

*Antal Emánuel:*

## A fölmelegedés mértékének összefüggése a felhőzettel

*Összefoglalás.* A dolgozat a közel adveksiómentes napokon történő fölmelegedés és a felhőzeti viszonyok között fennálló összefüggéseket vizsgálja. A fölmelegedés mértékében mutatkozó szórás segítségével kimutatja, hogy bizonyos esetekben még az adveksiómentes napokon sem elegendő csak a borultsággal számolnunk. A tanulmány második része statisztikai-matematikai eljárás alkalmazásával megállapítja, hogy a fölmelegedés és a felhőzet közötti összefüggés harmadfokú görbével kielégítő pontossággal megközelíthető. Végül bemutatja a felhőzettől függő fölmelegedés mértékét az észlelt és a kapott egyenletekkel számított adatok alapján.

★

*Связь между нагреванием и облачностью.* Автор исследует связи между нагреванием дней почти без адвекции и облачности. При помощи рассеяния, появляющегося в размере нагревания, он доказывает, что в некоторых случаях — даже при днях без адвекции — принятие во внимание только облачности не является достаточным. Вторая часть статьи устанавливает путем использования статистическо-математического метода, что связь между нагреванием и облачностью оказывается с достаточной точностью приближаемой при помощи уравнения третьего порядка. Наконец, он представляет размер нагревания зависящего от облачности, на основе данных обсерваций и мех. полученных путем уравнений.

★

A meteorológiai kutatás egyik legfontosabb módszere a mérés, illetve a megfigyelés elemzése. Az észlelt adatok feldolgozásánál kétféleképpen járhatunk el: vagy egyes megfigyelésekből következtetünk fizikai összefüggésekre, de sokkal általánosabb eljárás az, amikor statisztikai matematikai módszerekkel keresünk törvényszerű összefüggéseket. Bizonyos statisztikai eljárás alkalmazásával egyszerű feladatnak mutatkozik azon kapcsolatok törvénybefoglalása, amelyek már a gyakorlatból is ismeretesek. Legszembetűnőbb ezek közül a felhőzet hatása a fölmelegedés mértékére. A gyakorlatból tudjuk, hogy a borultság csökkenti mind a be-, mind a kisugárzást, vele együtt a fölmelegedés és a lehűlés mértékét. Tanulmányunkban a borultság és a fölmelegedés mértéke közötti számszerű összefüggéseket mutatjuk be.

### I.

A feldolgozáshoz az Országos Meteorológiai Intézetben végzett óránkénti szinoptikus megfigyeléseket, a hőmérsékleti minimum és maximum értékeit, valamint — a borultság pontosabb meghatározásához — egyes esetekben a napfénytartamot használtuk fel. Az adatok az 1947—1956.

évi megfigyelésekből származnak. Első lépésként kiválogattuk azokat az eseteket, amikor számottevő hőszállítás (advekcio) történhetett, s ezeket a napokat kizártuk a további számításokból. A talajmenti vízszintes hőszállítás megállapításához megvizsgáltuk a *hőmérséklet napi alakulását* (a termográf-szalagról vett óránkénti értékeket), a *vízszintes hőmérsékleti gradiens értékét és irányát*, a *szél sebességét és irányát* (az egész ország területére kiterjedően); míg a turbulens keveredésből származó hőátvitel megállapításához a *helyi szél sebességét és időtartamát* vettük figyelembe.

A hőmérséklet napi alakulásából megállapítható a hőmérséklet változásának periódikus vagy aperiódikus volta. Az aperiódikus változású napokon nyilvánvalóan számottevő a hőszállítás, ennél fogva az ilyen eseteket minden további vizsgálat nélkül elhagytuk. Számottevőnek találtuk a hőszállítást akkor is, ha a talajmenti horizontális hőmérsékleti gradiens  $2^{\circ}/100$  km-nél nagyobb volt és a gradiens irányába eső átlagos szélesebesség meghaladta a 3 m/sec-ot. Gyakran találtunk olyan napokat, amikor a Meteorológiai Intézet Kítaibél Pál uteai obszervatóriumában az észlelt szél sebessége hosszabb-rövidebb ideig lényegesen nagyobb volt, mint a környező állomásokon. Ha ilyen napokon a hőmérsékleti minimum és maximum beállta közti időszakban a szél sebessége legalább három órán át meghaladta az 5 m/sec-ot, tapasztalatunk szerint a turbulens hőátvitel jelentős szerepet játszott a hőmérséklet napi alakulásában, ami indokoltá tette az ilyen esetek elhagyását is.

Megjegyezzük, hogy a fent leírt határértékek megállapítása önkényes. Az ismertetett módszerrel azonban nem az advekcio számszerű értékét akarjuk megállapítani, hanem azokat a napokat választjuk ki, amelyekben a sugárzásból származó fölmelegedés mellett az advektív és konvektív hőszállítás elhanyagolható. Miután a nagymértékű advekcio minden nehézség nélkül megállapítható, az általunk önkényesen megválasztott határértékek csak annyiban befolyásolják a vizsgálat eredményeit, hogy a borultságtól függő fölmelegedés mértékének szórását növelik vagy csökkentik. Ha szigorúbb határértékeket állapítottunk volna meg, akkor a szórás csökkenésével növekedett volna a felhőzet és a fölmelegedés közötti összefüggés mértéke, azaz jobban megközelítettük volna a függvényyszerű kapcsolatot. Leghatározottabb összefüggést anticiklonális időjárási helyzetben kaptunk volna. A megfigyelések adatsorának rövidege miatt azonban nem szorítkozhattunk csupán ezekre az esetekre — egy-egy felhőzeti osztályra kevés adat esett volna, s nem fogadhattuk volna el jellemző értéknek —, éppen ezért a fenti megszorítások, határértékek figyelembevételével a sugárzási napokhoz (anticiklonális időjárási helyzet) hozzávettük azokat az eseteket is, midőn az advekciónak és a turbulens keveredésből eredő hőszállítás a sugárzásból származó hőszállítás mellett *gyakorlatilag* elhanyagolható volt. Az így kiválogatott napokon a fölmelegedés elég jó közelítésben a felhőzettől függő helyi sugárzási viszonyok eredménye. A továbbiakban az ilyen napokat *advekcióna* nevezük. Ezeknek száma az összes esetek százalékában kifejezve a következő volt:

jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
60	60	65	63	64	66	67	70	70	66	58	58 %

Az advekcióna napokon a felhőzet növekedésével csökkent a fölmelegedés mértéke és fordítva. A két elem között azonban nem találtunk

„szigorú” függvénykapcsolatot, mivel egy és ugyanazon felhőzeti értékhez még azonos időszakban is más-más fölmelegedési érték tartozik, hanem közöttük úgynevezett *stochasztikus kapcsolat* áll fenn. A fölmelegedés mértékében tehát szórás mutatkozott, amit előidézhetett vékony középmagas és magasszintű felhőzet, a levegő átlátszósága (köd, párásság, szennyezettség), a talaj állapota (hóval fedett, nedves, száraz), a levegő kezdeti hőmérséklete és egyéb zavaró tényező. A vékony középmagas és magasszintű felhőzet által előidézett szórást igyekeztünk csökkenteni azért, hogy az óránként megfigyelt borultsági értékek mellett figyelembe vettük a napfénytartamot is. Megemlítjük, hogy a felhőzeti átlagot a szokástól eltérően számítottuk, ugyanis a hőmérsékleti maximum beállta *utáni* felhőzetet már nem vettük számításba, mert a maximum beállta után jelenlevő felhőzet már nem befolyásolja a fölmelegedés mértékét.

A felhőzetet 11 osztályba soroltuk. Az elsőbe kerültek azok az esetek, amikor a hőmérsékleti maximum beálltaig terjedő időszak felhőzeti átlaga 0,0—0,9 közé esett, míg a 11-es osztályban a 10-es borultságú napok vannak. *I. táblázatunk* az egyes felhőzeti osztályokhoz tartozó átlagos fölmelegedés érté-

I. TÁBLÁZAT. *A fölmelegedés mértéke különböző nagyságú borultságok mellett advekciónmentes napokon, 1947—56-ban észlelt adatok alapján.*

n	felhőzet	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
1	0—0,9	6,8	10,1	13,9	14,7	15,2	15,5	14,7	14,9	14,9	13,1	7,6	5,4
2	1,0—1,9	6,2	8,6	12,8	13,2	13,7	14,0	13,9	13,8	13,3	11,7	6,8	4,9
3	2,0—2,9	5,1	7,4	11,2	12,6	13,5	12,6	13,0	13,0	12,0	10,7	6,1	4,7
4	3,0—3,9	4,9	6,9	10,2	11,4	12,9	11,9	12,4	12,2	11,5	9,7	5,9	4,4
5	4,0—4,9	4,8	6,2	9,4	11,1	12,0	11,4	11,1	11,3	10,5	9,2	5,6	4,2
6	5,0—5,9	4,5	5,8	8,3	10,4	11,4	10,7	10,7	10,9	10,2	8,7	4,9	4,0
7	6,0—6,9	4,2	5,7	7,5	9,8	10,1	10,0	10,0	10,6	9,6	8,2	4,9	3,9
8	7,0—7,9	4,0	4,8	7,1	9,5	9,7	9,4	9,6	9,9	9,0	7,4	4,8	3,6
9	8,0—8,9	3,0	3,8	5,8	8,0	8,0	8,8	8,5	8,5	7,8	6,7	3,9	2,9
10	9,0—9,9	2,5	3,1	5,1	6,3	6,5	7,1	7,0	6,4	5,9	5,2	3,4	2,3
11	10	2,0	2,0	3,5	4,1	4,3	5,6	5,5	5,3	3,8	2,9	2,3	1,9

keit közli. A várakozásnak megfelelően legkisebb a napi fölmelegedés értéke decemberben, a legalacsonyabb napállás idején. Legnagyobb viszont júniusban, midőn a Nap legmagasabban jár. Ámde nem minden borultsági osztálynál következik be júniusban a legnagyobb fölmelegedés. 2—8 tized közötti felhőzetnél a fölmelegedés mértéke nem a legmagasabb napállás hónapjában éri el a legnagyobb értékét. Táblázatunkban a megelőző vagy a következő hónapok valamelyikében ugyanilyen értékű felhőzetnél, de kisebb napállásnál nagyobb értékeket találunk. Az ok valószínűleg az erősödő konvekcióval függ össze.

Ha a borultság átlagos értéke egy tized alatti, akkor áprilistól októberig 15 fok körüli fölmelegedésre számíthatunk, teljes borultságnál viszont 4—6 fokosra. Legkisebb — 2 fok körüli — a fölmelegedés november és március között, ha teljesen borult az égbolt.

Az adatok megbízhatóságának elbírálásához kiszámítottuk a szórást ( $\sigma$ ), s ezt a *II. táblázatunk* tartalmazza. Megállapítható, hogy a szórás  $\pm$  irányban általában nem haladja meg a hőmérséklet előrejelzésénél alkalmazott 3 fokos intervallumot. Kivétel március és október, mert e két hónapban a  $\pm \sigma$  három esetben nagyobb 3 fognál.

A II. táblázatban megadott négyzetes eltérést felhasználhatjuk annak megállapítására is, hogy a közel advekcióna mentes napokon *mikor nem elegendő csak a felhőzetet számításba vennünk* a várható fölmelegedés mértékének megállapításakor. Nyilvánvaló ugyanis, ahol nagy a szórás, ott a borultságon kívül egyéb tényező is szerepet játszik a hőmérséklet alakulásában. Novem-

II. TÁBLÁZAT. *A fölmelegedési értékek szórása.*

n	felhőzet	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
1	0—0,9	1,3	1,3	1,5	1,0	0,9	0,7	0,8	0,9	1,0	1,5	1,4	1,3
2	1,0—1,9	1,2	1,2	1,8	1,1	0,8	0,7	0,8	0,9	1,2	1,5	1,2	1,2
3	2,0—2,9	1,0	1,0	1,5	1,0	0,9	0,8	0,9	0,8	1,0	1,3	1,1	0,9
4	3,0—3,9	0,7	1,0	1,9	1,3	1,1	1,0	1,0	1,0	1,4	1,4	0,9	1,0
5	4,0—4,9	0,9	0,8	1,5	1,4	1,0	1,0	1,1	0,8	1,3	1,4	0,9	0,9
6	5,0—5,9	0,7	0,7	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,7	0,9	0,8
7	6,0—6,9	0,4	0,8	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,0	1,3	1,3	0,9	0,6
8	7,0—7,9	0,5	0,9	1,2	1,1	1,2	1,3	1,1	1,2	1,2	1,4	1,1	0,9
9	8,0—8,9	0,7	0,8	1,1	1,2	1,2	1,3	1,3	1,4	1,2	1,1	0,8	0,7
10	9,0—9,9	0,8	0,8	1,0	1,3	1,3	1,4	1,5	1,4	1,0	1,0	1,0	0,5
11	10	0,9	0,7	0,9	1,0	1,3	1,3	1,3	1,5	1,1	1,4	0,8	0,5

bertől márciusig kis felhőzet mellett nagy a szórás, nagy felhőzet mellett pedig kicsi. Ezekben a hónapokban gyakori a rossz látás (köd, párásság, szennyezettség), ami csökkenti a besugárzást, ezzel egyúttal a fölmelegedést. Az említett hónapokban tehát a felhőzet mellett ajánlatos a látástávolságot is számításba vennünk, de csak kevés felhőzetnél, mert a rossz látási viszonyok kis borultságú napokon okoznak említésre méltó hibát (lásd II. táblázat adatait). Nagyobb borultságnál — négy tizedtől fölfelé — elegendő csak a felhőzet figyelembe vétele, amit bizonyít a szórás is.

Legnagyobb a szórás márciusban és októberben. Ennek okát abban véljük, hogy a Nap deklinációja e két hónapban változik legerősebben. Március első napjaiban a Nap delelési magasságától függően lényegesen kisebb a besugárzás, mint a hónap utolsó napjaiban, az azonos felhőzetű napokat mégis ugyanarra a hónapra vonatkoztatjuk. Októberben ellentétes értelmű a helyzet. Ugyancsak növeli a szórást ezen időszakban a fokozatosan növekvő, illetve csökkenő konvekció. E két hatással még áprilisban, sőt már szeptemberben is számolnunk kell, legfeljebb csökkentett mértékben.

Májustól szeptemberig kis felhőzetnél kisebb a szórás, borús esetekben pedig nagyobb, tehát éppen fordítottja a télinek. Ebben az időszakban a borús helyzetekhez tartozó fölmelegedési érték nagy szórásának oka abban rejlik, hogy a nyári hónapokban nagy felhőzetű napokat csupán úgy tarthattunk meg, ha egyes esetekben az elfogadott karakterisztikákat kismértékben meghaladó eseteket nem zártuk ki a feldolgozásból, noha a többi hónapokban az ilyen eseteket elhagytuk. Nyáron ugyanis nagyborultságú napok többnyire kisebb-nagyobb advekciónal jártak együtt, s hogy a nagy felhőzeti osztályoknál (7—10 tizedig) is elegendő adat álljon rendelkezésünkre, ezekben a hónapokban az erősen felhős napokon a kritikus értéket kisebb mértékben meghaladó hőszállítástól is el kellett tekintenünk. A párolgásra fordított hő szórást növelő hatása szintén a nyári hónapokban érvényesül legjobban.

## II.

Ha az egymáshoz tartozó felhőzeti és fölmelegedési értékpárokat berajzoljuk egy derékszögű koordinátarendszerbe, azt tapasztaljuk, hogy a pontok egy bizonyos helyen sűrűsödve helyezkednek el. Függvényyszerű kapcsolat

esetén — ha a fölmelegedés egyértelműen csak a felhőzettől függene — a pontok egy görbét alkotnának. A fölmelegedés mértéke a borultságon kívül azonban még számos más tényezőtől is függ, ami a fölmelegedésben szórást idéz elő, s így az egymáshoz tartozó értékpárok *nem egy görbén*, hanem egy elméletben elképzelt görbe *környezetében* helyezkednek el. A továbbiakban az a feladatunk, hogy meghúzzuk azt a matematikailag leírható görbét, amelyik keresztülmegy a ponthalmazon, s amelytől az egyes pontok négyzetes eltérése a legkisebb. Ha sikerül ilyen görbét találnunk, s a szórás a kívánt pontosság határára belül marad, akkor kimondhatjuk, hogy a felhőzet és a fölmelegedés mértéke között számunkra hasznosítható regressziós kapcsolat áll fenn.

A megfigyelt értékpárok egymáshoz való viszonyát a legkisebb négyzetek módszere segítségével állapíthatjuk meg. Közelítsük meg az elméletben elképzelt görbét — amely elég jó közelítésben nem más, mint az egyes felhőzeti osztályokhoz tartozó átlagos fölmelegedés — egy

$$f_m(x) = c_0 + c_1x + c_2x^2 + \dots + c_mx^m$$

hatványsorral. Legyen továbbá

$$d_i = f_m(x_i) - y_i$$

a kiszámított és az észlelt értékek közötti eltérés. A megközelítés mértékéül a szórás szolgál, mely nem más, mint az eltérések négyzetének átlagából vont négyzetgyök:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum d_i^2}{n}}$$

A megközelítő hatványsor fokszáma úgy választandó meg, hogy a közelítő görbe és az I. táblázat alapján megrajzolt görbe közti különbség ne legyen nagyobb a megkívánt pontosságnál. Feldolgozásunkban ez azt jelenti, hogy az észlelt adatok alapján megrajzolt görbét olyan matematikailag leírható görbével akarjuk helyettesíteni, amelyiknek eltérése minden pontban kisebb 0,5 foknál.

Jelöljük az észlelt felhőzetet  $x$ -szel, a fölmelegedés mértékét pedig  $y$ -nal.

Vezessük be a  $z_i = \frac{x_i - x_0}{h}$  változót, ahol  $x_i$  jelenti az egyes felhőzeti osztályközepeket,  $x_0$  az első osztályközepeket (0,45),  $h$  pedig az osztályközepek közti távolságot (1,0). Miután  $x$ -ről  $z$  változóra térünk át, a fent leírt  $f_m(x)$  hatványsor helyett  $f_m(z)$  hatványsorral fogjuk a megközelítést elérni. Evégből  $f_m(z)$ -t  $z$  hatványsora helyett  $q$  polynomsorba fejtjük ki:

$$f_m(z) = a_0 + a_1q_1 + a_2q_2 + \dots + a_mq_m,$$

mely mindig lehetséges.

A Jordán által ajánlott módszerrel [1] az  $a_0, a_1, a_2, \dots, a_m$  együtthatók értékei rendkívül egyszerűen kiszámíthatók. A koefficiensek kiszámításánál felhasználhatjuk a

$$\Sigma d(i)^2 = \Sigma y^2 - a_0^2 n - a_1^2 \Sigma q_1^2 - \dots - a_m^2 \Sigma q_m^2$$

egyenleteket, amelyek az eltérések négyzeteinek összegeit adják. A számítás első lépéseként egymás alá írjuk az összetartozó  $z, y, y^2$  értékeket, majd a két utóbbit összegezve megkapjuk a  $\Sigma y$ -t és a  $\Sigma y^2$ -et. Ezek ismeretében már kiszámíthatjuk az együtthatókat:

$$a_0 = \frac{\Sigma y}{n}; \quad a_1 = \frac{\Sigma yq_1}{\Sigma q_1^2}; \quad a_2 = \frac{\Sigma yq_2}{\Sigma q_2^2}; \quad \dots$$

A  $q_i, q_i^2$  értékeit táblázatokból kapjuk. Az  $a_0, a_1, a_2, \dots$  együtthatók kiszámítását addig folytatjuk, amíg a hozzátartozó eltérések négyzeteinek összege kisebb lesz, mint a  $0,5^2n$ , azaz a következő egyenlőtlenségnek kell teljesülnie:

$$\Sigma d(i)^2 < 0,5^2 n,$$

ahol  $n$  a borultsági osztályközépek száma (11), 0,5 pedig az észlelt és a számított értékek közötti megengedhető maximális eltérés.

Jelen esetben csak az  $a_0, a_1, a_2, a_3$  együtthatókat kellett kiszámítanunk, mert az  $a_3$  kiszámításánál a  $\Sigma d(3)^2$  már kisebb volt, mint  $0,5^2n$ . Így a keresett megközelítő polynom

$$Y = a_0 + a_1q_1 + a_2q_2 + a_3q_3$$

lesz. Ha ebbe az egyenletbe behelyettesítjük a  $q$ -ra és  $z$ -re vonatkozó összefüggéseket, a következő számításra alkalmas formát kapjuk:

$$y = c_0 + c_1x + c_2x^2 + c_3x^3.$$

Amint látható, Budapesten advekiómentes napokon a felhőzet és a fölmelegedés mértéke közötti kapcsolat harmadfokú görbével kielégítő pontossággal megközelíthető. A számítást minden hónapra elvégeztük, s így tizenkét egyenletet kaptunk, amelyeknek együtthatóit a *III. táblázatban* közöljük.

III. TÁBLÁZAT. A regressziós egyenletek együtthatói.

hónapok	$c_0$	$c_1$	$c_2$	$c_3$
		együtthatók		
január	7,5	-1,395	0,233	-0,0150
február	11,1	-2,236	0,337	-0,0206
március	15,1	-2,163	0,333	-0,0205
április	15,5	-2,283	0,410	-0,0294
május	15,8	-1,513	0,247	-0,0210
június	16,9	-3,145	0,577	-0,0375
július	15,5	-1,831	0,297	-0,0213
augusztus	16,1	-2,468	0,462	-0,0323
szeptember	16,2	-3,061	0,550	-0,0368
október	14,3	-2,525	0,431	-0,0288
november	8,2	-1,346	0,213	-0,0157
december	5,8	-0,854	0,165	-0,0121

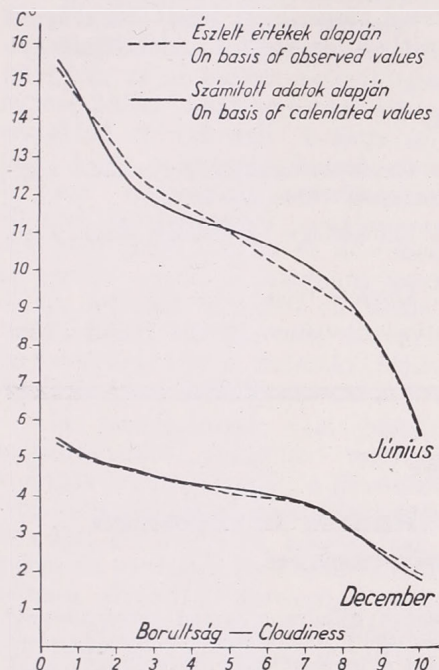
Az egyenletekkel kiszámíthatjuk az egy tized felhőzetesökkenésre eső hőmérsékletemelkedést. Ha lineáris volna az összefüggés — mint azt vártuk volna —, akkor 0—10-ig minden tized felhőzetnövekedésnek ugyanolyan értékű hőmérsékletesökkenés felelne meg. A kapcsolat azonban harmadfokú, s így kis és nagy borultságnál gyorsabb a esökkenés, mint a közbeeső felhőzetnél. A kis felhőzet melletti erősebb esökkenés főleg a nyári félévben figyelhető meg, míg a nagy felhőzet fokozottabb esökkenítő hatása egész évben tapasztalható, bár a téli hónapokban mérsékeltbb jellegű.

A harmadfokú összefüggést a következőképpen magyarázhatjuk. Egy-két tized felhőzet megjelenése még nem gátolja nagymértékben a besugárzást, tehát a fölmelegedés görbéjében nem várunk olyan hirtelen esést, mint amilyen a valóságban van. A görbe meredeksége azonban mindjárt érthetővé válik, ha figyelembe vesszük a felhőzetet létrehozó okokat is. A nyári félév-

ben az egy-két tized borultság általában a konvekció eredménye. A konvekció megindulásáig a besugárzásból eredő fölmelegedés szabadon érvényesülhet, de a feláramlás kezdetével megindul a függőleges hőátvitel is, s ez csökkenti a további fölmelegedés iramát. A második törés a 8 tizedes borultságnál jelentkezik, ami teljesen érthető, hiszen ilyen nagymértékű felhőzetnél már csak kevés direkt sugárzásra számíthatunk, s kicsi a valószínűsége annak, hogy a talajra érkező kevés direkt sugárzás éppen a megfigyelőállomásra essék. A törést nemcsak a direkt sugárzás csökkenése okozza, hanem a szórt sugárzásnak a felhőzet vastagodása következtében előálló mérséklődése is.

Az említett két törés már az adatokból is kiolvasható, de sokkal szemléletesebb a törés grafikonon. Ábránk a júniusi és a decemberi összefüggést mutatja be. A pontozott görbe az észlelt, a folytonos pedig a számított értéket tünteti föl. Ábránk szerint nyáron erősebbek a törések, mint télen, ami következik a fentebb elmondottakból és főleg abból, hogy télen igen alacsony a Nap állása.

Végül IV. táblázatunk a fölmelegedés mértékét mutatja különböző nagyságú felhőzet mellett, advekciómentes napokon, számított adatok alapján. Összehasonlítva ezt az I. táblázattal, megállapítható, hogy az észlelt és a számított adatok közötti eltérés sehol sem haladja meg a 0,5 fokot. A III. táblázatban közölt együtthatókkal alkotott



A borultság és a fölmelegedés mértéke közti összefüggés júniusban és decemberben. — Relation between the cloudiness and the measure of rise of temperature in June and December.

harmadfokú egyenleteket tehát elég jó közelítéssel használhatjuk a fölmelegedés mértékének kiszámítására. Az egyenletek megoldása során fölhasznált legkisebb értékű felhőzeti osztályközép 0,45 volt, ezért alkalmazásuknál az ennél kisebb értékű borultságokat is 0,45-re kell kerekítenünk.

IV. TÁBLÁZAT. A fölmelegedés mértékének számított értékei.

n	felhőzet	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
1	0—0,9	6,7	10,1	14,1	14,8	15,1	15,6	15,8	15,1	14,9	13,3	7,6	5,5
2	1,0—1,9	6,0	8,6	12,4	13,2	13,9	13,9	13,6	13,5	13,0	11,7	6,8	4,9
3	2,0—2,9	5,3	7,3	10,8	12,2	13,1	12,2	12,6	12,6	11,5	10,4	6,1	4,7
4	3,0—3,9	4,9	7,0	10,0	11,5	12,8	11,6	12,0	11,9	11,0	9,6	5,8	4,4
5	4,0—4,9	4,6	6,1	9,1	11,1	12,1	11,3	11,5	11,4	10,3	9,2	5,5	4,3
6	5,0—5,9	4,5	5,7	8,4	10,7	11,5	10,9	11,0	11,2	10,0	8,7	5,2	4,1
7	6,0—6,9	4,2	5,2	7,6	10,1	10,7	10,5	10,4	10,7	9,6	8,2	5,0	3,9
8	7,0—7,9	3,8	4,7	7,2	9,3	9,6	9,9	9,7	10,0	8,7	7,5	4,6	3,6
9	8,0—8,9	3,3	3,9	5,9	8,0	8,0	8,8	8,5	8,7	7,6	6,5	3,8	2,9
10	9,0—9,9	2,5	2,7	4,6	6,0	6,1	7,1	6,9	6,7	5,4	4,7	3,1	2,1
11	10	1,9	1,9	3,4	4,4	4,2	5,6	5,7	5,3	3,8	3,3	2,3	1,8

Befejezőképpen megemlítjük, hogy az eredmények — még ha számszerű és matematikai összefüggések is — csak tájékoztató jellegűek lehetnek, mivel a fölmelegedés mértékét az általunk figyelembe vett felhőzetten és hőmérsékleti advekción kívül számos egyéb tényező is befolyásolja. Bizonyos mértékű pontatlanság származik abból is, hogy a felhőzet mennyiségének megállapítása az észlelő szubjektív megítélésén alapszik. A talált összefüggés azonban elég jól tájékoztat, ha a dolgozatban említett hibalehetőségeket figyelembe vesszük.

#### IRODALOM :

- [1] *Jordán Károly*: Észlelések eredményeinek törvénybefoglalása polynomok segítségével. Matematikai és Physikai Lapok, Budapest 1922. 49—63. o.
- [2] *V. Conrad and L. W. Pollak*: Methods in Climatology. Cambridge, Mass., 1950. 242—257. o.
- [3] *M. H. Quenouille*: Introductory Statistics. London 1950. 123—132. o.
- [4] *Paul G. Hoel*: Introduction to Mathematical Statistics. Second Edition. New York, 1955. 125—136. o.

Goll György :

## **Termisztorral működő villamos távhőmérő meteorológiai mérésekre**

*Összefoglalás.* Mikroklimatikus vizsgálatok céljaira egyszerű alkatrészekből több mérőhelyes villamos hőmérsékletmérő készíthető. A hőmérséklet meghatározását ellenállás-mérésre visszavezető termisztorral a meteorológiai követelményeknek megfelelő pontosságú adatok nyerhetők. A tanulmány ilyen — mikroterek hőmérsékletének mérésére alkalmas — termisztorok laboratóriumi elkészítésének és kalibrálásának módját írja le.

★

*Télé-thermomètre électrique fonctionnant avec thermistor, employé aux measurements météorologiques.* Dans le but des recherches microclimatologiques on construit un thermomètre électrique avec plusieurs points de mesure. Par l'aide du thermistor — ramenant la détermination de la température au mesurage de la résistance — on obtient des dates d'une exactitude satisfaisante aux exigences météorologiques. L'auteur rend compte de la construction dans le laboratoire et de la calibration des thermomètres utilisables au mesurage de la température des micro-espaces.

★

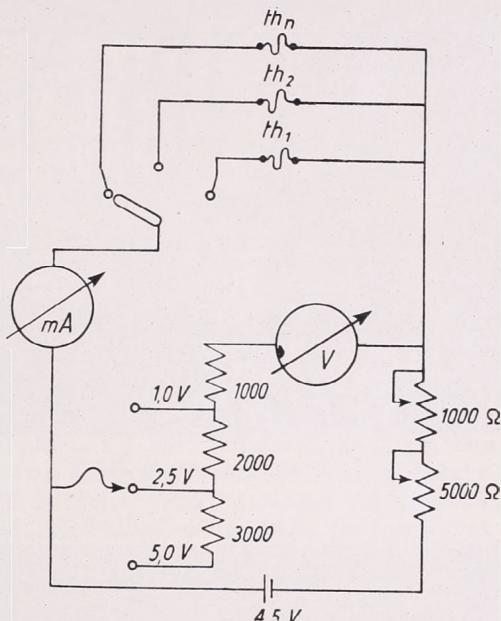
A félvezető anyagokat azon tulajdonságuk, hogy villamos vezetőképességük, ellenállásuk nagymértékben függ hőfokuktól, alkalmassá teszi a hőmérséklet mérésére. Az ilyen alapon működő eszközöket termisztorhőmérőknek nevezik. Minthogy ellenállásuk megmérése viszonylag egyszerű villamos készülékekkel elvégezhető, használatuk köre erősen növekedőben van. Segítségükkel könnyen lehet nagyérzékenységű hőmérőket készíteni.

Ezen dolgozatnak az a célja, hogy leírást adjon arra nézve, miként lehet egyszerű alkatrészekből a meteorológiai követelményeknek megfelelő pontosságú és használhatóságú több mérőhelyes villamos hőmérőeszközt készíteni, különösen mikroklimatikus vizsgálatokra. Ilyen célú hazai műszerszükséglet

ténylegesen fennáll, mert különösen a mikroterek hőmérsékleti viszonyainak tanulmányozása számtalan vonatkozásban olyan érdekes, fontos feladat, hogy annak széleskörű végrehajtása sok kutató közreműködésével elsőrendű fontosságú.

A terisztorok laboratóriumi tanulmányozásának eredményeképpen kialakítható volt olyan egyszerű felépítésű műszer, mellyel igen könnyen végrehajtható a terisztoros hőfokmérés és az eszköz összeállítása is megoldható hazai gyártású alkatrészekből. Szerző nem barátja annak, hogy a kutató, ha csak nem teljesen jártas a mérés technika elméleti és gyakorlati vonalán, az eszközeit maga készítse el, de ebben az esetben ez az elv feladható, mert olyan egyszerű és szinte elhibázhatatlan feladatról van szó, melynek megoldására kevés műszaki ismerettel is lehet vállalkozni.

A terisztorral való hőfokmeghatározást ellenállás mérésre vezetjük vissza, vagyis a félvezető terisztor villamos ellenállását kell az adott körülmények között megmérni és azután a terisztorra előzetesen elkészített hitelesítési táblázat vagy grafikon felhasználásával lehet az ellenálláshoz tartozó hőfokot megállapítani. Az ellenállás meghatározás céljára legegyszerűbbnek mutatkozott az Ohm-törvény



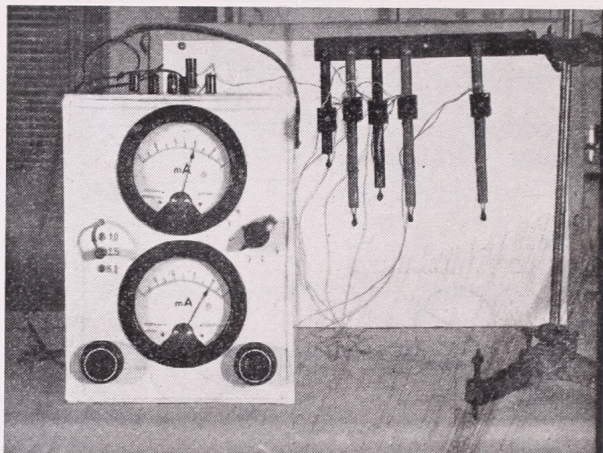
1. ábra. — *Abbildung 1.*

felhasználásával az ellenállást a vezetón levő feszültségesés és a vezetón áthaladó áram erősségének hányadosaként meghatározni. Az ellenállást ohmértékben kapjuk, ha a vezető két vége között levő, voltokban mért feszültségesést osztjuk a vezetón áthaladó áram amperekben mért erősségével. A Wheatstone-híddal való ellenállásmérést, amely obszervatóriumi körülmények között igen pontos hőmérsékletmérést tesz lehetővé, mellőztük, mivel ez a mérési eljárás nem szabadba való és a készülék elkészítése sem egyszerű.

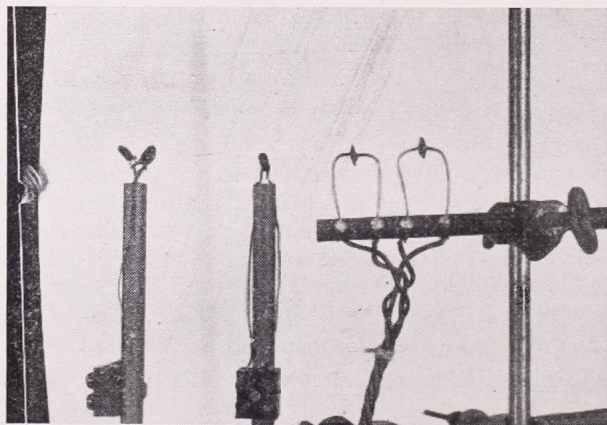
Az Ohm-törvényen alapuló ellenállásmérő kapcsolási vázlatát az 1. ábra mutatja.

A kapcsolási vázlaton látható két mérőműszer 125 DmAf típusú és méretű, 1 milliamper végkitérésű kapcsolótábla műszer. Közülük az egyik áramerősség mérésre szolgál, míg a másik előtétellenállásokkal sorbakötve voltmérőként működik, három (1 volt, 2,5 volt és 5 volt) mérőhatáron. A voltmérő előtétellenállásai: Remix 6 wattos huzalellenállások, 1000, 2000 és 3000 Ohm nagyságban. A voltmérő előtétjeinek beállítását a három mérési határra úgy végezzük el, hogy a voltmérőt párhuzamosan kötjük egy hitelesítő voltmérővel, azon külső áramforrás és ellenállás segítségével beállítjuk az első előtét hitelesítéséhez szükséges 1 volt feszültséget és ezután az első előtét kivezető végének szorítóját meglazítva a kivezetést addig mozdítjuk el az ellenállás mentén, míg a hitelesítendő műszer a teljes kitérést nem mutatja.

Ekkor az előtét kivezetését rögzítjük. Ugyanígy járunk el a 2,5 és az 5 voltos előtétek hitelesítésénél is. A műszer előnyös tulajdonsága, ha az előtétek pontos beállításával a voltmérő a valódi feszültséget mutatja. Ez azonban feltétlenül szükséges, mert az ohmértékek lehetnek viszonylagosak is, mint-hogy ezeket a termisztorok hőfokkalibrálása során hőmérsékletértékekre szá-



2. ábra. — *Abbildung 2.*



3. ábra. — *Abbildung 3.*

mítjuk át. Így az abszolút vltfeszültség a mérés hitelességét nem befolyásolja, csak a feszültségarányoknak kell állandóknak lenniük.

Az áramkörben van még két folytonosan változtatható ellenállás: 1000 és 5000 ohm értékű, melyek az állandó telepfeszültség (4,5 voltos zseblámpaelem) mellett a mérőáram erősségének beállítására szolgálnak. Az ohmmérés pontossága ugyanis azt kívánja, hogy lehetőleg olyan viszonyok között mérjünk, amikor az áramerősség értéke 1 milliamper körül van. Szükséges még egy többfokozatú kapcsoló, mely arra szolgál, hogy a termisztorokat egymás után a készülékre kapcsoljuk.

A mérőhelyek száma elvileg tetszőleges lehet és csak attól függ, hogy milyen gyorsan kívánjuk az egyes mérőhelyeken a méréseket ismételni, változások megállapítására. Tapasztalatunk szerint egy készülékkel elegendő 6 termisztort működtetni.

A készülék, megfelelő méretű könnyű do-

bozba szerelve, könnyen hordozható és a tapasztalat szerint olyan erős behatásokat is elbír, aminőknek a szabadban ki van téve. A mintakészülék súlya valamivel kevesebb 2,5 kg-nál. A külső kivitel a 2. ábra szemlélteti.

A termisztorok közül a leírt 1 milliamper körüli mérőáramú készülékhez az úgynevezett *tárcatermisztorokat* lehet jól használni. Ilyen például a 2TT3 típusú (gyártja az Egyesült Izzólámpa és Villamossági Gyár). Ennek nagysága ugyanis olyan méretű, hogy a mérés időtartama alatt 1 milliamper áramerősséget számbajövő melegedés nélkül elbír. A kisebb méretűek gyen-

gébb mérőáramot kívánnak és emiatt nem megfelelők. A tárcsatermisztorok hőtehetetlensége a használatos meteorológiai higanyhőmérővel egyenlő nagyságú, éppen ezért körülbelül ugyanolyan gyorsan állanak be a mérendő hőfokra. A mérés céljaira a termisztorokat tartóval kell ellátni, melyen az áramkivezetésekre szorítókat szerelünk. Ilyen felerősítéseket mutat be a 3. ábránk.

A termisztorokat fiberrúd bevágásába ragasztottuk fel hozzávezetéseinél fogva, így a termisztorok szabadon állnak. Vigyáznunk kell arra, hogy a termisztorhoz közvetlenül csatlakozó vezetékét minél kevesebbet mozgassuk, mert ettől a termisztor ellenállása megváltozhatik. Ezért jó, ha a termisztorokat használaton kívül valamilyen tokban tartjuk. A szabadban való használatkor védenünk kell a termisztorokat a hosszabb beázástól is. A harmat ellen, minthogy az hamar felszárad, a termisztorok további lakkozása elegendő védelmet nyújt. Ha a termisztorokat további lakkozással védjük a nedvesség hatása ellen, érzékenységük rendszerint csökken.

A 3. ábra jobb oldalán a használatos fölerősítések szemléltetésére két 2TT3, közepén egy, míg a bal oldalán két sorbakötött termisztor látható.

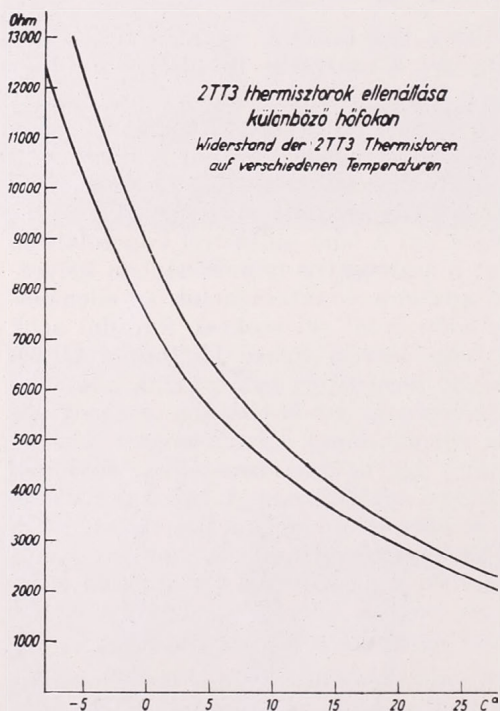
A hőmérsékletmérés végrehajtására a termisztorok megmért ellenállásait hőfokértékre kell vonatkoztatnunk. Ennek érdekében az egyes termisztorokat hőfokkalibrálással kell hitelesítenünk. Observatóriumi körülmények között pontosan szabályozható termosztátokkal állítunk elő állandó hőmérsékleteket zárt térben és az oda behelyezett termisztorok ellenállásait mérjük. A szerényebb igényű gyakorlatban, amint ezt a leírt műszerrel kapcsolatban is tettük, elegendő, ha a termisztorokat a szabványos hőmérőházban helyezük el és az ott levő állomási hőmérő adataira vonatkoztatjuk az ellenállásokat. A hőmérőházban ugyanis rövid időn belül elő szoktak fordulni azok a hőmérsékletek, melyeket más helyen és időben mérni kívánunk. Olyan módon is el lehet járni, hogy a vizsgálandó termisztorot behelyezzük a szellőztetett Assmann-hőmérőpár száraz-hőmérőjének szívónyílásába és megvárjuk mind a hőmérő, mind a termisztor ellenállásának állandósulását. Ha ezt az eljárást több, különböző hőmérsékletű helyiségben ismételjük, rövidebb idő alatt lehet a termisztor hőfokértékre hitelesíteni. A hőfokkalibrálást célszerű többször megismételni. Mivel az ellenállás nem lineáris függvénye a hőmérsékletnek, lehetőleg sok adatot kell meghatározni, hogy a kalibrálás kielégítő legyen. A leírt eszköz esetében is legalább 3—4 fokként érdemes meghatározni a hőmérséklethez tartozó ellenállást, hogy a kalibrálásnak grafikus ábrázolására kielégítő sűrűségű pontsort kapjunk.

A kalibrálási grafikon megadja a különböző hőfokokhoz tartozó ellenállásértékeket. Ezt úgy készítjük el, hogy a kalibrálásnál az egyes hőfok-ellenállás összetartozó pontjait folytonos vonallal összekötjük. Ilyenkor a mérőműszer minden hibája kiderül. Ha például a voltmérő előtellenállásai nem készültek kielégítő pontossággal, akkor a más mérési határú voltmérővel meghatározott ellenállásértékek egymás között nem egyeznek, vagyis méréshatárként a kalibrálási adatok eltérők. Mivel a hőfokkalibrálás relatív ohm-értékekre történik, ez nem okoz hibát, ha a hőfokkiértékelést mindig arra a méréshatárú kalibrálási görbére vonatkoztatjuk, mellyel a hőmérsékletmérést végeztük.

A hőfokkalibrálási görbe megrajzolásánál nem szabad a mm-papírossal takarékoskodni és célszerű nagy méretekkel dolgozni. Azt tapasztaltuk, hogy legcélszerűbb olyan méretű grafikonok készítése, ahol  $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  hőfokváltozásnak 2 mm, 100 ohm ellenállás változásnak pedig 5 mm hosszú-

ság felel meg. Mivel a kalibrálási görbe erősen változó hajlású, az egyes pontokat görbe vonalzóval kell összekötnünk. Érdemes az egész kalibrálási görbét nagyméretű ábrán is elkészítenünk, mert ezáltal jobban kitűnnek és így ki is küszöbölhetők a görbevonal esetleges törései. Fontos, hogy mindegyik kalibrálási görbe mellett fel legyen tüntetve, hogy melyik voltmérő mérés-határ felhasználásával készült. Valamivel egyszerűbbé válik az ábraszerkesztés, ha az ellenállásokat logaritmikus léptékben ábrázoljuk, de ez azzal a hátránnyal jár, hogy a hőfokmérési eredmények kiértékelésénél könnyebben tévedhetünk az ohmskála folytonosan változó mérete miatt. A 4. ábra kicsinyített léptékben a 2TT3 termisztorok ellenállásának a hőmérséklettől való függését tünteti fel.

A 4. ábránk arra is rámutat, hogy a termisztor ellenállása milyen nagy mértékben változik a hőmérséklettel. Nagyon alacsony és magas hőmérsékleteken emiatt nem könnyű a mérés, mert első esetben a mérőáram erőssége lesz kicsi, második esetben a feszültséget kell igen alacsonyra vennünk. Ilyen extrém hőfokok mérésére célszerű, ha 2 termisztor használatunk: alacsony hőfokoknál párhuzamosan, magas hőmérsékletnél sorosan kapcsoljuk őket. Két termisztor alkalmazásával az érzékenység is növekszik. Természetesen ilyenkor a hitelesítést is azonos körülmények közt kell végrehajtanunk.



4. ábra. — *Abbildung 4.*

A szabadban elhelyezett termisztorokat vezetékhalózzal kell az észlelőhellyel összekötnünk. *Itt mutatkozik a termisztor nagy előnye másfajta villamos távhőmérőkkel szemben.* A termisztorok ugyanis vékony vezetékekkel köthetők össze, mert a mérendő ellenállások és azok megváltozásai olyan nagyok, hogy mellettük a vezetékek ellenállása elhanyagolható. A vezetékekhez 0,5 mm átmérőjű rézhuzalt szoktunk használni. A vezetékeket kis porceláncsigákra kötjük fel olyan magasságban, hogy alattuk közlekedni lehessen. Vigyázzunk azonban arra, hogy nedves időben a vezetékek lombozattal ne érintkezzenek. A használt vezeték méret ellenállása 100 méterenként kb. 8 ohm, úgyhogy viszonylag igen hosszú hálózat használható; 50 ohm feletti vezeték ellenállását természetesen már figyelembe kell vennünk.

A félvezető termisztor ellenállásának hőfokfüggése a termisztor anyagának természetéből kifolyólag lassan változik olyan irányban, hogy az érzékenység csökken. Ez a félvezetőben létrejövő szerkezeti átalakulások következménye. Ezért a kalibrálási grafikon érvényességét időről időre újrahitelesítéssel ellenőriznünk kell. Új termisztorok 3—4 hónap folyamán már észre-

vehetően megváltozhatnak. A változás a termisztor mesterséges öregítésével csökkenthető, de meg nem szüntethető. Ilyen öregítés abban állhat, hogy a termisztor gyors egymásutánban forró olajban melegítjük, majd lehűtjük. Ilyenkor azonban az érzékenység csökkenni szokott.

Célszerű a termisztorokat csak a mérés tartamára áram alatt tartani. Hosszasabb áramátmenet alatt ugyanis szakítási (polarizációs) jelenségek is mutatkoznak a termisztoron, azonkívül az áram *Joule* hőhatása is észrevehető. E jelenségek következtében a mért ellenállás a hőmérsékletnek megfelelően mindig kisebb.

Végezetül meg kell fontolnunk a mikroklimatikus hőmérsékletmérés egyik kényes kérdését, mely azonban nemcsak termisztorokkal kapcsolatban merül fel. Ez abban áll, hogy a *vizsgálendő térség hőszigetelési viszonyai* befolyásolják a hőfok meghatározását. A termisztor hőszigetelésre való képessége hasonló a fekete testéhez és emiatt igen érzékeny a hőszigetelés hatása iránt. Ezért, ha helyes hőmérsékletértékeket akarunk nyerni, a hőszigetelés hatását ki kell küszöbölnünk. Ha napsütés nincs, a hőszigetelés talán még végrehajtható, de napos időben végzett minden mérésnek bizony eléggé kérdéses a pontossága. A szokásos hőszigetelési eljárások (árnyékolás, szellőztetés) a mikrotér hőfokának meghatározásánál nem használhatók. Ezeknél célravezetőbbnek látszik a hőszigetelés oly módon történő megvalósítása, hogy a termisztor a hőszigetelés irány felé árnyékoljuk kis hőkapacitású, rossz hővezetőképeségű, habalakú hőszigetelőanyaggal. Ilyen a magyar gyártmányú *thermonit-íporka*. Ezen irányban kísérletek folynak, de a feladat távolról sem megoldott. A mikroklimatikus hőmérsékletmeghatározás e tekintetben talán még ott áll, ahol a klasszikus léghőmérséklet mérések voltak *Berson, Süring, Assmann* és *Hergesell* vizsgálatai előtt.

A termisztor beállása a külső hőmérsékletre, különösen légmozgás nélküli terekben, eléggé vontatott és több perc szükséges ahhoz, hogy felvegye a valódi hőfokot. Ilyenkor a hőmérő gyorsabban veszi észre a környezet hőfokváltozását, ha azt egy fonálra függesztett súlyra erősítve pár cm amplitúdóval lengetjük. Ez a mozgás, mint kismértékű szellőztetés, igen elősegíti a hőmérő és környezete közötti hőcserét, de talán nem változtatja jelentősen a mikrotér hőállapotát.

## A csapadék és a felhőzet átlagos mennyiségének kapcsolata

*Összefoglalás.* A csapadék és a felhőzet havi törzsértékeinek összehasonlítása alapján a dolgozat megállapítja, hogy a két elem évi járása a Kárpát-medencében nagy vonalakban ellentétes. Ennek következtében a csapadék/felhőzet viszonyszám, mint a felhőzet csapadékhatékonyságára jellemzőnek tekinthető számtérék nagy vonásokban a hőmérséklet, illetve a vízgőztartalom évi járásával mutat párhuzamosságot. A Cs/F viszonyszám a medence belsejében általában nagyobb, mint a hegyvidékeken.

★

*Connection between precipitation and mean cloudiness.* On basis of comparing monthly normal values of precipitation and cloud-amount, the author states that the yearly march of the above two elements is — in its rough line — inverse in the Carpathian basin. In consequence of this, the ratio of precipitation/clouds — as a numerical value, characteristic to precipitation-effectiveness of the clouds — shows in its large features a parallelism with the yearly march of temperature and water-vapor content respectively. The ratio  $Cs/F$  is in the basin generally larger than in mountainous regions.

★

A klasszikus klimatológia leginkább kifogásolható hiányossága, hogy az éghajlati elemeket többnyire csak *önmagukban*, a többi elemtől függetlenül vizsgálta. Így azután valamely terület éghajlatának jellemzésénél alig tudott valamit mondani arról, hogy az egyes elemek milyen mértékű *együttes* gyakorisággal fordulnak elő. (Érdekes ellentmondásként az éghajlatot mégis mint „átlagos időjárást” definiálta.) Ezen a hiányosságon a dinamikus, illetőleg komplex klimatológiai módszerek hívatottak segíteni. Ezek ugyanis vagy az előforduló időjárás típusok (légtömegek, frontok stb.) gyakoriságával, vagy pedig az időjárási elemek *egyidejű* értékeinek számbavételével igyekeznek az éghajlatot jellemezni. Amíg az első módszernél az időjárási típusok vagy a légtömeg-jellemző sajátosságok megállapítása okoz nehézséget, addig a második módszernél csak a gépi adatfeldolgozás segítségével lehet legyőzni a rendkívüli számolási nehézségeket.

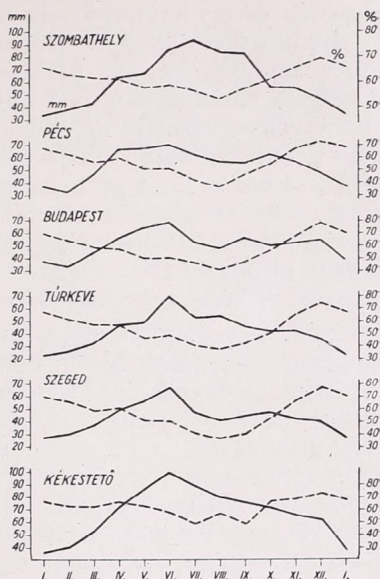
Már a klasszikus klimatológiában is találunk kísérleteket komplex feldolgozásokra. Ilyenek például a közismert csapadék-, illetőleg hőmérsékleti szélrózsák. Ezeknek elkészítése azonban szintén igen hosszadalmas. Felmerülhet tehát a kérdés, vajon az egyes éghajlati elemek egyszerű, havi átlagértékeinek összehasonlításából, vagyis komplex módszerekkel való kezeléséből nem lehet-e olyan összefüggéseket nyerni, amelyek éghajlatunk bensőbb törvényszerűségeire is fényt vetnek?

Ilyenfajta összefüggések elsősorban azon elemeknél kereshetők, amelyek amúgy is szorosabb kapcsolatban állanak egymással. Gondolunk pl. a csapadék, a felhőzet, illetőleg a légnedvesség értékeire. Nehezebb kapcsolatot találni a légnymomás és a hőmérséklet vagy a hőmérséklet és a látástávolság között. Ilyenfajta összefüggések kutatására jól használható a korrelációs módszer, amint arra néhány példát hazai irodalmunkban is találhatunk [1].

A felvetett gondolat értelmében a következőkben a csapadék és a felhőzet *havi* törzsértékeit tesszük vizsgálat tárgyává. A kérdést időbeli és térbeli viszonylatában vizsgáljuk, vagyis megnézzük: milyen kapcsolatban áll a csapadék- és a felhőzet *mennyisége a)* az év folyamán, illetőleg *b)* a Kárpát-medence térségében.

Az 1. ábrán bemutatjuk hat kiválasztott állomásról a csapadék és a felhőzet 30 évi (1901—30) havi törzsértékeinek [2, 3] évi változását. Megállapíthatjuk, hogy a két elem évi változása nagy vonásokban mindenütt *ellentétes* (50—90%-ig terjedő korrelációval). Különösen éles az ellentétes menet a Dunántúl nyugati részén, valamint Északi-Középhegységünkön. A nyári hónapokban többé-kevésbé párhuzamos a két görbe futása, különösképpen az ország középső és déli részén. A vizsgálatokat egyébként 25, a Kárpát-medencében meg lehetőségen egyenletesen elosztott állomás adatai alapján végeztük, amelyek közül 9 Magyarország határain kívül fekszik. (Ez utóbbiak közül 5-nek az adatai azonban csak az 1871—1900 közötti 30 évre vonatkozó törzsátlagok formájában állottak rendelkezésünkre.)

Hogy az összefüggés évszakos változásait is szemügyre vehessük, megvizsgáltuk a hónapról hónapra vett változások közötti előjel korrelációit [4] (tendencia-korrelációit). A 20 állomás egyidejű adatai alapján ez a tendenciakorreláció a következő:



1. ábra: A csapadék- és a felhőzet-mennyiség évi változása (1901—30)

I—II	II—III	III—IV	IV—V	V—VI	VI—VII	VII—VIII	VIII—IX	IX—X	X—XI	XI—XII	XII—I
+20	-90	0	-70	+40	+70	+70	0	-60	-30	-40	+100

A tendencia-korrelációs adatok szerint egyértelmű összefüggés csak decemberről januárra mutatkozik, amidőn mindkét elem minden állomáson fogyást mutat. Erős az összefüggés februárról márciusra, amidőn a tendencia-korreláció —90%, vagyis a *felhőzet csökkenését a csapadék mennyiségének növekedése kíséri*. Ugyanilyen értelmű még az áprilisről májusra vett változások összefüggése. Az őszi hónapokban viszont a *felhőzet növekedése jár együtt a csapadék csökkenésével*. A nyári hónapokban is elég erős, de pozitív jellegű az összefüggés.

Az átmeneti időszakokban (márciusról áprilisra, illetve augusztusról szeptemberre) a korreláció értéke 0. Évszakosan: tavasszal (II—V) —53% nyáron (V—VIII) +60%, ősszel (IX—XII) —43%, télen (XII—II) +60%.

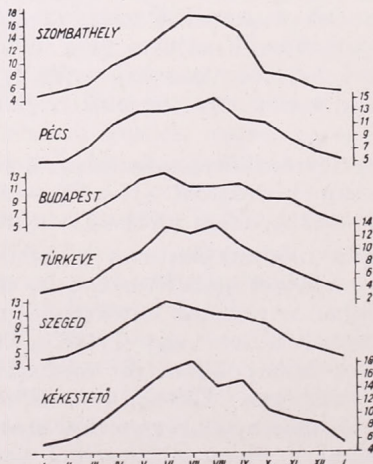
A rendelkezésre álló számadatok alapján módunkban van a felhőzet-mennyiség *hatékonyságára* jellemző „csapadék/felhőzet” (Cs/F) hányados megalkotása. Ez a hányados, amelyet a továbbiakban nevezünk hatékonyságnak, kifejezi a *felhőzet-mennyiség 1 egységére* (tized-felhőzet vagy 1 százaléknyi borultság) *jutó csapadékmennyiséget* az egyes hónapokban. E számadatok értékelésénél azonban néhány megfontolás szükséges. Először is a felhőzet mennyiségében nem jut kifejezésre a különböző felhőfajták részesedési aránya. Egyelőre, sajnos, nem állnak rendelkezésünkre olyan statisztikai összeállítások, amelyek megmutatnák, hogy az átlagos, mondjuk évi 55%-nyi borultságnak hányadrészét teszi az alacsony felhő vagy a középmagas felhőzet, illetve a cirrusz. Másodsor: sokkal több napon van felhőzet, mint

csapadék és így erőltetettnek látszik a felhőmennyiség *egységére* kiszámítani a csapadékmennyiséget. Harmadszor: különbségek lehetnek az állomásra hulló csapadék területi kiterjedésében és az észlelő által megfigyelt évképborultsági eloszlásában. (Itt meg kell azt is gondolnunk, hogy mekkora területre érvényes például az észlelő által jelentett *teljes borultság*. Tétélezzük fel, hogy a felhőzet alsó szintje éppen 1 km magasságban van az észlelőállomás fölött, akkor a Föld görbültsége miatt a látható égbolt 113 km sugarú kört jelent. 2 km-es alapszint esetében már 150 km, a cirrusz-nívó számára pedig már körülbelül 350 km a kör sugara.) Mindezek ellenére a *Cs/F viszonyt* alkalmazni *tarthatjuk arra, hogy — legalábbis nagy vonásokban — kifejezze az egyes hónapok felhőzetének csapadékhatékonyságát.* (I. táblázat.)

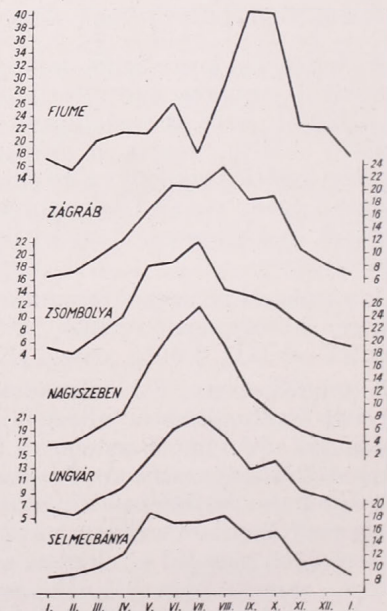
A 2. és a 3. ábrán ezt a *Cs/F viszonyt* ábrázoltuk is, szintén néhány jellemzőnek tekinthető hazai, illetőleg határon túli állomásról.

Mint láthatjuk, a *Cs/F viszony évi változása nagyjából a hőmérséklet (és a párányomás) évi járását követi.* Minimuma a téli hónapokban, januárban vagy februárban van, maximuma viszont a nyári hónapokra esik, de az egyes állomásokon meglehetősen változatosan fordul elő június, július vagy augusztus. (Selmezbányán meg éppen májusi maximumot találhatunk.) Nagyobb eltérést csak a tengerparti Rijeka (Fiume) görbéje mutat, ahol a nyári másodlagos minimum után őszi (IX, X) főmaximumot látunk.

A 4. ábrán egyébként térbeli viszonylatban láthatjuk, hogy a nyári maximum a Kárpát-medence melyik területén, melyik hónapra esik. Az ország közepén júniusi maximumokat találunk, az Északi Középhegység területén júliusit, a déli országrészekben augusztusra esik a maximum, de ugyancsak augusztusban leghatékonyabb a felhőzet a Tiszántúl északi felében is. Az Alpok előterében, valamint a Keleti Kárpátokban szintén júliusban van a maximum.



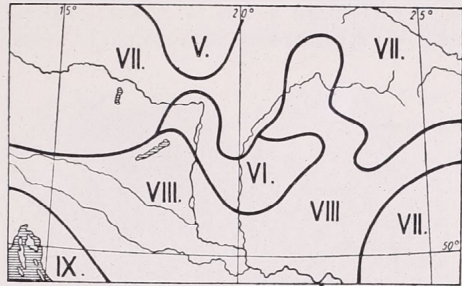
2. ábra: A felhőzetmennyiség csapadék-hatékonyságának változása az év folyamán (1901—30)



3. ábra: A felhőzetmennyiség csapadék-hatékonyságának változása az év folyamán (1871—1900)

A Cs/F viszony egyébként, a felhőmennyiség tizedeire számítva, a téli hónapokban 4—6 mm-t tesz ki, nyáron azonban 10—20 mm/tized-borultság nagyságot ér el. Fiume esetében szeptemberre 40 ilyen egység is előáll. Az évi átlagokra vonatkozóan a hányados nálunk 100 mm körül van, de Európa távolabbi részén ennél alacsonyabb, illetve magasabb értékeket is találunk.

Igen érdekes megvizsgálni a hatékonyság növekedését télről nyárra (5. ábra). Általában a hatékonyság körülbelül háromszorosra növekszik, vagyis a hatékonyságnak nyári maximuma háromszor akkora, mint a télen jelentkező minimuma. A Dunántúl nyugati felében megközelíti, az Északi Középhegység fölött pedig túl is haladja a négyszeres értéket, sőt Nagyszébenben megközelíti a hétszerest is. Ezzel szemben a Kisalföldön és az ország legszélső keleti végén csak 2,5-szeres a növekedés. Ez a körülmény a görbék



4. ábra: A leghatékonyabb felhőzetű hónapok eloszlása

(2., 3. ábra) csúcsosabb vagy laposabb alakjában jut kifejezésre. Nyilvánvaló, hogy a felhőzet hatékonyságának növekedése a gomolyos, tornyos felhőkől származó záporos csapadék rovására irrandó, így tehát az 5. ábra alapján azt kell mondanunk, hogy a záporos, zivataros csapadékok való-

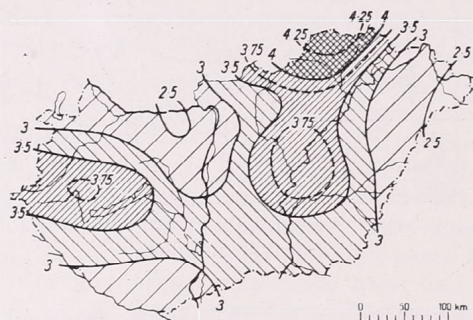
#### I. TÁBLÁZAT

A felhőzet mennyiségének csapadék-hatékonysága: mm/tized (1901—1930)

Állomás	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év	Max. min.
<b>a) MAGYARORSZÁG</b>														
Magyaróvár .....	5,1	4,6*	5,9	7,6	10,9	10,2	12,1	10,0	11,7	6,7	6,6	6,3	94,4	2,63
Szombathely .....	4,8*	5,6	6,7	9,8	11,6	14,5	17,4	17,1	14,7	8,1	7,6	5,8	118,0	3,56
Siófok .....	5,7	6,5	9,8	13,9	14,7	15,9	17,3	13,9	10,6	7,3	6,3		115,6	3,68
Pécs .....	5,4	5,4*	7,8	11,5	13,3	13,3	13,9	15,3	11,8	11,3	8,5	6,6	117,5	2,83
Budapest .....	5,3	5,2*	7,5	9,7	12,6	13,3	11,1	11,2	11,5	9,1	9,0	6,8	105,3	2,56
Szeged .....	4,0*	4,5	6,2	8,5	11,0	13,0	11,9	10,8	10,5	9,1	6,3	5,3	95,2	3,25
Túrkeve .....	3,6*	4,3	5,4	8,1	10,0	13,9	12,9	14,0	10,7	8,5	6,7	5,0	95,5	3,89
Debrecen .....	4,8*	5,2	6,0	8,6	11,2	12,6	12,1	13,2	10,2	9,3	7,1	6,3	102,1	2,75
Alsófigöd .....	2,9*	3,4	4,2	6,3	8,7	11,1	12,2	11,5	10,2	7,2	5,7	4,6	83,5	4,21
Kékestető .....	5,4*	6,2	8,1	11,1	14,0	17,1	18,4	14,3	15,5	10,6	9,4	8,5	134,4	3,41
<b>b) KÁRPÁTOK — ALPOK</b>														
Selmecbánya .....	8,8*	9,3	10,3	12,3	18,6	17,4	17,5	18,3	14,9	15,8	10,5	11,1	159,5	2,11
Grác .....	5,0*	5,4	6,3	11,6	13,8	20,0	28,7	24,8	21,0	13,3	7,9	7,4	157,9	5,74
Zágráb .....	6,6*	7,2	9,6	12,2	16,9	20,8	20,5	23,8	18,6	19,0	10,7	8,2	163,5	3,61
Fiume .....	17,3	15,5*	20,2	21,4	21,2	26,2	18,0	28,1	40,4	40,2	22,2	22,0	305,5	2,61
Zsombolya .....	5,2	4,2*	7,3	10,3	18,1	18,7	21,9	14,2	13,2	11,8	8,6	6,0	119,6	5,21
Nagyszében .....	3,8*	4,0	6,5	8,8	16,6	22,2	25,3	19,2	11,5	8,2	5,7	4,5	127,6	6,66
Nagybánya .....	9,6	8,8*	9,8	12,6	13,7	16,6	18,5	18,0	12,9	11,6	11,9	10,9	153,5	2,10
Ungvár .....	6,2	5,7*	8,4	10,1	14,6	19,4	21,1	18,1	12,8	14,0	9,3	8,1	140,8	3,70
Kőrösmező .....	5,5*	6,4	6,7	10,0	12,4	16,2	18,3	16,4	11,8	11,3	9,9	6,3	129,2	3,33
Kisinev .....	3,1	3,0*	3,2	6,5	9,1	9,6	13,5	10,6	9,0	6,3	5,6	3,3	75,2	4,50
<b>c) TÁVOLABBI EURÓPA — ATLANTI ÓCEÁN</b>														
Thorshaven .....	19,9	15,5	13,5	12,7	10,0	6,8*	8,7	9,9	13,7	16,9	18,5	19,0	164,8	2,92
Bergem .....	31,1	21,7	20,7	18,2	17,1*	17,5	18,8	25,8	28,4	31,9	27,5	28,6	285,8	1,87
London .....	6,5	5,9*	6,6	7,2	7,3	8,1	9,5	9,8	7,7	8,9	8,3	8,6	93,9	1,66
Archangelszk .....	3,1	2,6*	2,9	2,7	4,3	7,5	10,3	8,7	7,1	5,1	3,5	3,0	59,4	3,96
Moszkva .....	3,3	3,3*	3,4	4,9	6,0	9,3	12,9	9,6	5,6	5,3	3,9	3,6	66,8	3,91
Zante .....	38,0	28,6	22,4	13,6	9,7	5,6	3,3*	21,7	18,4	41,5	46,6	42,5	348,0	14,12
Róma .....	14,0	15,9	14,2	13,8	12,1	11,5	6,1*	10,0	17,9	24,8	21,9	18,3	188,8	4,07
Lugano .....	12,1*	16,0	28,4	31,5	34,9	35,5	45,4	47,3	34,9	35,7	22,9	21,6	364,3	3,91
Sevilla .....	12,2	17,1	17,1	12,8	10,9	13,5	2,5	2,2*	11,7	19,4	24,8	17,2	186,3	9,92
Punta d. Gada ...	11,8	10,8	10,5	9,5	10,0	5,5	4,0*	9,1	12,6	12,9	14,8	12,9	124,5	3,70

színüése a fent említett területeken jóval nagyobb, mint pl. a Kisalföldön. Ezt bizonyítja a zivatarok eloszlása is az 1901—40 évek átlaga szerint [5]. Ugyanerre mutat a nyári és téli félév csapadékatlagainak hányadosát ábrázoló területi eloszlás is [6].

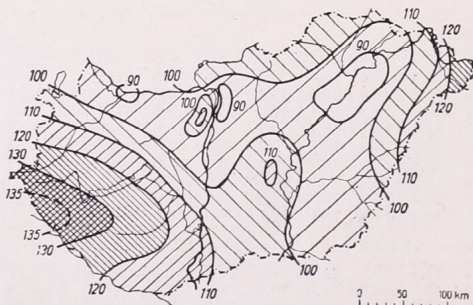
Visszatérve 1. ábránkhöz, megállapíthatjuk, hogy a télről nyárra csökkenő mennyiségű felhőzet csapadékhatékonysága általában nagyobb, ami nyilvánvalóan a téli és nyári felhőzet minőségének — magassági kiterjedésének — különbségére vezethető vissza. A nyári felhőzet ugyanis túlnyomórészt gomolyos, tornyos szerkezetű, szemben a tél réteges jellegű felhőzetével. A felhőzet havi átlagában télen természetesen nagy szerepet játszik az olyan mérvű ködösödés is, amelyet az észlelő 10-es borultságnak köteles bejegyezni.



5. ábra: A hatékonyság növekedése télről nyárra

járását követi. A hatékonyságnak télről nyárra mutatkozó körülbelül háromszoros növekedését jól alátámaszthatjuk a vízgőztartalom számszerű változásával is. *Béll B.* szerint Budapesten a légkör átlagos vízgőztartalma januárban 7,9 csapadék mm-nek, júliusban pedig 27,6 mm-nek felel meg.

A két számérték hányadosa 3,5 [7]. Ugyanilyen az arány a párnymás, illetve az abszolút nedvesség januári minimumai, valamint júliusi maximumai között : 3,4, illetve 3,1 [8].



6. ábra: Az évi hatékonyság területi eloszlása hazánkban (1901—30)

A Cs/F viszony, vagyis a felhőzet-mennyiség csapadékhatékonyságának évi változását. A helyi különbségeket az éghajlat sugárzási, de főként advekcións tényezőjének különbözősége hozza létre. Ez utóbbi okozza, hogy az egyes állomásokon januári vagy februári minimumot, illetve júniusi, júliusi vagy augusztusi maximumot találunk. A hatékonyság térbeli változékonyságának szemléletére az I/c táblázatban közöljük néhány távolabbi vidék adatát is.

Térjünk most át a viszonyok területi jellemzésére. Mint ismeretes, a csapadék évi eloszlása a Kárpát-medence belseje felé csökkenő értékű izo-

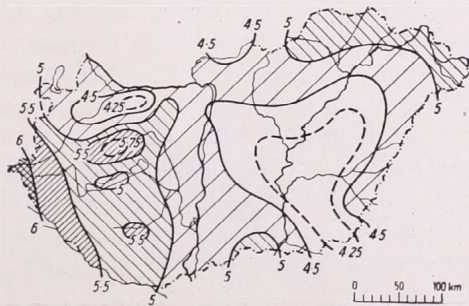
hiétákat eredményez [2]. Hasonló hozzá a felhőzet mennyiségének évi eloszlása is, ami szintén a medence közepén mutat minimumot [3]. A Kárpát-medence csapadékának és felhőzetének térbeli eloszlásában tehát — ellentétben az időbeli eloszlással — nagy vonalakban *párhuzamosságot* állapíthatunk meg. Érdeemes megvizsgálnunk tehát, hogy a Cs/F viszony, vagyis a hatékonyság, miképpen alakul hazánk területén az évi csapadékösszegre, illetve a felhőzet évi átlagára vonatkozóan. A térkép (6. ábra) szerint a felhőzet hatékonyságában — a területi párhuzamosság ellenére — elég nagy különbségeket találhatunk, mert a Dunántúl délnyugati részén 130 mm fölött, viszont az ország északabbi területein 100 mm alatt van a tizedborultságra eső csapadékmennyiség. Legkisebb értékét Szentmargitapuzsta táján találjuk, 85 egységgel. Ettől északkeletre ismét nő a hatékonyság, és Ungvár vidékén már 140 mm fölé emelkedik. Megjegyezzük, hogy a téli és a nyári félév területi eloszlása nagymértékben hasonló az évi átlagokéhoz, csak a viszonyszám értéke különböző (40, illetőleg 70 egység).

Hogy a Kárpát-medence viszonyait ebből a szempontból jobban értékelhessük, a 7. ábrán bemutatjuk a közép- és dél-európai viszonyokat is. Térképünk szerkesztéséhez — sajnos — nem állottak rendelkezésünkre 1901—1930 évi törzslagok, ezért meg kellett elégednünk az *All* által közölt [9], más időszakból, általában 1881—1915 közti évekből számított átlagokkal. Ámde itt is jól szembejön medencénk belsejének viszonylag kisebb felhőzeti hatékonysága, valamint a környező hegyvidék és a fölközi-tengeri partvidékek nagyobb aktivitása. A maximumot Genova táján találjuk. Német- és Lengyelország, valamint a Szovjetunió délnyugati területei a felhőzet jóval kisebb hatékonyságával tűnnek ki. A viszonyszám ilyenfajta eloszlását nyilvánvalóan a fölközi-tengeri Vb ciklonokkal, illetve a domborzati hatásokkal magyarázhatjuk.

Megállapíthatjuk tehát, hogy a *Kárpát-medence belsejében*, pontosabban annak alföldi tájain a *felhőzet csapadékhatékonysága kisebb, mint a környezetben*. Ennek elsősorban orografikus okai vannak, mert a medencébe érkező szélnek mindig van leszálló összetevője is. Így tehát *azonos mennyiségű felhőzet esetében is kevesebb csapadék hullik az alföldi tájakon, mint a dombos vidékeinken*. Ez a különbség megmutatkozik a csapadék intenzitásában is, amennyiben ezt a fogalmat mint a csapadék évi mennyiségének (Cs) és a csapadékos napok évszámának (N) hányadosával definiáljuk. A 8. ábrán



7. ábra: Az évi hatékonyság területi eloszlása Közép- és Dél-Európában *All* adatai alapján



8. ábra: Az évi csapadék intenzitásának (Cs/N) eloszlása (1901—40)

bemutatott kép szerint az egy csapadékos napra ( $\geq 0,1$  mm) jutó csapadék-mennyiség hazánkban 4—6 mm között van. Maximuma a Dunántúl délnyugati részén, illetőleg a Bakonyhegységben található, minimumai az Alföldekre esnek. Ha ezt a képet a 6. ábrával összehasonlítjuk, akkor a kétféle hányados eloszlásában erős térbeli párhuzamosságot állapíthatunk meg. A párhuzamosság időben is fennáll, mert hazánk legtöbb területén a csapadékos napok száma július, augusztus és szeptember hónapokban a legkevesebb és decemberben a legtöbb. (A csapadékos napok száma tehát a felhőzet mennyiségével nagy vonalakban együtt változik.) — Megjegyezzük, hogy a csapadékintenzitásra vonatkozó adataink az 1901—40 évi átlagokra vonatkoznak [5], mert ezek az (1901—30) közötti törzsidőszakokra még nincsenek közzétéve.

Összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy kitűzött célunkat elértük, mert a csapadék és a felhőzet mennyiségének, valamint a csapadékos és zivataros napok gyakoriságának egybevetése alapján, éghajlatunk csapadékviszonyainak bővebb tárgyalását adhattuk, az okok megjelölésével egyetemben. Módszerünk nem nevezhető feltétlenül komplex klimatológiai módszernek, mert havi törzsátlagokkal dolgozik, de az eredmények mégis komplex jellegűeknek tekinthetők.

#### IRODALOM :

- [1] *Róna Zs.—Jordán K.*: A légnyomás és a hőmérséklet közötti kapcsolat. Idő-járás, 52. évf. 157. old. 1948.
- [2] *Hajósy F.*: A csapadék eloszlása Magyarországon (1901—30). Orsz. Meteorológiai Int. Hiv. Kiadványai. 1935. XI. kötet.
- [3] *Zách I. A.*: A felhőzet eloszlása Magyarországon (1901—30). Orsz. Meteorológiai Int. Hiv. Kiadványai. 1943.
- [4] *Berkes Z.*: Az előjel-korrelációról. Időjárás. 54. kötet, 343. old. 1950.
- [5] *Hajósy F.*: Magyarország csapadékviszonyai (1901—40). Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadványa, 1952. 136., ill. 106. old.
- [6] *Berkes Z.*: A talajfelszín állapota és a csapadék mennyisége. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadványai XIV. (Beszámoló) kötet, 1951. 37. old.
- [7] *Béll B.*: A levegő vízgőztartalmának meghatározása. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadványai XIV. (Beszámoló) kötet, 1951. 100. old.
- [8] *Batta E.*: A páranymás periódikus és aperiódikus változásai. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadványai XV. (Beszámoló) kötet, 1952. 88. old.
- [9] *Alt, dr. E.*: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. (*Köppen—Geiger*: Handb. d. Klim. Band III, Teil M.) Berlin, 1932.

## A Nemzetközi Geofizikai Év eurázsiai körzetének ülése Moszkvában

*Összefoglalás.* A beszámoló ismerteti a Nemzetközi Geofizikai Év világnapjainak célját, a riasztások technikai kivitelét és világszervezetét, a próbariasztások magyarországi eredményeit, valamint az 1957. május 7–8-án Moszkvában megtartott regionális konferencia programját és főbb határozatait. E konferencia foglalkozott a régió területén végzendő észleléseknek még a Geofizikai Év folyamán bulletinben való kiadásával. A cikk ismerteti a régió egyik észlelési és szervezési centrumának, a moszkvai NIZMIR-nek obszervatóriumait és az ott folyó kutatómunkát.

\*

*Session der Eurasischen Region des Internationalen Geophysikalischen Jahres in Moskau.* Der Artikel gibt die Ziele der Welttage des Internationalen Geophysikalischen Jahres, die technische Ausführung und Weltorganisation der Warnungen, die Resultate der Versuchswarnungen in Ungarn, sowie das Programm und die wichtigsten Beschlüsse der am 7–8 Mai 1957 in Moskau abgehaltenen regionalen Konferenz bekannt. Diese Konferenz befasste sich mit der Publikation der Resultate der auf dem Gebiete der Region auszuführenden Observationen: die Ausgabe eines bezüglichen Bulletins soll noch im Laufe des Geophysikalischen Jahres organisiert werden. Es wird ausserdem noch ein Observations- und Organisationszentrum der Region, d. i. die Moskauer Observatorien NIZMIR und die dort ausgeführte Forschungsarbeit beschrieben.

\*

A Nemzetközi Geofizikai Év (NGÉ) kutatásai 13 munkaterületen oszlanak meg. Ezek között 12 geofizikai tudományágat találunk (meteorológia, földmágnességtan, napfizika stb.), a tizenharmadik munkaterület feladata: a világnapok és a világintervallumok kijelölése. Ez a feladat az egész világra kiterjedő szervező munkával oldható meg és a nemzetközi tudományos együttműködés próbaköve lesz.

A Geofizikai Évet előkészítő kongresszusokon a világnapoknak 3 típusa kristályosodott ki. Az első csoportba tartoznak a szabályszerű világnapok (Regular World Days = RWD). Minden hónapban 3–4 ilyen világnapot jelölnek ki újhold, az átlagosnál sűrűbb meteorzáporok és teljes napfogyatkozás idején. 1957-ben 20, 1958-ban pedig 44 ilyen szabályszerű világnap lesz előre meghatározott és naptárban rögzített napokon.

A világnapok második csoportjába tartoznak a meteorológiai világintervallumok (World Meteorological Intervals = WMI). Ezek egyenként 2 pentádból, azaz 10 nappól állnak. A meteorológiai világintervallumokat a napéjegyenlőség és a téli-nyári napforduló hónapjaiban, azaz márciusban, szeptemberben, decemberben és júniusban jelölték ki. A másfélévig (1957. július 1-től 1958. december 31-ig) tartó Geofizikai Év alatt exekszertint 6 meteorológiai világintervallum lesz. A 10 napos időszakok 2–3 szabályszerű világnapot is tartalmaznak.

A világnapok harmadik csoportjába tartoznak a különleges világintervallumok (Special World Intervals = SWI). Ezeket alkalmasszerűleg, különleges geofizikai jelenségek tanulmányozására tűzik ki, valahányszor ilyen jelenségek előjeleit észreveszik.

Valamennyi világnapon a NGÉ megfigyelő állomásai fokozott tevékenységet fejtenek ki, sűrítik a megfigyeléseket, különleges méréseket iktatnak be a tudományág speciális programjának megfelelően. Így például a lőrinci Obszervatóriumban a napi 2 rádiószonda helyett 4-et bocsátanak fel, a napi

5 napsugárzásmérés helyett minden órában végeznek méréseket, és az ionosféra-észleléseket szükség szerint sűrítik.

Kétségek nélkül a különleges világnapok megfigyelései szolgáltatják az NGÉ legértékesebb anyagát. Éppen ezért az SWI-ok kijelölése és a világhálózat mozgósítása, „riasztása” nagyon fontos feladat.

Mindenekelőtt meg kellett szervezni az obszervatóriumoknak olyan hálózatát, amely a rendkívüli geofizikai jelenségek előjeleit, bekövetkezését és befejeződését észleli. Másodszor szükség van olyan híradási szervezetre, amely ezeket az észleléseket egybegyűjti valaminő világközpontba, ahol az észlelések alapján kijelölik az SWI kezdetét, majd a befejezését. A híradási szervezet feladata, hogy az erre vonatkozó felhívásokat eljuttassa minden megfigyelőállomásra. Mindennek nagyon gyorsan, órákon belül meg kell történnie, máskülönben a megvizsgálandó jelenség végetér, mielőtt a megfigyeléséhez a világ állomáshálózata hozzá fogott volna. Beláthatjuk ennek a feladatnak a nehézségeit, ha meggondoljuk, hogy távoleső hegyi obszervatóriumok, sivatagi megfigyelőhelyek észleléseit kell összegyűjteni a világ minden tájáról, a központból pedig az egész Földre kiterjedő állomáshálózatot, a megfigyelőállomások ezreit kell rövid idő alatt mozgósítani. Meg kellett gondolni azt is, hogy a különleges mérések sok fáradtsággal és tetemes költséggel járnak, ezért elhamarkodott felhívások lehetőségét ki kell küszöbölni.

A Geofizikai Évet szervező bizottság (CSAGI) ezt a feladatot úgy oldotta meg, hogy az egész földet felosztotta úgynevezett régiókra, amelyek a hozzájuk tartozó országok nemzeti bizottságaival együtt megszervezik az észlelések összegyűjtését és a felhívásoknak az állomásokra való továbbítását. A régiók központjai, az úgynevezett regionális centrumok az obszervatóriumok észlelései alapján javaslatokat továbbítanak a világcentrumhoz az SWI kijelölésére. A világközpont a beérkezett javaslatok alapján kiadja az SWI-ra szóló felhívást a regionális centrumoknak, ezek továbbadják a nemzeti központoknak, innen pedig eljut minden megfigyelőállomásra. Elhamarkodott felhívás kiadását úgy akadályozzák meg, hogy először készenlétre hívják fel az állomásokat s ha az obszervatóriumok további megfigyelései megerősítik a geofizikai jelenség észlelt előjeleit, kiadják az SWI-ra szóló felhívást.

A Földet a világnapok megszervezése során 4 régióra osztották fel. Ezek a régiók :

1. Nyugat-Európa, központja : Párizs, Hága és Darmstadt.
2. Eurázsia, központja : Moszkva.
3. Nyugati Csendes Óceán, központja : Tokió.
4. Nyugati félgömb, központja : Fort Belvoir.

Világközpontnak a Washingtontól 20 mérföldnyire fekvő *Fort Belvoirt*, az észak-atlanti rádiószolgálat központját jelölték ki. A régiók elnevezése nem fejezi ki ezek földrajzi elhatároltságát. Így az 1. régióhoz tartoznak a nyugat-európai államokon kívül többek között India, Irán, Izrael, Pakisztán, a Délafrikai Unió.

A 4. régióhoz tartoznak az amerikai kontinens államain kívül Új Zéland, a délsarki időjárás központ és Grönland egy része.

Az eurázsiai régió államai: Albánia, Bulgária, Csehszlovákia, Jugoszlávia, Kína, Lengyelország, Magyarország, Mongol Népköztársaság, a Német Demokratikus Köztársaság, Románia és a Szovjetunió.

A Geofizikai Év szervező bizottsága az SWI-ra vonatkozó felhívások továbbítására felkérte a Meteorológiai Világszervezetet, amely a részvevő nemzetközi tudományos szervek között a legfejlettebb hírszolgálattal rendelkezik. Az északi félgömbön a legutóbbi évek során kiépült az egyes országok meteorológiai központjai között a távgépíróhálózat, amely a rádió légköri zavaraitól mentes kábelösszeköttetés útján üzembiztosan továbbítja az időjárási táviratokat. A folyó évben Brüsszelben megtartott nemzetközi konferencián elhatározták a Kelet-Európában és a Szovjetunió egész területén kiépült távgépíróhálózat összekapcsolását a nyugat-európai hálózattal. Ez az óriási híradási mechanizmus, amely természetesen nemcsak az északi félgömbre, hanem az egész világra kiterjed, óramű pontossággal működik s egész napon át szinte megszakítás nélkül ontja magából a meteorológiai jelentéseket. Valóban szerencsés gondolat volt ebbe a jól kipróbált gépezetbe belekapcsolni a Geofizikai Év sürgős felhívásait, de még így is szükségesnek látszott ennek gyakorlati kipróbálása.

A Geofizikai Év közeledtével megkezdődtek a világnapok híradási szervezetének próbái. 1957 első 5 hónapjában a világközpont kísérleti felhívásokat tett közzé s az egyes államok nemzeti bizottságai jelentésekben számoltak be arról, hogy ezek a felhívások mikor jutottak el az egyes megfigyelőállomásokhoz. A felhívásokat minden esetben (éppenúgy, mint a Geofizikai Év alatt) 16 órakor (világidő) adták ki a világközpontból. Magyarországra ezek a felhívások az eurázsiai központon, Moszkván át jutottak el postai távirat és a meteorológiai géptáviróhálózat közvetítésével. A felhívások az első hónapokban 19 óráig, májusban pedig 18 óráig (közép-európai időszámítás szerint 19 óráig) megérkeztek Budapestre. A további feladat: a felhívások eljuttatása minden magyarországi megfigyelőállomáshoz legkésőbb éjfélig, mivel a világintervallumok 0 órakor kezdődnek.

A világnapok szervezése nagyjából ebben a stádiumban volt, amikor 1957. május 7-re összehívták az eurázsiai régió nemzeti bizottságainak megbízottjait Moszkvába a további feladatok megbeszélésére. A konferencián csaknem kizárólag meteorológusok vettek részt, minthogy a világnapok híradásának megszervezését a meteorológiai szolgálat vállalta el. A konferenciát a Szovjetunió Tudományos Akadémiája rendezte. Ennek a keretében működik a Geofizikai Év nemzeti bizottsága, s gyakorlatilag az eurázsiai régió szervező bizottsága is. A konferenciát Prof. *J. D. Boulanger*, az eurázsiai régió titkára és Prof. *N. V. Puskov*, a Földmágnességi Ionoszféra és Rádióhullám-terjedési Intézet igazgatója vezette. Ez a Moszkva közelében épült tudományos intézet, melyet orosz nevének kezdőbetűivel röviden NIZMIR néven ismernek, legfontosabb bázisa a régió munkájának s később ilyen irányú működését részletesen ismertetjük.

A konferencián az egyes államok részéről Prof. Dr. *L. Krastanov* (Bulgária), Dr. *J. Mrazek* (Csehszlovákia), *L. Parczewski* (Lengyelország), Dr. *Béll Béla* (Magyarország), *Csiminbardzsi* (Mongol Népköztársaság), Prof. Dr. *H. Philipps* és Dr. *E. Lauter* (DDR), Dr. *S. Stoenescu* és Dr. *K. Popovics* (Románia) vettek részt. A Geofizikai Év szervező bizottsága részéről *A. H. Shapley*, a világnapok előadója vett részt a moszkvai konferencia munkájában.

A két napon át tartó ülések során *N. V. Puskov*, *E. I. Mogilevszki* és *N. P. Benkova* ismertették a regionális centrum eddigi munkáját, az SWI-ok kijelölésében való közreműködését és az ezekkel kapcsolatos további feladatokat. Az elmúlt hónapokban nagy vonalaiban kialakult az eurázsiai

régió híradási hálózata. A világközpont által 16 órakor kiadott próbafelhívásokat a régió állomásainak nagy része idejében, éjfél előtt megkapta, de voltak olyan megfigyelőhelyek is, ahová a felhívások csak másnap érkeztek meg. Az eddigi munkában tevékenyen részt vettek az egyes országok meteorológiai szolgálatai és a posta híradási szervei. A konferencia külön kiemelte a DDR, Magyarország, Csehszlovákia, Románia és a Szovjetunió jól szervezett híradási szolgálatát, amely az eddigi próbák sikerét biztosította. A próbák azt is megmutatták, hogy a híradás biztonságát tovább kell fokozni. Egyrésztől biztosítani kell azt, hogy a regionális centrum két úton: közvetlenül a világközpontból rádióközvetítéssel és a meteorológiai géptávíróhálózat útján Nyugat-Európán át kapja meg a felhívásokat. Másrésztől az egyes országokon belül fokozni kell a továbbítás biztonságát. Magyarországon és a régió más országaiban is erre a célra igénybe veszik a műsorszóró rádióállomásokat. A napi időjárásjelentések után „a Nemzetközi Geofizikai Év közleményei” címen leadásra kerülnek a világnapokra vonatkozó felhívások.

Az előadások bemutatták az SWI-ok kijelölésének munkafolyamatát is. Ennek első fázisa az obszervatóriumok jelentéseinek összegyűjtése. A regionális centrumok ebbe a munkába bevonnak minden olyan asztrofizikai obszervatóriumot, amelyek napkorona-észleléseket, kromoszférikus erupciókat (flérek) és a Nap rádiófrekvenciás sugárzását észlelni és mérni tudják. A nagy észlelési anyag kellő szűrése érdekében minimális számban választják ki azokat az obszervatóriumokat, amelyek a napfoltokat, ezek számát és elhelyezkedését, a földmágneses aktivitást, az ionoszféra változásait, a sarkifényt és a kozmikus sugárzást mérik s ezekről a regionális centrumot naponta egyszer vagy többször értesítik. Ezek a tájékoztatások az obszervatóriumok részéről számtávíratokban (kódokban) történnek a meteorológiai hírszolgálat felhasználásával.

A moszkvai regionális központ az eddigi kísérleti hetekben sikerrel használta fel a régió egyes obszervatóriumainak jelentéseit. Ezek részletesebben a következő megfigyelésekre és mérésekre terjedtek ki:

1. *Fotoszféra-észlelések.* A Nap légkörének ebben a legalsó vékony rétegében fotografikus úton megfigyelik a napfoltok kiterjedését, típusát, a napfoltok számát, és a napkorongon való elhelyezkedését (koordinátáit). Erre a célra a Kaukázusban levő kiszlovodszki hegyi obszervatórium szolgált adatokat.

2. *Kromoszféra-észlelések.* A fotoszféra fölött elhelyezkedő ritka naplégköri rétegbe feltörő protuberanciákat és a napkorongon a kromoszfériban mutakozó felhőszerű képződményeket: a kalcium- és hidrogén-gázokat tartalmazó flokkuluszokat, az általában 1 óránál rövidebb élettartamú kromoszférikus erupciókat: az úgynevezett fléreket a krimi és a csehszlovák lomnici asztrofizikai obszervatóriumok jelentik a regionális centrumnak. A flérek megjelenéséről 20 percen belül kell tudósítást küldeni.

3. *Korona-észlelések.* A naplégkör legkülső rétegét hegyi obszervatóriumokban, ahol tiszta pormentes a levegő, koronográffal figyelik meg. Ezeket az észleléseket a turkesztáni Alma-Ata és Kiszlovodszk hegyi obszervatóriumai jelentik.

4. A Naptól kiinduló *rádiófrekvenciás sugárzás* adatait a Bjeloruszsiában levő gorkii Obszervatóriumból és a berlini Heinrich Herz Intézetből kapja meg a regionális központ.

5. A földmágnesség változásait, a mágneses viharok karakterszámait a NIZMIR és a murmanszki földmágneses obszervatórium szolgáltatja.

6. *Ionoszféra-észlelések* Az ionoszféra rétegek magasságát, határfrekvenciáit óránként mérik a moszkvai NIZMIR-ben, több szovjet és kínai ionoszféra-állomáson, így Wuchanban, Csun-Kingban, továbbá a csehszlovák Tudományos Akadémia Geofizikai Intézetében Prágában.

7. *Gyors ionoszféra-háborgások.* Az ionoszférában végbemenő hirtelen és aránylag rövid ideig tartó háborgásokat a rádióadások vételi viszonyai mutatják ki. Ilyen megfigyelésekről több ionoszféra-állomás, továbbá a berlini Heinrich Herz Intézet tájékoztatja a regionális központot.

Az obszervatóriumoknak ezt a kísérleti hálózatát a geofizikai év kezdetére a regionális központ kibővíti és több obszervatóriumot von be a megfigyelésekbe. A moszkvai konferencián erre vonatkozólag javaslatot tettek, amely *Magyarországot kromoszférikus észlelésekre és a gyors ionoszféra-háborgások jelentésére* kéri fel. Ezeknek a méréseknek előkészítése és a szükséges műszerek összeállítása után a Csillagvizsgáló Intézet napfizikai osztálya és az OMI lőrinci obszervatóriuma fogja ezeket a megfigyeléseket végezni.

Az SWI-ok kijelölésének második fázisa : az obszervatóriumoktól kapott adatok kicserélése más regionális centrumokkal és konzultáció a világközponttal.

Végül a harmadik fázis : a világközpont felhívásának közvetítése az állomások felé.

A moszkvai konferencia megállapította, hogy ennek a nagy munkának előkészítését a regionális központ elvégezte és felkészülten várja a Geofizikai Év megkezdését.

A kódokban közzétett geofizikai adatok természetesen a megfigyeléseknek csak egy részét tartalmazzák. A teljes anyag közzététele csak a Geofizikai Év befejeztével, 1959 után várható. Hasznos lenne az értékes mérési adatanyag folyamatos kiadása havi jelentésekben, bulletinekben. Ezzel lehetővé válnék az észlelési anyag felhasználása még a Geofizikai Év folyamán. A Szovjetunióban három olyan bulletin jelentik meg, amelyek a Geofizikai Év észlelési anyagát tartalmazzák. Ezek : a Napmegfigyelések Eredményei, a Kozmikus Adatok Havi Áttekintése és a Havi Rádióprognózisok. Az egyes országokban is vannak hasonló havi vagy egyéb időszaki kiadványok. Ilyen például Magyarországon az *Ionoszféra Havijelentés*, amely a lőrinci Aerológiai Obszervatórium ionoszféramérésein kívül a tihanyi Geofizikai Obszervatórium földmágnességi adatait és a Csillagvizsgáló Intézet napfizikai osztályának napfoltmegfigyeléseit is tartalmazza. Lehetséges megoldás az is, hogy a fenti szovjet bulletineket kibővítik s a Geofizikai Év alatt ezek tartalmazni fogják a régió valamennyi napfizikai, földmágneses és ionoszféra-megfigyelését s ezekhez csere útján a régió minden országa hozzájuthat.

A konferencia befejeztével a résztvevőknek alkalmuk nyílt a NIZMIR obszervatóriumainak megtekintésére. Az intézet, amint a neve mutatja, a földmágnesség, ionoszféra és a rádióhullámok terjedésének kérdéseivel foglalkozik, de a Geofizikai Év kezdetére olyan mértékben kibővült, hogy nemcsak a Szovjetunió programjának, hanem a regionális programnak is bázisává lett. Ezt megelőzőleg az intézet a pavlovszki Központi Geofizikai Obszervatóriumhoz tartozott. A második világháború alatt átköltözött az Uralba, majd 1946-ban Moszkvától 40 km-re, jelenlegi helyén épült fel. Az

intézet bővítése következtében az építés még ma is folyik, a mérések ellenben még a nem teljesen befejezett épületekben is teljes kapacitással indultak meg. Az intézethez kiterjedt lakótelep, iskola, óvoda, valóságos tudományos falu tartozik. Alkalmazottainak száma meghaladja a 300-at.

Az intézet munkaköréhez tartozik a kozmikus sugárzás mérése számlálócsövekkel és ionizációs kamrákkal, a Nap rádiófrekvenciás sugárzásának folyamatos mérése a Napra állított parabolikus antennákkal, az ionoszféra rétegeinek (magasság- és határfrekvenciák) fotoregisztrálása, az ionoszféra szelének mérése, a zivataroktól eredő légköri zavarok mérése s ezzel a zivatarfészek meghatározása, földmágneses mérések és regisztrálások, napfizikai mérések, sarkifénykutatások. Az intézet havi ionoszféra prognózisokat ad ki, amelyeket a rádióhírközlés az alkalmas hullámhosszak kiválasztásánál használ fel. Fontos munkaterülete a rövid, közép és hosszú rádióhullámok terjedési viszonyainak, kontinensek közti rádióösszeköttetés feltételeinek vizsgálata. Az intézet gazdag műszerfelszerelésével, lelkes kutató gárdájával valóban erőssége lesz a Geofizikai Év kutatómunkájának.

A konferencia befejeztével a résztvevőkben az a vélemény alakult ki, hogy a világnapok kijelölése jól megszervezett észlelőhálózatra támaszkodik, a meteorológiai hírszolgálat pedig a postai távirószolgálattal együtt biztosítani fogja a világnapok közleményeinek időben való továbbítását. A konferenciát június 1-től a Geofizikai Év úgynevezett próbahónapja követte. Ebben a hónapban nemcsak a világnapok kijelölését és a felhívások továbbítását, hanem a mérési apparátus zökkenésmentes munkáját is kipróbálják a résztvevő nemzetek.

Magyarországon a *meteorológia területén* a nemzetközi javaslatoknak és programoknak megfelelően a méréseket sűrítjük valamennyi világnapon. A lőrinci Aerológiai Observatóriumban — mint már említettük — napi 2 rádiószonda helyett ezeken a napokon napi 4 rádiószondát bocsátanak fel, a 8 vidéki pilótállomáson pedig napi 2 magassági szélmérés helyett 4-et végeznek. Sűrítik ezenkívül a Budapesten, Kékestetőn és Siófokon végzendő napsugárzásméréseket és az ionoszféra-megfigyeléseket is.

A világnapokon fokozott tevékenységet fejt ki a tihanyi Geofizikai Observatórium, a budapesti Kísérleti Fizikai Kutató Intézet kozmikus sugárzási osztálya, a budapesti Csillagvizsgáló Intézet napfizikai osztálya és a soproni Geofizikai Laboratórium. A világnapoknak ez a bővített programja jelentős anyagi áldozatokkal és megfeszített munkával jár, éppen ezért nagyon fontos a világnapok felhívásainak pontos, megbízható hazai megszervezése. Június 1 óta ebben a munkában a Magyar Rádió segíti a Meteorológiai Intézetet azáltal, hogy a Geofizikai Év közleményeit naponta kétszer kisugározza. Így biztosítottnak látszik, hogy valamennyi magyar observatórium és megfigyelőállomás idejében tudomást szerez a világnapokról.

## A csapadékmennyiség és a nedvességtartalom kapcsolata

*Összefoglalás.* A dolgozat 1955. július első felének időjárását a levegő vízgőztartalmának tükrében mutatja be, megállapítva, hogy nagyobb csapadékok az időszak alatt csak akkor hullottak, amikor a vízgőztartalom számértéke lényegesen meghaladta a budapesti július havi átlagot. A specifikus nedvesség vizsgálatánál kitűnt, hogy a nedvesség legnagyobb advekcója a 850 és 700 mb-os szintekben ment végbe. A július 9-én esett rendkívül nagymennyiségű esővel kapcsolatban a szerző rámutat arra, hogy a Dunántúlon olyan délről származó ciklonnak a Kárpát-medence fölé való áthelyeződésénél kell nagy csapadéokra számítani, amelynek meleg szektora északra kerül. Utána pedig csapadékos időre akkor, ha a Kárpátoktól északra, illetve északkeletre anticiklon épül fel, és megakadályozza a ciklon eltávozását a magyar medencéből.

★

*Connection between precipitation-amount and moisture content.* The article analyses the weather of the first half of July 1955 from the point of view of water-vapour content of the air and states that precipitation of larger amount has been recorded during the observational period only when the numerical value of the water vapour content considerably surpassed the average-value of July. In analysing specific moisture it turned out that the largest advection of moisture took place on 850 and 700 mb levels. In connection with the large amount of precipitation of the 9th July the author points out that in Transdanubia large amounts of precipitation are to be expected in case of a cyclone coming from the south and transferring above the Carpathian basin with its warm sector in northern direction. After that, rainy weather is to be expected if an anticyclone is forming north and north-east respectively from the Carpathians and this hinders the cyclone in moving off from the Hungarian basin.

★

A napi általános előrejelzés az egyes időjárási elemek előrejelzéséből tevődik össze. Egyik nagyon fontos, de nehezen előrejelezhető elem a csapadék, mégpedig annak kezdete, illetve mennyisége. Ennek egyik oka a magasabb légrétegek nedvességének mérési nehézségeiben keresendő, továbbá a domborzatban, amely nemcsak a csapadék területi eloszlását, hanem annak mennyiségét is befolyásolja. A csapadék előrejelzésének megkönnyítését célozzák a csapadékos időszakok különböző szempontokból való vizsgálatai. Fontosságát jól mutatják, hogy hazánkban és külföldön is nagymértékben előtérbe kerültek a csapadék *mennyiségének előrejelzésére* vonatkozó kutatások. Gondolunk itt *Bacsurina, Turketti, Pogoszjan, Taborovszky, Thompson, Collins, Kuhn* és *Fulks* ilyen irányú kutatásaira.

Ahhoz, hogy helyes megvilágításban lássunk egy olyan helyzetet, amikor 24 órán belül nagymennyiségű csapadék hullott, nem elegendő vizsgálatainkat csak egy napra kiterjeszteni, hanem célszerű egy hosszabb, szinoptikus szempontból egységes időszak kiválasztása. Így esett a választásunk az *1955. július 1-től 15-ig terjedő két hétre*. Ebben az időszakban majd minden nap volt országsszerte több-kevesebb eső, a hőmérséklet az átlagérték alatt maradt, s az időnként viharos szél is kellemetlenné tette az időjárást a nyárnak ebben a hónapjában.

A másik ok, amiért a két hét időjárását szinoptikai viszonyaira való tekintettel egészében vizsgáltuk meg az, hogy az időszak egész lehullott csapadéka egy északnyugatról érkezett és egy ehhez kapcsolódó, úgynevezett mediterrán ciklon tevékenységéhez fűződik, és azok élettörténetét tükrözi.

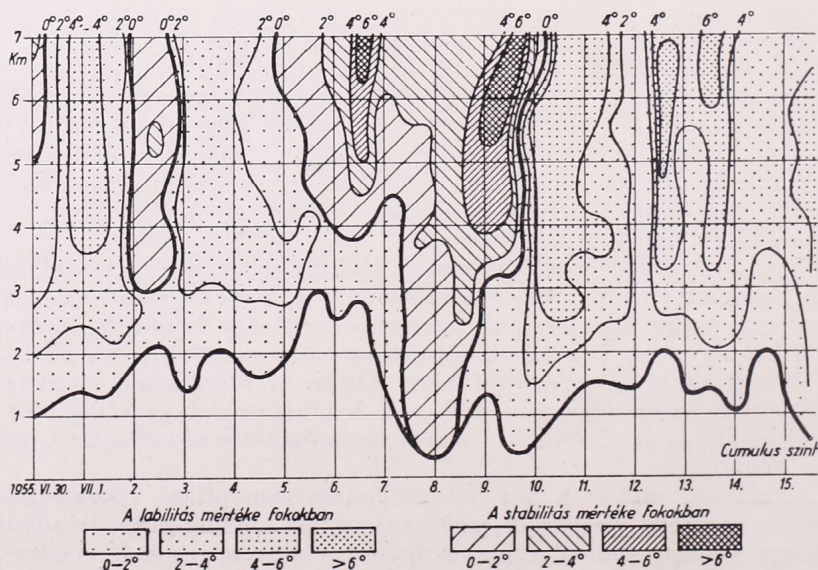
Ebből az időszakból csapadék szempontjából kiemelkednek a július 9-én lehullott esők, amikor Komárom, Fejér, Vas, Zala és Pest megyék egy részében 50 és 100 mm közötti csapadékok estek le. Több helyen a 24 órás mennyiség meghaladta a 100 mm-t is. Így Lókúton 113, Herenden 111, Kisbéren 107, Zalaszántón és Tátika-Hidegkúton 101 mm eső hullott.

Legelőször tekintsünk végig a két hét szinoptikus folyamatain az általános időjárásról való tájékozódás végett.

1955 június hó utolsó hetének elején, két nyomásilag azonos fejlettségű anticiklon uralkodott Európa nyugati és keleti területei fölött. A közöttük húzódnó bárikus teknő lassan helyeződött át kelet felé. A csatorna és a benne fekvő hideg front Angliából június hó 27-ére Milánó—Budapest—Moszkva térsége fölé jutott, és a fronton egy gyenge V/b ciklon vonult északkelet felé. Helyét Olaszország, hazánk és Finnország felett 30-ára már magasnyomású gerinc foglalta el. Ezalatt az óceán felől az Északi-tengerre ciklon érkezett, és Nyugat-Európa felett zonális alakította az áramlást. Ezután nyugatkeleti vonulású frontok sora haladt át Európán.

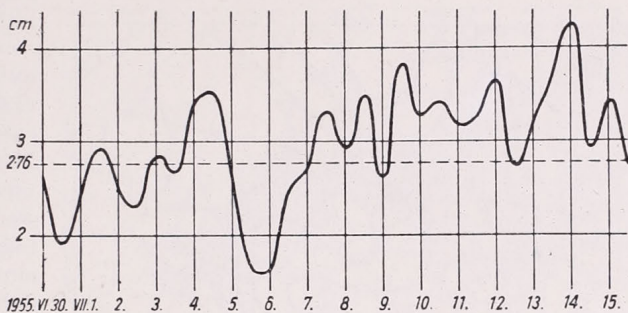
Az utolsó hideg front július 5-én érte el Magyarországot. A ciklon magja 7-ére Ljov fölé érkezett, miközben a Pó-síkságon kialakult ciklon a hideg fronton megindult a Kárpát-medence felé. Később átlépte északkeleten a Kárpátok vonulatát, és visszafordulva Krakkó légterébe, onnan ismét hazánk fölé helyeződött át. Erre az időre Nyugat-Európában léghátság fejlődött ki. Ez később, kapcsolódva a skandináv anticiklonnal, tovább terjeszkedett kelet felé. A mediterrán ciklon hazánk felett fokozatosan kitöltődött. Az 55. szélességtől délre az északi anticiklon hatására kelet-nyugati irányú áramlás jött létre. A vizsgált időszak végére az anticiklon uralma a magyar medencére is kiterjedt, és a leszálló légáramlás okozta száraz időjárás július 21-ig fenn is maradt.

Kutatásainkkal feleletet akartunk kapni arra a kérdésre: mi volt az oka annak, hogy az egyébként csapadékos kéthetes időszak folyamán egy napon (9-én) igen tekintélyes csapadékmennyiségek léptek fel, a többi napon



I. ábra: Egyensúlyi viszonyok Budapest fölött 1955. június 30-tól július 15-ig

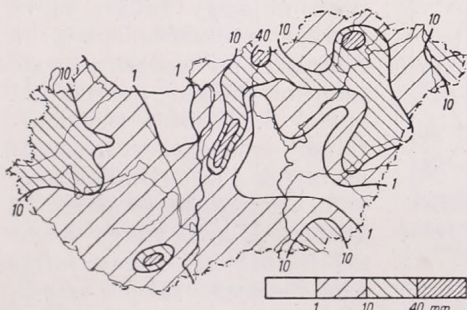
ezzel szemben nem. Ezért először az időszak labilitási viszonyait vizsgáltuk (1. ábra). Kitűnt, hogy mérsékelt labilitás kísérte végig csaknem az egész kéthetes szakaszt. Stabil rétegződés mindössze 2-án 3 km fölött, valamint 5-én délutántól 9-ig mutatkozott, ami kapcsolatba hozható a 2-i gyenge, illetve a 8-i erősebb felsiklási frontokkal. A cumulus-szinttől kezdődő stabilitás csak 7-én délutántól 8-án délutánig tartott. Az első 5 nap alatt, bár volt labilitás, sőt 8 frontátvonulás is (később erre még visszatérünk), mennyiségileg nem sok esapadék hullott. Bár a következő 10 nap alatt nem nagy mértékben növekedett meg a labilitás, mégis jóval esapadékosabb időben volt részünk, sőt 9-én — mint már említettük — rendkívül nagy mennyiségek is felléptek. Ez arra mutat, hogy nem lehet a labilitás számlájára írni a megnövekedett mennyiségeket, tehát inkább frontális jelenségek voltak.



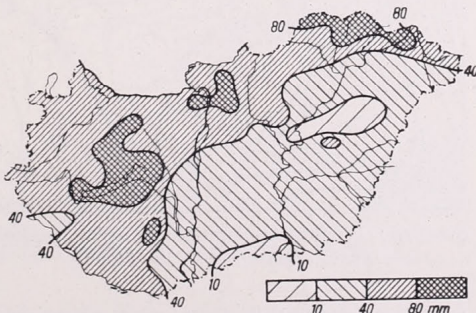
2. ábra: A vízgőztartalom változásai Budapesten 1955. június 30-tól július 15-ig

Kutatásaink második részében kiszámítottuk a budapesti 03 és 15 GMT-kor végzett rádiószondás mérések alapján a légoszlop vízgőztartalmát a június 29-től július 15-ig tartó időszakban. A légoszlop cm-ekben kifejezett vízgőztartalmát a következő módon határozhatjuk meg a rádiószondás felszállásból [1]:

a) a specifikus nedvesség-légnyomás görbe alapján grafikusán meghatározzuk az 1000 és 600 mb-os szint között 100 mb-onként a közepes specikus nedvesség értékét. A négy rétegre külön-külön kapott értékeket összeadjuk és megszorozzuk 0,102 állandóval.



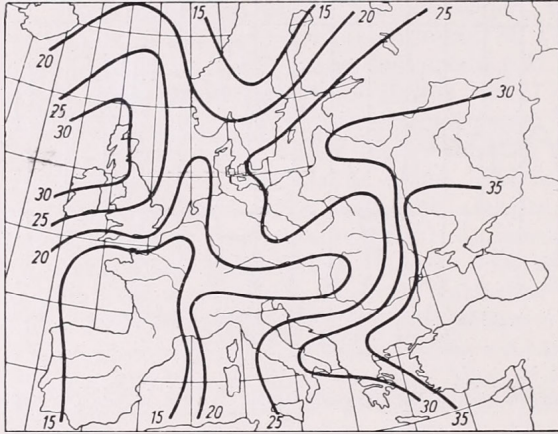
3. ábra: Ötnapos esapadékösszegek Magyarországon 1955. július 1-től 5-ig



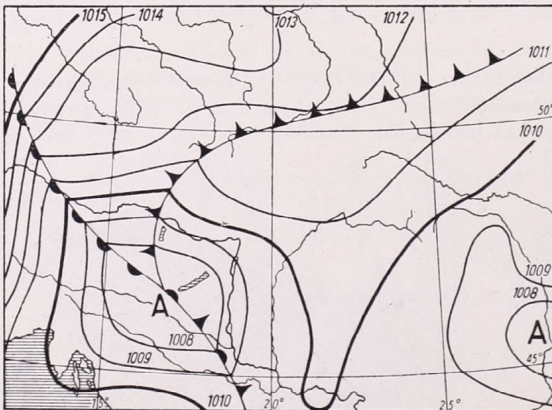
4. ábra: Ötnapos esapadékösszegek Magyarországon 1955. július 6-tól 10-ig

b) Az 1000 mb-os szint alatti töredékréteg víztartalmát úgy kapjuk meg hogy ezt a szakaszt külön közelpeljük, az eredményként kapott spec. nedvesség értéket még meg kell szoroznunk 0,00102 szorzóval és a  $(p_0 - 1000)$  értékkel, ahol  $p_0$  a nyomás mb-ban a talajon.

c) A 600 mb-os szint fölötti légoszlop nedvességtartalmát kiszámíthatjuk, ha a specifikus nedvesség 600 mb-on talált értékét megszorozzuk a hőmérséklettől függő  $K$  tényezővel. Ezt a számadatot megtalálhatjuk *Béll B.* idézett cikkében [1]. Az a), b) és c) alatti értékek összege adja a légoszlop teljes víztartalmát, vagyis azt a csapadékmennyiséget, amely maximálisan kihullhat a légoszlopból, ha annak teljes víztartalmát kicsapnánk, anélkül, hogy az valahonnan pótoldnék.



5. ábra: A vízgőztartalom eloszlása' Európa fölött 1955. július 6-án 03 GMT csapadékmilliméterben



6. ábra: Időjárási helyzet Magyarországon 1955. július 10. 00 GMT

Egy kérdés maradt még nyitva. Tekintettel arra, hogy vizsgálatainkat nagyobb területre ki akarjuk terjeszteni, ki kellett számítani, hogy a vizsgált területen egységesen használható-e a 0,102 tényező, minthogy az — az elmélet szerint — függ a  $g$  nehézségi gyorsulástól. Tájékozódásul kiszámítottuk a  $g$ , illetve a szorzó értékét a 70. és a 35. szélességre, mivel azok az állomások, amelyeket vizsgálatainkban figyelembe vettünk, e két szélességi kör között fekszenek.

A 70. szélességen  $g = 981,06 \text{ cm sec}^{-2}$ , a szorzó 0,10193,

a 35. szélességen  $g = 978,11 \text{ cm sec}^{-2}$ , a szorzó 0,10223.

A különbség 0,00030, azaz 0,3%, tehát nem követünk el nagy hibát, ha a szorzót a későbbiekben a földrajzi szélességekre való tekintet nélkül használjuk.

A 2. ábrán a vízgőztartalom értékének változását mutatjuk be Budapesten, 1955. június 30 és július 15 között. A 2,76 cm-es értéknél húzott egyenes a július havi budapesti átlagos vízgőztartalmat jelzi [2]. Budapesti napi átlagértékekre vonatkozó adatot az irodalomban nem találtunk.

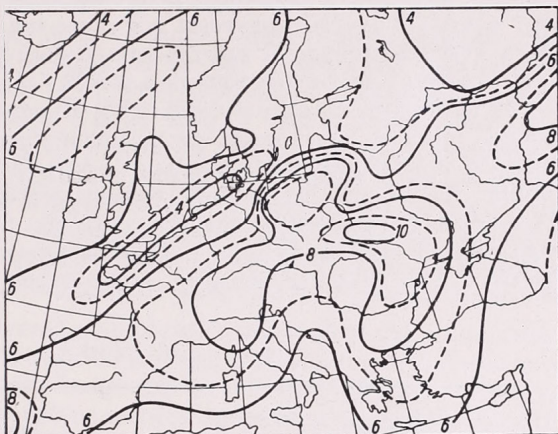
Ábránk szerint a légoszlop vízgőztartalma 4-én emelkedik jelentősebben a havi átlagérték fölé. 5-én igen erős csökkenés mutatkozik, és ez 6-án a reggeli felszállásig tart. A grafikonon a legalacsonyabb érték 5-én délután és 6-án hajnalban jelentkezik. A csökkenés realitásának igazolására kiszámítottuk Bécs és Bukarest fölötti vízgőztartalmat július 5-én, 6-án és 7-én reggel. Mindkét állomáson tapasztalható a csökkenés, bár kisebb mértékben, mint

Budapesten. Bécsben 5-én 2,72, 6-án 2,12 és 7-én 1,82 cm volt a vízgőztartalom, míg Bukarestben ezen a három napon 3,47, 3,12, illetve 3,54 cm volt. A minimum ezek szerint Bukarestben és Budapesten körülbelül egyidejűleg jelentkezett, de Bécsben egy nappal később. Ez azzal magyarázható, hogy oda egy nappal később érkezett meg a nedvesebb levegő. Július 6 után a vízgőztartalom értéke Budapest fölött minden nap nagymértékben meghaladta az átlagot.

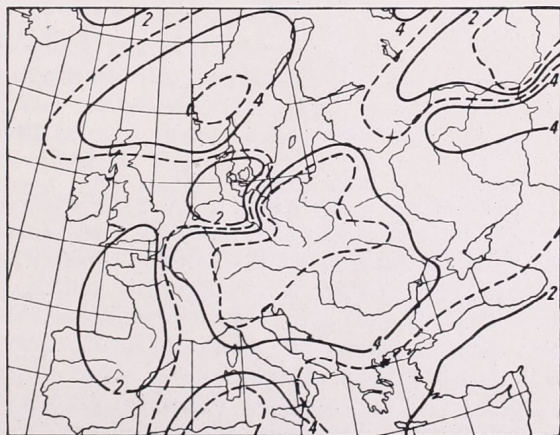
Keresve a vízgőztartalom lényegesebb változásainak az okát, azt találtuk, hogy július 6-a szinoptikai szempontból két részre osztotta július hó első felét, azaz egy természetes szinoptikus időszak lezáródásának és egy új kezdetének napja. Július hó 6-ig Európa középső területei fölött zonális volt az áramlás. Ez 6-án meridiónalissá vált, és rövid időre, a tengeri levegő beáramlásának megszűnte után északi széllel szárazabb, kontinentális (*cM*) levegő jutott részben Ausztriába és a Kárpát-medencébe is.

Július 6-án a földközi-tengeri ciklon az utolsó északnyugatról érkező hidegfronton megindult északra felé, miközben az veszteglővé vált. Természetes ezek után, hogy a lehullott csapadék mennyiségében is különbség mutatkozik 6-a előtt és után. Az első 5 nap alatt 1 gyenge felsiklási és 7 betörési frontot jegyeztünk fel a frontnaptárunkba. Ezek közül 3 a *mérsékelt* jelzőt, kettő az *erőset* kapta meg, nem annyira a lehullott csapadék mennyisége, mint inkább a front egyéb kísérő jelenségei miatt.

Minden nap volt az országban valahol (1-én és 4-én jelentő állomásainknak körülbelül a felén) zivatar, több helyen jégeső. Még 2-án, a csapadékmentesnek nevezhető napon is voltak záporok, zivatarok Sopron környékén. Az 5 napos összegekből készített csapadéktérkép alapján a 8 frontátvonulás ellenére sem mondhatjuk július első 5 napját csapadékosnak. A térképen (3. ábra) szembevetendő jelentékenyebb értékekből, mint például a pécsi 41 mm-ből 40, a gyömrői 50 mm-ből 44 mm, 3-án éjjel és 4-én hullott le, amikor a vízgőztartalom az átlagérték fölé emelkedett. Július 6 után gyors növekedés-



7. ábra: A specifikus nedvesség eloszlása a 850 mb-os szinten 1955. július 10-én 03 GMT gr/kg-ban



8. ábra: A specifikus nedvesség eloszlása a 700 mb-os szinten 1955. július 10-én 03 GMT gr/kg-ban

nek indult a nedvességtartalom, és általában a havi átlag fölött maradt, ami a következő napok csapadékában is tükröződött (4. ábra). Általánosságban azt mondhatjuk, hogy nagyobb csapadékok csak az átlagosnál nagyobb vízgőztartalom esetén hullottak.

Arra a kérdésre, hogy honnan érkezett a 6-a utáni esőzéseket okozó, nagy nedvességtartalommal bíró levegő, feleletet a 850, 700 és 500 mb-os szintekre elkészített specifikus nedvességtérképek sora ad. Ez azt bizonyítja, hogy a nedves levegő nagyrészt a Fekete-tenger környékéről, kisebb mértékben a Földközi-tengerről származott. A térképek sorozatának közlése nehézséget okozna. Ezért elkészítettük a 6-i 03 órás GMT rádiószonda adatok alapján 68 állomásra számított értékekből Európa fölött a vízgőztartalom eloszlásának, mint a légtömegek egyik jellemzőjének térképét (5. ábra). Ábránk szerint a 2,76 cm-es júliusi budapesti átlagértékhez képest nagy vízgőztartalommal rendelkező légtömegek tőlünk délkeletre és délre helyezkednek el. Hasonló nagynedvességű levegőt csak az óceánon találunk még, a Brit-szigeteken és azoktól nyugatra. Tekintettel arra, hogy az V/b helyzetek egyik típusával van dolgunk, és arra, hogy a 700 mb-os absz. topográfia szerint

#### I. TÁBLÁZAT

Prága									
Nap	1-6	7-10	<i>v</i>	1-6	7-10	<i>v</i>	1-6	7-10	<i>v</i>
Talaj	8,60	9,15	+0,55	8,48	8,67	+0,19	8,74	8,98	+0,24
850 mb	6,95	8,07	+1,12	6,80	7,07	+0,27	6,94	7,08	+0,14
700 mb	3,74	5,37	+1,63	4,42	4,80	+0,38	3,38	4,52	+1,14
500 mb	1,38	1,60	+0,22	1,12	1,50	+0,38	1,38	1,48	+0,12
közép	5,17	6,05	+0,88	5,20	5,51	+0,31	5,10	5,51	+0,41

Csernovci				Berlin			Varsó		
Nap	1-6	7-10	<i>v</i>	1-6	7-10	<i>v</i>	1-6	7-10	<i>v</i>
Talaj	9,84	9,62	-0,22	8,12	7,93	-0,19	8,94	11,02	+2,08
850 mb	6,27	8,35	+2,08	5,72	8,02	+2,30	7,32	9,87	+2,55
700 mb	4,60	3,70	-0,90	2,20	4,20	+2,00	4,64	5,90	+1,26
500 mb	1,77	1,65	-0,12	1,04	0,92	-0,12	1,72	2,40	+0,68
közép	5,62	5,83	+0,21	4,27	5,27	+1,00	5,65	7,30	+1,65

Bukarest				Moszkva			Róma		
Nap	1-6	7-10	<i>v</i>	1-6	7-10	<i>v</i>	1-6	7-10	<i>v</i>
Talaj	11,50	11,20	-0,30	8,40	12,04	+3,64	12,42	11,07	-1,35
850 mb	7,84	7,56	-0,28	6,26	7,67	+1,41	6,40	6,42	+0,02
700 mb	4,58	5,03	+0,45	3,66	4,47	+0,81	4,40	3,35	-1,05
500 mb	2,04	1,93	-0,11	1,78	1,40	-0,38	1,60	0,87	-0,73
közép	6,49	6,43	-0,06	5,02	6,39	+1,37	6,20	5,43	-0,77

Budapest					
Nap	1-6	7-10	<i>v</i>	11-15	<i>v</i>
Talaj	8,80	8,80	0,00	11,22	+2,42
850 mb	5,64	7,30	+1,66	8,34	+1,04
700 mb	3,90	5,62	+1,72	5,26	-0,36
500 mb	1,82	2,95	+1,13	2,14	-0,81
közép	5,04	6,17	+1,13	6,74	+0,57

házánk fölött déli, délkeleti irányú a magassági szél, nyilvánvaló, hogy tőlünk délkeletre fekvő légtömegek jutottak el hazánkba a csapadékos időszak idején.

A vizsgált időszak második fele, amint már említettük, 6-án azzal kezdődött, hogy a földközi-tengeri ciklon megindult a Kelet-Magyarországon veszteglővé vált fronton északkelet felé. A ciklon felsikló frontja 7-én nem nagy mennyiségű, de országos esőt okozott. A következő nap, amikor a ciklon átmenetileg északkelet felé elhagyta az országot, hideg frontja nyomán ismét mindenütt volt eső, de jelentékenyebb, az 50—60 mm-t elérő mennyiségek csak északkeleten, és ott is csak 1—2 helyen voltak a csapadékképződésre kedvező domborzati hatások miatt. Július 9-én a ciklon észak felől ismét hazánk fölé helyeződött át, és 18 órakor a rendkívüli nagy csapadékok lehullásának idején centruma Pápa felett volt. Intézetünkben abban az időben 18 órás térkép nem készült, és a térképet anyag hiányában utólag is csak Magyarországról készíthettük el. A július 10-i 00 órás időjárási térkép jól mutatja, hogy a ciklon meleg szektora északra került (6. ábra). A szókatlan nagy csapadékok a ciklonmag közelében és az okkluziós fronton hullottak.

Erre az időre a Kárpát-medencét már körülfogta a meleg, nagy nedvességtartalmú levegő, de a medencét még hideg levegő töltötte ki, és az alsó szintekben még alacsony volt a nedvességtartalom. A 10-i 03 órás felszállási adatokból megrajzolt 850 és 700 mb-os szintek specifikus nedvességtérképein ez igen szépen látható. Igen érdekes a 850 mb-os szint térképe (7. ábra) a Kárpátok koszorúját követő nedvességgörbéivel, míg a 700 mb-os szint térképe arra mutat, hogy itt már nincs különbség a Kárpát-medence és a környezete között (8. ábra).

A nedvességben történt változások bemutatására a talajon, a 850, a 700 és az 500 mb-os szintekben 10 európai állomásról július 1—6, illetve 7—10-ig középtértékét képeztük a specifikus nedvességadatoknak, és kiszámítottuk ezeknek a közepeknek a változását az első, illetve a második időszak között. Az adatokat az *I. táblázatban* közöljük.

A magassági anyag hiányossága nem tette lehetővé a teljes európai eloszlás, illetve változás elkészítését. Az *I. táblázat* szerint a specifikus nedvesség változása ( $v$ ) a két időszak között a legnagyobb Varsóban és Moszkvában volt, 1,65, illetve 1,37 gr/kg. Külön vizsgálva az egyes szinteket, láthatjuk, hogy a Kárpátoktól északra és északkeletre fekvő helyeken 10-éig a talajon is megérkezett a nedves levegő. Moszkvában az 500 mb-os szinten már csökkenés mutatkozik annak jeléül, hogy a magasban a nedvességnek már nem volt utánpótlása. Budapesten, ahol az átlagos növekedés 1,13 és Berlinben, ahol 1,00 gr/kg, a talajon még nem jelentkezik a változás, sőt Berlinben egy kis csökkenés jött létre, ezzel szemben a 850 és a 700 mb-os szinten nagyon tekintélyes a növekedés. Prága adatai hasonló, bár kisebb mértékű változást jeleznek. Bécs nedvességértékei 10-én hajnalig nem mutatnak változást, ami megfelel az időjárási helyzetnek. Bukarestben és a Kárpátok északkeleti lejtőin fekvő Csernovcin a változások csak kicsik voltak. Ennek az az oka, hogy ott már 6-át megelőzően is nagy nedvességtartalmú levegő foglalt helyet, és a következő napokban a nedvességtartalomban nem következett be már lényeges változás.

Budapestre kiszámítottuk a 11-től 15-ig terjedő időre is a változásokat és azok közepeit a különböző szinteken. A közepek növekedésének aránylag alacsony értéke azt mutatja, hogy a további 5 nap alatt nagyobb mértékű

nedvesség-advekcio már nem jött létre, csupán az eddig a magasban érvényesült növekedés a talajra helyeződött át, mivel a talajérték 2,42, a 850 mb-os szint értéke 1,04 gr/kg-os növekedést mutat, a felsőbb rétegekben pedig már megindult a csökkenés. Ha a budapesti szintek változást jelentő értékeit összehasonlítjuk Moszkva adataival, érdekes, azonos jellegű változást találunk, azzal a különbséggel, hogy ez a változás nálunk a 10—15-ig terjedő időre esik, míg Moszkvában 6—10-ig már bekövetkezett. Róma változást jelző értékeinek általános csökkenése tapasztalható — a 850 mb-os szint kivételével, ahol változás alig jött létre —, természetesen a 6-án onnan eltávozott ciklon utáni időszakban.

A táblázatból általánosságban még az is megállapítható, hogy a nedvesség advekcioja a 850 és a 700 mb-os szinten volt a legnagyobb. Természetesen a közbeeső szintek adatai pontosabban mutatnának reá a végbement nedvesség-advekcio legerősebb szintjére. Adatok hiányában azonban ezt meghatározni nem lehetett.

Ez előtt az eset előtt csaknem pontosan egy évvel, 1954. július 7-én este és 8-án hajnalban hasonló időjárás volt hazánkban [3]. Akkor is olyan földközi tengeri ciklon jutott hazánk fölé, amelynek meleg szektora rendellenesen északon helyezkedett el. A ciklon magja a nagy csapadékok hullásának idején a Főváros térségében volt, okkluzioja az ország nyugati területei fölött húzódott. Mindkét helyzet nyomán egy-egy árhullám vonult le a Dunán, 1954-ben nagyobb, 1955-ben kisebb mérvű. Az 1954. július 8-ára hozzánk érkezett ciklon nem a Kárpát-medencében töltődött ki, hanem Németország felé vonult, és ott tartósabb esőzéseket okozott.

1955-ben a magyarországi nagy csapadékokat ritkán előforduló jelenség okozta. Nem gyakori ugyanis, hogy egy ciklon, amely keresztülvonult a Kárpát-medencén, oda újból visszatérjen, amint az július 9-én történt, sőt a nagy csapadékok lehullását követő napokban sem tudta elhagyni hazánkat. Ennek az volt az oka, hogy közben fennoskandináv anticiklon alakult ki, majd megerősödött, és délkelet felé terjeszkedett. A ciklon az ország fölött töltődött ki, és frontjai hazánk légterében okkludáltak. A csapadékos időszak folytatódott mindaddig, amíg a Kárpát-medencében elzáródott hideg, és most már több oldalról érvényesülő meleg levegő közötti hőmérsékleti különbség ki nem egyenlítődt. A délkörmenti áramlás az északi anticiklon hatására lassan keletivé alakult át, és a vizsgált időszak utolsó napján úgynevezett keleti zivatarok léptek fel.

A kiemelt két időjárási helyzetből és a szinoptikus gyakorlatban előfordult több példából azt látjuk, hogyha egy földközi-tengeri ciklon központilag fölénk helyeződik át, és a meleg szektora északra kerül, visszahajló okkluzioja pedig a Dunántúlon húzódik, hazánk nyugati vidékein nagy csapadékok alakulnak ki. Tartósabb esős idő nálunk ezt akkor követi, ha tőlünk északra, északkeletre erőteljes anticiklon épül fel, és megakadályozza a ciklon eltávozását a magyar medencéből.

A vízgőztartalom számértéke ugyan nem adja meg, hogy mennyi csapadék fog esni abból a légszlopból, amelyre kiszámítottuk, és a frontok zónájában a számított értékénél annak többszöröse ki lehullhat, mégis hasznosnak bizonyulna a napi szolgálatban a vízgőztartalom naponkénti kiszámításának bevezetése, esetleg a környezetünkbe tartozó egy-két külföldi állomásra is, mert a kapott érték az átlagoshoz viszonyítva megadná, hogy nagyobb csapadék egyáltalán lehetséges-e. A számérték erős növekedése figyelmeztetne a nagyobb csapadék lehullásának növekvő valószínűségére. A vízgöz-

tartalom változásának napról napra való követése és összehasonlítása például Bécs és Bukarest értékeivel, a szárazabb vagy nedvesebb levegő érkezésére hívná fel a figyelmet. Egy kis gyakorlat után két-három állomásra a számítás nem sok időt vesz igénybe.

#### IRODALOM :

- [1] *Béll Béla*: A levegő vízgőztartalmának meghatározása. OMI. Hiv. Kiadványa. XIV. köt. Beszámolók az 1951-ben végzett tudományos kutatásokról. 95. old. 1951.
- [2] *Béll Béla*: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. OMI. Kisebb Kiadv. 28. sz. 1954.
- [3] *Kallós Imre*: A dunai árhullámok hidrometeorológiai vizsgálata. Időjárás 59. évf., 331. old., 1955.
- [4] *Weather Bureau*: Daily Bulletin, 1955 July.

**Kozma Ferenc — Varga H. Zoltán:**

## **Különböző anyagokkal takart talajok hőmérsékleti viszonyai**

*Összefoglalás.* A vizsgálat talajtani és meteorológiai tényezőkre terjed ki. A dolgozat részletesen foglalkozik a különböző takaróanyagokkal fedett talajok hőgazdálkodásával és röviden ismerteti a talajnedvességre és terméseredményekre vonatkozó adatokat.

★

*Температурные условия почвы покрытых разными веществами.* Анализ охватывает факторы почвоведения и метеорологии. Автор подробно занимается экономией теплоты почв покрытых различными покровными веществами и сжато излагает данные валового сбора и влажности почвы.

★

A talajtakarítási kísérletek az utóbbi időben ismét előtérbe kerültek, mert ezen az úton lehetséges leginkább mesterségesen beavatkozni a talaj mikroklimájába. A takarás kihat a talaj szerkezetére, a növényi gyökerek fejlődésére, a talaj életére, víz- és tápanyaggazdálkodására, és — ami döntő —, a terméshozamra. A talajtakarás eleinte abból állt, hogy a talajt különböző színű porral hintették be, vagy különböző színű lapokkal borították le. Azaz a talaj egyszerű leárnyékolásáról volt szó. Ma már ezen túlmenve, szerves anyagokat is használnak takarásra, amit trágyázó takarásnak neveznek. A takaró anyag így árnyékoló hatásán kívül trágyázási célokat is szolgál. Újabban gyakran használják a komposzttal és pelyvával történő takarást.

Az elmúlt évben a MTA martonvásári Mezőgazdasági Kutató Intézetében is folytak talajtakarási kísérletek. A kísérletet *Koltay Árpád* mezőgazdasági kutató végezte. A kísérletekbe mi is bekapcsolódtunk a talaj hőmérsékleti viszonyainak vizsgálatával. Löszre települt, középkötött vályogtalajon, Mv. 5-ös hibrid kukoricával bevetett, hét egymás mellett fekvő, négyzet alakú, 16 m<sup>2</sup> területű parcellán helyeztünk el felszíni talajhőmérőket 2, 5, 10 és 20 cm mélységben. A kukorica sortávolsága 100 cm, növénytávolsága 40 cm volt. Vetési ideje: 1956. ápr. 24, kelési ideje: 1956. május 4. A kukorica egyelése után (1956. jún. 1), a parcellákat 1956. június 5-én takartuk le solakronnal (a talajt mesterségesen morzsalékossá tevő vegyianyaggal),

komposzttal, budai földdel, szénporral és pelyvával. Ezenkívül volt még két fedetlen parcella: egy művelés nélküli (kapálatlan, gyomok a felszínen elvágva) és egy kapált. Takarás idején a kukorica 10 cm magas volt. A takaróanyagok vastagsága: 2–5 cm. Az észlelések a nagy távolság miatt naponta csak kétszer, reggeli és déli terminus időben történtek, ennek ellenére a dolgozatunkban pozitív eredményekről számolhatunk be.

A talajtakarási kísérletek kiértékelésénél nem szabad figyelmen kívül hagynunk, hogy milyen volt a kísérleti időszak időjárása. Ennek figyelmen kívül hagyása helytelen következtetésekre vezetne.

### A kísérleti időszak időjárásának leírása

Az időjárás alakulása a kísérlet szempontjából nem volt a legszerencsésebb. Az időszak végig igen csapadékos és napfényben szegény volt. A fő cél az, hogy a takaróanyagok segítségével a talaj hő- és vízgazdálkodását megváltoztassuk. Kukoricaállományban a takaróanyagok május, június és július hónapban éreztetik hatásukat. Ez szorosan összefügg a kukorica csapadékigényével. Áprilisban a kukorica még nem igényel sok vizet. A komoly vízigény májusban jelentkezik és június–júliusban fokozódik. Ennek megfelelően a takarás májusban már hasznos, de júniusban, amikor a csapadékigény növekszik, még eredményesebb lehet. Júliusban annak ellenére, hogy a csapadékigény még fennáll, sőt fokozódik, a takarás hatása módosul, mert ilyenkor már maga a növényzet a takaróanyagtól függetlenül is beárnyékolja a talajt. A fentiek figyelembevételével vizsgáljuk meg a kísérleti időszak időjárását (I. táblázat).

I. táblázat. A hőmérséklet, napsütés és csapadék havi és tíznapos közepei, ill. összegei és azok eltérése az átlagtól 1956 április–augusztus hónapban

	Április		Május		Június		Július		Augusztus	
<i>Hőmérséklet</i>	C°	△*	C°	△	C°	△	C°	△	C°	△
Havi közép	10,6	+0,5	15,7	-0,2	18,6	-0,5	21,5	0,0	20,5	-0,2
Dekád közép										
1.	6,9	-1,5	15,0	+0,8	20,1	+1,5	21,4	+0,1	20,0	-1,7
2.	13,0	+3,0	14,4	-1,3	19,7	+0,8	21,8	+0,1	21,2	+0,5
3.	11,8	-0,1	17,5	-0,1	15,9	-3,8	21,4	-0,1	20,4	+0,7
<i>Napsütés</i>	óra		óra		óra		óra		óra	
Havi összeg	169	-36	242	-20	230	-49	310	+6	292	+14
Dekád összeg										
1.	60	+1	90	+17	95	-2	102	+2	96	+1
2.	58	-12	53	-33	78	-10	93	-6	100	+13
3.	51	-25	99	-4	57	-37	115	+10	96	0
<i>Csapadék</i>	mm		mm		mm		mm		mm	
Havi összeg	70	+24	62	-4	84	+22	37	-13	32	-20
Dekád összeg										
1.	7	-8	9	-15	13	-5	10	-5	4	-11
2.	6	-11	28	+10	39	+13	19	+2	9	-9
3.	57	+43	25	+1	32	+14	8	-10	19	0

\* Az eltéréseket a hőmérsékletnél és a csapadéknál az 1901–1940., napsütésnél az 1911–1950. évi átlagoktól számítottuk.

A kísérlet szempontjából, mint említettük, bennünket főleg a május, június és július hónap érdekel. Május csapadéka az átlagnál valamivel kevesebb volt. A takarás tehát célszerű lett volna, de az, sajnos, csak júniusban

történt meg. Június csapadéka 22 mm-rel volt több, mint az átlag, és nagyobb részben heves záporok alakjában hullott le. Ez a takaróanyagok többségének elmosását idézte elő. Július már csapadékszegényebb volt. A havi összeg jóval a havi átlag alatt maradt. A hőmérséklet átlagköri volt. A napfényes órák száma májusban és júniusban ugyancsak az átlag alatt maradt. Tartósan derült és szélsőségesen meleg idő nem alakult ki, ezért a talajhőmérsékletekben sem jöhetett létre az egyes parcellák között nagy különbség.

### Talajhőmérsékleti viszonyok

A talaj hőmérsékletét meteorológiai tényezők, különböző talajtényezők, földrajzi és biológiai tényezők alakítják ki. A meteorológiai tényezők közül a sugárzás a döntő. A sugárzás, valamint a talaj színe és szerkezete közötti

II. táblázat. A szín és szerkezet hatása a talajhőmérsékletre  
(10 cm-es mélység, déli terminus-észlelés)

A) Szín	Lég-hőmér- séklet C°	Budai föld		Szénpor		Pelyva		Komposzt	
		C°	△	C°	△	C°	△	C°	△
12 derült nap átlaga .....	23,9	25,5	+1,6	26,1	+2,2	21,3	-2,6	25,9	+2,0
6 borult nap átlaga .	20,4	21,8	+1,4	22,6	+2,2	20,2	-0,2	22,7	+2,3
1 szélsőségesen meleg nap hőmérséklete ....	28,3	28,0	-0,3	30,1	+1,8	23,6	-4,7	29,9	+1,6

B) Szerkezet	Lég-hőmér- séklet C°	Művelés nélküli		Kapált		Solakron	
		C°	△	C°	△	C°	△
12 derült nap átlaga .....	23,9	25,2	+1,3	24,0	+0,1	22,6	-1,3
6 borult nap átlaga .....	20,4	22,4	+2,0	21,9	+1,5	21,1	+0,7
1 szélsőségesen meleg nap hőmérséklete .....	28,3	29,8	+1,5	26,3	-2,3	24,8	-3,5

kapcsolat ismeretes. A talaj színe és szerkezete jelentős hatással van a hógazdálkodásra. Az előbbi kettőnek megváltoztatása a talaj hógazdálkodásának változását vonja maga után. A hógazdálkodás mesterséges irányítását leghatásosabban talajtakarással érhetjük el.

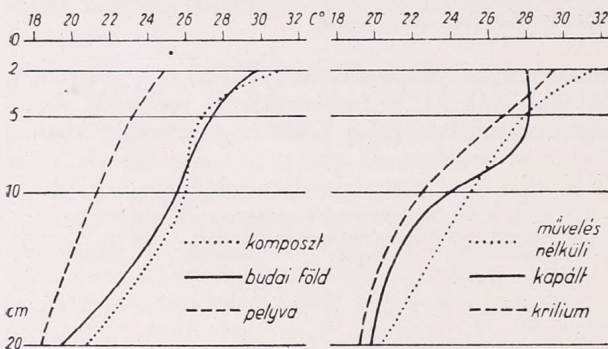
A kísérletnél felhasznált budai föld, szénpor, komposzt és pelyva a talaj színét és így sugárzáselnyelő képességét változtatja meg, míg a solakron, mely állandó apró-morzsa szerkezetet biztosít, a hővezetőképességre gyakorol hatást.

A különböző anyagokkal takart parcellák talajhőmérsékletei között lényeges különbségeket csak derült, napfényben gazdag időben észlelhetünk. Éppen ezért célszerűnek látszik a derült és borult időszakokat különválasztva vizsgálni a talajhőmérsékleteket.

A különböző parcellák között egyforma talajnedvességet feltételezve (ez a feltétel, mint azt a későbbiekben látni fogjuk, a pelyvával takart parcella

kivételével nagyjából teljesül), a sötét anyaggal takart talajok jobban fölmelegsenek. Ugyancsak hőmérsékleti különbségeket idézett elő a talaj különböző szerkezete. A II. táblázat 12 derült, 6 borult nap átlagát és egy szélsőségesen meleg nap déli talajhőmérsékleteit a léghőmérséklettel hasonlítja össze.

Az adatok szerint a világos színű budai földdel és pelyvával takart talaj hűvösebb, mind a sötét színű szénporral és komposzttal fedett talaj. Meg-

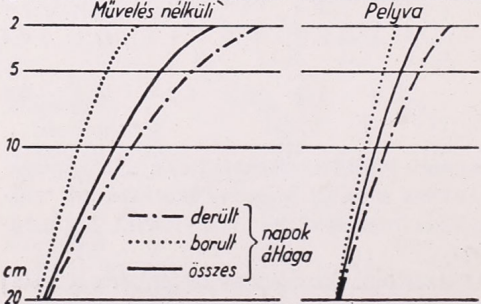


1. ábra. Derült napok talajhőmérsékleti átlaga (déli terminus észlelés alapján)

jegyzendő, hogy a pelyva alatti talajhőmérséklet rendkívül alacsony volta nemcsak a világos szín, hanem főleg a vastag pelyva takaró nagyobb víztartalmának és árnyékolásának következménye. A szerkezet hatása a talajhőmérsékletre szintén szembeutó. A művelés nélküli, tömött, tehát jól vezető talaj jobban felmelegszik a vizsgált rétegben, mint a kapált és solakronnal kezelt. A solakron talaj-

lazító hatása a talajhőmérsékletben is megnyilvánul. A talaj rossz hővezetővé válik s a mélyebb rétegekben hűvös marad (1. ábra).

Megvizsgáltuk a talajhőmérsékletet több mélységben is. Összehasonlítottuk a különböző parcellák hőmérsékleti viszonyait. Legcélszerűbb itt is a talajt szín és szerkezet szerint különválasztani. A komposzttal, budai földdel és pelyvával takart talajok hőmérséklete között lényeges különbség van.



2. ábra. Derült, borult és az összes napok talajhőmérsékleti átlaga (déli terminus észlelés alapján)

Az adatok szerint a világos színű budai földdel és pelyvával takart talaj hűvösebb, mind a sötét színű szénporral és komposzttal fedett talaj. Megjegyzendő, hogy a pelyva alatti talajhőmérséklet rendkívül alacsony volta nemcsak a világos szín, hanem főleg a vastag pelyva takaró nagyobb víztartalmának és árnyékolásának következménye. A szerkezet hatása a talajhőmérsékletre szintén szembeutó. A művelés nélküli, tömött, tehát jól vezető talaj jobban felmelegszik a vizsgált rétegben, mint a kapált és solakronnal kezelt. A solakron talaj-

még középértékben is 5–6 fokkal hűvösebb és ez a különbség még 20 cm-es mélységben is eléri az 1,5–2,0 fokot.

A különböző talajszerkezet okozta hőmérsékletkülönbségek magyarázata közismert. A solakronnal kezelt talaj apró-morzsa, laza szerkezete miatt a felső rétegekben erősen felmelegszik, de a rossz hőszállítás miatt a mélyebb rétegekben a talajhőmérséklet alacsony. A kísérleti parcellák közül a kapált talajúnál a 2–5 cm között izotermia volt. Itt ugyancsak a rossz hővezetés miatt a 10–20 cm-es réteg hőmérséklete a solakronos talajhoz hasonlóan alacsony, de annál melegebb. A művelés hiányának hatása a talajhőmérsékletben is kifejezésre jut: erősen felmelegszik a talaj nemcsak a felső, hanem a mélyebb rétegekben is (2. ábra).

Borult és derült időben valamennyi parcella között lényeges, de nem egyforma különbség van. Ennek igazolására 6 borult, 12 derült és az összes napok átlagából készült tautochronokat közöljük. A borult és derült időszakban mutatkozó hőmérsékletkülönbség legkisebb a pelyvánál (2 cm-ben 3,0 fok) és legnagyobb a meg nem művelt talajban (2 cm-ben 6,3 fok). Ez a különbség lefelé csökken és a legtöbb parcellánál 20 cm-ben megszűnik. A fenti adatok azt mutatják, hogy a művelés nélküli talaj hőmérséklete igen szélsőséges, míg a pelyvával borított talajban a szélsőségek igen kicsinyek.

### *A talajhőmérséklet vertikális különbségei*

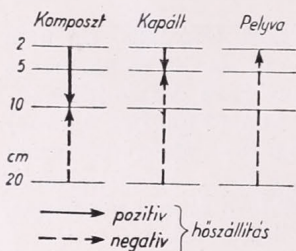
A mérések — amint azt már az előbbieken ismertettük — 20 cm-es mélységig történtek. Ezt három részre osztottuk fel: 2–5 cm-ig, 5–10 cm-ig és 10–20 cm-ig terjedő mélységekre. Kiszámítottuk az adott mélységek közötti hőmérsékleti különbségeket. A különbséget negatívnak vettük akkor, ha nagyobb mélységben melegebb volt, mint a magasabban fekvőben. Tehát a negatív különbség felfelé irányuló, a pozitív különbség pedig lefelé irányuló hőszállítást jelent.

*III. táblázat. Talajhőmérsékletek vertikális különbségei, 07 órákor  
(Középérték az összes adatokból számítva)*

	2–5 cm			5–10 cm			10–20 cm		
	Komposzt	Kapált	Pelyva	Komposzt	Kapált	Pelyva	Komposzt	Kapált	Pelyva
Középérték .....	1,2	0,1	–0,2	0,1	–0,3	–0,3	–0,6	–0,4	–0,8
Maximum .....	3,2	0,6	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	–0,3
Minimum .....	–0,6	–0,6	–0,9	–0,2	–1,3	–0,7	–1,3	–1,2	–1,2
Abszolút ingás .....	3,8	1,2	1,1	0,5	1,6	0,8	1,4	1,5	0,9

Az időjárásnak a takaróanyagokra gyakorolt kedvezőtlen hatása meglátszott a talajhőmérsékleti adatokon is. Az egyes takaróanyagok hatásai közötti különbségek nem voltak élesek. 3 parcellán mégis a töbitől eltérő vertikális hőmérsékleti viszonyok mutatkoztak. E 3 parcella adatait mutatja a III. és IV. táblázat. Azért esett a választásunk e három parcellára, mert a komposzt és a pelyva a két szélsőséget képviseli, a kapálással művelt parcella pedig, éppen a kapálás miatt, a töbitől eltérően viselkedik (III. táblázat).

Először a komposzt-takarót érdemes vizsgálnunk. A közép-értékeket tekintve láthatjuk, hogy a komposzt a felső 2–5 cm-es rétegben nagy gradienssel rendelkezik. 5–10 cm között közel izotermia van, 10–20 cm között pedig negatív a különbség. Tehát a komposzt-takarónál reggel 2–5 cm között már megindul a lefelé történő hőszállítás, ennek jelei 5–10 cm között is mutatkoznak. A vizsgált legalsó rétegben — 10–20 cm között — felfelé szállítódik a hő. A komposztnál a reggeli terminus észlelésnél a hő alulról is, felülről is a 10 cm-es szint felé vezetődik. Ennek magyarázatául tudnunk kell, hogy a komposzt-takaró a talaj felszínét apró-morzsássá teszi. Emiatt, vala-



3. ábra. Hőszállítás különböző talajokban (reggeli terminus észlelések átlaga)

mint sötét színe miatt, a parcella felszíne — a napkeltétől észlelésig tartó rövid idő alatt is — erősen felmelegszik. Ismeretes, hogy a fellazított réteg alatt a hőmérséklet hirtelen csökken. Ezért adódik még közép-értékben is a 2–5 cm közötti viszonylag magas érték. Ezután a hőmérséklet lassabban csökken, amint azt az 5–10 cm közötti érték is szemlélteti. A 10–20 cm-ben levő negatív különbséget mindhárom parcellánál a 20 cm-es talajhőmérséklet napi menetének késése magyarázza.

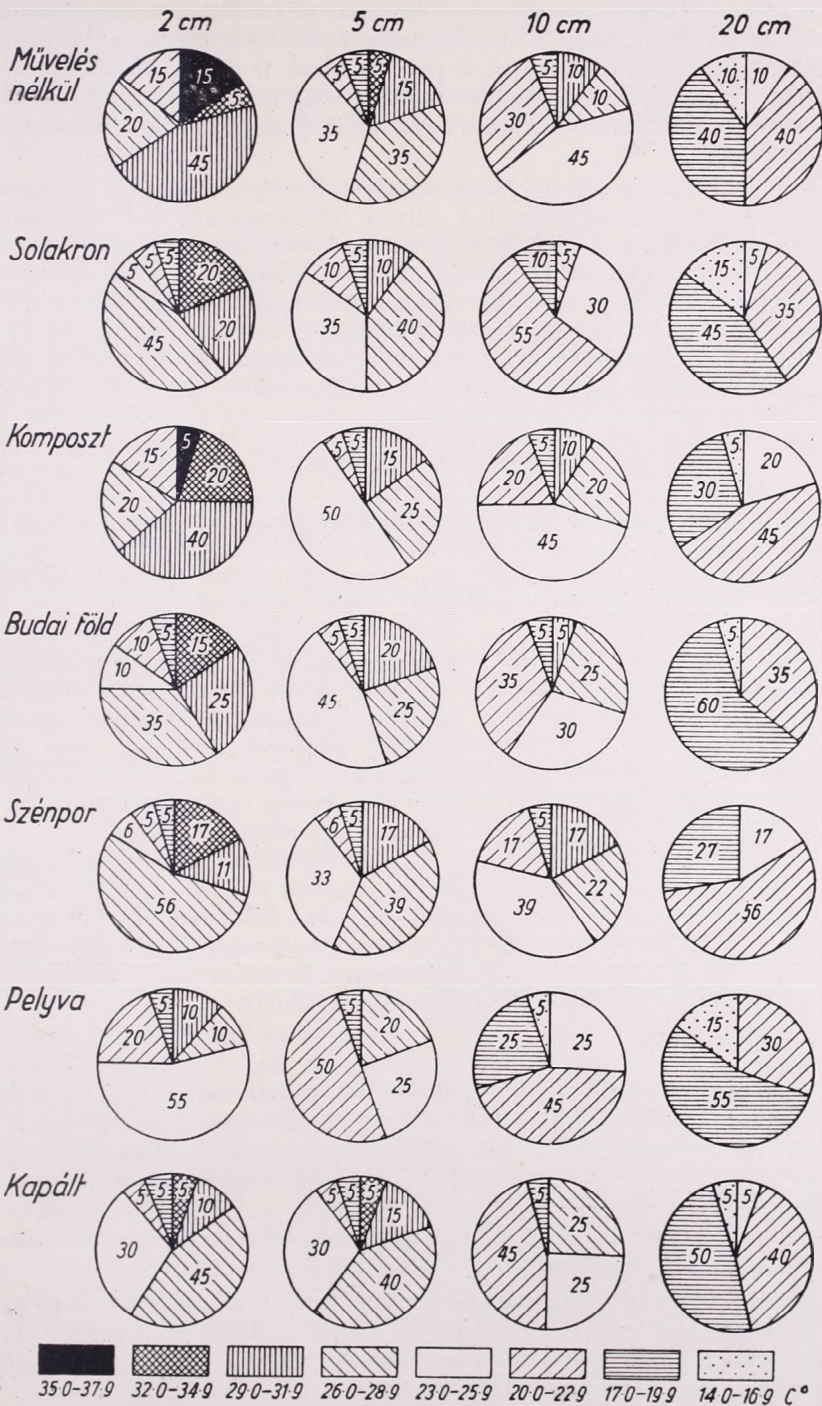
A kapált parcella felső rétegében izotermiához közeli állapot van. A következő két alsóbb rétegben a hőmérséklet felfelé csökken. A felső rétegben levő izotermia úgy jött létre, hogy a kapálás a talajt kb. 5 cm mélységig fellazította s ezáltal ez a réteg erősen levegőssé vált. A kapált parcellán tehát felső izotermia és alulról az 5 cm szint felé történő hőszállítás tapasztalható.

A pelyva takaró alatt az egész 20 cm-es rétegben felfelé csökken a hőmérséklet. Az említett takaró ugyanis 2–3 cm-es vastagsága miatt megakadályozza, hogy ezen rövid idő alatt a napsugarak érzetessék hatásukat a takaró alatti felszínen (3. ábra).

IV. táblázat. Talajhőmérsékletek vertikális különbségei, 14 órakor (Középérték az összes adatokból számítva)

	2–5 cm			5–10 cm			10–20 cm		
	Komposzt	Kapált	Pelyva	Komposzt	Kapált	Pelyva	Komposzt	Kapált	Pelyva
Középérték .....	4,1	0,1	1,4	0,9	3,5	2,1	4,2	3,5	2,1
Maximum .....	6,1	0,8	2,9	1,8	5,4	3,5	6,8	5,5	3,6
Minimum .....	0,8	-1,9	0,0	0,2	1,0	0,9	1,4	0,7	0,5
Abszolút ingás .....	5,3	2,7	2,9	1,6	4,4	2,4	5,4	4,8	3,1

Tehát reggel, a terminus észlelés időpontjában, a rövid idő óta tartó besugárzás ellenére is lényegesen eltérő vertikális hőmérsékleti viszonyok alakulnak ki a három említett parcella felső 20 cm-ben. A komposzt a legmelegebb. Itt 10 cm-ig érezhető a besugárzás hatása. A kapált parcella 5 cm-ig melegszik fel, jó levegőzése miatt az egész felső — kapált — rétegben egyformán. A pelyva takaró alatt még az éjszakai állapot uralkodik.



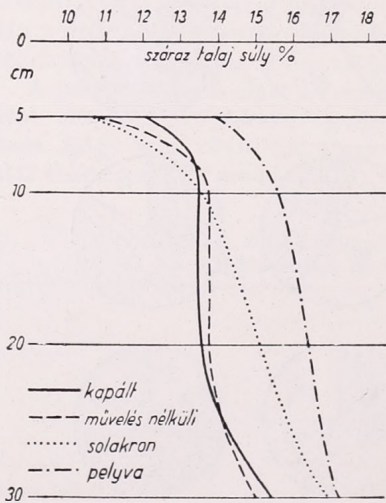
4. ábra. Talajhőmérsékletek gyakorisági eloszlása különböző anyagokkal takart talajban, kukorica-állomány alatt, %-ban (1956. június 11—július 5., 14 órás észlelések alapján)

A szélső értékeket tekintve a komposzt mutatkozik a legszélsőségebbnek. Ez az előbb elmondottakból következik is. A kapált talaj felső rétegében a szellőzés kiegyenlítő hatása, a pelyva alatt pedig a hőszigetelés miatt, nem nagy az eltérés. A középső szintben a kapált mutatja a legnagyobb ingadozást. Ebben a parcellában ugyanis 5 cm-ig jutnak le a felszíni hatások (IV. táblázat).

A IV. táblázat a déli helyzetet mutatja. Természetesen itt is a komposzt-takaró melegszik fel legjobban. A pelyva hűvös marad. A kapált parcella a felső rétegben délben is izotermiát, a középső rétegben — a már említett okok miatt — ismét nagyobb különbséget mutat. A reggeli és déli helyzet között két jelentős különbség van. Az egyik a hőforgalomban mutatkozik, amely délben már — a kapálnál jelentkező izotermiát kivéve — minden parcellán és minden mélységben pozitív. A másik: a reggeli viszonyokhoz képest, a besugárzás hatására megnövekedtek a gradiensek.

### A talajhőmérsékletek gyakorisági eloszlása

Nem volna teljes a kísérlet eredményeinek felsorolása, ha nem foglalkoznánk a talajhőmérsékletek gyakorisági eloszlásával. A közölt ábra részben alátámasztja, részben kiegészíti, de elsősorban összefoglalja az ismertetett eredményeket. A talajhőmérsékletek gyakoriságának így módon történő ábrázolása lehetővé teszi, hogy akár részletességgel is összehasonlíthassuk az egyes parcellák hőgazdálkodását. A hőmérsékletek gyakorisági eloszlását százalékban kifejező ábra sok újat már nem mondhat számunkra, éppen ezért csak röviden szólnunk róla, s ezzel egyben dolgozatunk összefoglalását is adjuk (4. ábra).



5. ábra. A kísérleti időszak talajnedvességi átlaga (1956. IV. 11—X. 1.)

**Művelés nélküli talaj.** Végig meleg. A 2 cm-es szintben 20 fok alá egyetlen esetben sem süllyedt a hőmérséklet. A magas hőmérsékletek gyakorisága igen nagy. Rendkívül szélsőséges. 20 cm-es mélységben is egyike a legmelegebbeknek.

**Solakronnal kezelt talaj.** A felső 5 cm-es réteg meleg, az alsó rétegek hűvösek. Az előbbi rétegben nagyok, az utóbbiakban kicsinyek a szélsőségek.

**Komposzttal takart talaj.** Végig igen meleg. Az alsóbb rétegekben (20 cm-es mélységben) a többi parcellákhoz viszonyítva a legmelegebb. Az alacsony hőmérsékletek gyakorisága igen kicsiny.

**Budai földdel és szénporral takart talaj.** Ezek értékelése a takaró anyagok erős szétmosódása miatt csak hiányos lehet. A két takaróanyag ellentétes hatása csupán a mélyebb rétegekben mutatkozik: a budai föld talaja rendkívül hideg, míg a szénporé igen meleg.

**Pelyvával takart talaj.** Az összes parcella között a leghidegebb, a szélsőségek a legkisebbek. A 2 cm-es mélységben a hőmérséklet a 30 fokot egy esetben

sem haladja meg és 20 cm-ben a legmagasabb hőmérséklet 22 fok. A pelyvával takart parcella talajhőmérsékletei a legkézzelfoghatóbb eredményeket adták.

*Kapált talaj.* A felső rétegben izotermia van. A vizsgált (besugárzási) időpontban nem szélsőséges. A mélyebb rétegek hőmérséklete alacsony.

### Talajnedvesség

A talajnedvesség méréseket *Dvoracsek Miklós* mezőgazdasági kutató végezte kéthetenként, egy alkalommal háromszori ismétlésben. Mérési eredményeiből négy különböző parcella adatait vettük ki (5. ábra). Az ábra 1956. április 11-től, október 1-ig történt mérések közép-értékeit mutatja. A többi parcellák adatai a művelés nélküli és a kapált talaj adatai körül szóródnak. Közlésüktől azért tekintettünk el, mert az zavarná az ábra áttekinthetőségét. Rögtön szembeötlik, hogy a pelyvatakaró alatti talaj lényegesen nedvesebb a többinél. A solakronnal kezelt talajnál a felső melegebb rétegek nedvességtartalma nem különbözik lényegesen a többi talajok nedvességtartalmától. Az alsóbb, hűvösebb rétegek azonban a többinél nagyobb nedvességtartalmat mutatnak. Mindezek csak aláhúzzák az előbbieket során elmondottakat.

### Terméseredmények

*Koltay Árpád* mezőgazdasági kutató adatai alapján közöljük a terméseredményeket (V. táblázat). Amint látjuk — és amint a takarás szempontjából

V. táblázat. Terméseredmények

Parcella	Csöves termés	Szártermés
	katasztrális holdanként kg-tan	
Művelés nélküli .....	4209,78	4119,43
Solakronnal kezelt .....	4064,47	3625,65
Komposzttal takart .....	4532,06	4335,24
Budai földdel takart .....	4228,49	4281,72
Szénporral takart .....	4451,49	4217,26
Pelyvával takart .....	4290,35	4335,24
Kapált .....	4119,14	3831,68

ból kedvezőtlen időjárás miatt várható volt —, a terméseredményekben nincs jelentős különbség. A legjobb eredményt csöves termésben a komposzt- és a szénpor-takaró szolgáltatta, szártermésben pedig a komposzt- és a pelyvatakaró. Ezeknek a csekély különbségeknek azonban nem szabad különösebb jelentőséget tulajdonítani.

A takaró anyagok eltérő hatása meleg és aszályos időjárásban nyilván jobban érvényesült volna. A kísérlet folytatása feltétlenül szükséges, hiszen nem a legkedvezőbb körülmények ellenére is néhány pozitív eredményről számolhattunk be. Ezidén a vizsgálatokat az 1956. évi mérések hiányosságának kiküszöbölésére a napi menetek tanulmányozásával egészítjük ki.

## Újabb eredmények a naptevékenység változása és az általános légköri viszonyok kapcsolatának vizsgálatára

A naptevékenység és az időjárás közötti kapcsolat kutatása már több mint 100 évre terjed. Eleinte szinte kizárólag a 11 évi napfolt-ciklusra vonatkoztak a kutatások, az utóbbi évtizedekben azonban egyre inkább előtérbe nyomult a naptevékenység rövid-periódusú ingadozásainak párhuzamba állítása az időjárással. Szaporodott a naptevékenységet jellemző számok felhasználása is; a legkevésbé alkalmas napfolt relatívszámok mellett a napállandó, sőt újabban a földmágneses jellemzőszámok, valamint az ionoszféra mérésekből levezethető ultraióbolya sugárzás is szerepet kap a vizsgálatokban.

A talajmenti időjárás vizsgálata mellett újabban a magaslégtér állapotváltozásai is vizsgálat alá kerültek, éppen a rendkívül erős napkitörésekkel kapcsolatban. Elég itt rámutatnunk *Scherhag*, valamint *Attmannspacher* — már e folyóiratban is ismertett — eredményeire, amelyek szerint a sztratoszféra magasabb szintjeiben kromoszférikus kitörés után erős felmelegedés található, amely lefelé terjed.

A következőkben néhány olyan újabb kutatásról számolunk be, amelyek a naptevékenység rövidebb-periódusú ingadozásai, illetőleg az általános légköri viszonyok közötti kapcsolat felderítésére irányultak. A vizsgálatok közül időrendben elsőként S. W. *Visser* holland kutató az az eredményeket ismerteti, amelyeket az International Association of Meteorology 1954. évi római kongresszusán adott elő [1]. *Visser* a napforgás 27 napi periódusának jelentkezőségeit vizsgálta az időjárásban. Kiindulásként az 1947-es év nyarán igen erősen jelentkező és 27 napi ritmusban visszatérő hőhullám-sorozatot tanulmányozta, amely Nyugat-Európa nagy részén észlelhető volt. Grafikus ábrázolás alapján igen könnyen megállapítható, hogy a hőmérséklet maximális értékei 7 napos késéssel követték a napfolt-maximumokat. Ugyanebben az évben az USA nyugati felén hasonló összefüggés állott fenn, de ellenkező fázisban. A kapcsolat a kontinensek partvidékén gyenge és kelet felé erősödik.

Ellenőrzésként az 1953. évi napfolt-minimum idején is megvizsgálta a kérdést és azt találta, hogy Nyugat-Európában a fázis 180 fokkal megváltozott, vagyis a hőmérséklet legalacsonyabb értékei követték egy heti késéssel a napfolt-maximumokat (mint 1947-ben az USA-ban). Ezzel szemben az USA északnyugati részén a fázis nem változott.

Ezek után vizsgálta meg *Visser* 43 évi anyagból (1910—1952), De Biltre vonatkozóan a 27 napi hőmérsékleti periódust és a fentieknek megfelelő összefüggéseket kapta az egész időszakban. Befejezésként megvizsgálta az ionoszféra viselkedését is az 1947-es napfolt-maximum és az 1953-as napfolt-minimum évében és a vizsgálatok alapján azzal fejezi be fejtegetéseit, hogy a 27 napi időjárási periódus magyarázata az ionoszféra közvetítő tevékenységében keresendő. Mint látjuk, *Visser* ugyanarra az eredményre jutott, mint a magyar távidőjelzési kutatások, amelyek az időjárás egyik lényeges irányítójaként a sarki térség magaslégtérébe érkező *korpuszkuláris* sugárzást jelölték meg.

*Visser* eredményei a kérdést a hőmérséklet alakulása szempontjából tisztázták. *M. Rodewald* a kérdést a légnyomás eloszlása segítségével tanulmányozta [2]. Ő megállapítja, hogy a légnyomás a 60° N és 10° W térségben körülbelül 4 napi késéssel szintén követte 1947. évben a 27 napi napfolt-ritmust. Ebből kiindulva vizsgálta meg az atlanti-európai térség légnyomás eloszlásának alakulását olyan esetekben, amikor 1—2 hét folyamán határozott napfoltszám-emelkedés jelentkezett. Az 1949—54. évek között 93 jól elkülöníthető ilyen esetet talált, és vizsgált meg részletesen. Végül eredményként kapta, hogy *ilyenkor a Ponta Delgada—Sykkisholm közötti nyomáskülönbség, normális értékének 35%-ával nagyobb!* Ez a növekedés akként jött létre, hogy az azori térségben körülbelül 1 mb-ral nő meg a nyomás, az izlandi térségben pedig körülbelül 3 mb-ral csökken (évi átlagban). Évszakosan vizsgálva a kérdést az 51 téli esetből az Azoroknál 3 mb-os többlet, Izlandnál 4 mb-os hiány jelentkezik. A 42 nyári

esetnél +2, illetve -3 mb a megfelelő nyomás-anomália. Rodewald eredményei tehát alátámasztják azt a régebbi megállapításunkat, hogy a *naptevékenység rövid periódusú emelkedései a zonális cirkulációt erősítik, csökkenései pedig nyilvánvalóan az ellenkező folyamatnak, vagyis a meridionális cirkuláció kialakulásának kedveznek.* Ezek a megállapítások elsősorban az Atlanti-óceánra és Észak-Európára érvényesek. Közép-Európában, és így hazánkban is még további részletesebb vizsgálatokra volt szükség ahhoz, hogy a fenti megállapítást távidőjelző módszerünk alapjaként használhassuk [3].

Igen érdekes, hogy az említett összefüggést az 1948-as évben Rodewald nem tudta kimutatni, sőt ez az év a legélesebb ellentétben állott az 1947-es év légnyomás eloszlásával. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy 1948 elején a naptevékenység rendkívül erősen, körülbelül a felére esett vissza, az 1947. évi napfolt-maximumhoz képest. Az év második felében újból erőteljes emelkedés volt tapasztalható. Az 1948-as év tehát másodlagos napfolt-minimumként is értékelhető.

A zonális cirkuláció erőssége és a napfolt-tevékenység között *F. Baur*nak is vannak újabb — a fentieket támogató — megállapításai. Ő az 500 mb-os szint vizsgálata alapján nyerte eredményeit. Hasonló vizsgálatokat végzett *H. Trenkle* [4]. Ő azonban azt a lényegesen új eredményt mutatta ki, hogy a *zonális cirkuláció erősödését csak abban az esetben okozza az egy-két hét alatt végbemenő napfoltszám emelkedés, ha a részleges napfolt-maximum idején az általános légkörzés Rossby-féle indexe kicsiny, vagyis a cirkuláció meridionális jellegű.* Ha a részleges napfolt-maximum idején a cirkuláció nagy-indexű, azaz már amúgy is zonális jellegű, akkor a zonális cirkuláció csak jelentéktelenül erősödik. *Trenkle* megjegyzi, hogy a talált összefüggések távidőjelzési célokra is felhasználhatók, véleménye szerint azonban csak akkor, ha a napfoltszám emelkedése, illetőleg süllyedése két hét folyamán eléggé jól kifejezett és legalább 40 egységi amplitúddal rendelkezik. Ilyen esetet azonban meglehetősen keveset talált az 1948—1956 közötti években. Igaz viszont, hogy az 1952—54-es időszak a napfoltok kisebb gyakorisága miatt gyakorlatilag egészen kiesett. Földmágneses jellemzőszámok használatával bizonyosan jobb eredményt lehet várni. Eredményeit egyébként matematikai-statisztikai számításokkal is ellenőrizte.

A fent közölt szemelvények — úgy véljük — minden kétséget kizáróan tanúsítják, hogy a *naptevékenység rövid-periódusú*

*ingadozásai feltétlenül befolyással vannak az általános légkörzés jellegére, illetve annak megváltozására.* Az is bizonyos, hogy a behatás mértéke elég lényeges, mert éppen előidézője lehet a meridionális jellegű cirkuláció zonálisra fordulásának. Ezzel természetesen nem állítjuk azt, hogy minden ilyen természetű fordulás a naptevékenységre vezethető vissza. Bizonyára vannak az általános légkörzés saját mechanizmusából eredő típusváltozások is. Azt is láthattuk, hogy az összefüggés előjele időben és térben változó, különösen az atlanti-európai térségben. Nem ismeretes még az a mechanizmus sem, amelyen keresztül a naptevékenység — ma még pontosabban meg sem határozható összetevője révén — az általános légkörzésre hatását kifejti. Gyanítható, hogy ez az ionoszférán keresztül történik, mégpedig a sarki térségből kiinduló hideg-kitörések kormányzása útján. Nem hagyható figyelmen kívül azonban az ultraibolya sugárzás esetleges hatása sem, amely az egyenlítői térségben és a Föld megvilágított terén jelentkezhethet, mint időirányító tényező. Reméljük, hogy a Nemzetközi Geofizikai Év során végzendő időjárási, ionoszférikai és naptevékenységi vizsgálatok — a hatás mechanizmusát illetően — pontosabb eredményeket szolgáltatnak majd. Az összefüggés a naptevékenység és az általános légkörzés jelenségei között ugyanis — mint látható — megállapított tényként kezelendő, még akkor is, ha az általános légkörzés önálló és kényszerített változásai közötti arányt ma még nem tudjuk számszerűen megadni. Valószínű azonban, hogy ez az arány legalább is az 50 : 50% közelében van [5].

IRODALOM: [1] *S. W. Visser*: The 27-day period. *Scient. Proc. of the International Association of Meteorology*. Publ. No. 10/c. London, 1956. — 271. old. [2] *M. Rodewald*: Schwankungen der Sonnenfleckenentitätigkeit und Luftdruckschwankungen im Raume Europa-Nordatlantik. (I. u. 2. Mitteilung.) *Ann. der Met. Bd. 7. Hf. 3/4.* — 186. és 201. old. [3] *Acta Agronomica*. Tom. V. Fasciculi 1—2. Bpest. 1955. — 82. old., vagy *Időjárás* 1954. évi 6. szám, 331. o. [4] *H. Trenkle*: Die zonale Windkomponente im atlantisch-europäischen Sektor in Abhängigkeit von Kurzperiodischen Schwankungen der Sonnenaktivität. *Met. Rundschau*. 1957. Jan./Febr. — 35. old. Bad-Kissingen. [5] *Acta Agronomica*. Tom V. Fasciculi 1—2. Bpest. 1955. — 205. old. vagy *Időjárás* 1954. évi 6. szám, 410. o.

Berkes Zoltán

## „A hideg félév csapadékkialakulásának feltételei és előjelzésük lehetősége”

A gyakorlati időelőjelzés fejlődésének jelenlegi szakaszában sok kutató figyelme olyan módszerek kidolgozására irányul, amelyek a szinoptikus számára objektív fizikai alapot nyújtanak a minőségi prognózis elkészítéséhez. Különösen figyelemre méltók ezek között a csapadékelőjelzés területén végzett kutatások, mint-hogy olyan meteorológiai elem előrejelzéséről van szó, mely sok tényező kölcsönhatásának eredménye.

A. A. Bacsurina és Z. L. Turketti: „A hideg félév csapadékkialakulásának feltételei és előjelzésük lehetősége (Условия образования осадков холодного полугодия и возможности их прогноза)” című, nemrég megjelent munkája (Hidrometeoizdat, Leningrád, 1955. 164 oldal, 25 ábra) az említett cél érdekében végzett többéves kutatás eredményeit foglalja össze a téli, nem-konvektív csapadékok számszerű előrejelzésének területén. A szerzőket a szóban forgó monográfiában, de a témával foglalkozó több előző dolgozatukban is az a metodikai alapelv vezérli, hogy a csapadékképződést meghatározó okok helyes diagnózisához a kondenzációs folyamatok fejlődésében részvevő alapvető tényezők kölcsönhatásának vizsgálatából kell kiindulni. Az analízisen túlmenően ezt az elvet kell érvényesíteni a csapadék előrejelzésének munkamódszereiben is.

A monografikus mű célja annak ismeretése, hogyan számítható ki a nem-konvektív csapadékok fellépése, mennyisége a csapadékképződésben részvevő alap-tényezők számszerű karakterisztikáinak segítségével.

Az I. fejezet a csapadék kialakulásához szükséges alapvető feltételeket ismerteti, tekintettel a téli félévet jellemző szinoptikai sajátosságokra. Minthogy intenzív felhő- és csapadékképződéshez a levegő lehűlése alapvető jelentőségű, a szerzők sorra veszik a lehűlést okozó különböző eredetű vertikális mozgások formáit és szerepét a téli csapadék létrehozásában. Lényeges metodikai észrevételt tesznek a frontális siklás eredetének tárgyalásában sok szerzőnél előforduló helytelen értelmezéssel szemben. Kimutatják, hogy a kontinuitási egyenletből számított feláramlás értelemszerűen magában foglalja azt a feláramlást is, amely a frontokon észlelt szélugrásból származik (ez váltja ki a felsiklást), minthogy az utóbbi csak részese a kontinuum feltételből nyert eredménynek. Ebből azonban nem következik

az az egyes szerzőknél tért hódító állítás, hogy a csapadékképződés vizsgálatánál a frontok mellőzhetők. Ennek oka az, hogy a front több járulékos mozgásformát hoz létre, melynek számbavétele a kontinuitási egyenlet alapján nem lehetséges. A csapadékullás viszont nem egzisztenciális ismérve a frontnak, hasonlóan a frontális csapadék fejlődése teljesen független lehet a front térbeli szerkezetének változásától, minthogy a csapadékkeltő okok sorában a front csupán egyik és nem kizárólagos tényező.

A kondenzációs folyamatok tárgyalása során különös figyelmet fordítanak a szerzők a hőmérséklet és nedvesség advekciónak, továbbá a nemadiabatikus folyamatok szerepének meghatározására. A téli félévben — különösen magasabb szélességeken — a hőmérséklet advektív változásai és a levegő transzformációja között eléggé szoros kapcsolat áll fenn, így a nemadiabatikus hőmérsékletváltozás hatása az advektív változások alapján értékelhető. Ez az értékelés lehetővé teszi, hogy a téli csapadék előrejelzésénél azokat a tényezőket is számításba vegyünk, melyek direkt meghatározása jelenleg még nem lehetséges.

A tapasztalattal ellentmondó ténynek tűnik a szerzőknek az a vizsgálati eredménye, hogy a hőmérsékleti advekciónak kísérő transzformációs hőmérsékletváltozás a talajközeli légrétegben ugyanolyan értékű, mint a sűrűdési réteg fölött. Sajnos a szerzők ezt a tényt csak mint vizsgálati eredményt regisztrálják, semmiféle magyarázatot nem fűznek hozzá, ugyanakkor a leszálló légmozgásnál fellépő csapadékok tárgyalásánál szóvateszik a nemadiabatikus lehűlés változását a magassággal.

A szubjektív hibák elkerülése céljából a csapadéokra kedvező és kedvezőtlen faktorok számszerű értékelésére a szerzők nomogramokat közölnek. A csapadékhajlam jellemzésére két paramétert használnak: az egyik a vergenciából eredő vertikális sebesség, a másik a telítési állapotot jellemző  $T_d = (T_v - T_r) + T_r$  érték, ahol  $T_v$  a levegő hőmérséklete,  $T_r$  a harmatpont,  $T_r$  a hőmérséklet transzformációs változása. A közölt nomogramok segítségével a vertikális mozgás, továbbá a hőmérséklet és fajlagos nedvesség advektív változásának ismeretében meghatározható, hogy a 850 és 700 mb-os izobárfelületeken mennyi lesz a kondenzálódott nedvesség mennyisége,

amiből következtetni lehet a lehulló csapadék mennyiségére, sőt a folyamat intenzitására is.

A csapadékképződésre kedvező és kedvezőtlen feltételek mennyiségi karakterisztikáinak nemcsak diagnosztikai, hanem prognosztikai jelentőségük is van, amennyiben azokat az előrejelzés időtartamára határozzuk meg. Az előrejelzés sikere döntő módon a nyomási mező előrejelzésének pontosságától függ. Ha az előrejelzés sikeres, akkor a csapadékhullás kedvező és kedvezőtlen feltételeit a szinoptikus a kidolgozott módszer segítségével mennyiségi karakterisztikák alapján határozhatja meg.

A II. fejezet a csapadékképződés analízisének és prognózisának elkészítéséhez szükséges mennyiségi karakterisztikák kiszámítási módszereit tárgyalja. Az előrejelzéshez a talajközeli nyomási mező és a szokásos izobárfelületek előrejelzésén kívül meg kell határozni ezeken a felületeken a légrésezcékknek az előrejelzés intervallumára eső trajektóriáit, a hőmérséklet és fajlagos nedvesség advekciónját, a vertikális légmozgás értékeit és a telítési állapot változását. Mindezen tényezők kiszámítása mellett a szerzők hangsúlyozzák, hogy a sikeres előrejelzés egyik legfontosabb feltétele a jelenlegi időjárási folyamatok alakításában részvevő alapvető okok gondos analízise.

A III. fejezet a módszer gyakorlati alkalmazását mutatja be konkrét időjárási helyzetek analízise alapján, míg a IV. fejezet a hideg félév intenzív és gyenge csapadékainak tárgyalását tartalmazza. A gazdag vizsgálati anyag gondos analíziséből kiderült, hogy gyenge csapadék anticiklonális cirkuláció, azaz leszálló légmozgás mellett is előfordulhat, ha az alsó légrétegek lehülése intenzív és a telítődésre való hajlam kedvező. Az intenzív téli csapadékok viszont instabilis egyensúlyi állapot mellett lépnek fel.

Az instabilitás fő előidézője az advekción magassággal való változása, főleg a ciklonok és légnymósi teknők középponti területein.

A vizsgálatok szerint az alsó légrétegben a transzformációs hőmértékletváltozás nagysága csaknem egyenértékű az advektiv változás értékével. Intenzív téli csapadékhullásnál a transzformációból származó talajközeli lehülés nem játszik lényeges szerepet, az anticiklonokban fellépő gyenge intenzitású esőknél viszont alapvető jelentőségű. A vizsgált esetek tanúsága szerint az instabilitás mértéke télen is jelentékeny lehet. A téli csapadékok éles intenzitásváltozása és területi eloszlása elsősorban a sűrűlési és szabad vergenciából származó függőleges mozgások nagyságának és előjelének változásától függ.

A kidolgozott módszer elméleti megbízhatóságának és gyakorlati alkalmazhatóságának illusztrálására az V. fejezet olyan 12 órás csapadékelőrejelzések értékelését tartalmazza, melyeket a szerzők nem az előrejelzett, hanem a valóságos nyomási mező felhasználásával nyertek. Az így készített minőségi előrejelzések beválása meghaladja a 90%-ot.

A VI. fejezet a Központi Prognosztikai Intézet operatív szolgálatában a szerzők módszerével végzett csapadékelőrejelzések értékelését tárgyalja.

A csapadékhullásra kedvező és kedvezőtlen feltételek igen sokféle változatban lehetnek kapcsolatban egymással. Ezért helyes minőségi következtetéseket csakis a csapadékképződésben részvevő legfontosabb tényezők mennyiségi értékeinek összekapcsolása alapján lehet levonni. Mint a szerzők megjegyzik, egyéb minőségi szabályokkal ellentétben, az ismertett módszerrel a legtöbb szinoptikus az esetek túlnyomó többségében azonos megfogalmazású prognózist adott ki. Például 1951-ben 141 eset közül csak 16 esetben for-

## 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

dult elő különböző megfogalmazás, az utóbbiak túlnyomórészt az alternatív esetek teszik ki. Ez arra mutat, hogy a kidolgozott módszer a téli csapadékok minőségi előrejelzésére objektív alapot nyújt.

A könyv végén bő vizsgálati anyagból nyert olyan közepes karakterisztikákat találnak, melyeket a csapadék előrejelzése szempontjából normatív értékeknek lehet tekinteni. Így többek között a csapadékos időjárást 0,7–1,4 cm/sec értékű feláramlás, 3–5 fokal hőmérsékleti advekció, 0,4–1,4 gr/kg advektív fajlagos nedvesség-növekedés, továbbá 74–90%-os relatív nedvességi értékek jellemzik. A csapadék nélküli időjárásra kedvező közepes jellemzőszámok a következők: 0,2–1,2 cm/sec értékű leszálló mozgás, gyenge hideg advekció, gyenge pozitív vagy negatív fajlagos nedvességi advekció és alacsony relatív nedvesség.

A tapasztalati anyag statisztikai feldolgozásából kiderült, hogy a hideg fél-évtben a csapadék jóval gyakrabban függ

össze meleg advekcióval, mint hideggel, minthogy meleg advekciónál a kondenzációhoz kisebb lehűlésre van szükség, mint hideg advekciónál. A meleg és nedves levegő advekciója a leszálló mozgásnál fellépő csapadék hullás nélkülözhetetlen feltétele.

A minőségi csapadék előrejelzések beválása 80–90% között ingadozik, a mennyiségi előrejelzések értéke a táblázatokban megtalálhatók, ezt a szerzők külön nem értékelték. A legsikertelenebb csapadék előrejelzések mind mennyiségi, mind minőségi szempontból olyan esetekben fordultak elő, amikor a csapadék hullás intenzív, tehát amikor a csapadék hullás lép fel, továbbá amikor esendes eső hullik leszálló légmozgás mellett.

*Bacsurina* és *Turketti* módszere a nem-konvektív csapadékok minőségi és mennyiségi előrejelzésére nemcsak koncepciójában, hanem gyakorlati alkalmazhatósága szempontjából is egyike a legkorszerűbb előrejelzési eljárásoknak.

Bodolai István

## Az ózon szerepe légkörünkben

Atmoszféránknak csak néhány tízmilliomod részét ( $10^{-7}$  térfogategységét) teszi az ózon. Bármilyen csekély is ez a mennyiség, mégis az ózon igen különleges és hatékony szerepet játszik a légkör fizikájában, de a bioszférában is. Kémiai szempontból már az is elgondolkoztató, hogy az ózon légkörünkben egyáltalában előfordul. Ugyanis ez a gáz az oxigénnek háromatomos ( $O_3$ ), kevésbé stabil változata.

Az oxigén könnyen elveszíti egyik atomját, amely azután, mint atomos oxigén az általunk ismert testek között a leg-erősebb oxidációs hatást mutatja. A föld felszínéről állandóan felszáll az oxidálható anyag, igen nagy részben por alakjában, úgyhogy az ózon hamarosan eltűnne, ha nem képződne állandóan újra. Ugyanis, ha teljesen el is tekintünk az elektromos csúcskisülések és a légköri zivatarok alkalmával keletkező igen csekély mennyiségű újraképződéstől, a rövidhullámú napsugárzás hatására állandóan új ózon keletkezik a magas légkörben, mégpedig fotokémiai úton.

A napsugárzásnak az ózonképződést előidéző szinkép-tartományát azonban a légköri oxigén csak 15 km feletti magasságban nyeli el, úgyhogy a 15–50 km-es magasságban keletkező ózon csupán a

légmozgások turbulenciája következtében szállhat le az alacsonyabb légrétegekbe és magára a földfelszínre.

Az ózon elnyelőképesége az ultraibolya szinkép-tartományban szerfelett nagy. Az úgynevezett *Harley-sávok* 0,25  $\mu$  körüli hullámhosszában az ózon abszorpciós-képesége nagyobb, mint a látható sugárzásban. Csekély mennyisége ellenére légkörünk ózonja a napsugárnak minden 0,3  $\mu$ -nél rövidebb hullámhosszát elnyeli. A 0,2  $\mu$  alatti hullámhosszúságú fény hatására az *oxigén*, még rövidebb hullámhossznál pedig a *nitrogén* is disszociálódik és atomos, kémiai szempontból rendkívül aktív módosulásokra változik. Ebben a hullámhossz tartományban mindkét gáz elnyelőképesége akkora, hogy a megfelelő rövidhullámú napfény már atmoszféránknak 100 km feletti magasságában — egyidejű ionizálása mellett — elnyelődik. Így az ionoszféra úgynevezett E-rétegében (110 km-es magasságban) levegőnk oxigénje erősen reakcióképes és az élőlények sejtjeire pusztító hatást kifejthető atomos alakban lép fel.

Az ózonréteg a bioszférát megóvjaa a napsugárzás túlságosan erős fotokémiai hatásától, másrészt az egész szerves világ legfontosabb folyamatát: a széndioxid abszorpciót úgy szólván egyáltalában nem

gátolja. Igaz,  $9,6 \mu$  hullámhossznál (az úgynevezett *Chappuis*-féle sávoknál) az ózonnak is van abszorpciója, azonban ez a légköri ózon csekély mennyisége miatt annyira gyenge, hogy úgyszólván számításba sem jön. Légóceánunk fenekén tehát kimondottan „enyhe fotokémiai klíma” alatt élünk.

A légköri ózon kutatását két tényező teszi különösen nehézé: 1. rendkívül csekély mennyisége, mind lokális, mind általános szempontból tekintve, 2. ez az igen csekély mennyiség is egészen eltérő értékeket mutat különböző helyek és időszakok szerint. Ez áll egy bizonyos hely feletti ózon össz mennyiségét illetően és helyi koncentrációjára is a légkör különböző magasságaiban, akár pedig akkor, hogyha az ilyenféle méréseket különböző földrajzi szélességek alatt végezzük.

Két mérőmódszert alkalmaznak a légköri ózon mennyiségének megállapítására: 1. A már régóta kidolgozott és különben igen érzékeny kémiai módszert (jóalkálium oldat redukálása). Ezt a módszert a legújabb időkben annyira tökéletesítették, hogy az ózon nyomokban előforduló mennyiségét is meg lehet vele állapítani. 2. Az ózommérés másik formája az optikai módszer. Ezzel az ózon ultrabolya abszorpciója révén egy hely négyzetcentiméternyi kiterjedése fölötti egész ózommennyiség kimutatható. *Fabry* és *Buisson* francia kutatók 1920-ban arra jöttek rá, hogy a talajon észlelt napszínkép hirtelen megszakadása a magas levegőrétegek ózonnjának hatására következik be. Kimutatták, hogy bizonyos, a napszínkép ultrabolya határánál jelentkező elnyelési sávok az ózon laboratóriumban is észlelt abszorpciós sávjaival azonosak, és ennek megméréséből fényt deríthettek egy bizonyos hely felett levő ózon összértékére is. Méréseikből  $0,2-0,3$  cm vastag  $O_3$  réteget mutattak ki, ha az egész légkörben jelenlevő ózont  $0\text{ }^{\circ}C$  és  $760$  mm-es higanynyomás mellett  $0,5$  zenyomva képzeljük el. (Az ugyanígy elképzelt homogén levegőburok magassága  $8$  km, azaz  $800,000$  cm !)

További vizsgálatok során kitudt az ózonértéknek időbeli (néha már néhány órán belüli) ingadozása is. Az év folyamán szintén igen nagy ingadozások lépnek fel. Ez a különös jelenség *ózon spektrogram*ok szerkesztését tette szükségessé (*G. M. B. Dobson*, Oxford, *P. Goetz*, Arosa). *Goetz* Arosa-ban folytatott és hosszabb időre terjedő kutatásai alapján azt találta, hogy az évszakonkénti ingadozás amplitudói sokkal nagyobbak a magas szélességi fokok alatt, mint az alacsonyabb feletti. A maximum azonban mindkét helyen koratavasra esik. Az évszakonkénti ingadozás teljesen hiányzik a trópusokon,

ahol az egész év folyamán körülbelül  $0,17$  cm  $O_3$  (alacsony) értéket találtak.

Ezen helyi és időszakos természetű ingadozások arra mutatnak, hogy légkörünk ózonnjának keletkezése és felbomlása igen bonyolult és számos tényező kölcsönhatásától függ. Még bonyolultabbá teszi a helyzetet, hogy magát az ózont, a nagyobb hullámhosszúságú fény, a  $0,21 \mu$  körüli fénytartományban, vagyis ahol az ózon elnyelődik, felbontja. Azonban a képződött ózon felbomolhat egy  $0$  atommal való összeütközés folyamánaképpen is. Ez tisztára kémiai természetű reakció, amely azonban ellentétben a fent említett fotokémiai reakcióval, a hőmérséklettől erősen függ. Megállapították, hogy a mi szélességünkön tavasszal a sarki lég-tömegek megérkezésekor  $15$  km-es magasságban mindig másodlagos ózonmaximum lép fel.

Az ózónréteg képezi az  $50$  km-es magasságban létező meleg réteget, amely az ottani ózommennyiség csekély volta ellenére, tökéletesen elnyeli a  $2000-3000$  Angström közötti sugárzást. Új-Mexikóban, rakétakisérletekkel vizsgálva a hangterjedés sebességét,  $0\text{ }^{\circ}C$ -os maximumot észleltek  $50$  km-es magasságban és  $-60$  fokos minimumot  $80$  km-es szinten. Onnét fölfelé az ionoszféra hőmérséklete megint emelkedik. A  $80$  km-en felüli hőmérséklet-emelkedést az oxigén  $2000$  Angström alatti abszorpciója létesíti. Az ózon, mint nyomgáz, a szoláris össz sugárzásnak körülbelül  $1,5\%$ -át nyeli el, naponkénti  $40,000$  billió kalória összértékben, ami egyenlő  $5$  millió tonna jó minőségű szén fűtőértékével.

Ezen értékek figyelembe vétele mellett érthető, hogy a stratoszféra hőmérsékleti állapota lényegileg a sugárzási energia elnyelésétől függ. Különösen eltérők egymástól a besugárzás körülményei éjjel és nappal, valamint a különböző évszakokban. Azzal kell számolnunk, hogy éjjel  $50, 40$  és  $30$  km-es magasságban a hőmérséklet  $6, 2$ , illetőleg  $1$  fokkal alacsonyabb, mint nappal. A hőmérséklet *amplitudója* a magassággal emelkedik:  $15, 25$  és  $30$  km-en  $8, 15$ , illetőleg  $20$  fokkal magasabb nyáron, mint télen. Közepes szélességeken a meteorit észlelésekből  $75$  km-es magasságban szintén  $20$  fokkal magasabb nyári hőmérsékletet találtak. A magasabb napállás hatására tehát nyáron a meleg réteg lényegesen alacsonyabba nyílik le, mint télen. Ezen évszakonkénti különbségeknek a sarkok felé növekedniök kell. Így például  $30$  km-es magasságban a következő értékeket találták:

	Nyáron	Télen
Belmar, USA, $40^{\circ}N$	-38	-50 $^{\circ}C$
Berlin, $52^{\circ}N$	-36	-57 $^{\circ}C$
Abisko, $70^{\circ}N$	0	-70 $^{\circ}C$

A sztratoszférának 20–70 km-es magasságban a sarkok fölött mutatkozó tekintélyes nyári felmelegedése nyári anticiklon és téli ciklon kialakulását eredményezi. Mérések alapján azt találták, hogy 20 km-es magasságban a légnyomás eloszlása miatt nyáron keleti, télen nyugati szelek fújnak. Lehet, hogy egy hasonló szélfordulás fordul elő a 80 km-es magasságban is.

Az ózon, mint nyomelem, az évszakonként változó hatalmas zónális szélrendszernek is szülőoka. Az ózon tehát hasonló szerepet játszik a sztratoszférában, mint a vízgőz a troposzférában. Igaz, azzal a fontos különbséggel, hogy a vízgőz energetikailag főként a halmazállapot változásai miatt hatásos, viszont spektrális tulajdonságainak hatása elenyésző.

*Az ózon tehát a légkörben a vízgőz és a széndioxid mellett fontos hivatást tölt be, mert spektruma által jelzett helyzete folytan (elnyelési sávok az infravörös és ultraibolya szinképtartományban) befolyásolja a sztratoszféra sugárzási egyensúlyát és ilyenképpen hőmérsékletét is. Az említett gázok a Föld hőháztartásában védőburkolatként jelentkeznek, mert megakadályozzák az infravörös kisugárzást, tehát nélkülük éjjel sokkal hidegebb volna.*

Ily módon a sztratoszféra hőmérséklete függhet a naptevékenységtől is ha a 2000–3000 Å-ös szinképtartományban a nap-sugárzás eléggé váltakozó erejűnek bizonyul. Ilyen összefüggést illetően azonban ma még hiányoznak az ismereteink. Sürgősen szükséges lesz ebben a vonatkozásban a közeljövőben méréseket végezni. főleg élénk naptevékenység alkalmával. Ezáltal a szoláris állandónak az éghajlatra gyakorolt hatását is új szemszögből lehetne felbecsülni. Ezekkel a problémákkal kapcsolatban külön fel kell hívnunk a figyelmet az 1957/58-as Geofizikai Év fontosságára.

A sztratoszférában a levegő vertikális örvénylése olyan erős, hogy 20–30 km-es magasságból állandóan leszállítódik az ózon a troposzférába és a föld felszínére is, évi 1 milliárd tonna összmennyiségben. A levegő oxigénje körülbelül 1 millió év alatt az ózon „lárvaeletét” éli át. A mérés technika állandó fejlődése hozzásegített bennünket ahhoz, hogy az ózonaloszlást légkörünkben igen pontosan megállapíthassuk. Mennyisége Földünk felszínén csak 2/100,000,000 rész, 25 km-es magasságban 5/1,000,000 rész, 70 km-es szinten pedig megint lecsökken 1/1,000,000-ra.

H. K. Paetzold mutat rá, hogy ha az ózon egyensúlyára ható (ma még csak hiányosan ismert) tényezőket a lehetséges határok között variáljuk, akkor az elmé-

leti ózonaloszlási görbe a magassághoz viszonyítva lényegileg változatlan marad és az ózon koncentrációjának maximuma a feltételezett 23 km-es magasságban jelentkezik. Azonkívül kiderítették azt is, hogy az ózonegyensúly koncentrációjának beállási ideje nagymértékben függ a magasságtól. 25 km alatt ehhez hetekre és hónapokra van szükség, 35 km-es magasságban is még napokra, míg 40–50 km-es magasságban csak néhány órára. A fotokémiai feltételek gyors megváltozásával — amelyek például egy naperupció fokozott ultraibolya kisugárzásával kapcsolatosan fellépnek — az 50 km-en alul rétegződött ózommennyiség túlnyomórésze tehát nem tud lépést tartani. A nappali-éjjeli változások ma még ellenőrizhetetlenek.

Ezen elméleti megfontolások felhívják a figyelmet a függőleges irányú ózonaloszlás koncentrációjának fontosságára. Az a kérdés merül fel, hogy vajon az elméletileg kiszámított eloszlási értéket megtaláljuk-e a valóságos légkörben és hogy az esetleg fellépő eltéréseket hogyan lehet megmagyarázni.

Repülőgépek, valamint a kémiai módszer segítségével megállapították, hogy a troposzférában eltérő ózontartalmú légrétegek léteznek. (A. Ehmert: Berichte des DWD der USA-Zone, 11, 26, 1919.) Az egyes szélességi övezetek fölötti egyenlőtlen ózonaloszlás miatt az ózontartalmú légtömegek horizontális áramlása — az advekcio — nagy szerepet játszik az ózon függőleges eloszlásának kialakításában is. Az ózon tehát olyan indikátor, amelynek segítségével megállapítható a légtömegek eredete is. Ezt a jövőben a prognosztikában is értékesíthetjük.

Bonyolulttá teszi a helyzetet, hogy szabálytalan függőleges irányú légmozgások, vagyis a légtömegeknek vertikális kicserélődése is befolyást gyakorol az ózonaloszlásra. A sarki tájak magas tavaszi ózontartalmát valószínűleg a sarki tél elmúltával fellépő viharos erejű, függőleges irányú örvénylés idézi elő.

Paetzold arra is rámutatott, hogy atmoszféránk ózontartalmát holdfogyatkozások alkalmával a felárnyék kékes-zöld, vagy kékes-szürke színváltozásából fotometrius úton is megállapíthatjuk. Különleges előnye ennek a módszernek, hogy a holdnak Földünk árnyékában való megfelelő áthaladása esetén az ózonaloszlást hozzá nem férhető tájakra is meg lehet állapítani. Ennek a módszernek természetesen az a hátránya, hogy csak holdfogyatkozások alkalmával használható fel. Mégis eddig már kilenc ízben alkalmazták, részben régi holdmegfigyelések adatainak felbecsülésével.

Különösen fontos szerepet tölt be a 40 km feletti, legmagasabb ózonréteg, mert —

amint ezt amerikai rakétakisérletekkel legújabbán közvetlenül megállapították — az alatta elterülő sztratoszféránál 50 fokkal is melegebb. Az alatta fekvő sztratoszféra hőmérséklete nálunk átlagban a  $-55^{\circ}\text{C}$  körüli. A legmagasabb ózonszint felmelegedése visszavezethető az ózonnak rendkívül erélyes elnyelőképességére a  $0,3-0,2\mu$  hullámhosszú szinképtartományban. A szélsőséges abszorpció azonban az ózonréteg legmagasabb szintjére korlátozódik. Az ózon erősen abszorpcióképes az infravörösben is ( $9,7$  és  $14\mu$ -nál), tehát ezen hullámhosszoknál is sugároz. Ezen hullámhosszoknál a sugárzásnak lefelé irányuló része a legújabb felfogás szerint a troposzféra széndioxidja és vízgőze felfelé irányuló sugárzásával egyensúlyi állapotba kerül, úgyhogy az alacsonyabb sztratoszféra sugárzási egyensúlya függ a legfelsőbb ózonréteg hőmérsékletétől is.

Ha a nagy területre kiterjedő örvénylés felhatol egészen az említett ózonrétegeig, akkor az ózon-abszorpció miatt felhevített levegőt alacsonyabban fekvő légrétegekbe is lehozhatja. Ezt a lehetőséget valószínűsíti az 1952 februárjában végrehajtott több felszállás, amidőn  $25-30$  km-es magasságokban szokatlanul meleg hőmérsékletet észleltek. (*E. Regener*: *Berichte des DWD der USA-Zone*, 38, 289, 1952.)

Láttuk tehát, hogy az ozonoszféra viszonyai nagy befolyást gyakorolnak az alacsonyabb légburokra és a benne fellépő időjárási viszonyokra. Érdekel bennünket az az ózon is, amely Földünk felszínén található, ugyanis ezzel közvet-

len kapcsolatban állunk. Ez az ózon is — a már említett lényegtelen kivételektől eltekintve — a képződés színhelyéről származik, azaz  $20$  km-nél nagyobb magasságokból. Innen szállítja le ugyanis a függőleges irányú légmozgás. Tehát felülről lefelé állandó az ózon utánpótlása. A talajon a rengeteg oxidációs lehetőség, beleértve az élő szervezetek működését is, felbontja az ózont. Ezt kétségbevonhatatlanul megállapították Friedrichshafenben, a Bodeni-tó partján, a kémiai módszer segítségével (*A. Auer*, *Gerl. Beitr. Geophysik*. 54, 137, 1939), amidőn megfigyelték azt is, hogy tökéletesen szélcsendes időben, kivált napnyugta után, különben is igen csendes napokon, az ózontartalom egyenlő a nullával. Napfelkelte után, a termikus folyamatok megindulásakor aránylag alacsonyabb légrétegekből leszáll az ózon, úgyhogy szélmentes napokon a talajhoz közel elhelyezkedő ózonnak napi periódusa figyelhető meg. A műszereknek állandó tökéletessége eredményezte, hogy számos állomáson jeleztek ilyen napi periódusváltozásokat. (*A. Ehmert*: „*Berichte des DWD der U. S. A.-Zone*, 38, 238, 1952., és *R. Neuwirth*: „*Abhandlungen des Badener Landeswetterdienstes*”, 1550. 1952.) A maximumok értéke természetesen attól függ, hogy mennyi az ózon azokban a rétegekben, ameddig a termikus helyi folyamatok felhatolhatnak. Nagy terekre kiterjedő turbulenciák esetében, például fönbetöréskor, természetesen nagy ingadozások is előfordulnak.

*Schöttner Károly*

## A II. ORVOSMETEOROLÓGIAI TANFOLYAM JEGYZETE

*megjelent.*

Korlátozott számban újabb megrendeléseket is elfogad

*54 Ft példányonkénti árban*

a Magyar Meteorológiai Társaság titkársága

*Budapest II. Kitaibel Pál utca 1.*

T. BERGERON, J. BJERKNES, R. C. BUNGAARD, C. L. GODSKE : **Dynamic meteorology and weather forecasting**. 800 (A/4) oldal, sok ábrával, American Meteorological Society — Boston, Massachusetts és Carnegie Institution of Washington — Washington, D. C., 1957.

E hatalmas mű azzal az igénnyel készült, hogy folytatása legyen a *V. Bjerknnes* és munkatársai által írt *Dynamic meteorology and hidrography*, valamint a *V. Bjerknnes, J. Bjerknnes, H. Solberg, T. Bergeron: Hydrodynamique physique avec applications à la météorologie dynamique* című, ma már szinte klasszikussá vált műveknek. Merész és dicséretreméltó célkitűzés ez, de mindjárt hozzá is tehetjük: e valóban nagyszabású munkát az illusztris szerzők kitűnően oldották meg.

A könyv szerkezeti szempontból a klasszikus hagyományok útján jár, azonban az újabb tudományos eredmények bemutatásával olyan szerkezeti változásokat is mutat, amelyek a tudományos fejlődésnek szinte szükségszerű következményei. Így például a légkör termodinamikáját tárgyaló fejezet után a sztatikai problémák elemzésére kerül sor, s azt követően a kvázisztatikus mozgások tárgyalása is a szerkezeti tradíciók tiszteletben tartására utal. Újdonságként hat ez utóbbi fejezetnek az a kitűnően megírt része, amely a kvázisztatikus mezők szinoptikai vonatkozásait foglalja egybe. A sugárzási folyamatokról írt fejezet rekeszti be a könyv dinamikus meteorológiai anyagának első részét.

A kinematikai vektor-számítás vezeti be. Megkapjuk — didaktikai szempontból is dicséretre méltó tálalásban — mindazt, ami a kinematika, illetőleg hidrodinamika területén az elméleti meteorológus számára nélkülözhetetlen és hasznos. E kinematikai rész gazdaságos, olyan értelemben is, hogy geometriai szempontból mértéktartó: valóban csak azt nyújtja, ami a légköri folyamatok magyarázatát szolgálja, és azt is, ami a szinoptikai vonatkozások megvilágítása érdekében alapvető fontosságú. Különösen érdekesek az áramlási mezők extrapolációjáról írt fejezetek, de főként az, amelyik a konzervatív mezők extrapolációjának kapcsán a front-keletkezés és -oszlás törvényszerűségeit a prognosztízor nézőpontjából szemléli.

A hidrodinamikai részben — többek között — megtalálhatjuk a turbulencia problémakörének ugyancsak világos és korszerű ismertetését és ismét csak annyit, amennyi egy meteorológus számára szükséges E fejezetnek — mindezeknek ellenére — hiányossága is van: *Kolmogorov* nevét még csak meg sem említi, a turbulencia tárgyalására kidolgozott statisztikai-matematikai eljárásáról tudomást sem vesz. Ehelyütt csak arra hivatkozunk, hogy *Sutton* a turbulenciáról írt kitűnő kis könyvének előszavában nyomtákosan hangsúlyozza *Kolmogorov* új módszerének jelentőségét, s e könyv második kiadása szükségessé vált azért is, hogy *Kolmogorov* matematikai eljárásának ismertetése is helyet kapjon a fejezetek között.

A könyv negyedik része a klimatológiai és szinoptikai modellekről szól. Ennek áttanulmányozása nyújtotta számunkra a legnagyobb tanulságot. A szinoptikus klimatológia elvi alapjainak, problematikájának — hiszen itt lényegében erről van szó — ilyen tömör, de mégis kristálytiszta körvonalazását, kifejtését eddig még semmiféle meteorológiai szakkönyvben nem találtuk meg. E kereken 150 oldalra terjedő résznek gondos és mélyreható tanulmányozását klimatológusainknak és szinoptikusainknak egyaránt ajánljuk.

A könyv ötödik, utolsó része a prognosztika legfontosabb kérdéseit öleli fel. Központi problémája a matematikai-fizikai alapra építő prognosztikai eljárásoknak elmélete és gyakorlata. Aki ezt a fejezetet elolvassa, meggyőződhet arról, hogy a számszerű időelőrejelzés az egyetlen valóban tudományos és korszerű út a szinoptikában, s csakis ezen az úton találhatják meg szinoptikus-kutatóink azt a nagyvonalú távlatot, amely minden lényegre törő tudományos munkának alfája és omegája.

*Dési Frigyes*

**BERÉNYI DÉNES: A cukorrépa termésátlaga és az időjárás elemek közötti összefüggés.** A Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének közleményei, 12. sz. Debrecen, 1957. 19 (B/5) oldal, 12 táblázat, 17 ábra.

A szerző tanulmányában a cukorrépa termésmennyisége és egyes időjárás elemek közötti összefüggésekre vonatkozó vizsgálatainak eredményeit foglalja össze. A hőmérséklettel és a csapadékkal való összefüggéseket megyénként, a napsütéssel való összefüggéseket elegendő adat hiányában csak országos viszonylatban vizsgálja. A vizsgálatokat a korrelációs számítás s a legjobb és legrosszabb termésű évek módszerével végzi, az 1924—1938-ig terjedő 15 év hivatalos termésjelentéseire támaszkodva. A különböző módszerek megközelítőleg azonos eredményeket adtak.

A vizsgálat eredményeit a következőkben foglalja össze: vetés előtt, márciusban — főleg a Dunántúlon — átlagfeletti hőmérséklet a kívánatos. Áprilisban, kivált az Alföldön és azszal határos részeken — a csapadékhány kedvező. Májusban — főleg az Alföldön — csapadékigény jelentkezik, mely júniusra fokozódik és együtt jár a hűvöség iránti kívánalommal. A csapadékigény tetőfokát júliusban éri el, főleg az Alföldön és annak környékén. Augusztusban és szeptemberben a cukorrépa igénye mindkét elemmel szemben csökken (a Dunántúlon szeptemberben csapadékigény tapasztalható).

A termésmennyiség szabályozásában a legnagyobb befolyást a május—július hónapok csapadékosszege, valamint a június hónap középhőmérséklete gyakorolja.

A továbbiakban az összefüggésekből a következő fontosabb következtetéseket vonja le: az áprilistól szeptemberig tartó vegetációs időszakban a jó termés eléréséhez Csanádban 300 mm, a Duna—Tisza közén és Szabolcsban 340 mm csapadékra van szükség. Az Alföld többi részén és a határos területeken a jó termés csapadékigénye 350—400 mm. Legmagasabb az igény a Dunántúl délnyugati részén (Vas, Zala, Somogy) és északkeleten (Szatmár), ahol meghaladja a 450 mm-t.

A hőmérsékleti igények: délkeleten 18,5 fok felett, az ország legnagyobb részén 17—18 fok között, északon és nyugaton 17 fok alatt.

Végül a dolgozat a hőmérséklet, a csapadék és a napsütés májustól júliusig terjedő átlagértékei segítségével számított összefüggési egyenletet is közöl, a cukorrépa országos termésének előrejelzésére.

*Kulin István*

**MÜCKET, GÜNTHER: Über einen neuen registrierenden Sichtmesser.** (Egy új regisztráló látástávolságmérő.) Abhandlungen des Met. und Hydr. Dienstes der DDR Nr. 39 (Band V) Akademie-Verlag, Berlin 1956. 36 (A/4) oldal, 17 ábra, 1 táblázat

A látástávolság regisztrálása csak kerülő úton lehetséges, hiszen nincs olyan eszköz, amely az észlelő személynek kikapcsolásával automatikusan meg tudná állapítani valamely tárgy láthatóságát vagy láthatatlanságát. A látástávolság regisztrálását az az egyszerű összefüggés teszi lehetővé, amely *Koschmieder* elmélete szerint fennáll a látástávolság és a levegő átlátszósága, illetve az úgynevezett gyengítési tényező között. *Mücket* készüléke is ezt az alapvető összefüggést használja fel. Műszerének alapfogolata sem új. Hasonló elvek alapján állította össze készülékét *Foitzik* is. *Mücket* érdeme, hogy annak hibáit kiküszöbölte (többek között például a fényforrás fényváltozásai okozta eltéréseket), és így pontosabb, megbízhatóbb műszert szerkesztett. Ennek lényege a következő: a fényforrásból kibocsátott fény meghatározott távolság megtétele után egy tükrörről visszaverődik, és a műszerben levő fotocellára esik. A kibocsátott fény egy részét egy úgynevezett összehasonlító úton egy másik, hasonló fotocellára vezeti. Ebbe az útbá beleiktatott egy mérhető gyengítést okozó szerkezetet (amely lehet például fényrekesz), amellyel a két fotocella áramát kiegyenlíti. Gyengítő szerkezetként több próbálkozás után polarizátort használt fel. Ennek elforgatással való vezérlését a két fotocella automatikusan végzi. A szükséges elforgatás mértékét elektromosan regisztrálja.

A készülék már hosszabb ideje működésben van Lindenbergeben (NDK). Ott kettős regisztrálásra használják hatszínirő segítségével. Egyszerre feljegyzi a műszer a vízszintes és függőleges látást. A fény által befutott út vízszintesen körülbelül 200 m. A függőleges látás meghatározásához szükséges tükrő egy 90 m magas antennatorony tetejére van felszerelve. A fényforrásul szolgáló izzót kímélése céljából csak 20 másodpercenként kapcsolják be. Ezzel elérték azt, hogy az izzó már több mint egy éve van használatban, míg állandó üzem esetén az izzók néhány hét alatt kiégtek. A műszer hibája 1% körül van. A regisztrálásokon fel szökták tüntetni a szemmel meghatározott értéket is összehasonlítóképpen. Ha figyelembe vesszük, hogy az utóbbi adat becslésen alapul, a megegyezés jó.

*Ozorai Zoltán*

JUSTYÁK JÁNOS : A paradicsom állományklíma vizsgálatának 5 éves eredményei. Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének Tudományos Közleményei, 3. szám. Debrecen 1957. 42 (A/4) oldal, 18 ábra, 26 táblázat.

Mezőgazdasági és kertészeti növények termelésénél elsődrendű fontosságú a tenyészterület nagysága. Újabb állományklíma-vizsgálatok során előtérbe került a növény-sorok irányításának kérdése is.

A szerző dolgozatában különböző sor- és tőtávolságú, művelésű (gyalog, karózott, huzalos), majd sorirányítású paradicsom-állományokban végzett mikroklíma-vizsgálatok eredményeiről számol be.

Állományban és összehasonlítás céljából szabad területen folytak léghőmérséklet, relatív nedvesség, párolgás, talajhőmérséklet és talajnedvesség mérések, valamint fenológiai megfigyelések. Három éven keresztül helyben vetett és palántázott észak-dél, kelet-nyugati sorirányítású paradicsom-állományban vizsgálták a sorirányítás hatását az állományklímára, a fenológiai jelenségekre, a terméseredményekre és a termés minőségére.

Sajnos, az adott körülmények nem tették lehetővé annak az igen fontos követelménynek a teljesülését, hogy több évig azonos paradicsomfajta azonos tenyészterületű és művelésű és sorirányítású állományában folyjanak a mérések és megfigyelések. Ennek következményeképpen — amire a szerző is rámutat — a kapott eredmények áttekintése és összehasonlítása igen nehéz.

Szakály József

H. GRÖBER — S. ERK — U. GRIGULL : Grundgesetze der Wärmeübertragung (A hőátvitel alaptörvényei.) Springer-Verlag Berlin/Göttingen/Heidelberg, 1955. 428 (B/5) old. 190 ábra, 40 táblázat.

Ez a könyv *H. Gröber* és *S. Erk* hasonló című könyve 1933-ban megjelent második kiadásának lényegében átdolgozott és bővített kiadása. A harmadik kiadást az tette szükségessé, hogy a második kiadás óta eltelt 22 év során a könyvhöz tartozó tárgykör tudományágai nagymérvű fejlődésen mentek keresztül és a háború befejezésével lehetőség nyílt a külföldön elért eredmények tanulmányozására is.

A harmadik, bővített és átdolgozott kiadás feldolgozásában, tárgyköre tekintetében közelebb áll hozzánk, meteorológusokhoz, mint a megelőző két kiadás. A szerző, *U. Grigull*, a kiegészítést — nagyon helyesen — a korábban is kitűnőnek tartott részek érintetlenül hagyásával úgy végezte el, hogy a könyv egysége ne szenvedjen hiányt.

Igy szinte változatlan „A merev testek hővezetése” című rész. Teljesen új fejezetnek tűnik azonban a konvektív hőtovaterjedés, a lamináris határ-rétegre vonatkozó számítások, a kondenzációról és begőzölgésről szóló fejezetek.

Új ismeretekkel bővült a harmadik rész is, amely a gázok hősugárzásával, elnyelésével, sugárzás-cseréjével foglalkozik.

A harmadik rész egyes megállapításai és ábrái — például „A nem fekete testek abszorpciója és emissziója”, vízgőz, CO<sub>2</sub> elnyelési sávjai — szinte meteorológiai tankönyvbe kívánkoznak.

Emeli a könyv értékét világos, kristálytisza gondolatmenete, a matematikai tárgyalásmód szigorú logikája. A könyv sok értéke mellett hiányosságául emlithető meg túlzott elméleti volta ; több kísérlet, műszer ismertetésével a szerző a gyakorlat embere számára használhatóbbá tehetné volna művét, bár ezen a téren is mutatkozik haladás a korábbi kiadásokhoz képest. A könyv végén található függelékben örömmel fedezhetjük fel az angol—amerikai egységek és CGS egységek kapcsolatát, az átszámítási faktorokat, valamint a vektor-analízis könyvben használt formuláinak az összefoglalását.

Úgy vélem, minden meteorológus haszonnal és gyümölcsözően forgathatja *Gröber* és *Erk* Grigull által átdolgozott könyvét.

Rákóczi Ferenc



is kiválóan alkalmazza az elméleti meteorológia fogalmait a gyakorlatban. Kideríti — többek között —, hogy az anticiklonális fön esetén adiabatikus hőmérsékleti gradiens csak az áramvonalak mentén található, tehát a hegylejtő mentén is, ámde nem a függőlegesen. Ezzel szorosan összefügg az úgynevezett stacionárius főhelyzethez fűződő következtetés: ebben az esetben az áramvonalak mentén már nem a potenciális, hanem — a kondenzáció fellépte miatt — a pszeudopotenciális hőmérséklet az állandó.

Okvetlenül meg kell még emlékeznünk arról a tanulmányáról is, amelyben a Bergeron-féle csapadékelmélettel kapcsolatban táplált aggályait írja meg. A szakirodalomból ismeretes, hogy Bergeron — a fagyúteltelítettség folyamatára alapozva — a hidrometeorok változatos rendszerét építette fel, s Ficker e rendszert bírálva olyan ellenvetéseket sorakoztat fel, amelyeknek zöme még ma is helytálló.

E rövid vázlat távolról sem meríti ki Ficker életművének mélyrehatóbb jellemzését. Még sok mindenről kellene a krónikásnak beszámolnia, ha arra törekedne, hogy e kiváló meteorológusról teljes képet adjon. Egy nekrológ azonban sohasem igényelheti e teljességet, mert a szomorúság talaján foganva — akarva-akaratlan — inkább az érzelmi hatásoknak enged teret. A jelen esetben is így van ez, mert a magyar meteorológusok közül elsősorban azok, akik Fickert személyesen is ismerték — és ilyen nem egy van —, e gyászshír pillanatában a mindig mélyen és humanusan gondolkodó és cselekvő emberre gondolnak, arra az emberre, aki életében minden hozzáfordulón segített, aki bölcs humorával minden szomorúkodót megvigasztalt. Ficker a magyar meteorológus-nemzedéknek is tanítója volt, s úgy érezzük, hogy e nagy embernek e kiváló tudósnak élete és munkássága mindenkor példamutató volt és lesz valamennyiünk számára. Emlékét kegyelettel őrizzük! (Lési Frigyes)

★

**VÁLASZTMÁNYI ÜLÉST** tartott a Magyar Meteorológiai Társaság 1957. május 10-én. A főtítkári és pénztárosi jelentés meghallgatása után a Választmány megvitatta az idei csökkentett költségvetés fölhasználását. Ezután megtárgyalták a Társaság nyári, Balaton kutatással kapcsolatos vándorgyűlésének tervét. Több javaslat hangzott el a vándorgyűlés megrendezésének helyével és időpontjával kapcsolatban. Ezek meghallgatása után a Társaság Titkársága fölhatalmazást kért a Választmánytól, hogy részletes tájékoztódás után kiválassza a legcélravezetőbb megoldási lehetőséget. (P. Gy.)

**AZ IDEI HIDEG MÁJUS.** Budapesten 1951 óta a május hónapok középhőmérséklete állandóan a törzserérték (16,6 °C) alatt maradt és szinte fokozatosan csökkent. A hűvös májusok e sorában azonban az idei május igen hideg időjárásával tűnik ki. A hónap középhőmérséklete országszerte csak 13–14 fok között volt; Budapesten 13,7 C fokot tett ki a havi átlagérték. Ennél hűvösebb május a közel 180 évi — egyműnek tekinthető — sorozatunkban csak 6 esetben fordult elő, de ezek közül 4 az 1871–76 közötti években jelentkezett. A két lehidegebb május azonban évszázadunkban lépett föl: 1902-ben (12,6 °C), illetve 1919-ben (12,3 °C). Összehasonlításként megemlíjük, hogy a legmelegebb május (21,4 °C) 1833-ban fordult elő, évszázadunkban pedig 1931-ben, 19,4 C fokos középpel.

Ha az idei május időjárását továbbra is középtértek alapján vizsgáljuk, akkor megállapíthatjuk, hogy a feltűnő hűvösség nem annyira az erős éjszakai lehűlések következtében (mint például 1952–53-ban), hanem a napi felmelegedések mérsékelte volta miatt állott elő. Budapesti adatok szerint ugyanis a hajnali minimumok havi középértéke 9,4 fokot tett ki, ami körülbelül csak 1 fokkal maradt a törzserérték alatt. Ezzel szemben a napi maximumok 18,1 foknyi átlagértéke 4 fokos hiányt jelent! Ez a körülmény arra mutat, hogy erősen korlátozott volt a napi felmelegedéseket előidéző *besugárzás*, vagyis a napfény tartama. Ez tényleg így is van. Országos átlagban 172 óra volt a napfény-tartam, ami körülbelül 75-órás hiányt jelent. A napfény tartama főként az ország keleti részén volt igen kevés; Magyaróvárott a 204 óras összeg csak 49 óras hiányt jelent, viszont Békéscsabán a 151 óras napsütés —96 óra lemaradást. Budapesten 157 órát sütött csak a Nap, vagyis a törzserértéknek 60%-át. Ez a csillagászatilag lehetséges napfény-tartamnak alig 1/3-a. (A legnaposabb május Budapesten 1920-ban fordult elő, 334 órai, tehát az ideit több mint kétszeresen meghaladó napfény-tartammal.)

Az idei budapesti 157 órás napfény-tartam egyébként az 50 évi sorozatban a minimális értéket képviseli. Az ehhez legközelebbi alacsony érték (168 óra) 1939-ben és 40-ben fordult elő, annak előtte pedig csak 1913-ban (192 óra). Az idei május hűvösségét tehát elsősorban a rendkívüli napfényhiány hozta létre. Ez utóbbit viszont a gyakori és erős hideg advekciónal járó bőséges felhősödés. (Budapestben a borultság 72%-ot tett ki, ami 21%-kal több az átlagosnál.)

A csapadék mennyisége általában nem volt sok, de a Tiszántúl egyes vidékein, az eddigi sorozatok szerinti maximális

havi csapadékösszeg alakult ki; például Debrecenben 129 mm.

Nézzük most az időjárás lefolyását. A grönlandi eredetű hideg légtömegek beáramlása 1-én kezdődött és a hőhiány 12-ig tartott. 7-én a napi hőmérséklet (4,7 °C) Budapest 10,5 fokkal maradt az erre a napra érvényes 75 évi törzsérték alatt. A hajnali minimum csak 1,6 fok volt e napon, és a nappali felmelegedés is csak 6,3 foknyi csúcsértéket ért el. Ez az utóbbi érték 7 fokkal maradt az e napra bejegyzett eddigi legalacsonyabb maximum alatt. Ezen a napon a főváros körüli hegyvidékeken 10 cm-nél vastagabb hó-takaró fedte a talajt. Így azután érthető, hogy a 6-tól 10-ig terjedő pentád hőmérséklete is 100 éves rekordot döntött a -7,6 °C foknyi anomáliájával.

Talajmenti fagy 4-e és 12-e között fordult elő az országban. A legerősebb fagyok 9-én, a derült hajnalon keletkeztek, amikor a Sopron—Szombathely—Zalaegerszeg—Nagykanizsa—Kaposvár vonalon -5 fokot észleltek a radiációs hőmérővel. Még a 2 méteres magasságban is fagypontra alá szállott a hőmérséklet, de csak a Dunántúl nyugati felében. A Duna vonalától keletre általában nem volt fagy, mert ott tartósan borús, esős volt az időjárás. Igen érdekes, hogy ugyanekkor (9-én) az Ural folyó vidékén 30—33 fokos hőség uralkodott. A borult, esős időjárás éppen e nagy hőmérsékleti különbségnek volt a folyamánya.

Május 12-e és 24-e között melegeedett az idő, de 25-én ismét erős lehűlést okozott a sarkvidéki levegő újabb beáramlása. A napi középhőmérsékletek a 10 fok közelébe csökkentek, úgyhogy a 26-tól 30-ig számított pentád-hőmérséklet megint rekord-értékkel, 7,2 fokkal maradt a törzsérték alatt. A hegyvidékeken ismét havazott (Mátrában, Bükkben 10—20 cm-es hóréteg) és talajmenti fagyok léptek föl 30-án, 31-én. A két leghidegebb napon, 27-én és 28-án a napi csúcsértékek 15 fok alatt maradtak, sőt az ország délnyugati határszélén a 10 fokot sem érték el. Ezek az értékek ismét rekordot jelentenek, mert az ezekre a napokra feljegyzett legkisebb értékekhez képest még körülbelül 3 foknyi elmaradást mutatnak.

Az idei május 2. és 6. pentádjára tehát kimagaslóan hideg volt és ezek eredményezték az alacsony havi középértéket is.

A rekord-hideg végső okát csak hosszabb tanulmányozás után állapíthatnók meg. Annyi bizonyos, hogy az utóbbi években, de főként az idei tavaszon a Sarkvidéken a hideg levegő halmozódása volt megfigyelhető. Március elején Észak-Európa rendkívül hideg volt, Közép-Európát azonban csak április végén árasztotta el a

sarki levegő. Az Ural vidékére meg éppen csak május végén jutott el. A hideg levegő felhalmozódásának okát ma még nem tudjuk megadni. Mint a bevezetésben is jeleztük, hosszabb időre terjedő jelenséggel (a májusok fokozatos hűlésével) állunk szemben. Tulajdonképpen periódikus hőmérséklet-ingadozásról van szó. A legutóbbi 7 hideg május középhőmérséklete ugyanis 15,7 fokot tett ki, a megelőző (1945—50 közötti) 6 meleg májusé viszont 18,6 fokot. Hasonló, körülbelül 1 évtizedes ingást sorozatunkban másutt is találhatunk, de olyan feltűnőt, mint a legutóbbi, csak 80 évvel ezelőtt, vagyis 1865—77. évek között. Ekkor az első 6 május középhőmérséklete 18,4 fokot tett ki, a rákövetkező 7 májusé pedig csak 14,8 fokot. Feltűnő, hogy az utóbbi 100 év két legerősebb napfoltmaximumának évét:

1870-et és 1947-et szintén körülbelül 80 év választja el egymástól. Ez az időbeli megegyezés arra utal, hogy a két jelenség között bensőbb kapcsolat állhat fenn. (B. Z.)

★

### A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET

(Organisation Météorologique Mondiale) *Európai Híradásügyi* (Telekommunikációs) *Munkabizottsága április 12—19 között ülést tartott Utrechtben*, s azon — a Magyar Népköztársaság képviselőjében — *Dési Frigyes* professzor, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója vett részt. A tárgyalások központi kérdése a Potsdam—Frankfurt am Main és a Prága—Frankfurt am Main között ideiglenesen működő távgépiróvonalak végleges üzembehelyezésének jóváhagyása volt. Ezzel a megegyezéssel 1957. június 1-től lehetővé válik a népi demokratikus és nyugati államok között a meteorológiai jelentéseknek kölesönös és rendszeres kieserlése. Élénk vita folyt az európai távgépiróhálózatban továbbítandó anyag mennyiségéről. Nagy érdeklődést keltett az a javaslat is, amely a fakszimile-hálózat további bővítésével kapcsolatban váltott ki tanulságos eszmecsereket. Az értekezlet jó rendezése a Holland Meteorológiai Szolgálat munkatársait dicséri. (D. F.)

★

### KÜLÖNLEGES HALOJELENSÉG 1957.

**ÁPRILIS 14-ÉN.** Az idei tavasz bővelkedett halojelenségekben. Márciusban például Budapest 6 esetben lehetett egyszerű napgyűrűt észlelni. Április 14-én azonban az ország középső részének több helyén figyeltek meg feltűnő, részletekben gazdag halojelenséget. Így például Budapesten *dr. Kakas József* megfigyelése szerint e napon, 16 óra 20 perc és 17 óra 10

perc között, a cirrosztrátusszal teljesen borult égbolton a halo 22 fokos ívének teljes gyűrűje, két melléknappal, valamint a 45 fokos ív felső része, a hozzácsatlakozó alsó és felső szarvalakú fényvívvel volt látható. — Ugyanezen a cirrosztrátusfelhőzeten cserkeszölői észlelőnk, *Majzik László* ritkán látható *mellékholdakat* észlelt, a hold-halo 22 fokos ívében. Jelentése szerint a Holdat erősfényű vöröses-fehér udvar is körülvette. A mellékholdak nagysága egyezett a holdudvarával. (E napon éppen telehold volt.) A jelenség a délkeleti égbolton 20 óra 15 perc és 20 óra 30 perc között volt megfigyelhető.

Pásztói csapadékészlelőnk, *Stolmár Viktor* szintén ritkán látható jelenséget figyelt meg e napon 20 óra 40 perc és 21 óra 40 perc között. A teliholdon keresztül két egymást metsző fény sugar hűződött át, vagyis *fénykereszt* alakult ki. Később a keresztnek csak a függőleges ága maradt meg. A hold-halo ívéről ez a jelentés nem tesz említést.

E feltűnő gazdagságú halojelenségek időjárás (szinoptikai) körülményeiről a következőket mondhatjuk el. Április 14-én a reggel 7 órai szinoptikus térképen egy 1000 mb mélységű, földközi-tengeri ciklon található, amelynek centruma Dél-Itália fölött volt. Melegfrontja a Bari—Nis—Várna vonalon feküdt. A halojelenségek e melegfront körülbelül 200—300 km-re előrenyúló cirrusz-ernyőjén keletkeztek. A cirrusz-nívóban erős délnyugati áramlás uralkodott. Ennek következtében a ciklon magja másnap reggelre a Krim-félsziget irányába helyeződött át, frontrendszerével együtt. Ebből érthető, hogy a Dunántúlon halojelenséget nem figyelhettek meg. (B. Z.)

★

**A KISNÁNAI ERÓZIÓS ÁLLOMÁS MUNKÁJÁRÓL** tartott előadást *Héder István* a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztályának 1957. május 24-i ülésén. Az előadó ismertette a kishánán létesített erózió-vizsgáló állomás működését, az ott elhelyezett mérőberendezéseket. Az állomás célja annak vizsgálata, hogy az erózió mértéke hogyan függ az erdősítéstől, a lehulló csapadék mennyiségétől és intenzitásától. A nagy érdeklődéssel fogadott előadás után kialakult vitában *Bacsó Nándor*, *Fekete Adorján*, *Kulin István* és *Szilágyi Tibor* fejtették ki a véleményüket, s mindannyian kiemelték az eróziós állomás működésének nagy fontosságát, melynek gazdag megfigyelési anyagából az előadó a rendelkezésre állott időhöz mérten részletes ismertetést nyújtott. (P. Gy.)

**AGROMETEOROLÓGIAI ELŐADÁSOK KECSKEMÉTEN.** A Duna—Tisza közti Mezőgazdasági Kísérleti Intézet Igazgatóságának meghívására 1957. április 29-én, az Intézet központjában, Kecskeméten előadást tartott az Országos Meteorológiai Intézet két tudományos munkatársa. *Szilágyi Tibor* a fagyelleni védekezés jelenlegi állásáról, *Kozma Ferenc* pedig a Martonvásári Agrometeorológiai Observatórium munkájáról és eddigi eredményeiről számolt be.

Az előadásokon megjelentek a Kecskeméten levő kutatóintézetek tudományos munkatársai, valamint a kertészeti és mezőgazdasági termelést irányító szakemberek, mintegy negyvenen. Az előadásokat szokatlanul élénk vita követte. A megjelentek egyhangúlag kifejezték azt a nézetüket, hogy tudományos és népgazdasági szempontból egyaránt igen fontos lenne, ha rövid időn belül Kecskeméten, az ország egyik legjelentősebb mezőgazdasági kultúrközpontjában, a belterjesebb zöldség-, gyümölcs-, szőlő- és mezőgazdasági termelés előmozdítása érdekében mielőbb megkezdhetné munkáját az ország második agrometeorológiai observatóriuma. (Sz. T.)

★

**A M. T. A. DUNÁNTÚLI TUDOMÁNYOS INTÉZETÉNEK MUNKATERÜLETE** *Szabó Pál Zoltán* igazgató kezdeményezésére 1957. április 1-ével az éghajlatkutatásra szervezett tudományos kutatói státussal bővült.

Az ezen a munkaterületen működő kutató feladatai közé fog tartozni elsősorban a Dél-Dunántúl sajátos éghajlatának feltárása, az eddiginél szélesebb és mélyebb keretek között. A vizsgálatokat makro-, mezo- és mikroklimatikus vonatkozásban megtervezve végzik a jövőben, amelynek tudományos és gyakorlati jelentőségét nem kell külön hangsúlyoznunk, különösen akkor, ha megállapítjuk azt a tényt, hogy a mikroklima kutatás terén a Dél-Dunántúlon ez ideig még semmi sem történt.

Programjába veszi a jövőben a Dunántúli Tudományos Intézet a dél-dunántúli homogén éghajlati sorok előállítását, amelyeket az ország többi területéről rendelkezésre álló ilyen sorokkal együttesen országos jellegű és jelentőségű éghajlati kérdések megoldására is felhasználni szándékozik.

Öröndetes, hogy a fenti feladatok előállítására és megoldására újonnan szervezett kutatói helyet *Simor Ferenc* tölti be, kinek Pécs éghajlatával foglalkozó figyelemre méltó tanulmányai számotartott eredményei a magyar klimatológiai irodalomnak. Személyében a Dunántúli Tu-

dományos Intézetben tömörült geomorfológus, hidrológus, növényföldrajz és gazdasági földrajz kutatók önzetlen és értékes segítőtársra találnak s ugyanakkor értékes segítséget nyújthatnak Magyarországon egyik legkülönlegesebb tájának éghajlati feltárásához. Mindebből a gyakorlati élet és a népgazdaság legkülönbözőbb ágai, elsősorban a mezőgazdaság, erdészet és a vízgazdálkodás komoly hasznot remélhetnek. (K. M.)

★

**A SZEMÉLYSZÁLLÍTÓ VASÚTI KOCSIK KLÍMAVIZSGÁLATÁRÓL** tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság 1957. május 10-i ülésén *Páter János* MÁV főorvos, az orvostudományok kandidátusa. Az előadás iránt széleskörű érdeklődés nyilvánult meg: a meteorológusokon kívül sok orvos és vasúti kocsis tervezőmérnök is részt vett az ülésen. Az előadó a különböző típusú vasúti kocsikban utazás közben végzett számos mérésének eredményét ismertette. A mérések szellőztetett száraz és nedves hőmérővel és katatermóméterrel történtek. A mérések alapján az előadó kísérletet tett arra, hogy megállapítsa a kocsikban utazók komfortérzését. Az előadást élénk vita követte, és számosan kifejtették véleményüket az elhangzottakkal kapcsolatban. A vita alapján megállapíthatjuk, hogy a tárgyalt problémának nagy gyakorlati jelentősége van, és az eredmények segítséget nyújtanak a célszerű, jó komfortérzést biztosító vasúti kocsik megtervezésének munkáinál. Ugyanakkor meg kell azt is állapítanunk, hogy az előadás a kutatásoknak még csak kezdeti fázisáról tájékoztatott, a további vizsgálatoknál részletekben föl kell majd deríteni a külső időjárással való kapcsolatokat is. A nyert adatok csak ezáltal válnak általánosabb érvényűvé. (P. Gy.)

★

**OSZORAI ZOLTÁN KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSÉNEK NYILVÁNOS VITÁJA.** A Magyar Tudományos Akadémia IV. Osztályán 1957. június 6-án délután folyt le *Ozorai Zoltán*, az Orsz. Meteorológiai Intézet időjelző osztályának vezetője „*A hazánkban fellépő jellegzetes időjárási helyzetek egyik típusa*” című kandidátusi értekezésének nyilvános vitája az Akadémia felolvasótermében. Az egyes időjárási helyzetekben a Kárpát-medencét jellegzetesen körülölelő izobárok és a nyomokban a Kárpát-medencében kialakuló orografikus okkluzió szinoptikus folyamatait tárgyaló értekezés két opponense *Aujeszky László*, a fizikai tudományok kandidátusa, és *Berkes Zoltán*, a földrajzi tudományok kandidátusa volt. Az opponensi vélemé-

nyek elhangzása és az értekezés téziseinek lényegét nem érintő ellenvetések kielégítő megválaszolása után a bíráló bizottság *Bacsó Nándor* egyet. tanár, a földrajzi tudományok kandidátusának elnökletével az értekezést megvédettnek nyilvánította és *Ozorai Zoltánt* a Tudományos Minősítő Bizottságnál egyhangú előterjesztéssel javasolta a *fizikai tudományok kandidátusa* fokozatára. (K. J.)

★

**A METEOROLÓGUS-KÉPZÉS ÚJ RENDJE.** Ismeretes, hogy az Eötvös-Lóránd Tudományegyetem Természettudományi Karán a folyó tanévben csak negyedéves meteorológus-hallgatók vannak, s ha ebben az évben eredményesen államvizsgáznak, öt esztendőre megszakad a meteorológia-szakon oklevelet szerzett fiatal szakemberek sora.

Utánpótlásra szükség van, azonban a múlt tanulságait felhasználva új formában indul meg az egyetemi meteorológus-képzés. Elsősorban azt említtük meg, hogy öt évre bővül az 1957/58-as tanévben kezdő hallgatók tanulmányi ideje. Változást jelent az a körülmény is, hogy az első és második évben a meteorológus-hallgatók a fizikus-hallgatókkal azonos képzésben részesülnek. Különbséget csak a „Bevezetés a légkör fizikájába” című kollégium jelent, amelynek felvétele természetesen csak a meteorológia-szakos hallgatókra kötelező. A harmadik évben kezdődik a specializálódás, az ötödik félévben kerül sor a meteorológiai szaktárgyakra. A harmadik és negyedik esztendő tanterve azokat az előadásokat tartalmazza, amelyek — az említett évfolyamokban — ma is szerepelnek. Úgy véljük, hasznos változást jelent a kilencedik és tizedik félév, főként abból a szempontból, hogy nagyobb teret biztosíthatunk az úgynevezett speciális kollégiumok számára, és — a két utolsó félévben erősen lecsökkentett óraszámok miatt — több idő fordítható majd a szakdolgozatok gondosabb elkészítésére.

A vázoltakból látható, hogy a hosszabb tanulmányi idő, az elmélyültebb és két évben át tartó matematika-fizikai alapképzés, a speciális kollégiumok nagyobb választéka, a szakdolgozatokkal kapcsolatos követelmények fokozása — végső soron — a meteorológus-képzés színvonalának jelentős emelését célozza. A múlt hibáinak megszüntetésére irányul az a tervünk is, hogy az 1957/58-as tanévben mindössze tíz hallgató kerülhet a meteorológus-szakra, s felvétel — ilyen létszámban — csak kétévenként lesz. 1962-től tehát évenként átlagosan öt fő kap a

meteorológia-szakon oklevelet, addig viszont öt esztendő áll rendelkezésünkre, hogy a racionalizálás következtében állás-talanokká vált vagy a nem meteorológiai szakterületre kényszerült meteorológusok elhelyezésének a kérdését is megoldjuk. (D. F.)

★

**KOZMA BÉLA KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSÉNEK NYILVÁNOS VITÁJA.** A Tudományos Minősítő Bizottság által kijelölt Bíráló Bizottság előtt 1957. június 13-án folyt le *Kozma Béla* „A talajmenti légáramlás mennyiségi előrejelzése” című kandidátusi értekezésének nyilvános vitája a Magyar Tudományos Akadémia felolvasótermében.

A jelölt új módszert dolgozott ki a szélút mennyiségi előrejelzésére különböző típusú nyomáscentrumokra, és a gyakorlati számításokra alkalmas formulát vezetett le a budaörsi és a ferihegyi repülőterek számára. Az értekezés opponensei, *Egyed László*, a föld- és ásványtani tudományok doktora és *Béll Béla*, a fizikai tudományok kandidátusa, bírálatukban rámutattak az értekezés nagy jelentőségére és annak újszerűségére s egyben kifejezték annak szükségességét, hogy a jelölt további vizsgálatai során több repülőterre és különböző szinoptikus helyzetekre végezzen szélút számításokat, hogy elmélete a repülési szinoptikában felhasználható legyen. *Kozma Béla* válasza után a Bíráló Bizottság *Aujeszky László*, a fizikai tudományok kandidátusának elnöke alatt az értekezést megvédettnek nyilvánította, és javasolta a Tudományos Minősítő Bizottságnak, hogy a jelöltnek a *fizikai tudományok kandidátusa* címet adományozza. (P. Gy.)

**ELŐADÓ ÜLÉST TARTOTT** a Magyar Meteorológiai Társaság 1957. június 21-én. Az ülés napirendjének első pontjaként *Aujeszky László* tartott előadást „*Matematikai analógia megállapítása egy magaslati pont geopotenciálja és gömbi látóterülete között*” címmel. Az előadó kimutatta, hogy a magassági pont geopotenciálját és gömbi látóterületét kifejező képletek azonos szerkezetűek, s ezért a látómező egyszerűen kiszámítható a geopotenciális táblázatok alapján egy konstanssal való szorzás segítségével.

Az előadóülés napirendjének második pontjaként *Béll Béla* számolt be a *pekingi és moszkvai meteorológiai intézetekben szerzett tapasztalatairól*. A rendkívül érdekes és élvezetes előadás széleskörűen tájékoztatott a kínai meteorológiai szolgálat fejlődéséről, az ottani meteorológiai kutatások irányáról, majd második részében a Moszkvai Központi Aerológiai Observatóriumot, az ott folyó széleskörű kutatásokat ismertette. Az előadás élményszerűségét nagyban emelték a kísértő vetített képek, amelyek közelebb hozták a hallgatókhoz az előadó által ismertett távoli területeket. (P. Gy.)

★

**A MOZDONYKLIMÁRÓL** tartott előadást *Páter János* MÁV főorvos, a Magyar Meteorológiai Társaság Orvosmeteorológiai Szakosztályának 1957. június 28-i ülésén. Az előadó beszámolt azon méréseiről, amelyek célja a különböző típusú fölfűtött mozdonyok sátorterében uralkodó hőmérsékleti és nedvességi viszonyok felderítése. Az előadást követő vitában *Aujeszky László*, *Simon László* és *Béll Béla* szólaltak föl, rámutatva a vizsgálat gyakorlati fontosságára. (P. Gy.)

# IDŐJÁRÁS

ПОГОДА \* WETTER \* TEMPS \* WEATHER

*Emanuel Antal: \*)*

## The relation between the degrees of rise of temperature and the clouds

One of the most important methods of meteorological research is the analyse of the data obtained by measuring and observation. In the elaboration of the observed data two ways may be followed: *a)* Drawing conclusions on physical connections from single observations, and *b)* the more generally followed way of finding rules by statistical-mathematical methods. By the applying of certain statistical procedure, the finding of regularities — known already from the practice — will prove an easy task. The most obvious among these regularities is the influence of the clouds on the degree of the rise of temperature. As generally known from practice, the cloudiness diminishes both the insolation and the nocturnal radiation and thus the degree of the rise of temperature and that of the cooling. In our study we demonstrate numerical connections between cloudiness and the degree of temperature-rise.

### I.

As a material to be elaborated, hourly synoptic observations, maximum and minimum temperatures and — for the sake of a more exact determination of cloudiness — the duration of sunshine have been used. All these observations were carried out in the Hungarian Meteorological Institute in the period 1947–1956. As a first step, cases have been selected when transport of heat (advection) may have happened and these cases have been excluded from further computations. In order to determine the near-ground heat-transport, we have examined the *daily march of temperature* (hourly values recorded by the thermograph), the *value and direction of horizontal temperature gradient*, the *speed and direction of the wind* (for the territory of the whole country), while in order to determine the heat-transport resulting from turbulent mixing we have taken the *speed and duration of the local wind*.

The periodicity or aperiodicity of the variation of temperature may be determined from the daily march of temperature. On days of aperiodical variation there is obviously a considerable heat-transport and therefore such cases have been omitted, without any further investigation. A considerable heat-transport has been observed by us also when the surface horizontal temperature gradient rose above 2<sup>o</sup>/100 km and the mean speed of the wind falling in the direction of the gradient surpassed 3 m/sec. Days have been found frequently when the wind-speed — recorded at the observatory of the Hungarian Meteorological Institute (Budapest, Kitaibel Pál u.) — was during some longer or shorter time considerably larger than at the surrounding stations. When on these days and in the period between maximum and minimum temperatures the wind-speed surpassed during at least 3 hours 5 m/sec, we have found that turbulent heat transport played an important part in the daily march of temperature, which justifies the omission of these cases too.

It is to be noted that the fixing of the marginal values mentioned above is arbitrary. By the described method, however, we do not intend to find the numerical value of the advection, but we select days when advective and convective transport becomes negligible comparing with temperature-rise due to radiation. Since the advection of large extent may be observed without any difficulty, the marginal values chosen arbitrarily by us, will influence the results of the investigations only by increasing or diminishing the scattering of the data of temperature-rise the latter being dependent on cloudiness. If strict marginal values had been stated, the degree of connection between the clouds and temperature-rise would have increased with the decrease of scattering, i. e. we would have gained a better approximation to the functional connection. The most

\*) Author of this paper is *Emanuel Antal*, scientific collaborator of the Central Institute of Meteorology, Budapest.

distinct connection would have been found in an anticyclonal weather-situation. On account of the short series of observational data, however, we could not restrict ourselves on these cases only, — very few data would have fallen on one cloud-category and so this would not have been acceptable as a characteristic value — and therefore taking into consideration the above restrictions and marginal cases, we have added to the days with radiation (anticyclonal weather-situation) those cases when the transport of heat due to advection and turbulent mixing were to be considered practically negligible in comparison to radiation. On the days selected in this way, the rise of temperature is in a rather close approximation to the result of local radiational conditions depending on cloudiness. Further on, we will denote these days as „advection-free days”. The numbers of these days expressed in the percentage of the total of cases are given in the following :

Jan.	Febr.	March	Apr.	May	June	July	August	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
60	60	65	63	64	66	67	70	70	66	58	58

On advection-free days the degree of temperature-rise has decreased with the increase of cloud-amount, and inversely the opposite ratio may be observed. However, no „strict” functional connection has been found between the two elements, because even in the same period, different values of temperature-rise are attached to the same value of cloud amount. Between the two elements subsists the so called stochastic relation. Thus, in the degree of temperature-rise a scattering was observed due possibly to a thin cloud-layer of medium- and high level, further to the transparency of the air (fog, haze, atmospheric pollution), to the soil-conditions (snow-cover, soil humidity, dryness), to the initial air-temperature, and to other disturbing factors. We endeavoured to reduce the scattering caused by the thin clouds of medium- and high level, by taking into consideration also the duration of insolation too, — apart from the values of cloudiness observed hourly.

It is to be remarked that the mean cloudiness has been calculated — contrary to the usual practice — by leaving out of consideration the cloud-amount forming *after* the temperature-maximum, because clouds subsisting after the recording of the maximum, do not influence any more the degree of temperature-rise.

Clouds have been divided into 11 categories. In the first one figure cases with a mean cloudiness of 0,0—0,9 (this is in a period lasting up to the forming of temperature-maximum), and in category 11 we find the days with a cloudiness of 10. *Table I.* shows

TABLE I. *The degree of temperature-rise with different cloud-amounts, on advection-free days. On basis of dates recorded in 1947—1956.*

n	clouds	Jan.	Febr.	March	Apr.	May	June	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
1	0—0,9	6,8	10,1	13,9	14,7	15,2	15,5	14,7	14,9	14,9	13,1	7,6	5,4
2	1,0—1,9	6,2	8,6	12,8	13,2	13,7	14,0	13,9	13,8	13,3	11,7	6,8	4,9
3	2,0—2,9	5,1	7,4	11,2	12,6	13,5	12,6	13,0	13,0	12,0	10,7	,1	4,7
4	3,0—3,9	4,9	6,9	10,2	11,4	12,9	11,9	12,4	12,2	11,5	9,7	5,9	4,4
5	4,0—4,9	4,8	6,2	9,4	11,1	12,0	11,4	11,1	11,3	10,5	9,2	5,6	4,2
6	5,0—5,9	4,5	5,8	8,3	10,4	11,4	10,7	10,7	10,9	10,2	8,7	4,9	4,0
7	6,0—6,9	4,2	5,7	7,5	9,8	10,1	10,0	10,0	10,6	9,6	8,2	4,9	3,9
8	7,0—7,9	4,0	4,8	7,1	9,5	9,7	9,4	9,6	9,9	9,0	7,4	4,8	3,6
10	9,0—9,9	2,5	3,1	5,1	6,3	6,5	7,1	7,0	%,4	5,9	5,2	3,4	
11	10	2,0	2,0	3,5	4,1	4,3	5,6	5,5	5,3	3,8	2,9	2,3	1,9

the values of mean temperature-rise being connected with a respective category of cloudiness. As expected, the smallest value of daily temperature-rise is to be found in December at the time of the lowest position of the sun and the largest in June when the course of the sun is at its highest point. However, not in all cloudiness-categories will be observed the greatest temperature-rises in June. In case of a cloud-amount of 2—8 the highest value of temperature-rise will not be attained in the month of the highest position of the sun. In our table we will find in some of the preceding or following months larger values with a cloud-amount of the same degree and a lower sun-position. The reason of this is probably in connection with the increasing convection.

If the mean value of cloudiness is below 1/10, we may reckon upon a rise of temperature of about 15° in the period from April to October, in case of a totally overcast sky of 4—6 degree. The smallest rise (about 2°) is to be found between November and March with totally covered sky.

Table II. contains the scattering ( $\sigma$ ) calculated by us in order to evaluate the reliability of the data. It may be ascertained that scattering in  $\pm$  direction does not exceed the interval of  $3^\circ$  applied in temperature-forecasting. Exception is made for March and October: in these two months  $\pm \sigma$  rises in three cases over  $3^\circ$ .

TABLE II. *Scattering of values of the temperature-rise.*

n	clouds	Jan.	Febr.	March.	Apr.	May	June	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
1	0—0,9	1,3	1,3	1,5	1,0	0,9	0,7	0,8	0,9	1,0	1,5	1,4	1,3
2	1,0—1,9	1,2	1,2	1,8	1,1	0,8	0,7	0,8	0,9	1,2	1,5	1,2	1,2
3	2,0—2,9	1,0	1,0	1,5	1,0	0,9	0,8	0,9	0,8	1,0	1,3	1,1	0,9
4	3,0—3,9	0,7	1,0	1,9	1,3	1,1	1,0	1,0	1,0	1,4	1,4	0,9	1,0
5	4,0—4,0	0,9	0,8	1,5	1,4	1,0	1,0	1,1	0,8	1,3	1,4	0,9	0,9
6	5,0—5,9	0,7	0,7	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,7	0,9	0,8
7	6,0—6,9	0,4	0,8	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,0	1,3	1,3	0,9	0,6
8	7,0—7,9	0,5	0,9	1,2	1,1	1,2	1,3	1,1	1,2	1,2	1,4	1,1	0,9
9	8,0—8,9	0,7	0,8	1,1	1,2	1,2	1,3	1,3	1,4	1,2	1,1	0,8	0,7
10	9,0—9,9	0,8	0,8	1,0	1,3	1,3	1,4	1,5	1,4	1,0	1,0	1,0	0,5
11	10	0,9	0,7	0,9	1,0	1,3	1,3	1,3	1,5	1,1	1,4	0,8	0,5

The square-deviation given in Table II may be used to settle the following problem: Which are the advection-free days when in determining the expected degree of temperature-rise *not only the cloud-amount is to be taken into consideration?* It is obvious that in case of a large scattering, other factors too, besides of the cloudiness, play an important part in the formation of temperature. From November to March the scattering is large with small cloud-amount and small in case of large cloud amount. In these months bad visibility may be frequently observed (fog, haze, atmospheric pollution) which reduces the insolation and thus the temperature rise also. In the abovementioned months the visibility, too, is to be taken into consideration — besides of the cloudiness — but only in case of a small cloud-amount, because bad visibility causes considerable errors on days with small cloudiness (See Table II.). In case of increased cloudiness — 4/10 and upwards — it will be sufficient to take into consideration only the cloud-amount. This is proved also by the scattering.

The largest scattering is to be found in March and October. This is caused presumably by the declination of the sun showing the most intensive variation in these two months. In the beginning of March, the insolation — depending on the culmination-point of the sun — is considerably smaller than on the last days of this month, but nevertheless, we relate the days with identical cloudiness to the same month. In October the inverse situation may be observed. The scattering is increased in this period by the gradually increasing or decreasing convection. These two effects must be taken into consideration even in April and September — although in a smaller extent.

In the period from May to September the scattering is smaller in cases of smaller cloud-amounts, but if the sky is covered, it is larger, i. e. it is the inverse situation of that in winter. In this case the cause of the large scattering of the values of temperature-rise being in connection with covered sky, may be found in the fact that in summer-months the days with large cloud amounts could have been kept by us only by including into the elaboration cases surpassing the accepted characteristics only in a small degree, while in other months these cases have been omitted. In summer the days with covered sky occurred in connection with smaller or larger advection and in order to obtain sufficient data even in the categories with large cloud amounts (7—10), we had to omit (in these months and on days with large cloud amounts) heat transports surpassing the critical value only in a small degree. The heat spent for evaporation increases the scattering and this effect will come into full display in the summer months.

## II.

With the corresponding values of clouds and temperature-rise plotted in a right-angled co-ordinate system, we find that the points will group densely around a certain spot. In case of a functional connection — if the temperature-rise would be dependent only on the cloud-amount — the points would form a curve. The degree of temperature-rise, however, depend — apart from cloudiness — also on several other factors causing a scattering in temperature-rise values. The corresponding values will not appear *on a curve* but *around* a certain imaginary curve. Our task will be now to plot this mathe-

mathematically determinable curve traversing the heap of points, from which curve the square values of the points have the smallest deviation. If we succeed in finding such curve and if the scattering remains within the limits of the required exactitude, we may state that between the cloud-amount and the degree of temperature-rise there subsists a regressional connection — being of use for our purposes.

The relation between the observed values can be found by the method of the smallest squares. Let us approximate this imaginary curve — which is in a close approach nothing else than the mean temperature rise pertaining to the single cloud-categories — by the following geometrical progression:

$$f_m(x) = c_0 + c_1x + c_2x^2 + \dots + c_mx^m$$

Let the deviation between the computed and observed values be

$$d_i = f_m(x_i) - y_i$$

The scattering serves as a measure of the approximation which is in other words the square-root extracted from the mean value of the squares of deviations.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum d_i^2}{n}}$$

The degree of the approximating geometrical progression is to be selected in a way that the difference between the approximative curve and the curve plotted on basis of Table I. should not surpass the desired precision. In our elaboration this means the substituting of the curve drawn according to the observed data by a mathematically describable curve showing a digression of 0,5 degrees in each point.

Let the observed cloud amount denote by  $x_n$ , and the degree of temperature-rise by  $y_n$ . Introducing the variable

$$z_i = \frac{x_i - x_0}{h}$$

where  $x_i$  is the mean value of the cloud category,  $x_0$  the first mean of category (0,45),  $h$  denotes the distance between the means of categories (1,0) and passing from  $x$  to the variable  $z$ , the approximation will be attained by the geometrical progression  $f_m(z)$  instead of the  $f_m(x)$  mentioned above. For this end  $f_m(z)$  will be developed in the polynomial series  $q$ , instead of the geometrical progression  $z$ ,

$$f_m(z) = a_0 + a_1q_1 + a_2q_2 + \dots + a_mq_m$$

which is always possible.

By the aid of the method suggested by Jordan [1] the values of the coefficients  $a_0, a_1, a_2 \dots a_m$  may be computed very easily, by using the equations

$$\sum d(i)^2 = \sum y^2 - a_0^2 n - a_1^2 \sum q_1^2 - \dots - a_m^2 \sum q_m^2$$

giving us the totals of the squares of digression. As a first step of the computation the coherent values  $z, y, y_1$  will be put down one beneath the other and after summing up  $y$  and  $y^2$  we obtain  $\sum y$  and  $\sum y^2$ . With knowledge of this we are enabled to compute the coefficients:

$$a_0 = \frac{\sum y}{n}; a_1 = \frac{\sum yq_1}{\sum q_1^2}; a_2 = \frac{\sum yq_2}{\sum q_2^2}; \dots$$

The values of  $q_1$  and  $q_1^2$  are obtained from tables. The computation of the coefficients  $a_0, a_1, a_2 \dots$  must be continued till the total of squares of the pertaining deviations will be less than  $0,5^2n$ , i. e. the following inequality will be attained:

$$\sum d(i)^2 < 0,5 m,$$

where  $n$  denotes the number of mean of cloudiness-category (11) and 0,5 is the tolerable maximum deviation between the observed and computed values.

In the present case only coefficients  $a_0, a_1, a_2, a_3$  were to be computed, because when obtaining  $a_3$  the value of  $d(3)^2$  was already less than  $0,5^2n$ . Thus the requested approximating polynomial will be

$$Y = a_0 + a_1q_1 + a_2q_2 + a_3q_3$$

When substituting the connections relating to  $q$  and  $z$ , into this equation, the following formula is obtained

$$y = c_0 + c_1x + c_2x^2 + c_3x^3$$

which is apt for computations.

It is apparent that the connection between the cloud-amount and the temperature-rise on advection-free days in Budapest may be approached with satisfactory precision by a curve of the third degree. The computation was made for each month and thus 12 equations were obtained with the respective coefficients given in Table III.

TABLE III. *Co-efficients of the regressional equations.*

Months	co-efficiens			
	c-	c-	c-	c-
January	7,5	-1,395	0,233	-0,0150
February	11,1	-2,236	0,337	-0,0206
March	15,1	-2,163	0,333	-0,0205
April	15,5	-2,283	0,410	-0,0294
May	15,8	-1,513	0,247	-0,0210
June	16,9	-3,145	0,577	-0,0375
Juli	15,5	-1,831	0,297	-0,0213
August	16,1	-2,468	0,462	-0,0323
September	16,2	ē3,061	0,550	-0,0368
Oktober	14,3	-2,525	0,431	-0,0288
November	8,2	ē1,346	0,213	-0,0157
December	5,8	-0,854	0,165	-0,0121

By means of the equation we may compute the temperature-rise falling on 1/10 of cloud-amount. If — as expected — the connection would be a linear one, every 1/10 increase of the cloud-amount (from 0 to 10) would correspond to a temperature-fall of the same degree. However, the relation is of the third degree and this way the decrease is — in case of small and large cloudiness — more rapid than with an intermediate cloudiness. A stronger decrease with small cloudiness may be observed mainly in the summer half-year, while a stronger decreasing effect of large cloudiness may be experienced during the whole year, although of a more moderate character in winter.

The connection of the third degree may be explained by the following: The appearance of 1—2 tenth of cloud-amount does not impede the insolation considerably and this way no abrupt decrease — like that observed in reality — can be expected. The steepness of the curve, however, becomes intelligible when taking into consideration the causes producing the clouds. In the summer half-year the cloud amount of 1—2 tenth is generally the result of convection. Up to the beginning of convection the temperature-rise, caused by the insolation, may freely come into full display, but with the beginning of the ascending current, vertical heat-transport will also start and this will diminish the tempo of a further temperature-rise. The second break appears with a cloudiness of 8/10 which is quite comprehensible because in case of cloudiness of such amount we may reckon upon little direct insolation only, and it is hardly to be expected that the small amount of incoming radiation reaching the soil, would fall precisely on the observing station. The break in the curve is, brought about not only by the diminishing of direct insolation but also by the decrease of diffuse radiation due to the thickening of clouds.

The two breaks mentioned above are to be read from the data, but it is even more obvious when represented on a diagram. Our Fig. (*see p. 171*) shows the connection in June and December. The dotted curve shows the observed values and the solid curve the computed ones. As may be seen in our Fig., the breaks are stronger in summer than in winter, which fact follows from our above statements and from the extremely low position of the sun in winter.

Table IV. shows the degree of temperature-rise with different cloud-amounts, on basis of dates computed on advection-free days. Comparing these with Table I., it may be stated that the deviation between the observed and computed values does not exceed 0,5 grades. Thus, the equation of third degree, formed by coefficients figuring in Table III., will be applicable in a rather near approximation to compute the degree of temperature-rise. The smallest mean-value of cloudiness category (used in the solving of the equations) was 0,45 and thus the cloudiness values under this cipher were to be rounded off for 0,45.

TABLE IV. *Computed values of the rise of temperature.*

n	clouds	Jan.	Febr.	March.	Apr.	May	June	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
1	0—0,9	6,7	10,1	14,1	14,8	15,1	15,6	15,8	15,1	14,9	13,3	7,6	5,5
2	1,0—1,9	6,0	8,6	12,4	13,2	13,9	13,9	13,6	13,5	13,0	11,7	6,8	4,9
3	2,0—2,9	5,3	7,3	10,8	12,2	1,1	12,2	12,6	12,6	11,5	10,4	6,1	4,7
4	3,0—3,9	4,9	7,0	10,0	11,5	12,8	11,6	12,0	11,9	11,0	9,6	5,8	4,4
5	4,0—4,9	4,6	6,1	9,1	11,1	12,1	11,3	11,5	11,4	10,3	9,2	5,5	4,3
6	5,0—5,9	4,5	5,7	8,4	10,7	11,5	10,9	11,0	11,2	10,0	8,7	5,2	4,1
7	6,0—6,9	4,2	5,2	7,6	10,1	10,7	10,5	10,4	10,7	9,6	8,2	5,0	3,9
8	7,0—7,9	3,8	4,7	7,2	9,3	9,6	9,9	9,7	10,0	8,7	7,5	4,6	3,6
9	8,0—8,9	3,3	3,9	5,9	8,0	8,0	8,8	8,5	8,7	7,6	6,5	3,8	2,9
10	9,0—9,9	2,5	2,7	4,6	6,0	6,1	7,1	6,9	6,7	5,4	4,7	3,1	2,1
11	10	1,9	1,9	3,4	4,4	4,2	5,6	5,7	5,3	3,8	3,3	2,3	1,8

To conclude, we have to mention that the obtained results — even if giving numerical and mathematical relations — may be of an informative character only, because the measure of temperature-rise is also influenced by some other factors besides of the cloud amount. Inexactitudes of a certain measure arise also from the fact that the stating of the amount of clouds bases on a subjective estimation of the observer. However, the connection exposed in the above, will give us a rather employable guide if taking into consideration also the sources of errors mentioned in the paper.

## LITERATURE :

- [1] *Károly Jordán*: Stating of rules by the aid of polynoms concerning results of observations. Mathematical and Physical Papers, Budapest, 1922. 49—63 pp.
- [2] *V. Conrad and L. W. Pollak*: Methods in Climatology. Cambridge, Mass. 1950. 242—257 pp.
- [3] *M. H. Quenouille*: Introductory Statistics. London, 1950. 123—132 pp.
- [4] *Paul G. Hoel*: Introduction to Mathematical Statistics. Second Edition. New York, 1955. 125—136 pp.

*Georg Goll\** :

### Mit Thermistor funktionierendes elektrisches Fernthermometer zu meteorologischen Messungen

Die Halbleiterstoffe sind, infolge der grossen Abhängigkeit ihrer elektrischen Leistungsfähigkeit und Widerstand von ihrer Temperatur, zu Temperaturmessungen sehr gut geeignet. Die auf dieser Basis funktionierenden Instrumente werden Thermistorthermometer genannt. Da die Messung ihres Widerstandes mit einem relativ einfachen elektrischen Apparat ausführbar ist, wird auch ihr Anwendungskreis immer breiter. Mit ihrer Hilfe können Thermometer von hohem Empfindlichkeitsgrade verfertigt werden.

Die vorliegende Abhandlung gibt eine Beschreibung der Verfertigung eines mit den meteorologischen Erfordernissen entsprechender Genauigkeit und Brauchbarkeit funktionierenden und mit mehreren Meßstellen versehenen Temperaturmeßgeräts aus einfachen Bestandteilen. Der Bedarf für ein solches Gerät besteht bei uns tatsächlich, da die Erforschung besonders der Temperaturen der Mikroräume in vielen Bezügen ein so interessantes und wichtiges Problem darstellt, dass die mit der Einbeziehung vieler Forscher erfolgende Lösung dieser Aufgabe von eminenter Wichtigkeit ist.

Als Resultat des laboratorischen Erforschens der Thermistoren konnte ein Gerät von einfachem Aufbau konstruiert werden, welches eine äusserst leichte Thermistor-Temperaturmessung ermöglicht und die Zusammenstellung des Geräts auch aus Bestandteilen heimischen Ursprungs erfolgen kann. (Der Verfasser ist kein Verfechter der An-

\*) Verfasser dieses Aufsatzes ist Dr Georg Goll, Dozent der Universität für Chemische Schwerindustrie (*Veszprém*, Ungarn).

sicht, dass der Forscher selbst seine Instrumente konstruiert — ausser dem Fall wenn er in der Theorie und Praxis der Messungstechnik vollkommen bewandert ist — in dem obigen Falle kann aber das erwähnte Prinzip aufgegeben werden, da es sich um eine derart einfache, ja fast überhaupt nicht verfehlbare Aufgabe handelt, deren Lösung auch mit wenig technischem Wissen durchführbar ist.)

Die Temperaturbestimmung mittels Thermistors kann auf die Widerstandsmessung zurückgeführt werden. Es braucht also der elektrische Widerstand des Halbleiter-Thermistors unter den gegebenen Umständen gemessen werden und kann dann unter Zuhilfenahme einer vorher auf den Thermistor ausgearbeiteten Eichungstabelle oder Graphikon der zu dem Widerstand gehörende Temperaturgrad festgestellt werden. Zum Zwecke der Widerstandsbestimmung schien jene Methode die einfachste, wo der Widerstand auf Grund des Ohm'schen Gesetzes als Quotient des Spannungsabfalls des Leiters und des an dem Leiter durchlaufenden Stromintensität bestimmt wird. Den Widerstand bekommen wir in Ohm, wenn wir den zwischen den zwei Endpunkten des Leiters in Volt gemessenen Spannungsabfall mit der in Ampère gemessenen Intensität des am Leiter durchlaufenden Stromes dividieren. Die Widerstandsmessung mit der Wheatstone-Brücke — die im Observatorium sehr genaue Temperaturmessung ermöglicht — haben wir unbeachtet gelassen, da dieses Messungsverfahren nicht ins Freie gehört und auch die Verfertigung des Apparats nicht leicht ist.

Die Schaltungsskizze des auf dem Ohm'schen Gesetze beruhenden Widerstandsmessers zeigt unsere *Abb. 1. (s. S. 173)*.

Die auf der Schaltungsskizze ersichtlichen zwei Messungsgeräte sind Schaltwandinstrumente vom Typ DmAf mit 1 Milliampère Endausschlag. Eines von ihnen dient zur Messung der Stromintensität, das andere funktioniert als Voltmeter mit Vorschaltwiderständen nacheinandergeschaltet, auf drei Messungsgrenzen (1 V, 2,5 V und 5 V). Die Vorschaltwiderstände des Voltmeters: Remix Drahtwiderstand von 6 Watt mit 1000, 2000 und 3000 Ohm. Die Einstellung der Vorschaltwiderstände auf die drei Messungsgrenzen wird derart vorgenommen, dass der Voltmeter parallel mit dem Eichungsvoltmeter geschaltet wird, darauf wird mit Hilfe einer äusseren Stromquelle und Widerstand die zur Eichung des ersten Vorgeleges nötige Spannung von 1 Volt hergestellt. Die Klemme des Ausgangsteils des ersten Vorgeleges wird gelockert und der Ausgangsteil entlang des Widerstandes weitergeführt bis das zu eichende Gerät den vollen Ausschlag aufweist. Nun kann der Ausgangsteil des Vorgeleges fixiert werden. Das selbe Verfahren wurde bei der Eichung der Vorgelege von 2,5 und 5 Volt angewandt. Ein Vorteil des Instrumentes ist es auch, dass der Voltmeter mit der genauen Einstellung der Vorgelege die richtige Spannung zeigt. Dies ist auch unbedingt nötig, denn die Ohmwerte können auch relativ sein, da diese Thermistoren im Laufe der Temperaturgradeichung auf Temperaturwerte umgerechnet werden. Derart wird die Eichung der Messung durch die absolute Voltspannung nicht beeinträchtigt, bloss die Spannungsproportionen müssen die gleichen sein.

Im Stromkreise sind noch zwei kontinuierlich änderbaren Widerstände von 1000 und 5000 Ohmwerte, welche bei der ständigen Batteriespannung (Taschenlampenbatterie von 4,5 Volt) zur Einstellung der Intensität des Messungsstromes dienen. Die Genauigkeit der Ohmmessung erfordert es nämlich, dass die Messung unter solchen Umständen vor sich geht, wo die Stromstärke um 1 Milliampère ist. Es ist auch ein mehrstufiger Schalter nötig, wodurch die Thermistoren, einer nach dem anderen, an das Instrument geschaltet werden. Die Zahl der Meßstellen kann im Prinzip eine beliebige sein und sie hängt nur davon ab, wie schnell wir die Messungen an den einzelnen Meßstellen zur Feststellung der Änderungen zu wiederholen wünschen. Unserer Erfahrung gemäss ist es hinreichend mit einem Instrument 6 Thermistoren im Betrieb zu halten.

Die Geräte sind in einem entsprechenden leichten Behälter angebracht leicht tragbar, und können erfahrungsgemäss die starken Einwirkungen ertragen, denen sie im Freien ausgesetzt sind. Das Gewicht des Mustergeräts ist nicht ganz 2,5 kg. Die äussere Ausführung der Konstruktion ist auf *Abb. 2* dargestellt (*s. S. 174*).

Unter den Thermistoren sind zu dem beschriebenen Gerät von ca 1 Milliampère Messungsstrom die sog. Scheibenthermistoren sehr gut zu gebrauchen. Ein solcher ist der Typ 2TT3 (hergestellt durch die Egeyült Izzólámpa és Villamos Gyár). Die Grösse des Apparats ermöglicht es nämlich, dass es während der Zeitdauer der Messung eine Stromstärke von 1 Milliampère ohne eine beträchtliche Erwärmung erträgt. Die kleineren erfordern einen schwächeren Messungsstrom und sind deshalb nicht entsprechend. Das Wärmebeharrungsvermögen der Scheibenthermistoren ist mit dem des gebräuchlichen meteorologischen Quecksilberthermometers gleich und deshalb stellen sie sich ungefähr ebenso schnell auf den zu messenden Temperaturgrad ein. Zum Zwecke der Messungen müssen die Thermistoren mit Hältern versehen werden, auf deren Stromausgänge Klemmen angebracht werden. *Abb. 3* zeigt solche Befestigungen (*s. S. 174*).

Die Thermistoren wurden in den Ausschnitt der Fiberstange bei ihren Zuleitungen eingeklebt, und so stehen die Thermistoren frei. Es muss darauf geachtet werden, dass die sich an den Thermistor unmittelbar anschliessende Leitung möglichst wenig bewegt wird, da davon sich der Widerstand des Thermistors ändern kann. Es ist deshalb zweckdienlich die ausser Gebrauch stehenden Thermistoren im Futteral zu halten. Wenn die Thermistoren im Freien gebraucht werden, müssen sie auch von dem längeren Regen geschützt werden. Gegen den Tau — da es schnell auf trocknet — bietet die Lackierung der Thermistore genügenden Schutz. Wenn die Thermistoren gegen die Feuchte mit weiterer Lackierung versehen werden, ist dies gewöhnlich für ihre Empfindlichkeit nachteilig.

Auf dem rechten Teile der *Abb. 3* werden zur Veranschaulichung der gebräuchlichen Verstärkungen zwei 2TT3 Thermistoren, in der Mitte ein-, und auf der linken Seite zwei hintereinander geschalteten Thermistoren angegeben.

Zwecks Ausführung der Temperaturmessung müssen die gemessenen Widerstände der Thermistoren auf Temperaturwerte bezogen werden. Zu diesem Zwecke müssen die einzelnen Thermistoren durch Temperaturgradkalibration geeicht werden. Im Observatorium bringen wir mit Hilfe der Thermostaten eine ständige Temperatur im geschlossenen Raume hervor und messen dann die Widerstände der darin untergebrachten Thermistoren. In der einfacheren Praxis genügt es — wie auch im Falle des obigen Instrumentes — wenn die Thermistoren in einer normalen Thermometerhütte untergebracht und die Widerstände auf die Angaben des dort befindlichen Thermometers bezogen werden. In der Thermometerhütte kommen nämlich innerhalb eines kurzen Zeitdauers jene Temperaturen vor, die wir an anderen Orten und zu anderen Zeitpunkten zu messen wünschen. Wir können auch derart vorgehen, dass wir den zu untersuchenden Thermistor in der Ansaugöffnung des ventillierten Assmann-Trockenthermometers einsetzen und die Stabilisierung sowohl des Thermometers als auch des Thermistorwiderstandes abwarten. Wenn dieses Verfahren in mehreren Räumen von verschiedener Temperatur wiederholt wird, kann der Thermistor in einer kürzeren Zeit auf Temperaturgrad geeicht werden. Es ist zweckdienlich, die Temperaturgradkalibration öfters zu wiederholen. Da der Widerstand keine lineare Funktion der Temperatur ist, müssen wir möglichst viel Angaben bestimmen um eine befriedigende Kalibration zu erhalten. Auch im Falle des beschriebenen Instruments soll der zu der bezüglichen Temperatur gehörende Widerstand zumindest per 3—4 Grade bestimmt werden um eine Punktreihe von genügender Dichte zu graphischen Darstellung der Kalibration zu bekommen.

Das Kalibrationsgraphikon gibt uns die zu den verschiedenen Temperaturgraden gehörenden Widerstandswerte. Dieses wird derart verfertigt, dass bei der Kalibration die zusammengehörenden Punkte der einzelnen Temperaturgradwiderstände mit einer ununterbrochenen Linie verbunden wird. Mit diesem Verfahren kommen alle Fehler des Messinstrumentes zum Vorschein. Wenn z. B. die Vorlegewiderstände des Voltmeters nicht mit der erforderlichen Genauigkeit verfertigt wurden, so werden auch die mit einem Voltmeter von anderer Messgrenze bestimmten Widerstandswerte miteinander nicht in Übereinstimmung stehen und werden also die Kalibrationsangaben bei den einzelnen Messungsgrenzen abweichend sein. Da die Wärmegradkalibration auf relative Ohmwerte gerechnet wird, kommt kein Fehler dadurch zustande, dass die Wärmegradauswertung immer auf die Kalibrationskurve jener Messungsgrenze bezogen wird, mit welcher die Temperaturmessung vorgenommen wurde.

Bei der Zeichnung der Wärmegradkalibrationskurve dürfen wir nicht mit dem Millimeterpapier sparen und es ist zweckmässig mit grossen Maßstäben zu arbeiten. Erfahrungsgemäss sind Diagramme solchen Maßstabes die zweckdienlichsten, wo sie einer Wärmegradänderung von  $0,1^{\circ}\text{C}$ , 2 mm, und einer Widerstandsänderung von 100 Ohm, 5 mm entsprechen. Da die Kalibrationskurve starke Änderungen aufweist, müssen die einzelnen Punkte mit Kurvenlineal zusammengebunden werden. Es lohnt sich auch, die ganze Kalibrationskurve auch in grossen Maßstäben zu verfertigen, denn dadurch werden die eventuellen Brüche der Kurvenlinie anschaulicher zum Vorschein gebracht und können deshalb auch leichter beseitigt werden. Es ist auch wichtig bei jeder Kalibrationskurve anzugeben, mit Verwendung welcher Voltmeter-Messungsgrenze sie verfertigt wurde. Die Konstruktion des Diagrammes kann etwas vereinfacht werden, wenn man die Widerstände in logarithmischen Maßstäben angibt: dies hat aber den Nachteil, dass wir infolge des ständig ändernden Masses der Ohmskale bei der Auswertung der Wärmegradmessungen leichter Fehler begehen können. *Abb. 4* zeigt uns im verkleinerten Masstabe die Abhängigkeit der Widerstände der 2TT3 Thermistoren von der Temperatur (*s. S. 176*).

Unsere *Abb. 4* zeigt auch, in welchem grossen Masse der Widerstand des Thermistors sich mit der Temperatur ändert. Bei sehr niedrigen und sehr hohen Temperaturen

ist deshalb die Messung nicht leicht, denn im ersten Falle wird die Stärke des Messungsstromes klein sein, im letzteren muss eine sehr niedrige Spannung angewandt werden. Zur Messung solcher extremen Wärmegrade ist es zweckmässig zwei Thermistoren zu verwenden, die bei niedrigen Temperaturen parallel geschaltet, bei hohen vorgeschaltet werden müssen. Durch die Anwendung von zwei Thermistoren wächst auch die Empfindlichkeit. In solchen Fällen soll natürlich auch die Eichung unter identischen Umständen vorgenommen werden.

Die im Freien untergebrachten Thermistoren müssen durch ein Leitungsnetz mit der Beobachtungsstation verbunden werden. Hier zeigt sich der grosse Vorteil des Thermistors gegenüber den anderen elektrischen Fernthermometern. Die Thermistoren können nämlich mit einer dünnen Leitung verbunden werden, da die zu messenden Widerstände und deren Änderungen so gross sind, dass neben ihnen der Widerstand der Leitungen vernachlässigt werden kann. Zu den Leitungen wird gewöhnlich Kupferdraht von einem Durchmesser von 0,5 mm verwendet. Die Leitungen werden auf kleinen Porzellanschnecken in einer solchen Höhe aufgehängt, dass sie den Verkehr nicht hindern. Es muss aber darauf geachtet werden, dass die Leitungen bei feuchtem Wetter mit dem Laub der Bäume nicht in Berührung kommen. Der Widerstand des zur Anwendung kommenden Leitungsmasses ist per 100 Meter cca 8 Ohm, so dass ein relativ langes Netz gebraucht werden kann: der Widerstand einer Leitung über 50 Ohm muss natürlich bereits in Betracht gezogen werden.

Die Wärmegradabhängigkeit des Widerstandes des Halbleiter-Thermistors ändert sich — infolge des Stoffes des Thermistors — langsam und in der Richtung der Abnahme der Empfindlichkeit. Dies ist eine Folge der im Halbleiter vorgehenden strukturellen Umbildungen. Deshalb soll die Gültigkeit des Kalibrationsgrafikons von Zeit zu Zeit mit neuerlichen Eichungen kontrolliert werden. Neue Thermistoren ändern sich im Laufe von 3—4 Monaten bereits in einem bemerkbaren Masse. Die Änderung kann mit der künstlichen Alterung des Thermistors zwar vermindert, aber nicht beseitigt werden. Diese Alterung kann darin bestehen, dass man die Thermistoren in schnell nacheinanderfolgenden Wiederholungen in heissem Öl aufwärmt und dann abkühlt, wobei aber die Empfindlichkeit abnimmt.

Es ist erwünscht die Thermistoren nur während des Zeitdauers der Messung unter Strom zu halten. Im Laufe längerer Stromdurchgänge können nämlich auf dem Thermistor Polarisationserscheinungen auftreten und ausserdem wird auch der *Joule'sche* Wärmeeffekt bemerkbar. Infolge dieser Erscheinungen wird der gemessene Widerstand der Temperatur entsprechend immer kleiner.

Zuletzt soll noch eine heikle Frage der mikroklimatischen Temperaturmessung untersucht werden, die aber nicht bloss im Zusammenhange mit Thermistoren auftritt. Diese besteht darin, dass die Bestimmung des Wärmegrades *von den Wärmestrahlungsverhältnissen des zu untersuchenden Raumes* beeinflusst wird. Die Wärmestrahlungsabsorptionsfähigkeit des Thermistors ist nämlich der des schwarzen Körpers ähnlich und sie ist deshalb äusserst empfindlich gegenüber der Wirkung der Wärmestrahlung. Wenn wir deshalb richtige Temperaturwerte erhalten wollen, muss die Wirkung der Wärmestrahlung beseitigt werden. Wenn die Sonne nicht scheint, kann die Strahlungsbeseitigung vielleicht noch durchgeführt werden, bei Sonnenschein ausgeführte Messungen sind aber immer von einer ziemlich fragwürdigen Genauigkeit. Die üblichen Strahlungsschutzverfahren (Abschattung, Ventilation) können bei der Temperaturbestimmung von Mikroräumen nicht angewandt werden. Es scheint jene Methode zweckdienlicher, wo der Thermistor gegen die Strahlungsrichtung mit schaumförmigem Wärmeisolationmaterial von kleiner Wärmekapazität und schlechter Wärmeleitfähigkeit abgeschattet wird. Ein solches Material ist z. B. die „*Thermonit-Iporka*“ ungarischen Fabrikats. In dieser Richtung werden Versuche ausgeführt, die Aufgabe scheint aber noch lange nicht gelöst zu sein. Die mikroklimatische Temperaturbestimmung steht in dieser Hinsicht vielleicht noch dort, wo die klassischen Lufttemperaturbestimmungen zur Zeit vor den Untersuchungen von Berson—Süring—Assmann und Hegesell stand.

Die Einstellung des Scheibenthermistors auf die äussere Temperatur ist — besonders in Räumen ohne Luftbewegung —, ziemlich langsam und es nimmt einige Minuten in Anspruch, bis er den tatsächlichen Temperaturgrad aufnimmt. In solchen Fällen registriert das Thermometer die Temperaturänderung der Umgebung schneller, wenn es an ein Gewicht befestigt und an einer Schnur hängend mit einem Amplitudo von einigen Zentimetern geschwungen wird. Diese Bewegung, die einer kleinen Ventilation gleichkommt, fördert den Wärmeaustausch zwischen dem Thermometer und seiner Umgebung bedeutend ändert aber vielleicht nicht in erheblichem Masse den Wärmezustand des Mikroräumens.

## »Условия образования осадков холодного полугодия и возможности их прогноза«

В настоящем этапе развития практического предсказания погоды, внимание многих исследователей обращается к выработке методов, доставляющих объективную физическую основу для синоптиков к приготовлению качественного прогноза. Среди этих заслуживают особое внимание исследования, проведенные в области прогноза осадков, так как здесь речь идет о прогнозе такого метеорологического элемента, который является результатом взаимодействия многих факторов.

Работа *Бачурины и Турьетти*: «Условия образования осадков холодного полугодия и возможности их прогноза» появившаяся недавно (Гидрометеиздат, Ленинград, 1955, 164 стр., 25 рис.) обобщает результаты многолетних исследований проведенных с упомянутой целью в области нумерического прогноза зимних неконвективных осадков. Авторы руководствуются в этой монографии — а также в нескольких предыдущих статьях об этой теме — методическим принципом по которому к правильному диагнозу причин вызывающих образование осадков, исследователи должны исходить из изучения взаимодействия основных факторов принимающих участие в развитии конденсационных процессов. Сверх анализа, этот принцип должен быть приведен в действие и в приемах работы по предсказанию осадков.

Целью монографии является изложение метода вычисления появления и количества неконвективных осадков при помощи нумерических характеристик, принимающих участие в образовании осадков.

Глава 1. содержит изложение основных условий необходимых для образования осадков, принимая во внимание синоптические особенности, характеризующие зимнее полугодие. Поскольку охлаждение воздуха имеет первостепенное значение для интенсивного образования облаков и осадков, авторы перебирают формы вертикальных движений разного происхождения вызывающих охлаждение, и излагают их роль в образовании зимних осадков. Они сделают тоже существенные критические замечания насчет происхождения фронтального скольжения трактованных в ошибочном понимании многими авторами. Авторы доказывают, что скольжения,

вычисленные из уравнения непрерывности явно включают в себе и восходящий воздушный поток, происходящий из скачка ветра, наблюдаемого на фронтах (это вызывает скольжение), так как последнее является только частью результата полученного из условия непрерывности. Из этого все-таки не следует тезис утверждаемый некоторыми авторами, согласно которому при исследовании образования осадков, фронты могут быть опущены из внимания. Причина этого в том, что фронт создает некоторые добавочные формы движения, которые не могут учитываться на основе уравнения непрерывности. Осадки не являются необходимыми признаками фронта и — аналогично к этому — образование фронтальных осадков может быть независимым от изменения пространственной структуры фронта, так как среди причин вызывающих осадки, фронт только один, но не исключительный фактор.

При трактовке конденсационных процессов, авторы уделяют особое внимание к определению адвекции температуры и влажности, а также к роли неадиабатических процессов. В зимнем полугодии — особенно на более высоких широтах — довольно тесная связь существует между адвективными изменениями температуры и трансформацией воздуха и таким образом влияние неадиабатических изменений температуры не может быть оценено на основе адвективных изменений. Эта оценка дает возможность при прогнозе зимних осадков принимать во внимание и те факторы, непосредственное определение которых в настоящее время еще неосуществимо.

Результат исследований авторов — по которому трансформационное изменение температуры, сопровождающее температурную адвекцию — имеет те же самые величины в приземном атмосферическом слое как и над слоем трения, нам представляется фактом противоречащим опыту. Этот факт к сожалению регистрируется авторами только как результат исследований и они никаких объяснений не дают, но в то же время при трактовке осадков, происходящих при падающем движении воздуха, авторы упоминают изменение с высотой неадиабатического охлаждения.

Во избежание субъективных ошибок, авторы дают номограммы для

нумерической оценки благоприятных и неблагоприятных для осадков факторов. Для характеристики возможности образования осадков употребляются 2 параметра: 1) вертикальная скорость, происходящая из вергенции, значение характеризующее состояние насыщения, где — температура воздуха; — точка росы; а трансформационное изменение температуры. При помощи этих номограмм и со знанием адвективных изменений температуры и удельной влажности мы можем определять количество конденсированной влажности на поверхностях 850 м и 700 мб, а из этого можем сделать выводы не только по количеству осадков, но и по интенсивности процесса.

Количественные характеристики благоприятных и неблагоприятных для образования осадков условий имеют не только диагностическое, но и прогностическое значение, поскольку эти определяются на период прогноза. Успех прогноза зависит в решающей мере о точности прогноза поля давления. Если этот прогноз удастся, благоприятные и неблагоприятные условия осадков определяются синоптиком при помощи выработанного метода на основе количественных характеристик.

Глава 2. трактует методы исчисления количественных характеристик, необходимых для изготовления и прогноза формулирования осадков. Для прогноза — кроме предсказания приземного поля давления и обычных поверхностей изобара — мы должны определять и траектории частиц воздуха падающие на интервал прогноза: адвекцию температуры и удельной влажности; значения вертикального движения воздуха и изменения состояния насыщенности. При вычислении всех этих факторов авторы подчеркивают, что одним из самых важных условий успешного прогноза является тщательный анализ основных причин, участвующих в формировании теперешних процессов погоды.

Глава 3 показывает практическое применение метода на основе анализа конкретных положений погоды, а глава 4 содержит изложение интенсивных и слабых осадков холодного полугодия. Из подробного анализа обильного материала исследования оказалось, что слабые осадки встречаются и при антициклональной циркуляции, т. е. нисходящей движению воздуха, если охлаждение нижних слоев воздуха

является интенсивным, а способность к насыщенности благоприятным. Интенсивные зимние осадки наоборот появляются при неустойчивом состоянии равновесия. Главной причиной неустойчивости является изменение адвекции с высотой, происходящее главным образом в центральных территориях циклонов и ложбин атмосферного давления.

По исследованиям в нижних слоях атмосферы значения трансформационных изменений температуры являются почти такими же, как значения адвективных изменений. При интенсивных зимних осадках приземное охлаждение, происходящее из трансформации, не играет важной роли, но осадки слабой интенсивности, возникающие в антициклонах, имеют решающее значение. Исследования свидетельствуют о том, что размер неустойчивости может быть и зимой значительным. Резкое изменение интенсивности зимних осадков, а также их территориальное распределение зависят в первую очередь от изменений значения и знака вертикальных движений происходящих из свободной вергенции и вергенции трения.

Для иллюстрации теоретической достоверности и практической применимости выработанного метода, глава 5 содержит оценку 12 часовых прогнозов осадки полученных авторами не на основе предсказанного поля, а с использованием реального поля давления. Оправдываемость таких качественных прогнозов превышает 90%.

Глава 6 трактует оценку предсказаний осадков, произведенных по методам авторов в рамках оперативной службы Центрального Института Прогнозов.

Условия благоприятные и неблагоприятные для осадков, могут быть в разной взаимосвязи. Поэтому правильные качественные заключения могут быть выведены только на основе связывания количественных значений важнейших факторов, участвующих в образовании осадков. Авторы замечают, что большая часть синоптиков в подавляющей части случаев издала при помощи указанного метода прогнозы одинаковой формулировки — в противоположности к другим качественным правилам. Так например в 1951 году из 141 случаев только в 16 случаях встречались различные формулировки и подавляющая часть последних составилась альтернативными случаями. Это указывает на то, что выработанный метод дает объектив-

ную основу для качественного прогноза зимних осадков.

Книга наконец дает средние характеристики, полученные из обильного материала исследований, которые — с точки зрения прогноза осадков — могут считаться нормативными величинами. Так, между прочим, погода с осадками характеризуется следующими величинами: Подъем 0,7—1,4; см/сек; температурная адвекция 3—5° возрастание адвективной удельной влажности: релятивные величины влажности 74—90%.

Средние характеристические значения благоприятные для погоды без осадков: нисходящее движение воздуха 0,2—1,2 см/сек, слабая холодная адвекция, слабая положительная или отрицательная удельная адвекция влажности и низкая релятивная влажность.

Из статистической обработки эмпирического материала выяснилось, что в холодном полугодии осадки гораздо чаще связаны с теплой адвекцией, так как при теплой адвекции для конден-

сации требуется меньше охлаждения, чем при холодной адвекции. Адвекция теплого и влажного воздуха является необходимым условием осадков, возникающих при нисходящей адвекции.

Оправдываемость качественных прогнозов осадков колеблется между 80 и 90%; значения количественных прогнозов найдутся в таблицах, и отдельно не оценивались авторами. Самые неуспешные прогнозы (так с количественной как и с качественной точки зрения) встречались при интенсивных осадках, т. е. при неустойчивости, а также в случаях, когда слабые осадки падают при нисходящем движении воздуха.

Метод *Бачурина* и *Туркетти* является не только по его концепции, но и с точки зрения практической применимости одним из самых современных методов качественного и количественного прогноза неконвективных осадков.

*Иштван Бодолаи*

#### HEINRICH FICKER 1881—1957

Am 29. April 1957 verschied in Wien im Alter von 76 Jahren Heinrich Ficker, einer der hervorragendsten Meteorologen und Geophysiker unserer Zeit. Heinrich Ficker ist am 22. November 1881 in München geboren. Seine Universitätsstudien absolvierte er in Wien und Innsbruck. Im Jahre 1909 wurde er in Innsbruck zum Privatdozenten, in 1911 in Graz zum ausserordentlichen Professor und in 1919 zum o. ö. Professor der Meteorologie und Geophysik ernannt. Im Jahre 1923 wurde er an die Direktorstellung des Preussischen Meteorologischen Institutes nach Berlin und zugleich auf den Lehrstuhl der Meteorologie der dortigen Universität eingeladen. Im ersten Weltkriege geriet er in russische Kriegsgefangenschaft (1915—18).

Nach der Machtergreifung Hitlers wendet er sich gegen den Faschismus, verlässt Berlin und kehrt in sein Heimatland, Österreich zurück. Hier entfaltet er eine vielseitige Tätigkeit: als Professor der Geophysik hält er Vorlesungen an der Wiener Universität; ist jahrelang Leiter des Meteorologischen Institutes in Wien und in seinen letzten Lebensjahren führt er als Vizepräsident der Österreichischen Akademie der Wissenschaften eine leitende Rolle im österreichischen wissen-

schaftlichen Leben. Professor Ficker war Ehrenmitglied der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft und auf Einladung derselben hielt er am 5. Mai 1942 mit dem Titel „Das Klima Turkestans und die Austrocknung Innerasiens“ einen Vortrag in Budapest. Er wurde auch zum Ehrenmitglied zahlreicher ausländischer Akademien und Gesellschaften gewählt, so u. a. zum ordentlichen Mitglied der Deutschen Akademie der Wissenschaften und zum korrespondierenden Mitglied der sowjetischen und bayerischen Akademien, sowie der Akademien von Mainz und Halle.

Die Würdigung der wissenschaftlichen Tätigkeit Professor Dr. Fickers bürdet eine schwere Aufgabe auf den Wissenschaftler. Im grossen und ganzen — und sozusagen im ersten Annäherungsverfahren — kann wohl behauptet werden, dass er in nahezu allen seinen Werken und Abhandlungen im edelsten Sinne des Wortes grundlegende Probleme aufwirft und löst. Er war ein Bahnbrecher auf vielen Gebieten. Als Aerologe überflog er wiederholt die Alpen. Seine Abhandlungen über den Föhn, sowie die von den asiatischen und nordrussischen Kälteeinbrüchen können wohl zu den ausgezeichnetesten Veröffentlichungen der Wiener

Akademie zugehört werden. Unseres Erachtens war Professor Ficker ein Fortsetzer der Tätigkeit des zu seiner Zeit aus dem wissenschaftlichen Leben verbannten genialen Margules.

In seiner Theorie, wonach die statische Erklärung des Kälteeinbruches — in einzelnen Fällen — in der vertikalen Erhöhung der warmen Luftsäule zu suchen sei, finden auch die Vorahnungen von Margules ihre Bestätigung. Eine gewisse Folgerung dieser Theorie führte zur Erkenntnis, dass die vertikale Verlagerung einer sehr dünnen Luftschicht ein bereits bedeutendes Anwachsen des Bodenluftdruckes hervorruft.

Professor Ficker weist in einer anderen seiner Abhandlungen auf die meteorologische Bedeutung der Gleitflächen von Margules hin, und beweist auf einem konkreten Fall, dass die Gleitflächen von Margules bei dem Auftritt von aufgeprägten Luftdruckveränderungen ihre Stabilität verlieren können und die bisher in der Richtung der Grenzfläche sich bewegende kalte Luft jetzt vertikal zu dieser Fläche strömt, die Sperrflächen aber verwandeln sich in Einbruchs- und Aufgleitflächen. In dieser Abhandlung beantwortet er auch das ebenfalls von Margules aufgeworfene Problem, welches im Zusammenhange mit der Bestimmung des Arbeitsvorrates instabiler Massenverteilung steht und versucht die Beantwortung der Frage des Entstehens und Transformation grosser Vorräte von potenzieller Energie. Professor Ficker unternahm eine synoptische Analyse des am 4. Juli 1928 am Nordsee beobachteten Sturmes und weist nach, dass zu jener Zeit dort eine von der warmen Luft durch eine stationäre Grenzfläche getrennte kalte Luftmasse anwesend war. Auf die Einwirkung der erwähnten Druckänderungen wurden die Bedingungen des Gleichgewichtes aufgehoben und entstand die Möglichkeit zu einer Transformation der grossen potenziellen Energien.

Aus der Anzahl der statischen Untersuchungen Professor Fickers müssen besonders seine auf die Bestimmung der effektiven mittleren Temperatur gerichtete Datenauswertungen hervorgehoben werden. Bekanntlich ist die auf einem Berge gemessene Lufttemperatur nicht mit der auf demselben Niveau in der freien Atmosphäre registrierten Temperatur identisch: die horizontale Temperaturdifferenz kann ja in einzelnen Fällen eine beträchtliche sein. Professor Ficker unternahm ein Vergleichen der Angaben der auf der Zugschiff ausgeführten Observationen mit den Daten von in München gleichzeitig ausgeführten Ballonaufstiege,

und fand, dass der „Berg“ mit 1–2 Graden kälter, als die freie Atmosphäre war.

In seinen Föhnforschungen legt er Rechenschaft davon ab, dass er auch auf diesem Gebiete die Begriffe der theoretischen Meteorologie ausgezeichnet auf die Praxis anwendet. Er beweist unter anderem, dass im Falle eines antizyklonalen Föhns ein adiabatischer Temperaturgradient nur den Stromlinien entlang — mithin also auch einem Gebirgsabfalle entlang — vorzufinden sei, nicht aber im Vertikalen. In engem Zusammenhange mit dieser Erkenntnis steht die Folgerung bezüglich der sog. stationären Föhnlage: in diesem Falle ist den Stromlinien entlang bereits nicht mehr die potenzielle, sondern — infolge des Auftretens der Kondensation — die pseudopotenzielle Temperatur beständig.

Einer unbedingten Erwähnung bedarf zuletzt jene Abhandlung Professor Fickers, in welcher er seinen Bedenken im Zusammenhange mit der Bergeron'schen Niederschlagstheorie Ausdruck verleiht. Wie aus der Fachliteratur bekannt, baut Bergeron — auf Grund des Prozesses der Frostübersättigung — ein abwechslungsreiches System von Hydrometeoren auf und Professor Ficker bringt Einwände hervor, deren überwiegender Teil bis auf heute ihre Gültigkeit behält.

Die vorliegende kurze Würdigung kann keineswegs eine tiefgehende Charakteristik des Lebenswerkes Professor Fickers geben, und der Chroniker hätte noch vieles hinzuzufügen um ein vollständiges Bild des hervorragenden Meteorologen zu geben. Eine Denkschrift kann niemals Anspruch auf Vollständigkeit erheben, da sie im Geiste des Trauers unwillkürlich gefühlsmässigen Faktoren Spielraum gewährt. Dies ist der Fall auch jetzt, denn in den ungarischen Meteorologen, hauptsächlich in jenen, die die Gelegenheit hatten mit Professor Ficker in persönlichem Umgang zu stehen — und deren Zahl ist keine geringe — taucht im Augenblicke der Trauernachricht das Bild des immer tief und human denkenden und handelnden Mannes auf, der sein ganzes Leben hindurch einem jeden an ihn wendenden Hilfe und mit seinem weisen Humor Trost gewährte. Professor Ficker wird auch als Lehrer der ungarischen Meteorologen-Generation hochgeschätzt und wir alle haben das Empfinden, dass das Leben und Wirken Professor Fickers uns für immer als leuchtendes Beispiel bevorstehen wird. Sein Andenken wird von den ungarischen Meteorologen für immer mit Pietät bewahrt.

(F. Dési)

T. BERGERON, J. BJERKNES, R. C. BUNGAARD, C. L. GODSKE: **Dynamic meteorology and weather forecasting**. 800 (A/4) p. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts and Carnegie Institution of Washington. Washington, D. C., 1957.

This monumental work was meant to serve as a continuation of the *Dynamic meteorology and hidrography* of Bjerknnes and his collaborators and of the *Hydrodynamique physique avec applications à la météorologie dynamique* edited by V. Bjerknnes, J. Bjerknnes, H. Solberg, and T. Bergeron both of these books having become standard works of modern meteorology. The illustrious authors set a daring and laudable aim, but — as we may add — they fully attained the above objective.

From the structural point of view the authors follow the classic and traditional way of treating the material but when rendering account of recent scientific results they introduce also structural changes determined almost necessarily by the development of science. The chapter treating with thermodynamics of the atmosphere is followed by analyses of static problems and the discussion of quasi-static motions is also characterised by the author's respect for structural traditions. The excellent part of the latter chapter analysing synoptic aspects of quasi-static fields presents news in this domain. The first part of the material of dynamic meteorology is terminated by the chapter on radiation processes.

Kinematics are lead off with vector-calculations. In this part the theoretician meteorologist obtains — in didactically excellent presentation — material of vital importance in the fields of both kinematics and hydrodynamics. The kinematical part is most profitable on account of its restraint in the domain of geometry: the author gives only the material of fundamental importance for the explanation of atmosphere-processes and synoptic aspects. Extremely interesting are the chapters on the extrapolation of fields of flow, and also the parts discussing regularities of frontogenesis and frontolysis in connection with extrapolation of conservative fields — all this treated from the point of view of the forecasting meteorologist.

In the part on hydrodynamics we find — among others — a clear and up-to-day survey of turbulence problems, treated again in the extent absolutely indispensable for the meteorologist. May we mention, however, a regrettable defectiveness of this chapter: the name of Kolmogorov and his statistical mathematical method elaborated for the investigations of turbulence is not even mentioned by the author. In this connection we refer to the fact that the importance of Kolmogorov's new method is particularly emphasised in the preface to Sutton's excellent book on turbulence and even a second edition of this work proved to be necessary in order to include a survey of the mathematical procedure of Kolmogorov.

The fourth — and from our point of view the most instructive — part of the book discusses climatological and synoptic models. Fundamental principles and problems of the synoptic climatology — for essentially these are the problems treated here — have never been discussed by any meteorological work in such concise and clear-cut form. Intensive and thorough study of this material comprising 150 pages may be recommended both for our climatologists and synoptic meteorologists.

The last (V) part of the book includes the most important problems of the meteorological forecasting and as a central one: the theory and practice of forecasting methods basing on mathematics and physics. The reader of this chapter may convince himself that the numerical forecasting is the only positively scientific and modern way to be followed in synoptics by our searchers when striving for large-scale perspectives, this latter being the alfa and omega of every profound scientific work.

F. Dési

ДЕНЕШ БЕРЕНЬИ: **Связь между средней урожайностью сахарной свеклы и метеорологическими элементами**. Труды Метеорологического Института Университета им. Кошут Лайош, Дебрецен, Но 12, 19 см, Б/5, 12 таблицы, 17 рис.

Автор статьи подводит итоги исследований по связям между урожаем сахарной свеклы и отдельными метеорологическими элементами. Связи урожая с температурой и с осадками он исследует по комитатам, а связи с солнечным сиянием — из-за недостатка требуемого количества данных — только по стране.

Исследования он исполняет при помощи метода исчисления корреляции и — опираясь на официальных сводках урожайности 15 лет (1924—1938 гг) — с методом годов наилучшей и наихудшей урожайности. Различные методы дают приблизительно одинаковые результаты.

Результаты исследований сводятся к следующему: До посева, в марте — главным образом в Задунайских краях — желательна температура выше средней. В апреле — особенно на Большой Венгерской Низменности и соседних с ней частях — отсутствие осадков является выгодным. В мае появляется запрос осадков, который усиливается в июне. Этот запрос достигает высшую точку в июле, в особенности на Низменности и в ее окрестностях. В августе и сентябре запрос сахарной свеклы к обоим элементам уменьшается (в Задунайских краях в сентябре появляется запрос к осадкам).

На регулирование валового сбора самое большое влияние имеет количество осадков мая-июля, а также средняя температура июня.

Из связей подводятся еще следующие важнейшие итоги: Для достижения хорошего урожая в вегетационном периоде (от апреля до сентября) требуется в комитате Чанад 300 мм, в краях между Дунаем и Тиса 340 мм и в Саболч 340 мм осадков. На других частях Большой Низменности и на граничащих с ней краях запрос осадков достигает 350—400 мм. Самый большой запрос появляется в южно-западных частях Задунайского края (комитаты Ваш, Зала, Шомодь) и в северо-восточных частях (Сатмар), где он превышает 450 мм.

Запрос температуры: На южно-восточных краях выше 18,5 градусов, на подавляющей части страны 17—18°, а на севере и западе ниже 17°.

Статья дает наконец корреляционное уравнение — вычисленное при помощи средних значений осадков и инсоляции от мая до июля — для предсказания урожая сахарной свеклы по всей стране.

И. Кулин

MÜCKET, GÜNTHER: **Über einen neuen registrierenden Sichtmesser.** Abhandlungen des Met. und Hydr. Dienstes der DDR. Nr. 39. (Band V). Akademie-Verlag, Berlin 1956. 36 (A/4) S. 17 Abb., 1 Tab.

Die Registrierung der Sichtweite ist nur auf einem Umwege durchführbar, da ja kein Instrument zur Verfügung steht, wodurch die Sichtbarkeit, resp. Unsichtbarkeit eines Gegenstandes mit der Ausschaltung der beobachtenden Person automatisch feststellbar wäre. Die Registrierung der Sichtweite wird durch jenen einfachen Zusammenhang ermöglicht, der — laut der Theorie Koschmieders — zwischen der Sichtweite und der Durchlässigkeit der Luft, bzw. dem sog. Schwächungsexponenten besteht. Das durch Mucket konstruierte Gerät beruht ebenfalls auf diesem grundlegenden Zusammenhang. Auch der Grundgedanke des Geräts ist nicht neu, denn auf Grund ähnlicher Prinzipien ist auch der Apparat von Foitzik konstruiert worden. Der Verdienst Muckets besteht darin, dass er die Unvollkommenheiten des Foitzik'schen Geräts beseitigte (so u. a. die durch die Intensitätsschwankungen der Lichtquelle verursachten Abweichungen) und derart ein präziseres und verlässlicheres Gerät konstruierte. Das Wesen des Apparats ist der folgende: Das von der Lichtquelle emittierte Licht wird nach Zurücklegung einer gewissen Entfernung auf einem Spiegel reflektiert und fällt auf die im Gerät eingebaute Photozelle. Ein Teil des emittierten Lichtes wird auf einem sog. Vergleichswege auf eine andere ähnliche Photozelle übergeleitet. In diesen Weg ist eine gewisse messbare Schwächung hervorrufende Apparatur (diese kann eventuell auch eine Blende sein) eingeschaltet, die den Strom der beiden Photozellen ausgleicht. Als Schwächungseinrichtung wurde nach verschiedenen Versuchen ein Polarisator angewandt. Die mittels Verdrehung getätigte Steuerung wird von den beiden Photozellen automatisch verrichtet. Das Mass der erwünschten Verdrehung wird elektrisch registriert.

Das Gerät steht bereits seit längerer Zeit im Betrieb in Lindenberg (DDR), wo es unter Zuhilfenahme eines Sechsfarbenschreibers zur doppelten Registrierung verwendet wird. Die horizontale und vertikale Sicht wird gleichzeitig notiert. Der durch das Licht zurückgelegte horizontale Weg beträgt ca 200 m. Der zur Bestimmung der vertikalen Sicht benötigte Spiegel ist auf dem obersten Teile eines Antennenturmes von 90 m Höhe angebracht. Die als Lichtquelle funktionierende Glühlampe wird schonungshalber nur alle 20 Sekunden eingeschaltet, wodurch erreicht wurde, dass die Glühbirne bereits seit mehr, als einem Jahre im Betrieb steht, wogegen die in ständigem Betrieb stehenden Birnen in einigen Wochen ausgebrannt sind. Der Fehler des Geräts beträgt ca 1%. An den Registrierungen wird — aus Vergleichszwecken — auch der mit Augenmass bestimmte Wert angegeben. Wenn man in Betracht nimmt, dass die letztere Angabe auf Schätzung beruht, ist eine gute Übereinstimmung festzustellen.

Z. Czoroi

H. GRÖBER — S. ERK — U. GRIGULL: **Grundgesetze der Wärmeübertragung.** Springer-Verlag Berlin—Göttingen—Heidelberg, 1955. 428 S. 190 Abb. 40 Tab.

Das Buch ist eine wesentlich umgearbeitete und erweiterte Neuausgabe der in 1938 unter dem gleichen Titel erschienenen zweiten Auflage des Buches von *H. Gröber* und *S. Erk*. Die dritte Auflage wurde dadurch nötig, weil im Laufe der seitdem vergangenen 22 Jahren im Werke berührten Wissenschaftszweige einer bedeutenden Weiterentwicklung unterlagen und mit der Beendigung des Krieges sich Gelegenheit auch zum Studium der im Auslande erzielten Resultate ergab.

Die dritte erweiterte und umgearbeitete Ausgabe steht uns Meteorologen sowohl hinsichtlich ihrer Themen und auch in ihrer Verarbeitung bedeutend näher, als die vorhergehenden zwei Auflagen. Die Ergänzung wurde vom Verfasser, *U. Grigull* — die auch vorher ausgezeichneten Teile unberührt gelassen — sehr richtig derart vorgenommen, dass die Einheitlichkeit des Buches dadurch keinen Schaden erleide.

Fast unberührt blieb daher das Kapitel: „Wärmeleitung in festen Körpern“, in vollständig neuen Kapiteln werden dagegen die Rechnungen bezüglich der laminaren Grenzschicht, ferner die konvektive Wärmefortpflanzung, die Kondensation und das Eindampfen behandelt.

Auch der dritte Teil wurde mit neuen Erkenntnissen erweitert, in Bezug auf Wärmeausstrahlung, Absorption und Strahlungsaustausch.

Gewisse Feststellungen und Abbildungen des dritten Teiles — z. B. „Absorption und Emission nicht schwarzer Körper“, Absorptionsbande des Wasserdampfes, sowie der  $\text{CO}_2$  — fänden ihren richtigen Platz eigentlich in einem meteorologischen Lehrbuche.

Der Wert des Buches wird auch durch seinen kristallklaren Gedankengang, durch die strenge Logik der mathematischen Behandlungsweise erhöht. Als ein Mangel des ausgezeichneten Werkes kann sein übertrieben theoretischer Charakter erwähnt werden: mit der Beschreibung einiger Geräte und Experimente hätte das Buch für dem Mann der Praxis bedeutend brauchbarer gestaltet werden können, obwohl es bemerkt werden muss, dass auch auf diesem Gebiete ein Fortschritt gegenüber den bisherigen Ausgaben verzeichnet werden kann. Im Anhang des Werkes entdeckten wir mit grosser Freude die Zusammenstellung der anglo-amerikanischen und der CGS Einheiten, die Überrechnungsfaktoren und die Zusammenstellung der im Buche der Vektoranalyse angewandten Formeln.

Unseres Erachtens kann das von *Grigull* umgearbeitete Werk *Gröbers* und *Erks* von jedem Meteorologen mit grossem Nutzen studiert werden.

*Ferenc Rákóczi*

**J. JUSTYÁK: Die Resultate unserer 5 jährigen der Untersuchungen über das Bestandsklima der Tomaten.** Wissenschaftliche Mitteilungen des Meteorologischen Institutes der „Kossuth Lajos“ Universität der Wissenschaften, Debrecen, No. 3. S. 42/A4, 18 Abb. 26 Tab. Debrecen, 1957.

Bei dem Anbau von landwirtschaftlichen und Gartenpflanzen spielt die Grösse des Zuchtgebietes eine Rolle von höchster Wichtigkeit. Neuerdings rückt im Zusammenhang mit Bestandsklima-Forschungen auch die Frage der Richtung der Pflanzenreihen in den Vordergrund.

Der Verfasser berichtet über seine Mikroklima-Forschungen in Bezug auf Tomatenbestände verschiedener Reihen- und Standweiten, Bebauung, sowie hinsichtlich der bei Pfahl und Draht kultivierten Beeren und Reihenpflanzungen.

Die Messungen der Lufttemperatur, der relativen Feuchtigkeit, der Verdunstung, Bodentemperatur und Bodenfeuchtigkeit, sowie die phänologischen Observationen wurden im Bestande, und — zwecks Vergleichung — auf freiem Gebiete durchgeführt. Drei Jahre hindurch wurde auf ortsgesäten und verpflanzten und mit der Richtung Nord-Süd und Ost-West angebauten. Tomatenbestände die Auswirkung der Reihenrichtung auf das Bestandsklima, auf die phänologischen Erscheinungen, auf den Ernteertrag und auf die Qualität der Frucht untersucht.

Leider konnte es unter den gegebenen Umständen jenem äusserst wichtigen Erfordernis nicht Genüge geleistet werden, wonach die Messungen und Observationen sich mehrere Jahre hindurch auf die selbe Tomatensorte, auf einen Bestand des gleichen Zuchtgebietes, Bebauung und Reihenrichtung erstrecken. Demzufolge wird — wie auch der Verfasser darauf hinweist — die Übersicht und das Vergleichen der erhaltenen Resultate erheblich beschwert.

*J. Szakály*

Kiadásért és szerkesztésért felelős: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

A METEOROLÓGIAI INTÉZET ÉS A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSULAT HIVATALOS LAPJA

Megjelent 950 példányban. — 2-572715 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)