IDŐJÁRÁS

1

1961. JANUÁR – FEBRUÁR

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:
BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON: 353-500

★

ELŐFIZETÉS:
EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Hromov, Sz. P. (Moszkva): Az Antarktisz szinoptikus folyamatairól (О синоптических процессах Антарктики 1

Berkes Zoltán: A naptevékenység hatása a légnyomás eloszlására (Auswirkung der Sonnentätigkeit auf die Luftdruckverteilung) 7

Tóth Pál: Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására (Ein Nomogramm zur Bestimmung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre) 23

Dési Frigyes: A virtuális hőmérséklet korrekciójáról 31

Vancsó Imre: A jeges árvizek meteorológiai előrejelzésének lehetőségei 34

Antal Emánuel: Energiaháztartás mérések a Tihanyi-félszigeten 40

Erdős László—Morvay Anna: Néhány talajfajtánk nedvességjárása 47

IRODALOM

Koitzsch, R.: Kísérlet a talaj víztartalmának termikus alapon történő meghatározására *(Sz. Lőrinc A.)* 56

Zajcev, V. A.—Ledohovics, A. A.: A felhők repülőgépes kutatásának műszerei és módszerei *(Aujeszky L.)* 56

Böer, W.: Potsdam éghajlata, II. *(P. Szalay G.)* 57

Girsz, A. A.: A hosszabbtartamú időjáráselőrejelzések alapjai *(Koppány Gy.)* 58

Gangyin, L. Sz.—Dubov, A. Sz.: Az időjárás számszerű előrejelzésének módszerei *(Ambrózy P.)* 58

KRÓNIKA 59

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hirdetményei 63

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

Felelős szerkesztő:
DR. DÉSI FRIGYES

Szerkesztő bizottság:

Prof. DR. F. BAUR (Bad Homburg), DR. BÉLL BÉLA, DR. BERKES ZOLTÁN, DR. BODOLAI ISTVÁN, Prof. DR. M. ČADEŽ (Beograd), Prof. DR. F. F. DAVITAJA (Moszkva), DR. HILLE ALFRÉD, Prof. DR. SZ. P. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), P. KASNECI (Tirana), DR. KÉRI MENYHÉRT, Prof. DR. M. KONČEK (Bratislava), Prof. DR. L. KRASTANOV (Szófia), Prof. DR. J. LUGEON (Zürich), Prof. DR. A. MÄDE (Halle-Saale), Prof. DR. W. OKOLOWICZ (Warszava), DR. OZORAI ZOLTÁN, DR. J. PASZYNSKI (Warszawa), Prof. DR. H. PHILIPPS (Potsdam), Prof. DR. R. SCHERHAG (Berlin), Prof. DR. F. STEINHAUSER (Wien)

Szerkesztő:
DR. KAKAS JÓZSEF

65. ÉVFOLYAM
1961

BUDAPEST 1961

65. kötet. (1961. évfolyam)

A) TARTALOMJEGYZÉK

I. Önálló nagyobb dolgozatok

Ambrózy Pál—Götz Gusztáv: Az URAL-I. elektronikus számológép meteorológiai alkalmazásáról 152

Antal Emánuel: Energiaháztartás mérések a Tihanyi-félszigeten 40

Barát József—Tóth Pál: Mechanikus számolósegédlet a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására (német nyelven) 333

Berkes Zoltán: A naptevékenység hatása a légnyomás eloszlására 17

— Légtömeg- és front-fajták a Kárpát-medencében 289

Bodolai István: Az örvényességi egyenlet vertikális összetevőjéről (orosz nyelven 321

Bodolainé Jakus Emma: A frontszerkezet változásának szerepe a csapadék térbeli és időbeli eloszlásában 202

Borbély Edit: A tropopauza Budapest fölött (német nyelven) 326

Dési Frigyes: A virtuális hőmérséklet korrekciójáról 31

Endrődi Gabriella: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten 105

— Hideg légtavak a Tihanyi-félszigeten 345

Erdős László—Morvay Anna: Néhány talajfajtánk nedvességjárása 47

— —*Papp Béla:* A felszíni lefolyás műszeres mérése 169

Frank Miklós: Az ibolyántúli sugárzás mérése kémiai eljárással (német nyelven) 257

Füstös Kálmán (Kolozsvár): Számolóléc a légnedvesség meghatározásához 272

Götz Gusztáv—Ambrózy Pál: Az URAL-I. elektronikus számológép meteorológiai alkalmazásáról 152

Hromov, Sz. P. (Moszkva): Az Antarktisz szinoptikus folyamatairól 1

— A trópuson belüli konvergencia-zóna dinamikájáról 65

Jaho, S.—Kasneci, P. (Tirana): A hőmérséklet és csapadék néhány jellemző vonása Albániában (francia nyelven) 86

Kapovits Albert: Nomogram a Ri-szám kiszámítására a hőmérséklet figyelembevételével (orosz nyelven) 265

Kasneci, P.—Jaho, S. (Tirana): A hőmérséklet és csapadék néhány jellemző vonása Albániában (francia nyelven) 86

Kiss István: A hófelületek vegetációs színeződéséről 110

Kissné Tóth Erzsébet: A talaj hőforgalmának kérdései Magyarországon 99

Kozma Ferenc—Stollár András—Szilágyi Tibor: A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában 220

Mészáros Ernő: Az esőcseppek eróziója .. 212

Mészáros Ernő—Wirth Endre: Gomolyfelhőkből hulló esők cseppjeinek spektrális eloszlása (francia nyelven) 80

Mészárosné Nagy Ágnes: Összehasonlítás Bécs és Budapest hőmérsékletei között különböző magasságokban (német nyelven) 142

Morvay Anna—Erdős László: Néhány talajfajtánk nedvességjárása 47

Németh Tivadar: A hőmérséklet és a földmágneses térerősség összefüggéséről .. 351

Okolowicz, W. (Warszawa): Az éghajlat fogalmáról (német nyelven) 193

Papp Béla: Talajnedvesség mérése laboratóriumban radioaktiv kobalt segítségével 160

Papp Béla—Erdős László: A felszíni lefolyás műszeres mérése 169
Pápai László: A kicserélődési együttható meghatározása Budapest felett 113
Pápainé Szalay Gabriella: Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben 93
— Légáramlás Magyarországon zónális irányítású makroszinoptikus helyzetekben 338
Popovicsné Gubola Mária: A Linke-féle érzet-hőmérséklet óraértékei Budapesten 294
Rákócziné Wágner Magdolna: A csapadék eloszlása Magyarországon nyugati áramlású makroszinoptikus helyzetekben 154
Simon Antal: A potenciálesés mérése a Marczell György Obszervatóriumban 164
Steinhauser, F. (Bécs): A városklimakutatás problémái 129
Stollár András—Kozma Ferenc—Szilágyi Tibor: A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában 220
Szász Gábor: Makro- és mikroklimatikus hatások a köszméte bogyók növekedésére és beltartalmára 279
Szepesiné Lőrinc Anna: A talajok járhatóságának és a talajnedvességnek a kapcsolata 215
Szilágyi Tibor—Kozma Ferenc—Stollár András: A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában 220
Tárkányi Zsuzsanna: Kísérlet a sugárzási egyenleg meghatározására növénytakaró fölött 147
Tóth Pál: Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására 23
Tóth Pál—Barát József: Mechanikus számolósegédlet a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására (német nyelven) 333
Vancsó Imre: A jeges árvizek meteorológiai előrejelzésének lehetőségei 34
Wirth Endre—Mészáros Ernő: Gomolyfelhőkből hulló esők cseppjeinek spektrális eloszlása (francia nyelven) 80
Zsuffa István: A csapadékmérő edények szélvédő gallérjai 225

II. Kisebb tanulmányok

Aujeszky László: Megjegyzés F. Baurnak a prognózisok beválási valószínűségére vonatkozó képletéhez (német nyelven) 235
— A maximum- és minimum-hőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai felhasználásának kérdése 370
Bartha Lajos, ifj.—Gauser Károly: A meteorpor kapcsolata a csapadékkal 119
Bartha Zsuzsa—Probáld Ferenc: Vizsgálatok a homályossági tényező napi és évi járásáról Magyarországon 249
Béll Béla: Szélmérés kötött léggömbökkel 355
Bodolainé Jakus Emma: Alkalmas-e a sebességi divergencia felhasználása a vertikális sebesség kiszámítására? 245
— Néhány megjegyzés a frontok és a csapadék kapcsolatáról 301
Bognár Károly—Kozma Ferenc: Együttes szőlő-gyümölcstermesztés mikrometeorológiai vizsgálatáról 366
Dobosi Zoltán: Megjegyzések az albedó klimatológiai alkalmazásához 364
Endrődi Gabriella: A hideg légtavak kialakulásáról 232
Gajzágó László—Popovics Ivánné: Kísérlet különböző útburkolatok felszínhőmérsékletének mérésére termisztorral 175
Gauser Károly—Bartha Lajos, ifj.: A meteorpor kapcsolata a csapadékkal ... 119
Kapovits Albert: Richardson turbulencia kritériumáról 239
Koppány György: Az általános légkörzés és a naptevékenység 298
Kozma Ferenc—Bognár Károly: Együttes szőlő-gyümölcstermesztés mikrometeorológiai vizsgálatáról 366
Péczely György: Adatok a Balaton helyi szélrendszeréhez 362
Pletser János: Gyomos és vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérséklete ... 246
Popovics Ivánné—Gajzágó László: Kísérlet különböző útburkolatok felszínhőmérsékletének mérésére termisztorral 175
Probáld Ferenc—Bartha Zsuzsa: Vizsgálatok a homályossági tényező napi és évi járásáról Magyarországon 249
Saikó János: Az 1961. február 15-i napfogyatkozás hatása az ionoszféra-rétegekre 361
Szepesi Dezső: Az általános cirkuláció vizsgálatának újabb módszereiről 177
Szilágyi Tibor: Hőmérsékletmérések paradicsombogyóban 179
Tánczer Tibor: Az 1960. augusztus 19-i zivatarfrontról 305
Titkos Ervin: Néhány megjegyzés a stacionárius ciklonok szerkezetéről 243
Varga Haszonits Zoltán: Kapált és kapálatlan talaj hőmérséklete 183

III. Irodalom

a) *Belföldi*

Agrobotanika. Az Országos Agrobotanikai Intézet Közleményei I. kötet *(Szakály József)* 252
Grubich Vilmos: Az időjárás és az ember *(Predmerszky Tibor)* 371

b) *Külföldi*

Ahijezer, A.—Bresztyeckij, V.: Kvantumelektrodinamika *(Titkos Ervin)* 311
Battan, Louis J.: Radar Meteorology *(Kallósné Sugár Margit)* 187
Böer, W.: Das Klima von Potsdam (II). Die mittlere Windversetzung in Potsdam *(Pápainé Szalay Gabriella)* 57
Conklin, G.: The weather conditioned house *(Popovicsné Gubola Mária)* 253
Fizicseszkij Enciklopedicseszkij Szlovarj *(Aujeszky László)* 122
Girsz, A. A.: Osznovi dolgoszrocsnih pogodi *(Koppány György)* 57
Gangyin, L. Sz.—Dubov, A. Sz.: Csiszlennyije metodi prognoza pogodi *(Ambrózy Pál)* 58
Geraszimov, I. P.—Budiko, M. I.—Taljcov, A. P.: Tyeplovoj i vodnij rezsim zemnoj poverhnosztyi *(Endrődi Gabriella)* 310
Hahalin, V. Sz.: Szovremennije radiozondi *(Pápai László)* 188
Hrgian, A. H.: Fizika oblakov *(Mészáros Ernő)* 309
Iszajev, E. A.: Katalog szinoptyicseszkih processzov nad Atlantyicseszkim Okeanom i Jevraziej *(Péczely György)* 121
Knighting, E.—Corby, G. A.—Bushby, F. H.—Wallington, C. E.: An Experiment in Numerical Forecasting *(Ambrózy Pál)* 310
Koitzsch, R.: Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage *(Szepesiné Lőrincz Anna)* 56
Landsberg, H.: Physical Climatology *(Kissné Tóth Erzsébet)* 253
Lauscher, A.—Lauscher, F.—Printz, H.: Die Phänologie Norvegens I—II. *(Szakály József)* 121
Scherhag, R.: Einführung in die Klimatologie *(Szepesiné Lőrincz Anna)* 309
Schneider-Carius, K.: Das Klima, seine Definition und Darstellung; zwei Grundsatzfragen der Klimatologie *(Endrődi Gabriella)* 187
Stoenescu, S. M.: Clima Republicii Populare Romine Vol. II. Date Climatologice *(Péczely György)* 372
Szamojlenko, V. Sz.: Formirovanyije temperaturnovo rezsima morjej *(Antal Emánuel)* 373
Walter, H.—Lieth, H.: Klimadiagramm Weltatlas *(Szepesiné Lőrincz Anna)* .. 311
Zajcev, V. A.—Ledohovics, A. A.: Pribori i metogyika isszledovanyija oblakov sz szamoljeta *(Aujeszky László)* 56

IV. Krónika

Ambrózy Pál: A Magyar Meteorológiai Társaság pécsi, VII. vándorgyűlése .. 316
— 40 éves az Amerikai Meteorológiai Társaság 40
Aujeszky László: Az Antarktisz hőseinek emlékezete 59
— A földkerekség legfontosabb mikrometeorológiai észlelőárbocai és észlelőtornyai 127
Békeffy Józsefné: Első meteorológiai világnap 124
— Magyar meteorológusok ENSZ ösztöndíja 126
— Meteorológiai műbolygók a világűrben 190
— Gyakorlati klimatológiai útmutatás .. 318
Béll Béla: A „Nyugodt Nap Nemzetközi Éve" 124
— A Magyar Tudományos Akadémia Elnökségi Meteorológiai Bizottsága 189
— A MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottsága 319
Bodolai István: Szinoptikusok tanulmányútja a Szovjetunióban 190
Dunay Sándor—Kakas József: 75 éves a Sonnblick-obszervatórium 315
Kakas József: A MMT előadó ülése (Kérdő I., Kéri M., Péczely Gy. előadása) ... 62
— Makro- és mikroklimatikus hatások a köszmétebogyók növekedésére és beltartalmára (Szász G. előadása) 63
— Rádiólokátorok alkalmazása a repülésmeteorológiában (Csaplak A. előadása) 63
— A MMT agrometeorológiai szakosztálya (Osváth J. előadása) 126
— Dési Frigyes Jugoszláviában 189
— A Magyar Földrajzi Társaság XV. vándorgyűlése 255
— Pápai László emlékezete 314
— Szabó Ignác emlékezete 314
— A Szovjetunióban folyó klimatológiai kutatások 383
— —*Dunay Sándor:* 75 éves a Sonnblick-obszervatórium 315

Kéri Menyhért—Péczely György: A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia Budapesten 374
Ozorai Zoltán: Nemzetközi értekezlet a repülésmeteorológiai géptávíróhálózat ügyében 60
— A repülési dokumentáció egységesítése az európai szocialista államokban.... 61
— Német repülési meteorológus tanulmányútja hazánkban 127
— Szófiai igazgatói konferencia..... 315
Örményi Imre: A MMT Orvosmeteorológiai szakosztálya (Frank M. előadása) 127
Pápai László: P. A. Molcsanov, a rádiószondázás úttörője..... 312
Péczely György: A Meteorológiai Világszervezet Éghajlati Bizottságának (CCl) III. ülése..... 61
— A MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottsága 382
Péczely György—Kéri Menyhért: A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia Budapesten 374
Popovicsné Gubola Mária: A Csehszlovák Tudományos Akadémia III. biometeorológiai konferenciája..... 320
Simon Antal: A légáramlás módosulása égi benzintartály környezetében (Béll B. előadása) 192
— A felhőfizika és a légkör radioaktivitása..... 383
— A MMT Róna Zsigmond Ifjúsági Köre 383
Simon József: A fénynek a száraz és nedves talajokról történő visszaverődéséről (Goll Gy. előadása)..... 382
Stábel György: Az 1961. január 9-i füstköd jelenség a főváros fölött..... 62
Szakály József: Agrometeorológiai komplex vízháztartásmérés eszközei és módszerei (Erdős L. előadása)..... 256
Szesztay Károly: Hidrológiai előrejelzési konferencia Budapesten 125
Szilágyi Tibor: A bolgár agrometeorológiai kutatások 383
Tárkányi Zsuzsanna: Sugárzás-meteorológiai kongresszus Bécsben..... 319
Valent Erzsébet: A MMT választmányi ülése 1961. március 16-án..... 126
— A délsarki szovjet kutatási zóna éghajlatának főbb vonásai (Hille A. előadása)..... 127
— Változik-e az éghajlat (Berkes Z. előadása)..... 128
— A MMT repülés-meteorológiai szakosztálya 128
— Magyarország kihasználható szélenergiája (Hunek E. előadása)..... 191
— A MMT választmányi ülése 1961. jún. 28-án 255
— A MMT orvosmeteorológiai szakosztálya (Páter J. előadása) 256
— A MMT választmányi ülése 1961. okt. 12-én 320
Varga Haszonits Zoltán: Üvegalatti paprikakultúrában végzett mikroklíma vizsgálatok (Simon S. és Stollár A. előadása) 320
Wirth Endre: Felhőfizikai tanulmányút a Szovjetunióban 384
Zách Alfréd: 40 éves a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata 254

B) TÁRGYMUTATÓ[1]

Advekció számítása 23, 333
Aeroklimatológia 326, 338
Agrobotanika 252*
Agrometeorológia 47, 256, 383
Albánia éghajlata 90
Albedó 364, 382
Állományklíma 279, 366
Általános cirkuláció 1, 65, 177, 298
Antarktisz 1, 59, 127
Anticiklon 1, 321
Árvíz előrejelzése 34

Balaton éghajlata 40, 105, 147, 362
Balaton szélrendszere 362
Bécs éghajlata 129
Bécs hőmérséklete 142
Bioklimatológiai edzés 371*
Bioklimatológiai konferencia 62, 320
Biometeorológia 62, 294, 371*
Bolgár agrometeorológiai kutatás 383
Budapest éghajlata 113, 142, 294, 326
Budapest hőmérséklete 142
Budapest szélviszonyai 113, 142

Ciklogenezis 1, 321
Ciklon 1, 321
Ciklonpályák 1
Ciklonszerkezet 243
Cirkuláció 1, 65, 93, 177, 298, 338, 351
Csapadék 86, 119, 154, 202, 301
Csapadékeloszlás 154, 202, 301
Csapadékmérő eszközök 225

Davies, D. A. Budapesten 374
Dési Frigyes Jugoszláviában 189
Dinamika 65
Divergencia 243, 245
Domborzat hatása a csapadékra 154
Domborzat hatása a hőmérsékletre 105
Domborzat hatása a légáramlásra 93, 338

Éghajlattan 57*, 127, 129, 187*, 193, 253*, 309*
Elektromos jelenségek 164

[1] A tárgymutatóban * = irodalmi ismertetés

Elektronikus számológép 152, 177
Előrejelzés 34, 177, 235, 301, 370
Energiaháztartás 40
ENSZ ösztöndíj meteorológusok számára 126
Érzet-hőmérséklet 294
Esőcseppek eróziója 212
Esőcseppek spektrális eloszlása 80
Észelőárboc 127
Expozíció 105, 232

Felhőfizika 309*, 383, 384
Felhőkutatás repülőgéppel 56*
Felszíni lefolyás 169
Fenológia 121*
Fény visszaverődése a talajról 364, 382
Fizikai enciklopédia 122*
Fizikai klimatológia 253*
Földmágneses térerősség 351
Frontális csapadék 202
Frontális feláramlás 202, 321
Frontszerkezet 202
Fronttípusok 291
Füstköd 62

Geopotenciálmező 152
Géptávíróhálózat 60
Gomolyfelhők esőcseppjei 80
Gyakorlati klimatológiai útmutatás 318
Gyümölcstermesztés mikrometeorológiája 366

Helyi szél a Balatonon 362
Hideg front 202, 289, 301, 305
Hideg légtavak 232, 345
Hidrológiai előrejelzés 34, 125
Hófelületek vegetációs színeződése 110
Homályossági tényező 249
Hótakaró és a hőmérséklet 220
Hóvirágzás 110
Hőforgalom 40, 99
Hőháztartás 40, 310*
Hőmérséklet 65, 86, 105, 129, 146, 220, 294, 326, 345, 351, 355
Hőmérséklet csúcsértékei 370
Hőmérsékleti advekció 23, 333
Hőmérsékletmérés 175, 179, 355

Ibolyántúli sugárzás mérése 127, 257
Időjárási frontok 1, 202, 289, 291, 301
Ionoszféra rétegek 361
Ionsűrűség 361

Jeges árvíz előrejelzése 34

Kárpát-medence frontfajtái 289
Kárpát-medence légtömegfajtái 289
Kárpátmeteorológiai konferencia 374
Kicserélődési együttható 113
Klimadiagram 311*
Klíma-atlasz 315*, 372*
Klimatológiai kutatások a Szovjetunióban 383
Klimatológiai útmutató 318
Köszméte állományéghajlata 63, 279
Kötött léggömbös szélmérés 355

Konvergenciazóna 65
Kvantumelektrodinamika 311*

Lefolyásmérés 169
Légáramlás Magyarországon 93, 338, 362
Légáramlás módosulása 93, 192, 338, 355, 362
Légelektromos tér 164
Légkondicionálás 253*
Légnedvesség meghatározása 272, 362
Légnedvesség szőlő-állományban 366
Légnyomáseloszlás 1, 17, 65
Légpályák 1, 202, 289
Légszennyeződés 129
Légtömegfajták 289
Lejtők hőmérséklete 105, 232
Linke-féle érzet-hőmérséklet 294

Magassági szél 93, 338
Magyar Földrajzi Társaság vándorgyűlése 255
Magyar Meteorológiai Társaság
előadó ülése 62, 63, 126, 127, 128, 191, 192, 256, 320
agrometeorológiai szakosztálya 126, 256, 320
orvosmeteorológiai szakosztálya 127, 256
pályázatai 63
pécsi vándorgyűlése 316
repülésmeteorológiai szakosztálya 63, 128
Róna Zsigmond Ifjúsági Köre 383
választmányi ülései 126, 255, 320
Magyar Tudományos Akadémia
Elnökségi Meteorológiai Bizottsága 189, 319, 382
Klimatológiai és Sugárzási Albizottsága 382
Magyarország szélenergiája 191
Makroklíma 193, 279, 366
Makroszinoptikus helyzetek 93, 154, 338
Maximum-hőmérsékleti térképek 370
Meleg front 202, 289, 301
Meridionális cirkuláció 1, 65, 93
Meteorológiai Világnap 124
Meteorológiai Világszervezet 61, 124, 126, 318
Meteorpor 119
Mezoklíma 193
Mikroklíma 193, 320, 366
Mikrometeorológia 63, 127, 366
Minimum-hőmérsékleti térképek 370
Molcsanov, P. A. emlékezete 312
Monszun 65
Munkahelyklíma 256
Műbolygók 190

Napfogyatkozás 361
Napfolt 17, 351
Naptevékenység 17, 298, 351
Nomogrammok 23, 265, 333
Norvégia fenológiája 121*
Növényhőmérséklet 179, 220
Nyomásanomália 17
Nyugodt Nap Nemzetközi Éve 124

Okkluzió 289
Orografikus okkluzió 289
Örvényességi egyenlet 321
Örvényességi mező 152

Pápai László emlékezete 314
Paprikakultúra mikroklímája 320
Paradicsombogyó hőmérséklete 179
Passzát szél 65
Potenciálesés mérése 164
Pszichrometrikus számológép 272

Radarmeteorológia 187*
Radioaktív kobaltos talajnedvességmérés 160
Radioaktivitás a légkörben 383
Rádiólokátorok a repülésmeteorológiai szolgálatban 63
Rádiószondák 188*, 312
Repülési dokumentáció 61
Repülésmeteorológia 60, 63, 127, 128
Richardson-szám 239, 265
Románia éghajlata 372*

Sebességi divergencia 245
Sonnblick-obszervatórium 315
Specifikus nedvesség 202
Stacionárius ciklonok 243
Sugárzás-meteorológiai kongresszus 319
Sugárzási egyenleg 40, 147
Sugárzásmérés fotokémiai módszerrel 127, 257
Szabó Ignác emlékezete 314
Számológép a légnedvesség meghatározásához 272
Számszerű előrejelzés 58*, 152, 310*
Szélenergia 191
Szélirányok változása 65, 93, 113, 338
Szélmérés 355
Szélrendszerek 1, 65, 362
Szélsebesség 93, 338
Szélvédő gallér 225
Szélvektorok 93, 338, 362
Szinoptikus folyamatok 1, 121*, 301
Szinoptikus típusok 34
Szófiai igazgatói konferencia 315
Szovjet felhőfizikai kutatások 384
Szovjet klimatológiai kutatások 363
Szovjet szinoptikai kutatások 190, 384
Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálata 254
Szőlőtermesztés mikrometeorológiája 366

Talaj hőforgalma 99
Talaj hőmérséklete 99, 181, 183, 220, 246, 366
Talajnedvesség 47, 215, 256
Talajnedvesség meghatározása 56*, 215
Talajnedvesség mérése 160, 256
Talajok járhatósága 215
Talajok konzisztenciája 215
Tautochronok 47, 183
Távprognosztika 57*, 177, 298, 351
Tengerek hőrendszere 373*
Terepmeteorológia 40, 105, 147, 345, 355
Termisztor alkalmazása 175
Tihanyi-félsziget éghajlata 40, 105, 147, 345
Topoklíma 193
Trajektóriák 1, 202, 289
Tropopauza 326
Trópusi front 65
Trópuson belüli konvergencia-zóna 65
Turbulencia 113, 239

Ural—I. elektronikus számológép 152
Útburkolatok hőmérséklete 175
Ultraviola sugárzás-mérő készülék 127, 257

Városklíma 129
Vektoriális szél 93, 338, 362
Vergenciális feláramlás 202, 301
Vertikális mozgások 202, 245, 301
Virtuális hőmérséklet 31
Vízháztartás 215, 256, 310*

Zivatarfront 305
Zivatartevékenység 164, 305
Zónális cirkuláció 1, 65, 338

615057 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

IDŐJÁRÁS

65. ÉVFOLYAM 1. SZÁM 1961. JANUÁR—FÉBRUÁR

Sz. P. Hromov (Moszkva):

Az Antarktisz szinoptikus folyamatairól

On the synoptic processes of the Antarctic. A review is given on the most important results of Soviet authors concerning problems of atmospheric circulation and synoptic processes of the Southern Hemisphere mainly in its high latitudes. These works — the list of which is to be found at the end of the article — were published in the period from 1956 to the middle of 1960. Similarly to the results of foreign meteorologists it was found that the circulation processes in the Antarctic are in principle analogous to those of the Arctic. The marked differences in the physical and geographical conditions give a special character to the details of the phenomena but do not make any changes the essential features.

The following fundamental problems are analysed: Degree of permanence and synoptic and aerological nature of the Antarctic anticyclones and their reflection in medium contour charts. Transfer of cyclones within the circle of trajectories near the continent, and its connection with lower and higher latitudes. Localization of polar fronts and their role in the Antarctic cyclogenesis. Regeneration of cyclones in the Antarctic fronts and formation of central cyclones near the continent. The role of topography in this process. Fronts within the Antarctic between Antarctic-continental and Antarctic maritime air masses. Meridional and zonal forms of circulation in the Southern Hemisphere, their recurrences and specialities. Gravity winds and their role in the transfer of snow and in the exchange of air between the continent of Antarctic and the ocean.

*

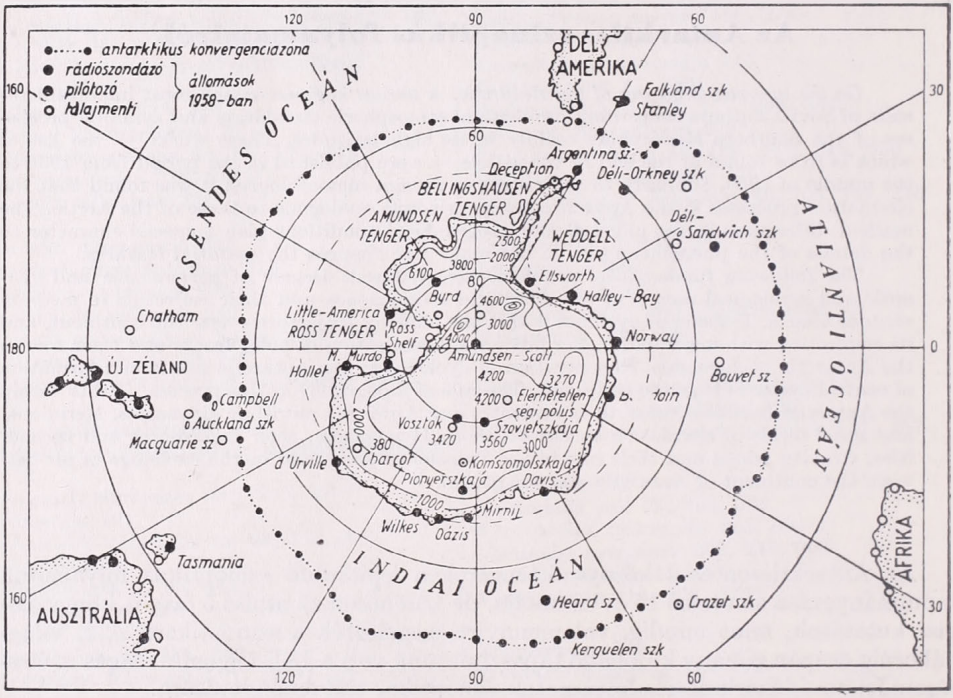
Az Antarktiszon és a környező tengereken lejátszódó szinoptikus folyamatok tanulmányozása az utolsó 15 év munkája, de különösen az utolsó 5 évé. A klimatológiai kutatások, mint mindig, valamennyire megelőzték a szinoptikait. A 2. világháborúig csupán néhány különálló tapasztalatunk volt a Déli-félgömb magas szélességein lejátszódó cirkulációs folyamatok szinoptikai tanulmányozására.

A helyzet egyszerre megváltozik a háború után. A Little America nyomában új, sokáig működő állomások létesülnek magán az Antarktiszon és néhány környező szigeten. *(1. ábra)* Megkezdődik a szinoptikus térképek összeállítása bizonyos bálnavadász expedíciókban, beleszámítva a szovjet *Slava*-flotta expedícióit, ahol *G. M. Tauber* ezzel már 1947-től foglalkozott. Ugyanakkor a szinoptikus térképeken Dél-Afrikában, Ausztráliában, Dél-Amerikában az Antarktiszból egyre nagyobb területet használnak.

Már a háború utáni első években lényeges következtetéseket vontak le az Antarktisz szinoptikai analízisének első tapasztalataiból. E munkák összegezése megtalálható *A. Court* cikkében, a híres „Compendium of Meteorology"-ban, amely az Amerikai Egyesült Államokban jelent meg 1951-ben. Nem sokkal később adták ki *Martin* ausztrál meteorológus összefoglalóját a „The Antarctic Today" c. gyűjteményben (1952). A felhasznált irodalom ugyanígy 1949-ig vezethető vissza. Még néhány évet várakozva, 1956-ban *G. M. Tauber* kiadta az „Antarktisz — az éghajlat és az időjárás alapvonásai" c. monográfiát. Ebben a könyvben, egyrészt összegezte a *Slava*-n való hajózás során végzett sajátos kutatásainak eredményeit, másrészt számításba vette a kérdés irodalmát 1954-ig. Nem sokkal később, 1957-ben, Dél-

Amerikában nagy monográfia jelent meg „Meteorology of the Antarctic" címmel, amelyben a felhasznált irodalom ugyancsak 1954—55-ig terjed.

Azonban 1956-ban mennyiségi és minőségi fordulat következett be az Antarktisz szinoptikai tanulmányozásában. Megnyílt az első három szovjet meteorológiai állomás és megkezdődött az Antarktiszon az új állomások fokozott szervezése a többi állomásokkal karöltve. A Mirnij állomáson megkezdték a szinoptikus térképek összeállítását — magáról az Antarktiszról. 1957-ben, a Nemzetközi Geofizikai Év kezdetén, az Antarktiszon (először annak történetében) már léteztek szárazföldi mérőállomások elég távol a partoktól a földrajzi és az ún. elérhetetlenségi pólus felé. A meteorológia



1. ábra. Az Antarktisz térképe. Domborzat és állomáshálózat

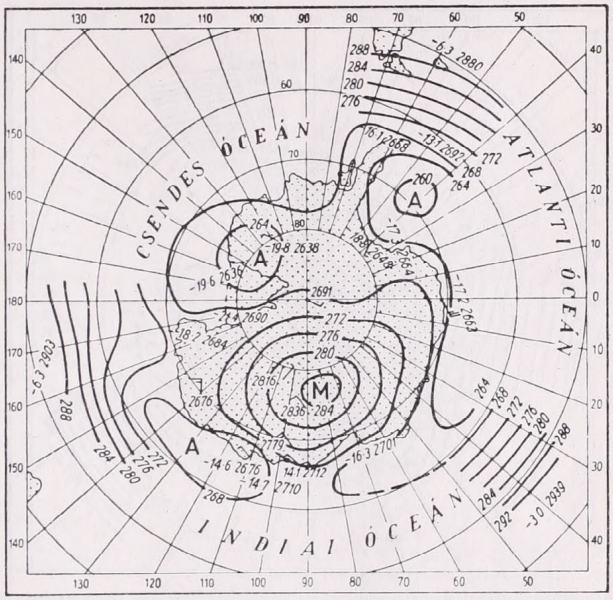
Рис. 1. Карта Антарктики. Рельеф и расположение станций.

állomások közönséges hálózata az Antarktiszon a N.G.É. végéig nem kevesebb, mint 40 állomásra növekedett. Fejlődött továbbá a központi időjárási szolgálat a Little Americában is, melynek munkájában részt vettek a Szovjetunió és más országok tudósai.

Az Antarktisz cirkulációs folyamatairól alkotott elképzelések a szovjet és külföldi tudósok munkájával rövid idő alatt gyorsan fejlődtek. Természetesen, hatalmas területek még mindig nem elég ismeretesek a szárazföldön, és ezért a föltevések egész sora még változatos jellegű. Ráadásul mindazok, akik az Antarktisz anyagával dolgoztak, mindössze 1—2 év adataival rendelkeztek, ezek is legtöbbször különböző évekből származtak. Nagyobb figyelmet fordítottak természetesen a nyári időszakra, amikor az Antarktisz jobban elérhető az óceáni expedíciók számára.

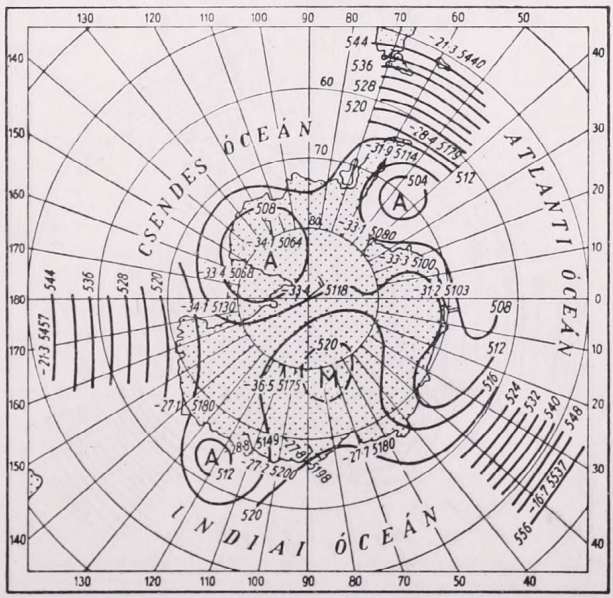
Az Antarktisz szinoptikus tanulmányozása 20—25 évet elmaradt az Arktiszétől. Már a 30-as évek végén helyes elképzelést kaphattunk az Arktisz cirkulációs sajátosságairól. Ugyanakkor tárgytalanná váltak bizonyos túl sematikus a priori föl-

tevések, melyeket az arktikus meteorológia „klimatológiai" időszakában erőszakoltak ki. De érdemes megjegyezni, hogy az Antarktisz kutatása szinoptikailag, ami később kezdődött, gyorsabban haladt, mint a maga idején az Arktisz tanulmányozása. Amíg az Antarktisz jeges szárazföldjén kedvező feltételek vannak állandó állomások szervezésére, ugyanakkor az Arktisz medencéjének jegén csak úszó állomások lehetségesek, melyeknek száma nem volt és most sem nagy. Igen fontos, hogy az Antarktisz szinoptikai kutatása új, sokkal nagyobb technikai bázissal indult meg, amilyen az Arktiszon még nem volt a 20-as és 30-as években. Ez a tengeri és vízi szállításra és az expedíció felszerelésére vonatkozik. Különösen fontos, hogy a 30-as években még csak kezdetén volt a rádiószondázás, és a 2. világháborúig az aerológiai szondázások száma csupán néhányszor tízre rúgott. Az Antarktiszon a 40-es és 50-es években már elterjedt az aerológiai szondázás egész sor állomáson, úgyhogy a felbocsátott rádiószondák száma már ezreket tett ki.



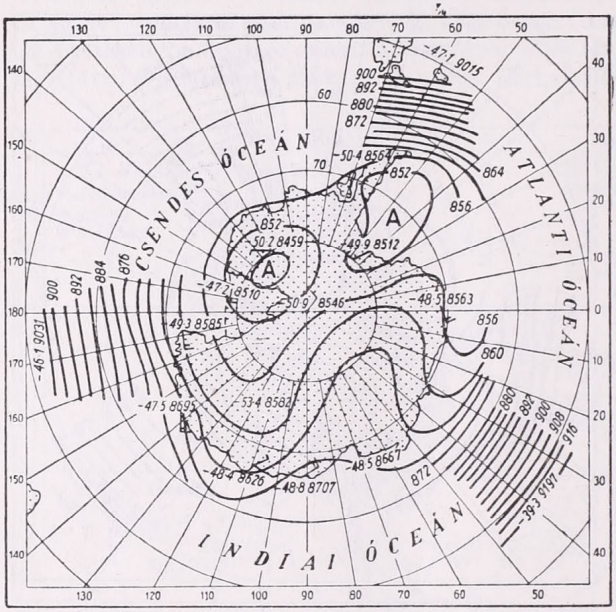
2. ábra. 700 mb AT. Január — Рис. 2. AT 700. Январь

A délsarki kutatásoknak még egy előnye van. A szinoptikusok operatív és kutató munkájukban már az Északi-félgömbön nyert gazdag tapasztalatokra támaszkodhatnak. Tudatosan vagy intuitív módon az a gondolat vezérelt bennünket, hogy az általános cirkuláció mechanizmusa egységes, és az egész Földre érvényes törvények kormányozzák ; ezért az Antarktiszon elvben hasonló folyamatoknak kell lejátszódniok, mint az Arktiszon. A fizikai-földrajzi körülményekben, mindenekelőtt a szárazföldek és tengerek eloszlásában fennálló különbségek természetesen a jelenségek részleteit módosítják, de nem változtathat-

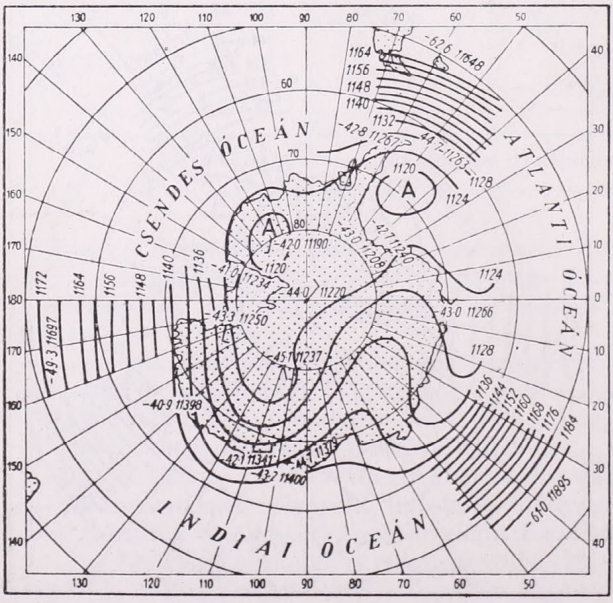


3. ábra. 500 mb AT. Január — Рис. 3. AT 500. Январь

ják meg elvi lényegüket. Annak idején, a tények elegendő ismeretének hiányában, elterjedt az Arktiszról az a nézet, hogy állítólagos állandó anticiklonjával az „időjárás konyhájának" szerepét játssza. Azt gondolták, hogy az Arktisz nemcsak saját maga területén határozza meg a légköri cirkulációt, hanem meghatározó módon hatással van az alacsonyabb szélességek cirkulációjára és időjárására az Északi-félgömbön. Most ebből az elképzelésből semmi sem maradt. Tudjuk, hogy az Északi-félgömbön a cirkuláció és az időjárás alakításában minden szélességen lejátszódó energiaátalakulás részt vesz, és aligha lehet a trópus kevésbé fontos e vonatkozásban. Hasonló előítéletek az Antarktiszra vonatkozóan még ma is élnek. De az Antarktisz szinoptikai anyagának feldolgozásakor teljesen bebizonyosodott, hogy az Északi-félgömbre vonatkozó frontológiai elképzelések a Déli-félgömb környezetében is érvényesülnek.



4. ábra. 300 mb AT. Január — Рис. 4. AT 300. Январь

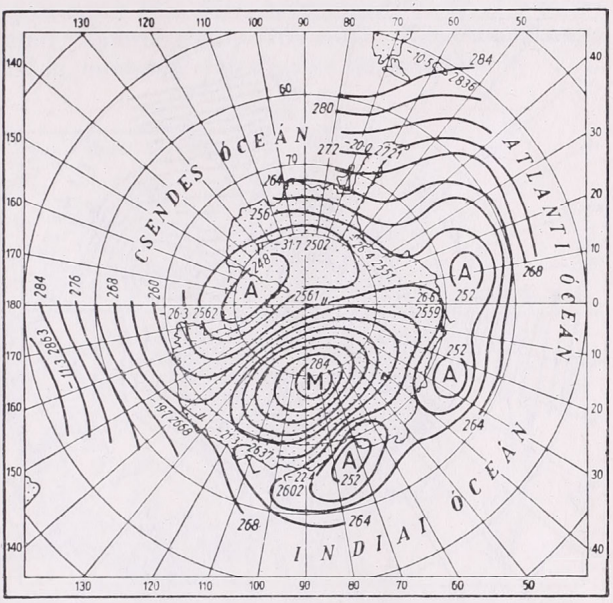


5. ábra. 200 mb AT. Január — Рис. 5. AT 200. Январь

Kezdjük az antarktikus anticiklonnal. A magas jeges szárazföld rendkívül erős sugárzási lehűlésével és perifériáin a keleti szelek uralmával, természetesen igen csábítóvá teszi, hogy feltételezzük a permanens „termikus" anticiklon létezését. A szinoptikus tapasztalat azonban azt mutatja, hogy az antarktikus anticiklon csaknem ugyanolyan mértékben *statisztikai* jelenség, mint az arktikus anticiklon. Igaz, ciklonok ritkábban lépnek fel az Antarktisz magas szárazföldjén, mint az arktikus medencében, de mégis behatolhatnak a legalacsonyabban fekvő helyekre. Az antarktikus anticiklon természetesen teljesen megszokott szinoptikai jelenség ; azonban igen távol áll a permanenciától : az anticiklonok folytonosan kép-

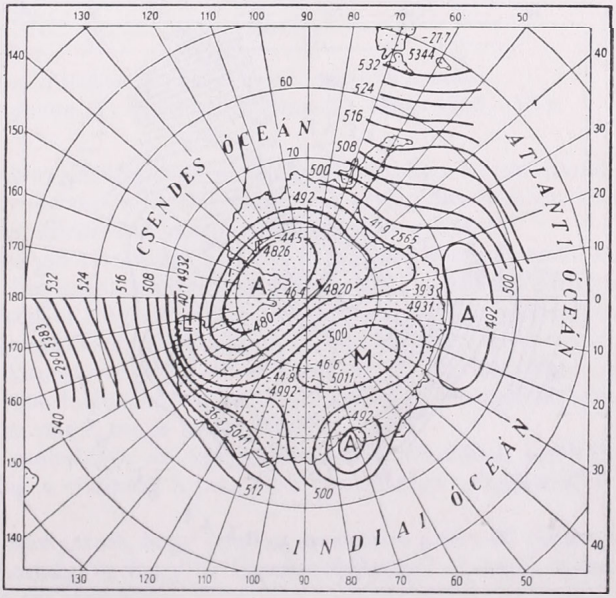
ződnek és megszűnnek a szárazföldön, helyüket változtatják és úgy látszik, átmennek a fejlődés különböző fázisain, a többi szélességek anticiklonjaihoz hasonlóan. *V. P. Gutnyikov* véleménye szerint az antarktikus anticiklon, egyetlen képződménynek tekintve, 5—10 napos periodicitással pulzál.

A termikus mechanizmus csupán kísérő szerepet játszhat az anticiklogenezis folyamatában. Természetesebb feltételezni, hogy bizonyos nyomásnövekedést nem a lehűlés okoz az Antarktiszon, hanem elsősorban az, hogy a magas és hideg szárazföldön ritkán lépnek fel ciklonok. Más szavakkal, az Antarktisz nem önálló anticiklont foglal magában, hanem csak a ciklonok déli perifériáját, melyeknek centruma a szárazföld közelében az óceánon van. Időnként azonban igen szabályos lehet a szárazföldön többé-kevésbé fejlett anticiklonok kialakulása.



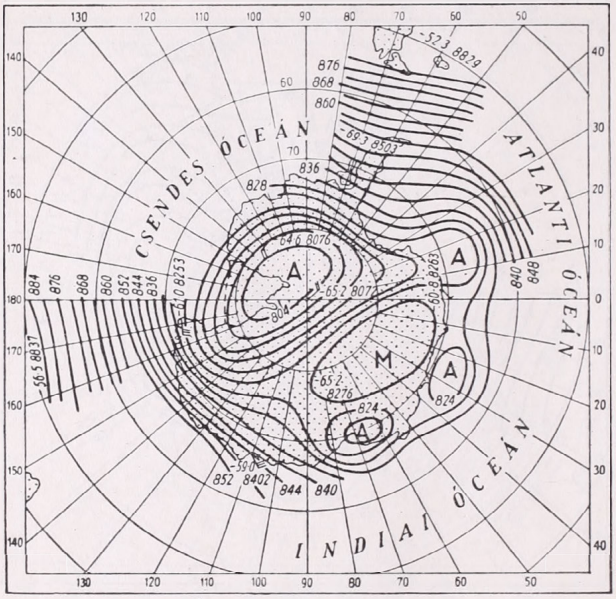
6. ábra. 700 mb AT. Július — Рис. 6. AT 700. Июль

Az antarktikus anticiklonok elszakíthatatlan kapcsolatban állnak a szubpoláris ciklogenezis folyamataival az Antarktiszt övező frontokon. Következésképpen keletkezésük mechanizmusa nem tisztán termikus, ugyanúgy, mint az anticiklonok felépülése az Északi-félgömb mérsékelt és magas szélességein. Ilyen anticiklonok magas fejlettséget is elérhetnek, amit az aerológiai megfigyelések is igazolnak. *O. G. Kricsak* kimutatta, hogy a szárazföldi anticiklonok gyakran elérik a 8—9 km-es magasságot, azaz az egész troposzférát felölelik. Ezek kapcsolatban állnak a magasabb légrétegekben található, Antarktisz felé irányuló melegszállítással. Bár délsarki anticiklonok a szárazföldön mindenütt felléphetnek, mégis ott a leggyakoribbak, ahol ritkán lépnek fel

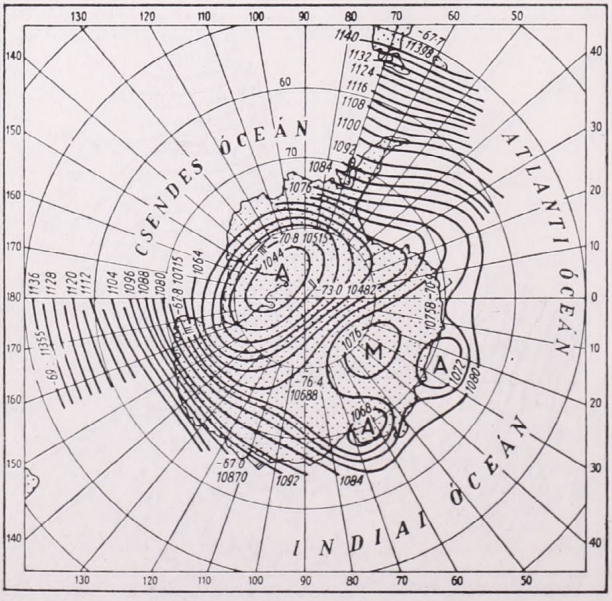


7. ábra. 500 mb AT. Július — Рис. 7. AT 500. Июль

ciklonok, azaz a Kelet-Antarktiszon. Érthető, hogy a szárazföldet körülvevő ciklonok tengelyhajlása következtében, a hőmérsékleti gradiens ellenére, a ciklonok centruma áthelyeződik a magassággal a szárazföld fölé. Bizonyos szinten a kontines fölött már egy vagy több depressziót találunk, melyek ezen a szélességen a szárazföld körül vándorló ciklonok eredményei. Klimatológiai szempontból ez azt jelenti, hogy mint az Arktiszon is, bizonyos magasságtól kezdve az átlagtérképeken az anticiklon cirkumpoláris depresszióvá változik.



8. ábra. 300 mb AT. Július — Рис. 8. AT 300. Июль

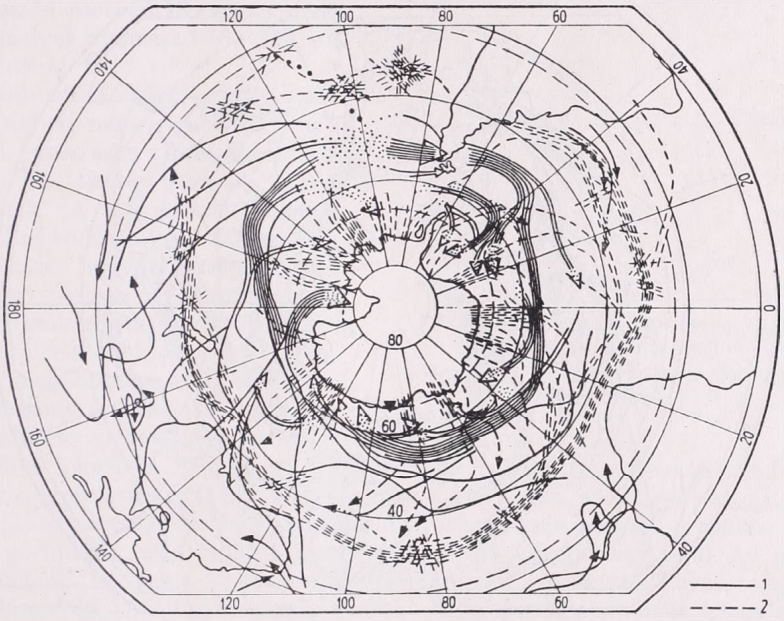


9. *ábra.* 200 mb AT. Július — Рис. 9. AT 200. Июль

Mely szintekben és hogyan fejeződik ki az antarktikus anticiklon átlagosan? — A szárazföld átlagos magassága kb. 2200 m, középső része pedig meghaladja a 3000 m-t, ezért legjobban a 700 mb-os topográfia ismertethet meg bennünket a felszíni viszonyokkal, mivel csak kevéssé emelkedik a szárazföld fölé. Az 1957-es év átlagos térképén, amit *Rasztorgujevij* szinoptikusunk és az argentin *Alvarez* szerkesztett, tényleg megtaláljuk az év valamennyi hónapjában a magasnyomású centrumot kb. a 75—80° S, ill. 75—90°. E koordináták között, vagyis a szárazföld legmasszívabb része, Kelet-Antarktisz fölött. Az 500 mb-os felszín topográfiáin az alacsony nyomás beljebb van a szárazföldön, mint a 700 mb-on, és csak kicsiny centrum ill. csak hátság jelentkezik minden hónapban Kelet-Antarktisz fölött. Végül, a 300 mb-os szinten már megtaláljuk a jól kifejezett ciklonális cirkulációt (*2—9. ábra, Asztapenko* nyomán, az 1958-as év alapján). A ciklonális örvény centruma, mint várható volt, a pólustól a Ross-tenger felé hajlik, az utóbbit gyakran látogatják ciklonok, méghozzá stacionárius ciklonok.

De mint már mondottuk, ez az átlagtérkép nem mond ellent annak, hogy egyes esetekben magas ciklonok fejlődnek, amelyek 300 mb fölé terjeszkednek. Másrészt úgy látszik, vannak helyzetek, amikor a 700 mb-on is igen kicsiny marad a cirkuláció az anticiklon miatt.

P. D. Asztapenko 1958-ban a Little Americá-n dolgozva azt találta, hogy nyáron jobban fejlődik az anticiklon, mint télen. Az 500 mb-os szinten már az esetek 25%-ában, a 300 mb-os szinten pedig az esetek 75%-ában depresszionak adja át a helyét. A depresszió télen eléri a 30 mb-t, nyáron csak a 100 mb-t. Következésképpen fölötte újból keleti áramlás alakul ki, mint nyáron a közepes szélességeken is.



10. ábra. Ciklon (1) és anticiklon (2) trajektóriák 1955—56 nyarán

Рис. 10. Траектории циклонов (1) и антициклонов (2). Лето 1955—56 г.

A napi szinoptikus munkában a szárazföldi anticiklonok csaknem rejtve maradnak a kevés szárazföldi megfigyelés miatt. A szinoptikusnak elsősorban nem ezt kell figyelnie, hanem az Antarktiszt körülvevő hatalmas depressziós gyűrűt.

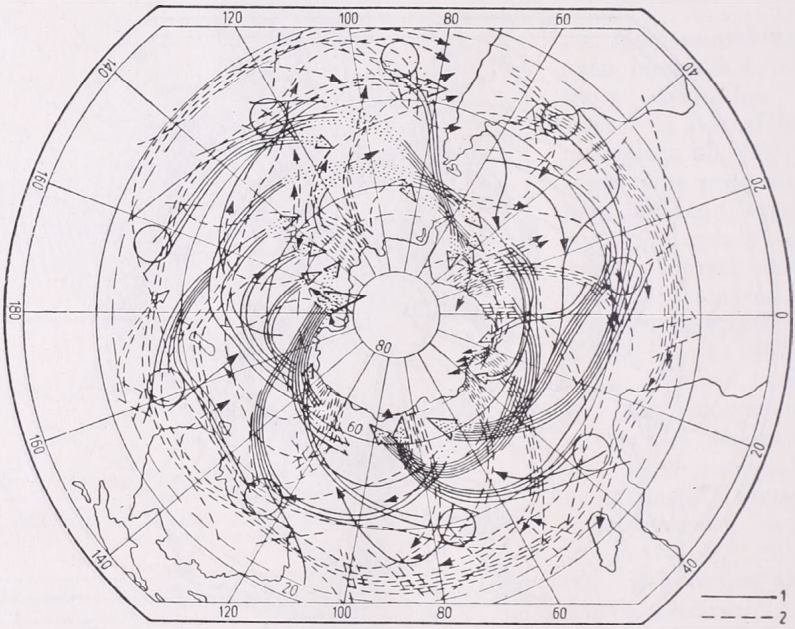
Az itteni ciklonok vonulásának vizsgálata távolról sem olyan könnyű, mint az Északi-félgömb ciklonjainál. De mégis régóta megállapították, hogy az Északi-félgömbtől nagy szabályszerűséggel különbözik. A trajektóriák sűrű nyalábokban haladnak, a sebességük nagy egyenletességgel tűnik ki *(10., 11. ábra)*. A nyári évszakra *Tauber* 38 km/óra sebességet kapott, az 1956—57 évekből én 40 km/órát, *Zsdanov* 1955/56 nyarára 45 km/órát. 1956 telén *Zsdanov* 50 km/óra átlag-sebességet kapott. A sebesség évi menete, bár nem nagy, mégis kifejeződik.

A ciklon-pályák átlagos szélességét az egyes szerzők különbözőnek találták. Nincs még megvilágítva végleg a ciklonok legnagyobb gyakoriságú zónájának áthelyeződése sem.

Tauber arra a következtetésre jutott, hogy minden évszakban a 60—65°S szélességen van a legnagyobb gyakoriság, és hogy az Északi-félgömbtől eltérően, a legsűrűbb ciklonpályáknak nincs évi menetük.

A ciklonok a szárazföld körüli mozgásukban viszonylag gyakran átszelik a szárazföldet a legalacsonyabb részén, a Ross-tengertől Weddell-tengerig. A ciklonok éppen itt nyomulnak legdélebbre. A 700 mb-on a ciklonok mélyen behatolnak a szárazföldre Knox-partnál és Adelie-földön, és átszelik a Viktoria-földet. Egyes esetekben, áthaladva a Weddell-tengeren, tovább haladnak keletre, ívet írva le Kelet-Antarktisz felett *(Asztapenko* adatai*)*.

A ciklonok behatolása a szárazföldre Kelet-Antarktiszon a földfelszínen, kétségtelen, szélsőségesen ritka jelenség. A szélrendszer Mirnijben jól igazolja ezt : nyugati szélirány ezen az állomáson gyakorlatilag ki van zárva *(12. ábra)*. *Sz. Sz. Gajgerov*



11. ábra. Ciklon (1) és anticiklon (2) trajektóriák 1956 telén

Рис. 11. Траектории циклонов (1) и антициклонов (2). Зима 1956 г.

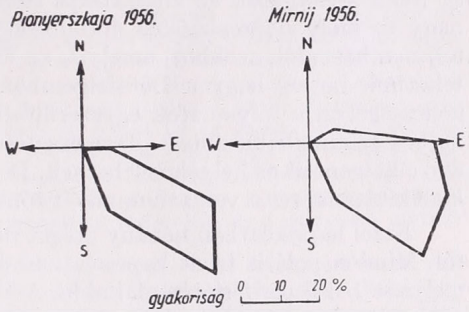
mégis bemutat egy évben néhány esetet, amikor kis területű, kevéssé intenzív, okkludált, töltődő depressziók benyomultak a szárazföldre Kelet-Antarktiszon (Olaf Pryds-öbölnél) és tovább folytatták útjukat a 2000 m-es platón, de csak pár napig éltek.

Általános esetekben, amikor ciklon centruma igen közel húzódik a szárazföldhöz, de mégis a tenger fölött marad, hatása több száz km-re a szárazföld belsejében is érvényesül. Kétségtelen, hogy a legtöbb csapadék az óceánon esik. De a csapadékzóna átterjed a szárazföld partvidékére. A Mirnij körzetében *Dolgusin* megfigyelései szerint, a hófelhalmozódás alapján 3 km-re a parttól 270 mm, 50 km-re 560 mm, 100 km-re 300 mm, 150 km-re 200 mm a csapadékösszeg. A csapadéknövekedése a part és 50 km között a plató emelkedésének köszönhető. A szárazföld mélyebb és magasabb területein, ahol a felhőkből a lecsapódás zuzmara illetve dér formájában vagy a hófelszínre való közvetlen kondenzáció útján megy végbe, a csapadékösszeg sokkal kevesebb.

A szárazföld körüli gyűrűben valamennyi szinoptikus térképen 5—7 különálló depressziót számlálhatunk össze zárt izobárokkal. Bizonyos adatok szerint ez a szám

3—4-re csökken, ha a ciklonok alig mozognak, amiről alább beszélni fogunk. De meg kell jegyezni, hogy minden szárazföld körüli ciklon egész ciklonsorozat lehet lényegében. Ugyanakkor a különálló centrumok összeolvadhatnak, de ugyanígy ki is maradhatnak a számolásból a megfigyelési hálózat ritkasága miatt.

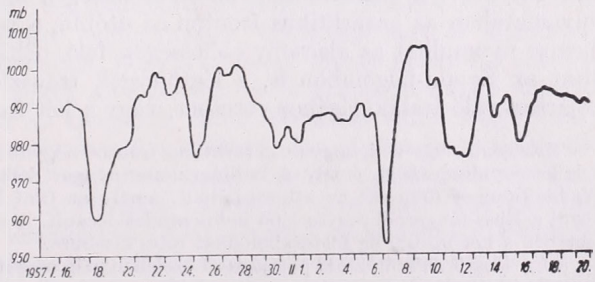
Az antarktikus depressziók általában igen mélyek ; közülük a legmélyebbekkel az Északi-félgömbön csak a legmélyebb centrális ciklonok konkurrálhatnak. Mint ismeretes, az eddig mért abszolút nyomás-minimum az antarktiszi óceánon 923 mb. *Tauber* szerint a ciklonok 92%-a a délsarki óceánon 985 mn-nál alacsonyabb, 81%-a 960—985 mb között van. Az *Ob* hajón 1956—57 nyarán a 60° S-tól délre havonta szélső esetben 13 ciklont szeltünk át, melyek nyomása 976—953 mb volt *(13. ábra)*.



12. ábra. Széliránygyakoriság a Mirnij és Pionyerszkaja állomáson 1956-ban

Рис. 12. Розы ветров в Мирном и Пионерской за 1956 г.

A szárazföld körüli depressziós gyűrű azonban nem jelenti azt, hogy a ciklonok éppen ezen a szélességen keletkeznek, és tisztán zónális pályán vándorolnak. A magas szélességeken igen jól kifejeződő pályanyaláb mellett mégis látható, hogy a ciklonok nagy része még nyáron is körülbelül a 35—45° S szélességek között keletkezik ; majd e ciklonok délkeletre vándorolnak, megközelítve az Antarktiszt. De az alacsony szélességeken e ciklonok természetesen kevéssé fejeződnek ki a bárikus mezőben. A nagy nyomás-gradiens a szubtrópusi anticiklonok és a szubpoláris depressziós gyűrű között arra vezet, hogy a 40. és 50. szélességek között újra keletkező ciklonok csak deformációk maradnak, pontosabban a zónális futású izobárok görbülései, zárt izobárú önálló centrumok képződése nélkül. Az állandó nyugati szeleket, melyek a 40-es szélességeken „fújnak", viszonylag kevéssé zavarták meg. A szárazföld körüli gyűrűt megközelítve és belejutva, a ciklonok jelentősen kimélyültek. Télen, ugyanez a fejlődés sokkal ritkábban ismerhető fel. A ciklonok a 40-es szélességekről meghatározott irányból megközelítik a szárazföldet, és a szárazföld közelében nemcsak kimélyülnek, hanem viszonylag álló-helyzetűvé válnak. Az atlanti szektorban *Zsdanov* két körzetet különböztet meg, amelyekben a ciklonpályák kezdődnek és aztán a magasabb szélességek felé haladnak. Az egyik közülük Dél-Amerika keleti partjánál van, a másik a 10° W meridián közelében. Az Indiai-óceán szektorában ugyancsak két ciklogenetikus körzet jelölhető meg: Afrikától délkeletre és a 70—80° E délkör táján. A csendes-óceáni szektorban öt ilyen területet lehet megállapítani.



13. ábra. A tengerszinti légnyomás az antarktikus vizeken hajózva a 90. meridiántól a 20-ig

Рис. 13. Атмосферное давление на уровне моря в плавании от 90-го до 20-го меридиана в антарктических водах.

Másrészt a pólus körüli trajektória-nyalábok indul-

nak ki magára a szárazföldre : a Ross-tengerhez, Weddell-tengerhez, Mackenzie-tengerhez (Olaf Pryds-öböl), Knox-parthoz, V. György-földhöz. A mondott körzetek nemcsak a ciklonok gyakoriságával tűnnek ki, hanem azzal is, hogy a ciklonok itt lassú mozgásúvá és centrálissá válnak.

Az elmondottak elég világos magyarázatot találnak a frontológiában. Bebizonyítottnak tekinthető, hogy a Déli-félgömbön, éppúgy mint az északin, két zónális típusú főfront létezik : a poláris és délsarki. A poláris front játssza a leglényegesebb szerepet a ciklogenezisben ; ez a ciklogenezis a 40-es szélességeken is végbemegy, különösen az óceánok nyugati részein. 40—50 km/óra sebességgel délkeletre haladva, az ilyen háborgások az antarktikus frontokon végül is regenerálódnak, átalakulva nagy és mély depressziókká stabilizálódó tendenciával. A folyamatok ily módon teljesen hasonlók azokhoz, amelyek az Északi-félgömbön játszódnak le. Csak annyit tehetünk hozzá, hogy a Déli-félgömbön az egynemű vízfelszín miatt a mérsékelt szélességeken a folyamatok egyszerűbbek és a ciklontrajektóriák a pólushoz viszonyítva szimmetrikusabbak. Természetesen, az antarktikus frontokon ezen kívül önálló ciklogenetikus helyek is lehetnek. De kétségtelen, hogy a szárazföldkörüli gyűrű kialakításánál részt vesznek mindkét zóna frontjai — a poláris és antarktikus frontok.

Ezzel kapcsolatban néhány dolgot meg kell említenünk a Déli-félgömb frontjairól. Minden poláris front kapcsolatban áll egy megfelelő szubtrópusi anticiklonnal, melynek belső perifériáján alakul ki. A Déli-félgömbön azonban az ilyen szubtrópusi anticiklonok száma és velük együtt a trópikus front elágazásainak száma — nem három és nem négy, mint ezt a klímatérképekből következtethetnénk. A Déli-félgömb szinoptikus térképei alapján megállapíthatjuk, hogy nem kevesebb, mint hat, sőt hét szubtrópusi anticiklon is kialakul egyidejűleg. Ezen anticiklonok elég gyorsan mozognak nyugatról keletre : átlagos sebességük nyáron 39 km/óra, télen 45 km/óra. Ezen anticiklonok képződése kétségtelenül ugyanúgy megy végbe, mint az északi-félgömb óceánjain : a légtömegeknek a magasabb szélességekről való frontmögötti előretöréseivel kapcsolatban. Ilyen hideg kitörések különösen gyakran játszódnak le a Graham-föld (Palmer), Coats-föld, Maud királyné-föld, Wilkes-föld, Viktoria-föld, Marie Byrd-föld felől. Ismételten megfigyelhettem, hogy az atlanti szubtrópusi anticiklon Dél-Afrikához érkezve, itt mennyire marad fenn, gyengül el vagy szűnik meg ; majd tovább keletre az Indiai-óceánon a poláris kitörés következtében új szubtrópusi anticiklon keletkezik. A tengeri poláris levegő kitörései, mint régóta ismeretes, elérik Ausztráliát, Dél-Amerikát, Dél-Afrikát, ez megfelelő módon visszatükröződik a hőmérsékleti rendszerben. Ami az antarktikus frontot illeti — hibának számítana, amint ezt még a húszas években *Seresevszkij* és *Verle* gondolta, hogy annak helyzetét a szárazföldhöz közeli szélességek határolják. A ciklon-tevékenység folyamatában az antarktikus fronton az utóbbi, a poláris fronthoz hasonlóan, elég messze nyomulhat az alacsony szélességek felé néha áthaladva a poláris fronton. Mint az Északi-félgömbön is, a légtömegek transzformációja a délsarki frontnak polárissá való átalakulásához vezethet, vagy a két frontnak egybeolvadásához.

Asztapenko úgy véli, hogy az antarktikus fronton négy fő részt, négy elágazást lehet kijelölni : a kelet-csendesóceánit, amely a Bellingshausen-tenger délkeleti részén lép a szárazföldre ; a Weddell-tenger fölöttit ; az atlanti-indiait, amely az Olaf Pryds öbölnél éri el a kontinenst ; végül a Ross-tengernél partra lépő indo-csendes-óceánit. A circuláció meridionális elágazásának esetében a két utóbbi ág feldarabolódhat több kisebbre.

Úgy látszik, a szárazföld partjának közelében még megkülönböztethetők a belső antarktikus frontok (*Gutnyikov*). E frontok a szárazföldet nemrég elhagyó friss kontinentális légtömegek és az elöregedett tengeri sarki levegő között találhatók. Az utóbbi végső soron szintén a kontinens felett hűlt le, ha nem is egészen, de jelentős mértékben. Ezek a légtömegek már régóta a tengeren tartózkodva jelentősen átalakultak a szárazföldiekhez képest. Az ilyen éles, bár valószínűleg alacsony belső antarktikus front az idővel a kontinentális levegő maritimmá való transzformációjának mértékében alap-antarktikus fronttá alakul. De amíg a szárazföld közelében marad, külön-

leges, elég éles, nagy hőmérsékleti kontraszttal bíró frontként ismerhető fel ősszel és télen; nyáron a kontraszt kisebb.

Gutnyikov véleménye szerint, a belső antarktikus frontok részt vesznek a ciklogenezisben. Főként a korábban is meglevő depressziók regenerációja megy végbe rajtuk.

A tengeri antarktikus levegő, amely a belső antarktikus fronttól északra található, nem ritkán benyomulhat a szárazföldre, fölmelegedést és tartós hóesést okozva. A hatást még Pionyerszkáján és Byrd állomáson is érzik az Antarktisz *nyugati* szektorában.

Magam is emlékszem ciklonoknak a szárazföld közelében meghatározott körzetekben állójellegűvé való változására és centrális ciklonná való átalakulására. Mint ismeretes, az Északi-félgömbön a *centrális ciklonok* kialakulása, főleg a két óceán északi részeire és kontinensek ezzel határos területeire korlátozódik. Ennek értelmében föl is lépnek az ismert éghajlati depressziók a sok éves átlag-térképeken : az Izlandi és az Aleuti. Bebizonyosodna, hogy a Déli-félgömbön az Antarktiszt körülvevő vízfelszínen centrális ciklonok kialakulásának feltételei vagy nincsenek meg, vagy ha mégis létrejönnek, ez bármely meridián mentén egyenlő valószínűségű. Ezzel kapcsolatban a szubantarktikus depresszió gyakran teljesen egyöntetű alacsonynyomású övezetként jelentkezik, benne különálló centrumok nélkül. Még a 40-es évek elején azonban amerikai szerzők kimutatták, hogy az Antarktiszon szélső esetben két körzet található, ahol a depressziók sebessége csökken, kimélyülnek és éppen úgy önállósulnak, amint ez az Északi-félgömb centrális ciklonjainak kialakulásánál végbemegy. Ezek a körzetek : a Ross-tenger és Weddell-tenger, néhány esetben még a Bellingshausen-tenger is. Később *G. M. Tauber* kimutatta, hogy ugyanilyen ciklonstabilizáló körzetek még a Davis-tenger és Kelet-Antarktisz, melynek partján helyezkedik el a „Mirnij", nem tekintve azt, hogy a szárazföld tagolódása és a partvonal görbülete itt nem olyan nagy.

Később a többi szerzőink arra a meggyőződésre jutottak, hogy az Antarktiszon szélső esetben hat ilyen körzet van, melyekben centrális ciklonok léphetnek fel. Ilyen a Ross-tenger, Amundsen-tenger, Bellingshausen-tenger, Weddell-tenger, Maud királyné-földje és a Davis-tenger. Kb. e területeken ágazik el a szárazföld körüli ciklon-pályák gyűrűje. Külön figyelmet érdemel e vonatkozásban a Ross-tenger, Bellingshausen-, Weddell- és Davis-tenger.

Asztapenko az 1958-as anyag alapján nyolc nagy ciklon-gyakoriságú helyet említ a tenger fölött, hozzátéve még az Olaf Pryds-öblöt, Knox-partot, Ragnhild-partot és Adelie-földet. A kontinens fölött a legnagyobb gyakoriság (mindegyik lényegesen kisebb, mint a tenger fölött) a Marie Byrd-földön, a Ross-shelfen, és a póluskörüli plátó Atlantikum felé néző oldalán található.

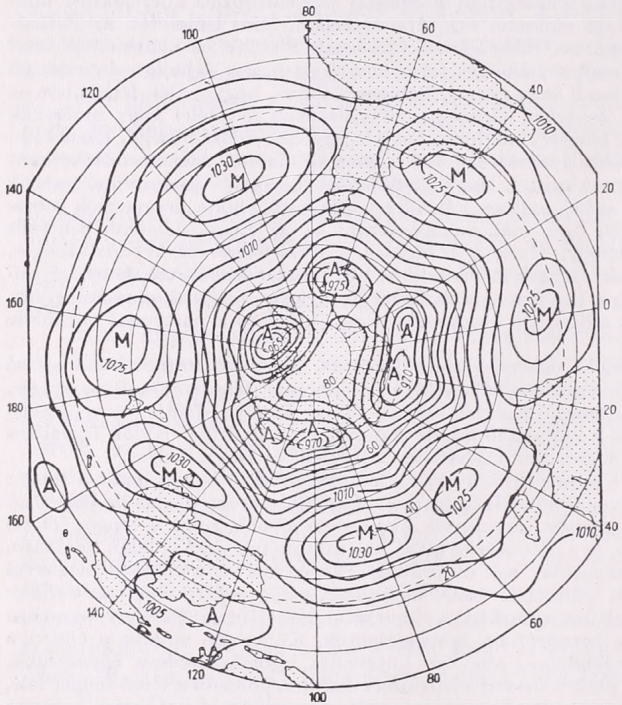
Az Antarktisz talajmenti nyomásának sok éves átlagtérképe, melyet nemrég a moszkvai Központi Prognosztikai Intézetben állítottak össze, ugyancsak világosan rávilágított néhány centrum létezésére zárt izobárokkal az antarktikus depresszió belsejében. Alacsony nyomású centrumok *Rasztorgujev* és *Alvarez* topográfiáin is megjelentek. Különösen stabilis a ciklon a Ross-tenger fölött. A 300 mb-os felületen, ahol az Antarktisz nyomáseloszlása egyszerűbb, mint az alacsonyabb felületeken, a poláris örvény centruma elhajlik a pólustól a Ross-tenger felé.

Kricsak azt találta, hogy minden centrális ciklontól keletre magasnyomású lezáró gerincet kell találnunk mind a föld felszínén, mind a magasabb rétegekben. Ilyen gerincek az Antarktisznak főleg olyan területein fejlődnek ki, ahol szárazföldről észak felé hideg szirtek nyúlnak. Stacionárius ciklonok képződése a mondott helyektől nyugatra megy végbe, meglevén ezeknek topográfiai előfeltétele, éppúgy, mint az Északi-félgömbön. *Zsdanov* rámutat, hogy e kiugró hegyfokok területe egybeesik a hideg légtömegek kitörésének területével.

A centrális ciklonok kérdése egy általánosabb és igen fontos kérdéshez vezet bennünket — a légköri cirkuláció *zonalitásának mértékéhez* az Antarktiszon. A délsarki kontinenst körülvevő ciklongyűrű szimmetriáját, egyenletességét és állandóságát gyakran túlbecsüljük. Úgy gondolták, hogy a ciklonok zónális átvitele a szárazföld körül stabilizációs tendencia nélkül, az Antarktiszon a cirkuláció zónális típusának abszolút uralmához vezet. Ez az elképzelés néha abszurddá válik. Megerősítették például, hogy a nyugati szelek övezete a 40-es szélességeken alighanem teljes akadályt jelent a Déli-félgömb magas és alacsony szélességei közötti légtömeg-csere számára.

Láttuk azonban, hogy a Déli-félgömb ciklonjai egyáltalán nem okvetlenül a szárazföld körüli gyűrűben keletkeznek : a ciklogenezis alacsonyabb szélességen, a poláris fronton megy végbe, ahonnan a ciklonok meridionálisan mozognak, különösen télen. Ugyancsak láttuk a centrális ciklonok és lezáró gerincek kialakulását. Ebből kiindulva a Déli-félgömbön a cirkulációnak ugyanazt a két alapformáját kell megkülönböztetni, mint az északin : *zónális* és *meridionális cirkulációt*. A zónális forma úgy tükröződik vissza, mint a ciklonok tipikus szárazföld körüli gyűrűje, gyakran az egész féltekén. A ciklonokat nagyrészt csupán nyergek vagy gyenge

gerincek választják szét egymástól. A zárt izobárokkal rendelkező közbülső anticiklonok e típusnak nem sajátosságai. A folyamatok meridionális formájánál jól kifejlődött nagy kiterjedésű és lassú mozgású ciklonok kialakulásával állunk szemben az egész szárazföld körül, vagy az óceán meghatározott szektorában. Ezek a depressziók, melyekbe északról új ciklonok hatolnakbe, el éggé alacsony szélességre terjeszkednek, néha egészen a szubtrópusokig. Közöttük jól fejlett magasnyomású gerincek alakulnak ki, melyek a kontinentális anticiklonból indulnak ki vagy záró gátakat képeznek a szárazföldi és szubtrópusi anticiklon között. Előfordulhat, hogy ezen gerincek elérik a zárt izobárokkal rendelkező lezáró anticiklonok fejlettségi fokát. A cirkulációnak ebben a típusában a meleg légtömegek, szélső esetben a felső rétegekben, messze a délsarki szárazföldig előnyomulhatnak, a hidegek pedig különösen messze északra. A futóáramok e típusában a zónálistól erősen eltérő irányt vehetnek fel, és következőleg ugyancsak benyomulhatnak a szárazföld mélyébe.



14. ábra. Tengerszinti légnyomáseloszlás 1957. márc. 24-én Élesen kifejezett zonális cirkulációtípus az egész félgömbön

Рис. 14. Распределение давления на уровне моря 24 марта 1957 г. Пример резко выраженного зонального типа циркуляции над всем полушарием.

Asztapenko 1958-as adatai szerint a szárazföld belsejében a 80. szélesség körül végbement futóáramlások háromnegyed részét meridionális cirkuláció mellett észlelték. A Scott–Amundsen állomáson – magán a Sarkon – futóáramos nap egy évben 4 volt, Little America-ban már 94, és a d'Urville fokon 170. Megemlítjük még, hogy az utóbbi állomáson 1958. szept 18-án 500 km/órás szélsebességet mértek.

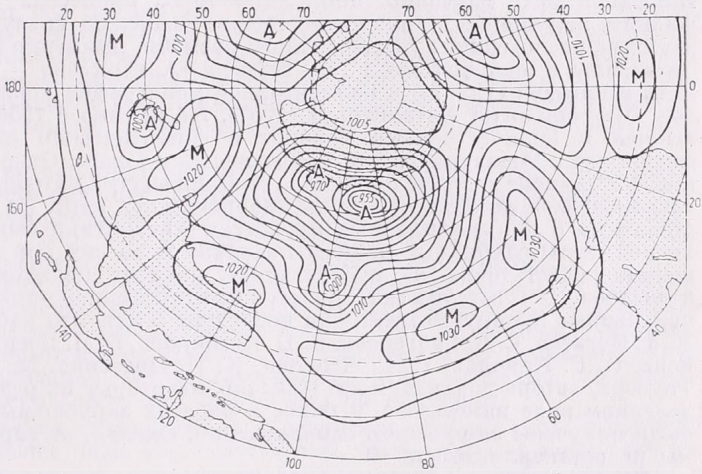
Az Északi-félgömbbel szemben a különbség csak mennyiségi : az Antarktiszon a zónális típus jobban kifejlődik, jellemzőbb és jelentősebb területeket foglal magában mint az Északi-fégömbön. A meridionális típus viszont kevésbé intenzíven fejlődik ki : az olyan intenzitású lezáró anticiklonok, amilyenek az Északi-félgömbön előfordulnak, a Déli-félgömbön ritkák vagy nem is lehetségesek.

Ami a két cirkulációs típus gyakoriságát illeti — a szerzőink eredményei váratlanoknak bizonyultak. Csaknem mindannyian egyetértenek abban, hogy a meridionális típus gyakorisága semmi esetre sem kisebb, ha nem nagyobb, mint a zónális. *Tauber* megerősítette, hogy a meridionális típus gyakorisága még nyáron is nagy, és növekszik a nyár végéig. *Zsdanov* azt találta, hogy télen mindenesetre még nagyobb, amint ez ciklonpálya-térképeiről is látható. Télen a jól kialakult lezáró anticiklonok fejlődése is gyakrabban megy végbe.

Asztapenko az 1958-as adatok alapján megállapította, hogy a meridionális cirkulációs forma az Antarktiszon kb. az összes napok 65%-át teszi ki, a zónális pedig 35%-ot. A két alapvető cirkulációs formán belül azonban nem sikerült altípusokat megállapítania *(14—15. ábra)*.

Az 1956—57. év nyarán az antarktiszi hajóút során végzett nem nagy számú mérésből a zónális cirkulációs típus nyári uralmára következtethettem.

Sz. Sz. Gajger azonban később kimutatta, hogy 1956—57 nyarát e tekintetben anomalisztikusnak kell tekinteni. A meridionális folyamatok, *Gajger* véleménye szerint, a zónálisakkal szemben túlsúlyban vannak az év minden hónapjában. Azt hiszem mégis, hogy minden körülmények között télen kifejezettebb a meridionalitás, mint nyáron. Fontos azonban az az általános tény, hogy a Déli-félgömb egyáltalán nem közeledik a tisztán zónális cirkulációhoz, és hogy a magas és alacsony szélességek közötti levegőcsere ugyanolyan méretű, mint az északin. A számszerű különbséget valószínűleg értékelni lehet a cirkulációs index segítségével. *Tauber* ezt meg is próbálta tenni és természetesen a Déli-félgömbre átlagban jelentősen nagyobb zonalitást kapott.



15. ábra. Tengerszinti légnyomáseloszlás 1957. ápr.17-én. Élesen kifejezett meridionális cirkuláció Mirnijtől délre elhelyezkedő centrális ciklonnal

Рис. 15. Распределение давления на уровне моря 17 апреля 1957 г. Пример резко выраженной меридиональной циркуляции с центральным циклоном к югу от Мирного.

A mi szerzőink érdekes eredményeket kaptak a jeges lefolyó szelekre vonatkozólag az Antarktiszon. Ezzel a kérdéssel igen sokat foglalkoztak, mivel Mirnij körzetében a lefolyó szelek nagyon tipikusak. Ez a jelenség általában fölöttébb jellemző a magas jégfennsíkú Antarktiszra és itt nagyszabású jelenséggé is válik. Mégis világos, hogy a lefolyó szelek nem mindenhol találhatók meg az Antarktisz körzetein, hanem szoros kapcsolatban vannak a topográfiával és orográfiával. Teljesen helytelen lenne ezeket az antarktikus kétszintű cirkuláció valamilyen alsóbb ágának tekinteni. Ezek a szelek csak a szárazföld lejtőin fejlődnek ki, vertikálisan igen korlátozottak, és a partvonal közvetlen közelében elcsendesednek, mindamellett erősítik az általános keleti légátvitelt a depressziók déli részén. Természetesen nagy a jelentőségük a szárazföldi lejtőkön a hószállítás és a hónak a szárazföldet környező jégre való kihordása szempontjából, de semmiképpen sem a levegőnek a magas szélességről az alacsonyra való elszállítása terén. Ilyen átvitel a sokkal hatalmasabb planetáris méretű áramlásokkal megy végbe meridionális típusú cirkuláció során.

Az antarktikus táj legjellemzőbb sajátossága a szárazföld fölötti derült ég és a délsarki vizek fölötti felhőzet között húzódó éles határvornal. Ez a sajátosság éppen

a lefolyó szelekkel függ össze, amelyek úgyszólván lefékezik a konvekciót a partvonal közelében. Durva hiba lenne ezt a felhőzeti határt frontálisnak tekinteni és az antarktikus fronttal összekapcsolni, amely szinte szorosan a szárazföldnél húzódik. E téren nem egyszer megismétlődött ilyen hiba.

Kutatóink lényeges eredményeket nyertek az Antarktisz fölött a magasabb rétegek széleloszlására, a keleti átvitelnek a magasban nyugatira való átváltozására, és a futóáramokra, stb. vonatkozólag is. Ugyancsak értékesek a klimatológiai eredmények, amelyek *V. A. Bugajev*-nek lehetővé tették az Antarktisz klimatológiai körzetekre való első felosztását.

О СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ АНТАРКТИКИ

До Второй мировой войны было лишь несколько разрозненных попыток синоптического изучения циркуляционных процессов в высоких широтах южного полушария. Положение начало меняться сразу после войны. Более широкие исследования послевоенного времени, примерно до 1954—55 г., нашли отражение в монографиях Г. М. Таубера «Антарктика — основные черты климата и погоды» (1956) и в коллективной монографии южно-американских авторов «Метеорология Антарктики» (1957). Но именно с 1956 г. произошел качественный и количественный поворот в синоптическом изучении Антарктики, связанный с Международным Геофизическим Годом. Открылся ряд новых станций, в том числе впервые появились станции внутри материка ; на самом материке Антарктиды началось составление синоптических карт. За короткое время представления о циркуляционных процессах Антарктики были быстро продвинуты вперед, хотя глубинные районы материка и до сих пор изучены в этом отношении недостаточно. В предлагаемом докладе подытоживаются результаты исследований советских метеорологов по атмосферной циркуляции в Антарктике, полученные преимущественно за последние 5 лет. Это работы П. Д. Астапенко, В. А. Бугаева, С. С. Гайгерова, В. П. Гутникова, Б. Л. Дзердзеевского, Л. А. Жданова, О. Г. Кричака, Н. Г. Леонова, Х. П. Погосяна, В. И. Расторгуева, Г. М. Таубера, автора доклада, и др. Конечно, некоторые их результаты в менее определенном виде намечались и ранее в работах зарубежных исследователей или были получены за-рубежом одновременно. Однако, на зарубежных результатах мы не останавливаемся.

Синоптическое изучение Антарктики развертывается быстрее, чем в свое время аналогичные исследования в Арктике. Этому способствует возможность организации на материке Антарктиды, хотя и в трудных условиях, стационарных метеорологических станций, а главное — более мощная техническая база, по сравнению с существовавшей в тридцатых годах в Арктике. Особенно важно, что в Антарктике в 40-х и 50-х годах широко применялось аэрологическое зондирование, причем выпуски радиозондов считаются уже тысячами. Кроме того синоптики в своей оперативной и исследовательской работе в Антарктике могут опираться на богатый опыт, полученный в северном полушарии. Процессы в Антарктике должны обнаруживать и действительно обнаруживают принципиальные аналогии с Арктикой. Резкие различия в физико-географических условиях, конечно, вносят своеобразие в детали явлений, но не меняют их сущности. Фронтологические представления, правильные для северного полушария вполне оправдывают себя и в обстановке южного полушария.

Синоптический опыт показывает, что антарктический антициклон — почти в такой-же мере статистический феномен, как и антициклон арктический. Это — обычная, но не перманентная синоптическая ситуация: антициклоны последовательно формируются и затухают на материке, меняют свое положение и проходят разные фазы развития. Повышенное давление вообще удерживается на материке Антарктиды не в силу процессов охлаждения, а потому, что на этот высокий и холодный материк редко попадают циклоны. Однако, временами и, может быть, регулярно, над материком происходит образование более или менее мощных антициклонов в неразрывной связи с процессами циклогенеза в субполярных широтах, на фронтах, окружающих Антарктиду. Антициклоны или гребни могут в отдельных случаях прослеживаться над восточной Антарктидой даже на 300-миллибаровой поверхности. Но в среднем антициклональная циркуляция над материком хорошо выражена на картах топографии 700 мб, т. е. на уровнях близких к поверхности материка. На средних месячных картах

поверхности 500 мб она еще сохраняется в ослабленной степени, и на поверхности 300 мб исчезает. Бывают положения, когда повышенное давление почти отсутствует даже на поверхности 700 мб.

Циклоны околоматерикового кольца в своем движении остаются преимущественно над водными поверхностями. Средняя скорость их перемещения близка к 40—45 км в час; годовой ход имеет максимум зимою, но амплитуда годового хода невелика. Траектории циклонов образуют сравнительно плотный пучок в широтах 60—70°; зимою этот пучок не так характерно выражен, вследствие увеличения частоты меридиональных процессов. Однако, циклоны возникают в значительной степени в более низких широтах, 40-х или 50-х и, двигаясь в юго-восточном направлении, входят в околоматериковое кольцо траекторий. В Атлантическом океане можно выделить два низкоширотных района циклонообразования, в Тихом — 5, в Индийском — 2. Находясь в низких широтах, циклоны по большей части не имеют хорошо оформленных центров и являются лишь деформациями зонально направленных изобар. Углубляются они подходя к околоматериковому кольцу и, особенно, входя в него. Около 80% циклонов достигают глубины от 985 до 960 мб; нередко наблюдается и более низкое давление. На каждой синоптической карте можно насчитать 5—7 депрессий с замкнутыми изобарами (иногда 3—4), причем каждая из них может являться по существу целой серией циклонов. Отдельные центры над морем могут быть неразличимы из за редкости сети наблюдений. Хорошо оформленные промежуточные и заключительные антициклоны редки, обычно циклоны разделяются греб.

В свою очередь из околоматерикового кольца отходят пучки траекторий по крайней мере к шести районам прибрежных вод. Эти районы являются районами повышенной повторяемости циклонов и приобретения ими малоподвижного состояния. Это — море Росса, море Веддела, Земля Королевы Мод, море Макензи (залив Олаф-Прюдс), берег Нокса, Земля Георга Пятого.

Самая существенная роль в циклогенезе принадлежит полярным фронтам, где циклогенез и происходит в сороковых и ближайших к ним широтах, особенно в западных частях океанов. Перемещаясь к юго-востоку, возмущения, наконец, регенерируют на антарктических фронтах, превращаясь в глубокие депрессии с тенденцией к стабилизации. На арктических фронтах, очевидно, происходит и самостоятельный циклогенез, или циклогенез по индукции.

Число субтропических антициклонов, с которыми связаны ветви полярных фронтов, обычно не менее пяти над полушарием, чаще шесть и даже семь; в среднем примерно столько же, сколько насчитывается депрессий в околоматериковом кольце. Антициклоны достаточно быстро перемещаются с запада на восток со скоростями порядка 40—45 км в час. Образование их происходит, как и в северном полушарии, в связи с тыловыми вторжениями воздушных масс из более высоких широт; можно выделить преимущественные направления таких вторжений. Эти тыловые вторжения морского полярного воздуха достигают Австралии, южной Африки и южной Америки.

Антарктические фронты (обычно в числе четырех ветвей) не ограничиваются широтами близкими к материку, но в процессе циклонической деятельности могут продвигаться достаточно далеко к низким широтам. При трансформации воздушных масс они превращаются в полярные фронты или сливаются с ними.

Вблизи побережий материка, повидимому, можно различать еще внутриантарктические фронты между свежим континентальным антарктическим воздухом и морским антарктическим, с достаточно резким температурным контрастом осенью и зимой. По мере трансформации континентального антарктического воздуха над морем они превращаются в основные антарктические фронты. Они также принимают участие в регенерации депрессий. Морской антарктический воздух может проникать внутрь материка, создавая потепления и снегопады, по крайней мере до станций Пионерская и Бэрд.

Субантарктическая депрессия даже на средних картах уже не представляется однородным поясом низкого давления. Имеются по крайней мере 6 перечисленных выше районов, в которых преимущественно возникают центральные циклоны, что отражается и на среднем распределении давления. Отдельные центры пониженного давления выявляются также на средних месячных картах топографии 700 и 500 мб. На картах 300 мб центр полярного вихря оказывается отклоненным к морю Росса.

К востоку от каждого центрального циклона обнаруживается блокирующий гребень высокого давления. Такие гребни развиваются преимущественно

в таких местах, где имеются выступающие к северу холодные мысы материка. Таким образом, распределение суши и моря несомненно оказывает влияние на процесс образования центральных циклонов.

В южном полушарии, как и в северном, различаются две основные формы циркуляции — зональная и меридиональная. Меридиональная форма обладает, во всяком случае, значительной повторяемостью, по мнению большинства авторов — не меньшей, чем зональная, даже в летний сезон. Однако, хорошо развитые блокирующие антициклоны в средних широтах при меридиональном типе редки, но все-же возможны, особенно зимою; чаще-же наблюдаются лишь гребни. Во всяком случае, если не в количественном, то в качественном отношении обмен воздуха между высокими и низкими широтами подчиняется в южном полушарии тем-же нормам, что и в северном.

Стоковые ветры — ледниковые ветры в грандиозных масштабах — весьма типичны для Антарктиды. Однако, они не повсеместны на окраинах материка и тесно связаны с топографией и орографией. Они развиваются только на материковом склоне, очень ограничены по высоте и затухают в непосредственной близости к береговой линии. Они имеют значение для переноса снега над материковым склоном и выноса его на льды, окружающие материк, но отнюдь не для выноса воздуха из высоких широт в низкие. Такой вынос производится гораздо более мощными течениями планетарного масштаба, связанными с циклонической деятельностью, особенно при меридиональном типе циркуляции.

Резкая граница между ясным небом над материком и облачностью над океаном, проходящая над океаном вблизи побережья, — характерная особенность антарктического ландшафта — связана именно со стоковыми ветрами, гасящими конвекцию вблизи береговой линии, но отнюдь не с фронтами.

IRODALOM – КРАТКАЯ БИБЛИОГРАФИЯ

Астапенко П. Д. Атмосферные фронты в западной Антарктике. Метеорология и Гидрология, № 9,1959.

Астапенко П. Д. О циклонической деятельности в высоких широтах южного полушария в зимнее время. Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспедиции, № 5, 1959.

Астапенко П. Д. Об основных формах атмосферной циркуляции в Антарктике. Там же, № 14, 1960.

Астапенко П. Д., Ж. Альт и *Н. Ропар.* Некоторые вопросы циркуляции атмосферы в Антарктике в 1958 г. АН СССР, М. 1960.

Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. АН СССР, М. 1960 (в обзоре эта работа не учтена).

Астапенко П. Д. К вопросу об атмосферных фронтах в Антарктике. Метеорология и Гидрология, № 5, 1960.

Бугаев В. А. Струйные течения в атмосфере над Мирным. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп. № 12, 1959.

Бугаев В. А. Климатические зоны Восточной Антарктиды и Южного океана. Метеорол. и Гидр. № 3, 1960.

Гайгеров С. С. Некоторые данные аэрологического исследования атмосферы Антарктиды. Труды ЦАО, 27, 1959.

Гайгеров С. С. Некоторые особенности циркуляции и строения атмосферы в Антарктике и центральной Арктике. Материалы конференции по метеорологии Антарктики. 1959.

Гордиенко П. А. Метеорологические условия в период плавания д/э «Лена» вдоль берегов восточной Антарктиды в 1957 г. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп. № 9, 1959.

Гутников В. П. Синоптические процессы в южном полушарии. Советская антаркт. экспедиция. Труды, вып. 5. 1959.

Дзердзеевский Б. Л. Погода в Антарктике в период плавания д/э «Лена» вдоль берегов восточной Антарктиды в 1957 г. «Климат Антарктики», М. 1959.

Жданов Л. А. К характеристике синоптических процессов южного полушария в летнем сезоне 1955—56 г. «Климат Антарктики». М. 1959.

Кричак О. Г. Некоторые характеристики атмосферной циркуляции над Антарктидой. Метеорол. и Гидр. № 4, 1958.

Кричак О. Г. Атмосферная циркуляция Антарктики и южного полушария. Мат-лы конференции по метеорологии Антарктики. 1959.

Леонов Н. Г. Изменчивость ветра с высотой на побережье Антарктиды. Метеорол. и Гидр. № 6, 1958.

Леонов Н. Г. Характер зональной циркуляции над восточным побережьем Антарктиды. Тр. КАЭ АН СССР, серия 2, 1958.

Погосян Х. П. Об атмосферной циркуляции в Антарктике. «Климат Антарктики». 1959.

Погосян Х. П. Сезонные особенности режима температуры и атмосферной циркуляции в Антарктике и Арктике. Информ. сб. Комитета МГГ. № 7, 1959.

Расторгуев В. И., Альварес Х. Описание антарктической циркуляции наблюдавшейся с апреля по ноябрь 1957 г. «Климат Антарктики», 1959.

Русин Н. П. Стоковые ветры на побережье восточной Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. ант. эксп. № 4, 1959.

Таубер Г. М. Антарктика, ч. I. Основные черты климата и погоды. 1956.

Таубер Г.М. Некоторые особенности атмосферных процессов в Антарктике. «Климат Антарктики», 1959.

Толстиков Е. И. Воздушные массы в районе Мирного. Инф. бюлл. Сов. ант. эксп. № 10, 1959.

Хромов С. П. Атмосферная циркуляция и погода на пути «Оби» в плавании 1956—57 г. Сов. антарктическая экспедиция, вып. 4. Лгр. 1959.

Шапаев В. М. Некоторые особенности регенерации циклона на антарктическом фронте. М-лы конференции по метеорологии Антарктики 1959.

Lásd még ezeken kívül : – См. кроме того :

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.
Советская антарктическая экспедиция. Труды. вып. 1—9 и сл.
Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. Л.

Berkes Zoltán:

A naptevékenység hatása a légnyomás eloszlására

Влияние солнечной деятельности на распределение атмосферного давления. Анализируется распределение центров годовых позитивных аномалий давления и устанавливается, что в годах с релативными числами солнечных пятен не меньше 30, упомянутые центры располагаются к северу от 55. круга широты. Движение центров как во время цикла солнечных пятен, так и в секулярном (вековом) отношении следуют закону, по которому при усиливающейся солнечной деятельности они перемещаются к северу, а это явление объясняется с эффектом Дюлл—Вурлицер.

*

Az elmúlt száz év alatt igen sok vizsgálat foglalkozott a naptevékenység változásai és az időjárás közötti kapcsolattal. Főként az ún. 11 évi napfoltciklus és az időjárási elemek összefüggését tanulmányozták, de újabban előtérbe nyomult a rövidebb periódusú változások vizsgálata is.

Róna Zsigmond az 1904. évi szárazsággal kapcsolatban, de főművének II. kötetében is foglalkozott e kérdéssel, azonban már jóval előbb [1] feltette a kérdést: Honnan van, hogy az időjárás évről évre nem ugyanaz? Elveti ennek teresztrikus magyarázatát, mert véleménye szerint: „az idő változékonysága a Napon előforduló változások következménye. Nehéz azonban hidat verni a sugárzás változása és a Föld időjárása között". *Róna* e véleményének alátámasztását saját, a csapadék 11 éves periódicitására vonatkozó vizsgálataiban látta, de azt is megsejtette, hogy az effektus nálunk szekuláris fázisváltozásokat mutat fel.

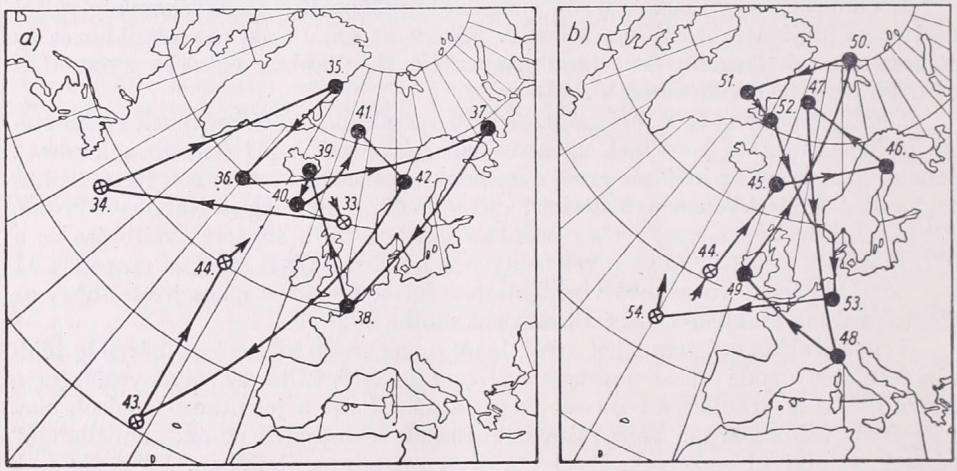
Nyilvánvalóan szó sem lehet arról, hogy a magasabb szélességek bármely földrajzi területén az oda érkező napsugárzás (Napról eredő) változásai érvényesülnének, hanem csakis a cirkulációs rendszer megváltozása lehet a jelentkező hatások oka. A sugárzás változásai ui., ha egyáltalán reálisnak tekinthetők az ún. „napállandó" mérések, rendkívül csekélyek, jóval 1% alatt maradnak általában. Ez pedig csak néhány tizedfoknyi hőváltozásokat idézhet elő, pl. az Egyenlítői övben (Köppen). Az újabb kutatások szerint sokkal valószínűbb, hogy a Nap korpuszkuláris és ultraviola sugárzásának változásai okozzák a mérsékeltövi cirkuláció ingadozásait, mégpedig részben a sarki térség légkörének, részben pedig a magaslégkörnek (ozonoszféra) befolyásolása révén.

A cirkulációs viszonyok vizsgálatára legalkalmasabb a légnyomás térbeli eloszlásának tanulmányozása. Főként a légnyomás térbeli anomáliáinak szemrevételétől várhatunk eredményt, vagyis az átlagos állapottól való eltérések elemzésétől. Ilyen értelmű vizsgálatot elsősorban *H. H. Clayton* [2], majd *S. Hanzlik* [3] és *J. Bradka* [4] végeztek, főleg a nyomás évi, illetve évszakos anomáliáinak eloszlására vonatkozólag.

Az alábbiakban elsősorban *Clayton* egyik megállapítását szeretnék részletesebben kifejteni, saját vizsgálatainak alapján, majd ezt *Hanzlik* eredményeivel egybevetni.

Vizsgálatainkhoz elkészítettük a légnyomás évi anomália térképeit a legutóbbi 100 évről és pedig az atlanti — európai térségre. Ezek egyrésze készen megtalálható a *Grosswetterlagen Mitteleuropas* c. kiadványban, másik részük elkészítéséhez pedig jól felhasználhattuk *Exner* 1887—1916 évekre kiszámított anomáliáit [5]. A régebbi és a közbeeső értékeket a *World Weather Record* köteteiből vettük. Normálértékként általában az 1901—30 évekre vonatkozó törzsértékeket használtuk. Az anomália térképekből megállapítottuk a legerősebb pozitív gócok helyét, mb-ban kifejezett erősségét és a további vizsgálatokban ezeket használtuk fel. Megemlítjük, hogy a térképen általában csak *egy* nagyobb pozitív anomáliájú és *egy* negatív anomáliájú

terület jelentkezett ez európai-atlanti térségben. Egy-két évben előfordult, hogy vagy magas északon és délen, vagy pedig Amerika keleti partjain, illetve az Ural vidékén jelentkeztek kb. azonos súlyú gócok. *Clayton* említett eredménye azt mutatta, hogy a legerősebb pozitív anomália-góc annál északabbra helyezkedik el, minél nagyobb a naptevékenység. Ő 3 ábrát közölt, éspedig az 1906., az 1893. és az 1917. évről. (Ezekben az években a napfolttevékenység maximuma rendre 64, 85 és 104 volt, a Wolf-féle viszonylagos napfoltszám egységekben kifejezve.) A legerősebb pozitív góc 1906-ban az azóri szigeteknél jelentkezett, 1893-ban Új-Foundlandnál, 1917-ben pedig Grönland déli részén. A naptevékenység emelkedésével tehát a légnyomás többlete állandóan északabbra került. A fent jelzett 60 évi térképanyag alapján elsősorban azt néztük meg, hogy ez a szabályszerűség fennáll-e egy-egy napfoltciklusón belül? E célra az *1/a* és *1/b* ábrákon látható térképeket szerkesztettük



1. ábra. Az évi pozitív nyomásanomália-gócok látszólagos mozgása : *a)* 1933—1944 között (R_{max} : 1937), *b)* 1944—1954 között (R_{max} : 1947).

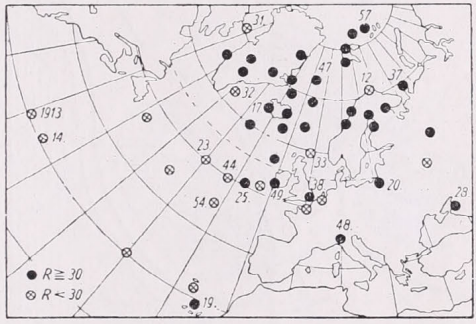
Abb. 1 : Scheinbare Bewegung der jährlichen positiven Druckanomalienzentren : a) zwischen 1933—1944 (R_{max}: *1937*), *b) 1944—1954* (R_{max} :! *1947*).

meg, amelyeken keresztes körökkel jelöltük azon évek legerősebb pozitív anomália gócait, amelyekben a napfoltszám 30 egység alatt volt, fekete körökkel pedig az $R \geq 30$-as évek gócait. A köröket menetirányt kijelölő egyenesekkel kötöttük össze, feltüntetendő a látszólagos áthelyeződési tendenciákat. Az eredmény megegyezett a Clayton által kapottal : *a napfoltciklusón belül is északabbra helyeződik a legerősebb gócok helyzete* és általában az $R \geq 30$ értékű években az 55. északi szélesség fölött foglalnak helyet. 6 ilyen térképet szerkesztettünk, amelyek közül 3 az 1/a típust, 3 pedig az 1/b típust mutatta. A különbség a kettő között a következő : 1933—44 között a mozgás erőteljesebb nyugat-keleti áthelyeződést is mutat, viszont az 1944—54 között inkább dél-északi áthelyeződést, és a napfoltmaximum évére kelet-nyugati mozgást is. Ily módon tehát a naptevékenység Hale-periódusának is nyomát leltük, amire *Hanzlik* is rámutatott. (Minden második ciklus erőteljesebb az előtte levőnél ; ezek 1917, 1937 és 1957.)

A 6 térkép részletes bemutatása helyett a *2. ábrán* gyűjtőtérképen szemléltetjük a legutóbbi 50 év pozitív nyomásgócainak eloszlását. (1910 előtt a spitzbergai adatok nem állnak rendelkezésre és így a térképek bizonyos mértékben csonkák, ezért az első tíz évet elhagytuk. Egyébként is, mint az 1856—1910 közötti anyagon hasonló-

képpen elvégzett vizsgálat bizonyítja 1905 előtt elég lényegesen másként alakultak a viszonyok. Ennek nyilvánvalóan az időközben bekövetkezett — s ma még ismeretlen eredetű — éghajlatváltozás az oka.)

A gyűjtőtérképen azt láthatjuk hogy azon évek nyomásgócai, amelyekben a napfolttevékenység nagyobb volt 30 egységnél, zömükben az 55. északi szélesség *fölé* estek. (33 ilyen évből 26 : 7 arányban). Az R<30-as évek gócai 13 : 4 arányban az 55. foktól *délre* kerültek. Végeredményben tehát a kérdéses effektus, vagyis a nyomásgócok északabbra helyeződése növekvő naptevékenységnél, 39 : 11 arányban áll fenn, ami 56%-os előjel korrelációt (78% valószínűséget) jelent. 50-es értékpárra a véletlennek megfelelő korrelációt 41,5%, tehát esetünkben lényegesen nagyobb, ami a jelenség realitását bizonyítja. [6] Itt feltételeztük, hogy az alapvalószínűség 50%, vagyis naptevékenység nélkül a pozitív gócok egyforma valószínűséggel lennének található az 55. szélességi fok déli, illetőleg északi oldalán. Amennyiben az 50 év alatt mutatkozó valóságos eloszlást (30 : 20) vennénk alapul, akkor a közismert binomiális eloszlás alapján 60%-os alapvalószínűség mellett azt kapjuk, hogy a 39 : 11 arányú jelenség realitása a W = 0,00344 szinten szignifikáns. Ez az érték csak kevéssel haladja meg a Baur-féle legszigorúbb, W = 0,0027-es szintet. Bizonyos azonban, hogy a 30 : 20 arányú eloszlás már a naptevékenység következménye, tehát inkább az 50%-os alapvalószínűség veendő számításba, mintsem a 60%-os.



2. ábra. Az évi pozitív nyomásanomália-gócok eloszlása 1910 és 1960 között

Abb. 2 : Verteilung der jährlichen positiven Druckanomalienzentren zwischen 1910—1960.

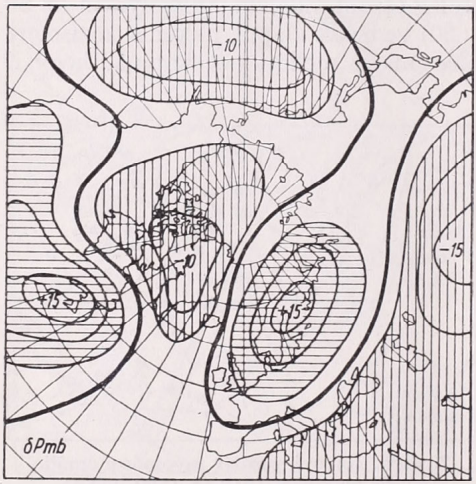
Az 55. foktól északra elhelyezkedő gócok között csak 4 olyan szerepel, amelynek helye szabály szerint a jelzett szélességtől délre volna. Ezzel szemben az 55. foktól délre már 7 olyan eset van, amelyeknek szabályszerű helye északabbra lenne. Érdekes azonban, hogy ezek közül 4 év (1919, 1928, 1938 és 1948) olyan, amelyek közvetlenül a napfoltmaximum utáni évek. Itt tehát bizonyos másodrendű szabályszerűség mutatkozik, amely talán azzal áll összefüggésben, hogy a napfoltmaximum éve után átmenetileg néhány hónapra rendszerint csökken a foltok száma. (*Rodewald* [7] mutatott rá arra pl., hogy az 1948-as év csekély foltszámával szinte minimumévnek számított.) Egyelőre megmagyarázhatatlan azonban az említett 7, északra került „szabálytalan" góc közül 3-nak az elhelyezkedése (1912, 1931 és 1932.)

Még egy szabályszerűséget vehetünk észre a gyűjtőtérképen, azt ti., hogy a leggyengébb foltminimum évében, 1913-ban a legdélnyugatabbra találjuk a pozitív nyomásgócot, a legerősebb foltmaximum évében, 1957-ben pedig a legmagasabb északi szélességen. (A térképen egyébként néhány gócnak évét is feltüntettük : elsősorban a napfoltmaximum és minimum éveket, valamint a rendellenesen viselkedő gócok éveit.)

Végeredményként tehát kijelenthetjük, hogy *emelkedő naptevékenységgel az évi pozitív nyomásanomália-gócok általában északabbra húzódnak* és ez a szabályszerűség mind a napfoltcikluson belül, mindpedig a különböző erősségű napfoltmaximum éveire is fennáll. Minthogy 1905 óta a napfoltmaximumok egyre erősebbek lettek, így a nyomásgócok is mind északabbra kerültek. (Eltekintve a 10 éves cikluson belüli visszaesésektől a minimum, illetve a maximum utáni években, amelyek végered-

ményben egy kb. 5 éves ritmust alakítottak ki.) Érdemes kissé foglalkozni ennek a ténynek szinoptikai következményeivel is. Ha a pozitív nyomásgóc valamely évben pl. az Azori-szigetek táján tartózkodik, akkor Közép-Európában gyakori lesz a nyugatias szél és az „éghajlat" tengeries. Ha viszont a nyomásgóc messze északra kerül, abban az évben, vagy években az északi-északkeleti szél lesz a gyakori és az „éghajlat" erősen szárazföldi jellegű. Ez a jelenség egy napfoltcikluson belül is lejátszódik, tehát itt is fellép az egyes évek „éghajlatának·· tengeri-szárazföldi váltakozása. Tekintettel a Hale-féle periódusra, további lehetőség nyílik ezen „éghajlatváltozások" bővülésére.

Erre egyébként szintén rámutatott *Clayton* és *Hanzlik* is, amennyiben szerintük minden második foltciklusban ellentétesen alakul a nyomás évről évre vett változása valamely földrajz körzetben. (Nálunk pl. az 1937-es maximumév a legcsapadékosabb évek egyike volt, viszont az 1947-es a legszárazabb Európa-szerte. Az 1957-es év megint sok csapadékkal járt.) Az 5—5½ éves csapadékhullámot viszont *Hellmann* [8] mutatta ki először Közép-Európa csapadékjárásában. Ezzel a kérdéssel egyébként *Baur* foglalkozott részletesen, 150 év nyári csapadékának elemzése során, ahol Edinbourgh légnyomását is elemzi a 11 éves napfoltciklus szerint [9].



3. ábra. A légnyomás megváltozása (δP, mb) erős mágneses háborgások utáni egy hét alatt (Wurlitzer nyomán)

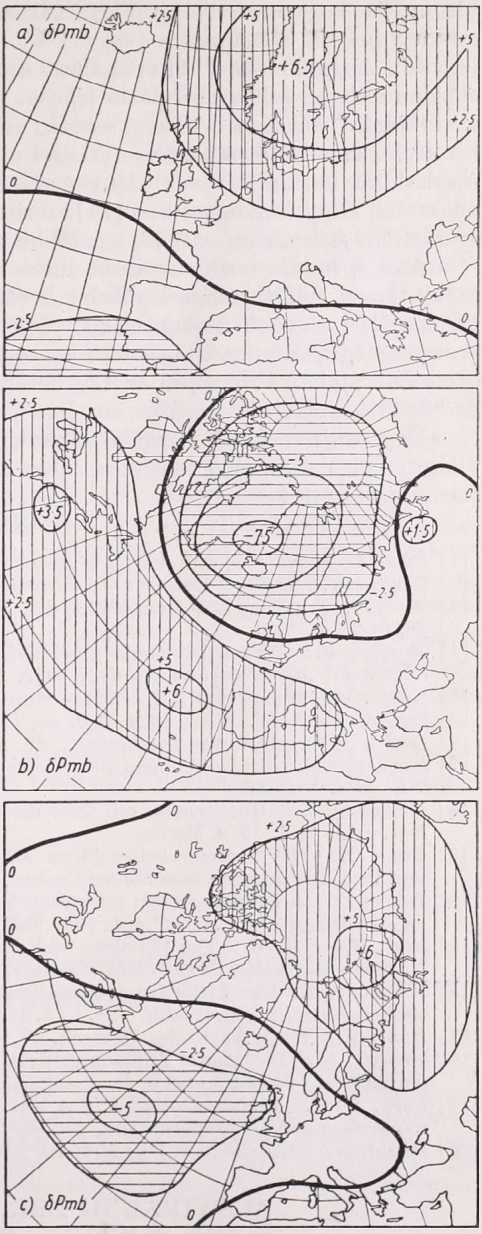
Abb. 3: Luftdruckänderung (δP, mb) während einer nach starken magnetischen Störungen folgenden Woche (Nach Wurlitzer)

Említettük, hogy a múlt században — amennyire a hiányos térképek alapján megítélhető — kissé másként alakultak a viszonyok, mert inkább nyugat-keleti (tenger-szárazföldi) áthelyeződések jelentkeztek. Annyi azonban megállapítható, hogy az 1870. évi erőteljes napfoltmaximum évében szintén magasan északra került a pozitív nyomásgóc. Így tehát a már említett periódusokon (5, 11, 22 év) felül még a kb. 90 éves nagy foltperiódusi s kielemezhető az anomáliagócok viselkedéséből. Valószínű tehát, hogy az elkövetkező években, évtizedekben a nyomásgócok helye egyre délibb tájakra kerül és éghajlatunk fokozatosan ismét tengeribbé válik.

A tény tehát előttünk áll, következnék a magyarázat. Ma még elég messze vagyunk attól, hogy a naptevékenység változásai és a földi légkör közötti kétségtelen kapcsolatot illetően mindenben kielégítő elméleti magyarázatot is adhassunk. Az utóbbi évek kutatásai azonban már sejtetni engedik az utat, amelyen keresztül a kérdés megválaszolható lesz. Már 1938-ban rámutattunk arra [10], hogy a hazai időjárás és a földmágneses tér háborgásai között kapcsolat van. 1948-ban a *Düll*-házaspár pontosabban körvonalazta a jelenséget, amennyiben kimutatták, hogy erős mágneses háborgások után a sarki térségből hideg anticiklon kitörése valószínű, amely a 6. napra eléri a fennoskandináv térséget [11]. Ugyanezt az eredményt kapta *G. Wurlitzer* is [12], aki az 1949—53 évek 22 nagyon erős mágneses háborgású napja után bekövetkező szinoptikus fejleményeket vizsgálta, félgömbi méretben *(3. ábra)*. Ezek szerint a Napról eredő korpuszkuláris áramlások váltanák ki a sarki hideg

levegő kitörését a mérsékelt öv felé. *Baur* véleménye szerint [13] a korpuszkuláris háborgásokat rendszerint megelőzőerőteljes ultraviola napkitörés lenne az időjárást változtató ok, amennyiben szerinte UV kitörés után kb. 3—4 nap múlva a nyugateurópai partokon felmelegedés megy végbe. Valószínűnek tartjuk, hogy mindkét effektus létrejön és így bőséges alkalom nyílik a kétféle naphatás szövődésére. Az UV hatás ugyanis legvalószínűbben a szubtrópusi öv ozonoszférájában érvényesül. Mindkét hatás azonban végeredményben a zónális áramlást meridionálissá igyekszik átállítani (blocking).

Azt is megjegyezhetjük, hogy a *Düll—Wurlitzer*-féle hatás főleg a sarki éjszaka idején hatékony, mert akkor halmozódik ott fel bőségesen a hideg levegő. Bizonyítják ezt *Bradka* eredményei is, aki határozottan ki tudta mutatni, hogy az ún. fennoskandináviai anticiklon téli nagy gyakorisága a fokozott naptevékenység idejére esik. Szeretnénk azonban itt azt is megjegyezni, hogy úgy látszik, a Düll—Wurlitzer-féle hatásnak szekuláris változása is van, a naptevékenységgel párhuzamosan. Említettük, hogy a naptevékenység maximális értékei a 11 évi ciklusban egy kb. 90 évi szekuláris változást mutatnak, amennyiben 1870 és 1957, a két legerősebb maximum között 1906-ban egy igen gyenge maximum volt. Ennek megfelelően a légnyomás napfolteffektusa is lényeges változást mutat. A *4. ábrán* láthatjuk a téli hónapok (jan.—márc.) légnyomás anomáliáinak változását a napfoltciklus minimumától annak maximumáig (3—3 évi átlagok változása). A legerősebb pozitív anomália-góc elhelyezkedése az erős ciklusokban (1870 és 1957) tényleg az 50—55. északi szélességtől északra, északkeletre található, a gyenge maximum évében (1906) pedig az Azóri térségben (Nyáron ez az effektus sokkal gyengébben jelentkezik, amint arról *Hanzlik* idézett munkájában is meggyőződhetünk.) Ez az utóbbi jelenség azt is



4. ábra. A téli légnyomás változása (δP, mb) napfoltminimumtól maximumig :
a) 1866/68-ról 1870/72-re, *b)* 1900/1902-ről 1905/07-re, *c)* 1953/54-ről 1956/58-ra

Abb. 4 : Änderung des Luftdruckes (δP, mb) im Winter, vom Sonnenfleckenminimum bis Maximum :
a) *von 1866/68 auf 1870/72*, b) *von 1900/1902 auf 1905/07*, c) *von 1953/54 auf 1956/58.*

bizonyítja, hogy semmiképpen sem várhatunk *azonos* időjárási hatást mindenkor és minden helyen a mágneses (vagy UV) háborgások után. Itt még azt is meg kell jegyezni, hogy *Trenkle* [14] vizsgálatai szerint az is lényeges, hogy a háborgást megelőzően milyen volt a cirkuláció típusa. Érthető tehát, hogy „a naptevékenység és az időjárás" kérdésben ahány szerző, annyiféle eredmény született. Egy azonban bizonyos, emelkedő naptevékenységgel a pozitív nyomásanomália-gócok igyekeznek északabbra kerülni, és ezzel lényegesen átformálják az általános légkörzést, akár évekre is. *Pegy* és *Szidocsenkó* [15] szerint *a naptevékenység hatása mindig ott van a szinoptikai fejlemények mögött*, legalábbis évi vonatkozásban.

Ami a hatás mechanizmusát illeti, utalunk arra, hogy a legvalószínűbben a sarki térség feletti magaslégkörbe kerülő korpuszkulák kinetikus energiájának hőenergiává történő átalakulásakor jelentkező nyomáseffektus az, ami a hideglevegő mozgásának kiváltását létrehozza [16]. Hasonló effektus a szubtrópusi légtér ozonoszférájában is létrejön az UV betörés hatására (*Haurwitz*, lásd [12]-ben a 25. és 26. irodalmi utalást, valamint *Baur* okfejtését [9] 42. oldalán.)

Úgy véljük, fenti vizsgálatunkkal, illetőleg összefoglalónkkal kellően megvilágítottuk ezt az igen fontos és *Róna Zsigmond* által már 60 évvel ezelőtt helyesen értelmezett kérdést.

IRODALOM

[1] *Róna Zsigmond :* Körültekintés a meteorológiában. Ünnepi emlékkönyv (Ógyalla, 1900).
[2] *Clayton H. H.*: Solar Relations to Weather and Life. 1943. Canton. U. S. A. Vd. I. p. 15.
[3] *Hanzlik, S.:* Der Luftdruckeffekt der Sonnenfleckenperiode. *Gerl.* Beitr. z. Geophys. 28. és 29. k. 1931.
[4] *Bradka, J.:* Az anticiklonok gyakoriságának ingadozása az év folyamán és a 11 évi ciklusban. *Meteorologické Zprávy.* 1952. 2. sz. 33. o.
[5] *Exner,* F.: Monatliche Luftdruck — und Temperaturanomalien auf der Erde. *Sitzungsberichte der Akad.* Wien. 1924. 307. o.
[6] *Linkes Meteorologisches Taschenbuch.* II. 690. o. 184/a táblázat.
[7] *Rodewald,* M.: Schwankungen der Sonnenfleckentätigkeit und Luftdruck. *Ann. der Met.* 7 k. ¾ f. 1955/56.
[8] *Hellmann,* G.: Untersuchungen über die Schwankungen der Niederschlage. Abh. Preuss. Met. Inst. 3. 1. 1910. Berlin.
[9] *Baur,* F.: Die Sommerniederschläge Mitteleuropas in den letzten 1½ Jahrhunderten und ihre Beziehungen zum Sonnenflecken. Akad. Verl. 1959. Leipzig.
[10] *Berkes Z.:* A földmágnességi kutatások legújabb eredményei és azok kapcsolata meteorológiai jelenségekkel. *Az Időjárás* 1938. évf. 243. o.
[11] *Düll. B.—Düll, G.:* The Behaivor of Barometric Pressure during and after solar Particle Invasion and solar Ultraviolett Invasion. *Smiths. Misc. Coll.* 110. No. 8. 1948.
[12] *Wurlitzer, G.:* Das Verhalten des Luftdruckes am Boden bei Schwankungen der erdmagnetischen Aktivität. Met. Abh. VII. k. 2. f. 1958. Berlin.
[13] *Baur, F.:* Wetterkarte des Deutsch. W. dienstes. 1951. Beilage 11.
[14] *Trenkle, H.:* Die zonale Windkomponente im atl.-eur. Sektor in Abhängigkeit von kurzperiodischen Schwankungen der Sonnenaktivität. *Met. Rundschau.* 1957. jan./febr. 35. o.
[15] *Pegy, D. A.—Szidocsenko, T. V.:* A légkör cirkulációjának ingadozásai és kapcsolatuk a naptevékenységgel. *Időjárás.* 63. évf. 1959. 257. o.
[16] *Pécely Gy.:* Anticiklonok felépülésének kérdése .... Időjárás. 58. évf. 1954. 6. szám

AUSWIRKUNG DER SONNENTÄTIGKEIT AUF DIE LUFTDRUCKVERTEILUNG

Als eine Weiterbildung der bezüglichen Arbeiten von *Clayton, Hanzlik* und *Bradka* wird die auf den jährlichen Anomalienkarten des Luftdruckes feststellbare Lage der positiven Anomalienzentren, sowie ihre scheinbare Bewegung innerhalb des Sonnenfleckenzyklus, respektive auch als eine Funktion der säkulären Änderungen der Sonnenaktivität untersucht. Auf den *Abbildungen 1a* und *1b* wird die scheinbare Bewegung der Zentren in den aufeinander folgenden Sonnenfleckenzyklen, der Hale'schen Periode entsprechend, vom Minimum bis Minimum dargestellt. Charak-

teristisch für die kraftvollen Zyklen ist die stärkere W—O Verlagerung der Zentren, und in den nachfolgenden schwächeren Zyklen die eher meridionale Bewegung. Aus *Abb. 2* geht hervor, dass in den Jahren 1910—1960 die Zentren sich mit einer Wahrscheinlichkeit von 78% über der 55. nördlichen Breite befinden in jenen Jahren, wo die relative Sonnenfleckenzahl der Sonnenaktivität zumindest 30 Einheiten erreicht. (Eine sehr interessante sekundäre Gesetzmässigkeit ist die, dass in den die Sonnenfleckenmaxima folgenden Jahren, also in 1919, 1928, 1938, 1948, — wo die Sonnenaktivität auf einige Monaten vorübergehend abnahm — die Zentren unter die 55. Breite fielen.) Es besteht also die Tatsache, *dass zur Zeit einer stärkeren Sonnenaktivirät die jährlichen positiven Druckanomalienzentren mehr nach den Norden fallen.* Die Erklärung des Mechanismus dieser Erscheinung muss aller Wahrscheinlichkeit nach im *Düll—Wurlitzer* Effekt gesucht werden, d. h. darin, dass etwa 1 Woche nach einer starken magnetischen Störung (korpuskulare Invasion?) der Aufbau einer fenno-skandinavischen Antizyklone erwartet werden kann.

Auf *Abb. 4* werden die säkulare Änderungen der Erscheinung dargestellt. Wie ersichtlich, verstärkt sich tatsächlich die fennoskandinavische Antizyklonntätigkeit in den Zyklen mit starker Sonnenaktivität (Abb. *a* und *c*) in den Monaten Januar—März *(Bradka)*, während dagegen zur Zeit des schwächeren Sonnenfleckenmaximums (1906, Abb. *b*) der azorische Luftdruck sich vom Sonnenfleckenminimum bis zum Maximum verstärkt. In dieser Weise ist es verständlich, dass die synoptische Entwicklung nicht in jedem Zyklus das gleiche ist. Zur Zeit der schwachen Maxima sind starke azorische Antizyklonen vorzufinden; in Mitteleuropa werden also die Westwinde vorherrschend sein. In starken Zyklen verlegt sich das positive Anomalienzentrum so weit nach Norden, dass in Mitteleuropa bereits eine N—NO Steuerung zustande kommt. Die vorigen sind z. B. mit maritimen milden Wintern, die letzteren mit kontinentalen kalten Wintern verbunden. Ausser der 10-jährigen Sonnenfleckenperiode kann also aus diesen Untersuchungen auch die 5-jährige *Hellmann*-Periode, sowie die 22-jährige *Hale*-Periode, respektive die etwa 90-jährige sekulare Periode erklärt werden.

Tóth Pál:

Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására

Номограмма для определения температурной адвекции в свободной атмосфере. Автор излагает номограмму с рядом точек, пригодную для определения температурной адвекции по естественной стратификации ветра. При помощи нового метода открывается возможность для определения пульсации температурной адвекции в свободной атмосфере; для конструкции адвективного компонента кривой состояния воздуха, и для обсервации временной формации условий стабильности, обусловленной адвективными причинами.

*

A légállapotgörbe kialakításában résztvevő összetevők közül egyik jelentős mennyiségi tényező az advekció, amely pl. a labilitási energia időbeli változásának kialakításában komoly szerepet kap. E folyamatok részleteiről azonban keveset tudunk. A kérdés megoldásához elsősorban sűrűbb és pontosabb mérések révén juthatnánk közelebb. Bár újabban több aerológiai állomáson határánként szondáznak, mégis túl nagy időköz ez olyan vizsgálat szempontjából, amely a légállapotváltozások természetét szándékoznék tanulmányozni. Emellett a mérések területi

sűrűségének növelése is kívánatos lenne. A probléma fizikai természete azonban megengedi, hogy kerülő úton közelítsük meg.

Amióta elméletileg ismerjük a szélmező és a hőmérsékleti mező szoros kapcsolatát, egyre több olyan próbálkozással találkozunk, amely a hőmérsékleti advekciót közvetlenül a magassági szélből vezeti le. Ennek az az előnye, hogy a pilomérések területi és időbeli sűrűsége sokszorosan nagyobb, mint a rádiószondázásoké. Azonban a tapasztalat egybehangzóan bizonyítja, hogy az elméleti eredmények gyakorlati alkalmazhatóságának hatásfoka igen rossz, ami több külső tényező zavaró hatásának köszönhető. Az idevágó kutatások negatív eredményeit azonban sok esetben módszertani okokkal kell magyaráznunk. A régebbi gyakorlat olyan módszereket alakított ki, amely megfelelt az akkori pilotmérések területi és időbeli eloszlásának. Így keletkeztek a [C°/nap] méretű advekciós mennyiségek, vagy a 2, 4 km-es, sőt vastagabb rétegekre számított átlagos advekciók. Mivel a szélmezőnek a turbulens zavarokat leszámítva is eléggé nagy ingadozásai vannak, ezért nem engedhető meg túl nagy időlépcső, sem vastag réteg önkényes megválasztása.

A légállapotgörbe időbeli alakulásának vizsgálatán kívül még jónéhány gyakorlati feladat megoldásához is szükséges az advekciónak olyan finomságú számítása, amit az eddig kialakított eljárások egyike sem nyújthatott. Az itt ismertetendő új módszertől megkívánjuk, hogy biztosítsa a természetes szélrétegek szerinti, változó rétegvastagságok figyelembevételét, a magassági szél sebesség- és nyírásszög-változásainak, továbbá az advekció értékét befolyásoló függélyes hőcsökkenésnek a figyelembevételét is.

E feladatot úgy oldottuk meg, hogy a hazai [1], [2] és a külföldi [3] szakirodalomból nyerhető gyakorlati tapasztalatok felhasználásával a célnak megfelelő új eljárást alakítottunk ki. A pontosságra való törekvés jegyében a fentebb említett valamennyi tényező figyelembevételével olyan nomogramtípust (pontsoros) választottunk ki, amely egyszerűsége mellett viszonylag a legpontosabb leolvasást teszi lehetővé. Mivel a változók tengelyei egyenesek, továbbá a tengelyeken levő beosztás logaritmikus eloszlású, ezért a szerkesztés munkája is rendkívül egyszerűvé válik. Az eredmények relatív hibája bármely pontban állandó. A további előnyök a későbbiek során kitűnnek.

Alapformulaként egy a hazai szakirodalomban fellelhető tanulmány [4] végformuláját használtuk fel:

$$\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial t}\right)_a = \frac{l}{R \ln \frac{p_1}{p_n}} \int_0^{S(p_n)} dS \,[fok\ sec^{-1}], \tag{1}$$

ahol $\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial t}\right)_a$ a p_1 és p_n izobárfelületekkel határolt rétegre vonatkozó közepes hőmérsékleti advekció (a továbbiakban A-val jelöljük), $l = 2\,\omega \sin\varphi$ [sec^{-1}], ebben $\omega = 7{,}292.10^{-5}$ [sec^{-1}], φ a földrajzi szélesség, $R = 2868.10^3$ [cm^2 sec^{-2} fok^{-1}], a dS [cm^2 sec^2] pedig az ún. elemi advekciós parallelogramma területe, amit az *1. ábrán* szemléltettünk.

A formula alkalmazhatóságának első feltétele, hogy az implicite benne szereplő szélsebességeket [m sec^{-1}] méretre írjuk át és a természetes logaritmusról tizes alapúra térjünk, valamint, hogy az (1)-et jobbsodrású rendszerbe állítsuk vissza. Ekkor (1)-ből

$$A = -\frac{0{,}795.10^{-3} \sin\varphi}{\log \frac{p_1}{p_n}} \int_0^{R(p_n)} dS \,[fok\ óra^{-1}] \tag{2}$$

lesz. A földrajzi szélesség rögzítése ($\varphi = 47{,}5°$), továbbá az $\int dS = \overline{S}$ bevezetése után a nomogram alapegyenlete:

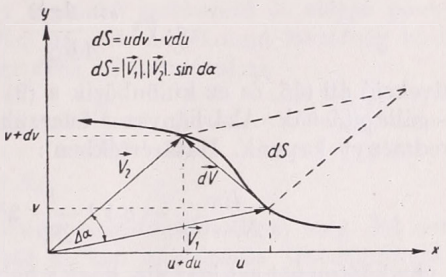
$$A = -\frac{0{,}58615.10^{-3}}{\log \frac{p_1}{p_n}} \cdot S\,[fok\ óra^{-1}]. \tag{3}$$

A $\log p_1/p_n$ helyébe a $\Delta\Phi$ rétegvastagságot vezetjük be. A

$$\Phi_n - \Phi_1 = -66{,}047 \cdot T_m \cdot \log \frac{p_n}{p_1} \tag{4}$$

alapján

$$\log \frac{p_1}{p_n} = \frac{\Delta\Phi}{66{,}047 \cdot T_m}. \tag{5}$$



1. ábra.

Ámde itt T_m olyan mennyiség, amely a troposzférában felfelé általában csökken, és az időjárással együtt állandóan ingadozik. Mivel T_m értékének időbeli ingadozása általában jelentékenyen kisebb, mint a talajközeli és a sztratoszféraközeli rétegek megfelelő különbsége, ezért ezt az utóbbival szemben elhanyagoljuk. A troposzférában pedig a CINA hőmérsékleti állapotgörbét, az ún. normállégkör hőmérsékleti görbéjét vesszük alapul [5].

Gyakorlati okok miatt egyelőre rögzítsük T_m értékét a 600 mb-os nyomásszintnek megfelelően (≈ 261 K°). Ezt az (5)-be beírva, majd a (3)-ba való helyettesítés és az állandók összeszorzása után a 600 mb-ra érvényes alapformulát kapjuk:

$$A = -1{,}01042.10 \cdot (\overline{S}/\Delta\Phi). \tag{6}$$

Az $\overline{S}$ jelentésével és gyakorlati előállításának módjával itt bővebben kell foglalkoznunk, mert ez az advekciós formula leglényegesebb légkörfizikai tényezője és egyúttal még további változók függvénye is.

Vegyük tekintetbe, hogy az (1) alapformula differenciálegyenlet alakja a [4] nyomán a következő:

$$udv - vdu = \frac{g}{l} \cdot \frac{1}{T} \cdot A \cdot d\Phi, \tag{7}$$

ahol a baloldal éppen dS területelemmel egyenlő. Ha a réteg alján levő szélvektort $\vec{V}_1$-gyel, a tetején levőt $\vec{V}_2$-vel jelöljük *(1. ábra)*, akkor különbségük $\vec{dV}$ lesz; így a megfelelő derékszögű összetevőket u, v ill. $u+du$ és $v+dv$-vel jelölhetjük. Az 1. ábrából láthatólag fennáll a

$$dS = \left|\vec{V}_1\right| \cdot \left|\vec{V}_2\right| \cdot \sin \Delta\alpha \tag{8}$$

összefüggés is. Továbbá megállapítható, hogy ezen elemi dS területek összege, az $\int dS$ úgy értelmezendő, mint a p_1 és p_n közötti szélvektorok hodográfja által alkotott szektor kétszeres területe [4].

Az $\int dS = \overline{S}$ gyakorlati kiszámításánál általában úgy járnak el, hogy egyszerűen véges méretekre alkalmazzák a (8) differenciál összefüggést. Kis szögek esetén az eltérés nem jelentős, de nagyobb (kb. 30° feletti) szögek esetén — kevés kivételtől eltekintve — egy a $\Delta\alpha$-tól függő hiba keletkezik. Ez elvileg kiküszöbölhető. Vegyünk ugyanis alapul egy $\Delta\Phi$ vastagságú réteget, ahol adott pillanatban mindenütt V szélsebesség van. Akkor a (6) formulában az $\overline{S}$ helyett $V^2 \sin \Delta\alpha$ írható, azaz

$$A = -c \cdot V^2 \frac{\sin \Delta\alpha}{\Delta\Phi}. \tag{9}$$

Ha még azt is feltesszük, hogy a szélnyíródás szöge a magassággal állandó, akkor a rétegen belül mindenütt azonos hőmérsékleti advekció van jelen. Ámde, ha a réteget felezzük, akkor

$$-c \cdot V^2 \frac{\sin \Delta\alpha/2}{\Delta\Phi/2} = -c \cdot V^2 \frac{2 \sin \Delta\alpha/2}{\Delta\Phi} \tag{10}$$

advekció áll elő, és ez különbözik a (9) értéktől, ami viszont ellentmond az előbbi megállapításnak. Akárhányszor felezzük is a réteget és ezzel a szöget, mindig más eredményt kapunk. Határértékben :

$$\lim_{N \to \infty} -c\, V^2 \frac{1}{\Delta\Phi} 2^N \sin \frac{\Delta\alpha}{2^N} = -c\, V^2 \frac{\Delta\alpha}{\Delta\Phi}. \tag{11}$$

A gondolatmenet azt igazolja, hogy a helyes értéket az egész rétegben ez a határérték képviseli. Általánosságban pedig a (7) nyomán

$$A = -\frac{l}{g} \cdot T \frac{dS}{d\Phi} \tag{12}$$

áll fenn, ahol a

$$dS = V^2 \cdot d\alpha \tag{13}$$

helyettesítése után az

$$A = -\frac{l}{g} T V^2 \frac{d\alpha}{d\Phi} \tag{12'}$$

összefüggést kapjuk, ami közvetlenül igazolja (11) létjogosultságát. Következőleg esetünkre a (13)-ból

$$S = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} V^2 d\alpha \tag{14}$$

áll fenn. Mivel a $V = V(\alpha)$ függvény rendesen nem adható meg zárt alapkban, azért itt is a numerikus integráció módszeréhez kell folyamodnunk. Gyakorlatilag a következő közelítő megoldást választottuk : tekintve, hogy az α_1-hez a V_1, az α_2-höz a V_2 szélsebesség tartozik, a V helyébe

$$V_k = \frac{V_1 + V_2}{2} \tag{15}$$

kifejezést tettük, ami műveletileg egyszerű számtani közepet jelent ; a $d\alpha$ helyett természetesen az $\alpha_2 - \alpha_1 = \Delta\alpha$ különbséget írtuk. Az

$$\bar{S} = \left(\frac{V_1 + V_2}{2}\right)^2 \cdot \Delta\alpha = V_k^2 \cdot \Delta\alpha \tag{16}$$

összefüggés felhasználása, kizárólag nomogramunk szempontjait figyelembe véve, jóval egyszerűbb számítási lehetőséget jelent, mert (16) csak kettő és nem háromváltozós egyenlet, mint a (8).

Szükséges megemlítenünk, hogy ez a közelítés is bizonyos hibával jár. A legkisebb hiba olyan hodográfok esetén áll elő, amelyek az origóra nézve konkáv görbületűek és ívelemük közel derékszögben hajlik a V polárkoordinátához. Konvex esetben az abszolút eltérés csak a réteg vékonyabbra való választása útján csökkenthető a kívánt mértékre. A gyakorlati szélhodográf egyébként önmaga kijelöli azokat

a szakaszokat, amelyek természetes rétegeket jelentenek, mert ezek geometriai sajátságuknál fogva szembetűnő törésekként jelentkeznek.

Az advekció előjelét a $d\alpha/d\Phi$ előjele határozza meg, ezért ha a (12')-ben $d\alpha/d\Phi > 0$, akkor hideg advekció van, ellenkező esetben meleg advekció. Az előjel nomogramunkból nem állapítható meg, viszont a szélfordulásból esetenként könnyen eldönthető.

A következőkben röviden vázoljuk a nomogram elvi és gyakorlati felépítését. Mint a bevezetőben említettük, célunk egy egyszerű szerkezetű és eléggé pontos számolósegédlet szerkesztése. Ennek jegyében az igen nagyszámú lehetőség közül a lehető legjobb gyakorlati megoldást választottuk. Kiindulásul az

$$A = -1{,}01042 \cdot 10 \frac{\bar{S}}{\Delta\Phi}$$

egyenlet, és az

$$\bar{S} = V_k^2 \Delta\alpha$$

egyenlet szolgált, amelyek mindegyike külön nomogramot határoz meg. Itt nem részletezhető elvi és gyakorlati okok miatt ezeken többszörös transzformációt kellett végrehajtanunk. Ennek következtében a (6) egyenlet alapján felépíthető nomogram ún. második kanonikus alakja [6] a következő:

$$\log \frac{V_k^2}{c_3} = \log \frac{c_2}{\Delta\alpha} + \log \frac{\bar{S}}{c_1}. \tag{17}$$

A nomográfia tételei szerint innen könnyen meghatározhatók a V_k^2, $\Delta\alpha$ és $\bar{S}$ összetartozó pontjainak Descartes-féle koordintái. Ugyanis e három változónak megfelelő pontok az Y tengellyel párhuzamos egyeneseken fekszenek *(2. ábra)*, és egy egyenest képeznek (indexvonal). Az általunk választott egység 250 mm, mert a (17) szerint mindegyik skála logaritmikus lévén, a 25 cm-es logarléc beosztása felhasználható [6], következőleg hatalmas számítási munkatöbblettől szabadulunk meg. Mindezek ellenére néhány alappont kiszámítására mégis szükségünk van.

Az alábbiakban a tényleges számítási eljárást vázoljuk. A (17)-nek megfelelő

$$f_3(V_k) = f_1(\bar{S}) + f_2(\Delta\alpha) \tag{18}$$

általános alakból a 2. ábrán látható x, y koordinátákat az

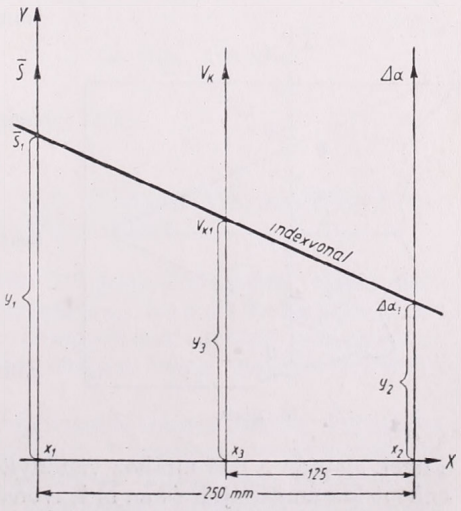
$$\left.\begin{aligned} \bar{S}&: \; x_1 = 0 \quad y_1 = f_1(S) \\ \Delta\alpha&: \; x_2 = 1 \quad y_2 = f_2(\Delta\alpha) \\ V_k&: \; x^3 = \tfrac{1}{2} \quad y_3 = \tfrac{1}{2} f_3(V_k) \end{aligned}\right\} \tag{19}$$

összefüggés megoldásai szolgáltatják. Esetünkben a (17)-ben levő állandók értékei a következők:

$$c_1 = \text{num log } 0{,}602\,0600,$$
$$c_2 = \text{num log } 0{,}195\,9215,$$
$$c_3 = \text{num log } 0{,}406\,1385.$$

Legyen az $\bar{S} = 4$ [m²sec⁻²] és a $\Delta\alpha = 90°$ az X tengelyen, akkor a $V_k = 1{,}59$ [m sec⁻¹] lesz. A $V_k = 10$-nek viszont megfelel $y_3 = 0{,}796\,93$ egység, azaz +193,23 mm. Ezzel a nomogram első része *(2. ábra)* elvileg kész.

A második rész teljesen analóg módon épül fel, sőt az első nomogram vázára



2. ábra.

szerkeszthetjük, csupán a $\Delta\alpha$ skála másik oldalán a $\Delta\Phi$ a V_k másik oldalán az A eredményskála beosztása foglal helyet. Az $\bar{S}$ skála közös, ezért annak skálázása el is maradhat, csak az összekapcsolásra kell ügyelnünk.

A (16) megfelelő transzformációjából az előbbivel teljesen analóg módon:

$$log \frac{A}{c_3} = log \frac{\bar{S}}{c_1} + log \frac{c_2}{\Delta\Phi} \tag{20}$$

lesz, ahol $c_1 = 4$, $c_2 = 808{,}34$ és $c_3 = 1/20$. Itt az $y_1 = 0$ helyhez $\bar{S} = 4$ kell tartozzék, mert ezt a két részt összekapcsolásának feltétele követeli. Legyen az A értéke az X tengelyen 0,05 [C°óra^{-1}], akkor a $\Delta\Phi = 808{,}34$ [m] lesz. Ennek megfelelően a $\Delta\Phi = 1000$ [m] helye —23,10 mm-rel az X tengely alá kerül. $\Delta\Phi$ tehát lefelé irányul. Hasonlóan lefelé növekszik a $\Delta\alpha$ skálája is. A többi pozitív irányítású. Megjegyezzük még, hogy az eredményskála logaritmus egysége 125 mm.

A nomogram terjedelme a két részegyenlet sikeres megválasztásával felére csökkent, ezzel együtt feleslegessé vált az $\bar{S}$ tengely skálázása, azaz ún. csapvonallá alakult át; következőleg a számolás folyamata egyszerűsödött. Az eredmény kétszeri vonalzó átfektetéssel megkapható, miközben az indexvonal és a csapvonal metszéspontja helyben marad.

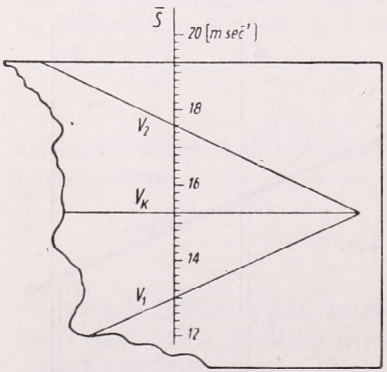
Az alábbiakban még két idevágó részletkérdést kell tisztáznunk. Az egyik a V_k gyors grafikus meghatározásának módja, a másik az általános légköri függélyes hőcsökkenés hatásának figyelembevétele.

A (15) számítására az $\bar{S}$ csapvonalat használhatjuk fel, egyenletes cm és mm beosztás felvitele útján, ahol a cm-ek jelentik a szélsebességet [m sec^{-1}]-ben, a mm-ek ennek tizedeit. Ha egy átlátszó lapra két szögszárat és a szögfelező egyenest felkarcoljuk, akkor a szárakhoz tartozó V_1 és V_2 szélsebességek középértékét a szögfelező kimetszi, ez utóbbi merőleges a csapvonalra *(3. ábra)*.

A függélyes hőcsökkenés hatását pedig az

$$A = -c \cdot T \cdot \frac{\bar{S}}{\Delta\Phi}$$

egyenlet és a CINA légkör alapján vesszük figyelembe. Ugyanis nomogramunkra fennáll a



3. ábra.

$$\Delta\Phi_{600} = -c \frac{\bar{S}}{A} T_{600}$$

összefüggés és általában a

$$\Delta\Phi = -c \frac{\bar{S}}{A} T$$

összefüggés is, ezért

$$\frac{\Delta\Phi_{600}}{\Delta\Phi} = \frac{T_{600}}{T}.$$

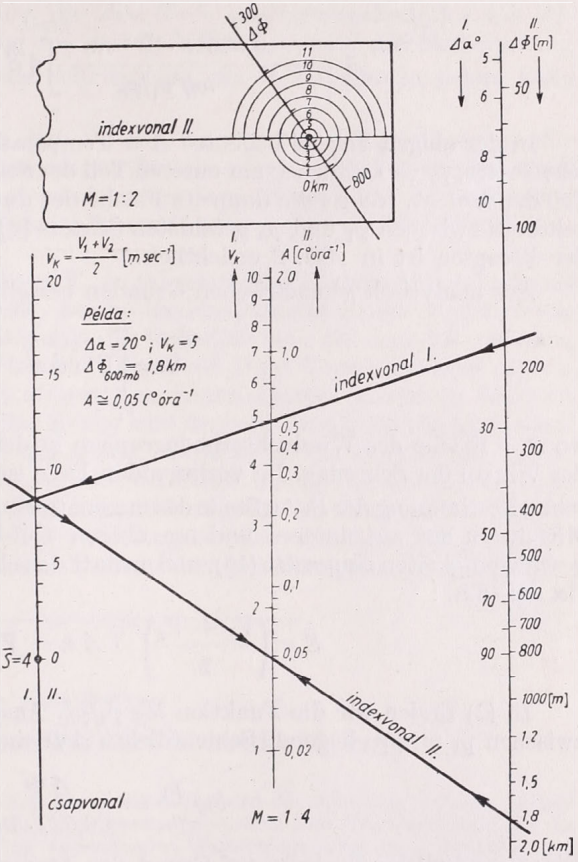
Ebből a $\Delta\Phi$ skálakülönbség nyilván

$$log\, \Delta\Phi_{600} - log\, \Delta\Phi = log\, T_{600} - log\, T.$$

Ennek alapján a 600 mb-hoz viszonyított skálaeltéréseket 0 és 11 km között km-enként kiszámíthatjuk és az indexvonalzóra karcolhatjuk, a *4. ábrának* megfelelően. Az indexvonaltól vett sugarak hosszát mm-ben az alábbi táblázatba foglaltuk:

Φ[km]	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
r[mm]	-10,64	-7,65	-5,61	-3,00	-0,33	2,42	5,11	7,99	10,96	14,00	17,14	20,35

A 0 és 11 km közötti eltérés 30,99 mm, ami nem hanyagolható el. Ezek szerint, ha pl. a $\Delta\Phi = 1000$ [m] réteg nem a 600 mb közelében van, hanem tegyük fel 7 km körül, akkor nem az indexvonalat fektetjük át ezen a ponton, hanem a 7 km-nek megfelelő kör pontját úgy, hogy annak középpontja a $\Delta\Phi$ tengelyre essék. A kész nomogramot a *4. ábrán.* mutatjuk be.



4. ábra.

IRODALOM

[1] *Béll Béla:* A termikus advekció meghatározása magassági térképeken és pilotmérésekkel. Beszámolók az 1953-ban végzett tudományos kutatásokról, 263—269. o.

[2] *Béll Béla:* A termikus szél gyakorlati alkalmazása. Beszámolók az 1952-ben végzett tudományos kutatásokról, 214—225. o.

[3] *Sieland, K.:* Scherungswindnomogramme. Ann. d. Met. 4. 7—9. 1951.

[4] *Bodolai István* és *Dési Frigyes:* A hőmérsékleti advekció meghatározása a szabadlégkörben. Beszámolók az 1953-ban végzett tudományos kutatásokról, 232—240. o.

[5] *Gruber—Blahó:* Folyadékok mechanikája. 18. o. Bp. 1952.

[6] *Pentkovszkij, M. V.:* Nomográfia. Bp. 1959.

EIN NOMOGRAMM ZUR BESTIMMUNG DER TEMPERATURADVEKTION IN DER FREIEN ATMOSPHÄRE

Die Notwendigkeit der Errechnung der Temperaturadvektion ergibt sich sowohl im Laufe der wissenschaftlichen Forschungsarbeit, als auch in der operativen Arbeit. Den verschiedenen Arbeitsgebieten entsprechend tauchen verschiedene Anforderungen auf und deshalb wurden bis zu unseren Tagen vielerlei Verfahren ausgearbeitet.

Theoretisch wurde bewiesen, dass die Temperaturadvektion aus der Verteilung des Höhenwindes, — innerhalb des Bereiches der freien Atmosphäre, — auf indirektem Wege bestimmt werden kann. Auf dieser Grundlage wurde eine Fluchtentafel konstruiert, welche zu der — den natürlichen Windschichten erfolgenden Errechnung

der Advektion — geeignet ist und eine genaue und relative schnelle Rechnung ermöglicht.

Als Ausgangspunkt dient Formel (1), in welcher die Dimension der Veränderlichen derart transformiert wurde, dass die Advektion in [C° Stunde^{-1}] erhalten wird.

$$A = -\frac{0{,}58615 \cdot 10^{-3} \sin \varphi}{\log p_1/p_n} \int_0^{S(p_n)} d\,S \; [C^\circ \, Stunde^{-1}] \tag{2}$$

In der obigen Formel bedeutet A = Temperaturadvektion, φ = die geographische Breite, p_1 = Luftdruck am unteren Teil der Schicht, p_n = Luftdruck am oberen Teil der Schicht. $\int dS$ ist die doppelte Fläche des durch den Hodographen der Windvektoren zwischen p_1 und p_n gebildeten Sektors [4]. Eine schematische Darstellung der Besagten ist in *Abb. 2* ersichtlich.

Aus analytisch geometrischen Gründen besteht der Zusammenhang :

$$S = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} V^2 \cdot d\,\alpha \tag{14}$$

wo S = Fläche des Windvektorhodographen in den Sektoren α_1 und α_2, und $d\alpha$ = der Winkel der Scherung. Im vorliegenden Falle ist es zweckmässig dies zur praktischen Bestimmung der $\bar{S}$. An Stelle des momentanen Windes V wird der arithmetische Mittelwert der am unteren und am oberen Teil der Schicht bestehenden Windgeschwindigkeiten eingesetzt (15), und anstatt dα schreiben wir die Differenz $\alpha_2 - \alpha_1 = \Delta\alpha$ auf, d.h. :

$$\bar{S} = \left(\frac{V_1 + V_2}{2}\right)^2 \cdot \Delta\,\alpha = V_k^2 \cdot \Delta\,\alpha \tag{16}$$

In (2) finden wir die Funktion $\log p_1/p_n$. Anstatt diese ist es zweckmässig die zwischen p_1 und p_n liegende Schichtdichte $\Delta\,\Phi$ einzufüren :

$$\log \frac{p_1}{p_n} = \frac{\Delta\,\Phi}{66{,}047 \cdot T_m} \tag{5}$$

Die veränderliche T_m kann auf Grund der Atmosphäre CINA genügenderweise in Betracht genommen werden. Momentan wird sie aber auf einer 600 mb entsprechenden Temperatur ($\approx 261^\circ$ K) festgelegt, und ebenso wird auch die geographische Breite fixiert ($\varphi = 47{,}5^\circ$). In diesem Falle erhalten wir anstatt (2) die folgende Form :

$$A = -1{,}01042 \cdot 10 \cdot (\bar{S}/\Delta\Phi). \tag{6}$$

(6) und (16) sind die Grundlechtungen des Nomogramms. Diese haben wir mehrfachen Transformationen unterworfen, bis wir den unseren Zwecken am meisten entsprechenden Typus erhalten haben. Die sogenannte zweite kanonische Gestalt des auf Grund von (6) aufgebauten Nomogramms ist die folgende (6) :

$$\log \frac{V_k^2}{c_3} = \log \frac{c_2}{\Delta\,\alpha} + \log \frac{\bar{S}}{c_1} \tag{17}$$

Nach den auf den Sätzen der Nomographie beruhenden (18) und (19) können die Descartes'schen Koordinaten der zusammenhängenden Punkte der V_k, Δa und $\bar{S}$ *(Abb. 2)*. Die Lösung ergebenden Punkte liegen auf einer Geraden, der sog. Indexgeraden.

Es sei eine Einheit von 250 mm genommen um die Einteilung des Rechenschiebers von 25 cm auf die Skalen übertragen zu können [6]. Die Konstanten c_1, c_2 und c_3 wurden nach der geeignetesten Skalenverteilung gewählt.

Auf dieselben drei Axen wird auch das Nomogramm des Zusammenhanges (16) aufgetragen und auf der Axe $\bar{S}$ die zwei Teile zusammengeknüpft *(Abb. 4)*. Es ist klar, dass bei der Vereinigung der zwei Teil-Nomogrammen die Skalenteilung der $\bar{S}$ überflüssig wird und derart der Schnittpunkt der Indexlinien in jedem Falle gemeinsam ist.

Die lineare Einteilung an der Axe $\bar{S}$ *(Abb. 3)* dient zu der Bestimmung der Mittelwerte der an den Schichtengrenzen bestehenden Windgeschwindigkeiten. Die auf die durchsichtige Platte eingezeichneten zwei Winkelarme überschneiden die Werte V_1 und V_2, wobei die Winkelhalbierende auch die mittlere Windgeschwindigkeit V_k bezeichnet.

In den obigen wurde der Wert von T_m in (5) mit 600 mb fixiert. Dies sei nun als variabel betrachtet, und festgestellt, welche Skalenabweichung sich ergibt. Nach den Berechnungen weist der Schnittpunkt der Indexlinie und der Axe $\Delta\Phi$ zwischen 0 und 11 km eine Schwankung von beinahe 31 mm auf. Diese Korrektion kann mittels der an dem Lineal der Indexlinie eingeritzten konzentrischen Kreise in Betracht gezogen werden. Die Halbmesser der Kreise sind auch in Tabellen angeführt, sowie in Abb. 4. im Masstabe von 1 : 1 angegeben. Wenn z. B. die Schicht $\Delta\Phi$ in der Höhe von 11 km angenommen wird, so wird ein Punkt des mit 11 km bezeichneten Kreises so an dem entsprechenden Punkt des $\Delta\Phi$ angebracht, dass das Zentrum der Kreise auf die Axe $\Delta\Phi$ fällt. In Abb. 4. wird der ganze Berechnungsvorgang skizziert und zugleich auch die wesentliche Struktur des fertigen Nomogramms dargestellt.

Dési Frigyes:

A virtuális hőmérséklet korrekciójáról

Über die Korrektion der virtuellen Temperatur. Es wird die Ableitung und die Zusammenhänge der Formeln der virtuellen Temperatur analysiert. Der Verfasser weist auf die Rolle der infolge der Kondensation entstehenden Wassertropfen hin und bestimmt mit Inbetrachtnahme der Menge der Wassertropfen, sowie der freiwerdenden Kondensationswärme auch die Korrektion der virtuellen Temperatur.

*

Поправка на виртуальную температуру. Автор анализирует выводы и связи формул для виртуальной температуры. Он указывает на роль капель воды, возникающих вследствие конденсации, и с учетом их количества, а также освободающейся теплоты конденсации, определяет поправку виртуальной температуры.

*

A *Dalton*-féle törvény értelmében

$$p = p_l + \varepsilon, \tag{1}$$

hol p a nedves, p_l a száraz levegő és ε a vízgőz nyomását jelenti. (1)-gyel kapcsolatban tudnunk kell, hogy a vízgőz a légkör térfogateleméből annyi száraz levegőt szorít ki, amennyinek a parciális nyomása egyenlő a vízgőz nyomásával. Ha tehát ε változik az időben, s minden egyéb változatlan marad, állandó a $p_l + \varepsilon$ összeg. Csak az összeg mutat egyensúlyt a függélyesben, s nem az összeadandók.

A nedves levegő ϱ sűrűségét a

$$\varrho = \varrho_l + d = \varrho_l (1 + m) \tag{2}$$

összefüggés határozza meg, hol ϱ_l a száraz levegő, d a vízgőz sűrűségét jelenti és

$$m = \frac{d}{\varrho_l} \tag{3}$$

a keverési viszonyt.

Tekintsük még a száraz levegőre vonatkozó

$$\frac{p_l}{\varrho_l} = R_l T \tag{4}$$

és a vízgőzre vonatkozó

$$\frac{\varepsilon}{d} = R_v T \tag{5}$$

gázegyenletet. Az R_l (száraz levegő) és R_v (nedves levegő) gázállandók között az

$$R_v = 1{,}604\, R_l, \quad R_l = 0{,}623\, R_v \tag{6}$$

kapcsolat áll fenn.

Fejezzük ki (4)-ből p_l-et és (5)-ből ε-t, s írjuk értékeiket (1)-be :

$$p = (\varrho_l R_l + d R_v) T. \tag{7}$$

Osszuk (7)-et (2)-vel :

$$\frac{p}{\varrho} = \frac{\varrho_l R_l + d R_v}{\varrho_l (1 + m)} T. \tag{8}$$

(3) felhasználásával bevezethetjük m-et, ha a jobboldalon álló tört számlálóját és nevezőjét osztjuk ϱ_l-lel :

$$\frac{p}{\varrho} = \frac{R_l + m R_v}{1 + m} \tag{9}$$

(9) meghatározza a száraz levegő és vízgőz elegyének, a nedves levegőnek,

$$R = \frac{R_l + m R_v}{1 + m} = R_l \frac{1 + 1{,}604\, m}{1 + m} \tag{10}$$

gázállandóját, ha még (6)-ot is felhasználjuk. (9) és (10) alapján definiáljuk a

$$T_v = T \frac{1 + 1{,}604\, m}{1 + m} \tag{11}$$

virtuális hőmérsékletet. A T_v hőmérsékletű száraz levegő sűrűsége — azonos nyomáson — egyenlő a T hőmérsékletű és m keverési viszonnyal jellemzett nedves levegő sűrűségével.

(11) átalakítható úgy, hogy az m keverési viszony helyébe az s specifikus nedvesség kerüljön. Ismeretes, hogy

$$s = \frac{d}{\varrho_l + d} \tag{12}$$

Osszunk a számlálóban és nevezőben ϱ_l-lel, s helyettesítsünk (3) szerint :

$$s = \frac{m}{1 + m}, \tag{13}$$

vagy m-re megoldva :

$$m = \frac{s}{1 - s}. \tag{14}$$

Helyettesítsük (14)-et (11)-be :

$$T_v = T\,(1 + 0{,}604\,s) \tag{15}$$

Lehetséges olyan megoldás is, amely ε-t és p-t tartalmazza. Helyettesítsük (6)-ot (5)-be, s fejezzük ki d-t :

$$d = 0{,}623\,\frac{\varepsilon}{R_l\,T}\,. \tag{16}$$

(4)-ből

$$s_l = \frac{p_l}{R_l\,T}\,. \tag{17}$$

(16)-ot és (17)-et helyettesítsük (12)-be :

$$s = \frac{0{,}623\,\varepsilon/R_l\,T}{p_l/R_l\,T + 0{,}623\,\varepsilon/R_l\,T} = \frac{0{,}623\,\varepsilon}{P_l + 0{,}623\,\varepsilon}\,; \tag{18}$$

s ha még (1)-et is figyelembe vesszük [1] :

$$s = \frac{0{,}622\,\varepsilon}{p - 0{,}377\,\varepsilon}\,. \tag{19}$$

Irjuk s-nek ezen értékét (15)-be :

$$T_v = \frac{T}{1 - 0{,}377\,\varepsilon/p}\,. \tag{20}$$

Természetesen ugyanezt az eredményt kapjuk, ha — (3), (16) és (17) felhasználásával — az

$$m = 0{,}623\,\frac{\varepsilon}{R_l\,T} : \frac{p_l}{R_l\,T} = 0{,}623\,\frac{\varepsilon}{p - \varepsilon} \tag{21}$$

kifejezést helyettesítjük (11)-be.

(15)-höz még olyan módon is eljuthatunk, hogy a

$$\begin{aligned} p_l\,v_l &= R_l\,T, \\ \varepsilon\,v_l &= R_l\,T \end{aligned} \tag{22}$$

gázegyenletekből indulunk ki, ahol v_l a száraz levegő és v_l a vízgőz fajlagos térfogatát jelenti. Mivel p_l és ε parciális nyomást jelent, lehetőségünk van arra, hogy (22)-be a nedves levegő v fajlagos térfogatát, az össztérfogatot, vezessük be. Ha ugyanis v térfogatban s tömegű vízgőz és l tömegű száraz levegő van jelen, akkor

$$v_v = \frac{v}{s}\,, \qquad v_l = \frac{v}{l}\,. \tag{23}$$

Egységnyi tömegű nedves levegőről lévén szó, fennáll még az

$$l = 1 - s \tag{24}$$

összefüggés. Ezek szerint — $R_v = 1{,}604 R_l$-et is helyettesítve —

$$\begin{aligned} p_l &= (1 - s)\,R_l\,T, \\ \varepsilon &= 1{,}604\,s\,R_l\,T. \end{aligned} \tag{25}$$

(1)-nek megfelelően számítva könnyen igazolhatjuk, hogy ismét (15)-öt kapjuk.

A függélyesen felszálló és telített nedvességű levegőben — a kondenzáció miatt — állandóan vízcseppek képződnek. Jelöljük m-mel az 1 kg felhőlevegőben kicsapodó víz tömegét. Az mr szorzat megadja a kicsapódáskor felszabaduló hő mennyiségét,

ha r az 1 gramm víz kondenzációjakor szabaddá váló hőt jelenti. Tudjuk azt is, hogy a felszabaduló hő miatt emelkedik a felhőlevegő a száraz-adiabata helyett a nedves-adiabata mentén, tehát a száraz- és nedves-adiabata között meghatározható ΔT hőmérsékletkülönbség mértéke a felszabaduló kondenzációs hőnek. Ezek szerint

$$mr = 1000\, c_p\, \Delta T, \tag{26}$$

hol c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhőjét jelenti. (26)-ból kifejezhető az 1 gr felhőlevegőben foglalt vízmennyiség [2]:

$$\frac{m}{1000} = \frac{c_p}{r}\, \Delta T. \tag{27}$$

Ez a relatív sűrűségnövekedés relatív hőmérsékletcsökkenéssel egyenlő:

$$\frac{T_v - T'_v}{T_v} = \frac{c_p}{r}\, \Delta T, \tag{28}$$

hol T_v és T'_v virtuális hőmérsékleteket jelentenek, T'_v meghatározásakor a kicsapódó víz mennyiségét is figyelembe vesszük. (28)-ból

$$T'_v = T_v \left(1 - \frac{c_p}{r}\, \Delta T\right) \tag{29}$$

vagy (15)-öt helyettesítve

$$T'_v = T\,(1 + 0{,}604S)\left(1 - \frac{c_p}{r}\, \Delta T\right). \tag{30}$$

IRODALOM

[1] *Dési F.*: A virtuális hőmérsékletről. Időjárás. 1956. 114. o.

[2] *Dési F.*: Gleichgewicht des Wassertröpfe enthaltenden Wolkenluftquantums. Időjárás. 1960. 65. o.

Vancsó Imre:

A jeges árvízek meteorológiai előrejelzésének lehetőségei

Összefoglalás. A tanulmány kapcsolatot állapít meg a télvégi időjárási helyzetek és a jeges árvíz fellépése között. Multanovszkij-féle gyűjtőtérképek alapján szinoptikus típusokat határoz meg, amelyek közül kiválasztja azt az egyetlen típust, amely veszélyes lehet a dunai jeges árvizek szempontjából. Végül ismerteti az egyes szinoptikus típusok korai felismerésének módszerét, az előrejelzések céljából.

*

Возможности метеорологического предсказания ледяных наводнений. Устанавливается сваязь между положениями погоды конца зимы и ледяными наводнениями. На основе собирательных карт Мультановского, автор определяет синотические типы, из которых он отделяет единственный тип который может быть опасным с точки зрения ледяных наводнений на Дунае. В закючение излагается метод заблаговременного распознавания отдельных синоптических типов для целей предсказания.

*

A jeges árvízek időjárási okainak tanulmányozása eddig csak egyes katasztrófális esetekre korlátozódott. *Ozorai Zoltán* cikkében már a korszerű szinoptikus meteorológia eszközeivel igazolta, hogy az időjárás kedvezőtlen alakulása elkerülhetetlenül jeges árvízhez vezet [1]. Hidrológus kutatók is számos tanulmányban

foglalkoztak a jeges árvizek problémáival. *Lászlóffy Woldemár* pl. rámutatott arra, hogy az időjárás kedvező alakulása esetén a jég zavartalanul vonul le a Dunán [2, 3]. Mivel *Szesztay Károly* a jégmentes érvizek előrejelzésének problémáját megoldotta, felvetődött a kérdés, nincs-e lehetőség a jeges árvizek előrejelzésére is? Hidrológiai módszerekkel ez eddig nem sikerült. Megvizsgáltuk tehát a meteorológiai módszerek alkalmazásának lehetőségét.

Mindenekelőtt vizsgáljuk meg az árvizek időjárási okait. Ismeretes, hogy a jégmentes árvizek oka mindig a Duna vízgyűjtő területén hullott rendkívüli mennyiségű csapadék. A jeges árvizek kialakulása viszont a tartósabb téli hideg következtében létrejött jégpáncél télvégi felszakadásának körülményeitől függ. A jéglevonulás szempontjából döntő tényező, hogy a télvégi enyhülés nyugatról vagy délről érkezik-e és hogy milyen tartós?

Ezért olyan módszert kerestem, amellyel az Atlanti-óceántól az Uralig, illetőleg az Északi Jeges-tengertől, Észak-Afrikáig terjedő terület időjárásának alakulásából eldönthető, hogy veszélyes-e, vagy veszélytelen-e a bekövetkezett enyhülés a jeges árvíz szempontjából. Célom érdekében az 1917-től 1956-ig terjedő 40 évi időszakból azokat az éveket vizsgáltam meg, amelyekben álló jég képződött. Ilyen esztendő 23 volt, azaz az utolsó 40 év alatt a telek 57,5%-ában képződött álló jég a Dunán. (A jégviszonyok szempontjából legérdekesebb évek, vagyis az 1940—45 közötti telek sajnos kimaradtak a vizsgálatból, mert a háborús évek szinoptikus térképei és egyéb meteorológiai adatai rendkívül hiányosak. Az időközben megjelenő ún. „történelmi térképsorozat" alapján a hiány még pótolható lesz.)

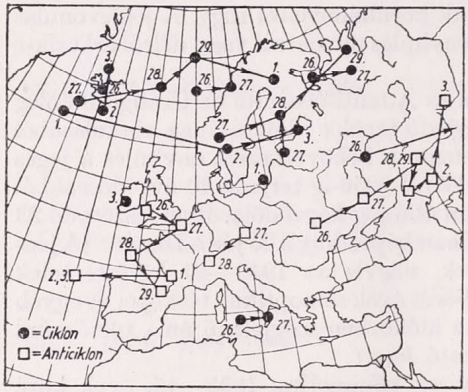
Az említett 40 éves időszakban az árvizek zömmel az 1935—45. évek közé estek (1935, 1938, 1940, 1941, 1945), majd tíz éves szünet után 1956-ban is fellépett jeges árvíz. Az 1956-os jeges árvíz rendkívüli méreteivel azonban arra figyelmeztet,

A szinoptikus típus száma	Év	Az árhullám relatív magassága Linznél, cm	Tetőző vízállás Mohácsnál		Jégtorlaszok helye	Megjegyzések
			cm	%		
I.	1935	197	880	95	A magyar—jugoszláv határtól délre	
	1938	226	907	98	A magyar—jugoszláv határtól délre	
	1956	623	1010	110	Makád, Dunaföldvár, Dombori	58 gátszakadás
II.	1937	184	614	63	Kisebb jégtorlasz Mohács alatt	A jégtorlasz elment Mohács alól az árhullám megérkezte előtt
	1950	150	720	76		
	1954	72	632	65		
III.	1929	180	677	71	Nagymarosnál	Lapos árhullám. Vízszintemelkedés 11 napig tartott
	1934	0	388	36	—	
IV.	1932	15	447	43	—	
	1947	—	—	—	—	Árhullám a Budapest alatti szakasz jéglevonulása után
	1933	—	—	—	—	Árhullám a Budapest alatti szakasz jéglevonulása után
	1939	0	419	40	Kisebb jégtorlasz Dunaföldvár alatt	Árhullám a Budapest alatti szakasz jéglevonulása után

hogy a jeges árvizek okait és előrejelzésük módszerét tovább kell tanulmányozni *(lásd táblázat)*.

A német hidrometeorológiai szolgálat már összeállította azokat az időjárás helyzeteket, amelyek a németországi folyókon jégképződéshez vezettek [4]. Ezen biztató eredmények nyomán módszert kerestem a magyarországi dunaszakasz jeges árvizeinek előrejelzésére is.

A vizsgálathoz megszereztük Bécs, Budapest, Belgrád naponkénti hőmérsékleti maximum és minimum adatait a téli hónapokról. Ezek alapján szétválasztható a fagyhullám időszaka, amikor a napi legmagasabb hőmérséklet (maximum) is fagypont alatt maradt és az enyhülés időszaka, amikor legfeljebb éjszaka süllyedt 0°-ig vagy ez alá a hőmérséklet.

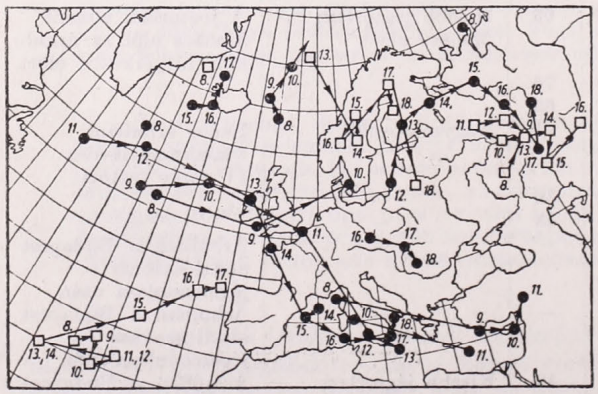


1. ábra. I. szinoptikus típus 1956. II. 26—III. 3-ig

Vizsgálati módszerül Multanovszkijnak a hosszúidejű előrejelzésekhez használt makroszinoptikus módszerét választottam. *Multanovszkij*, mint ismeretes ún. gyűjtőtérképen ábrázolja egy-egy 6—8 napos időszak szinoptikus térképei alapján a ciklonok középpontjainak mozgását. Így képet kap arról, hogy a vizsgált időszakokban a ciklonok és anticiklonok milyen útvonalon vándoroltak.

Vizsgálatomban az enyhülési időszakot megelőző 3—4 napról és az enyhülési időszak első 3—4 napjáról, tehát szintén 6—8 napos időszakról készítettem el a gyűjtőtérképeket.

Az első kísérlet keretében megszerkesztett 12 térképet a ciklon- és anticiklonpályák alapján 4 típusba sikerült sorolnom. (Két esetet nem lehetett típusba sorolni.) Figyelemre méltó, hogy Mohács 3 legmagasabb vízállású éve egyazon típusba került. Ugyanezekre az évekre esett Linzben a jég felszakadását előidéző árhullámok 3 legmagasabbika és mind a 3 évben észleltek a Dunaföldvár—Drávatorok közti Duna-szakaszon hatalmas jégtorlaszokat, amelyek árvizet okoztak, vagy legalábbis árvízzel fenyegettek. Mindezek alapján szinte biztosra vehető, hogy kizárólag ez az időjárási típus okoz jeges árvizet, illetve 95% feletti vízállásokat a magyar Dunának Budapest és Mohács közti szakaszán.



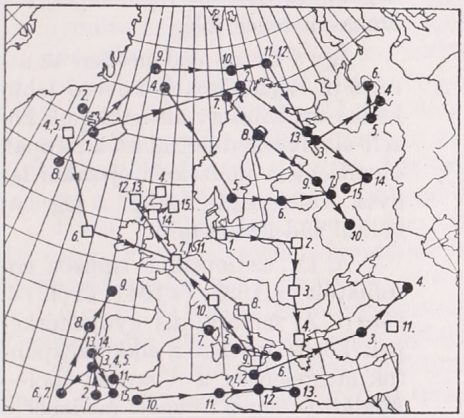
2. ábra. II. szinoptikus típus 1954. II. 8—18-ig

A következőkben ismertetem a vizsgált 12 eset alapján megállapított 4 szinoptikus helyzettípust. Az I-es szinoptikus típusba soroltam az 1935., 1938. és 1956. évek jéglevonulási időszakának időjárási helyzeteit *(1. ábra)*.

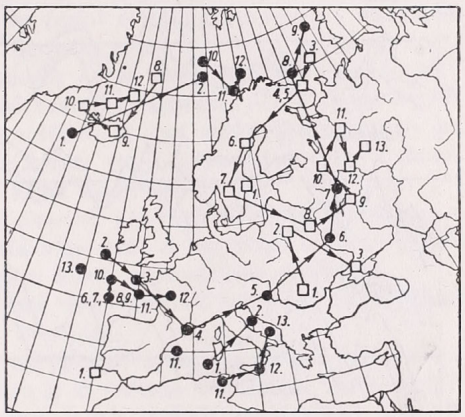
E három év szinoptikus gyűjtőtérképeinek közös vonása, hogy a ciklonok közép-

pontjai az 50. és 65. északi szélességi kör között helyezkednek el és vándorlási irányuk nyugat—keleti. Ciklonközéppontot találhatunk még az Appeninni-félsziget déli csücskénél is, határozottan nyugat—keleti vándorlási iránnyal. Ezek a Földközi-tengeri ciklonok azonban az enyhülést megelőző napon eltűnnek a térképről. Máshol nincs ciklonközéppont. Az anticiklonközéppontokat nem a szokásos helyükön, az Azóri-szigetek felett, hanem a Brit-szigetekről a Viscayai-öböl fölé húzódva, illetve a Gibraltári-szoros és a Viscayai-öböl között találjuk.

A fenti szinoptikus típus kialakulása, azaz ciklonok az 50. és 65. északi szélességi kör közötti területen és a Gibraltári-szoros és Viscayai-öböl közötti anticiklonok nagy légnyomási gradienst jelentenek déli—északi irányban. Így ebben az évszakban az enyhe óceáni levegő a szó szoros értelmében „viharos erővel" zúdul be nyugatról, a szárazföld belsejébe, tehát a Duna völgyébe is. Ez rohamos olvadást



3. ábra. III. szinoptikus típus 1929. III. 1—15-ig



4. ábra. IV. szinoptikus típus 1947. II. 1—13-ig

és nagy csapadékot okoz a Felső-Duna vidékén, és a kialakuló heves árhullám felszakítja a Duna jegét. Ez mindig jeges árvíz veszélyével jár a magyar Duna Budapest alatti szakaszán.

A II. szinoptikusba soroltam az 1937., 1950. és 1954. év jéglevonulási időszakát. Jellemző példaként az 1954. évi térképet közlöm *(2. ábra)*. A gyűjtőtérképek közös vonása, hogy a ciklonközpontok V. a. pályán mozognak, vagy újak képződnek a Genovai-öböl környékén, egy nappal a magyarországi enyhülés bekövetkezése előtt. Ezek a Földközi-tenger keleti medencéje, vagy az Appeninni-félsziget déli része fölé, tehát északnyugat—délkeleti irányban vándorolnak. 1950 kivételével Kelet-Európa felett is van ciklonközéppont, amely déli—északi irányban vándorol.

Az anticiklonközéppontok Kelet-Európa felett helyezkednek el. 1—4 napon át Skandinávia felett is megjelenhet anticiklon. A Gibraltári-szoros és a Viscayai-öböl között anticiklonközéppont nincs.

A II. szinoptikus típusra tehát az Északi- és a Norvég-tengeri, illetve felső-olaszországi, Földközi-tengeri ciklontevékenység jellemző. Anticiklon a Gibraltári-szoros és a Viscayai-öböl között nincs. A légnyomási gradiens az I-es típustól eltérően, kelet—nyugati irányú. A felső-olaszországi ciklonközpont természetes velejárója annak délkelet felé való vándorlása esetén, hogy csak átmeneti enyhülést okoz az Alpok és Kárpátok vidékén. Az olvadás is csak átmeneti jellegű. *Ez a szinoptikus típus jeges árvíz fellépése szempontjából tehát veszélytelen.*

A III. szinoptikus típusba soroltam az 1929. és 1934. évet *(3. ábra)*.

Antal Emánuel:

Energiaháztartás mérések a Tihanyi-félszigeten

Measurements of the energy balance on the Tihany peninsula. Topoclimatological researches have been carried out on the Tihany peninsula in a lavender plantation, in order to determine the energy balance of different surfaces. Thus the daily march of the radiation balance, the heat used for evaportaion, the heat transported into the air by exchange, and the heat conducted into the ground, were determined. The components of the energy balance have undergone considerable changes during the different weathers in the period from the 3rd to the 26th June 1959 and so the components were determined both in days with clear and clouded sky, these two weathers representing the two extreme cases. The numerical values of the components are contained in Tab. 1.

*

Измерения по балансу энергии на полуострове Тихань. В ходу наших топоклиматологических исследований и с целью определения баланса энергии различных поверхностей были установлены нами суточный ход и сумма радиационного баланса; тепла, затраченного на испарение; и тепла, отведенного в почву, на полуострове Тихань в лавандном культуре. В периоде от 3-го до 26-го июня 1959 компоненты баланса энергии претерпели большие изменения во время различных погод и поэтому отдельные компоненты были определены и при ясной и облачной погоде, являющимися крайные случаи. Цифровые данные компонентов содержатся в таблице 1.

*

A felszín hőháztartására vonatkozó kutatások *egzakt mérésekre* fölépített eredményeit a klimatológiában mind az elméleti, mind pedig a gyakorlati kérdések egész sora sürgeti. A korszerű klimatológia már nem elégedhet meg a jelenségek puszta leírásával, egyre behatóbban kívánja tanulmányozni a jelenségek létrehozó okait is. A mai szemléletmódnak megfelelően úgy látszik, hogy az energiaháztartás vizsgálatának eredményei visznek bennünket közelebb az éghajlat megismeréséhez. Az ilyen irányú kutatások nyújtanak ugyanis alapvető tájékoztatást arról, hogy a hőháztartás egyes összetevői milyen mértékben vesznek részt a talajközeli légtérben lejátszódó légköri fizikai folyamatok irányításában. Alig vitatható, hogy az energiaháztartásra vonatkozó hosszabb időtartamú vizsgálatok eredményei teszik lehetővé a klasszikus klimatológia által már megállapított éghajlati törvényszerűségek mélyrehatóbb magyarázatát, valamint újabb és bonyolultabb összefüggések feltárását.

Ez a körülmény magyarázza meg azt, hogy a különböző felszínek energiaháztartásának mérése az utóbbi években mind jobban előtérbe került nemcsak a mikroklimatológiában, hanem az éghajlat-kutatás egyéb területein is [1]. Hazánkban 1959-ben végeztünk először olyan méréseket, amelyek eredményeként az energiaháztartásnak minden egyes összetevőjét meghatározhattuk. Igaz ugyan, hogy az elmúlt években nálunk is történt kísérlet a felszín energiaháztartásának meghatározására, ez a törekvés azonban mért adatok hiányában nem jutott túl a becslésekre alapított számítások határán [2].

A felszín hő- vagy energiaháztartásán a hőfelvétel és hőleadás rendszerét értjük. Hőháztartás-méréseink és számításaink szempontjából a felszínt tömegnélküli geometriai felületnek tekintjük. Kikötésünk tehát az, hogy a felszín hőt nem tárolhat. Természetesen ilyen feltételek mellett a kapott hő azonnal el is távozik, vagyis a felszínre érkező hőmennyiségek összege egyenlő a távozó hőmennyiségek összegével. A felszínre a hő besugárzás útján, a talaj mélyebb rétegeiből hővezetéssel, a levegőben állandóan jelen levő vízgőz kondenzációja vagy szublimációja útján, valamint a levegőből látszólagos vezetéssel (tömegkicserélődés) és tényleges vezetéssel érkezik.

A kapott hővel szemben áll a különböző úton leadott hő, nevezetesen a kisugárzás révén távozó, a talaj mélyebb rétegeibe elvezetett, a párolgásra és az olvadásra fordított, valamint a levegőbe vezetéssel és látszólagos vezetéssel távozó hő.

A nyári hónapokban nem jelentős tagokat elhanyagolva, a felszín hőháztartásának alapegyenletét a következőképpen írhatjuk :

$$R + L \cdot E + Q_l + Q_t = 0 \tag{1}$$

ahol R a sugárzási egyenleg, L a párolgási hő ($L = 606{,}5—0{,}695 \cdot t$), E az evapotranspiráció, $L \cdot E$ a latens hő vertikális áramlása (párolgásra fordított hő), Q_l a szabad hő vertikális áramlása (kicserélődés útján szállított hő), Q_t a talaj hőforgalma.

A hőháztartás e négy legfontosabb komponensének mérésére és számítására szolgáló megfelelő módszerek kidolgozására sok törekvés történik nemcsak az elméleti, hanem gyakorlati fontossága miatt is. Az R és a Q_t mérése nem okoz különösebb nehézséget. Az $(L \cdot E + Q_l)$ együttes meghatározása aránylag szintén egyszerű, de külön-külön meghatározásuk már lényegesen nehezebb és a kapott eredmény bizonytalanabb, mint a másik két tag esetében. Az utóbbi években általában azt a megoldást választották, hogy a kettő közül valamelyiket meghatározzák a turbulens diffúziós módszerrel, s a másik tényezőt az energiháztartás maradék tagjaként számítják ; ui. az (1) egyenletből 3 tag ismeretében a 4. tag kiszámítható. Újabban olyan irányú kísérletek is történtek, hogy mind a négy tagot egyetlen műszerkomplexummal mérjék [3].

A sugárzás egyenlegét az

$$R = G\,(1—A) — (K—V) \tag{2}$$

egyenlettel határoztuk meg [4], amelyben G a globálsugárzás, A a levendulaállomány albedója, K a felszín kisugárzása és V a levegő visszasugárzása.

A levegő által forgalmazott hőt a

$$Q_l = f^2 \frac{\varrho\, c_p\, k^2\, (u_2—u_1)\, (t_1—t_2)}{\left(ln \dfrac{z_2—d}{z^1—d}\right)^2} \tag{3}$$

összefüggés szolgáltatta [5]. Itt ϱ a levegő sűrűsége, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, k a Kármán-konstans, u_1, u_2 és t_1, t_2 a szélsebesség, ill. a levegő hőmérséklete a z_1, z_2 szintben, d pedig a nullponteltolódás, vagyis az a magasság, amelytől a meteorológiai elemek magassággal való változását logaritmikusnak tekinthetjük; az f a hőmérsékleti rétegződésnek a kicserélődésre gyakorolt hatását veszi figyelembe.

A talaj hőforgalmát közvetett úton határozzuk meg a több szintben mért talajhőmérséklet és a hőkapacitás felhasználásával. A számításokat a *Cejtin*-féle módszerrel [6] végeztük el [7] :

$$Q_t = \frac{c\varrho}{\tau} S_1$$

ahol $c\varrho$ a talaj hőkapacitása, τ az időratam, amelyre meghatároztuk a talaj hőforgalmát, S_1 a vizsgált talajréteg hőtartalmának változásával kapcsolatos függvény.

Végül az $L.E$ latens hő vertikális áramlását az előbbi három összetevő ismeretében az (1) egyenlet ismeretlen tagjaként számítottuk.

*

Antal Emánuel:

Energiaháztartás mérések a Tihanyi-félszigeten

Measurements of the energy balance on the Tihany peninsula. Topoclimatological researches have been carried out on the Tihany peninsula in a lavender plantation, in order to determine the energy balance of different surfaces. Thus the daily march of the radiation balance, the heat used for evaportaion, the heat transported into the air by exchange, and the heat conducted into the ground, were determined. The components of the energy balance have undergone considerable changes during the different weathers in the period from the 3rd to the 26th June 1959 and so the components were determined both in days with clear and clouded sky, these two weathers representing the two extreme cases. The numerical values of the components are contained in Tab. 1.

*

Измерения по балансу энергии на полуострове Тихань. В ходу наших топоклиматологических исследований и с целью определения баланса энергии различных поверхностей были установлены нами суточный ход и сумма радиационного баланса; тепла, затраченного на испарение; и тепла, отведенного в почву, на полуострове Тихань в лавандном культуре. В периоде от 3-го до 26-го июня 1959 компоненты баланса энергии претерпели большие изменения во время различных погод и поэтому отдельные компоненты были определены и при ясной и облачной погоде, являющимися крайные случаи. Цифровые данные компонентов содержатся в таблице 1.

*

A felszín hőháztartására vonatkozó kutatások *egzakt mérésekre* fölépített eredményeit a klimatológiában mind az elméleti, mind pedig a gyakorlati kérdések egész sora sürgeti. A korszerű klimatológia már nem elégedhet meg a jelenségek puszta leírásával, egyre behatóbban kívánja tanulmányozni a jelenségek létrehozó okait is. A mai szemléletmódnak megfelelően úgy látszik, hogy az energiaháztartás vizsgálatának eredményei visznek bennünket közelebb az éghajlat megismeréséhez. Az ilyen irányú kutatások nyújtanak ugyanis alapvető tájékoztatást arról, hogy a hőháztartás egyes összetevői milyen mértékben vesznek részt a talajközeli légtérben lejátszódó légköri fizikai folyamatok irányításában. Alig vitatható, hogy az energiaháztartásra vonatkozó hosszabb időtartamú vizsgálatok eredményei teszik lehetővé a klasszikus klimatológia által már megállapított éghajlati törvényszerűségek mélyrehatóbb magyarázatát, valamint újabb és bonyolultabb összefüggések feltárását.

Ez a körülmény magyarázza meg azt, hogy a különböző felszínek energiaháztartásának mérése az utóbbi években mind jobban előtérbe került nemcsak a mikroklimatológiában, hanem az éghajlat-kutatás egyéb területein is [1]. Hazánkban 1959-ben végeztünk először olyan méréseket, amelyek eredményeként az energiaháztartásnak minden egyes összetevőjét meghatározhattuk. Igaz ugyan, hogy az elmúlt években nálunk is történt kísérlet a felszín energiaháztartásának meghatározására, ez a törekvés azonban mért adatok hiányában nem jutott túl a becslésekre alapított számítások határán [2].

A felszín hő- vagy energiaháztartásán a hőfelvétel és hőleadás rendszerét értjük. Hőháztartás-méréseink és számításaink szempontjából a felszínt tömegnélküli geometriai felületnek tekintjük. Kikötésünk tehát az, hogy a felszín hőt nem tárolhat. Természetesen ilyen feltételek mellett a kapott hő azonnal el is távozik, vagyis a felszínre érkező hőmennyiségek összege egyenlő a távozó hőmennyiségek összegével. A felszínre a hő besugárzás útján, a talaj mélyebb rétegeiből hővezetéssel, a levegőben állandóan jelen levő vízgőz kondenzációja vagy szublimációja útján, valamint a levegőből látszólagos vezetéssel (tömegkicserélődés) és tényleges vezetéssel érkezik.

A kapott hővel szemben áll a különböző úton leadott hő, nevezetesen a kisugárzás révén távozó, a talaj mélyebb rétegeibe elvezetett, a párolgásra és az olvadásra fordított, valamint a levegőbe vezetéssel és látszólagos vezetéssel távozó hő.

A nyári hónapokban nem jelentős tagokat elhanyagolva, a felszín hőháztartásának alapegyenletét a következőképpen írhatjuk :

$$R + L \cdot E + Q_l + Q_t = 0 \tag{1}$$

ahol R a sugárzási egyenleg, L a párolgási hő ($L = 606{,}5—0{,}695 \cdot t$), E az evapotranspiráció, $L \cdot E$ a latens hő vertikális áramlása (párolgásra fordított hő), Q_l a szabad hő vertikális áramlása (kicserélődés útján szállított hő), Q_t a talaj hőforgalma.

A hőháztartás e négy legfontosabb komponensének mérésére és számítására szolgáló megfelelő módszerek kidolgozására sok törekvés történik nemcsak az elméleti, hanem gyakorlati fontossága miatt is. Az R és a Q_t mérése nem okoz különösebb nehézséget. Az $(L \cdot E + Q_l)$ együttes meghatározása aránylag szintén egyszerű, de külön-külön meghatározásuk már lényegesen nehezebb és a kapott eredmény bizonytalanabb, mint a másik két tag esetében. Az utóbbi években általában azt a megoldást választották, hogy a kettő közül valamelyiket meghatározzák a turbulens diffúziós módszerrel, s a másik tényezőt az energiaháztartás maradék tagjaként számítják ; ui. az (1) egyenletből 3 tag ismeretében a 4. tag kiszámítható. Újabban olyan irányú kísérletek is történtek, hogy mind a négy tagot egyetlen műszerkomplexummal mérjék [3].

A sugárzás egyenlegét az

$$R = G\,(1—A) — (K—V) \tag{2}$$

egyenlettel határoztuk meg [4], amelyben G a globálsugárzás, A a levendulaállomány albedója, K a felszín kisugárzása és V a levegő visszasugárzása.

A levegő által forgalmazott hőt a

$$Q_l = f^2 \frac{\varrho\, c_p\, k^2\, (u_2—u_1)\, (t_1—t_2)}{\left(ln \dfrac{z_2—d}{z^1—d}\right)^2} \tag{3}$$

összefüggés szolgáltatta [5]. Itt ϱ a levegő sűrűsége, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője, k a Kármán-konstans, u_1, u_2 és t_1, t_2 a szélsebesség, ill. a levegő hőmérséklete a z_1, z_2 szintben, d pedig a nullponteltolódás, vagyis az a magasság, amelytől a meteorológiai elemek magassággal való változását logaritmikusnak tekinthetjük; az f a hőmérsékleti rétegződésnek a kicserélődésre gyakorolt hatását veszi figyelembe.

A talaj hőforgalmát közvetett úton határozzuk meg a több szintben mért talajhőmérséklet és a hőkapacitás felhasználásával. A számításokat a *Cejtin*-féle módszerrel [6] végeztük el [7] :

$$Q_t = \frac{c\varrho}{\tau} S_1$$

ahol $c\varrho$ a talaj hőkapacitása, τ az időratam, amelyre meghatároztuk a talaj hőforgalmát, S_1 a vizsgált talajréteg hőtartalmának változásával kapcsolatos függvény.

Végül az $L.E$ latens hő vertikális áramlását az előbbi három összetevő ismeretében az (1) egyenlet ismeretlen tagjaként számítottuk.

*

között megy végbe. Délután 3 órakor megfordul a hőáramlás iránya. Az alsóbb talajrétegből délután 5 órakor érkezik a felszínre a maximális hőmennyiség. A szélsőértékek eltolódtak a meteorológiai elemeknél megszokott időponttól. Azt várnánk, hogy a talaj akkor vezet el legtöbb energiát, amikor a felszín a legmelegebb. A felszín hőmérsékletének maximuma viszont akkor áll be, midőn a sugárzás a legnagyobb értékű, azaz 12—13 óra között. Ezzel szemben a maximális hőszállítás 4 órával korábban jelentkezik. Ugyanakkor a talajból a felszínre vezetett hő 17 órakor éri el maximumát, vagyis a felszín hőmérsékleti maximuma beállásának időpontjánál 11 órával korábban. Ez a látszólagos ellentmondás azonban érthetővé válik, ha meggondoljuk, hogy a talaj hőforgalmát milyen fizikai folyamatok irányítják. A talaj hőforgalmán tulajdonképpen az egyes talajrétegek hőtartalmának változását értjük. Hogy egy órán belül mily mértékben változik a térfogategységnyi talaj hőtartalma, az a talaj szerkezeti és fizikai sajátságain kívül hőmérsékletének időbeli változásától függ. A talajhőmérséklet egyik óráról a másikra történő legnagyobb változása viszont 9-ről 10 órára és délután 5-ről 6 órára tapasztalható, ami tökéletesen megegyezik a talajhőforgalom szélső értékei beállásának időpontjával.

A hőháztartás összetevőinek *átlagos* napi menete egy valóságban nem létező állapotot tükröz, mert hiszen különböző időjárási helyzetekben kialakult eltérő viszonyok átlagát foglalja magában. A mikroklíma jellegzetes sajátosságainak kialakulására kedvező derült, szélcsendes időben az energiaháztartás különböző tagjai egészen másképp alakulnak, mint borult szeles időben [9]. Éppen ezért célszerűnek látszott az energiaháztartás alakulásának különböző időjárási típusok szerinti vizsgálata. Az összetevők változása a mi éghajlatunkon nyár folyamán legnagyobb mértékben a felhőzettől függ. A felhőzet elsősorban a globálsugárzás mennyiségét csökkenti, másodsorban a globálsugárzás napi menetére derült időben jellemző kissé aszimmetrikus vonalát egészen szabálytalanná torzíthatja. A vizsgált időszakban a sugárzási egyenleg leghatékonyabb tagja a globálsugárzás volt, ezért növekedése vagy csökkenése az egyenleg alapvető megváltozását vonta maga után.

Vizsgálataink során két szélső esetként a *derült* (a felhőzet 24 órás átlaga <2 tized) és *borult időjárási típust* vettük alapul. A borult időjárási típusba való soroláskor 5 esetben az volt a feltétel, hogy a felhőzet napi átlaga >8 tizednél, további két esetben 7,7 tized volt a borultság napi átlaga, de ennek ellenére is a borult kategóriába soroltuk. Ezt az eljárást a globálsugárzás nagyon erős csökkenése indokolta. Az energiaháztartás összetevőinek e két időjárási típusban mutatkozó napi menetét a táblázat *b*, *c*, részében közöljük. Derült napokon a szélsőértékek beállásának időpontjában az átlagos napi menethez képest nincs jelentékeny eltérés, de a maximumok és minimumok lényegesen nagyobbak. Borult napokon főleg a Q_l és a Q_t napi amplitudója csökken számottevően.

Derült napokon a levegőbe kicserélődés útján szállított hő mennyisége erőteljesen megnövekszik. Míg egy átlagos júniusi napon 72 grcal/cm² hő került a felszínről a levegő felsőbb rétegeibe, addig egy átlagos derült napon 113 grcal növeli a levegő hőmérsékletét, borult napokon pedig mindössze 31 grcal. Derült napokon tehát a kicserélődési folyamat közel négyszer annyi hőmennyiséget szállított el a felszíntől. Természetesen a talajközeli légrétegek (2 m) hőmérséklete nem emelkedik arányosan a szállított hőmennyiség növekedtével. Derült napokon ugyanis a fokozott intenzitású kicserélődés a felszín által leadott hőt vastagabb légrétegben keveri el, mint egyéb napokon.

Derült napokon az átlagosnál 35%-kal, a borult napok során észleltnél pedig 47%-kal több hő áramlik le a talajba. Ez a körülmény a felszín hőmérsékletének nagyobb mérvű emelkedését idézi elő, különösen akkor, ha a talajnedvesség párolgásának hőelvonó hatása ezt a fölmelegedést nem fékezi. Éjszaka a felszín kisugárzás

útján adja le a mélyebb rétegekben tárolt hőt, s ez a folyamat a talaj fokozatos lehűlését eredményezi. Amíg 22 nap átlagában naponta 62 grcal/cm² hőmennyiséget adott át a talaj a levegőnek, addig a derült napokon 80 grcal-t, borult napokon pedig 46 grcal-t. A különbség a napi bevétel és kiadás között átlagosan 3 grcal, derült napokon 8 grcal, borult napokon pedig 0,6 grcal a bevétel javára, s ennek eredményeképpen a talajrétegek átlagos hőmérséklete egyik napról a másikra rendre emelkedő tendenciát mutatott.

Érdekes jelenség tapasztalható derült napokon *a párolgásra fordított hő* napi menetében, vagy ami ezzel egyenértékű, az evapotranspiráció mennyiségének napi menetében. Délután egy és két óra között az átlagos napi menetnél tapasztaltakkal ellentétben az evapotranspiráció üteme megtorpan, majd csökken és 14 óra után ismét növekszik. Ennélfogva a párolgás napi menetében kettős hullám található, egy 10 órai másod- és egy 14 órai főmaximummal. Ismeretes, hogy a növényzettel borított felszínek fölött az evapotranspiráció tekintélyesebb részét a növények transpirációja szolgáltatja. Egyes kutatók — köztük *Henrici* [10] — véleménye szerint délelőtt kb. 10 óra tájban már nincs további növekedés a transpirációban, mert a fényhatás erősödése következtében a növények sztómái szűkebbre záródnak és ezáltal csökken a sztomatikus transpiráció. Ez a megállapítás különösen érvényes azokra a növényekre, amelyeknél a tenyészidőszakban nincs biztosítva a bőséges vízutánpótlás. A tihanyi levendulaültetvény a déli órákban igen erős sugárzásnak volt kitéve. Egyes esetekben a 80 grcal-t is meghaladta a felszínre érkező globálsugárzás óránkénti értéke. A tenyészidőszak legkritikusabb periódusában, a virágzás időszakában a mindössze 20—30 cm vastagságú talajréteg a szükséges vízutánpótlást nem biztosította. Természetesnek tűnik tehát az a feltevés, hogy az evapotranspiráció visszaesését a növény által szabályozott sztomatikus párolgás csökkenése idézte elő. Az evapotranspiráció alakulásában jelentkező törés csak derült napokon figyelhető meg, vagyis amikor a növényzetnek valóban védekeznie kell a fokozott transpiráció ellen. Borult napokon ui. az evapotranspirációnak teljesen szabályos napi menete van.

*

Tanulmányunkban az energiaháztartásnak csupán *négy fő összetevőjét* vettük figyelembe, mert nyáron e négy fő komponens számbavétele teljesen elegendő. Némely hajnalon volt ugyan harmatképződéssel járó hőfelszabadulás is, amit ötödik tagként figyelembe vehettünk volna, de a harmat mennyisége egyetlen esetben sem érte el a 0,5 mm-t, ennélfogva az energiamérleg átlagának számításánál ez elhanyagolható. A számításba vett négy összetevő közül céljaink elérésére kielégítő pontosságúnak tekintjük a *sugárzási egyenleg* és a *talajhőforgalom* meghatározására szolgáló módszereket. Mégis kutatásaink további feladatainak tekintjük azt, hogy e két komponens kiszámítására még megnyugtatóbb eredményeket adó módszereket dolgozzunk ki.

A *levegő hőforgalmát* meghatározó turbulens diffúziós módszert mindaddig bizonytalannak kell tartanunk, amíg a módszerben foglalt kicserélődési együtthatóra vonatkozó feltevések maradéktalanul igazolást nem nyernek. A levegő hőforgalmára kapott értékekben főleg akkor nagyok a hibák, amikor nagy a talajközeli légréteg stabilitása, azaz kicsiny a függőleges irányba szállított hőmennyiség. A hőháztartás egyéb tagjaihoz képest ez a hiba azonban nem jelentős.

Minthogy a negyedik összetevőt : a *párolgásra fordított hőt* az energiaháztartás maradék tagjaként számítottuk, ezért nyilvánvaló, hogy ez a másik három tagban jelentkező hibákat foglalja magában. Természetesen a párolgásra fordított hő ilyetén meghatározása sem nyújt kevésbé pontos eredményt, mint pl. a levegő hőforgalmának

meghatározásáé, mert nem valószínű, hogy a többi összetevőben jelentkező hibák összegeződnek ; az elsőként említett három összetevő meghatározásakor ugyanis a valósághoz képest az eltérés az egyiknél lehet pozitív, a másiknál ugyanakkor negatív irányú. Ennek következtében az esetleges hibák általában kompenzálják egymást.

Az energiaháztartás összetevőit jellemző adatok végeredményben csak akkor tekinthetők teljesen megbízhatóknak, ha a minden egyes számításba veendő tagot különböző módszerrel határozzuk meg, s a kapott összetevők összege a hőháztartás egyenletének megfelelően bármely időpontban nulla, vagy legalábbis megközelíti a nullát. Jelenleg a felszín hőháztartásának mérésére és számítására még nincsenek általánosan elfogadott módszerek. Ennek ellenére egyre nagyobb mértékben foglalkoznak valamely felszín energiaháztartásának meghatározásával.

Hazánkban — mint említettük — elsőízben a Balaton éghajlatának részletesebb feltárására irányuló kutatások keretében végeztünk energiaháztartás-méréseket 1959-ben a Tihanyi-félszigeten, 1960-ban pedig Badacsony térségében.

A tanulmányban elmondottakból világosan kitűnt, hogy a hőháztartás olyan fontos összetevői, mint a *sugárzás*, *párolgás*, a talaj hőmérsékletét irányító *talajhővezetés*, valamint a léghőmérsékletet döntő mértékben befolyásoló *levegőhőelvezetés* mily nagy mértékben változik az időjárás alakulásával. Arra vonatkozólag, hogy azonos időjárás esetén a különböző felszínek alaki és anyagi tulajdonságainak hatása milyen mérvű változást okoz az energiaháztartás összetevőinek változásában, még nem tudunk feleletet adni. E kérdés tisztázását tekintjük további kutatásaink feladatának.

IRODALOM

[1] Будыко, М. И., Берлянд, Т. Г. и Зубенок, Л. И.: Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды Г. Г. О. вып. 48 (10). 1954.

[2] *Bacsó Nándor :* Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest 1959.

[3] *House, G. J., Rider N. E. and Tugwell C. P.:* A surface energybalance computer. Quart. Jour. R. Met. Soc. Vol. 86. 1960. April. No. 368.

[4] *Tárkányi Zsuzsanna :* A sugárzási egyenleg meghatározása növényállományban végzett mérések alapján. Előadás, elhangzott az Orsz. Met. Int.-ben 1960. okt. 11-én tartott referátumon.

[5] *Brogmus, W.:* Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Deutsche Wetterdienst Seewetteramt, No. 21. Hamburg, 1959.

[6] Цейтин, Г. Х.: К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. Триды Г. Г. О. вып. 39 (101) 1953.

[7] *Kissné Tóth Erzsébet :* A talajelvezetési tényező meghatározásának módszere és alkalmazása terepen mért adatokra. Időjárás, 64. évf. Budapest, 1960. 111—112 oldal.

[8] *Antal Emánuel :* A természetes felszín evapotranspirációja a Balaton térségében. Időjárás, 63. évf. 2. szám, 1959.

[9] Муминов, Ф. А. : Некоторые черты теплового баланса Алайской долины в районе Сары-Таша. Мет. и Гирд. № 5. 1960.

[10] *Shanbhag, G. Y.:* Some notes on Evapotranspiration, Evaporation from soil and Transpiration. Indian Journal of Meteorology and Geophysics. Vol. 8. 1957. No. 2.

[11] *Suomi, V. E. and Tanner, C. B.:* Evapotranspiration Estimates from Heat-Budget Measurements over a Field Corp. Transactions American Geophysical Union, Vol. 39. No. 2. 1958.

Erdős László—Morvay Anna:

Néhány talajfajtánk nedvességjárása

Feuchtegang einiger ungarischen Bodenarten. Auf Grund der Bearbeitung von 4 Bodenfeuchtereihen werden einige klimatologischen Charakteristika der räumlichen und zeitlichen Änderungen der Bodenfeuchte untersucht. Es wird bewiesen, dass eine 5—6-jährige Angabenreihe der Bodenfeuchte einen als Normalwert verwendbaren Mittelwert ergibt, der durchschnittliche Jahresgang dagegen noch nicht als Normalgang erachtet werden kann. Die winterliche Austrocknung der tieferen Schichten der Böden kann bewiesen werden, das angenommene sommerliche Zweitmaximum tritt aber bei durchschnittlichen Niederschlagsverhältnissen nicht auf. Die jährliche Schwankung der Bodenfeuchtigkeit ist bei nahezu identischer Witterung eine Funktion der Bindung des Bodens und der Tiefe. Die Häufigkeitsangaben der Bodenfeuchte ergeben eine Mischverteilung; dies ist eine Folge der Bodenfeuchtekonstante.

⁎

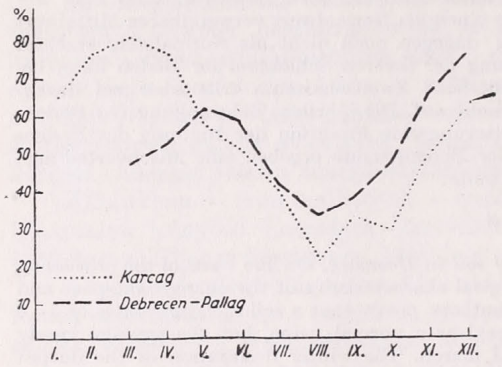
March of the moisture of some types of soil in Hungary. On the basis of the processing of 4 series of soil moisture some climatological characteristics of the changes in space and time of the soil moisture are found. The authors prove that a soil moisture-series of 5—6 years give a mean value which can be used as a normal value, but the average yearly march can not be considered as a normal march. The winter desiccation of the deeper layers of the soil can be proved, but the supposed summer second maximum does not appear under average precipitation conditions. The yearly fluctuation of the soil moisture is, under nearly identical weather conditions, a function of the boundness of the soil, and of the depth. The data of the frequency of soil moisture give a mixed distribution which is a result of the constants of soil moisture.

⁎

A talajnedvesség időbeli és térbeli változása többféle szakterületen jelentős érdeklődésre tart számot. Az éghajlattanban joggal sorolható az éghajlati elemek közé. Mégis a talajnedvesség éghajlati sajátosságairól sokkal kevesebbet tudunk, mint a legtöbb éghajlati elemről. Ennek legalább két oka van; a kutatók figyelme jóval később irányult a talajnedvesség-vizsgálatokra, mint egyéb területek felé, másrészt a talajnedvesség-mérések munkaigényessége és tárgyi nehézségei akadályozták és akadályozzák ma is a kívánatos széleskörű vizsgálatok megindulását. Noha talajnedvesség-mérésekre igen sok időt és munkát fordítanak az érdekelt szakterületeken nálunk és külföldön egyaránt, mégis olyan összefüggő homogén sorozatok, amelyek legalább hetenkénti, vagy sűrűbb észlelésekből állnak, alig ismeretesek. Központilag irányított hálózatban ilyen észlelések csak Németországban folynak 1949 óta [14], hetenként kétszeri mintavételekkel 10 cm-ként 1 m mélységig, összesen 13 állomáson. Nálunk az Országos Meteorológiai Intézet irányításával 1951-ben indult meg némileg hasonló talajnedvesség-észlelés s ma öt állomáson vesznek hetenként egyszer a 0—5, 5—10, 10—20, 20—30 cm-es rétegekből, valamint az 50, 75 és 100 cm-es szintekből mintát. Keszthely, Kecskemét-Katonatelep, Karcag és Debrecen-Pallag állomások több-éves sorozatainak az alapfeldolgozását elvégeztük. Hogy adatainkat fizikai szemléletű talajvíz-háztartási szempontok szerint feldolgozhassuk és más meteorológiai elemekkel mennyiségi kapcsolatba állíthassuk, szükséges az egyes talajok fizikai és fiziológiai tulajdonságainak ismerete (pl. térfogatsúly, vízkapacitás értékek, hervadáspont stb.), amelyek még nem állnak rendelkezésünkre. Ezért jelenleg csak az egyes talajfajtákon a talajnedvesség időbeli és mélységbeli változásainak a vázlatos jellemzésére szorítkozhatunk.

A fent említett négy állomás hazánk leghosszabb metszővonala mentén nagyjából nyugat-keleti irányban helyezkedik el, egymástól többé-kevésbé arányos távolságra, éghajlatilag is és talajfajta szempontjából is — ez a fontosabb — jelentős különbségeket mutatva. Keszthelyen középkötött erdei talaj, Kecskemét-Katona-

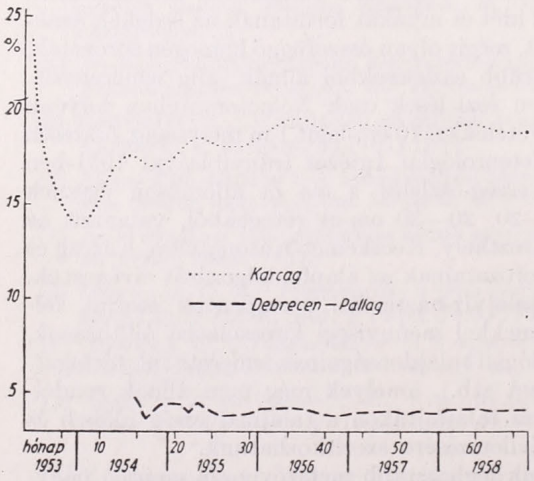
telepen laza homok, Karcagon erősen kötött talaj és Debrecen-Pallagon szintén homoktalaj van. Közismert dolog, hogy a talajnedvesség-érték igen erős kölcsönhatásban van a talajfajtával, vagyis a talaj szöveti és szerkezeti tulajdonságaival. Ezért különböző talajokon mért talajnedvességértékek alapján a talajok nedvességi állapotát, illetve nedvességi fokát közvetlenül összehasonlítani nem lehet. Ilyen célra a talajnedvesség súly-százalék értékeket relatív számmal kell kifejezni. Többféle relatív számot vezettek be az irodalomba, amelyek vagy eltérő talajnedvességtartományt ölelnek fel, vagy előállításuk módjában különböznek.



1. ábra.A „maximálisan kimeríthető talajnedvességtartalom" közepes évi menete a 10-20 cm-es rétegben

Abb. 1 : Durchschnittlicher Jahresgang des „maximal erschöpfbaren Bodenfeuchtegehaltes" in der 10—20 cm-Schnitt

Ramsauer [11] „hasznosítható tartalék nedvesség"-nek nevezi a nem hasznosítható talajnedvességgel csökkentett víztartalmat. Nem hasznosítható talajnedvességnek a Hy 2—2,5-szeresét (= kötött v. holtvíztartalom) veszi. *Czeratzki* [5] a „növények által hasznosítható víz"-en a szabadföldi vízkapacitás és a hervadáspont közötti intervallumot érti, ahol a két utóbbi értéket külön meg kell határozni. *Baumann* [3] „hasznosítható vízkapacitás"-át a mérési sorozatból lehet előállítani. A felső határa a sokszor észlelt csúcsérték (csapadékok után és tavasszal), az alsó határa pedig az „elszegényedési határ", vagyis a nyáron mért legalacsonyabb érték gabona alatt. Ennek kb. megfelel az *Uhlig* által [15] bevezetett „maximálisan kimeríthető talajnedvesség tartalom", amely a télen mért csúcsértékek közepe és a nyáron mért minimumok középértéke közti különbség. *Baier* háromféleképpen fejezi ki relatív számmal a talajnedvességet. A „relatív talajnedvesség" jelenti egyszer a tényleges talajnedvességet a szabadföldi vízkapacitás százalékában [1], másutt pedig a „talajnedvesség maximum" százalékában kifejezve [2]. A „talajnedvesség maximum" (amikor az összes pórus vízzel telítődik) a télen mért (decembertől-márciusig) csúcsértékek közül azoknak a középértéke, amelyek a $\pm 1\%$ ingáson belül legalább háromszor előfordultak. *Baier* használja még a „kimeríthető víztartalom" fogalmát [2], amelyet ugyanez a „talajnedvesség maximum" határol felülről és az „elszegényedési határ" (a legszárazabb évben mért legalacsonyabb érték) alulról. A fentiek közül különösen a „kimeríthető víztartalom" és a „maximáli-



2. ábra A talajnedvesség akkumulált havi középértékei a 10—20 cm-es rétegben

Abb. 2 : Akkumulierte Monatsmittelwerte der Bodenfeuchtigkeit in der 10—20 cm-Schnitt

san kimeríthető talajnedvesség-tartalom" bizonyult praktikusnak, mivel ezeket már a nyers, több éves mérési sorozatból ki lehet számítani *(1. ábra)*.

Ugyanakkor nem szabad szem elől téveszteni komoly fogyatékosságaikat sem. A határok kijelölése nem elhanyagolható szubjektív hibákkal terhelt. A felső határ kiszámítása viszonylag könnyebb, mert a szabadföldi vízkapacitás is, a „talajnedvesség maximum" értéke is csak a talaj szövetétől és szerkezetétől függ, ezért egy adott nem művelt talajon közel állandó. Viszont az alsó határ, amely hervadáspont körüli értéket jelöl, a talaj szövetén és szerkezetén kívül időjárási tényezőktől is függ (csapadék, párolgás), ezért évről-évre erősen ingadozik. *Pfau* [10] matematikai statisztikai módszerrel kimutatta, hogy az Uhlig-féle „maximálisan kimeríthető talajnedvesség-tartalom" tapasztalati úton kijelölt határai mennyire megbízhatatlanok. Mi a továbbiakban a száraz talaj súlyszázalékában kifejezett talajnedvesség-értékeket használjuk fel.

A talajnedvesség időbeli és mélységbeli változása

Durva megközelítésként az egyes talajfajták nedvességviszonyairól az átlagok alapján tájékozódhatunk. Képeztük az egyes sorozatok középértékeit, külön a téli és nyári félévre. Tekintve, hogy talajnedvesség-adatokból csak pár éves, legfeljebb 6—7 éves sorozatok állnak rendelkezésre, kétség férhet ahhoz, hogy az ilyen rövid sorozatok közepei a várható érték jó becsértékének tekinthetők. Vagyis kaphatunk-e éghajlatilag eléggé reprezentatív középértéket ilyen rövid sorozatok alapján? Ennek megítélése végett elkészítettük a 10—20 cm-es rétegben a több éves akkumulált közepeket a havi közepek alapján *(2. ábra)*. Látható, hogy Karcag és Debrecen akkumulált közepeinek ingása 29 hónap óta 0,5%-on ($18{,}9 < \text{közép} \leq 19{,}4\%$) illetve 26 hónap óta 0,2%-on ($4{,}0\% < \text{közép} \leq 4{,}2\%$) belül marad, ami tűrhető

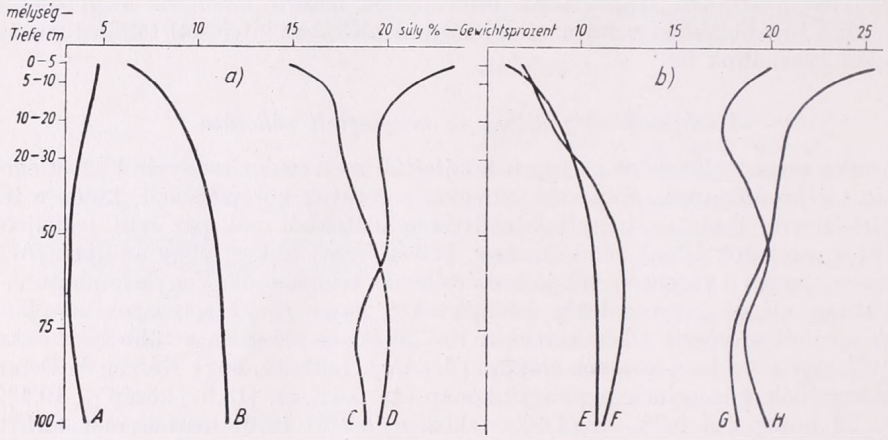
I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

Csapadék havi törzsértékek és a vizsgált időszakok havi csapadékátlagai

Monatliche Normalwerte des Niederschlages und monatliche Niederschlagsdurchschnitte der Untersuchungsperioden

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ÉV
						Keszthely							
1901—50	38	37	41	57	75	75	72	79	66	65	60	50	715
1951—56	34	38	30	39	78	80	77	82	66	51	48	43	667
Eltérés	−4	+1	−11	−18	+3	+5	+5	+3	0	−14	−12	−7	−48
						Kecskemét							
1901—50	27	30	34	48	58	57	51	47	50	49	52	39	542
1954—58	31	51	22	53	56	46	66	42	24	35	46	44	512
Eltérés	+4	+21	−12	+5	−2	−11	+15	−5	−26	−14	−6	+5	−30
						Karcag							
1901—40	23	26	33	43	54	69	55	56	45	49	41	37	531
1953—58	27	34	18	46	60	94	51	48	30	19	36	32	505
Eltérés	+4	+8	−15	+3	+6	+25	−4	−8	−15	−30	−5	−5	−26
						Debrecen-Pallag							
1901—50	32	32	34	45	59	69	61	60	46	53	51	41	583
1942—57	36	49	14	33	69	90	55	65	38	50	48	50	605
Eltérés	+4	+17	−20	−12	+10	+21	−6	+5	−8	−3	−3	+9	+22

megközelítésnek számít, mivel a mérési pontosság nagyságrendjébe esik. A talajnedvesség időbeli változásában a csapadékeloszlás döntő szerepet játszik, ezért a talajnedvesség-közepek megbízhatóságát mérlegelhetjük úgy is, hogy a középképzésre felhasznált évek csapadékát a sokévi sorozaton belül, illetve az 50 évi törzsértékkel összevetve vizsgáljuk. Ezzel legalább annyit megállapíthatunk, hogy a talajnedvesség-közép várható értéke a rövid sorozatból számított középérték alatt, vagy felett helyezkedik-e el *(I. táblázat)*. A táblázaton leolvasható, hogy Debrecen kivételével a csapadékösszegek negatív eltérése mindenütt túlnyomó, ezért a talajnedvesség középértékeinek csekély emelkedésére még számíthatunk.



3. ábra. Talajnedvességközepek tautochronjai: *a)* évi közepek, *b)* téli félév és tenyészidőszak közepek

Abb. 3 : Tautochrone der Bodenfeuchtemittelwerte. a) Jahresmittelwerte, b) Mittelwerte des Winterhalbjahres und der Vegetationsperiode

A : Kecskemét-Katonatelep 1954—58
B : Debrecen-Pallag 1952—57
C : Karcag 1953—58
D : Keszthely 1951—56
E : Debrecen-Pallag 1952—57, tenyészidőszak — *Vegetationsperiode*
F : Debrecen-Pallag 1952—57, téli félév — *Winterhalbjahr*
G : Karcag 1953—58, téli félév — *Winterhalbjahr*
H : Karcag 1953—58, tenyészidőszak — *Vegetationsperiode*

A fentiek alapján sorozatainkat elegendőnek tekinthetjük ahhoz, hogy a középértékek eloszlásából levonható következtetéseket általánosíthassuk. A *3a.* és *3b. ábra* a több éves talajnedvesség közepekből képzett tautochronokat mutatja be az évi tenyészidőszakban és a téli félévben. A 3a. ábrán világosan feltűnik, hogy a mélységbeli talajnedvesség-eloszlás kifejezetten a talajfajtától függ. Az erősen kötött talajú Karcagon a nedvesség évi átlaga a mélységgel csökken, míg a kevésbé kötött Keszthelyen és a homoktalajon a tendencia fordított. Némi zavart okoz a kecskeméti homoktalaj görbéje, ahol alig van mélységbeli változás. Ezt az eltérő viselkedést valószínűleg az észlelő terület nem szerencsés megválasztása okozta. (Viszonylag erősen lejtős, füves felszín, ahol nagy lehet a lefolyás és a mélyebb rétegek nedvességét a fűtakaró felhasználja). Különben bizonyára itt is a homoktalajokra jellemző görbét kapnánk. A 3b. ábra a téli félév és a tenyészidőszak közepeinek a tautochronjait mutatja. Itt a talajnedvességjárás egyik legérdekesebb sajátsága tűnik szembe. A kötött talajon egy bizonyos mélységtől lefelé a téli félév szárazabb a

nyárinál. A jelenség a talajpárolgás fizikai folyamatának szükségszerű következménye (Lebegyev, Rode, Retting stb.). A talajban a nedvesség a vízkapacitás alatt gőzállapotban mozog a nagyobb nyomású helyről az alacsonyabb nyomású felé. Ezt a folyamatot a talajhőmérséklet kormányozza. A gőzszállítás iránya lényegében majdnem mindig megegyezik a talajhőmérséklet csökkenésének irányával. A talajhőmérséklet gradiense a téli félévben már ősszel is felfelé irányul, ezért az alsó rétegek párologtatnak, amelynek nagy része a felső hidegebb rétegekben kondenzálódik. Egyidejűleg a téli csapadék felülről halmozódik fel a talajban egyre mélyebb rétegekig. A beszivárgás mennyiségileg meghaladja a vízgőz szállítást és így a párolgás hatását elnyomja. Ezért csak kötött, rossz vízvezetőképességű talajokon tapasztalható a mélyebb rétegek kiszáradása egészen a téli hónapokig, amíg a beszivárgás felülről nem ér el odáig. A vízgőzszállítás felfelé ugyanígy történik nem kötött, jó vízvezetőképességű talajokon is, de ott a benedvesedés felülről ősszel gyors, ezért a mélyebb

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

A talajnedvesség havi középértékei

Monatsmittel der Bodenfeuchtigkeit

mélység cm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
					Keszthely (1951—59)							
0—5	23,0	30,1	17,7	14,4	13,8	11,6	11,5	11,1	11,8	16,2	18,3	19,6
5—10	20,3	21,5	19,2	17,1	17,2	15,9	15,4	14,6	14,1	16,2	17,9	18,0
10—20	18,9	20,4	19,3	18,1	17,9	16,7	16,4	15,6	14,8	16,8	17,8	17,7
20—30	18,7	18,6	19,2	18,5	17,8	17,2	16,9	16,5	15,3	17,3	17,8	19,2
50	19,6	19,7	20,2	19,8	19,5	18,9	18,7	18,3	17,5	18,3	18,6	19,0
75	20,1	20,3	(23,7)	21,3	21,4	19,5	19,4	18,9	18,6	17,6	18,7	19,4
100	20,7	20,6	(19,1)	20,7	20,1	19,8	19,3	18,9	17,6	17,4	18,4	19,1
					Kecskemét-Katonatelep (1954—58)							
0—5	8,2	7,7	7,2	6,0	4,0	3,0	3,7	3,3	2,8	5,0	5,8	6,4
5—10	6,9	6,5	6,0	5,7	4,1	3,5	3,7	3,2	2,7	5,0	5,8	6,2
10—20	6,0	5,7	4,8	4,7	3,8	3,2	3,4	3,0	2,8	4,1	5,1	5,3
20—30	5,1	4,9	4,4	4,4	3,6	2,8	2,6	2,4	2,5	4,0	4,4	4,8
50	4,8	4,6	4,1	4,0	3,6	2,6	2,3	2,1	2,2	3,3	4,8	4,6
75	5,1	4,6	4,1	4,2	4,1	2,9	2,8	2,3	2,0	3,0	4,3	4,6
100	5,1	5,2	4,9	5,5	5,1	3,5	3,3	3,2	2,6	3,6	4,6	4,6
					Karcag (1953—58)							
0—5	27,7	31,7	32,2	26,6	23,1	20,2	17,8	14,0	17,2	14,5	23,5	26,9
5—10	23,0	28,0	28,4	24,4	21,4	19,7	16,7	12,7	15,4	13,4	21,0	24,1
10—20	21,6	24,5	25,6	24,8	20,1	18,4	15,9	11,9	14,3	13,6	18,5	22,2
20—30	21,6	23,7	24,9	23,7	21,7	19,0	17,2	13,7	15,2	14,7	17,0	21,5
50	20,7	21,9	23,9	23,4	23,2	20,0	19,0	16,3	16,6	16,7	17,2	19,2
75	18,7	19,4	21,5	20,1	20,1	18,8	18,1	17,1	16,5	16,4	16,8	16,8
100	17,8	20,3	20,4	19,9	20,2	19,9	19,3	19,5	18,5	17,9	17,3	16,9
					Debrecen-Pallag (1952—57)							
0—5			5,3	5,8	6,8	6,0	5,1	5,3	6,0	7,0	10,7	
5—10			7,9	8,3	9,2	8,4	7,3	6,6	6,9	7,9	9,9	
10—20			8,7	9,2	10,1	9,7	8,2	7,4	7,8	8,7	10,4	
20—30			9,9	10,1	11,0	10,8	9,0	8,1	8,5	9,7	11,8	
50			12,9	11,3	11,8	11,6	10,4	9,6	9,7	11,1	13,4	
75			15,2	13,2	10,9	12,1	10,6	9,3	9,6	10,0	13,3	
100			14,1	11,6	11,1	10,7	10,5	9,7	(10,7)	9,2	12,2	

( ) hibás adatok

évi közép- értéket, amely törzsértéknek tekinthető. Az 5—6 éves havi közepekből képzett évi menet még nem eléggé reprezentatív, nem felel meg az évi normál menet követelményeinek. Főleg a téli adatok hiányossága teszi bizonytalanná az évi menet meghatározását. A kevés adat miatt nem lehet egzakt módon kiszámítani, hogy az évi menet meghatározásához hány évi észlelésre lesz szükség. Viszont a közepes évi menetek a talajnedvesség évszakos változásait kvalitatíve már eléggé hűen tükrözik.

A talajvízmozgás főbb fizikai törvényszerűségei közvetve, éghajlati jellegű talajnedvesség mérési adatok segítségével is jól kimutathatók.

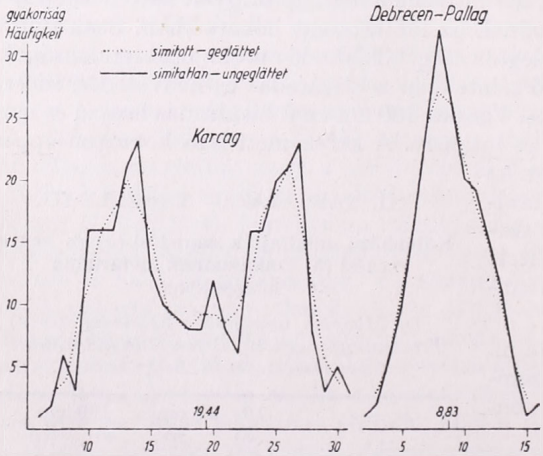
Hazai talajainkon a talajnedvesség közepes évi járása egy maximummal és egy minimummal rendelkező görbét ad. A nyári csapadék maximum átlagos viszonyok esetén nem képes nyári talajnedvesség másodmaximumot létrehozni.

A talaj minősége a vízraktározó képességen kívül a talajnedvesség évi járását is alakítja. Nagyobb talajkötöttséggel nagyobb amplitúdó és nagyobb fáziseltolódás jár együtt. A mélységgel az amplitúdó csökken, a fáziseltolódás növekszik. Kötöttebb talajokon az amplitúdó-csökkenés és fázis-eltolódás nagyobb.

A különböző talajfajtákon a felső szintekben a nedvesség közepes évi menetének a görbéje általában egy hosszabb kiszáradási és rövidebb nedvesedési szakaszra oszlik. Nyilvánvaló, hogy több m-es mélységekben már a nedves állapot lesz hosszabb és a kiszáradási szakasz időtartama lefelé rövidül.

A talajnedvesség gyakorisági eloszlása

Elkészítettük sorozataink gyakorisági táblázatait is. Osztályközöknek 1 talajnedvesség-súlyszázalékot vettünk úgy, hogy az osztályköz súlyszázalék száma egyúttal az osztályköz középértéke legyen. A különböző talajfajták talajnedvesség gyakorisági eloszlása a legkifejezettebben mutatja, hogy az időjárási tényezők milyen mérvű „áttétellel" hatnak a talajnedvesség változására. Ha egy észlelési sorozat értékeit nagyszámú, egymástól független és egyenértékű hatás váltja ki, akkor a nagyszámú észlelési adat gyakorisági görbéje normálgörbe lesz. Ha viszont a hatások között egy-kettőnek a szerepe döntő, akkor a gyakorisági eloszlás torzult lesz, illetve keverékeloszlást kapunk. Az *5.ábrán* feltüntettük két talajnedvesség sorozat gyakorisági görbéjét a 10—20 cm-es rétegben. Mivel a görbék a kevés adat miatt igen szeszélyesek, hárompontos simítást is végeztünk, hogy az eloszlások jellegét szemléletesebbé tegyük. Látható, hogy a karcagi erősen kötött talaj határozott kettős csúcsú görbét, a debreceni homoktalaj pedig egycsúcsú, enyhén jobb felé torzult (középérték a modustól jobbra van) görbét ad.



5. ábra Talajnedvesség gyakorisági görbék a 10—20 cm-es rétegben

Abb. 5 : Häufigkeitskurven der Bodenfeuchtigkeit in der Schicht von 10—20 cm

A görbék szerkezetét meghatározó paramétereket nem számítottuk ki, mert keverékeloszlás esetén ezeknek tartalmi jelentőséget nem lehet tulajdonítani. A keverékeloszlásokat

ábrázoló görbéket fel lehet bontani normál görbékre [6, 7, 10], és ezzel a kialakító tényezők szerepét fel lehet tárni. Esetünkben ez a feladat, az adatok viszonylag kis száma miatt nem oldható meg. Viszont *Pfau* [10] sikeresen bontott fel két németországi talajnedvesség sorozatot (a geisenheimi kettős csúcsú, mint a karcagi, a heidelbergi pedig egycsúcsú, torzult, mint a debreceni) és azt kapta, hogy a származtatott normálgörbék középértékei igen jó egyezést mutatnak a szabadföldi vízkapacitás és a pszeudo-vízkapacitás értékeivel. Vagyis ha a talajnedvesség gyakorisági görbéinek kettős csúcsa van, az a talajnedvesség-állandók által torzított kiszáradási és nedvesedési folyamatokat tükrözi. Kötött talajokon, ahol ezen állandóknak az értékei távolabb esnek egymástól, a keverékeloszlás kifejezettebb. A többi szintekben kapott gyakorisági görbék hasonlóak a fentiekhez. Karcagon 50 cm-ig a görbéknek két csúcsa van, 100 cm-ben viszont már csak egy, ez tehát közel normálgörbe. Debrecenben 50 cm-ig a torzultság megmarad, a mélyebb rétegekben viszont adathiány miatt nem lehetett a gyakorisági görbéket megrajzolni. Természetesen a mélységgel a gyakorisági értékek szórása csökken, mert az időjárási tényezők tompítva hatnak és a pórustérfogat is csökken.

IRODALOM

[1] *Baier, W.:* Ergebnisse von Bodenfeuchteuntersuchungen in Stuttgart-Hohenheim. Ber. d. D. Wetterd. US-Zone. Nr. 37 (1952).

[2] *Baier, W.:* Die Kennzeichnung des Wasserhaushaltes im natürlich gewachsenen Boden mit Hilfe der Bodenfeuchtefestwerte. Z. f. Acker- und Pflanzenbau. 98 (1954).

[3] *Baumann, H.:* Wetter und Ernteertrag. Schriftenreihe Deutscher Bauernverlag. 19 (1949).

[4] *Burckhardt, H. u. Rettig, H.:* Zum jahreszeitlichen Gang des Bodenwassergehaltes. Met. Rundschau. Jg. 10. H. 6. (1957).

[5] *Czeratzki, W.:* Beregnung und Wasserhaushalt des Bodens. Wasser u. Nahrung. Heft. 1. (1955).

[6] *Essenwanger, O.:* Neue Methode der Zerlegung von Häufigkeitsverteilungen in Gauss'sche Normalkurven und ihre Anwendung in der Meteorologie. Ber. d. D. Wetterd. Nr. 10 (1954).

[7] *Essenwanger, O.:* Tafeln zur Häufigkeitszerlegung mit Anwendungsbeispielen. Ber. d. D. Wetterd. Nr. 39 (1957).

[8] *Kusakabe, M.:* On the seasonal variation of soil moisture. Journal of Agric. Met. Tokyo, 7 (1), (1951).

[9] *Kusakabe, M.:* On the soil moisture observation at Owada. Memoirs of Industrial Met. Tokyo, 18 (2) and 19 (1) (1955).

[10] *Pfau, R.:* Statistische Bearbeitung von Bodenfeuchtigkeitswerten. Ber. d. D. Wetterd. Nr. 46. (1958).

[11] *Ramsauer, B.:* Boden, Bodenfeuchte une Kleinklima, als Grundlage für Bewässerungen. Österreich. Wasserwirtschaft. 1, 49 (1949).

[12] *Rettig, H.:* Beitrag zum Problem der Wasserbewegung im Boden. Met. Rundschau. Jg. 9. H. 9/10. (1956).

[13] *Rode, A. A.:* Das Wasser im Boden. Akademie-Verlag. Berlin (1959).

[14] *Uhlig, S.:* Acht Jahre Bodenfeuchte-Bestimmungen des Deutschen Wetterdienstes. Met. Rundschau. Jg. 10. H. 5. (1957)

[15] *Uhlig, S.:* Die Charakterisierung der Bodenfeuchteverhältnisse mit Hilfe relativer Zahlenwerte. Z. f. Acker u. Pflanzenbau. 98 (1954).

[16] *Uhlig, S.:* Der mittiere Jahresgang des ausschöpfbaren Bodenfeuchtegehalts. Wasserwirtschaft. 46 (1956)

[17] *Uhlig, S.:* Netzmässige agrarmeteorologische Beobachtungen. Mitteil d. D. Wetterd. Nr. 14 (1955).

IRODALOM

KOITZSCH, R.: **Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage** *(Kísérlet a talaj víztartalmának termikus alapon történő meghatározására).* Abhandlungen des Meteorologischen und Hidrologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik. Nr. 54. (Band VIII). Akademie-Verlag, Berlin 1960. 80 (A/4) oldal, 19 ábra.

A szerző a tanulmány bevezető részében rámutat arra, hogy a közvetlen mérés útján nyert talajnedvességadatok szórása igen nagy, s így nem nyújtanak lehetőséget arra, hogy folyamatos képet, regisztrátumokat kapjunk a talaj víztartalmának változásáról. A talajnedvesség közvetett módszerrel történő meghatározásának a talaj valamely olyan fizikai tulajdonságára kell támaszkodnia, amely folyamatosan, s jól mérhető és a talajnedvességgel szoros kapcsolatban van. Eddig ilyen tulajdonságnak tekintették a talaj szívóhatását, elektromos vezetőképességét, dielektromos állandóját, hővezetőképességét, stb.

Koitzsch tanulmánya a münchebergi agrometeorológiai kutatóállomáson végzett méréseket tárgyalja. A talaj nedvességét a talaj regisztrált hővezető képessége alapján vizsgálták, de a méréseket kiterjesztették a talaj hőmérsékletvezetőképességére is, hogy ily módon a talajnedvesség közvetett meghatározására az egyik legmegfelelőbbnek tartott mennyiséget, a hőkapacitást megkapják.

A tanulmány a hővezetés egyenletének, a hőkapacitás és a talajvíztartalom összefüggésének elméleti tárgyalásán kívül részletesen ismerteti a talaj hővezetőképességét mérő műszert, ennek működési elvét, valamint a különböző átmérőjű mérőtestekkel nyerhető eredményeket is. Megállapítja, hogy a műszerben, illetve a műszer és környezete között fellépő ismeretlen nagyságú ellenállások miatt, a talaj hőmérsékletvezető képessége nem mérhető pontosan. A talajnedvesség közvetett meghatározásához tehát továbbra is csak a talaj hővezetőképességét vehetjük figyelembe, és csak akkor, ha a regisztrálás nagyon kis átmérőjű mérőtesttel történik.

A szerző a tanulmányban az elméleti meggondolásokat a kísérleti úton nyert tapasztalatokkal alátámasztva, következetesen tárgyalja végig. Minthogy a vizsgálat célja a talajnedvesség közvetett meghatározásához a hőmérsékletvezető képesség közvetlen méréssel nyerhető adatainak bevonása volt, — az eredmény negatívnak mondható. Mégis a vizsgálatban következetesen alkalmazott módszerek bemutatása, a tapasztalati tényekkel alátámasztott érvek és bizonyítékok értékessé teszik ezt a dolgozatot.

Szepesiné Lőrincz Anna

ЗАЙЦЕВ, В. А. — ЛЕДОХОВИЧ, А. А.: **Приборы и методика исследования облаков с самолета** *(A felhők repülőgépes kutatásának műszerei és módszerei).* Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád 1960. 184. old.

A meteorológiai műszertannak érdekes és fontos ága foglalkozik a repülőgépről végzett aerológiai és felhőfizikai kutatások műszereivel. Az előttünk fekvő munka áttekintést nyújt erről a gyorsan fejlődő tárgykörről. A rendelkezésre álló műszereket világos előadásban mutatja be és szemléltetésül 83 ábrát is közöl. Minden műszernél külön tárgyalja a felmerülő hibaforrásokat. Az újabb mérőeljárásoknál kitér az elért kutatási eredmények rövid vázolására. Az első fejezet nem szűkebben vett felhőfizikai, hanem aerológiai mérésekkel, a CM-43 jelű repülőmeteorográf alkalmazásával foglalkozik (7—17. old.) Utána a felhőbeli és felhőnkívüli mérésekre használt különleges hőmérsékleti műszerek (sugárzásvédelemmel ellátott repülőgépi hőmérő) tárgyalása következik (18—39. oldal). A III. fejezet a távmérésre alkalmas repülőgépi termohigrométerekkel foglalkozik (40—58. oldal). Ezek a műszerek a kondenzációs higrométer elvét használják fel, de abban térnek el egymástól, hogy a kondenzáció előidézéséhez szükséges lehűtést hogyan valósítják meg. A IV. fejezet regisztráló műszereket mutat be és a regisztrátumok feldolgozási technikájára is kitér (59—89. oldal). Az V. fejezet a felhőelemek méreteinek meghatározására szolgáló eljárásokról szól (90—105. oldal). A VI. fejezet a felhők kikondenzált víztartalmának mérésére vonatkozik (106—133. oldal). A következő fejezet (134—154. oldal) a felhők fényátbocsátásának mérését mutatja be. A rövidebb, VIII. fejezetben aerofizikai műszerek

szerepelnek : magasságmérők, légnyomásmérés repülés közben, a levegőhöz viszonyított sebesség mérése (155—162. oldal). Az utolsó fejezet műszerelhelyezési és általános feldolgozási kérdéseket ismertet (163—178. oldal). A munkához csatolt irodalmi jegyzékben 99 forrásmű szerepel, közülük 90 szovjet szerzőktől való. Véleményünk szerint a munkának a szűkebben vett felhőfizikai műszerekre vonatkozó fejezetei, a felhőelemek méreteinek és a felhő víztartalmának meghatározására szolgáló eljárások tárgyalása különleges érdeklődésre tarthat számot.

Aujeszky László

BÖER, W.: **Das Klima von Potsdam (II). Die mittlere Windversetzung in Potsdam** *(Potsdam éghajlata [II]. A közepes légátvitel Potsdamban).* 84 (A/4) oldal, 25 ábra, 9 táblázat, 1 függelék. Akademie-Verlag, Berlin, 1960.

A Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálata a potsdami obszervatórium meteorológiai megfigyeléseinek tudományos feldolgozását a „Potsdam éghajlata" című sorozatban jelenteti meg. E második kötetben az obszervatórium 1894-től 1956-ig terjedő szélmegfigyeléseit dolgozta fel *Böer.*

A szerző kiszámította a vektorértékeket és a harmonikus analízis alkalmazásával megállapította, hogy a talajközeli légátvitel sokévi átlagban, tehát mint éghajlati mértékszám, szabályos évi ingást mutat, ami az északi komponens egy egész éves és a keleti komponens egy féléves ingásából tevődik össze, s ez a légnyomás egész és féléves ingásának a következménye. A keleti komponens egész éves ingásának a hibája a talajközeli súrlódási rétegben kialakuló turbulens keveredés egész éves ingásában keresendő.

A földolgozások során kapcsolatot keresett Böer a geosztrófikus és a ténylegesen megfigyelt légátvitel között. Megállapította, hogy a súrlódási erő vektora a földfelszín fölött egy bizonyos magasságban — a súrlódási rétegen belül — állandó szöget alkot a gradienserővel. Összege a keveredési állapottól függően változik ; csekély turbulencia esetén nagy és fordítva.

Összefüggéseket keresett a szerző a légátvitel, a hőmérséklet és a globálsugárzás között, amikor ezek összege eltér a normál értéktől. Az eltérési lehetőségeket nyolc csoportba osztotta.

Ezenkívül egyszerű és parciális korrelációt állapított meg a légátvitel keleti komponense, a hőmérséklet és a globálsugárzás között. A csapadék hosszúperiódusú ingása és a cirkuláció ingása között nem ismeretes összefüggés.

A potsdami légátvitel — a szerző szerint — jellemző érték a Közép-Európa fölötti általános cirkuláció szempontjából.

Befejezésül megvizsgálta a légátvitel, a csapadék, a hőmérséklet és a globálsugárzás alakulását 1896—1954-ig és megállapította, hogy 1924 és 1930 között egy „éghajlati eltolás" következett be, ami a megemelt nyári hőmérsékletben és sugárzási összegben, valamint a télen és nyáron egyaránt legyöngült zonális cirkulációban nyilvánult meg.

A tanulmány érdeme az, hogy matematikai statisztikai módszerrel támasztja alá a szerző a földolgozott adatsorból leszűrt következtetések objektivitását. A táblázatokban és ábrákban gazdag kiadvány hasznos útmutatást ad a széladatok széleskörű földolgozására.

Pápainé Szalay Gabriella

ГИРС, А. А.: **Основы доллосрочных прогнозов погоды.** *(A hosszabbtartamú időjáráselőrejelzések alapjai).* A. SZ. U. Felsőoktatási Minisztériumának kiadása a hidrometeorológiai intézetek és egyetemek részére tanítási segédeszközként. 560 o., 224 szovjet és 333 külföldi irodalmi utalás. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1960.

Az időjárás hosszabb tartamra szóló előrejelzésére eddig igen sokféle kísérlet történt. Mint ismeretes, a legjelentősebbek között a következőket szokták emlegetni. Indiában *G. T. Walker*nek az ún. „világidőjárás" alapján álló korrelációs módszere, az SZ. U.-ban *Aszknazij* és *Pagava* által kidolgozott módszer, amelyet a légköri folyamatok osztályozására alapítottak, jelentik az első lépést ebben az irányban. Az általános planetáris cirkuláció formáinak megállapítására is történt kísérlet, amelynek főbb képviselői *G. Ja. Vangenheim, B. L. Dzerdzejevszkij,* stb. A makroszinoptikai helyzetek megállapításán alapuló, *F. Baur* által képviselt német iskola mellett megemlíthető a légköri periódusokat és az ún. szimmetriapontokat vizsgáló *L. Weickmann*-féle iskola. A legújabb időkben az USA-ban *C. G. Rossby, J. Namias,* a szovjet kutatók részéről pedig *A. L. Kac* tettek kísérletet az általános cirkuláció erősségének egyetlen számmal, az ún. cirkulációs indexszel történő meghatározására, és ennek alapján középtávú prognózis készítésére. Végül megemlíthetők az újabban egyre nagyobb tért hódító, kozmikus hatásokkal foglalkozó kutatások, amelyeknek ismertebb képviselői Amerikában *H. Clayton,* Németországban *F. Baur,* a Szovjetunióban *L. P. Rakipova* és *L. A. Vityelsz.*

Ilyen szétágazó és egymástól elkülönült utakon járó tudományágról összefoglaló munkát, sőt tankönyvet írni igen nehéz feladat. Eddig csak kevés kísérlet történt erre nézve. Elsőízben

az amerikai kiadásban megjelent Monthly Weather Review 1939. évi 39. különszámában találunk részleges összefoglalást és kritikát a használatos módszerekről, valamint *Pagava* 1940-ben megjelent könyvében (A hosszútartamú prognózisok szinoptikai módszereinek alapjai), továbbá *Hromov* A szinoptikus meteorológia alapjai c. tankönyvének X. fejezetében. Ezért a legnagyobb elismerést és figyelmet érdemli *Girsz* most megjelent könyve, amely a legutóbbi 2 évtized fejlődését is tartalmazza. Szerzője maga is távprognosztikus, és mint ilyen, a kérdés kiváló ismerője.

A könyv két nagy részből áll. Az első az általános légkörzéssel foglalkozik, amely önmagában is igen komoly összefoglaló monográfia. Ez a rész a következő fejezetekből áll : 1. Az általános cirkuláció sokévi átlagos karakterisztikái. 2. Az általános cirkulációt meghatározó tényezők. 3. Makroszinoptikus típusok az Északi- és Déli-félgömbön. 4. Az időjárási és cirkulációs rendszer alapvonásai a Föld különböző zónáiban. 5. Az általános cirkuláció sokéves ingadozásai.

A második rész a hosszabbtartamú prognózisok módszereit tárgyalja. Az egyes fejezetek: 6. A módszerek hatékonyságának meghatározása és a prognózisok kiértékelésének segédeszközei. 7. Hosszabbtartamú prognózisok szinoptikus módszerei *B. P. Multanovszkij* iskolája nyomán. 8. Hosszabbtartamú hidrometeorológiai prognózisok makrocirkulációs módszere *G. Ja. Vangenheim* nyomán. 9. A hosszabbtartamú prognózis hidrodinamikai elméletének alapjai, *E. Blinova* nyomán. 10. Az USA-ban használatos 30-napos időjáráselőrejelzés módszere. 11. Rövidebb időre vonatkozó prognózisok módszerei az USA-ban.

Az utolsó, 12. fejezetben egyéb külföldi országok távprognosztikai módszereit ismerteti a szerző a következő sorrendben : 1. Német Szövetségi Köztársaság, 2. Franciaország, 3. Kínai Népköztársaság, 4. Magyar Népköztársaság, 5. Román Népköztársaság, 6. India, 7. Indonézia, 8. Hollandia, 9. Japán, 10. Anglia. A magyar módszert *Berkes Zoltán*-nak az 1954. évi Meteorológiai Kongresszuson elhangzott beszámolója alapján (Acta Agronomica, 1955.) ismerteti.

A 2. fejezetben, az általános cirkulációt meghatározó tényezők között, külön szakaszban, 28 oldalon foglalkozik a szerző a naptevékenységnek az általános cirkulációra való hatásával. Itt elsősorban a naptevékenység szekuláris változásáról tesz említést.

Figyelemre méltó még, hogy ezt a könyvet tankönyvnek szánták a szovjet felsőoktatás számára. Olvasása azonban föltétlenül hasznos azoknak is, akik az általános cirkulációval foglalkoznak.

Koppány György

ГАНДИН, Л. С.—ДУБОВ. А. С. *(szerk.)* : **Численные методы прогноза погоды** *(Az időjárás számszerű előrejelzésének módszerei. Cikkfordítások gyűjteménye).* Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád 1960. 284 old. 17 × 26 cm.

Új kötettel gazdagodott az időjárás számszerű előrejelzésével foglalkozó orosz nyelvű irodalom. *Gangyin* és *Dubov*, a témakör két kiváló ismerője és művelője a rövidtávú nyomáselőrejelzési módszerek elméletével és gyakorlatával foglalkozó legalapvetőbb angol és német nyelvű cikkek orosz fordítását adja közre.

A kötet megjelenését főképpen az tette szükségessé, hogy a meteorológusoknak egyre szélesebb köre érdeklődik e viszonylag fiatal témakör iránt. A cikkek kiválasztásakor a szerkesztők csak az elmúlt évtized irodalmát vették számításba, mert az örvényességi egyenlet felhasználásán alapuló nyomásprognosztikai módszerek mind ebből az időből származnak.

A gyűjteményben szereplő dolgozatok három csoportba oszthatók :

1. A nyomáselőrejelzési módszerek matematikai, fizikai alapjainak megteremtése. Ehhez tartozik többek között *Charney* 1948-ban megjelent alapvető tanulmánya, *Charney, Fjörtoft, Neumann* (1951), *Charney, Phillips* (1953), *Sawyer, Bushby* (1953) és *Hinkelma nn* (1953) munkája.

2. A nyomáselőrejelzési formulák gyakorlati célokra csak akkor használhatók fel, ha megfelelő integrációs módszerek állnak rendelkezésre. *Fjörtoft* grafikus integrációs eljárása (1952), *Thompson* integrálok átalakításával foglalkozó cikke (1954), valamint *Blackburn* és *Gates* (1956) munkája ennek a problémának legalapvetőbb kérdéseit tartalmazza.

3. Kellően megalapozott és kidolgozott előrejelzési modell is számos gyakorlati problémát vet fel a számítás során. A cikkek e harmadik csoportja foglalkozik a nagymennyiségű előrejelzés végrehajtása során leszűrt tapasztalatokkal (*Bergthórrson* 1955, *Bushby* és *Hinds* 1955, *Döös* 1956, stb.), a rendszeres előrejelzéskészítés során felmerülő szervezési problémákkal (JNWPU beszámoló 1957), a kiindulási adatok minőségének megjavításával (*Thompson* 1956), a nyomásmező objektív analizálásával, stb.

A 18 cikkfordítást tartalmazó kötet végén bőséges irodalmi útmutató van, melyben a számszerű nyomáselőrejelzéssel kapcsolatos külföldi és szovjet dolgozatok nagy részét megtalálhatjuk.

Ambrózy Pál

KRÓNIKA

AZ ANTARKTISZ HŐSEINEK EMLÉKEZETE. 1960. augusztus 3-án az Antarktisz egyik nagy téli orkánja idején megrázó tudóstragédia történt a Mirnij obszervatórium aerológiai épületében. Nyolc hősies önfeláldozással dolgozó szakember — közülük hat szovjet, egy csehszlovák és egy német meteorológus — az obszervatóriumban kitört tűzeset folyamán, a lángok leküzdése közben hősi halált halt a tudományért.

A tudomány hőseként elhunyt meteorológusok közt legismertebb *Oszkar Grigorjevics Kricsak*, a kiváló szovjet szinoptikus és aerológus. Kricsak 1911-ben született Dombaszban, és 1934-ben meteorológusmérnöki oklevelet szerzett a moszkvai hidrometeorológiai intézetben. Röviddel ezután már az ukrán prognózisszolgálat vezetője lett. A nagy honvédő háborúban teljesített katonai meteorológiai szolgálata során számos kitüntetésben részesült. A háború befejezése után a hidrometeorológiai szolgálat repülőaerológiai igazgatóságának vezetője lett és megszerezte a földrajztudományok kandidátusának minősítését. 1950-től kezdve kutatói munkakörben a Központi Előrejelző Intézetben dolgozott és egyben a *Meteorologija i Gidrologija* főszerkesztőhelyettesi teendőit is ellátta. Tudományos munkásságának ebben a korszakában főképpen a nagytérségű szinoptikai folyamatok kutatásával foglalkozott és körülbelül harminc ilyen tárgyú értekezése készült el. 1956-ban jelent meg „Szinopticseszkaja Meteorologija" című tankönyve, a hidrometeorológiai technikumok használatára. Ez a munka olyan kitűnő oktatási eszköznek bizonyult, hogy az egyetemi képzésben is helyet kapott olyan szakokon, ahol a meteorológia melléktantárgyként szerepel: a hidrológus és a földrajzszakos hallgatók kiképzésében. *Kricsak* részt vett az 1956—1958. évi (második) szovjet antarktikus expedícióban és ennek keretében másfél évet töltött az Antarktiszon. A Meteorologija i Gidrologija folyóirat 1958. áprilisi számában jelent meg nagy összefoglaló cikke az Antarktisz feletti általános légcirkulációról. *Kricsak* a jelenlegi (ötödik) antarktikus expedíció folyamán a Mirnij obszervatórium aerológiai osztályának vezetője volt.

Az 50 méteres másodpercenkénti sebességű orkán idején keletkezett megfékezhetetlen tűzeset áldozatai között van *Dr. Oldrzsik Kostka*, a kiváló csehszlovák aerológus, aki különleges aerológiai munkát vállalt az ötödik szovjet antarktikus expedícióban. Kostka 1924-ben született Prágában és 1951-ben doktori oklevelet szerzett a prágai Károly-egyetemen, aerológiai tárgyú disszertáció alapján (A magaslati ciklonok aeroszinoptikai elemzése). Már 1953-ban a prágai aerológiai obszervatórium vezetője lett, 1956-ban pedig a csehszlovák aerológiai intézet igazgatójává nevezték ki. Fontos munkát végzett a nemzetközi geofizikai év csehszlovák nemzeti bizottságában is. Magyar meteorológusokkal is kapcsolatban állt és nagy szakmai tudása, rokonszenves egyénisége sok barátot szerzett számára hazájának határain kívül is.

Életét vesztette az antarktikus tűzvészben *A. M. Belolikov*, aki 1931-ben született Szmeskovoban, a vologodszki területen és 1955-ben szerezte meg meteorológus-mérnöki oklevelét. Az antarktiszi expedícióban szinoptikus beosztásban dolgozott.

A tragédia áldozatainak sorába tartozik *A. L. Gyergacs* meteorológus munkatársa, aki 1923-ban született a krasznojarszki körzetben. Hét esztendőn át mint katonai repülő működött, azután elvégezte főiskolai tanulmányait Leningrádban a hidrometeorológiai intézetben és utána aspiráns lett a Geofizikai Főobszervatóriumban. Több nagy tudományos expedícióban vett részt a Tájmir félszigeten, az északi és déli sarkvidéken. Különleges kutatásokat végzett a légköri kondenzációs magvakra vonatkozóan.

Aerológus-mérnökként dolgozott Mirnijben *I. A. Popov*, aki Ogyeszában született 1925-ben. Először mint technikus, azután mint radar-mérnök működött a hidrometeorológiai szolgálatban. Mérnöki oklevelét levelező tanfolyam útján szerezte meg. Már a második szovjet antarktikus expedícióban is részt vett.

Ugyancsak aerológus-mérnöki munkakört látott el az expedícióban *V. I. Szamuskov*, aki 1911-ben született a Szovjetunióban. A nagy honvédő háború idején tengerészeti aerológiai munkákban vett részt és kitűnően látta el új aerológiai állomások szervezését.

Fiatal életét vesztette el a katasztrófában *A. Z. Szmirnov*, aki az Északi Hajóút Főigazgatóságához tartozó Arktikus és Antarktikus Kutatóintézetnek volt munkatársa. Szmirnov 1932-ben született a kalininszki körzetben és a leningrádi arktikus tanintézetben hidrometeorológiai technikusi képesítést, később pedig levelező tanfolyamon tengerészeti mérnök oklevelet szerzett. Aerológussá képezték ki és számos légi expedícióban vett részt.

meghívására *1960. december 15*-én Bukarestben gyűltek össze az új repülési dokumentáció tartalmának és formájának megvitatására.

Az értekezleten, amelyet *I. Motronea*, a román meteorológiai szolgálat igazgatója nyitott meg, hét állam delegációja vett részt, mégpedig a Szovjetunió, a Bolgár Népköztársaság, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság, a a Lengyel Népköztársaság, a Magyar Népköztársaság, a Német Demokratikus Köztársaság és a Román Népköztársaság delegációja. A magyar szolgálatot *Zách* Alfréd igazgató helyettes és *Ozorai* Zoltán osztályvezető képviselte.

A bukaresti értekezlet a bevezetőben elmondott indokok alapján egészen új alapokra helyezte a dokumentációt. A következő térképek és táblázatok átadását írta elő a hajózó személyzet számára :

1. A különleges időjárási jelenségek előrejelzési térképe, az ún. szignifikáns térkép.

2. A repülőterek várható időjárására vonatkozó ún. TAF-jelentések táblázata.

3. Az útvonalakra vonatkozó magassági szél- és hőmérséklet-előrejelzés táblázata.

4. A turbinás gépek számára a 300 mb-os szint (tényleges vagy előrejelzési) térképe.

5. Esetleg egy talaj-előrejelzési térkép.

A szignifikáns térkép tartalmazza a frontok előrejelzett helyzetét az érvényesség időtartamának közepére, továbbá haladási irányukat és sebességüket, a felhőzeti rendszereket egy-egy területrészre, a csapadékos zónákat, a zivatar-központokat és a jegesedés rétegeit.

A fenti térképek és táblázatok minden aznap lehetséges útvonalat egyaránt felölelnek, tehát az elkészítésük után lesokszorosíthatók. A gépek személyzete a szóbeli eligazítás alkalmával egy-egy példányt kap. Így a szinoptikusok manuális munkája könnyebbé, ill. egyszerűbbé válik, hiszen nem kell minden egyes gép számára külön metszetet rajzolniok.

Az értekezlet részletesen foglalkozott minden egyes térkép, ill. táblázat kiállításával. Megszabta, hogy a nyomtatványoknak kétnyelvűeknek kell lenniök (orosz és angol), egységesítette a jelöléseket és rövidítéseket is.

Foglalkozott az értekezlet azzal is, hogy a hajózó személyzet milyen formában adja le az időjárási megfigyeléseit a repülőgép fedélzetéről. Megállapodtak abban, hogy a Meteorológiai Világszervezet által jóváhagyott AIREP formát vezetik be kisebb módosítással.

Az értekezlet három napos tárgyalás után december 17-én fejeződött be. Másnap a román meteorológiai szolgálat meghívására a kiküldöttek együttesen kirándultak Sinaia-ba, ahol a múzeummá alakított volt királyi nyaralót, a Peleş kastélyt tekintették meg. *(O. Z.)*

*

AZ 1961. JANUÁR 9-I FÜSTKÖD JELENSÉG A FŐVÁROS FÖLÖTT. 1961. január 9-én délelőtt a főváros fölött csaknem éjszakai sötétséget okozó füstköd jelenség alakult ki. A városi szennyezettség, a füst, a korom, a járművek által fölkevert por és a vegyi művek gázainak halmaza, keveredve a köddel a kora reggeli órákban Budapest belterületeinek délkeleti részein jelent meg. A Kálvin tér környékén emiatt csak nagyon lassan, 9—10 órára virradt meg. A füstköd a déli, délkeleti áramlással kb. 3 km óránkénti sebességgel 11 óra 10 perckor eljutott a Meteorológiai Intézethez. Az ég először a Moszkva tér irányában tintafekete lett, majd átterjedt az északi égboltra is. Végül 11 óra 50 perckor délkelet felől világosodni kezdett és a füstköd elhúzódott a Hármashatárhegy irányába. Az időjárási helyzet a következő volt : Az Északi tengeren fekvő 995 mb-os ciklon hidegfrontja a Kárpátmedence közepén kapcsolódott össze egy fejlődő északolaszországi ciklon melegfrontjával és Budapest környékén ingázó (stacioner) frontként jelentkezett. A „füstködfront" beérkezése előtt 2—3 km/óra átlagsebességű légáramlás volt. Amikor délkelet felől sötétedni kezdett az ég, kissé élénkebb lett a szél és pontosan beállt az északi irányba, mintegy „hozzáfújt" a fronthoz. Ugyanakkor látni lehetett, hogy a sűrű, sötét, gomolygó „füstköd" tömegek érdekes módon nem közvetlenül a talajon, hanem fölötte kb. 100—150 m magasban észak felé nyomultak. Így a sötétedés centrumában okvetlenül feláramlásnak kellett lennie, amelyet a lőrinci és a ferihegyi széladatok is bizonyítottak. Pestlőrincen pl. a szélcsend után 10 óra tájban 3 km/óra átlagsebességű délkeleti szellő támadt fel, tehát az Intézetben mért északi szél a főváros fölött konvergenciát idézett elő. Amikor délkelet felől világosodni kezdett az ég, az intézeti Fuess-műszer iránymutatója hirtelen átfordult déli, délnyugatira és 4—5 km/órás átlagsebességű szelet mutatott az ezt követő néhány órás időszakban. A jelenség megfigyelése igen érdekes azok számára, akik a frontok szerkezetének tanulmányozásával foglalkoznak. *(S. Gy.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG január 5-án tartotta ez évi első előadóülését az Orsz. Meteorológiai Intézet kultúrtermében. *Kérdő* István és *Kéri* Menyhért a Nemzetközi Bioklimatológiai és Biometeorológiai Szövetség londoni, II. konferenciájának *Péczely* György pedig a Meteorológiai Világszervezet Klimatológiai Bizottsága ugyancsak londoni, III. konferenciájának lefolyását ismertette a megjelentek előtt, részletesen kifejtve azokat a rövid beszámolókat, amelyek folyóiratunkban e konferenciák anyagáról, munkájáról más helyen megjelentek. Mindkét előadást gazdag fényképanyagból álló vetített képes élménybeszámoló követte. *(K. J.)*

„MAKRO- ÉS MIKROKLIMATIKUS HATÁSOK A KÖSZMÉTEBOGYÓK NÖVEKEDÉSÉRE ÉS BELTARTAMÁRA" címmel *Szász* Gábor, a debreceni Mezőgazdasági Akadémia növénytermesztési tanszékének munkatársa tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság január 19-i ülésén, ismertetve a több évre terjedő kísérletnek 1960. évi eredményeit. A megfigyelések a köszmétebogyó súlyának, térfogatának és szárazanyagtartalmának az időjárással összefüggő változásaira terjedtek ki. Az előadó a mérések eredményeit statisztikai úton értékelve korreláció-számítással határozta meg, s mutatta be azt, hogy a vegetációs időszak során milyen időjárási elem hat jobban a bogyók súlynövekedésére, majd szárazanyagtartalmuknak a csapadék és napfénytartam függvényében előálló változásaira vonatkozó, végül a különböző korú állományok mikroklímájával összefüggő vizsgálatait ismertette. *(K. J.)*

*

A RÁDIÓLOKÁTOROK ALKALMAZÁSA A REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI SZOLGÁLATBAN számottevő segítséget jelent az előrejelzések pontosabbá tétele érdekében. Ezért kísérte szakköreink fokozott érdeklődése *Csaplak Andor* alezredesnek a Magyar Meteorológiai Társaság repülésmeteorológiai szakosztályában február 2-án e kérdésről tartott előadását. Az időjárási radar berendezés a szinoptikus szolgálatnak főleg a rövidtartamú előrejelzések összeállításakor szolgáltat értékes adatokat azzal, hogy képernyőjén sokszor a hirtelen bekövetkező időjárásváltozásokra hívja fel a meteorológus figyelmét, minthogy olyan hatalmas légteret tart állandó ellenőrzés alatt, amelyeknek megfigyelése más módon nehezen oldható meg.

Az előadás bevezetőként általánosságban szólt a rádiólokátorról, majd ismertetve a radar működésének elvét felhívta a figyelmet a radar kezelése és karbantartása során esetleg előálló nehézségekre és problémákra is, végül a radarnak a meteorológiai szolgálatban történt alkalmazása terén eddig szerzett tapasztalatokról s eredményekről számolt be.

A nagy figyelemmel kísért előadás és az ezt követő élénk vita: *Hille* Alfréd, *Szepesi* Dezső, *Tardos* Béla, és *Vehovszki* István felszólalásai, e témának mind meteorológiai, mind műszaki szempontból fölöttébb időszerű voltáról tanúskodtak. *(K. J.)*

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hirdetményei

A Magyar Meteorológiai Társaság az 1961. évre pályázatot hirdet az alábbi célkitűzésekkel és feltételekkel:

I. Szakirodalmi pályázat

Erre a pályázatra önálló, még meg nem jelent tudományos értékű, a meteorológiai kutatás elmélyítését, a magyar meteorológiai szakirodalom további fejlesztését előmozdító pályamunkák nyújthatók be, amelyek a gyakorlati alkalmazás lehetőségeit is szem előtt tartják, s az alább felsorolt kutatási területek valamelyikének körébe tartoznak:

1. *Az agrometeorológia tárgyköre: a)* különböző agrotechnikai eljárások (talajművelési és növénytermesztési módok, üvegházi kultúrák, talajfűtés, öntözés stb., *b)* növény- és talajvédelem (állati és növényi kértevők, növénybetegségek, erdőtelepítés, erdészeti és általános növénytársulástan, talajjavítás, erózió stb. meteorológiai vonatkozásai).

2. *Az ipari meteorológia tárgyköre: a)* bányameteorológiai kérdések (karsztvizek, bányaáradások, csapadék — párolgás — beszivárgás, hó, hótakaró, és a közlekedési zavarok, külszíni fejtés és szállítás stb.) *b)* az energiaipar problémái (a hazai szélenergia készlet, a fényviszonyok alakulásának időjárási és éghajlati feltételei, különös tekintettel a fővárosra, károsan magas és alacsony hőmérsékletek, köd — zuzmara — zivatar mint az energiatermelés hátráltatói stb.), *c)* a magas- és mélyépítés területe (talajfagy és talajszerkezet, a víz és a csapadékviszonyok, szél- és hónyomás, légköri szennyezettség stb.)

3. *Az éghajlattan területe:* éghajlati körzetek, terepklimatológia, reliefenergia és éghajlat, a felszínformálás éghajlati tényezői a jelenkorban, a paleoklimatológia, a légkör és a felszín energiaforgalma stb.

4. *Az orvosmeteorológia tárgyköre: a)* az orvosmeteorológiai prognoziskészítés és kiadás kérdései (elméleti problémák, együttműködés a meteorológusok és az orvosok között, a különböző betegségek és járványok megelőzésének prognosztikai lehetőségei, az ipari, üzemi és közlekedési balesetek kapcsolata az időjárással stb.) *b)* a humán biometeorológia területe (munkahelyklíma, klíma-melioráció, gyógy- és üdülőhelyklímatológia, a szabadban dolgozó ember védelme az időjárási ártalmakkal szemben stb.), *c)* általános biometeorológiai kérdések (fitometeorológia, zoometeorológia, akklimatizáció stb.).

5. *A repülési meteorológia tárgyköre : a)* az időjárással (légköri jelenségekkel) kapcsolatos repülési biztonsági és gazdaságossági kérdések, *b)* légi kikötők és forgalmi légi vonalak repülés-éghajlati jellemzése, különös tekintettel a sugárhajtású gépek magassági igényeire.

6. *Műszer- és méréstechnika : a)* általános meteorológiai műszerkérdések (sugárzásvédelem, hordozható és automata meteorológiai állomások, terep szélmérő és regisztráló műszer, univerzál iróműszer stb.), *b)* aeorológiai műszerek (minden hőmérsékleten és magasságban megbízhatóan működő nedvességmérő, ködmintavevő, esőcseppek, jégkristályok, hópelyhek nagyítása és fényképezése, szonda nélküli, rádiós szélmérés, pilotvilágító berendezés, felhőmérő műszerek stb.), *c)* sugárzás- és hőmérsékletmérés (a hosszúhullámú, az ultraibolya, az égboltsugárzás és az albedo mérése, gradiens-mérő és író műszer stb) *d)* az 1—4 pontok alatt említett problémák megoldását elősegítő bármilyen műszer vagy mérési módszer.

A díjazásra érdemes pályaműveket a Társaság a *Róna Zsigmond pályadíjjal* jutalmazza, mégpedig a három legjobb pályamű közül az elsőt

2000 forintos első díjban,

a további két legjobb pályaművet pedig

1200 forintos második, és

600 forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva is kiadhatja.

Pályázati feltételek :

1. A pályaművek terjedelme legföljebb egy szabványív : 40.000 n, kb. 20 gépelt oldal lehet.

2. A két példányban, géppel leírt, jeligés pályaművek benyújtásának határideje : *1961. szeptember 30.*

3. A műszerpályázatra beküldött pályaművek közül előnyben részesülnek azok, amelyekhez a pályázók működő prototípust is mellékelnek.

4. A pályázó nevét és címét tartalmazó boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a Társaság Titkárságának címére (Budapest V. Szabadság tér 17. Technika Háza).

5. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti. A nem díjazott pályaművekkel a pályázók szabadon rendelkeznek, azokat a Társaság Titkárságától 1961. december 31-ig átvehetik.

II. Fényképpályázat

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

Pályázati feltételek :

1. A pályázatra csak olyan képek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a pályázó teljes mértékben rendelkezik.

2. A beküldött fényképeken feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (óra is, de legalább napszak), tájképeknél az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképeken is, a lezárt borítékon is — amelyben a pályázó neve és címe van — fel kell tüntetni a jeligét.

3. A pályázó a kép beküldése által beleegyezését adja ahhoz, hogy a díjnyertes képek a Magyar Meteorológiai Társaság tulajdonába mennek át, tehát a velük kapcsolatos mindennemű szerzői és tulajdonjog a Társaságot illeti.

4. A pályázaton kizárólag olyan képek kerülnek elbírálásra melyeknek mérete 18 × 24 cm.

5. A jeligés pályázati fényképek beküldési határideje *1961. október 15.* (Budapest V. Szabadság tér 17. Technika Háza).

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

400 forintos első díjban,

a további legjobb pályaműveket pedig

2 db 200 forintos második,

4 db 100 forintos harmadik és

8 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva is kiadhatja.

Mindkét pályázat eredményének kihirdetésére, valamint a pályadíjak kiosztására 1961. novemberében kerül sor a Társaság XXXIV. közgyűlésén. Ennek időpontját a napilapokban közöljük.

Budapest, 1961. január hó.

A Magyar Meteorológiai Társaság Titkársága

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felelel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban — 611266 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

Hromov, S. P. (Moscow): On the synoptic processes of the Antartic 1

Berkes, Z.: Влияние солнечной деятельности на распределение атмосферного давления 17

Tóth, P.: Номограмма для определения температурной адвекции в свободной атмосфере 23

Dési, F.: Поправка на виртуальную температуру 31

Vancsó, I.: Возможности метеорологического предсказания ледяных наводнений 34

Antal, E.: Measurements of the energy balance on the Tihany peninsula 40

Erdős, L.—Morvay, A.: Feuchtegang einiger ungarischen Bodenarten 47

LITERATURE

Koitzsch, R.: Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage *(Sz. Lőrinc, A.)* 56

Заицев, В. А.—Ледохович, А. А.: Приборы и методика исследования облаков с самолета *(Aujeszky, L.)* 56

Böer, W.: Das Klima von Potsdam (II). Die mittlere Windversetzung in Potsdam *(P. Szalay, G.)* 57

Гирс, А. А.: Основы долгосрочных прогнозов погоды *(Koppány, G.)* 57

Гандин, Л. С.—Дубов, А. С.: Численные методы прогноза погоды *(Ambrózy, P.)* 58

CHRONICLE 59

Preisausschreiben der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft 63

IDŐJÁRÁS

2

1961. MÁRCIUS – ÁPRILIS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:
BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON : 353-500

★

ELŐFIZETÉS:
EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Hromov, Sz. P. (Moszkva): A trópuson belüli konvergencia-zóna dinamikájáról (О динамике междутропической зоны конвергенции) 65

Mészáros Ernő—Wirth Endre: Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes (Gomolyfelhőkből hulló esők cseppjeinek spektrális eloszlása) 80

Kasneci, P.—Jaho, S. (Tirana): Quelques caractéristiques du régime de la température et des précipitations en Albanie (A hőmérséklet és csapadék néhány jellemző vonása Albániában) 86

Pápainé Szalay Gabriella: Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben 93

Kissné Tóth Erzsébet: A talaj hőforgalmának kérdései Magyarországon 99

Endrődi Gabriella: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten 105

Kiss István: A hófelületek vegetációs szineződéséről 110

Pápai László: A kicserélődési együttható meghatározása Budapest felett 113

Ifj. Bartha Lajos—Gauser Károly: A meteorpor kapcsolata a csapadékkal 119

IRODALOM

Iszajev, E. A.: Az Atlanti-óceán és Eurázsia fölötti szinoptikai folyamatok katalógusa *(Péczely Gy.)* 121

Lauscher, A.—Lauscher, F.—Printz, H.: Norvégia fenologiája *(Szakály J.)* 121

Fizikai enciklopédikus szótár *(Aujeszky L.)* 122

KRÓNIKA 124

IDŐJÁRÁS

65. ÉVFOLYAM 2. SZÁM 1961. MÁRCIUS—ÁPRILIS

Sz. P. Hromov (Moszkva):

A trópuson belüli konvergencia-zóna dinamikájáról

On the dynamics of the intertropical zone of convergence. The author—when crossing the Equator on two occasions on board of the expeditionship—during 1956—1957—observed two different variants of the intertropical zones of convergence, which are described on basis of numerous observations made on board of the ship. In the first case this was a broad transitional zone in the Northern Hemisphere with a marked tropic front within it, between two trade winds, conserving their typical direction. In the second case it was a well pronounced equatorial zone of west winds between the south-east trade wind and changing pre-monsoon winds coming from the northern part of the Indian Ocean. The zone was extended over both sides of the Equator.

The air currents can be considered as quasi-geostrophic in the distance of more than 5° from the Equator, and Eulerian-antitriptic ones near the Equator. Starting from this, the author finds the basic types of the distribution of the stream-line in the tropics dependently on the situation of the intertropical zone of convergence relating to the Equator, and from the extent and direction of the baric gradients near the Equator (Fig. 9). The equatorial zone of the west winds proved to be one of the variants of the intertropical zone, this variant being non-constant, non-permanent and of a limited extension. Its formation in the basin of the Indian Ocean is the most probable in the eastern part of this ocean in spring and autumn, when the intertropical zone is to be found in the immediate neighbourhood of the Equator.

*

1. Trópusi meteorológián jelenleg teljesen meghatározott jellegű kérdések széles körét értjük. Még két évtizeddel ezelőtt ilyen fogalom a meteorológiában egyáltalán nem létezett, és a trópusokon végbemenő légköri folyamatokra vonatkozó ismereteinkből hiányzott minden rendszeresség. Nem csupán a trópusi légkörre vonatkozó ismereteinknek erős megnövekedéséről van szó, bár természetesen az észlelőhálózatnak a kibővülése fontos szerepet játszik, s ez ténylegesen a háborús és a háború utáni években ment végbe. Közrejátszik itt még az a szempont is, hogy részben az észlelőhálózat kibővülése, de még inkább a trópuson a légiközlekedésnek megnövekedése következtében létrejött a trópusi időjárási szolgálat.

Még nemrégen a trópusok kérdése csupán a klimatológusokat foglalkoztatta, és a trópusi légkör jelenségeiről valamennyi elképzelésünk éghajlati koncepció volt. Egyedüli kivételt, úgy látszik, a trópusi ciklonok képeznek, mert szinoptikus analízisük szükségessége már régen világos volt, és azt lehetőség szerint elvégezték. De minden más — passzátok, trópusi monszunok és az összes azokkal kapcsolatban álló jelenség — elsősorban a klimatológiai kutatásnak volt a tárgya, az pedig kevéssé fedte fel a folyamatok kinematikai és dinamikai mechanizmusát. Ezt olykor elméletileg is igazolták az időjárásnak a trópusokon belüli kis változékonyságára vonatkozó meggondolásokkal és azzal, hogy az időjárás és az éghajlat fogalma a trópusokon azonosnak vehető.

MAGYAR

Most már tudjuk, hogy ez egyáltalán nem így van. Ha nem teszünk indokolatlan összehasonlítást a trópusokon kívüli szélességekkel, azaz ha nem feledkezünk meg a trópusi folyamatok speciális voltáról, akkor a trópusi légkör valósággal elképeszt bennünket megnyilvánulásainak sokféleségével, amely nagyon is távol áll attól a primitív elképzeléstől, amely a trópusi időjárást gyakorlatilag változatlannak véli.

2. Az első hatalmas lépést a trópusi meteorológia fejlődésében már több mint 30 évvel ezelőtt megtették. Ez a lépés azt jelentette, hogy a trópusi szélességekre is kiterjesztették a frontkoncepciót. Az egyenlítői szélcsendes zóna természetesen a tengerészek előtt régebben is ismert volt, hiszen ezt a tényt hajóútjaik során a valóságban is tapasztalták. Ám az első világháborúig, sőt még később is, e téren minden ismeretünk csupán statisztikai jellegű volt, és a kérdést tipikusan klimatológiai úton közelítettük meg.

A meteorológiában a frontok koncepciójának a közepes szélességekre történt bevezetése után hamarosan, 1921-ben *Brooks* és *Braby* az egyenlítői szélcsendes zónára is kiterjesztette a frontális értelmezést. A mindjobban gyarapodó szinoptikus tapasztalat az ilyen interpretációnak helytálló voltát, legalábbis számos esetre, megerősítette. A sokévi átlagokra felépülő éghajlati térképeken a szélcsendes zóna frontális természete nyilvánvalóan nem volt kimutatható.

1930-ban és 1933-ban *Bergeron* a trópusi frontot besorolta a troposzféra fő frontjainak általános rendszerébe, megjelölte egyes ágainak átlagos helyzetét és kapcsolatba hozta velük a trópusi ciklonok keletkezését.

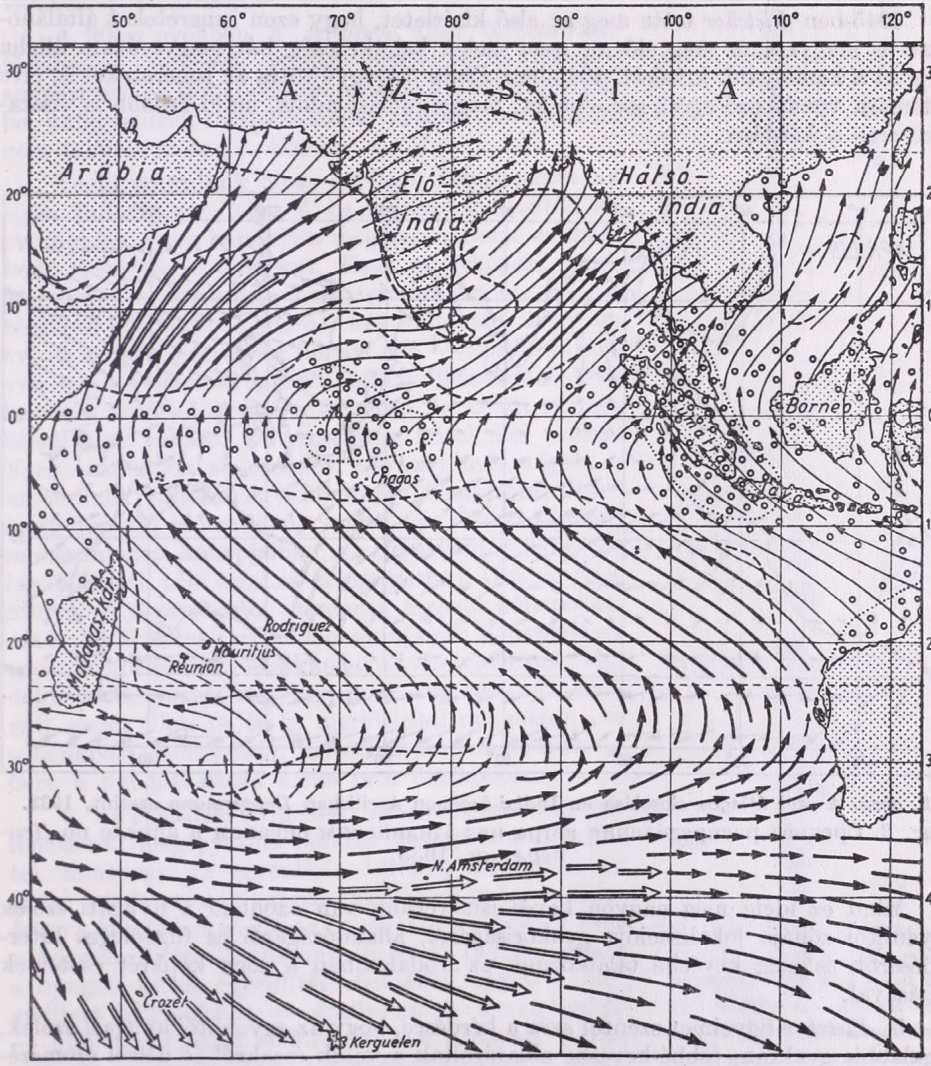
Majdnem egyidőben alakult ki a passzátfrontokról, azaz az egyes szubtrópusi anticiklonok közötti frontokról alkotott elképzelés is. Ezek a frontok gyakran a poláris frontok folytatásai a trópusokon, elkülönítik a frissebb trópusi légtömegeket az öregebbektől. Ugyanakkor a szinoptikus objektumokat képező trópusi és passzát frontok az éghajlati térképeken is határozottan tükröződnek és annak idején a „Fizikai hidrodinamika" szerzői, jómagam, *Pettersen* és mások, a légkör általános cirkulációjának átlagos képébe illesztették be.

3. A negyvenes években néhányan ellenezték a „trópusi (trópuson belüli) front" kifejezés alkalmazását azzal az indokolással, hogy a hőmérsékleti törések az egyenlítő közelében rendszerint jelentéktelenek és frontális felszínek jelenléte ott alig látszik. Innét magyarázható a *„trópuson belüli konvergencia-zóna"* megjelölés használatának gyors elterjedése, amely fogalom kevésbé határozott és rugalmasabb is. A gyakorlatban ezt a fogalmat a „trópusi front" fogalmának szinonimájaként használták, azaz az egyik szélrendszerből a másikba való éles átmenetnek a megjelölésére ; ebben az értelemben *Fletcher* és *Flohn* két trópuson belüli konvergencia zónáról beszél, amely a nyugati szelek egyenlítői zónáját északról és délről elhatárolja. Ugyanazzal a „trópuson belüli konvergencia-zóna" kifejezéssel jelölték a két félteke cirkulációja közötti széles, elmosódott átmeneti zónát is.

Nézetem szerint a két fogalmat különböző értelemben lehet és kell is alkalmazni. A „trópuson belüli konvergencia-zóna" megjelölés alkalmazása hasznos és kényelmes, minthogy az átmenetnek az egyik passzátból a másikba, a passzátból a monszunba, vagy a monszunt megelőző változékony szelekbe, stb. bonyolult kinematikai jellege lehet és egyáltalán nem vezethető vissza egyetlen éles frontra. Az egyenlítői zóna szélmezejében azonban az éles átmenetek, még ha időnként és helyenként is, de nyilvánvalóan megvannak ; az ilyen éles átmenetnek pedig, amely többek között a trópusközi konvergencia-zónán belül lehet, vagy annak külső határát képezheti, joggal adhatjuk a *trópusi front* elnevezést. Ugyanakkor nem szabad összekevernünk a frontális felület helyzetének megállapíthatatlan voltát annak nyilvánvaló hiányával : az éles konvergenciavonalat nem kisebb indokkal

minősíthetjük két nagyméretű légköri áramlás határának, mint a választó felületen mutatkozó hőmérsékleti szakadásnak.

Mind ez ideig azonban tényleges ismereteink a trópuson belüli konvergencia zóna szerkezetéről nagyon hiányosak voltak, ez annak tudható be, hogy az észlelő-



1. ábra. A szél átlagos eloszlása az Indiai-óceánon júliusban és augusztusban *Köppen* szerint

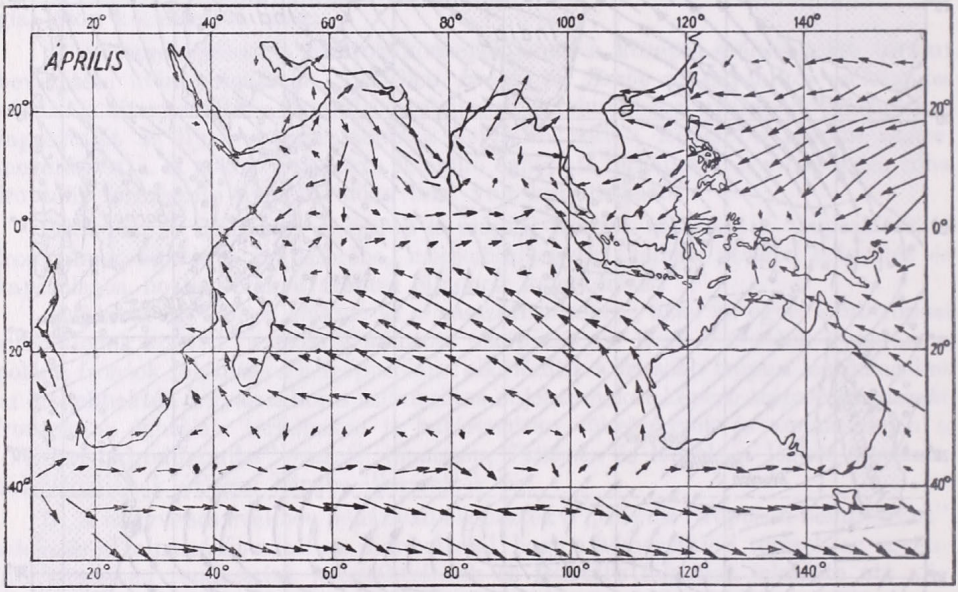
Рис. 1. Среднее распределение ветра над Индийским океаном в июле и августе по *В. Кеппену.*

hálózat az egyenlítői szélességek óceánjain túlságosan ritka ahhoz, hogy a struktúra részleteit a szinoptikus térképeken, vagy a függőleges metszeteken felfedjük.

4. A második világháború idején a figyelmet váratlanul a trópuson belüli zóna egy teljesen sajátságos formájára irányították. Nevezetesen nyilvánvalóvá vált, hogy a trópuson belüli konvergencia-zóna jelentheti az erősebb és kevésbé erős

nyugati szelek zónáját, amelyet a tőle mindkét oldalra levő általános keleti passzát átvitelbe soroltak. Így a zónán belül nincs meg a passzátok közvetlen közeledése, sem a szélcsend. *Fletcher* bevezette az ilyen képződményre a *nyugati szelek egyenlítői zónája* elnevezést, ami tartósan bevonult a terminológiába (angolul: equatorial westerlies).

1945-ben *Fletcher* tette meg az első kísérletet, hogy ezen ismereteket általánosítsa és magyarázta meg először ezen szelek keletkezését, bár magyarázata aligha állja ki a komolyabb kritikát. 1949-ben *Flohn* összegyűjtötte az ismereteket és erre a témára vonatkozó egész sor elméleti meggondolást adott, majd később is visszatért erre a kérdésre.



2. ábra. A szél átlagos eloszlása az Indiai-óceánon áprilisban *Deppermann* szerint, 1933.
Рис. 2. Среднее распределение ветра над Индийским океаном в апреле по *Депперману*, 1933.

Mind ez ideig még nagyon kevés ismeretünk van azonban a nyugati szelek egyenlítői zónája lokalizációja gyakoriságáról, állandóságáról és függőleges kiterjedéséről, és még kevésbé találkozunk az irodalomban a zóna konkrét eseteinek leírásával.

5. *Fletcher* figyelmet szentel arra a kérdésre, hogy az egyenlítői nyugati szelek, legalábbis gyakran, többé-kevésbé elhatároltak a velük északról és délről szomszédos szélrendszerektől. Ezeket a frontképző határokat *Fletcher* északi és déli trópuson belüli konvergencia-zónának nevezte. *Flohn* elképzelése szerint a nyári monszun az Indiai-óceán vidékén a nyugati szelek egyenlítői zónájának a kiszélesedését jelenti a nyári félteke oldalán. Emellett az egyik zónahatár, klimatológiailag tekintve, az egyenlítőn marad, a másik pedig a monszun terjeszkedésével magasabb szélességek felé mozdul el.

Még később, 1953-ban *Flohn* rámutatott, hogy már *Meinardus* 1893-ban doktori disszertációjában statisztikailag bizonyította a három nyugati nyolcad szeleinek túlsúlyát, beleértve a tisztán nyugati irányt is, az egyenlítőnél az Indiai-óceán

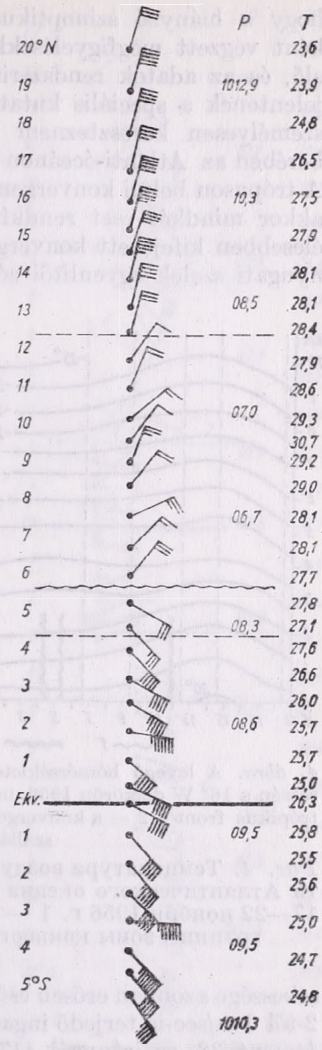
keleti részén egész évben. A nyugati okták szeleinek túlsúlya, vagy legalábbis jelentős százaléka jól látható az Indiai-óceán egyenlítői szélességeire vonatkozó szélrózsákból is és a világóceán néhány más egyenlítői vidékeinek szélrózsáiból.

A 90-es években a *Köppen* által összeállított térképeken, amelyek január—februárra és július—augusztusra az Indiai-óceán uralkodó szeleit mutatták be, az egyenlítői nyugati szelek világos tükröződését nem találták meg *(1. ábra)*.

Végül századunk 30-as éveiben *Deppermann* az egész Indiai-óceán felett 5°-os négyzetek mentén az év minden egyes hónapjára megszerkesztette az uralkodó szélirányok térképeit. Ezek a térképek, amelyek különös hírességre nem tettek szert (az áprilisi térképet közöljük ; *2. ábra)*, azt mutatják, hogy az évben csupán két olyan hónap van — április és november — amikor az egyenlítőtől mindkét oldalra levő keskeny zónában az óceán középső és keleti részein túlsúlyban vannak a nyugatihoz közel álló szelek. Ezek a hónapok az óceánok alacsony szélességein a monszunok váltásának a hónapjai. A májustól októberig terjedő időszakban, vagyis az Északi-félgömb monszunjának hónapjaiban, az egyenlítőtől délre főleg délkeleti, tőle északra délnyugati az áthelyeződés iránya. A decembertől márciusig terjedő hónapokat, azaz a déli félteke nyári monszunjának hónapjait az egyenlítőtől északra északkeleti átvitel jellemzi, tőle délre északnyugati vagy nyugati. Ami az óceán nyugati részét illeti (a 60-as meridiántól nyugatra), ott a hónapok többségében, beleértve áprilist és novembert, a nyugati okták szelei nem uralkodók.

6. Az éghajlati térképnek természetesen nem kell feltétlenül megegyeznie minden szinoptikus helyzettel, minthogy az egyenlítőn bármely hónapban az óceán minden részén vannak másirányú szelek is, beleértve a keletieket is. De az éghajlati térképekből arra a következtetésre juthatunk, hogy az Indiai-óceánon a nyugati szelek egyenlítői zónájában éppen a fent említett hónapokban — áprilisban és novemberben — kell gyakrabban előfordulniuk a csaknem tisztán nyugati szélirányoknak. Ugyancsak ezekben a hónapokban általában különösen élesnek kell lennie ennek a zónának, mivel a többi hónapokban kiszélesedik az egyik vagy másik félteke irányában nyári monszun formájában (uralkodó délnyugati vagy északnyugati szelekkel).

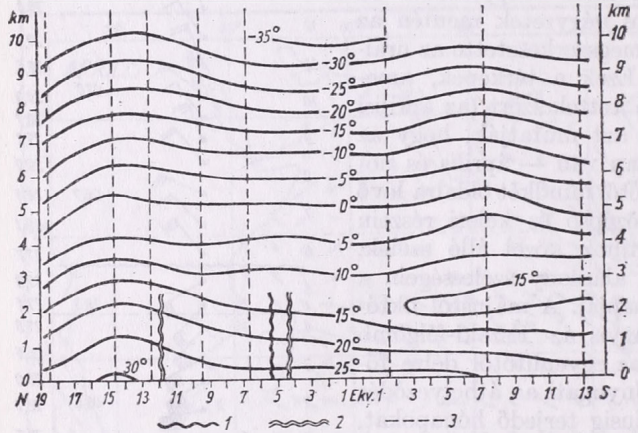
Az éghajlati általánosítások összevetése a tényleges szinoptikus valósággal a trópusokon nem jelent könnyű feladatot, mint arról már említés történt. De az óceán felett megvan az a lényeges lehetőség,



3. ábra. A szél, a légnyomás és a hőmérséklet délkörmenti eloszlása 1956. november 16—21. között az Atlanti-óceán egyenlítői részén. A szélzászlón egy hosszú vonal = 2 m/sec, a rövid = 1 m/sec

Рис. 3. Меридиональное распределение ветра, давления температуры воздуха 16—21 ноября 1956 г. в экваториальной части Атлантического океана. Длинное перо на стрелке — 2 м/сек, короткое — 1 м/сек.

hogy a hiányzó szinoptikus adatokat az egyenlítőt átszelő mozgó hajóról időnként végzett megfigyelésekkel bővítsük. Ilyen lehetőség azonban ritkán fordul elő, és az adatok rendszerint nem is leghasználhatóbbak. Természetesen kivételt jelentenek a speciális kutató, expedíciós hajókról végzett megfigyelések. Sikerült személyesen kereszteznem a trópuson belüli konvergencia-zónát: 1956 novemberében az Atlanti-óceánon és 1957 májusában az Indiai-óceánán az *Ob* hajón. A trópuson belüli konvergencia-zóna a két esetben élesen különbözött, de ugyanakkor mindkét eset rendkívül jellegzetes volt. Először: ez volt a passzátok legélesebben kifejezett konvergenciája; másodszor: nem kevésbé volt kifejezett a nyugati szelek egyenlítői zónája. Először fordítsuk figyelmünket az atlanti esetre.



4. ábra. A levegő hőmérséklete az Atlanti-óceán egyenlítői részén a 18° W délkörön 1956. november 17—22. között. 1 — trópikus front; 2 — a konvergencia zóna határa; 3 — a felszállások

Рис. 4. Температура воздуха в экваториальной части Атлантического океана по 18-му меридиану з. д. 17—22 ноября 1956 г. 1 — тропический фронт; 2 — границы зоны конвергенции; 3 — подъем.

7. 1956. november 12-én az *Ob* a Biscayai öbölben, a 47° N és a 7° W földrajzi koordinátáknál, sarki levegő északi áramlásában haladt, amely már megközelítőleg a 38° N szélességen a rétegeződés és felhőzet szerint tipikusan passzát sajátosságokat vett fel. A nagy északi összetevő a passzátok irányában és a magas átlagos szélsebesség azzal magyarázható, hogy a hajó útja egy észak-atlanti anticiklon keleti szegélyén vezetett, és közötte, valamint a földközi-tengeri medencében levő depresszió között nagy bárikus gradiens volt.

A 12° N szélességtől délebbre megmaradt az északkeleti irányú szél; a sebessége azonban erősen csökkent: 12 és 6° N között átlagosan 3,9 m/sec-ot tett ki 2-től 6 m/sec-ig terjedő ingadozásokkal. A 6 és 5,5° N szélesség között a szél hirtelen átment 32°-os irányról 117° irányba, azaz a délkeleti passzát irányába 6 m/sec körüli sebességgel. A 4° N-tól kezdve a szélsebesség 10—11 m/sec-ig növekedett, de az irány nem változott egészen 17° S-ig. Átlagosan 122° maradt *(3. ábra)*.

Így a 12° és 4° N közötti nyolcfokos zónát a benne találkozó passzátok sebességének éles csökkenése jellemezte irányuk állandó megtartása mellett, mindenfajta átmeneti szél nélkül. Érthető, hogy a sebesség csökkenése az áramvonal mentén a mozgásmennyiség konvergenciájához és következésképpen a mozgás felfelé irányuló összetevőjének növekedéséhez vezetett az említett zónán belül. Megvan minden alap arra, hogy a fent említett zónát *trópuson belüli konvergencia-zónának nevezzük*. A mi esetünkben azonban a trópusi frontot is meg lehet különböztetni, mint egy keskenyebb zónát a trópuson belüli konvergencia zónán belül.

Ez a trópusi front éles, kiterjedésre nem több, mint 0,5° szélességű (6 és 5,5° N közötti) átmenetet jelent a gyengülő északkeleti passzátból a gyengülő délkeleti passzátba. A két passzát egymással bezárt szöge ebben a frontban kb. 90° volt. Függőleges metszeten a hőmérséklet eloszlásában a front szerkezetét nem sikerült

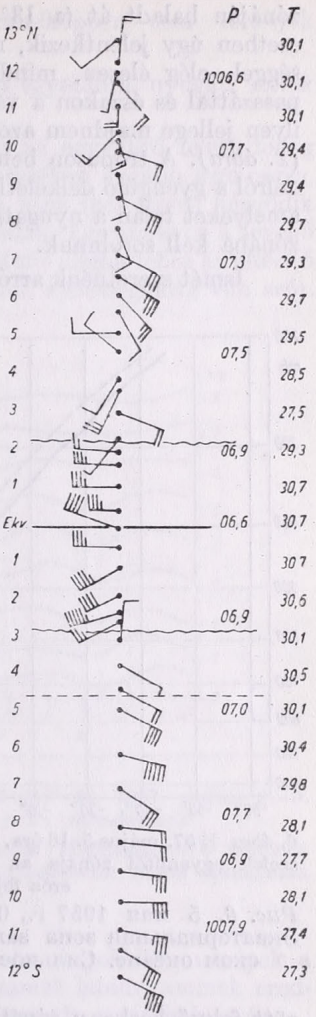
felfedezni, és homályos maradt a kérdés, vajon választófelületnek lehet-e tekinteni. De az egyik szélrendszerből a másikba való éles átmenet kiterjedése nem több, mint 0,5° szélesség, ami véleményünk szerint teljesen igazolja a „front" terminológia alkalmazását *(4. ábra)*.

Mondjunk néhány szót a trópuson belüli zóna felhőrendszeréről. Különbözik a Cu congestusok fejlődésével, amelyek nem voltak meg az északkeleti passzátban. Jellemző volt a felhők sávos elrendeződése. A sávok, úgy látszik, a labilitási vonalakkal kapcsolatban, a szélességi körök mentén húzódtak. A trópusi front közvetlen közelében a Cu congestusok különösen erőteljesek voltak, a szél olykor a szélrohamig erősödött, és rövid esőzések következtek be, azonban nem voltak nagy cseppek és az intenzitás is kicsiny volt, zivatarjelenségek nélkül.

A délkeleti passzát átjutva az egyenlítőn a déli féltekéről az északira, megőrzi irányát és sebességét. A sebesség mind az egyenlítőtől délre, mind tőle északra a 4° N-ig, és magán az egyenlítőn kb. 10 m/sec volt. Ugyanakkor a 2° N és a 2° S közötti zóna majdnem gradiens nélküli volt: a teljes bárikus gradiens az egyenlítő területén alig volt több, mint 0,2—0,3 mb meridián-fokonként. Így példánk azt mutatja, hogy a délkeleti passzát az egyenlítőn való áthaladáskor semmiféle hajlamot nem mutatott délnyugati irányúvá válásra. A szél az egyenlítőn való áthaladásnál tehetetlenségénél fogva megtartotta nagy sebességét és délkeleti irányát, és a Coriolis-erő, amely ezeken a szélességeken kicsiny, előjelváltásával jelentéktelen hatást okozott.

8. Az Indiai-óceánon át vezető úton az egyenlítői zónában egészen más jellegű cirkulációváltozással találkoztunk. A 17° S-tól a 3° S-ig, április 26-tól május 4-ig bezárólag a hajó a délkeleti passzátban haladt, amelynek sebessége 2—14 m/sec nagyságú volt, átlagosan 7 m/sec, és iránya nem lépett ki a délkeleti negyedből. Május 4-én este a 3° 42′ S és 3° 03′ S között és 97° E-nél a gyengülő szél három óra alatt 100°-ról áttért 360°-os irányra, újabb három órával később (2° 33′ S) — 240°-ra. A szél egészen a 2° 26′ N-ig állandóan megmaradt a nyugati negyedben, miközben 15 közül 10 észlelési időpontban (amelyből 4 közvetlenül az egyenlítőn volt) a szél iránya 260—290° volt, átlagosan pedig 264°. A szél sebessége a nyugati szelek zónájában átlagosan 6,3 m/sec volt, 15 közül 9 észlelési időpontban pedig 7-től 11 m/sec-ig *(5. ábra)*.

Ezután a hajó a 2,5. ill. 3° N-tól az Észak-Indiai-óceán gyenge, változó, monszunelőtti szeleinek széles

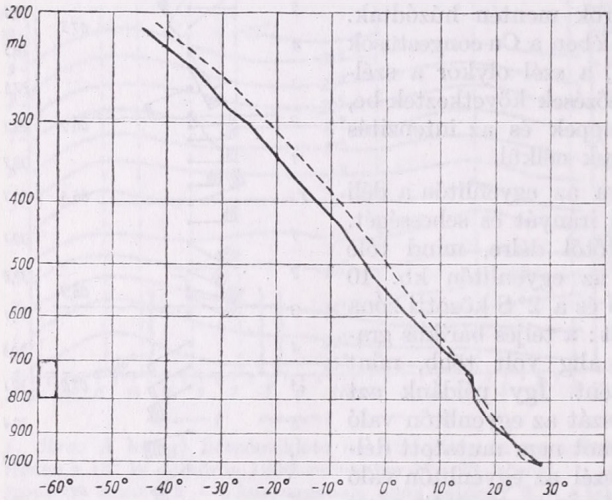


5. ábra. A szél, a légnyomás és hőmérséklet délkörmenti eloszlása az Indiai-óceán egyenlítői zónájában 1957. április 30. és május 11. között. A hosszú vonal a szélzászlón 2 m/sec, a rövid 1 m/sec

Рис. 5. Меридиональное распределение ветра, давления и температуры воздуха в экваториальной зоне Индийского океана 30 преля — 11 мая 1957. г. Длинное перо на стрелке — 2 м/сек, короткое — 1 м/сек.

zónáján haladt át (a 13° N-ig). Így a trópuson belüli konvergencia-zóna adott esetben úgy jelentkezik, mint *a nyugati szelek egyenlítői zónája*, kb. 5°-os szélességgel, elég élesen, mindkét oldalon frontszerűen elhatárolva: délen a délkeleti passzáttal és északon a változó szelekkel. A nyugati szelek egyenlítői zónájának ilyen jellege majdnem azonos annak éghajlati képével *Deppermann* április térképén *(2. ábra)*. A trópuson belüli zóna ezen alapvető, középső részéhez csatlakozik: délről a gyengülő délkeleti passzát övezete, északról a változó, gyenge szelek zónája, amelyeket talán a nyugati szelek zónájával együtt a trópuson belüli konvergencia-zónába kell sorolnunk.

Ismét szeretnénk arról az elképzelésről beszélni, amely szerint a trópuson belüli konvergencia zóna egy széles öv, amely azonban nem egy frontot foglal magában, mint ezt az Atlanti-óceánon láttuk, hanem két frontot az egyenlítői szelek két oldalán.



6. ábra. 1957. május 5. 18 óra, 0° 00′ S, 88° 15′ E. A nyugati szelek egyenlítői zónája az Indiai-óceánon. A konvekció erős fejlődése.

Рис. 6. 5 мая 1957 г., 0° 00′ ю. ш., 88° 15′ в. д. Экваториальная зона западных ветров в Индийском океане. Сильное развитие конвекции.

A nyugati szelek egyenlítői zónája természetesen a bonyolult-trópuson belüli konvergencia-zónának a legfontosabb és legérdekesebb része.

Figyelmet érdemelnek a nyugati szelek egyenlítői zónájában az elég erős szélsebességek, amiről fentebb szó volt, és a nyugati irány rendkívüli stabilitása. A nyugati szelek egyenlítői zónájában úgy lehet jellemezni a szeleket, mint a futóáramlások sajátos fajtáját: annyira tartós volt a nyugati szélirány a két teljesen más szélrendszer között fekvő keskeny zónában. A nyugati szelek zónája a felhőzet jellegében is elkülönül. A délkeleti passzátban Cb-t nem figyelhetünk meg; a felhők fejlődése nem ment túl a Cu cong stádiumon. Ugyanez volt a helyzet a nyugati szelek egyenlítői zónájától északra levő változó szelekben is. A zónában közvetlenül hatalmas, magasan felnyúló, emelkedő Cu congestusok Cb-ká alakultak át (9,4-es átlagos felhőmennyiségnél), szélrohamok kísérték és záporos csapadék hullott, s bár a csapadék nem volt nagyon intenzív, de csaknem zivatarjelenségek nélkül. A felhők függőleges fejlődése annyira erős volt, hogy csúcsaik eljegesedése teljesen szemmellátható volt. A közvetlenül az egyenlítőn végzett szondázások egyik emagramját itt közöljük *(6. ábra)*.

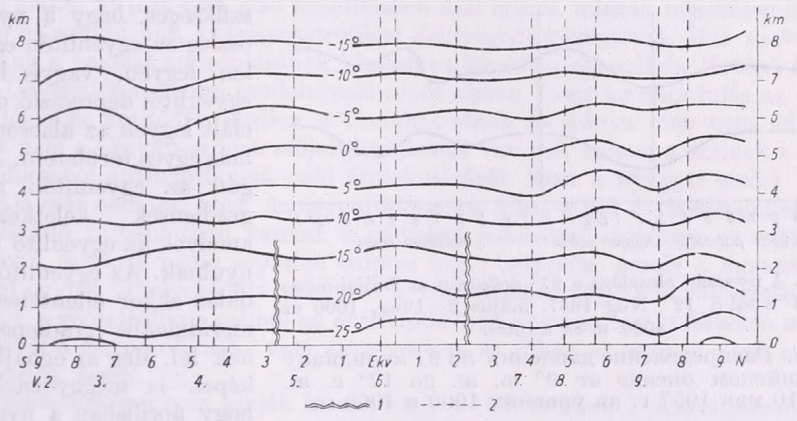
Május elején a két monszun közötti átmeneti periódusban a zóna kétségtelenül keskenyebb volt. A későbbiekben észak felé kiterjeszkedett, átalakulva az Észak-Indiai-óceán nyári monszunává, amint erre *Flohn* annak idején rámutatott.

De, ha a nyári monszun dinamikáját az egyenlítőtől többé-kevésbé távol eső szélességeken (10—20°) az izobárképből könnyen meg lehetne magyarázni, mint kvázigeosztrófikus átvitel dinamikáját, akkor az egyenlítő közvetlen közelében levő

nyugati szelekre vonatkozólag ezt ilyen könnyen semmiképpen sem tehetjük meg.

9. Milyen módon lehet megmagyarázni általában az egyenlítői, nyugati szelek keletkezését, így egyebek közt a mi esetünkben?

Fletcher annak idején feltételezte, hogy a felhőzet az egyenlítő felett hideg sugárzási forrást jelent a troposzférában, aminek következtében leszálló légmozgás, az egyenlítőn divergencia jön létre, és két konvergencia zóna (két front) képződik az egyenlítőtől bizonyos távolságra, annak mindkét oldalán. Ugyanakkor a levegő az egyenlítőtől szétfolyva nyugati összetevőket vesz fel (amit aligha lehet az eltérítő erővel magyarázni, mivel az egyenlítőhöz közvetlen közeli szélességekről van szó).



7. ábra. A léghőmérséklet az Indiai-óceán egyenlítői részén, 92—87° E, 1957. május 2—9. 1: az egyenlítői nyugati szelek zónájának határa; 2: szondázások

Рис. 7. Температура воздуха в экваториальной части Индийского океана под 92—87° в. д. 2—9 мая 1957 г. 1 — границы экваториальной зоны западных ветров; 2 — зондажи.

A felhőzet pedig az egyenlítőn elmosódva két zónára tagolódik, amelyek a konvergencia zónákkal vannak kapcsolatban. Ez a folyamat labilis, aminek eredménye, hogy a nyugati szelek zónája gyorsan megváltoztatja saját helyzetét.

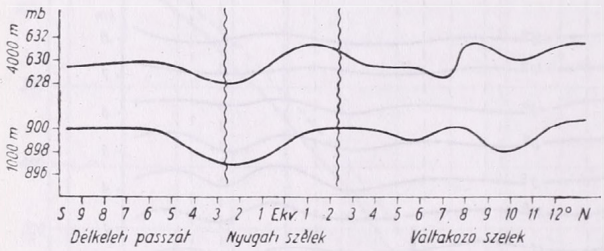
Esetünkben, mint fentebb említettük, a szelek még az egyenlítő közvetlen közelében is gyakran nyugatiak voltak, a divergencia az egyenlítőn nem volt jelentős, nyomásnövekedés az egyenlítő fölött szintén nem volt (ezt később fogjuk bemutatni).

A hőmérsékleti metszet, amit teljesen elegendő rádiószonda felszállás nyomán szerkesztettünk meg, nem mutatott semmiféle kifejezett hideggócot az egyenlítő felett, legalábbis 8 km-ig *(7. ábra)*. Arra a következtetésre jutunk, hogy *Fletcher* magyarázata nem felel meg az általunk megfigyelt esetnek.

Flohnnak volt a javaslata, hogy a nyugati szelek egyenlítői zónáját, mint kvázigeosztrófikus légátvitelt vizsgáljuk (az alsóbb rétegekben — súrlódási javítással) bizonyos távolságra az egyenlítőtől és mint Euler-átvitelt (az alsóbb rétegekben antitriptikust) közvetlen az egyenlítőn. A szinoptikus térképek kétségtelenné teszik, hogy a nyári monszun az óceán északi vidékei felett, mindenesetre az Indiai-óceán felett, a bárikus széltörvényhez igazodik, vagyis a magasban a geosztrófikus áramláshoz, az alsóbb rétegekben a Coriolis-erő és a súrlódás jelenlétére megálla-

pított áramláshoz áll közel. Ezt nem állíthatjuk a nyugati szelek egyenlítői zónájáról az egyenlítő közvetlen közelében. Könnyen meghatározhatjuk, hogy 5° szélesség alatt 10 m/sec-os geosztrófikus szélhez elegendő fokonként 1 mb-os nagyságrendű bárikus gradiens, ami többé-kevésbé megközelíti a ténylegesen megfigyelt értékek nagyságrendjét. De még közelebb jutva az egyenlítőhöz, pl. 2° szélesség alatt ilyen sebesség fenntartására nem több, mint fokonként 0,005 mb nagyságrendű gradiensre lenne szükség, ami közelítőleg két nagyságrenddel alacsonyabb a ténylegesen megfigyelt értéknél *(8. ábra)*. Közvetlenül az egyenlítőn geosztrófikus szél általában nem lehetséges.

10. Elegendő alapunk van azonban arra, hogy a nyugati szeleket az egyenlítőn alapjában véve antitriptikus szeleknek (ill. Euler-szeleknek) tekintsük — *Flohn* feltevésének megfelelően. Emiatt szükséges, hogy a nyomáseloszlás az egyenlítőn egyenlőtlen legyen, vagyis hogy az egyenlítői depresszió differenciált legyen az alacsony nyomás egyes területein. Így magán az egyenlítőn nyomási gradiensek keletkezhetnek, amelyek az egyenlítő felé irányulnak. Az egyenlítő két oldalán ekkor ellentétes irányú meridionális gradiensek lépnek fel. Még az éghajlati térképek is meggyőznek arról, hogy áprilisban a nyomás az indonéziai szigetvilág felett alacsonyabb, mint az óceán nyugatibb vidékei felett; hasonlóképpen alacsonyabb az egyenlítői Afrika felett is. A szinoptikus térképek azt mutatják, hogy az egyenlítői depresszió differenciálódása különálló, gyenge ciklonokra teljesen megszokott jelenség. Ha feltételezzük, hogy egy depresszió van az óceán keleti részén és egy második depresszió Közép-Afrika felett, akkor az antitriptikus szélnek az egyenlítőn éppen nyugatinak kell lennie az óceán keleti része fölött és keletinek a nyugati részén. A depressziók tengelye mentén emellett a szél szintén zonális lenne, egyebütt az egyenlítő közelében pedig kissé elhajolna a zonális iránytól a gradiens meridionális összetevőivel kapcsolatban, és a depressziók tengelye felé konvergálna.



8. ábra. A nyomás eloszlása a 97° délkörön az Indiai-óceánon a 9° S-tól a 12° N-ig 1957. május 2—10-ig, 1000 és 4000 m-es szinten

Рис. 8. Распределение давления по 97 меридиану в Индийском океане от 9° ю. ш. до 12° с. ш. 2—10 мая 1957 г. на уровнях 1000 и 4000 м.

Hogy meggyőződjünk az egyenlítőn a szélnek antitriptikusként való értelmezhetőségéről, végrehajtottam a nyomási gradiensek nagyságrendjének a kiszámítását, amelyek 10 m/sec-os antitriptikus szélsebességnek felelnek meg. Ennek nagysága közel áll ahhoz, amit a nyugati szelek egyenlítői zónájában megfigyeltünk. *Linke* kézikönyve szerint véve a súrlódási együtthatót, amit az Atlanti-óceán egyenlítői zónájára *Guldberg* és *Mohn* állapított meg, 10 m/sec sebességre $2 \cdot 10\ m^{-2}\ sec^{-2}$-nek kapjuk a súrlódási erőt. Ugyanilyen nagyságúnak kell lennie a nyomási gradiens erőnek is antitriptikus egyensúly mellett, a gradiensnek pedig közelítőleg $2 \cdot 10^{-5}$ din/cm nagyságrendűnek kell lennie, és gyakorlati egységekben fokonként 0,2 mb-nak. A nagyságrend teljesen elfogadhatónak mutatkozott az egyenlítői viszonyokra.

11. Következtethetünk-e a fentebb mondottakból arra, hogy a levegő átfolyása az egyenlítőn keresztül és a nyári monszun táplálása a másik félteke passzátjának

az időtartama alatt a súrlódási rétegben általában nem lehetséges, mint bizonyos szerzők siettek következtetni? Nem. Először: a nyugati szelek egyenlítői zónája áprilisban sem permanens, vagy stacionárius képződmény. Ez nyilván azzal van kapcsolatban, hogy a depressziók, amelyek az egyenlítőn keletkeznek, áthelyeződnek és nem hosszú tartamúak. Az Északi-félgömb nyári hónapjaiban, *Köppen* és *Deppermann* térképei szerint megítélve, a másik helyzetnek kell a legtipikusabbnak lennie. Ez abban áll, hogy a meridián mentén megnövekedett nyomási gradiens lép fel a szubtrópusi anticiklontól a monszunális depresszióig, amely lényegesen meghaladja a gyengébb zonális gradiens-összetevőt még az egyenlítőn is. Így az egyenlítőn a nyomási gradiensek inkább meridionálisak, mint zonálisak, és a monszunális depresszió felé irányulnak. A kvázigeosztrófikus (lenn a súrlódási javítással) délkeleti passzát áthaladva az egyenlítőn, az egyenlítőn át történő antitriptikus átvitellé alakul át (ezt csak első közelítésben kell érteni, miután lehetséges inerciahatás is) és azután újra kvázigeosztrófikus délnyugati monszunná. Más szavakkal: megkapjuk a passzát elfordulásának klasszikus képét az egyenlítőn történő áthaladásnál. Ugyanakkor semmi csodálnivaló nincs abban, hogy az elfordulás az egyenlítőtől délebbre kezdődik, amikor a Coriolis-erőnek az iránya még nem változott meg. Itt nem a Coriolis-erőnek előjelváltozásáról van szó, hanem a szélnek a kvázigeosztrófikusból antitriptikussá való átalakulásáról. Most a nyugati szelek egyenlítői zónája már nem lesz meg. Az egyenlítői szelek főleg déliek és délnyugatiak lesznek; állandó kapcsolatban vannak a délkeleti passzáttal, úgyhogy az egyenlítőn nincs front, északról pedig egyetlen trópusi front határolja, amely a monszun terjedésével együtt áthelyeződött valahová a Himalájához. Egészen valószínű különben, hogy a geosztrófikus szélből az antitriptikusba vagy az északi féltekén az antitriptikusból a geosztrófikusba való átmenet lesz, és ebben az esetben a szél gyengülését vesszük észre.

Köppen térképei nem zárják ki azt, hogy a (téli monszun) passzátjainak elfordulása, amely annak antitriptikus szélbe való átalakulásával van kapcsolatban, az Indiai-óceánon kezdődik ennek vagy a másik féltekének ötödik szélességi körénél. Emellett a trópusi front januárban közelítőleg a 10° S-on helyezkedik el és júliusban a 25° N-on. Az ötödik szélességi kör, mint a szél antitriptikus mechanizmusának közelítőleges kezdeti határa, megfelel a fentebb tett következtetésünknek arról, hogy az 5° szélességnél a szél még geosztrófikus lehet a valóságban megfigyelt gradiensek és sebességek mellett.

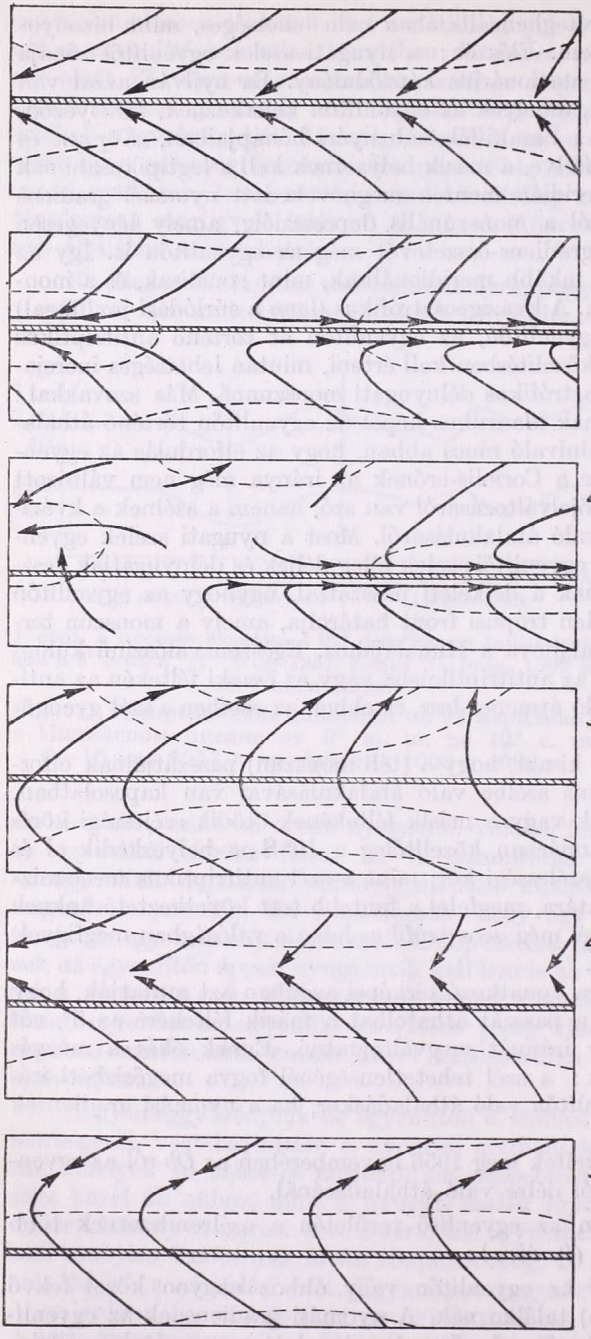
*Köppen*nek a Csendes-óceánra vonatkozó térképei azonban azt mutatják, hogy ennek az óceánnak nagy részén a passzát áthatolhat a másik féltekére az 5°, sőt 10° szélességig is, anélkül, hogy irányát megváltoztatná. Ennek okát a mozgás tehetetlenségében kell keresnünk: a szél tehetetlenségénél fogva megőrizheti irányát és nagy sebességét az egyenlítőn való áthaladáskor, ha a nyomási gradiensek az egyenlítő területén kicsik.

Nevezetesen ilyen esetet figyeltek meg 1956 novemberében az *Ob*-ról az egyenlítőn, az Atlanti-óceánon északról délre való áthaladásánál.

12. Az elmondottak alapján az egyenlítő területén a szélrendszernek több típus-sémáját állapíthatjuk meg *(9. ábra)*:

1. A passzátok közvetlenül az egyenlítőn vagy ahhoz nagyon közel fekvő teknő tengelyén (trópusi fronton) találkoznak. A nyomási gradiensnek az egyenlítőn nincs lényeges zonális összetevője. Az 5° szélesség alatt a passzátok antitriptikus szelekké alakulnak át, de irányukat lényegesen nem változtatják meg, mivel a gradiens iránya az egyenlítőn nem tér el erősen a passzátok irányától.

2. Hasonló helyzetben az egyenlítő mentén a gradiensnek többé-kevésbé jelentős zonális összetevői vannak. Az egyenlítőnél a passzátok főleg zonális antitrip-



9. ábra. Az áramlási vonalak alapsémái az egyenlítőnél. (Az egyenlítő = széles vonal; a szaggatott vonal izobárok.)

Рис. 9. Основние схеми линия тока у экватора (экватор указан широкой линией; прерывные линии — изобары).

tikus szelekké alakulnak át, keletiekké vagy nyugatiakká. Ilyen volt a helyzet a mi esetünkben is, azzal a különbséggel, hogy az egyik passzátnál gyenge változó szelek voltak.

3. A trópusi front távol fekszik az egyenlítőtől és az egyik passzát áthatol az egyenlítőn. Emellett a meridionális nyomási gradiens jelentős és a passzát antitriptikus széllé alakul át, közel a meridionális irányhoz, nem érve el még az egyenlítőt, a másik féltekén pedig folytatódik, majd a Coriolis erő előjelváltásának hatására elfordul. A fronthoz már nyugati összetevővel érkezik meg.

4. Az előbbihez hasonló helyzet, a nyomási gradiens azonban az egyenlítőnél kicsi és a passzát áthatol a másik féltekére, tehetetlenségénél fogva megtartva irányát. Ha a trópusi front nincs távol az egyenlítőtől (5° szélességnyi sávban), a passzátnak elfordulása általában nem lesz (atlanti esetünk).

5. Szintén hasonló helyzet; a trópusi front azonban lényegesebben elmozdul az egyenlítőtől, és a passzát, amely irányváltozás nélkül halad át az egyenlítőn, átjutva a másik féltekére, megváltoztatja irányát.

Önkéntelenül is felvetődik a kérdés, hogy ezek a sémák erősen variálódhatnak a trópusi front helyzetétől, a passzátok sebességétől, az egyenlítőn levő gradiens nagyságától és a zonális és meridionális összetevők viszonyától függően

Így a nyugati szelek egyenlítői zónája az egyik félteke cirkulációjának a másik félteke cirkulációjába való átmenet-típusának egyike, ugyanakkor olyan típus is, amely minden adott pillanatban korlátozott kiterjedésű és nem túlságosan stabilis. Az átmeneti évszakokban gyakorisága nagyobb, mint a fő-évszakokban.

A nyugati szelek egyenlítői zónájának legmesszebbmenő kutatására — mint általában a trópuson belüli konvergencia-zónáéra is — a legjobb eszközt az időjárási hajókról végzett gyakoribb megfigyelések jelentik, az egyenlítő többszöri keresztezésével a különböző hosszúságokon. A megfigyelések felhalmozódása impulzust adhatna a jelenség elméleti modelljének mélyebb kidolgozásához is.

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА:

[1] *Хромов, С. П.:* Атмосферная циркуляция и погода на пути «Оби» в плавании 1956—57 г.г. Советская антарктическая экспедиция, 5. Ленинград, 1959.

[2] *Хромов, С. П.:* К вопросу о характере междутропической зоны конвергенции. Известия Всесоюзного Геогр. О-ва, 92, 2, 1960.

[3] *Хромов, С. П.:* Типы приземного распределения ветра вблизи экватора. Известия Всесоюзного Геогр. О-ва, 93, 2, 1961.

[4] *Bergeron, T.:* Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. Meteorol. Zeitschr. 1930.

[5] *Bjerknes, V. u. a.:* Physikalische Hydrodynamik mit Anwendung auf die Dynamische Meteorologie. Berlin, 1933.

[6] *Brooks, C. E. P. a. Braby, H. W.:* Quart. Journ. of R. Meteorol. Society, 47, I, 1921.

[7] *Depperman, Ch. E.:* The mean transport of air in the Indian and South Pacific oceans. Manila, 1935.

[8] *Fletcher, R. D.:* The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. Journ. of Meteorol., 2, 3, 1946.

[9] *Flohn, H.:* Eine equatorielle Westwindzone als Glied der allgemeinen Zirkulation. Zeitschr. für Meteorol. 3, 8—9, 1949.

[10] *Flohn, H.:* Studien zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre. Berichte d. Deutschen Wetterdienstes, 18, 1950.

[11] *Flohn, H.:* Wilhelm Meinardus und die Revision unserer Vorstellungen von der atmospherischen Zirkulation. Zeitschr. für Meteorol. 7, 4, 1953.

[12] *Hann—Süring:* Lehrbuch der Meteorologie. 5 Aufl. Leipzig, 1940.

[13] *Linke's* Meteorologisches Taschenbuch, neue Ausgabe, Bd. 2. herausgegeben v. *F. Baur.* Leipzig, 1953.

[14] *Meinardus, W.:* Beiträge zur Kenntnis der klimatischen Verhältisse der nordöstlichen Teils des Indischen Ozeans. Archiv d. Deutschen Seewarte, 13, 7, 1893.

*

О ДИНАМИКЕ МЕЖДУТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ

Структура междутропической зоны конвергенции является одним из наиболее интересных вопросов современной метеорологии. Понятие о *тропическом фронте* возникло в 20-х годах этого столетия. Однако, в 40-х годах наметилась некоторая реакция против применения этого термина на том основании, что разрывы температуры вблизи экватора обычно незначительны и существование фронтальных поверхностей неочевидно. Был введен термин *«междутропическая зона конвергенции»*, менее определенный и потому более удобный. Впрочем, по большей части он применялся как синоним термина «тропический фронт».

По мнению автора, оба термина могут и должны применяться в разных значениях. Междутропическая зона конвергенции, как переходная зона между пассатами, может иметь сложный кинематический характер, не исключающий однако, того, что внутри этой широкой переходной зоны могут заключаться рез-

кие переходы фронтального типа, резкие линии сходимости, за которыми следует оставить название тропических фронтов.

Междутропическая зона конвергенции, как правило, представляется переходной зоной между двумя в общем восточными пассатами или между восточным пассатом и западным муссоном (с теми или иными меридиональными составляющими). Однако, во время второй мировой войны был установлен своеобразный вариант кинематики междутропической зоны, получивший название *экваториальной зоны западных ветров*. Переходная зона характеризуется здесь достаточно хорошо выраженным западным течением, отделенным более или менее резкими фронтами от смежных с ним ветровых систем двух полушарий. Предлагавшиеся до сих пор объяснения возникновения этой зоны противоречивы или явно несостоятельны. Кроме того неясна повторяемость и степень устойчивости этой зоны и ее горизонтальное распространение даже в том районе, где ее наличие особенно очевидно, именно — в Индийском океане. В этом последнем районе зона западных ветров, кстати, отчетливо видна даже на климатологических картах ветров Деппермана (1933) для апреля и ноября, т. е. именно для тех месяцев, когда происходит смена муссонов в широтах близких к экватору. Синоптика явления, однако, еще очень мало известна.

Во время плавания на экспедиционном судне «Обь» в 1956—57 г. автор имел возможность дважды пересекать междутропическую зону конвергенции — в ноябре в Атлантическом океане и в начале мая в Индийском. В первом случая зона имела характер широкой полосы от 12 до 4° с. ш., внутри которой, между 6 и 5,5° с. ш., лежал резкий тропический фронт между северо-восточным и юго-восточным пассатом. Интересно, что юго-восточный пассат, пересекая экватор, совершенно не менял свое направление и большую (около 10 м/сек) скорость, почти вплоть до 4° с. ш. При этом зона между 2° ю. ш.и 2° с. ш. была почти безградиентной.

Во втором случае междутропическая зона конвергенции была типично выраженной зоной западных ветров между ослабленным юго-восточным пассатом и переменными предмуссонными ветрами северного Индийского океана. Западные ветры весьма устойчиво дули между 2,5° ю. ш. и 2°,5 с. ш.; в 10 сроках наблюдений из 15 их направление в этой зоне было между 260 и 290°. Средняя скорость была свыше 6 м/сек, а в 9 сроках наблюдений из 15— от 7 до 11 м/сек. Границы между смежными ветровыми системами носили резкий, фронтообразный характер.

Между прочим, зона западных ветров отличалась от смежных ветровых систем развитием кучево-грозовых облаков (Св), которых не было ни в пассате, ни в переменных ветрах. Эмаграмма подъема, сделанного на самом экваторе, показывает отсутствие инверсии, характерной для юго-восточного пассата. Вертикальный временной разрез по меридиану не обнаруживает никакого очага холода над экватором, необходимого, по Флетчеру, для существования зоны западных ветров.

Геострофическое объяснение западных ветров в такой близости к экватору и на самом экваторе безусловно невозможно. По подсчетам автора, фактически наблюдавшиеся градиенты могли бы обусловить геострофический перенос со скоростью порядка 10 м/сек не ближе чем в 5 градусах от экватора. Однако вполне можно рассматривать западные ветры в нашем случае как перенос *эйлерианский* вверху и *антитриптический* в нижних слоях, соответствующий барическому градиенту, направленному с запада на восток. При градиенте в 0,2 мб на градус антитриптический ветер у экватора имел бы скорость в 10 м/сек, вполне приемлемую с точки зрения фактических условий.

Градиенты направленные по экватору возможны вследствие целлюлярного расчленения экваториальной депрессии, и именно тогда, когда междутропическая зона лежит на самом экваторе, как это и было в нашем майском случае. При этом, одновременно с градиентами направленными на восток, к Индонезии, в восточной части океана, должны наблюдаться градиенты направленные на запад, к Африке, в западной части океана. Но вследствие перемещения экваториальных циклонических центров зона западных ветров не может быть перманентной и устойчивой. В переходные месяцы — в мае и ноябре — и в близкие к ним периоды описанное синоптическое положение с образованием зоны западных ветров на востоке океана осуществляется, повидимому, часто. Но ле-

том и зимою оно невозможно : в эти сезоны устанавливается увеличенный барический градиент направленный по меридиану, от субтропического антициклона одного полушария к муссонной депрессии другого полушария, удаленной от экватора. При этом мы наблюдаем перетекание пассата через экватор, хорошо видное на летних и зимних климатологических картах как Деппермана, так и Кеппена. Вращение пассата начинается при этом еще до перехода его через экватор, примерно в пяти градусах от экватора. Это явление, очевидно, нельзя объяснить изменением знака Кориолисовой силы. Но его легко понять, как превращение квазигеострофического пассата вблизи экватора в антитриптический-меридиональный перенос и затем снова в квазигеострофический пассат уже другого полушария.

Можно наметить несколько типовых схем режима ветра в области экватора, т. е. несколько кинематических вариантов междутропической зоны.

1. Пассаты встречаются на оси экваториальной депрессии (на тропическом фронте) на самом экваторе или очень близко к нему. При этом на экваторе нет существенных зональных составляющих барического градиента. В нескольких градусах от экватора пассаты превращаются в антитриптические ветры, не меняя значительно своего направления, поскольку направление градиентов у экватора не отличается значительно от направления пассатов.

2. Сходное положение ; однако вдоль экватора существуют более или менее значительные зональные составляющие градиента. У экватора пассаты превращаются в зональные антитриптические ветры, восточные и западные. Именно в этом случае возникает экваториальная зона западных ветров. Аналогичное положение было и в описанном нами случае, с той разницей, что, поскольку над Индией уже существовала депрессия, северно-восточный пассат (зимний муссон) был уже заменен над океаном слабыми переменными ветрами.

3. Тропический фронт удален от экватора и один из пассатов проникает за экватор. При этом меридиональный барический градиент значителен, а пассат превращается у экватора в антитриптический ветер, близкий к меридиональному, а в другом полушарии продолжает вращаться уже под влиянием изменения знака силы Кориолиса. К фронту он подходит с западной составляющей. Это типичный летний или зимний случай в Индийском океане.

4. Сходное положение ; однако барический градиент мал, и пассат проникает в другое полушарие, сохраняя по инерции свое направление. Если тропический фронт недалек от экватора (в пределах 5° широты) — вращения пассата вообще не будет (наш атлантический случай).

5. Сходное положение, однако тропический фронт более значительно отодвинут от экватора, и пассат, перешедший экватор без изменения направления, меняет его уже в другом полушарии.

Само собой разумеется, что эти схемы могут сильно варьировать в зависимости от положения тропического фронта, от скорости пассатов, от величины градиентов у экватора и от соотношения меридиональной и зональной составляющих. Но интересно, что все основные варианты можно обнаружить и в средних линиях тока на климатологических картах.

Итак, экваториальная зона западных ветров является одним из многих типов перехода от циркуляции одного полушария к циркуляции другого полушария, притом типом распространяющимся в каждый данный моменты на ограниченное протяжение и не слишком устойчивым. В переходные сезоны ее повторяемость выше, чем в основные.

Лучшим средством для изучения междутропической зоны конвергенции можно считать учащенные наблюдения кораблей погоды при многократном пересечении экватора под разными меридианами.

Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes

Спектральное распределение дождевых капель выпадающих из кучевых облаков. В первой части статьи авторы на семнадцати примерах показывают распределение по разницам дождевых капель выпадающих из кучевых облаков. В второй части они пытаются найти связь экспериментальных кривых с механизмом формирования осадков. Спектры измерялись с помощью метода гигрофотографических пластинок.

*

Dans un travail précédent les auteurs ont décrit la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes [1], et leurs répartitions ont été comparées avec les résultats analogues des autres auteurs. Dans cet article on va présenter la distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages à développement vertical, et la relation entre les spectres mesurés et le mécanisme de la formation de la précipitation. La méthode de mesure utilisée [2] était la même qu'on a appliqué déjà précédemment [1].

Les mesures ont été effectuées dans la période durant du début du mars 1960 jusqu'à la fin du juillet 1960. Les valeurs calculées caractérisant les distributions étaient les mêmes qu'à l'occasion des pluies continues, c'est à dire : n le nombre des gouttes de pluie tombant sur l'unité d'air pendant une seconde, N le nombre des gouttes se trouvant dans l'unité de volume (concentration) et w le contenu en eau (masse de l'eau dans l'unité de volume d'air).

On a choisi 17 mesures représentatives pour la démonstration de la distribution spectrale. Le *tableau I* donne la répartition du nombre de gouttes par m^3 *(N)* en fonction de leur diamètre (mm) dans ces dix-sept cas selon l'intensité croissante. Nous avons déterminé l'intensité de la pluie des données d'un pluviographe Hellmann. Il est possible que les valeurs de l'intensité, surtout à l'occasion des très petites et des très grandes intensités, ne sont pas tout à fait exactes.

On peut déterminer de ce tableau la variation de la fréquence maxima — la mode — et du diamètre maximum des gouttes selon l'intensité. La mode se trouve dans la majorité des cas dans l'intervalle 0,25—0,50 et ne varie pas pratiquement avec l'intensité. Il est remarquable, en regardant les résultats reçus à l'occasion des pluies continues aussi, que d'une part le nombre des petites gouttes est un peu plus grand (en ce qui concerne les grandes intensités) et d'autre part la valeur du diamètre maximum subit une variation plus importante lors des averses. Le premier phénomène, qui est le plus marquant quand l'intensité est grande, est dû probablement à l'éclatement de quelques grandes gouttes, qui est inévitable même avec un traitement très soigneux (ou il est dû à la désintégration des grandes gouttes dans l'air). L'autre est causé par la fluctuation de la force des averses.

La *figure 1* donne la relation entre l'intensité et le diamètre maximum des gouttes (l'abscisse est le diamètre maximum : d_{max}, l'ordonné est le logarithme de l'intensité). En admettant qu'il y a un diamètre critique avec lequel les gouttes s'écrasent déjà après une chute de quelques centimètres (c'est environ $d \cong 6{,}0$ mm), la courbe a probablement un point d'inflexion après les diamètres maxima mesurés, c'est à dire elle s'adapte à la droite de $d = 6{,}0$ mm. La section initiale de ces courbes est aussi d'intérêt : elle montre que les averses atteignent la même intensité avec

I. TÁBLÁZAT – *TABLEAU I.*

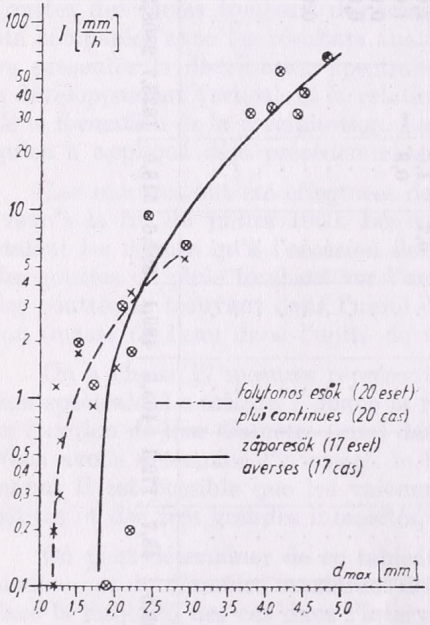
Átmérőintervallumok (mm) szerinti esőcsepp eloszlások a levegő 1 m³-re vonatkoztatva

Répartition du nombre des gouttes par m³ selon les intevalles du diamètre (mm)

I mm/h	0,1	0,1	0,1	0,2	1,2	1,8	2,0	3,0	4,8	6,4	9,6	32	32	35	42	55	62
Dátum *Date*	1960. V. 6. 14⁰⁰	1960. III. 4. 14⁰⁵	1960. V. 11. 15⁵⁰	1960. III. 17. 13²⁵	1960. VI. 7. 11³⁵	1960. V. 27. 14³¹	1960. VI. 28. 13⁵⁰	1960. VI. 28. 13⁴⁵	1960. V. 27. 14³⁶	1960. VI. 3. 13²⁵	1960. V. 27. 14⁴⁵	1960. VII. 21. 12²⁰	1960. VII. 21. 12³⁰	1960. VII. 21. 12⁰³	1960. VII. 21. 12¹⁵	1960. VII. 21. 12⁰⁶	1960. VII. 21.
0,00–0,25	3,2	2,9	*14,8*	*32,9*	2,8	33,1	94,2	90,9	*149,2*	40,1	565,0	*1433,0*	399,0	*187,0*	1524,0	.	1096,0
0,25–0,50	14,7	*7,5*	14,1	23,7	*18,1*	*81,7*	114,9	*184,0*	108,3	140,8	*606,5*	976,0	*647,0*	143,2	*1893,0*	*109,2*	*1310,0*
0,50–0,75	*18,5*	5,5	14,5	21,3	16,3	45,0	*125,7*	134,2	78,0	*204,6*	503,8	258,7	204,0	65,3	447,9	95,7	223,7
0,75–1,00	2,4	2,5	9,0	9,2	4,4	5,6	51,6	45,4	23,4	67,9	97,0	59,6	86,3	42,1	77,2	48,9	103,6
1,00–1,25	0,5	0,5	8,0	12,3	2,6	3,4	9,6	13,4	15,3	32,8	32,4	23,1	46,7	26,8	34,3	36,0	79,1
1,25–1,50	0,3	0,3	8,6	11,2	2,6	0,4	7,3	9,4	12,7	13,5	18,1	16,2	38,8	11,5	17,8	45,1	65,0
1,50–1,75	.	0,3	2,2	6,8	1,9	0,8	.	6,5	1,8	7,5	3,2	12,6	26,4	7,7	10,0	19,9	51,8
1,75–2,00	.	0,5	0,9	6,0	.	1,5	.	4,7	0,9	4,9	2,8	9,3	18,5	7,9	6,9	16,8	45,1
2,00–2,25	.	.	0,1	5,1	.	0,6	.	0,6	1,6	1,8	2,7	8,7	16,0	5,1	7,2	9,1	40,6
2,25–2,50	.	.	.	.	.	.	.	.	0,7	1,7	2,5	5,4	17,7	9,3	3,9	3,0	33,6
2,50–2,75	.	.	.	.	.	.	.	.	0,7	1,6	.	2,0	15,4	6,3	1,3	2,9	12,5
2,75–3,00	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0,8	.	1,0	15,9	4,6	5,9	6,6	10,7
3,00–3,25	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0,9	7,1	1,4	4,3	7,2	7,4
3,25–3,50	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0,9	7,7	3,3	2,2	2,6	7,8
3,50–3,75	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	9,2	2,2	.	3,8	14,8
3,75–4,00	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	0,9	12,0	1,0	2,1	5,0	5,3
4,00–4,25	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	11,2	1,0	1,0	2,4	2,9
4,25–4,50	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	6,9	.	1,0	.	2,7
4,50–4,75	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2,7
4,75–5,00	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2,7
Σ	39,6	20,0	72,2	128,5	48,7	172,1	403,3	489,1	392,6	518,0	1833,7	2808,3	1585,8	525,7	4040,0	412,2	3118,0

des gouttes de diamètre maximum plus grand, c'est à dire avec un nombre de gouttes plus petit que les pluies continues. Les valeurs du *tableau II* montrent aussi que la croissance de l'intensité à l'occasion des pluies tombant des nuages cumuliformes est due à l'accroissement en grandeur des gouttes de pluie (et non à l'accroissement du nombre des gouttes).

En examinant la *figure 2* (abscisse: d en mm, ordonné : N en m^{-3}) et utilisant les résultats du travail [1] on peut comparer aussi ces deux types de pluie. On peut voir que le spectre des gouttes des pluies tombant des nuages à développement vertical est souvent ouvert et à la même intensité, en accord aves les constatations précédentes, d_{max} est plus grand. Il faut noter aussi que le nombre des gouttes de pluie est très variable lors des averses. Ces sont les plus marquantes différences entre les distributions spectrales des gouttes des pluies tombant de ces deux types



1. ábra. Összefüggés a maximális cseppátmérő és az intenzitás között.

Fig. 1. Relation entre le diamètre maximum et l'intensité de la pluie

II. TÁBLÁZAT — *TABLEAU II.*

Folytonos (F) és záporos (Z) esők koncentrációja és víztartalma azonos intenzitások esetén

Concentration et contenu en eau des pluies continues (F) et des averses (Z) aux intensités identiques

I [mm/h]		N [l/m³]	w [gr/m³]
0,1	F	300,5	33805,2
	Z	72,2	32052,6
0,2	F	282,1	13225,8
	Z	128,5	*91112,8*
1,2	F	331,9	34606,4
	Z	48,7	13910,3
1,8	F	359,9	36542,0
	Z	172,1	23090,2

principaux des nuages pluvieux. Les ressemblances plus frappantes sont les suivantes : la place de la mode ne change pas pratiquement, avec la croissance de l'intensité d_{max} croit aussi et les équations servant pour la description de la répartition des gouttes de pluie [3] ne sont pas applicables ici non plus.

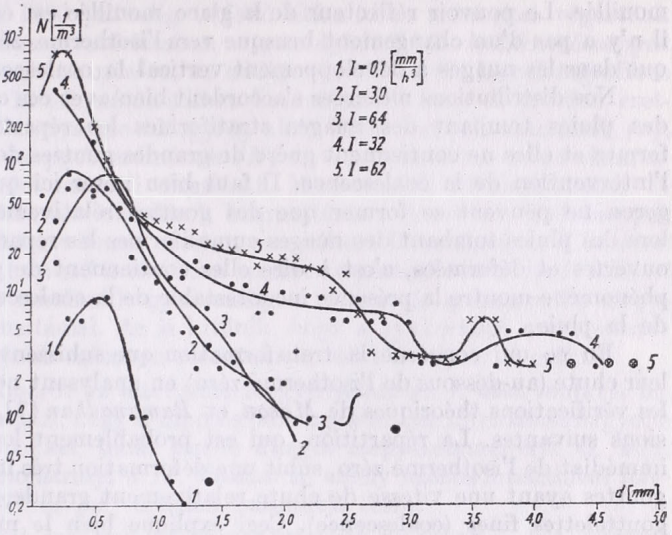
La *figure 3* représente le nombre des gouttes se trouvant dans l'unité de volume et le contenu en eau en fonction de l'intensité pour les deux types de pluie (l'abscisse donne le logarithme de l'intensité, l'ordonné est le logarithme de w en g/m^3 et de N en m^{-3}). Il est visible que la courbe du contenu en eau relative aux averses croit uniformément avec la croissance de l'intensité. On peut voir aussi que N à l'occauion des averses est inférieur au nombre des gouttes des pluies continues (en ce qui concerne les petites intensités), comme nous l'avons mentionné déjà.

Pour pouvoir analyser nos résultats au point de vue de la formation de la pluie, il est indispensable de décrire en grandes lignes les théories relatives aux mécanismes qui sont efficaces de déclencher la formation de la précipitation.

*

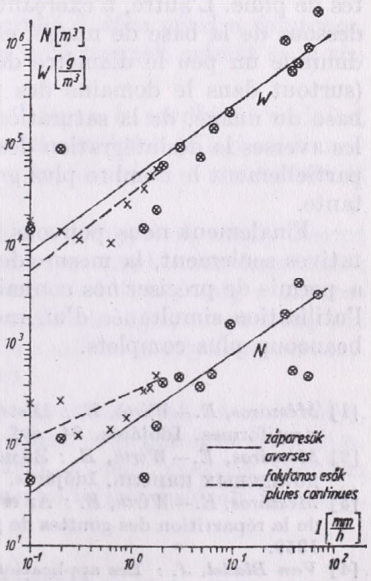
Il est bien connu qu'il y a deux mécanismes acceptés pour l'explication de la formation de la précipitation. L'un d'eux, proposé par *Bergeron* en *1933*, est basé sur le fait que la tension de vapeur de la glace est inférieure à celle de l'eau surfondue pour une même température. Cette théorie suppose que dans un moment donné il y a dans le nuage à la fois des gouttes surfondues et des cristaux de glace, et ces cristaux grandissent aux dépens des gouttes. Mais les observations ont démontré que surtout sur les basses latitudes les pluies peuvent tomber de tels nuages aussi dont le sommet n'atteint pas le niveau des cristaux de glace. Dans ces cas, selon les recherches théoriques, la cause réelle de la formation des particules de pluie est la coalescence des gouttes. L'application du radar, les observations effectuées en avion et les mesures de radiosondage ont affirmé cette théorie en démontrant qu'à l'occasion des courants verticaux très forts (par exemple dans les cumulus développés) la formation de la pluie est possible par le mécanisme de la coalescence.

D'autre part les observations effectuées par les radars à balayage vertical, qui sont convenables à l'étude qualitative des précipitation atmosphériques, ont attiré l'attention sur un phénomène intéressant. Surtout à l'occasion des pluies tombant des nuages stratiformes on constate l'apparition d'une bande brillante sur l'écran du radar, mais une averse a une structure verticale uniforme. La bande brillante est située au voisinage immédiat de l'isotherme zéro et due à la fusion de la glace. C'est une preuve excel-



2. *ábra.* Záporesők alkalmával mért esőcsepp-spektrumok különböző intenzitások esetén.

Fig. 2. Répartition du nombre des gouttes dans les averses à l'occasion des intensités diverses



3. *ábra.* Az esőcseppek koncentrációja és víztartalma az intenzitás függvényében.

Fig. 3. Concentration des gouttes de pluie et contenu en eau en fonction de l'intensité

lente du mécanisme *Bergeron* qui joue un rôle essentiel dans les nuages nimbostratus-altostratus. Pour interpréter l'uniformité de l'image des averses on suppose que les cristaux de glace captant par coalescence des gouttes surfondues ont une surface mouillée. Le pouvoir réflecteur de la glace mouillée est égal à celui de l'eau, ainsi il n'y a pas d'un changement brusque vers l'isotherme zéro. Ceci semble affirmer que dans les nuages à développement vertical la coalescence est forte [4, 5, 6].

Nos distributions mesurées s'accordent bien avec ces constatations. A l'occasion des pluies tombant des nuages stratiformes les répartitions sont généralement fermes et elles ne contiennent guère de grandes gouttes dont la présence justifierait l'intervention de la coalescence. Il faut bien noter ici qu'avec le mécanisme Bergeron ne peuvent se former que des gouttes rélativement petites. Au contraire lors des pluies tombant des nuages cumuliformes les répartitions sont généralement ouvertes et déformées, c'est à dire elles contiennent de grandes gouttes aussi. Ce phénomène montre la présence incontestable de la coalescence pendant la formation de la pluie.

En ce qui concerne la transformation que subissent les gouttes au cours de leur chute (au-dessous de l'isotherme zéro) en analysant nos répartitions et utilisant les vérifications théoriques de *Mason* et *Ramanadhan* [7], on peut faire des conclusions suivantes. La répartition, qui est probablement logarithmique au voisinage immédiat de l'isotherme zéro, subit une déformation très importante, car les grandes gouttes ayant une vitesse de chute relativement grande, rattrapent et captent les gouttelettes fines (coalescence). Ceci explique bien le manque relatif des petites gouttes (diamètre : 0,1, 0,2 mm). Il y a encore deux effets de transformation beaucoup moins importants existant à l'occasion de toutes les deux espèces de pluie. L'un d'eux, qui joue un rôle au-dessus de la base de nuage, est la captation des gouttelettes nuageuses (accrétion). Cet effet augmente un peu le diamètre des gouttes de pluie. L'autre, n'exerçant une influence sur la forme de la distribution qu'au-dessous de la base de nuage, est l'évaporation des gouttes de pluie. Ce phénomène diminue un peu le diamètre des gouttes dans le domaine entier de la répartition (surtout dans le domaine des petites gouttes) en dépandant de la hauteur de la base du nuage, de la saturation et de la température de l'air. Naturellement dans les averses la désintégration des grandes gouttes entre en action aussi, ceci explique partiellement le nombre plus grand des petites gouttes quand l'intensité est importante.

Finalement nous pouvons constater : bien que nos vérifications soient qualitatives seulement, la mesure de la distribution spectrale des gouttes de pluie nous a permis de préciser nos connaissances relatives à la formation de la pluie. Avec l'utilisation simultanée d'un radar et d'un avion on pourrait obtenir des résultats beaucoup plus complets.

REFERENCES

[1] *Mészáros, E.—Wirth, E. :* Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes. Időjárás. 64. évf. 82. o. 1960.

[2] *Mészáros, E.—Wirth, E. :* Замечания о методе Сивадиана для измерения спектра дождевых капель. Időjárás. 63. évf. 329. o. 1959.

[3] *Mészáros, E.—Wirth, E. :* Az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásának egyenletei (Equation de la répartition des gouttes de pluie en fonction de leur diamètre). Időjárás. 63. évf. 241. o. 1959.

[4] *Van Bladel, J. :* Les applications du Radar à l'Astronomie et à la Météorologie. Gauthier-Villars. Paris. 1954.

[5] *Jones, R. F. :* The temperatures at the tops of radar echoes associated with various cloud systems. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 76. p. 312. 1950.

[6] *Roulleau, J. :* Formation de la pluie. La Mét. 35. p. 221. 1954.

[7] *Mason, B. J.—Ramanadhan, R. :* Modification of the size distribution of falling raindrops by coalescence. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 80. p. 388. 1954.

GOMOLYFELHŐKBŐL HULLÓ ESŐK CSEPPJEINEK SPEKTRÁLIS ELOSZLÁSA

Az 1960 márciusától 1960 júliusáig terjedő időszakban méréseket végeztünk a budapesti Aerológiai Obszervatóriumban a gomolyfelhőkből hulló esőcseppek spektrális eloszlásának meghatározására, az eddig már jól bevált higrofotografikus lemezek segítségével [2]. Előző méréseinkhez hasonlóan [1] most is minden esetben kiszámítottuk a felületegységre időegység alatt hulló cseppek számának *(n)*, a térfogategységben levő cseppek számának *(N)* és a grammokban mért víztartalomnak *(w)* a cseppátmérő szerinti eloszlását. Méréseinkből kiválasztottunk 17 reprezentatív esetet a spektrális eloszlások bemutatására. A m^3-ben levő cseppek számát az átmérő (mm) intervallumai szerint, az említett 17 esetben, az *I. táblázat* tünteti fel. Az eloszlásokat az eső intenzitása szerint csoportosítottuk Az *I. táblázat* alapján megállapítható a maximális gyakoriság, a módus, és a maximális cseppátmérő változása az intenzitással. Az is kitűnik, hogy a gyakorisági maximumnál kisebb cseppek néha nagyobb számban szerepelnek, mint a folytonos esőknél.

A maximális cseppátmérőt az intenzitás függvényében az *1. ábra* mutatja be. A görbék kezdeti szakasza jelzi, hogy a záporos esők ugyanazt az intenzitást nagyobb maximális átmérőjű cseppekkel, tehát kisebb átlagos cseppszámmal érik el, mint a folytonos esők. Ezt demonstrálja a *II. táblázat* is, amely azonos intenzitású folytonos és záporos esők „*N*" és „*w*" értékeit hasonlítja össze.

A *2. ábra* segítségével további összehasonlításokat tehetünk a két esőtípus között (lásd [1]-t). Látható, hogy a záporesők spektruma szélesebb és deformáltabb. A legfontosabb hasonlóságok : a módus gyakorlatilag nem változik, az intenzitás növekedésével általában d_{max} is nő és az esőcseppek spektrális eloszlását leíró egyenletek [3] itt sem alkalmazhatók.

Az individuális csepp-spektrumok alapján elkészített *3. ábra* mind a folytonos, mind a záporos esőkre megadja a térfogategységben levő cseppek számát és a víztartalmat az intenzitás függvényében.

A dolgozat második felében egy, már kereteinél fogva is rendkívül vázlatos, áttekintést igyekeztünk nyújtani a csapadékkeletkezési elméletek jellegi stádiumáról, s ennek megfelelően próbáltuk eredményeinket beleilleszteni a gyakorlati és elméleti vizsgálatok kialakította általános képbe.

Ezek szerint vizsgálataink is hozzájárultak ahhoz a felfogáshoz, amely szerint folytonos esőknél a Bergeron-folyamat játssza a főszerepet (lásd radarvizsgálatok : olvadási sáv jelenléte, saját vizsgálataink : nagy cseppek hiánya), míg a záporos esőknél az általunk mért spektrumok és a radarvizsgálatok együttes analízise azt a feltevést látszanak bizonyítani, hogy ilyen esetekben a szilárd és folyékony részecskék összeolvadási folyamata a döntő záporképző erő.

A spektrumot az olvadási szint alatt a cseppek egyesülés általi összeolvadása, a felhőcseppeknek az esőcseppek által történő begyűjtése és a párolgás módosítja. Természetesen gomolyfelhőkből hulló esők alkalmával, a nagy cseppek jelenléte miatt, az esőcseppek széthullása is befolyásolja az eloszlás talajon mérhető formáját.

P. Kasneci—S. Jaho (Tirana):

Quelques caractéristiques du régime de la température et de la précipitation en Albanie

Некоторые характеристики условий температуры и осадков в Албании. Исследуются средние и экстремальные значения температуры и осадков, а также территориальное и временное распределение их в Албании. На основе этих двух элементов, представляется до известной степени возможность для обрисовки климата. После топографического описания страны излагаются климатологические элементы. Цифровые значения собираются в 3 таблицах.

*

Le régime de la température et des précipitations d'un pays dépend de ses conditions physiques et géographiques. C'est pourquoi nous procéderons brièvement à la description de ces conditions.

L'Albanie est située dans la partie occidentale de la péninsule Balkanique et au sud-est de l'Adriatique. Elle s'étend entre 39°38'—42°39' lat. nord et 19°16'—21°04' long. est. Sa superficie, l'île de Sazan comprise, est de 28.749 km^2. Du nord au Sud elle atteint une longueur d'environ 340 km et sa largeur varie entre 75 et 150 km, avec une moyenne d'environ 100 km.

Son relief atteint en moyenne plus de 700 m d'altitude et comparé à celui de l'Europe il le surpasse de plus du double. Environ le tiers de la superficie de l'Albanie atteint une hauteur qui va du niveau de la mer jusqu'à 300 m, tandis que l'autre partie, plus des deux tiers, atteint une hauteur de 300 à plus de 2700 m.

Le relief de l'Albanie diffère de celui des pays voisins, étant donné qu'à l'ouest s'étend une plaine côtière basse traversée par endroits par des crêtes pas assez hautes, orientées du nord-ouest au sud-est, tandis que la partie méridionale, l'Albanie côtière présente un relief différent : région élevée traversée par des vallées encaissées entre les montagnes. On remarque la même diversité du relief sur la côte Adriatique.

Bien que l'Albanie soit comparativement un petit pays, ses côtes atteignent une longueur d'environ 400 km, dont plus de 300 km sont baignés par les eaux de l'Adriatique et plus de 90 km par celles de la mer Ionienne.

A cause de la position physique et géographique de l'Albanie son climat est tempéré. Toutefois on y trouve des zones aux climats différents, suivant leur latitude, leur éloignement de la mer, leur relief, l'orientation des montagnes et la circulation des masses d'air.

La proximité des mers Adriatique et Ionienne exerce une influence considérable sur le climat de l'Albani. La mer Adriatique est froide, étant donné qu'elle est presque entourée par la péninsule Balkanique et la péninsule des Appenins. Cette mer exerce une influence pas assez adoucissante sur le climat de l'Albanie. La mer Ionienne, qui est ouverte du côte du sud et plus chaude, donne à tout le territoire et en particulier à la partie sud-ouest un caractère méditerranéen.

Le relief de l'Albanie est d'une grande importance pour son climat. Comme il a été mentionné plus haut, l'Albanie est un des pays les plus élevés de l'Europe, avec une moyenne de plus de 700 m au-dessus du niveau de la mer. Cette altitude varie de l'ouest à l'est. Dans la partie occidentale les terres sont basses, c'est-à-dire elles n'offrent aucun obstacle à la circulation des masses d'air chaudes venant des mers avoisinantes, tandis que dans la partie sud-ouest et en direction de l'est s'élèvent les montagnes qui empêchent ces masses de pénétrer profondément dans le territoire et, par conséquent, d'exercer sur le pays leur influence adoucissante.

En ce qui concerne le relief, l'orientation des montagnes exerce également son influence sur le climat. Les montagnes de l'Albanie sont orientées du nord-ouest au sud-est, c'est-à-dire elles se dressent parallèles à la mer ce qui empêche cette dernière d'exercer son influence à l'interieur du pays.

L'Albanie est sous l'influence des masses d'air chaudes venant de la Méditerranée et de l'océan Atlantique, ainsi que sous l'influence des masses d'air froides venant de l'intérieur de l'Europe centrale et de la péninsule Balkanique.

Passons maintenant aux caractéristiques du régime de la température et des précipitations.

La température de l'air. En Albanie la température est assez variable. Dans un petit pays comme l'Albanie on rencontre un régime thermique à la fois continental et maritime. C'est ce qu'on peut constater dans les amplitudes moyennes annuelles et diurnes des températures moyennes de l'air. L'amplitude annuelle de la température moyenne de l'air oscille entre 16 et 24° C. L'amplitude annuelle la plus petite est celle de la région cotière (16° C) résultant essentiellement de l'influence adoucissante de la mer, tandis que l'amplitude annuelle la plus grande (24° C) on trouve à l'intérieur du pays et en particulier dans sa partie nord-est et est. Cela est due aux masses d'air provenant fréquemment du continent pendant la période froide de l'année; elles donnent les plus basses températures pour tout le territoire.

Dans la région des lacs d'Ohri et de Prespa, bien que située dans la partie la plus orientale du pays, on remarque une diminution de l'amplitude annuelle de la température (20° C).

L'amplitude la plus petite de la température moyenne diurne pour toute l'année on trouve dans la région cotière ($<10°$ C), tandis que l'amplitude la plus grande on trouve dans la région centrale (13° C et par endroits jusqu' à 17° C). Les grandes amplitudes diurnes de la température dans cette partie du territoire sont dues à la faible nébulosité pendant l'été et à l'influence réduite des brises marines.

Un trait caractéristique est que la température de l'air s'élève en allant du nord au sud et de l'est à l'ouest du pays. Cette augmentation est plus accentuée dans la partie sud-ouest de la région cotière (de Vlora à Butrint) et est due à la proximité de la mer et aux hautes chaînes de montagnes qui protègent cette zone contre les vents de l'est et du nord. Cette particularité de la nature en est la cause que cette zone est considérée, et non sans raison, la Riviera albanaise, tant pour son climat que pour son site pittoresque.

Les températures moyennes annuelles les plus élevées on trouve dans la région côtière du pays (16—17° C) et surtout dans la côte de la mer Ionienne, où elles atteignent 18° C, tandis que les plus basses on trouve dans la partie orientale du pays et en particulier au nord-est (12—13° C).

Le mois qui montre les températures les plus basses pour tout le territoire, est le mois de janvier. La température moyenne pour ce mois dans la région côtière est de 6—9° C, tandis qu'à l'intérieur du pays elle est de 0—3° C. Les températures les plus élevées pour tout le territoire sont enregistreés en juillet. Pour ce mois la température, dans la région côtière, est de 23—25° C, tandis qu'à l'intérieur du pays elle est de 20—22° C.

De ce qui a été dit plus haut et des données de certaines stations principales, figurant dans le tableau №. 1, ile résulte que l'Albanie a une température moyenne positive pour tous les mois de l'année. Toutefois on doit remarquer que les cas des températures négatives ne sont pas rares. C'est ce qu'on peut constater également dans le tableau №. 2 où figurent les températures minima absolues d'un nombre de stations météorologiques. (Tableaux № 1 et 2 voir page 91.)

Il résulte des observations effectuées jusqu'à présent que le maximum absolu de la température de l'air est de 45,5 ° C, température qui a été mesurée en juillet 1939 à la station météorologique de Lezha (Hs = 20 m). Le minimum absolu de la température est de —25,0° C, température qui a été mesurée en janvier 1942 à la station météorologique de Voskopoja (Hs = 1180 m).

Le nombre des jours à températures minima négatives est plus grand dans la partie orientale du pays et en particulier dans la partie nord-est où on enregistre également les températures les plus basses de l'année. Dans cette partie de l'Albanie, au cours de la période octobre-avril, et dans certains endroits même durant les premiers jours de mai, dans les régions jusqu'à 850 m d'altitude, on observe essentiellement 60—100 jours de gel. Dans la région côtière les jours de gel sont enregistrés essentiellement durant la période novembre-mars et leur nombre est beaucoup plus réduit (10—20 jours), tandis que à la côte de la mer Ionienne on n'enregistre pas plus de 8 jours.

Le régime thermique en Albanie offre des conditions assez favorables pour la croissance et le développement des différentes cultures agricoles. Ce régime de température se présente particulièrement favorable dans la partie sud-ouest du pays (la côte de la mer Ionienne) où la croissance et le développement de certaines cultures subtropicales comme l'oranger, le citronnier, le mandarinier, l'olivier, voire même le bananier, s'y prêtent le mieux.

Précipitations atmosphériques. L'Albanie est un des pays européens et Balkaniques où on enregistre la plus grande quantité annuelle de précipitations. Les précipitations dans ce pays sont caractérisées par le fait que la plus grande quantité de ces pluies tombe dans la partie occidentale du territoire et que sur les versants occidentaux et du sud-ouest de l'Albanie méridionale et septentrionale on enregistre une plus grande quantité de pluies que sur les versants orientaux. La raison de cette grande différence dans la quantité des précipitations il faut chercher dans la position du front polaire au cours des différentes saisons de l'année et dans les cyclones qui s'y développent. Ces cyclones apportent en Albanie du côté sud-ouest des masses d'air chaudes et humides (essentiellement air tropical). Les courants d'air humides et chaudes rencontrant les versants ouest et sud-ouest des montagnes sont obligés de s'élever, ce qui cause une forte condensation de la vapeur d'eau et des précipitations. Tandis que sur les versants nord-est, au contraire, les courants d'air, après avoir déchargé la plus grande quantité de pluies, descendent et se réchauffent.

En se basant sur les quantités des précipitations annuelles on peut diviser l'Albanie en trois parties.

1. La partie septentrionale aux précipitations abondantes. Cette partie comprend les Alpes du Nord et la chaîne de montagne se trouvant au centre. Dans cette partie les plus grandes précipitations on trouve sur versants ouest et sud-ouest des montagnes. La quantité annuelle des précipitations atteint en moyenne 2600 mm et certaines années elle peut dépasser les 3000 mm.

La raison pour laquelle dans l'Albanie septentrionale et sur la côte Dalmate les précipitations sont abondantes il faut chercher dans la grande inclinaison de la surface du front atmosphérique en comparaison avec l'horizon. Cette inclinaison est causée par les vents forts et les grands contrastes de la température entre la masse d'air chaude au-dessus de la mer et la masse d'air froide venant de l'intérieur du continent.

Dans l'Albanie septentrionale, sur les versants nord-est et est des chaînes montagneuses se trouvant au centre, la quantité des précipitations est inférieure à 1000 mm par an.

2. La partie méridionale aux précipitations abondantes. Dans cette partie de l'Albanie la quantité annuelle des précipitations est d'environ 1500 mm, bien que sur les versants sud-ouest des montagnes de la côte du sud la quantité des pluies tombées atteint 2500 mm.

3. La partie centrale aux précipitations réduites. L'Albanie centrale possède la plus petite quantité de précipitations annuelles. Cette partie on peut diviser en trois régions distinctes :

a) La région occidentale ou bien la région côtière de l'Albanie centrale, qui est caractérisée par une quantité de précipitations variant aproximativement entre 900 et 1100 mm par an.

b) La région orientale de l'Albanie centrale, ou bien la zone comprenant les lacs (lacs de Pogradec et de Prespa), qui est caractérisée par la quantité des précipitations variant entre 600 et 800 mm par an.

c) La région élevée dans l'Albanie centrale, qui est caractérisée par la quantité des précipitations annuelles variant entre 900 et 1200 mm.

Cette région de l'Albanie centrale sert de trait d'union aux deux régions qui ont des précipitations abondantes, c'est-à-dire la région septentrionale et méridionale.

Comme trait caractéristique du régime des précipitations en Albanie il faut signaler leur répartition inégale au cours des différents mois de l'année. Cette répartition inégale se présente particulièrement accentuèe dans la zone côtière et surtout le long de la mer Ionienne où pendant l'été (VII—VIII) il ne pleut presque pas ou bien il pleut très peu. Une telle répartition des précipitations au cours de l'année prouve la caractère maritime du climat dans cette région, tandis que dans la région orientale du pays la répartition annuelle des précipitations est plus régulière, ce qui montre le caractère continental du climat dans cette région. Dans le tableau № 3 (page 92.) figurent les moyennes pour plusieurs années des quantités mensuelles et annuelles des précipitations enregistrées par certaines stations météorologiques.

Comme il ressort de ces données, en Albanie la plus grande partie des précipitations tombe durant la période octobre-décembre (X—XII). La période la plus sèche pour tout le territoire est celle de juin au mois d'août (VI—VIII).

La plus grande quantité annuelle des précipitations enregistrée jusqu'à présent est de 4655,9 mm. Cette quantité a été enregistrée en 1952 à la station météorologique de Kodre-Shëngjergj (Hs = 513 m) située dans «la partie septentrionale aux précipitations abondantes». La plus petite quantité annuelle des précipitations enregistrée jusqu'à présent est de 444,8 mm. Cette quantité a été enregistrée en 1953 à la station météorologique de Popçisti (Hs = 875 m), située dans la région orientale de la «partie centrale aux précipitations réduites».

Un autre trait caractéristique des précipitations en Albanie est qu'elles tombent par averses. En 24 heures il tombent souvent plus de 200 mm de pluie. Des observations qui ont été effectuées jusqu'à présent, le maximum des précipitations en 24 heures a été de 350 mm, enregistré le 29 février 1933 à la station de Porto Palermo (Himare), située dans la partie méridionale «aux précipitations abondantes».

L'intensité de la pluie en Albanie est en général grande, exception faite pour la partie orientale du pays. Par exemple le 23/X/1946 dans la partie occidentale de l'Albanie centrale les précipitations à grande intensité ont causé des inondations. Au cours de cette journée, en deux heures et demie un pluie de 237,4 mm est tombée dans la ville de Tirana.

En général les précipitations en Albanie tombent dans la forme de pluie. Toutefois, exception faite pour la partie occidentale du pays, où en moyenne au cours de l'année il y a 1—2 jours de neige, à l'intérieur du territoire le nombre des jours de neige, va en croissant, en atteignant en grande partie 15 à 20 jours par an. Dans

la partie occidentale la neige tombée à cause des températures élevées ne forme pas de couche, tandis que dans les parties nord-est et est la hauteur de la couche de neige a atteint même 1,5 m.

Enfin en ce qui concerne le nombre des jours de précipitations, il faut signaler que le plus grand nombre de ces jours on trouve dans les régions qui possèdent la plus grande quantité de précipitations annuelles, 100—120 jours.

Le plus petit nombre de jours de précipitations on trouve dans les régions qui ont la plus petite quantité de précipitations annuelles, 60—80 jours.

Comme on pourra juger du régime des deux éléments principaux climatiques susmentionnés, l'Albanie est caractérisée par un climat méditerranéen aux hivers tièdes et précipitations abondantes, et aux étés chauds et secs.

*

A HŐMÉRSÉKLET ÉS CSAPADÉK NÉHÁNY JELLEMZŐ VONÁSA ALBÁNIÁBAN

Egy ország hőmérséklete és csapadéka fizikai és földrajzi körülményeitől függ. Albánia a Balkán félsziget Adria felőli oldalán 340 km hosszan és átlag 100 km szélességben terül el. Kiterjedése 28 749 km². Az ország harmadrésze 0—300 m, a többi 300—2700 m közötti magasságban van. Északnyugati részén az alacsony partszegély mélyen benyúlik a szárazföldre, a déli felén viszont völgyektől szaggatott hegyvidéki terep az uralkodó. Aránylag hosszú tengerpartjából 400 km esik az Adriai-tengerre, 90 pedig a Jón-tengerre. Általában mérsékelt éghajlata elég tetemes különbségeket mutat. Az Adriai-tenger melegítő hatása kisebb, a Jón-tengeré nagyobb. A nyugati oldalon a tengeri hatás szabadon érvényesül, de délnyugaton és kelet felé hegységek zárják el az útját annál is inkább, mert gerincvonulatuk nagyjából párhuzamos a tengerrel. A nyugatról jövő meleg légtömegekkel ellentétben kelet felől többször hideg levegőfajta árasztja el.

Hőmérsékleti jelleg szempontjából az országnak van maritim és kontinentális része is. A parti részen a hőmérséklet évi amplitúdója 16°, a hegységek felé 24°, az Ohri- és Prespa-tó környékén 20°.

A napi hőmérsékleti ingadozás legkisebb értékei (10°) szintén nyugaton találhatók, míg keleten általában 13° körül van a napi amplitúdó értéke, de felmegy 17°-ig is, mert a felhőzet többnyire kisebb, és hiányzik a nappali tengeri szellő. Az albán tengerpartot védettsége és kellemes langyossága miatt albán Rivierának is nevezik. A évi középhőmérséklet a part felé 16—18°, északkeleten 12—13°. A leghidegebb hónap a január, a tengernél 6—9°, az ország belsejében 0—3° átlagos hőmérséklettel. A legmelegebb hónapban, júliusban, a nyugati síkon 23—25°, kelet felé 20—22° a hőmérsékleti közép. Bár a havi középhőmérséklet mindenfelé pozitív, az abszolút minimumok többfelé elég mélyen 0° alatt vannak. Az abszolút maximum 45,5° (Lesha, 20 m tszf. m.), az abszolút minimum —25,0°C (Voskopoja, 1180 m tszf. m.).

Az északkeleti hegységben 60—100, az adriai részen 10—20, az Jón-tengernél 0—8 fagyos nap van évi átlagban. Albánia hőmérsékleti viszonyai kedvezők a különböző növényi kultúrák részére, sőt délnyugaton szubtrópusi növényzetnek is megfelel, mint amilyen a citrom, narancs, olajfa, sőt a banán.

A *csapadék* igen nagy mennyiségben hull. Lényeges különbség van azonban a nyugatról és délnyugatról jövő enyhe, nagy nedvességű légáramlatok útjában álló tengerpart és a nyugatra néző lejtők, meg a hegységek keleti lejtőinek csapadékmennyisége között. Utóbbi helyekreugyanis már csapadékukat emelkedés közben kihullatott és leszálló légtömegek érkeznek.

I. TÁBLÁZAT — TABLEAU №. 1.

A léghőmérséklet átlagértékei C° — *Valeurs moyennes de température de l'air, C°*
(1930—1958)

Állomás *Station*	H	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év *Année*	*Amplitudo*
Durrës	11 m	8,5	9,8	11,3	14,8	19,0	22,6	25,0	24,6	22,2	18,5	14,1	10,3	16,7	16,5
Vlorë	3,2	8,2	9,7	11,7	14,9	19,0	22,7	25,1	24,8	22,3	18,4	14,5	10,6	16,8	16,9
Himarë	30	9,9	10,6	11,4	14,1	17,5	21,5	23,6	24,2	21,6	18,3	14,7	12,0	16,6	13,7
Narel	670	1,7	2,8	5,7	11,3	16,2	20,0	22,5	21,4	18,2	13,2	8,3	3,1	11,9	20,8
Korçë	898,6	0,7	2,3	5,2	10,4	15,0	18,4	21,5	21,3	18,0	12,6	7,7	3,4	11,3	20,8
Voskopojë	1180	—0,2	0,3	3,3	7,2	12,0	16,3	18,0	18,0	13,8	11,0	5,3	2,0	8,9	18,2
Shkodër	28,3	5,0	6,6	10,3	14,9	19,5	23,4	26,2	26,2	22,5	16,5	11,5	6,9	15,8	21,2
Lezhë	20	7,7	8,9	10,8	14,7	18,5	23,4	25,5	25,2	20,9	17,9	13,0	7,9	16,9	17,8
Tiranë	126,7	6,9	7,9	10,4	14,5	18,7	22,5	25,1	24,9	21,7	17,0	12,6	8,4	15,8	18,2
Gjirokastër	192,9	1,3	5,9	9,9	12,9	18,2	21,0	25,2	24,9	22,7	16,8	10,3	6,6	14,7	23,9

II. TÁBLÁZAT — TABLEAU №. 2.

A hőmérséklet abszolut minimumai, C° — *Valeurs minima absolues de température de l'air,* C°
(1930—1958)

Állomás *Station*	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év — *Année*	
Durrës	—7,4	—4,6	—3,0	2,4	6,2	11,0	14,2	11,0	9,1	5,0	—2,0	—7,2	—7,4	I.1942
Vlorë	—7,2	—4,6	—3,1	0,4	5,0	9,0	12,5	12,8	4,0	1,0	—2,6	—4,5	—7,2	I. 1942
Himarë	—0,8	—0,9	—1,1	2,6	5,2	12,7	14,7	14,3	13,0	8,5	4,6	—1,3	—1,3	XII.1957
Narel	—17,0	—13,0	—18,0	—6,0	1,0	9,0	10,0	10,0	4,0	1,0	—4,0	—16,0	18,0	III.1940
Korçë	—20,0	—17,5	—15,0	—10,5	—2,0	5,4	6,5	5,6	1,6	—3,2	—9,5	—20,6	—20,6	XII.1941
Voskopojë	—25,0	—24,0	—19,8	—11,2	—4,0	2,0	3,4	4,0	—2,0	—7,6	—12,0	—20,0	—25,0	I.1942
Shkodër	—9,0	—7,5	—3,2	1,4	6,2	11,7	13,4	10,5	10,5	2,7	—0,3	—10,6	—10,6	XII.1941
Lezhë	—8,8	—6,2	—4,5	—4,0	4,7	10,0	12,9	11,5	9,0	1,5	—4,5	—7,0	—8,8	I.1941
Tiranë	—10,0	—9,0	—10,5	—1,7	1,8	7,7	8,0	8,5	2,0	0,0	—6,5	—8,0	—10,5	III.1949
Gjirokastër	—9,0	—6,8	—4,1	—1,8	2,9	5,3	4,6	10,5	4,4	0,2	—7,2	—13,8	—13,8	XI.1941

III. TÁBLÁZAT — TABLEAU № 3

Átlagos csapadék mm-ben, 24 órai maximumok és dátumaik — *Valeurs moyennes de précipitation en mm, maxima en 24 h. et leurs dates (1930—1958)*

Állomás *Station*	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Év *Totale*	24 órai maximum *Maximum en 24 h.*	
														mm	Datum
Durrës	125,9	106,3	90,3	60,9	56,7	30,2	10,6	41,2	53,9	166,6	152,8	145,5	1040,9	104,0	27. XII 1935
Vlorë	145,8	99,2	74,7	60,2	49,0	26,9	8,0	26,4	65,8	137,8	166,1	187,7	1047,6	82,2	24. X 1946
Himarë	157,3	215,8	132,0	99,0	41,0	15,3	11,0	24,9	135,2	213,3	178,3	332,2	1555,3	350,0	29. II 1933
Narel	254,4	229,6	231,9	147,3	199,3	107,9	52,6	98,4	175,2	437,4	312,4	356,2	2602,6	205,0	1. XI 1939
Korçë	65,9	54,0	44,2	53,0	49,5	46,3	20,7	25,4	48,0	79,2	91,5	81,7	659,4	69,0	6. XII 1937
Voskopojë	71,1	74,6	63,0	76,6	59,9	42,5	28,1	35,2	42,3	119,2	137,4	150,6	900,5	72,1	14. XI 1956
Shkodër	193,6	152,1	147,2	84,4	103,7	58,7	30,1	38,4	119,9	292,1	254,2	228,0	1707,4	202,0	6. V 1957
Lezhë	142,4	118,3	92,8	82,2	87,9	39,8	20,7	53,3	101,1	190,0	155,9	177,2	1261,6	130,0	21. III 1939
Tiranë	124,0	107,5	103.7	85,0	93,9	59,8	28,5	41,3	71,2	170,7	153,3	150,9	1189,5	237,4	23. X 1946
Gjirokastër	324,5	250,3	152,0	114,7	67,8	33,6	16,1	25,0	91,7	193,7	316,0	294,8	1880,2	288,0	13. XI 1956

Csapadékviszonyok szempontjából Albánia 3 részre osztható:

1. A felső sík és gyengén hullámos rész 2600, néha 3000 mm évi csapadékot kap a megtorlódó enyhe levegő és az aránylag meredek időjárási frontfekvés miatt.

2. A déli, szaggatottabb parti rész, ahol az évi csapadék mennyisége 1500 és 2500 mm között ingadozik.

3. A középső, mérsékelten csapadékos terület, melynek nyugati fele 900—1100 mm-nyi csapadékú; a belső keleti része 600—800 mm csapadékot kap, míg a magasabban fekvő hegyi tájon átlagosan 900—1200 mm hullik le évente.

Az éghajlat jellegzetes vonása a csapadék eloszlása az év folyamán. A parti sávban nyáron (júl.—aug.) alig esik eső; ez a földközi-tengeri jelleg. Beljebb a csapadék időbeli eloszlása szabályosabb, ami viszont már kontinentális jellegre mutat.

Általában legtöbb csapadék október-december folyamán esik, legkevesebb június-augusztus hónapokban. A legtöbb évi csapadékot eddig Kobre-Shëngjergben (Hs=513 m) mérték, 1952-ben: 4655,9 mm-t; a legkevesebbet: 444,8 mm-t Popçisti (Hs=875 m) meteorológiai állomásán 1953-ban.

Érdekes vonása az albániai esőknek a nagy intenzitás, amely 24 órás maximumban 1933. február 29-én 350 mm-nyi csapadékot adott. Rövidebb időtartamban előfordult pl. Tiranában 1946. október 23-án, 2,5 óra alatt 237,4 mm.

Havas nap a part felé évente 1—2 szokott lenni. A lehullott hó gyorsan olvad. A keleti vidékeken 15—20 havas nap van és néha 1,5 m-es hótakaró képződik. A csapadékos napok száma az erősen esős részeken 100—120 évente, míg a kisebb csapadékú területen mindössze 60—80.

Az ismertetett két éghajlati elem alapján összefoglalóan úgy lehet jellemezni Albánia klímáját, hogy az földközi-tengeri, enyhe telű, bő csapadékú, nyáron meleg és száraz.

(Kiv.: Hille A.)

Pápainé Szalay Gabriella:

Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben

Air currents in Hungary with large scale weather situations of N- and S-steering. On the basis of 5 years' pilot observations carried out by 8 stations at seven levels (ground, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, and 3000 m) the air currents forming in mCc- and CMw-large scale weather situations, are analysed. By using vectorial values it is proved that in the case of NW-leading current no "drain-effect" can be observed in the valley of the river Tisza.

*

Воздушные течения в Венгрии при макросиноптических положениях с северным и южным управлением. В статье рассматриваются воздушные течения, формирующиеся при макросиноптических положениях *mCc* и *CMw*. Обработая материал шаропилотных наблюдений 8 станций за пятилетный период на 7 уровнях: 500, 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м. Используя векторные величины автор доказывает, что в случае северо-западного ведущего потока «канального эффекта» в долине реки Тиссы не оказывается.

*

Az egyes éghajlati elemek vizsgálatakor Magyarországon különös tekintettel kell lennünk az országnak a Kárpát-medencében elfoglalt sajátságos helyzetére. A domborzat módosító hatása talán legélesebben az áramlás vizsgálatakor jelentkezik. A bárikus mező sokszor egészen más áramlási kép kialakulására enged következtetni, mint amilyen ténylegesen fellép. Nagyon jó példa erre az *An, AF* (anticiklon Magyarországtól északra) makroszinoptikus helyzetek idején kialakuló áramlás. E makroszinoptikus helyzetek fennállásakor a bárikus kép szerint Magyarország területén keleties áramlásnak kellene uralkodnia. Ezzel szemben az Északi-Kárpátok áramlásmódosító hatása következtében nemcsak északkeleti, hanem északnyugati irányból is érkezik hideg levegő hazánk fölé. Ezt a jelenséget kétoldali hidegbetörésnek nevezzük [1].

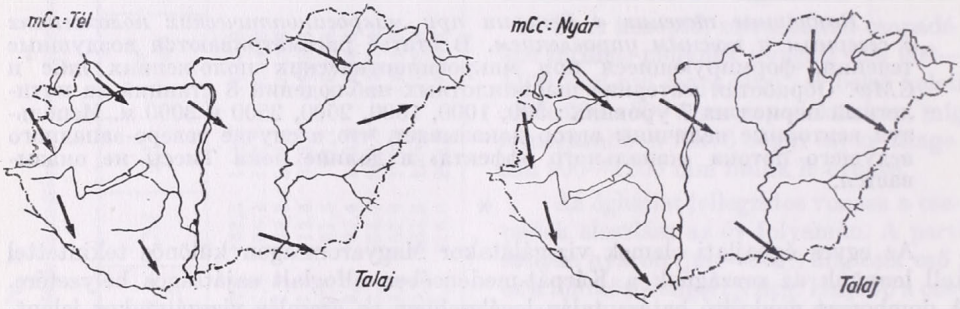
Jelen dolgozatunkban az északi irányítású *mCc* (meridionális hátoldali hidegfront) és a meridionális déli irányítású *CMw* (mediterrán, V/b ciklon előoldali áramrendszere) makroszinoptikus helyzetek alakalmával létrejövő áramlás vízszintes és függélyes szerkezetét tanulmányozzuk.

A különböző makroszinoptikus helyzetek talajmenti áramlását 28 állomás uralkodó széliránya alapján vizsgálva *Péczely* arra a következtetésre jutott [2], hogy a Kárpátok, Alpok és a Dinaridák hegyvonulata következtében sajátságosan módosul Magyarország területén az áramlás. Ennek alapján 5 fő áramlási típust különböztetett meg. Az áramlás részletes tanulmányozása azonban nem nélkülözheti a háromdimenziós vizsgálatot, ezért a fent említett áramlási típusok részletes sajátosságait csak a pilotadatok földolgozásával deríthetjük föl. Dolgozatunkban az áramlási képet az eredő szélvektorokkal kívánjuk bemutatni.

Munkánkhoz kiválogattuk az 1951—55-ig terjedő öt évből az összes *mCc* makroszinoptikus helyzetet, amelynek száma közel száz volt. Kiírtuk e helyzetek összes pilotadatát a következő állomásokra: Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, Szeged, Pécs és Nagykanizsa. (Ez utóbbi állomás csak 1953-tól működött.) Feldolgozásunkhoz a talajszél mellett az 500, 1000, 1500, 2000, 2500 és 3000 m-es szintek adatait használtuk föl. Olyan állomásoknál, ahol 4000 és 5000 m-en legalább 30 adat állt rendelkezésünkre, ott ezen szintek pilotadatait is figyelembe vettük. A téli és nyári félévet külön vizsgáltuk. A szélirányokat a 4 fő és 4 mellékirány szerint csoportosítottuk. Kiszámítottuk az eredő szélvektort és sebességét a Lambert-féle képlet segítségével [3].

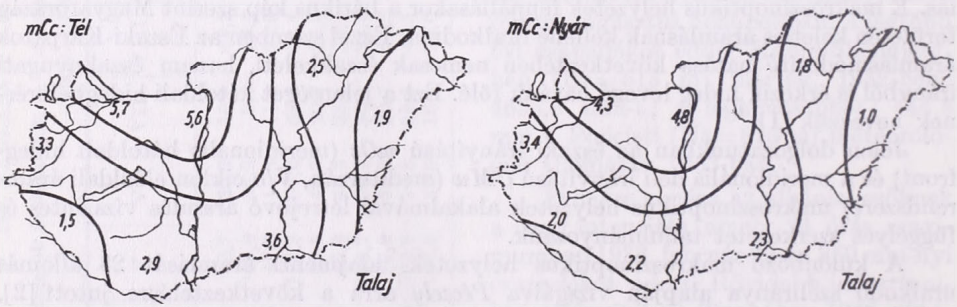
Az *mCc* makroszinoptikus helyzet idején a bárikus kép a következő: a ciklon centruma a Baltikum vagy Ukrajna térségében helyezkedik el. A helyzet nálunk hidegfrontátvonulással kapcsolatos. A makroszinoptikus típus relatív gyakoriságának évi menetét júniusi—júliusi maximum jellemzi. A minimum októberben van, de januárban is csak kis számmal fordul elő ez a helyzet [4].

A fent említett [2] tanulmányban megállapított 5 fő talajmenti áramlási típus közül az egyik éppen *mCc* helyzet idején alakul ki: ekkor a Magyaróvár—Szeged tengely mentén erőteljes északnyugati áramlás lép föl, vagyis szabadon érvényesül a vezetőáramlásnak megfelelő szélirány. E tengelytől délnyugatra a Dunántúlon



1. ábra. Szélvektorok eloszlása a talajon *mCc* helyzetben télen és nyáron

Fig. 1. Distribution of wind vectors on the ground in weather situations mCc *in winter and summer*



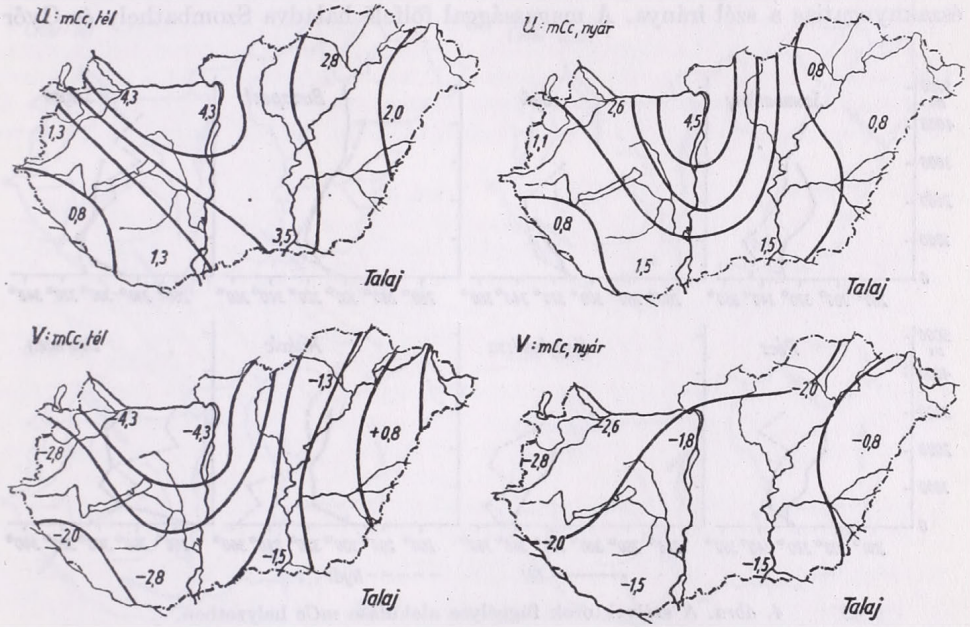
2. ábra. Vektoriális szélsebesség a talajon *mCc* helyzetben télen és nyáron.

Fig. 2. Vectorial wind-velocity on the ground in weather situations mCc *in winter and summer*

fellépő széláramlás következtében északi szél válik uralkodóvá, a Tiszántúlon pedig nyugatira, délnyugatira fordul a szél. A Tiszántúlon bekövetkező sajátságos szélfordulás okát az Északi-Kárpátok és az Erdélyi-Középhegység által közbezárt mélyebb fekvésű terület, a tiszántúli csatorna hatásának tulajdonítja a szerző.

A talajmenti szélmegfigyelésekből számított szélvektorokat tekintve a téli félévben *(1. ábra)* nagyjából hasonló áramlási képet kapunk, mint amilyent az előbb említett tanulmány bemutat az uralkodó szélirányok segítségével: A Dunántúlon északias szél, Debrecenben délnyugati. Ez a szélirányeloszlás látszólag megerősíti a tiszántúli csatornahatás létezésének feltételezését. Ha azonban a sebességértékeket tekintjük *(2. ábra)*, akkor nem kapjuk meg Debrecenben a csatornahatásnak megfelelő áramlástanilag szükséges sebességnövekedést, hanem éppen ellenkezőleg (Nagykanizsát kivéve) itt a legkisebb a szélsebesség. Ha a szélsebességnek az összes megfigyelésből számított átlagértékét tekintjük, akkor is hasonló eredményt

kapunk, vagyis Debrecen szélsebessége a többi állomáséhoz viszonyítva csekély. Minthogy 80 év adatai alapján az *mCc* helyzet relatív gyakoriságának évi maximuma nyáron van [4], a csatornaeffektus létezésének eldöntéséhez vizsgáljuk meg a nyári félév adatait, különös tekintettel Debrecen szélirányára *(1. ábra)*. Azonnal szembetűnik, hogy nyáron még a talajon sem jelentkezik Debrecenben a csatornahatásnak megfelelő délnyugati irány, mert a szél határozottan nyugat—északnyugat irányú. Ugyanekkor Győr 308°, Szeged 307°-os széllel rendelkezik, ami a dévényi kapu csatornahatását támasztja alá. A szél sebességét vizsgálva *(2. ábra)* itt is szembetűnik, hogy Debrecenben vannak a legalacsonyabb értékek. A második legkisebb



3. ábra. A szélvektorok *u* és *v* komponenseinek eloszlása a talajon *mCc* helyzetben télen és nyáron

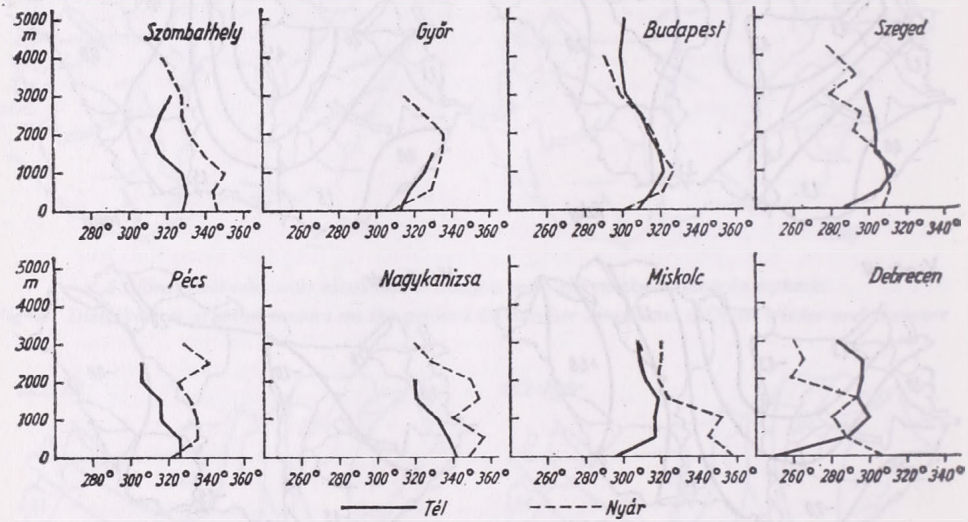
Fig. 3. Distribution of the components u *and* v *of wind vectors on the ground in weather situations* mCc *in winter and summer*

szélsebesség Miskolcon található, azonkívül ennek észak—északnyugati szele éppen merőlegesen fúj a föltételezett csatornára, ami fizikailag lehetetlen. Mind a téli, mind a nyári félév adatai alapján megrajzolt izotaha térképek, nyugatról kelet felé sebességcsökkenést mutatnak. Ezek a tények is bizonyítják, hogy a tárgyalt helyzetben nem lehet szó csatornahatásról.

A részletes és pontos vizsgálat érdekében elvégeztük a vektori értékek x (nyugat—kelet) és y (dél—észak) tengely menti u, v komponenseinek analízisét is. A következő eredményt kaptuk *(3. ábra)*: Télen a talajon az u komponens Győr és Budapest térségében a legnagyobb, azonkívül Szeged is magas értékkel rendelkezik. A Dunántúl délnyugati része felé, s a Tiszántúlon fokozatosan csökken. A v komponens szintén Győr és Budapest vidékén a legnagyobb. Ettől délnyugatra és keletre csökken, sőt az ország északkeleti részén előjelet vált, ami nem csatornahatás, hanem — eddig még ismeretlen eredetű — szélfordulás. Ez az előjelváltás csak a talajon található meg. A magassággal fölfelé haladva az eloszlás jellege hasonló képet mutat, csupán a maximumot kifejező terület tolódik el mindkét térképen nyugat felé. A nyári félév vektorértékeinek u, v analízise szerint az u komponens Budapest

térségében a legerősebb, délnyugati és északkeleti irányban fokozatosan csökken. A *v* komponens az ország északnyugati felében a leghatékonyabb, innen kelet felé egyre csökken. Az értékek verikális eloszlása tendenciálisan megegyezik a talajértékek eloszlásával. Ha Debrecen vidékén délnyugati irányú csatornahatás létezne, akkor a „*v*" vonalaknak egyrészt más irányítottságúaknak kellene lenniük, másrészt határozott sűrűsödést kellene mutatniok azon a területen, ahol a csatornahatást feltételezték. *Az* mCc *helyzetben tehát a feltételezett csatornahatás nem jelentkezik!*

Visszatérve az áramlás vertikális eloszlásának az egyes állomások alapján történő részletes vizsgálatára, a *4. ábra* szerint télen 500 m-en már minden állomáson északnyugatias a szél iránya. A magassággal fölfelé haladva Szombathely és Győr



4. ábra. A szélvektorok függélyes alakulása *mCc* helyzetben.
Fig. 4. Vertical form of wind vectors in weather situations mCc

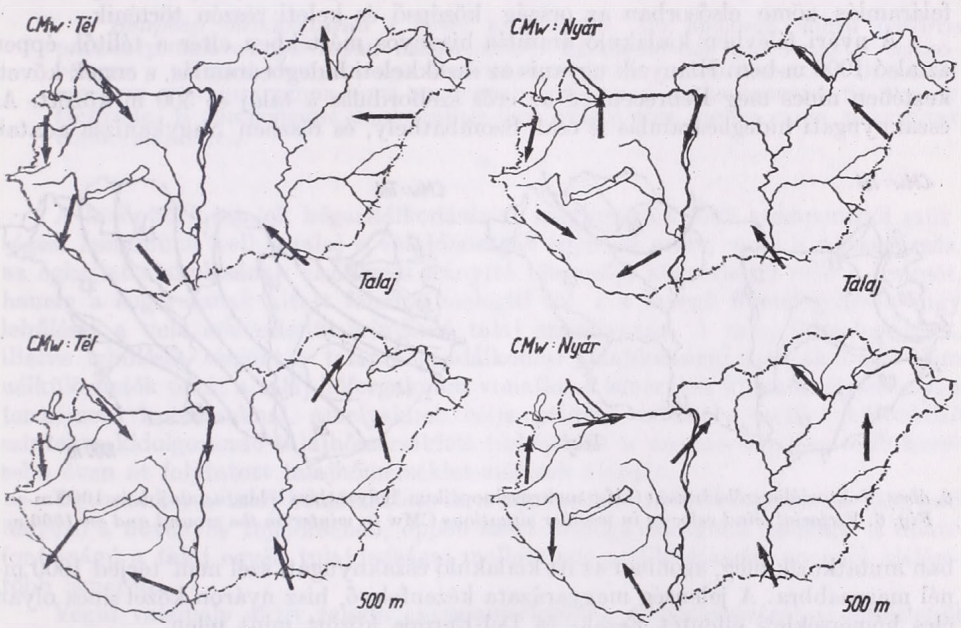
megtartja északnyugati irányát. Budapest, Miskolc, Debrecen és Szeged állomásokon 1000, 1500 m-ig jobbrafordulás, majd egy kis visszafordulás észlelhető, ami a súrlódási erő hatásának az érvényesülését mutatja. Pécs és Nagykanizsa állomásokon pedig csekély balrafordulás van, amely a hidegfront átvonulása után létrejövő hidegadvekció következménye.

A nyári félévben Szombathely, Nagykanizsa és Győr állomásokon végig észak—északnyugati, ill. északnyugati az áramlás iránya. Budapesten, Szegeden és Pécsett 1000, 1500 m-ig jobbrafordulás, majd balrafordulás figyelhető meg. Miskolcon és Debrecenben pedig határozott balrafordulás észlelhető. Az előbbi a súrlódási erő hatásának a következménye, az utóbbi oka a már említett hidegfront átvonulása után bekövetkező hideg advekció létrejöttében keresendő. Nyáron a ciklonok hazánktól északabbra vonulnak el, mint télen, s így a tárgyalt helyzettel kapcsolatos hidegfront rendszerint nem nyúlik le mélyen Magyarország területére és ezáltal Miskolc és Debrecen térségében érezteti utoljára nálunk a hatását. Valószínűnek tarthatjuk tehát, hogy a szélirány megfigyelt alakulása az *mCc* helyzettel kapcsolatos hidegfront eredménye, de semmiképpen sem tiszavölgyi csatornahatás.

Munkánk során megvizsgáltuk az *mCc* makroszinoptikus helyzetben a szélirány vertikális eloszlását az egész év folyamán is az 5 éves pilotanyag átlagértékei

alapján. Minden állomáson 1500 m-ig jobbrafordulás észlelhető, amit azt jelenti, hogy az *Ekman*-modellhez hasonló eloszlási képet kaptunk. Ez a helyzet eleget tesz az *Ekman*-modell létrejöttéhez szükséges bárikus feltételnek, azaz a nyomásgradiens = 1 mb/100 km. Az *u*, *v* analízis eredményeként a nyári félévhez hasonló térbeli eloszlást kaptunk.

A következőkben a *CMw* makroszinoptikus helyzetek idején létrejövő áramlás függélyes alakulását tárgyaljuk az 5 év pilotadatai alapján. E helyzet fennállásakor Magyarországtól délnyugatra ciklon helyezkedik el, melynek középpontja a Genovai-öböl, vagy Észak-Olaszország térségében található. A típus melegfront átvonulásá-



5. ábra. Szélvektorok eloszlása a talajon és 500 m-en *CMw* makroszinoptikus helyzetben télen és nyáron

Fig. 5. Distribution of wind vectors on the ground and on 500 m in weather situations CMw *in winter and summer*

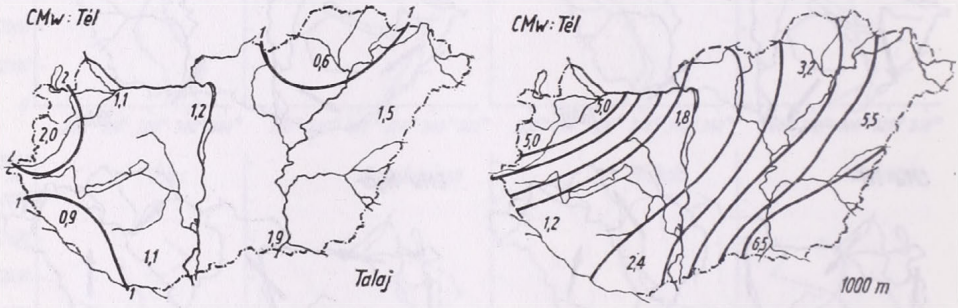
val kapcsolatos. Relatív gyakoriságának évi menetét áprilisi maximum, júliusi, augusztusi minimum, valamint december—januári másodmaximum jellemzi [4].

E makroszinoptikus helyzet részletes talajmenti áramlása szintén a [2] tanulmányban meghatározott áramlási típusok egyikének felel meg: keleties irányú áramlás, amely csak az alsó pár száz méterre terjed ki. A Tiszántúlon északkeleti a Dunántúlon északi, északnyugati az uralkodó szélirány.

A téli félév pilotadataiból számított vektorokat tartalmazó talajtérképen *(5. ábra)* a következő módon alakul az áramlás: Győr, Szombathely, Nagykanizsa és Pécs állomásokon északi, északnyugati; Budapesten északkeleti a szél iránya; Debrecen, Szeged és Miskolc keleti ill. délkeleti széllel rendelkezik. A szélirány magassággal való változása Debrecenben a legélesebb. A talajmenti keleti, északkeleti szélirány az 500 m-es szinten már csaknem teljesen déli irányúvá változik, A *CMw* makroszinoptikus helyzet alakalmával kialakuló jellegzetes áramlást a következőkkel magyarázhatjuk: Ez a helyzet olyankor jön létre, amikor az Északi-Sarkvidékről és Európa északi részéről meridionális irányban hideg légtömegek

áramlanak a Földközi-tenger nyugati medencéje felé. Az Adria térségében tartózkodó meleg levegő felsiklik a Kárpát-medencét borító hideg légtömegre. A hazánktól északra elhelyezkedő hideg légtömegek az *An* és *AF* helyzetek fennállásakor bemutatott úton jutnak az ország területére, azaz északnyugat és északkelet felől. Ez az áramlási kép a talajtérképen jól felismerhető. Említettük, hogy Debrecennél a szél már 500 m-en átvált déli irányba. A Dunántúl északnyugati részén még jellegzetes és kb. 2000 m-ig kimutatható az északnyugatias áramlás. Ez azt bizonyítja, hogy az északkeleti hideg beszivárgás csak egészen vékony rétegre terjed ki, a ciklon szívóhatása következtében a dévényi kapun történő hidegbeáramlás viszont erőteljes és 2000 m-ig is érezteti a hatását. A ciklon mozgási irány olyan, hogy a meleg feláramlás zöme elsősorban az ország középső és keleti részén történik.

A nyári félévben kialakuló áramlás bizonyos mértékben eltér a télitől, éppen az alsó 1000 m-ben. Hiányzik ugyanis az északkeleti hidegbeáramlás, s ennek következtében nincs meg Debrecenben az erős szélfordulás a talaj és 500 m között. Az északnyugati hidegbeáramlás is csak Szombathely, és részben Nagykanizsa adatai-



6. ábra. Vektoriális szélsebesség *CMw* makroszinoptikus helyzetben télen, a talajon és 1000 m-en
Fig. 6. Vectorial wind-velocity in weather situations CMw *in winter on the ground and on 1000 m*

ban mutatkozik meg, azonban az itt kialakuló északnyugati szél nem terjed 1000 m-nél magasabbra. A jelenség magyarázata kézenfekvő, hisz nyáron közel sincs olyan éles hőmérsékleti ellentét Észak- és Dél-Európa között mint télen.

A sebesség téli vertikális eloszlását vizsgálva megállapítható, hogy Szombathelyen és Szegeden, valamint Debrecenben, tehát hazánk peremvidékein legerősebb a talajszél. 1000—1500 m-en mindenütt ugrásszerűen megnövekszik a szél sebessége, ami azt jelzi, hogy a meleg levegő felsiklása ebben a szintben indul meg *(6. ábra)*. Egyébként ez a sebesség-eloszlási kép sem mutat csatornahatást, mert az ország közepén éppen a leggyengébb szeleket találjuk.

Megjegyezzük még, hogy *Aujeszky László* egy korábbi tanulmányában [5] az V/b ciklon létrejöttekor olyan szinoptikai feltételek teljesülését tartja szükségesnek, amelyek a *CMw* makroszinoptikus helyzet áramlására vonatkozó vizsgálatainkban mint eredmények jelentkeztek.

IRODALOM

[1] *Pápainé, Szalay G.:* Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén. *Időjárás* 63. évf. 356. old. Budapest, 1959.

[2] *Péczely Gy.:* Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás* 61. évf. 408. old. Budapest, 1957.

[3] *Conrad, V.—Pollak, L. W.:* Methods in climatology. 178. old. Cambridge, 1950.

[4] *Péczely, G.:* Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest Nr. 30. Budapest, 1957.

[5] *Aujeszky L.:* Vizsgálatok a magyarországi quasistacionaer frontok (V/b helyzetek) szinoptikája köréből. Az Országos Meteorlógiai Intézet hivatalos kiadványai XX. kötet. Beszámolók az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról. 230. old. Budapest, 1955.

Kissné Tóth Erzsébet:

A talaj hőforgalmának kérdései Magyarországon

Problems of the heat exchange of the soil in Hungary. In the introductory part of the paper the factors, causing differences in the heat-balance of different soils, are discussed. On the basis of 1 day's measurements and by the aid of Tseitin's method the heat exchange of soil types, expanding over the greatest part of the country, is analysed. To conclude, the author compares the results found for the different soil types.

*

Вопросы теплообмена в почве в Венгрии. Во вводной части работы рассматриваются факторы, вызывающие наблюдаемые различия в теплообмене у разных типов почвы. Зачем исследуется теплообмен для преобладающих в стране типов почв на основе односуточных измерений по методу Цейтина. В заключение полученные для отдельных типов почв результат сопоставляются.

*

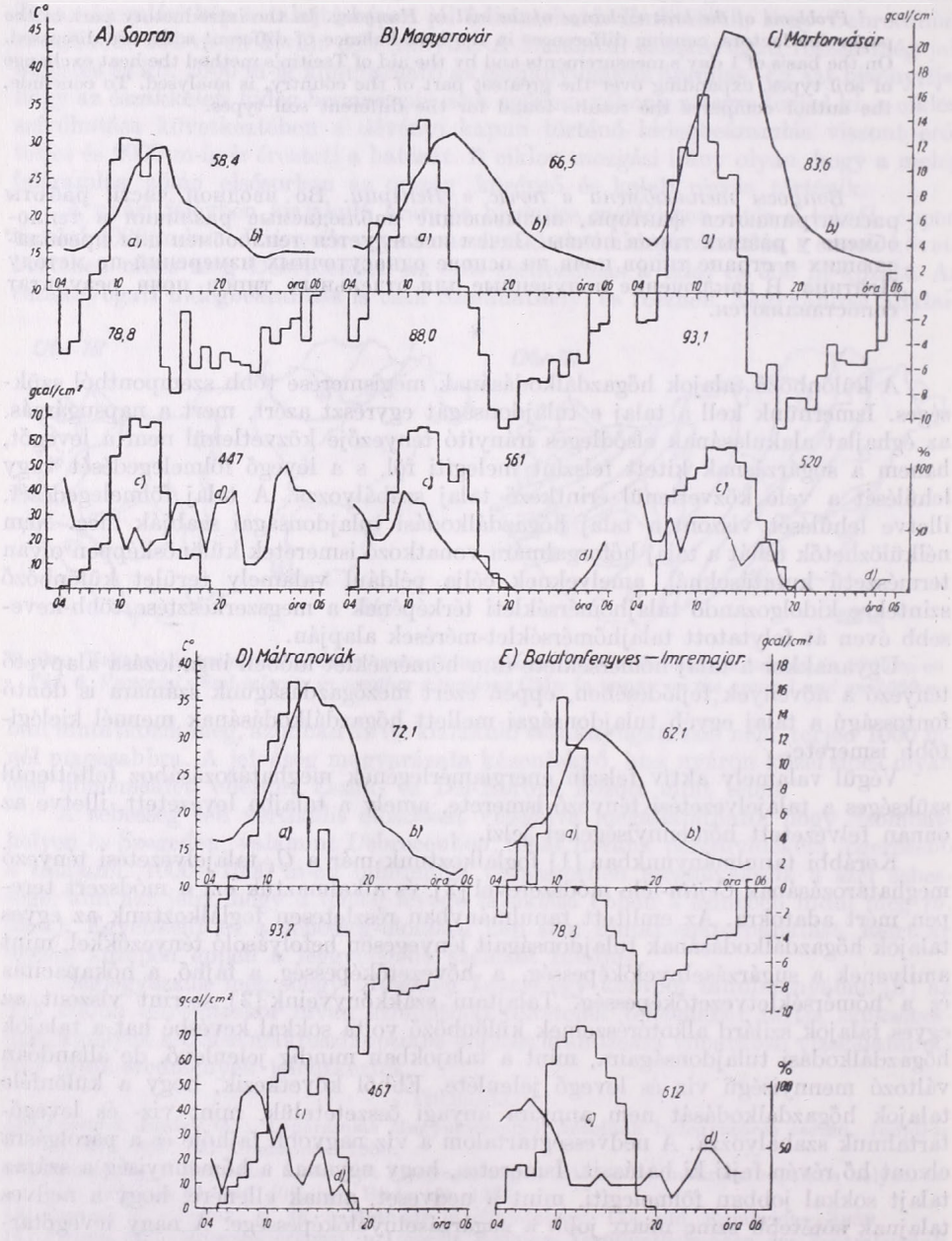
A különböző talajok hőgazdálkodásának megismerése több szempontból szükséges. Ismernünk kell a talaj e tulajdonságát egyrészt azért, mert a napsugárzás, az éghajlat alakulásának elsődleges irányító tényezője közvetlenül nem a levegőt, hanem a sugárzásnak kitett felszínt melegíti föl, s a levegő fölmelegedését vagy lehűlését a vele közvetlenül érintkező talaj szabályozza. A talaj fölmelegedését, illetve lehűlését viszont a talaj hőgazdálkodási tulajdonságai szabják meg. Nem nélkülözhetők tehát a talaj hőforgalmára vonatkozó ismeretek különösképpen olyan természetű kutatásoknál, amelyeknek célja például valamely terület különböző szintekre kidolgozandó talajhőmérsékleti térképének a megszerkesztése több-kevesebb éven át folytatott talajhőmérséklet-mérések alapján.

Ugyanakkor a talaj hőmérséklete és a hőmérséklet időbeli ingadozása alapvető tényező a növények fejlődésében, éppen ezért mezőgazdaságunk számára is döntő fontosságú a talaj egyéb tulajdonságai mellett hőgazdálkodásának mennél kielégítőbb ismerete.

Végül valamely aktív felszín energiamérlegének meghatározásához feltétlenül szükséges a talajelvezetési tényező ismerete, amely a talajba levezetett, illetve az onnan felvezetett hőmennyiségeket jelzi.

Korábbi tanulmányunkban [1] foglalkoztunk már a Q_t talajelvezetési tényező meghatározásának *Cejtin*-féle módszerével [2], és alkalmaztuk ezt a módszert terepen mért adatokra. Az említett tanulmányban részletesen foglalkoztunk az egyes talajok hőgazdálkodásának tulajdonságait lényegesen befolyásoló tényezőkkel, mint amilyenek a sugárzáselnyelőképesség, a hővezetőképesség, a fajhő, a hőkapacitás és a hőmérsékletvezetőképesség. Talajtani szakkönyveink [3] szerint viszont az egyes talajok szilárd alkotórészeinek különböző volta sokkal kevésbé hat a talajok hőgazdálkodási tulajdonságaira, mint a talajokban mindig jelenlevő, de állandóan változó mennyiségű víz és levegő jelenléte. Ebből következik, hogy a különféle talajok hőgazdálkodását nem annyira anyagi összetételük, mint víz- és levegőtartalmuk szabályozza. A nedvességtartalom a víz nagyobb fajhője és a párolgásra elvont hő révén fejti ki hatásait. Ismeretes, hogy ugyanaz a hőmennyiség a száraz talajt sokkal jobban fölmelegíti, mint a nedveset, annak ellenére, hogy a nedves talajnak sötétebb színe miatt jobb a sugárzáselnyelőképessége. A nagy levegőtartalmú, laza talajoknak — a levegő rossz hővezetőképessége következtében — rossz a hővezetőképességük és kicsi a hőkapacitásuk, ezért a felső rétegek gyorsan felmelegszenek, de gyorsan le is hűlnek, a hőmérsékleti amplitudó tehát igen nagy. Ezzel szemben a sok levegőt tartalmazó laza felső talajrétegek egyúttal igen jó

hőszigetelők, s az alattuk levő rétegek hőgazdálkodását kiegyenlítettebbé teszik. Minthogy a talaj víz- és levegőtartalma állandóan változik, így a talaj hőgazdálkodási tulajdonsága sem állandó.



1. ábra. A talajhőforgalom (a), a felszínhőmérséklet (b), a globálsugárzás (c) és a felhőzet (d) menete 1960. aug. 2-án 04 órától aug. 3-án 06 óráig az egyes állomásokon

Fig. 1. March of heat exchange in the soil (a), surface temperature (b), global radiation (c) and cloudiness (d) from 04 h of 2. August to 06 h of 3. August 1960 on the measuring-stations

Az elmondottakból azt a következtetést vonhatnánk le, hogy a talaj víz- és levegőtartalma az uralkodó hatótényező a talaj hőgazdálkodási tulajdonságainak kialakításában, azonban nem szabad figyelmen kívül hagynunk azt, hogy azonos föltételek mellett a talaj nedvességtartalma szorosan függ agyag- és humusztartalmától, tehát a talaj anyagi összetétele közvetve mégis erősen befolyásolja a talaj hőgazdálkodását.

Néhány talajfajta hőgazdálkodási tulajdonságainak megvizsgálása céljából 1960. augusztus 2—3-án hőforgalom-méréseket végeztünk azonos időben Sopronban barna erdőségi vályogtalajon, Magyaróváron öntéstalajon, Balatonfenyves-Imremajorban láptalajon, Martonvásáron mezőségi vályogtalajon és Mátranovákon barna erdőségi agyagtalajon. A felsorolt megfigyelőhelyeken aug. 2-án reggel 4 órától 3-án reggel 6 óráig óránként, esetenként negyedóránként mértük a talaj hőmérsékletét a 0, 5, 10, 20 és 30 cm-es szintekben. A mérőhelyeken rendelkezésünkre álltak a globálsugárzás adatai, továbbá meghatároztuk a talaj nedvességtartalmát és hőkapacitását is. Augusztus 10—11-én szintén öt állomáson végeztünk méréseket, mégpedig Martonvásáron és Mátranovákon, a már említett talajfajtákon, Kecskeméten futóhomokon, Kompolton réti agyagtalajon, Kisvárdán pedig humuszos homokon.

A talajba elvezetett, illetve az onnan fölvezetett hő meghatározását a Cejtin-féle módszerrel végeztük el.

A mért adatok alapján rendre vizsgálat alá vettük a talajhőforgalom, a globálsugárzás, a talajhőmérséklet és a felhőzet napi menetét.

1 A ábránk a soproni barna erdőségi vályogtalajra meghatározott hőforgalmat mutatja be a felszínhőmérséklettel ; az ábra második részében a globálsugárzás és a felhőzet napi menete látható. Augusztus 2-án reggel 7 óráig a talajban fölfelé irányult a hőáramlás, és csak 7 órakor indult meg a talaj mélyebb rétegei felé. 9 óra után rohamosan nőtt a talajba elszállított hő mennyisége. A jelenséget kielégítően magyarázza a globálsugárzás emelkedése, illetve a felhőzet csökkenése. A legtöbb hő 10 és 12 óra között vezetődött el a talajba.

A napi menet nem teljesen szabályos. Ha azonban figyelembe vesszük azt, hogy csupán egy alkalommal mért értékek menetéről van szó, és nem átlagos értékekről, akkor eleve nem várható, hogy zavaroktól mentes legyen a görbe. Különösen nem azért, mert a soproni méréseinket megelőző éjszakán is megázott a talaj, 2-án pedig 15 óra 50 perc körül rövid zápor zavarta a megfigyeléseket. A hőforgalom menetében a 14 órakor bekövetkezett hirtelen fordulás az előzetes erős gomolyfelhő-képződésnek, a talajból történő hőfeláramlás 15—16 órai maximális értéke pedig a záporeső következményének tekinthető. Az eső után kisütött ugyan kissé a nap, de a talajhőmérőkre rövidesen árnyékot vetettek a környező fák. A talajnedvesség a mérés napján 25% (a száraz talaj súlyszázalékában kifejezett nedvességtartalom) volt. A felszín 1 cm^2-e globálsugárzás útján 447 gcal hőmennyiséghez jutott, s mint az ábrán feltüntetett adatokból látható, ennek a hőnek 13%-a szolgált a talaj fölmelegítésére. Megjegyezzük, hogy az összegszerűen feltüntetett adatok a 2-án reggel 4 órától 3-án reggel 4 óráig terjedő időszakra vonatkoznak. Éjszaka több hőt kapott a felszín a mélyebb rétegekből, mint amennyi nappal leszállítódott. Általában nyáron pozitív hőforgalomra számíthatunk, mivel azonban augusztus 2-a felhős, esős nap volt, a kapott érték elfogadható. A talaj nedvességtartalmával magyarázható a viszonylag késő reggeli talajhőforgalom-irányfordulás is. Nedves talajról lévén szó, a talajfelszín hőmérséklete sem emelkedett magasra, maximális értéke is 30° alatt maradt.

Másik mérőhelyünk Magyaróvár volt. Itt a talajhőmérőket öntéstalajban helyeztük el. Általános ismeretek szerint a Duna öntésterületén kialakult öntés-

talajok mezőségi jellegűek, humuszrétegükben jelentős mennyiségű szervesanyag halmozódott fel, és a szerkezetük is morzsás. A magyaróvári öntéstalaj hőforgalmának napi menetét 1 B ábránkon mutatjuk be, ahol a felszínhőmérsékletet, valamint az augusztus 2-i globálsugárzást és a felhőzet napi menetét is feltüntettük. A hőforgalom iránya reggel 6 órakor változik meg, 7 óráról 8 órára egy erős visszaesést tapasztaltunk, ami azzal magyarázható, hogy ebben az időben felhőn keresztül sütött a Nap, s ez a körülmény mérsékelte a nagy hőmérsékleti gradiens, illetve az intenzív leáramlás kialakulását. A talaj nedvességtartalma 18% volt. A felszínre globálsugárzás útján érkező energiából 66 gcal-t vezetett el a talaj, éjszaka viszont 88 gcal hő szállítódott fel, így a talaj napi hőforgalma veszteséggel zárult. A veszteséget a sugárzásnak a felhőzet nappali növekedésével járó csökkenése és az effektív kisugárzásnak a felhőzet éjszakai feloszlásával járó növekedése magyarázza.

A martonvásári mezőségi vályogtalaj a többi mérőhelyhez képest feltűnően magas felszínhőmérséklettel és a talajba elvezetett hő nagyobb értékével tűnik ki (1 C ábra), ami az alacsony nedvességtartalommal magyarázható. Itt a felső 5 cm-es talajréteg nedvessége 3%, az 5—30 cm-es rétegé pedig átlagosan 10% volt. A talaj a globálsugárzás útján a felszínre érkező hőenergiából, ami számszerint 520 gcal volt, 16%-ot, azaz 83 gcal-t vezetett el. Igen magas felszínhőmérséklet alakult ki, amelynek maximális értéke a 45°-ot is meghaladta. A hőforgalom veszteséggel történő végleges napi alakulását szintén a felhőzetnek a mérőhelyet árnyékoló hatása idézte elő.

Barna erdőségi agyagtalajban mértük a hőforgalmat Mátranovákon. Ez a megfigyelőhely 350 m tengerszintfeletti magasságon feküdt, gyenge 2—3°-os északi lejtőn. A talaj nedvességtartalma 27% volt. Az 1 D ábrán látható, hogy a hőforgalomban 14 óráról 15 órára esés következett be, amit a felhőzet növekedésével előálló sugárzáscsökkenés okozott.

Egyik mérőhelyünk, mint már említettük, Balatonfenyves-Imremajorban, a nagybereki láptalajon volt elhelyezve. Ezen a területen részben azért gyűjtöttünk adatokat, mert érdekesnek ígérkezett a láp szélsőségesnek vélt hőgazdálkodása, részben pedig azért, mert e tulajdonság ismerete fontos lehet a Nagyberekben igen nagy arányokban végzett talajjavító munkálatok szempontjából is. Méréseink és számításaink a várt eredményt hozták. Ezen a területen a 612 gcal hőből, amit globálsugárzás útján kapott a felszín, mindössze 62 gcal-t, azaz 10%-t vezetett el a talaj, s a felszín hőmérséklete is igen alacsony maradt (1 E ábra). A talajnedvesség körülbelül 95%-ot tett ki.

Augusztus 10—11-én, mint említettük, további öt állomáson vizsgáltuk a talaj hőforgalmát.

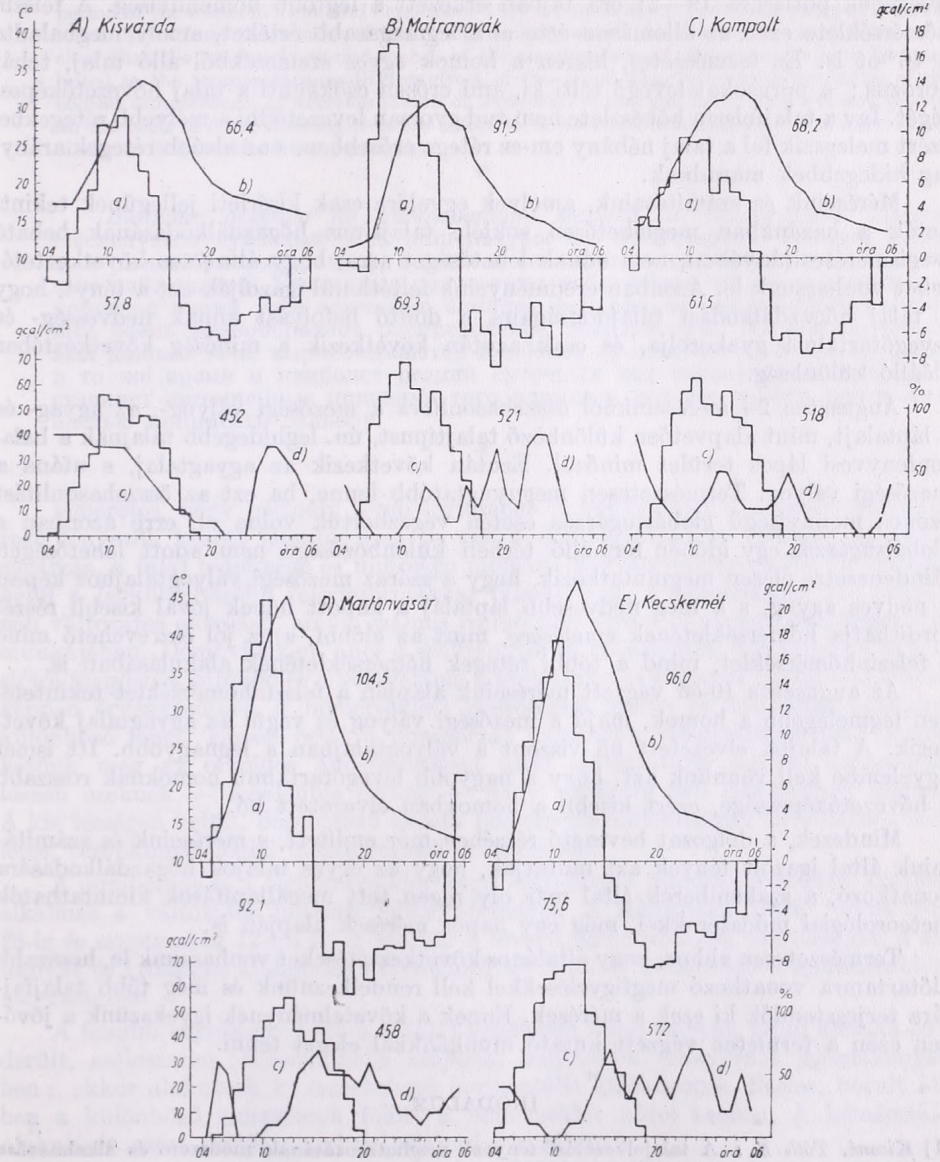
Kisvárdán 15% nedvességtartalmú humuszos homokon végeztük a méréseket. A felszínre érkező 452 gcal globálsugárzásból 66 gcal ment a talajba vezetés útján, tehát 14%, s ennek megfelelően a felszínhőmérséklet is aránylag alacsony maradt (2 A ábra). A szélsőségeket éppen a talaj nedvessége és a viszonylag nagy felhőzet elsimította, valamint közrejátszhatott az is, hogy ezen az állomáson fűvel borított talajban voltak elhelyezve a hőmérők.

Mátranovákon ezen a napon szárazabb volt a talaj, mint augusztus 2-án. A felszínre érkező 521 gcal hőből körülbelül 17% került a talajba (2 B ábra). A napi mérleg augusztus 2-hoz képest pozitív eredménnyel zárult. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy 10-én nappal kevesebb volt a felhőzet, mint augusztus 2-án, éjszakára viszont megnövekedett, tehát a nappali erős besugárzás a nyáron általában várt eredményt hozta meg.

A kompolti réti agyagtalajban 23% nedvességet mértünk augusztus 10-én. Felszínének hőmérséklete, amint azt a 2 C ábra mutatja, kb. a mátranováki agyag-

talajjal egyforma értéket ért el annak ellenére, hogy a talajba elvezetett hő mindössze 68 gcal volt. Kisebb hőkapacitása azonban magyarázza az azonos felszínhőmérséklet kialakulását.

Martonvásáron augusztus 10-én 12% átlagos nedvességtartalom mellett a felszínre globálsugárzás útján érkező 458 gcal hőmennyiségből 104 gcal hő került a talajba vezetés révén, azaz a globálsugárzás 22%-a (2 D ábra). Az augusztus 2-i



2. ábra. A talajhőforgalom (a), a felszínhőmérséklet (b), a globálsugárzás (c) és a felhőzet (d) menete 1960. aug. 10-én 04 órától aug. 11-én 06 óráig az egyes állomásokon

Fig. 2. March of heat exchange in the soil (a), surface temperature (b), global radiation (c) and cloudiness (d) from 04 h of 10. August to 06 h of 11. August 1960 on the measuring-stations

nedvességhez képest magasabb nedvességtartalomnak megfelelően azonban alacsonyabb maradt a felszín hőmérséklete. A napi mérleg ezen az állomáson is pozitív eredménnyel zárult a derült nappal következtében.

Kecskeméten futóhomok hőforgalmát határoztuk meg. A 2 E ábra szerint a talajba reggel 6 órakor indult meg a lefelé irányuló hőáramlás, és 10—12 óra között érte el maximumát. 15 órakor már fölfelé áramlott a hő a talajból, s a felszín hőveszteségének pótlására 19—21 óra tájban érkezett a legtöbb hőmennyiség. A felszín hőmérséklete ezen az állomáson érte el a legmagasabb értéket, amely meghaladta a 46°-ot is. Ez természetes, hiszen a homok egyes szemcsékből álló talaj, tehát porózus ; a pórusokat levegő tölti ki, ami erősen csökkenti a talaj hővezetőképességét. Így a talajfelszín hőkészlete nem tud gyorsan levezetődni a mélyebb rétegekbe, ezért melegszik fel a talaj néhány cm-es rétege erősebben, s az alsóbb rétegek aránylag hidegebbek maradnak.

Méréseink és számításaink, amelyek egyelőre csak kísérleti jellegűnek tekinthetők a hazánkban meglehetősen sokféle talajtípus hőgazdálkodásának beható megismerése irányában, nem adnak lehetőséget arra, hogy általános következtetéseket vonhassunk le. Azonban eredményeink feltétlenül igazolják azt a tényt, hogy a talaj hőgazdálkodási tulajdonságaira a döntő befolyást annak nedvesség- és levegőtartalma gyakorolja, és csak azután következik a minőség következtében előálló különbség.

Augusztus 2-i méréseinkből összehasonlítva a mezőségi vályog-, az agyag- és a láptalajt, mint alapvetően különböző talajtípust, ún. leghidegebb talajnak a balatonfenyvesi lápos terület minősül. Ezután következik az agyagtalaj, s utána a mezőségi vályog. Természetesen megnyugtatóbb lenne, ha ezt az összehasonlítást azonos mennyiségű globálsugárzás esetén végezhettük volna el, erre azonban a globálsugárzás egy időben fennálló térbeli különbözősége nem adott lehetőséget. Mindenesetre élesen megmutatkozik, hogy a száraz mezőségi vályogtalajhoz képest a nedves agyag, s a még nedvesebb láptalaj a kapott hőnek jóval kisebb részét fordíthatja hőmérsékletének emelésére, mint az előbbi, s ez jól észrevehető mind a felszínhőmérséklet, mind a többi rétegek hőmérsékletének alakulásában is.

Az augusztus 10-én végzett méréseink alapján a felszínhőmérséklet tekintetében legmelegebb a homok, majd a mezőségi vályog és végül az agyagtalaj következik. A talajba elvezetett hő viszont a vályogtalajban a legnagyobb. Itt ismét figyelembe kell vennünk azt, hogy a nagyobb levegőtartalmú homoknak rosszabb a hővezetőképessége, ezért kisebb a homokban elvezetett hő.

Mindezek, a dolgozat bevezető részében már említett, s méréseink és számításaink által igazolt tények azt mutatják, hogy az egyes talajok hőgazdálkodására vonatkozó, a szakemberek által már oly régen tett megállapítások kimutathatók meteorológiai módszerekkel, még egy napos mérések alapján is.

Természetesen ahhoz, hogy általános következtetéseket vonhassunk le, hosszabb időtartamra vonatkozó megfigyelésekkel kell rendelkeznünk és még több talajfajtára terjesztendők ki ezek a mérések. Ennek a követelménynek igyekszünk a jövőben ezen a területen végzett kutató munkánkkal eleget tenni.

IRODALOM

[1] *Kissné, Tóth E.:* A talajelvezetési tényező meghatározásának módszere és alkalmazása terepen mért adatokra. *Időjárás* 1960/6. szám.

[2] *Цейтин, Г. Х.:* К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. *Труды ГГО.* Выпуск 39 (101) 1953. 201. old.

[3] *Di Gleria—Klimes-Szmik—Dvoracsek:* Talajfizika és talajkolloidika. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1957. 642—664. old.

Endrődi Gabriella:

A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi-félszigeten

The effect of the relief on the march of temperature in the Tihany peninsula. The daily march of temperature is investigated on the basis of observations carried out during a period of six weeks in June and September 1959 on the Tihany peninsula being of a varied relief. Even from the results of the comparatively short observational period it becomes clear that the extremely varied march of the temperature of the peninsula is to be attributed to the temperature-modifying effect of the relief. Clearly marked territories of the coolest temperature, of extreme march of temperature etc. can be pointed out and proved on the basis of data, showing thus the effect to be ascribed mainly and even almost exclusively to the relief of the peninsula.

*

Влияние рельефа на температуру воздуха на полуострове Тихань. Исследуется суточный ход температуры на полуострове Тихань, имеющем разнообразный рельеф, в июне и сентябре на основании шестинедельных наблюдений. Указанные результаты наблюдений за это сравнительно короткое время уже освещают влияние рельефа на температуру создающее очень разнообразное распределение температуры. На основе числовых данных ясно вырисовываются наиболее прохладные районы, имеющие в то же время и наиболее резкий суточных ход температуры, что представляет несомненные признаки того влияния, которое можно почти полностью приписать рельефу.

*

Ismeretes, hogy bármely terep légterében a hőmérséklet alakulását meghatározó tényezők között jelentős szerepe van a domborzatnak a földrajzi helyzet, a sugárzás, a talaj fedettsége és minősége mellett. Magyarországon, ahol kis térségen belül a legkülönbözőbb felszínformákkal találkozunk, a hőmérséklet különösképpen változatos eloszlású, amint számos szerző utal erre a hőmérséklettel foglalkozó munkájában. Dombvidéken, ahol a széliránytól és sebességtől, valamint az expozíciótól függően a lejtőkön és a völgyekben a légáramlás és sugárzás hatása különbözőképpen érvényesülhet, a hőmérsékleti szélsőségek mérve és időpontja rendkívül különböző lehet. Éppen ezért a domborzat hatásának vizsgálatakor nem elégedhetünk meg az országos állomáshálózat által szolgáltatott adatok ismeretével, hiszen ezeknek — legalábbis elvileg — nagy területre kell jellemzőnek lenniök. A kis térségen belüli, domborzat okozta hőmérsékletkülönbségek feltárásához részletes, terepklimatológiai megfigyelések szükségesek.

A domborzat és a léghőmérséklet közti összefüggés tanulmányozására kiválóan alkalmas a változatos felszínű Tihanyi-félsziget. A félszigeten 1959. június 2-tól 28-ig és szeptember 12-től 26-ig mértük a levegő hőmérsékletét, nedvességét, a szél irányát és erősségét különböző expozíciójú lejtőkön és különböző tengerszintfölötti magasságban.

A felszíni sajátságok hatása a talaj közelében mind nappal, mind éjszaka csak derült, szélcsendes, anticiklonális időjárási helyzetben érvényesül jelentékenyebben: ekkor alakulnak ki észrevehető horizontális különbségek. Szeles, borult időben a különböző tereprészek fölött a hőmérséklet közel azonos. A hőmérséklet alakulását ezért derült napokon célszerű vizsgálnunk.

Júniusban 10, szeptemberben 3 megfigyelőállomásunk volt a félszigeten *(1. ábra)*. Vizsgálatainkhoz felhasználtuk a Biológiai Intézet kertjében levő állandó meteorológiai állomás adatait is.

Megfigyelőhelyeink egy részét *különböző expozíciójú lejtőkön* helyeztük el:

1. A 200 m tengerszintfölötti magasságot meghaladó Nyereg-hegy *déli lejtő*jén átlagosan 30 cm magas levendulaállományban folytak a megfigyelések (a megfigyelőhely tengerszintfölötti magassága 180 m).

2. A Nyereg-hegy *északnyugati lejtő*jén egy füves, fás kertben helyeztük el a hőmérőházikót (135 m).

3. A Diós-tető *északkeleti lejtő*jén is volt egy megfigyelőhelyünk, ugyancsak füves, fás kertben (125 m).

Állomásaink második csoportját a félsziget *belső medencéi*ben, *alacsony sík részén* levő megfigyelőhelyek alkotják :

4. *Külső tó* (115 m) minden oldalról dombok által határolt tőzeg talajú kaszáló.

5. *Belső tó* (136 m), medencéjét ugyancsak minden oldalról dombok veszik körül.

6. A félsziget bejáratánál, a *Diósi réten*, füves, vizenyős kaszálón állt a hőmérőházikó ; ezt a területet nyugat és dél felől határolják dombok (110 m).

Vízparti megfigyelőhelyeink :

7. A félsziget délnyugati partján, a Szarkádi erdőben, közvetlenül a vízparton folytattunk megfigyeléseket, a *Halászház* mellett (106 m).

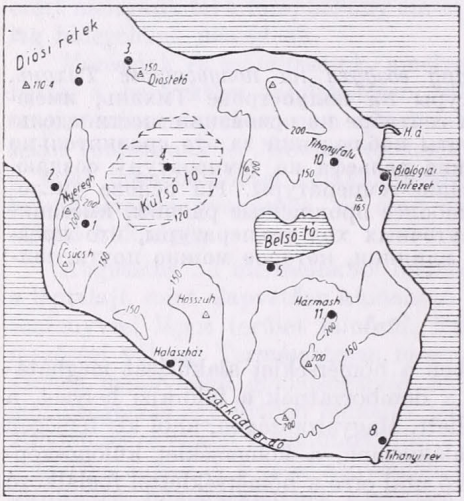
8. A *Tihanyi révnél* is közvetlenül a víz partján állt a hőmérőházikó (107 m).

9. A *Biológiai Intézet* kertjében a meteorológiai állomás kavicsos feltöltésen, a Balaton-part közelében áll (107 m).

A település hatásának vizsgálata céljából Tihany faluban

10. a *Népművészeti Ház* kertjében is felállítottunk egy megfigyelőállomást (175 m). A félszigeten a legmagasabb megfigyelőállomásunk a

11. *Hármashegy* tetején volt, 211 m magasan.

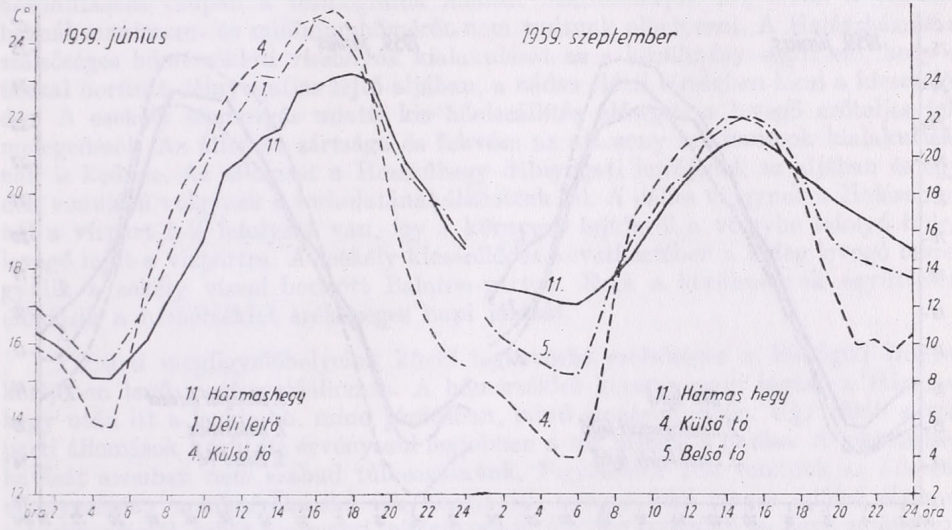


1. ábra. Megfigyelőállomásaink a Tihanyi-félszigeten
Fig. 1. Measuring-stations on the Tihany-peninsula

A felsorolt megfigyelőhelyek közül szeptemberben csak a Hármashegyen, a Külső és Belső tó medencéjében — és természetesen az állandó meteorológiai állomáson (Biológiai Intézet) — folytak megfigyelések, míg júniusban mindenütt. A hőmérőházakban elhelyezett termográfok följegyzései lehetővé teszik ott a hőmérséklet napi menetének tanulmányozását.

A hőmérséklet átlagos napi menete júniusban és szeptemberben egyaránt a legkiegyenlítettebb a Hármashegyen. Különösképpen kitűnik a hegy szélsőségtompító hatása derült napokon *(2. ábra)*. A kiegyenlített napi járás a hegytető fölötti élénk kicserélődéssel függ össze. A kiegyenlített napi járás azt jelenti, hogy a hegytetőn a maximumhőmérséklet alacsonyabb, a minimumhőmérséklet pedig magasabb, mint a félsziget bármely más pontján. A Hármashegyen júniusban derült napokon a közepes napi ingás 8,9°, szeptemberben 10,7°, míg a Külső tóban 15,9, illetve 21,5°. Júniusról szeptemberre a Hármashegyen alig változik a napi ingás, amely annak a következménye, hogy az éjszakai minimumhőmérséklet a kutatás mindkét időszakában közelálló : a közepes minimum júniusban 14,8°, szeptemberben 11,3°. A Külső tóban ugyanakkor a minimumhőmérséklet szeptemberben 7 fokkal kisebb, mint júniusban.

A félsziget változatos felszíne elsősorban az éjszakai hőmérsékleteloszlásban, a minimumhőmérsékletekben hoz létre jelentős különbségeket, — a maximumhőmérsékletek között még derült napon sincs 1,5 foknál nagyobb eltérés, — tehát a szélsőséges hőmérsékletjárású területek a lehűlésben előálló különbségek miatt alakulnak ki. Az éjszakai erőteljes lehűlés következménye, hogy a Külső tó medencéjében a legnagyobb a napi amplitudó. Itt derült éjszakákon szerfölött alacsony hőmérsékletek alakulnak ki, a környező lejtőkről lefolyó hideg levegő felhalmozódása és a lápos felszín saját kisugárzása következtében. Éppen ezért különösen szeptemberben a délutáni és koraesti órákban jellemző a rendkívül gyors hőmérsékletcsökkenés, ami bőséges harmatképződéssel jár együtt.



2. ábra. A hőmérséklet napi menete 1959. júniusban és szeptemberben 6—6 derült nap átlagában

Fig. 2. Daily march of air temperature in June and September 1959 in the average of 6—6 selected days of clear sky

A hőmérsékleti maximum beállta után a hőmérsékletváltozást kifejezhetjük a lehűlés sebességének a maximum és minimum közötti időszakra vonatkozó értékével. A lehűlés sebessége a Külső tóban egy júniusi napon átlagosan 0,93, szeptemberben 1,14 fok/óra, míg a legkevésbé szélsőséges helyen, a Hármashegyen 0,8, illetve 0,6 fok/óra. A Hármashegyen tehát szeptemberben a hosszabb éjszakákon sem fokozódik a lehűlés, mivel a felszínközeli hideg levegő lefolyik a lejtőn és helyébe a hegytől távolabbi meleg levegő kerül.

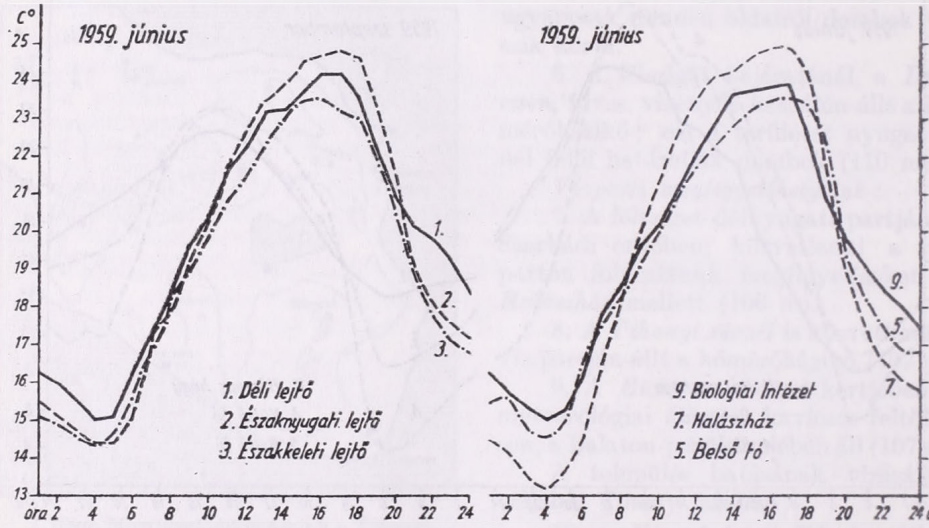
A hideg levegő legnagyobb gyűjtőterülete a félszigeten a Külső tó. A kisugárzás és a hideg levegő felhalmozódása következtében kialakuló hideg légtóban a hajnali órákban gyakran sekély ködöt figyelhettünk meg, nemcsak a Külső tó, hanem a hideg levegő másik gyűjtőhelye : a Belső tó fölött is.

A Külső tóban szeptemberben a hőmérséklet éjszakai csökkenése nem egyenletes. A hőmérséklet ingadozása különösen derült napokon szembetűnő 21 és 24 óra között. A hőmérséklet addigi erőteljes csökkenését néhány tizedfokos emelkedés, majd ismét süllyedés szakítja meg (lásd 2. ábra). A hőmérsékletingadozás azzal függ össze, hogy a felhalmozódó hideg levegő a Külső tó medencéjének keleti, alacsonyabb peremét elérve átfolyik a félsziget bejárata, a Diósi rétek felé. A Külső tó

medencéjéből eltávozó hideg levegő helyébe szélélénküléssel melegebb levegő kerül. Ezt a talajközeli — 2 m-ben kimutatható, hőmérsékleti pulzációt a felszín fölött 60 cm-ben Assman-féle hőmérővel végzett megfigyeléseink igazolták.

Szeptember 19-én észleltük Tihanyban a legalacsonyabb minimumhőmérsékletet a hőmérőházikóban : a Külső tóban —3,4°, a Belső tónál 4,4°, a Biológiai Intézet kertjében 7,6°, a Hármashegyen 9,4°.

A hegytető mellett a déli lejtő (1. sz. megfigyelőhely) a legkevésbé szélsőséges a félszigeten. A napi ingás azonban kb. 2 fokkal nagyobb, mint a Hármashegyen, mivel a nappali felmelegedés a déli lejtőn erőteljesebb. Éjszaka a Hármashegyhez hasonlóan magas a minimumhőmérséklet. Az éjszakai aránylag csekély lehűlés a



3. ábra. A hőmérséklet napi menete 1959. júniusban 10 derült nap átlagában

Fig. 3. Daily march of air temperature in June 1959 in the average 10 selected days of clear sky

hideg levegő lejtőmenti lefolyásával kapcsolatos. A minimumhőmérséklet eloszlásának vizsgálata végett a lejtő mentén a felszín fölött 5 cm-ben minimumhőmérőket helyeztünk el a lejtő különböző pontjain. Az adatokból kitűnik, hogy a hőmérőházikó a lejtő legmelegebb részén állt.

Ha a különböző irányú lejtők hőmérsékletének napi menetét összehasonlítjuk, kitűnik, hogy köztük jelentősebb eltérés csak derült napokon van *(3. ábra)*. Ismereteinknek megfelelően a hőmérsékleti maximum az északkeleti lejtőn (3. sz. megfigyelőhely) egy-két órával korábban van, mint a délin, vagy az északnyugatin (2. sz. megfigyelőhely). Éjszaka az északkeleti és az északnyugati lejtő közel azonos hőmérsékletű, a déli lejtő azonban mindkettőnél melegebb átlagosan 1 fokkal, amelynek okára fentebb rámutattunk.

A Külső tó után a leghűvösebb terület a félszigeten a Diósi rét (6. sz. megfigyelőhely), bár korántsem olyan szélsőséges hőmérsékletű. A Diósi rét észak és kelet felé nyitott, légáramlásnak kitett, és ez okozza, hogy a hőmérsékleti maximum itt kisebb, mint a zártabb Külső tóban. A nappali csekélyebb mérvű felmelegedés mellett az aránylag erős éjszakai lehűlés ellenére sem haladja meg a közepes napi ingás a Külső tóban észlelt szélsőséges értéket : derült napokon a közepes napi ingás a Diósi réten 4,3 fokkal kisebb, mint a Külső tóban.

A déli lejtőjű állomás hőmérsékletéhez hasonló a hőmérséklet alakulása a faluban, a házak között (10. sz. megfigyelőhely). A hely zártsága miatt, a gyakori szélcsend következtében éjszaka valamivel hűvösebb, mint a déli lejtő, egyéb különbség hőmérsékletük alakulásában nincs.

Ha a vízparti megfigyelőhelyek hőmérsékletét összehasonlítjuk *(3. ábra)*, szembetűnő a Halászház melletti megfigyelőhely hőmérsékletének szélsőséges volta (7. sz. megfigyelőhely). A víz közelsége miatt, mint minden vízhez közeli állomáson, kiegyenlített hőmérsékletjárást várnánk. Ehelyett a félszigetnek a délnyugati partján, a Szarkádi erdőben a hőmérséklet napi menetében a Külső tóhoz hasonló szélsőségek mutatkoznak. A két megfigyelőhely hőmérsékletének összehasonlítására csupán a termográfok adatait használhatjuk fel, mivel a Halászháznál maximum- és minimumhőmérőt nem tudtunk elhelyezni. A Halászháznál a szélsőséges hőmérsékleti viszonyok kialakulását az a körülmény segíti elő, hogy a fákkal borított délnyugatias lejtő aljában, a nádas előtti térségben kicsi a kicserélődés. A csekély légmozgás miatti kis hőelszállítás elősegíti a levegő erőteljes felmelegedését. Az állomás zártsága és fekvése az alacsony minimumok kialakulásának is kedvez. Az állomást a Hosszúhegy délnyugati lejtőjének az aljában és egy déli vonulású völgynek a torkolatánál állítottuk fel. A délies völgynek a Halászháznál a vízpart felé lefolyása van, így a környező lejtőkről a völgybe lefolyó hideg levegő lejut a vízpartra. A csekély kicserélődés következtében a hideg levegő összegyűlik a sekély vízzel borított Balaton-parton. Ezek a körülmények együttesen előidézik a hőmérséklet szélsőséges napi járását.

Vízparti megfigyelőhelyeink közül legkevésbé szélsőséges a Biológiai Intézet kertjében levő megfigyelőállomás. A hőmérséklet közepes napi ingása a Hármashegy után itt a legkisebb, mind júniusban, mind szeptemberben. Úgy tűnik a vízparti állomások közül itt érvényesül legjobban a víz mérséklő hatása. A vízközelség hatását azonban nem szabad túlbecsülnünk. Figyelembe kell vennünk az állomás elhelyezését: a hőmérőházikó fák között áll, nyugat felől magas épület zárja el a légáramlástól, tehát a nyugati lejtőről odajutó hideg levegőtől is. Ezen sajátságok következtében mind nappal, mind éjszaka néhány tizedfokkal melegebb, mint a légáramlásnak jobban kitett Tihanyi rév. A Biológiai Intézet hőmérsékletének napi járása szeptemberben is kiegyenlített: a közepes napi ingás derült napokon is csak 2,3 fokkal nagyobb, mint a Hármashegyen, míg a Külső tóban 11, a Belső tónál 4 fokkal magasabb értékű, mint a hegytetőn.

A tihanyi Belső tó partján a hőmérséklet alakulása a nappali órákban a Tihanyi rév hőmérsékletének napi menetével megegyezik. Éjszaka azonban a Belső tó környéke, különösen felhőtlen ég esetén, hidegebb, átlagos minimumhőmérséklete 13,0°, a rév 14,2°-os átlagos minimumával szemben. Az adatok szerint tehát a víz mérséklő hatása a sekély Belső tó partján éppúgy érvényesül, mint a Balaton partján. A derült napokban bővelkedő szeptemberben a többi megfigyelőhelyhez hasonlóan a napi ingás a Belső tónál is nagyobb, mint júniusban, kb. 2,5 fokkal. Különösen derült napokon szembetűnő a napi ingás növekedése, amely az éjszakai lehűlés erősödésével kapcsolatos. A fokozottabb lehűlésben a hideg levegő felhalmozódásának is szerepe van, a kisugárzás útján történő lehűlés mellett. A Belső tó is, a Külső tóhoz hasonlóan, minden oldalról dombok által körülvett medence, amelyben derült éjszakákon a helyi kisugárzás következtében kialakuló és a lejtőkről odajutó hideg levegőben a keverőmozgások hiányában 0° körüli hőmérsékletek alakulhatnak ki a talajfelszín közelében már kora ősszel is. A hőmérsékletnek a maximum beállta utáni csökkenése már a koraesti órákban bőséges harmatképződést tesz lehetővé.

Vizsgálatainkban mindössze a hat heti időszakra terjedő méréseink, éspedig a hőmérőházakban elhelyezett termográfok följegyzéseinek anyagát használtuk fel. Az aránylag rövid időszakra terjedő megfigyeléseink bemutatott eredményei is már rávilágítanak a domborzatnak arra a hőmérsékletmódosító hatására, amely a Tihanyi-félszigeten a hőmérsékletalakulást fölöttébb változatossá teszi. Világosan, számszerű adatokkal alátámaszthatóan rajzolódnak ki a félsziget leghűvösebb, ugyanakkor leginkább szélsőséges hőmérsékletjárású területei: a Külső és Belső tó mélyedései, s e belső mélyedésekből a félsziget partjai felé nyíló kis völgyek torkolatának hideg lefolyásos térségei (a délnyugati parton a Halászház környéke, a félsziget bejáratánál a Diósi rét területe), míg a föléjük alig 100 méterrel felmagasodó gerincek és lejtőik kiegyenlítettebb hőmérsékletjárásukkal, számottevően melegebb hőmérsékletükkel tűnnek ki (a Hármashegy és a különböző irányú lejtők). Kétségtelen jeleként annak a hatásnak, amelyet elsősorban s majdnem kizárólag a domborzatnak tulajdoníthatunk.

Kiss István:

A hófelületek vegetációs színeződéséről

Vegetational coloration of snow-surfaces. Some cases of snow coloration in mountainous regions, the so-called snow-blooms, caused by the periodic mass growth of plant microorganisms, are discussed on the basis of investigations made by the author. It is stated that the weather, resp. prefrontal weather situations, can be of primary importance in the formation of snow-blooms.

*

О вегетационной окраске поверхности снега. Автор на основе собственных исследований излагает несколько случаев окраски снега в горных странах т. е. так называемое «зацветание снега» которое вызывается временным размножением бесчисленных хладолюбивых растительных микроорганизмов. Он устанавливает, что в явлении «зацветании снега» погода, точнее говоря предфронтальные синоптические положения могут иметь первичную роль.

*

A főként magashegyvidéki hófelületek ritka, de rendszerint igen feltűnő jelensége az ún. „hóvirágzás", amelyet a hideg környezethez alkalmazkodott növényi mikroszervezetek mérhetetlen tömegben való felszaporodása idéz elő. Különösen néhány zöldalga-féleség *(Chlorophyceae)* képes a hófelületeken rövid idő alatt oly nagymértékben elszaporodni, hogy tömegjelenlétével vegetációs színeződést okoz. Az egysejtű növények között leggyakoribb ilyen szervezet a *Chlamydomonas nivalis*, amely zöld színű sejtjeiben néha olyan mennyiségben halmozza fel a piros hämatochrom festéket, hogy a sejtek piros színűekké válnak. Ezért ez a szervezet hol zöld, hol piros hószíneződést idéz elő. Az algák körében még számos egyéb hidegkedvelő (kryophil) szervezet ismeretes, amelyek eltérő természetük szerint kék, sárga vagy bíborbarna „hóvirágzásokat" hoznak létre.

A Mount Raleigh hegységben a hó megszínesedését *Davis* már a XVI. században megfigyelte. *Mertens* a Spitzbergák területén a XVII. században látott színes havat. Grönland különösen nevezetessé vált a partvidéken levő „karmazsin sziklái"-ról („crimson cliff") és rózsaszínű hómezőiről, amelyekről *Ross* kapitány adott először értesítést. A Magas-Tátrában *Buchholtz* 1752-ben, az Alpokban pedig *Saussure* 1778-ban észleltek először a hófelületek színeződését. Az Antarktiszon 1912-ben

találtak első ízben „hóvirágzást". *Agardh* svéd kutató mutatta ki, hogy a hó megszínesedését algaszervezetek okozzák. A „hóvirágzás" elnevezés is tőle származik.

A fagyos élethelyek tömegprodukciós jelenségei végeredményben az ún. „vízvirágzás" szélsőséges formái, mert szervezeteik már annyira a 0 C° körüli hőmérséklethez alkalmazkodtak, hogy azt nemcsak könnyedén elviselik vagy kedvelik, hanem fejlődésükhöz és szaporodásukhoz rendszerint igénylik is. Ezek az ún. kryophil szervezetek fiziológiailag és környezettanilag nemcsak az alacsony hőmérséklethez, hanem a táplálékban szegény miliőhöz is alkalmazkodtak. A tápláló sókat ugyanis a hóra hulló igen csekély mennyiségű porból és egyéb szennyező anyagokból nyerik. A „hóvirágzások" kialakulásában igen nagy szerepűnek látszik az időjárás. *Kol E.* [4] vizsgálatai és saját megfigyeléseim is erre engednek következtetni.

A következőkben a Kaukázus hófelületein végzett kryobiológiai vizsgálataimról szólok, érintve az időjárás szerepét is. A kaukázusi hó mikrovegetációjával *Filippov* [2] 1934-ben már behatóan foglalkozott. Az 1929-ben és 1931-ben szervezett expedíciók eredményeként a hegyvidék különböző magasságban levő hófelületeiről 53 algafajt, 47 gombafélét és 14-féle baktériumot mutatott ki. *Priszter* [5] már említette, hogy a második világháború után a Kaukázus hegységben magam is végeztem botanikai gyűjtéseket. Az edényes növényeken kívül az egysejtű növények tömegprodukciói is szerepeltek, s ez utóbbiak között öt „hóvirágzás" is volt.

Az első „hóvirágzást" a Hram folyó szurdok-jellegű völgyében észleltem 1947. január 8-án. A folyó árterületén kisebb-nagyobb foltokban szürkéskék vagy kékeszöld volt a hó felszíne. Sajátságos, hogy bizonyos helyeken a színeződés csak akkor volt látható, ha a havat előzőleg tapostuk. Szakasztott olyan volt itt a kép, mintha szürkéskék cementpor került volna a lábnyomokra. E jelenséget a „hóvirágzás" rejtett formájának neveztem [3], mert a hórétegben szétszórt mikroszervezetek csak a taposás révén sűrűsödtek össze annyira, hogy a havat is láthatóan színezzék. A kryobionta mikroszervezetek tömegprodukciójának ez igen ritka formájaként tekinthető, mert az irodalomban rá vonatkozólag csupán egy adatot találtam. *Darwin* [1] emlékezett meg róla az ún. „hóbíbor"-ról szóló leírásában. A dél-emerikai Andokban való átkelése alkalmával feltűnt neki, hogy az öszvérek lábnyoma pirosas színű, mintha az állatok patái vérezték volna be. Az általam leírt kaukázusi szürkéskék havat a *Dactylococcopsis caucasica* egysejtű kékalga mérhetetlen tömegben való felszaporodása idézte elő. E szervezet egyébként új fajnak is bizonyult. Botanikailag azért is érdekes, mivel a kék hó igen ritka jelenség.

A második „hóvirágzást" ugyancsak a Hram folyó szurdokvölgyében figyeltem meg 1947. február elején. Korábban néhány napos derült idő volt, s erre a Hram jegét borító hófelületen kb. fél négyzetméternyi kiterjedésben halványzöld színeződés kezdődött, amely napok múlva jelentősen erősödött. A *Hormidium fluitans* zöldalga tömeges felszaporodása okozta. E tömegprodukció nemcsak a hó felületét színezte, hanem annak mélyebb rétegeit is. E növényfaj hidegkedvelő képessége eddig nem volt ismeretes. Alighanem egy hidegkedvelő törzs alakult itt ki.

A harmadik „hóvirágzást" a Tbiliszitől északra fekvő hegyvidéken találtam 1948 februárjában. A Kaukázus fővonulata felé folyton emelkedő mellékgerincek egyikén, kb. 1200—1500 m tengerszintfeletti magasságban, egy nyereg délies oldalán kb. 4×4 m-nyi felületen zöld foltosodás mutatkozott. A hószíneződés itt néhány héttel korábban alakulhatott ki, mert a legmélyebb fekvésű részen a jeges réteg 1—2 cm-es vastagságban ugyancsak zöld színeződésű volt. Néhol 2—3 színeződési csíkot is meg lehetett figyelni. Ez arra mutatott, hogy korábban több olvadásos időszak is volt, amelyek során a lecsurgó hólé a kialakuló „hóvirágzás" szervezetei-

ből jelentős mennyiséget is magával sodort. A „hóvirágzást" egy *Chlamydomonas* faj mérhetetlen egyedszámban való felszaporodása alakította ki. A sejtekben hämatochrom színanyag nem fejlődött.

Az előbbieken kívül még hat ízben észleltem színes havat, közülük azonban csak kettő volt „hóvirágzásnak" mondható, mivel mikroszervezeteket csak kettőben lehetett határozottan megkülönböztetni. Mindkét „hóvirágzást" zöldalgafélék hozták létre, amelyeket azonban pontosan determinálni nem sikerült. E két hószíneződést az előbbi területen egy időben találtam 1948. február közepén. Néhány nap múlva még másik három hószíneződést is találtam, egymástól 15—20 m távolságra. Színük szürkésbarna, helyenként feketés csíkokkal. Ezekben csak sejtszétesési produktumokat lehetett megfigyelni, így valószínűleg elpusztult „hóvirágzások" nyomai lehettek. Végül március 8-tól a tűnőben levő hófelületen napokon keresztül sárgászöld színű kis foltokat észleltem. Ennek alkotóit sem sikerült determinálnom. Zömmel 1—2 mikron átmérőjű részecskék voltak, gyakran szilánkszerűek. Klorobaktériumokra gondoltam, de lehetséges, hogy ezek is sejtek széteséséből származtak.

Az időjárás szerepe. A harmadik „hóvirágzás" mutatta leginkább, hogy a havon kialakuló tömegprodukciók esetében is az időjárásnak igen jelentős szerepe lehet. Úgy mutatkozott, hogy a mikroszervezetek felszaporodása az átmenetileg derült, illetve enyhébb időszakokhoz kötött. Erről *Kol E.* [4] korábban így emlékezett meg: „Ahhoz, hogy ezeken a havas és jeges élettereken a növényi szervezetek olyan mérhetetlen egyedszámban jelenjenek meg, hogy felületüket színessé tegyék, több olyan tényezőnek kell egy időben közrejátszania, amelyek elszaporodásukat lényegesen elősegítik. *Mindenekelőtt feltétlenül szükséges néhány napi száraz idő, hogy a hó felületét se eső, se friss hó ne érje.*" (Szerző kiemelése.) Megjegyzi még *Kol*, hogy „. . . egy és ugyanazon hómezőn egy időben többféle színeződés is felléphet".

Mindezek alapján úgy látszik, hogy *a „hóvirágzás" nemcsak rokon jelenség a „vízvirágzással", hanem kialakulásának időjárási feltételei is a „vízvirágzás" légköri tényezőihez hasonló természetűek. Azaz: itt is szerepelhetnek ciklonális-depressziós időszakok, illetve praefrontális légköri helyzetek.* A néhány napos derült, száraz, illetve enyhébb idő hegyvidéken többnyire *főnszerű* időjárást jelent. A főnről pedig ismeretes, hogy praefrontális jellegű élettani hatások hordozója. Az időjárási tényezők elsődleges szerepét bizonyítja egyébként az a körülmény is, hogy mind a „vízvirágzások", mindpedig a „hóvirágzások" *„halmozódásos"* megjelenésűek, azaz valamely területen egy időben több biotopban is felléphetnek tömegprodukciók. *Az egyes élethelyeken többnyire eltérők a táptalajbeli feltételek, eltérők lehetnek a tömegproducens szervezetek is, így az egyidejű felszaporodás elsősorban az időjárási állapot következménye lehet.* Végül megemlíthető még, hogy az időjárási „faktor" kutatására a magashegyvidéki hófelületek „virágzásai" igen jó objektumokká válnak, mivel a táplálékban rendkívül szegény környezet a légköri tényezők szerepének „izoláltabb" tanulmányozását teszi lehetővé.

IRODALOM

[1] *Darwin, Ch.:* Journal of a Voyage Round the World, 1836.

[2] *Filippov, G. S.:* Микрофлора красного снега некоторых районов Кавказа. Die Mikroflora des roten Schnees des Kaukasusgebirges. — Извест. Акад. Наук. отдел. мат. 1934. p. 1034—1036.

[3] *Kiss, I.:* Snow-blooms in the Caucasus. Botanikai Közl. 48, p. 25—28, 1959.

[4] *Kol, E.:* Élet az örök havon és jégen. Term. Tud. Közl. 1937. p. 1—8.

[5] *Priszter, Sz.:* Ausländische Forschungstätigkeit der ungarischen Botaniker. Acta Botanica 1, p. 267—300, 1955.

Pápai László:

A kicserélődési együttható meghatározása Budapest felett

The determination of the exchange coefficient over Budapest. Lajhtman's method of the determination of the exchange coefficient is shortly discussed in the article. This graphical computing method is simple, rapid, satisfactorily punctual, and utilizable also in the operational service, because it allows of determining the average exchange coefficient of the frictional layer from pilot-balloon measurements of the wind. By the aid of the discussed method yearly, winter- and summer half-year average values of the exchange coefficient were determined, forming in the case of winds of different directions over Budapest up to the height of 800 m. The rate of exchange depends upon the state of equilibrium of the atmosphere, the friction, and the wind velocity. The value of the exchange coefficient is larger in summer and smaller in winter ; up to 500 m it increases and above this level it decreases.

*

Об определении коэффициента перемешивания над Будапештом. В статье кратко излагается метод Лайхтмана для определения коэффициента перемешивания. Этот графический способ прост, достаточно точен, быстр и применим даже в ежедневной оперативной службе, потому что он дает возможность определить средний коэффициент перемешивания в слое трения из шаропилотных наблюдений над ветром. Изложенным методом определены средние величины коэффициента перемешивания над Будапештом до высоты 800 м за год, за холодное и теплое полугодия и при ветрах разного направления. Степень перемешивания зависит от стратификации атмосферы, от трения и от скорости ветра. Величина коэффициента перемешивания летом больше, зимою меньше ; приблизительно до высоты 500 м она растет, а выше убывает.

*

A szennyezettségátvitel, hőátvitel, nedvességátvitel, stb. tanulmányozásakor elengedhetetlen a turbulens keveredés mechanizmusának pontos ismerete. A turbulencia struktúrájának meghatározása nem könnyű feladat, mivel igen sok tényezőt kell figyelembe vennünk. Ismernünk kell többek között a vizsgált réteg turbulens vezetőképességét, súrlódási-, vagy örvény-feszültségét, és a súrlódási-, vagy örvény-sebességét. Ezeknek egyenleteiben megtalálható a kicserélődési együttható. Ugyancsak a kicserélődési együttható segítségével sikerült összekapcsolni a turbulens áramlást az átviteli tulajdonság vertikális gradiensével. A földfelszín és a légkör közötti hő- és nedvesség-egyensúly kérdése sem oldható meg a kicserélődési együttható nélkül.

Bár a kicserélődési együtthatóra vonatkozó vizsgálatok nem új keletűek, mégis ezt a témakört a meteorológia egyik nyitott területének kell tekintenünk. A turbulenciát nem lehet közvetlenül kvantitatív módon meghatározni. Közvetett módszerek használatánál nagy a hibalehetőség és kénytelenek sok elhanyagolást alkalmazni. Ezen nehézségek miatt — a turbulencia tárgykörében — hosszú ideig főleg csak elméleti kutatások folytak. Az 1940-es évek vége felé a radioaktív szennyezettség terjedésének vizsgálata előtérbe állította a turbulencia tanulmányozását. A fő figyelem természetesen a „mérhetetlen" faktor, a kicserélődési együttható *(k)* meghatározására irányult. Sajnos, a kicserélődési együttható értékének meghatározási módszere a mai napig sincs megnyugtatóan megoldva. Több eljárás ismeretes, de a velük való számolás egymástól annyira eltérő eredményeket ad, hogy *k* értékének meghatározásakor 50%-ig terjedő valószínűségi hibát engedélyeznek. Jelen tanulmány keretében szeretnénk bemutatni a kicserélődési együttható meghatározásának új, *D. L. Lajhtman* által kidolgozott módszerét, amely a kérdéssel behatóbban foglalkozók szerint az eddigi legjobb eredményeket adja.

A turbulencia mértékét mikrotermométerek és mikroanemométerek pulzációs adataiból, vagy hőháztartás mérésekből szokták meghatározni. Ezek a módszerek lassúak, nehézkesek és sok nagyérzékenységű műszert igényelnek. A kutatások tehát gyors, pontos és az operatív szolgálatban is jól használható módszer kidolgozása felé irányultak. Ezen a téren úttörő *D. L. Lajhtman* munkája [2, 3]. Több számítási eljárást is kidolgozott: a legjobb eredményt a pilotméréseken alapuló ún. „*4. Lajhtman-formula*" adja, amellyel való gyakorlati, grafikus számolási módszert *Csurinova, Bezverhnyaja* és *Helmholtz* dolgozta ki [1].

Rendszeres mérésekhez olyan gyakorlatilag könnyen elvégezhető eljárást kellett keresni, amelynek elméleti megalapozásában a kicserélődési együttható szerepel. A célnak nagyon megfelelt az ún. súrlódási szélprofil, vagy más néven Ekman-modell, amely pilotballonos méréssel meghatározható és a szélfordulást leíró egyenletekben megtalálható a kicserélődési együttható. Mint ismeretes, az Ekman-modell formulái a Fridmann—Hesselberg-féle mozgásegyenletekből vezethetők le, és a következő alakba írhatók:

$$\begin{aligned} U &= V_g\,(1 - e^{-\lambda}\cos\lambda) \\ V &= V_g\, e^{\lambda}\sin\lambda \end{aligned} \tag{1}$$

ahol U és V a szél komponensei, V_g a geosztrofikus szél,

$$\lambda = z\sqrt{\frac{\varrho\,\omega\sin\varphi}{A_z}} = z\sqrt{\frac{\omega\sin\varphi}{k\,10^4}}\,.$$

Itt z a vizsgált szint magassága, ϱ a levegő sűrűsége, ω a földforgás szögsebessége, φ a földrajzi szélesség, A_z [g/cm. sec] a térfogategységre vonatkozó kicserélődési együttható, k [m²/sec] pedig a tömegegységre vonatkozó kicserélődési együttható. A fenti egyenletekből *Lajhtman* [2] kifejezte a kicserélődési együtthatót és végeredményül a következő egyenletet kapta:

$$k = \frac{4\,\omega\sin\varphi\log^2 e}{\left(\frac{d}{dz}\left\{\log\left[(V_g - U)^2 + V^2\right]\right\}\right)^2} = \frac{B}{\left(\frac{d}{dz}\left\{\log\left[(V_g - U)^2 + V^2\right]\right\}\right)^2} \tag{2}$$

(10-es alapú logaritmus!) Ez az ún. „*4. Lajhtman-formula*". A (2) formula számlálója csupán a Coriolis paramétertől függ. Budapesten ez az érték — melyet a továbbiakban B-vel jelölünk — 4,018. 10^{-5}. A formula nevezőjét írjuk át úgy, hogy a komponensek helyett a vektor vetületei szerepeljenek benne. Az elgondolás grafikus értelmezését az *1. ábrán* mutatjuk be.

$$\left(\frac{d}{dz}\left\{\log\left[(V_g - V\cos\beta)^2 + (V\sin\beta)^2\right]\right\}\right)^2 \tag{3}$$

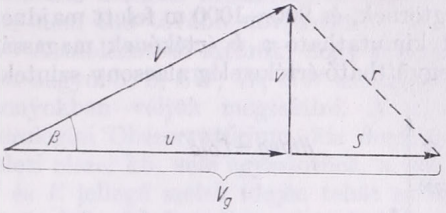
Az 1. ábrából még az alábbi összefüggést is megkaphatjuk:

$$(V_g - V\cos\beta)^2 + (V\sin\beta)^2 = S^2 + V^2 = r^2 \tag{4}$$

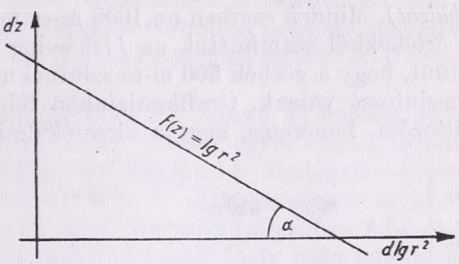
ahol r jelenti a V_g és V vektorok geometriai különbségét, azaz a geosztrófikus szél és a tényleges szél bizonyos magasságban vett különbségét, tehát r a magasság függvénye és ezt geosztrófikus eltérésnek szokták nevezni. A (4) felhasználásával a (3) formula nevezője a következő alakot ölti:

$$\left(\frac{d}{dz}\log r^2\right)^2 \tag{5}$$

r^2-nek (4) formula alapján történő meghatározása egyszerű, de nagyon hosszadalmas, ezért helyette a kényelmesebb grafikus eljárást ajánlják. Az r értékét a termikus szélhez hasonló módon határozzuk meg, a súrlódási réteg több szintjére, majd a kapott értékeket négyzetre emejük és képezzük a logaritmusukat. Az így kapott adatokból megszerkesztjük log r^2 magassági változását *(2. ábra)*. Az ábra szerint



1. ábra — Fig. 1.



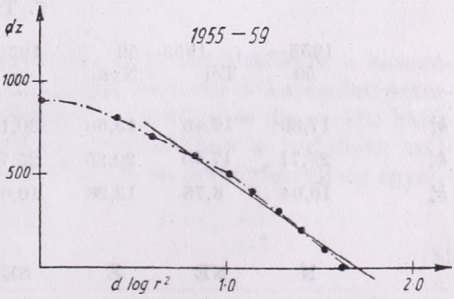
2. ábra — Fig. 2.

az $f(z) = \log r^2$ függvény hajlásszögének cotangense azonos a Lajhtman-formula nevezőjével $\left(\operatorname{ctg}\alpha = \frac{d \log r^2}{dz}\right)$. Így a kicserélődési együttható egyenlete a következő egyszerű alakba írható:

$$k = \frac{B}{\left(\frac{d}{dz} \log r^2\right)^2} = \frac{B}{\operatorname{ctg}^2 \alpha} = B \operatorname{tg}^2 \alpha \qquad (6)$$

Tehát a log $r^2 = f(z)$ függvény iránytangensének ismeretében nagyon könnyen meghatározhatjuk 100 m-től a súrlódási szintig terjedő légréteg átlagos kicserélődési együtthatóját.

A módszer érvényességének bizonyos korlátai vannak, mivel már az Ekman-egyenletek levezetését fizikai feltételekhez kötöttük. Mindenekelőtt feltételeztük, hogy 100 m felett k értéke nem változik lényegesen a magassággal, továbbá, hogy a nyomásmező horizontális gradiense kicsi, vertikális gradiense közel konstans és a hőmérsékleti gradiens egyetlen magassági szinten sem vált előjelet (inverziómentes). Ezek az adottságok leggyakrabban nyáron, frontális helyzetektől távoli területeken, ún. izobármentes anticiklonokban találhatók. Inverziók, valaminta vertikális nyomásgradiens gyors növekedése miatt a szél jobbrafordulása és sebességnövekedése gyakran már 200 m-en megszűnik. A k meghatározására olyan szélmegfigyeléseket használhatunk fel, amelyek adataiban jól kifejezésre jut az Ekman-spirálnak megfelelő változás. A számításokhoz egyaránt felhasználtunk egyedi, vagy átlagos széladatokat [1]. Gyakorlati célokra a kicserélődési együttható grafikus meghatározásának pontossága több mint elegendő.

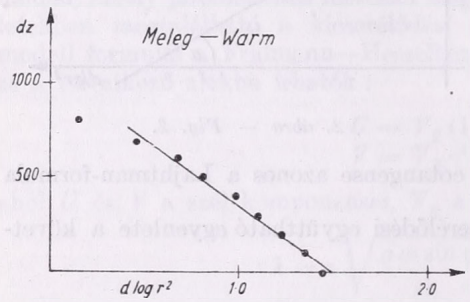


3. ábra. A log r^2 függvény az 1955—59. év átlagában.

Fig. 3. Function log r^2 from average data of the period 1955—59.

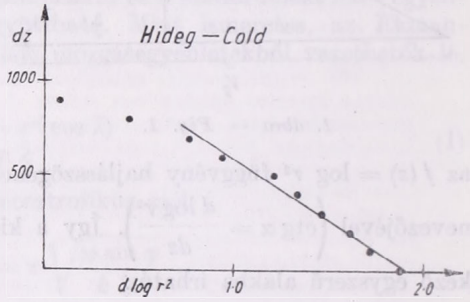
Lajhtman módszere segítségével meghatároztuk a Budapest feletti átlagos

kicserélődési együtthatót. Számításainkhoz a már korábban meghatározott gyakorlati Ekman-modell adatait használtuk fel [5]. A *3. ábrán* bemutatjuk az ötéves (1955—59) átlagadatok alapján megrajzolt log r^2 függvényt. Folytonos vonal jelzi a regressziós egyenest, a szaggatott vonal pedig a függvény tényleges alakját. Ugyancsak meghatároztuk a hideg *(4. ábra)* és meleg félévekben *(5. ábra)*, továbbá a különböző irányból fújó szelek esetén kialakuló kicserélődési együtthatókat *(lásd táblázat)*. Minden esetben az 1000 m-es magasságig 100 méterenként meghatározott r^2 értékekből számítottuk az $f(z) = \log r^2$ függvényt. A grafikonok vizsgálatából kitűnt, hogy a görbék 500 m-es szintnél megtörnek, és 900—1000 m felett majdnem vízszintessé válnak. Grafikonjainkon tehát kimutatható a k értékének magassági változása. Ismeretes, hogy a kicserélődési együttható értéke elég alacsony szintekig



4. ábra. A log r² függvény a nyári félévek átlagában

Fig. 4. Function log r^2 from average data of summer half-years



5. ábra. A log r² függvény a téli félévek átlagában

Fig. 5. Function log r^2 from average data of winter half-years

növekszik a magassággal, majd csökken, végül egy aránylag kis értékkel kb. konstans marad. Ezt igazolták *Midler* 1931. évi leipzigi mérései is [4]. Adataink szerint Budapest felett a kicserélődési együttható 500 m-ig növekszik, e szint felett pedig csökken. A grafikonok hajlása 800 m felett már olyan erős, hogy az ismertetett módszerrel számított kicserélődési együtthatót 800 m felett már nem lehet érvényesnek tekinteni. Ezért k-t csak 800 m magasságig tudtuk meghatározni. A 100—800 m között (k_1^8), továbbá a 100—500 m-ig (k_1^5) és az 500—800 m-ig (k_5^8) terjedő légrétegek átlagos kicserélődési együtthatói az I. táblázatban találhatók.

I. TÁBLÁZAT

	1955—59	1955—59 Tél	1955—59 Nyár	1955	1956	1957	1958	1959	
k_1^8	17,89	16,46	19,68	20,11	17,50	17,50	17,50	18,07	m²/sec
k_1^5	25,71	17,50	20,25	25,71	20,25	27,44	25,71	23,20	m²/sec
k_5^8	10,04	6,75	13,28	10,04	6,75	8,75	9,25	10,04	m²/sec

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
k_1^8	25,47	24,49	23,82	27,29	20,24	18,07	20,24	19,68	m²/sec
k_1^5	36,26	27,29	23,82	38,51	27,67	20,04	25,47	24,49	m²/sec
k_5^8	10,04	11,71	23,82	11,71	7,43	9,25	10,84	5,81	m²/sec

A légköri turbulenciát dinamikus és termikus faktorok hozzák létre. Dinamikus tényező a szél és a felszín érdessége, termikus tényező a légkör vertikális hőmérsékleti rétegződése. E két tényező hatását kvantitative nem tudjuk szétválasztani.

A talajfelszín érdessége és tereptárgyai nemcsak elősegítik a turbulens áramlás kialakulását, hanem egyúttal a légörvények haladását nehezítő akadályul is szolgálnak. Ezért a kicserélődés maximuma nem a talajon, hanem párszáz méteres magasságban alakul ki. A súrlódási réteg alatt — Budapest térségében kb. 700 m magasan — létezik egy gyenge szélmaximum, amely a turbulens mozgást gyengítve, lamináris áramlás kialakítására törekszik. A kicserélődés lefékeződik és k értéke már nem tud tovább növekedni.

A táblázatból kitűnik, hogy k értéke N, NE, E, SE irányú légáramlás esetében nagyobb, S, SW, W, NW szeleknél pedig kisebb. Ennek egyik okát a terepviszonyokban véljük megtalálni. A méréseink észlelőhelye, a Budapest—Lőrinci Aerológiai Obszervatórium, kis dombon helyezkedik el. Környezetének északi és keleti részei kb. vele egyszintűek, a déli és nyugati területek mélyebben fekszenek. *N* és *E* jellegű szelek idején tehát az áramvonalak az észlelőhely után lehajlanak. Az itt fellépő leáramlás — hozzáadódva a légmozgáshoz — jelentősen növeli a turbulenciát. Befolyásolhatja még a nagyobb k értékek létrejöttét a délies lejtők erősebb besugárzása következtében kialakuló nagyobb gradiensű hőmérséklet-rétegződés is, bár ez a feltevés csak a déli méréseredményeknél realizálódhat.

A kicserélődési együttható értéke függ a légkör egyensúlyi helyzetétől is. Stabilis egyensúlyi helyzetben gyenge turbulencia jön létre, míg labilis hőmérsékleti rétegződés esetén a turbulencia rohamosan növekszik. Adiabatikusnál nagyobb gradienssel jellemezhető állapothoz való közeledéskor k értéke növekszik, inverzióhoz való átmenetnél viszont csökken. Izotermia esetében kizárólag a dinamikus tényező tartja fenn a turbulenciát. A fentiekből következik, hogy a kicserélődési együtthatónak napi és évi menete van, nappali és nyári maximummal, illetve éjszakai és téli minimummal.

Ha a számításokat rádiószondás szélmérésekből végezzük el, akkor egyúttal egyensúlyi helyzetek szerinti csoportosításban is vizsgálhatjuk az eredményeket. Sajnos, a vizsgált időszakból csak kevés felhasználható rádiószondás szélmérés állt rendelkezésünkre és azok gradiens szerinti megoszlása sem a legszerencsésebb. Az említett bizonytalanság miatt fenntartással és kizárólag tájékozódási célból közöljük a hőmérsékleti gradiens szerint csoportosított adatokat (N = esetek száma):

$\gamma < 0{,}4°/100$ m	$k = 21{,}08$ m²/sec	N = 11
$0{,}4° < \gamma < 1{,}0°$	$k = 23{,}20$ m²/sec	N = 21
$\gamma > 1{,}0°$	$k = 33{,}27$ m²/sec	N = 8

A turbulencia félempirikus elmélete nem ad lehetőséget a stabilizáció és a kicserélődési együttható közötti kapcsolat meghatározására. Nehezíti a kapcsolat számszerű kimutatását az is, hogy a turbulenciát fenntartó termikus és dinamikus hatás nem választható szét. Más kisegítő elméletekből, pontosabban a turbulens szélmozgást jól leíró ún. „hatvány-törvény szélprofil"-ból és az örvényfeszültség egyenletéből kapjuk [4, 6], hogy

$$k = k_1 \left(\frac{z}{z_1}\right)^{1-n}, \tag{8}$$

ahol $k_1 = \tau\,(\varrho\, n\, u_1)^{-1}$; τ az örvényfeszültség, u_1 a z_1 magasságban levő szélsebesség, ϱ a sűrűség, n a stabilitási paraméter ($0 < n < 1$). Általában stabilis esetben $n = {}^1/_4$, labilis esetben $n = {}^1/_{10}$.

Mivel az egyensúlyi helyzet az adiabatikus és az inverziós feltételek közé esik, ezért azt gondolhatnánk, hogy a turbulens áramlás, illetve a k napi és évi átlagértékei számára is fennáll egy matematikai egyensúlyi feltétel. Ez azonban nem így van, mert inverziós feltételeknél a hőáramlás kicsi és lefelé irányul, k értéke kicsi — adiabatikusnál nagyobb gradiens esetében a hőáramlás ugrásszerűen megnő (termik), és felfelé irányul, a kicserélődési együttható nagyon nagy lesz. (Ezt a jelenséget ventillációs hatásnak nevezik [4].) Ezenkívül labilis egyensúly esetén k jóval magasabb szinten éri el maximális értékét, mint stabilis helyzetben. Így a közepes turbulens áramlás általában az adiabatikusnál nagyobb gradiensek esetén jön létre. Az átlagos napi értékek főképp a nappali feltételektől, az átlagos évi értékek a nyári félév feltételeitől függnek. Az instabil hatás fokozott befolyását tükrözi a (8) formula is.

A kicserélődési együttható meghatározásának ismertetett módszere gyakorlati célokra kielégítő pontossággal alkalmazható. A módszer előnye, hogy egyszerű, gyors és az átlagos k értéke egészen a súrlódási szintig meghatározható, hátránya, hogy csak bizonyos szinoptikus helyzetben használható. Egyedi és átlagértékek számítására egyaránt alkalmas. A kapott eredményekkel való számításoknál nem szabad elfelejteni, hogy a kicserélődési együttható nagyon érzékeny, változékony mennyiség. Értéke függ a hely érdességétől, az egyensúlyi feltételektől és a szélsebességtől. Figyelemmel kell lennünk arra is, hogy az együttható tulajdonságait még nem ismerjük tökéletesen. Egyes szerzők vitatják k abszolút skaláris voltát és megkísérlik bizonyos vektor-tulajdonságokkal felruházni. Hasznos volna k értékeinek tájegységenkénti országos méretű meghatározása. Ezekkel az adatokkal „éghajlati jellemszámként" való tanulmányozásuk útján gazdagíthatnánk hazánk klímájának ismeretét. De hasznos nyersanyagul szolgálhatnak a kicserélődési adatok a rétegen belüli áthelyeződések, a helyi réteges felhőzet keletkezésének és feloszlásának, a konvektív folyamatok, a hő, vízgőz és radioaktív szennyezettség terjedésének, stb. tanulmányozásához. A kicserélődési együttható rendszeres, operatív jellegű kiszámítása, az egyedi és átlagadatok összehasonlító tanulmányozása és több évi adatsorok készítése közelebb vihet a k tulajdonságainak megismeréséhez, ugyanakkor értékes anyagot nyújt a légköri folyamatok vizsgálataihoz.

IRODALOM

[1] *П. Ц. Безверхная—Х. Ф. Гельмгольц :* О практическом определении коэффициента турбулентности в свободной атмосфере. Труды Казахского вып. 2. Ленинград 1954.

[2] *Д. Л. Лайхтман—М. П. Тимофеев :* Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Труды ГГО. вып. 20. 1949.

[3] *Д. Л. Лайхтман :* Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО. вып. 37. 1952.

[4] *Л. С. Гандин—Д. Л. Лайхтман—Л. Т. Матвеев—М. И. Юдин :* Основы динамической метеорологии. Ленинград, 1956.

[5] *Pápai, L. :* Empirical Ekman-model over Budapest. Időjárás. 1960. 3.

[6] *Halitner, G. J.—Martin, F. L. :* Dynamical and physical meteorology. Toronto, 1957.

Ifj. Bartha Lajos—Gauser Károly:

A meteorpor kapcsolata a csapadékkal

Connections between meteoric dust and the precipitation (Summary). Results of the investigations, made by E. G. Bowen in Australia on the connections between the burnt meteoric dust, floating in the air, and the precipitation amount, are discussed. When repeating the investigations on the basis of Hungarian and Spanish precipitation data, identical results were obtained.

*

Az elmúlt évek során több külföldi folyóirat ismertette *E. G. Bowen* [1, 2], ausztráliai fizikus vizsgálatait a meteorrajok és a sokévi átlagos naponkénti csapadékok összefüggéséről. *Bowen* szerint a nagyobb meteorrajok maximális sűrűségét követő 29—31. napon a napi csapadékérték az évi átlag fölé emelkedik. Ez feltehetőleg annak tulajdonítható, hogy a meteoritikus eredetű por megnöveli a felhők szublimációs magvainak számát, ami erősödő csapadékképződésre vezet. A levegő közegellenállásának tulajdonítható, hogy a meteorpor kb. 30 nap alatt ülepszik le a fékezési ponttól (80—100 km) a felhőképződés szintjéig [1, 2].

A meteorpor ilyen hatásának lehetőségére először *O. Myrbach* osztrák kutató mutatott rá, századunk 20-as éveiben [3]. Mindemellett a kérdés részletes analízise *Bowen* nevéhez fűződik. Sajnálatos, hogy a kutatók nem szenteltek nagyobb figyelmet e problémának, jóllehet *Bowen* több kérdést vetett fel:

a) Hogyan lehetséges, hogy a meteorpor ennyire aktív szerepet játszik, mint nukleáló anyag?

b) Miért mutatkozik az ülepedési idő mindig egységesnek (kb. 30 nap)?

c) A csapadék mennyiségére gyakorolt hatás miért korlátozódik csupán néhány napra?

Ami az első kérdést illeti, elegendő a kifagyási magvak jelentőségére utalnunk. Mai ismereteink szerint alkalmas kifagyási magvak nélkül esőképződés nem lehetséges, viszont ezek gyakran hiányoznak a felhőkből [4]. Feltételezhető ezért, hogy a nagyobb meteorrajok által szállított poranyagnak jelentős szerepe lehet. A légkör határán bőségesen vannak meteorok és mikrometeorok. A mesterséges holdak (Explorer I. és III.) adatai szerint 1000 km magasságban a meteorfluxus 1 m^2 felületen 1000 sec-onként 1 db. 10 μ-nál nagyobb és 10 db 10 μ-nál kisebb porszem. Ez a szám nagyobb meteorrajok idején több nagyságrenddel megnövekedhet [5].

Az ülepedési időt illetőleg több tényezőt kell figyelembe vennünk. *Z. Svestka* által felállított formula szerint az ülepedési idő 100 km-ről a felhőzet szintjéig

$$\log t = -1{,}5 \log \varrho + C$$

ahol t az ülepedési idő sec-okban, ϱ a gömb alakúnak tekintett meteorszemcsék átmérője cm-ben, a C állandó értéke pedig kőmeteorokra 1,6, vasmeteorokra 1,4.

A fenti képletből a 2—7 μ sugarú meteorok esési idejére 20—100 nap közötti értéket kapunk. A vas- és kőrészecskék közötti időkülönbség nem jelentős. A nagyobb részecskék aránylag gyorsabban hullanak alá, ezért — véleményünk szerint — nem nyújtanak lehetőséget a szublimációs folyamat megindulására. A kisebb meteorszemcsék viszont 100 napnál nagyobb idő alatt hullanak alá, és így szerepük elhanyagolható [6]. A ténylegesen aktív részecskék ülepedési ideje nagyjából 30 nap körül mozog.

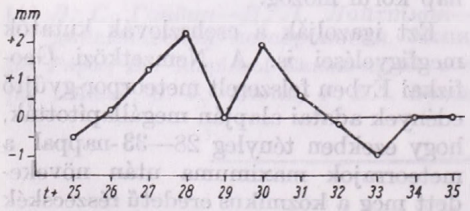
Ezt igazolják a csehszlovák kutatók megfigyelései is. A Nemzetközi Geofizikai Évben felszerelt meteorpor-gyűjtő edények adatai alapján megállapították, hogy ezekben tényleg 28—33-nappal a meteorrajok maximuma után növekedett meg a kozmikus eredetű részecskék mennyisége [7].

A meteorrajok maximuma és a csapadékképződés közötti időtartam meghatározására 7 periódikusan jelentkező

meteoráramot és az ezek maximumát követő napok csapadékátlagait mi is megvizsgáltuk [8]. A csapadékeloszlás esetleges helyi sajátságainak és a véletlen összeeséseknek kiküszöbölésére 8 hazai állomás 65 évi átlagai [9] mellett a spanyolországi Ebró 1914—23. közötti adatait is feldolgoztuk. Csak olyan csapadéknövekedést tekintettünk reálisnak, amely mind a 9 állomáson egyidejűleg jelentkezett a több évtizedes napi csapadékátlagok sorában. Az eredményt az alábbi táblázat mutatja :

A meteorraj neve	A maximum időpontja	I	Δ	mm %
Draconidák	okt. 9.	erős	30	76
Orionidák	okt. 15.	50	30	127
Leonidák	nov. 16.	erős	28	60
Andromedidák	nov. 27.	erős	32	45
Geminidák	dec. 12.	650	32	143
Ursa Minoridák	dec. 22.	közepes	32	26
Quadrantidák	jan. 3.	145	30	82

Az első oszlop a raj nevét, a második a legsűrűbb meteorhullás (maximum) időpontját mutatja. A harmadik rovat (I) a maximális meteorgyakoriságot jelenti, ezt az óránként felvillanó, puszta szemmel is látható meteorok számában fejezhetjük ki. A negyedik rovatban (Δ) a raj maximuma és az ezt követő, az összes állomáson egyaránt jelentkező legbőségesebb csapadék időpontja között eltelt napok számát adja, míg az utolsó rovat (mm%) a csapadékmennyiség növekedését tünteti fel (a sok évi átlaghoz képest).



Az átlagos napi csapadékingadozás a 7 legnagyobb meteorraj maximumát követő 25—34. napon. A vízszintes tengelyen a meteoráram maximumát követő napok, a függőlegesen a csapadék mm-ben mért eltérése található

Táblázatunkból úgy tűnik, hogy a csapadék növekedésének maximuma valóban a meteor-maximumot követő 28—32. napon áll be. Voltaképpen a csapadékmennyiség már a maximum utáni 26. napon növekedni kezd, a 28—30. napon a legbőségesebb és a 32. napon ér véget. Amint a mellékelt grafikon mutatja, a folyamat 6—8 napot vesz igénybe. A maximum érdekes módon kettős : a 28. és 30. napon jelentkezik. Ezt a feldolgozott 7 raj közül 5-nél találjuk így. A kettős hullám talán azzal magyarázható, hogy a 28. napon a csapadékot keltő kifagyási magvak a hóval és esővel együtt eltűnnek a felhőkből és további 1—2 nap szükséges, míg a kellő mennyiség ismét felgyülemlik a felhőképződés szintjében.

A rajok 6—8 napig tartó hatása talán azok szerkezetével függ össze. A meteorraj legsűrűbb vidéke viszonylag keskeny, így azokon a Föld hamar átjut és ezért nagyobb mennyiségű meteorpor csak néhány napon át jut be a légkörbe.

A probléma ezzel még távolról sem tekinthető tisztázottnak és a végleges megoldáshoz további vizsgálatokra van szükség, főleg abból a szempontból, hogy az egyes években miként alakulnak a viszonyok. Ehhez azonban rendszeres (radaros) meteorrajsűrűség mérés lenne szükséges.

Forrásmunkák : [1] *Bowen, E. G.* : Australian Jurnal of Physics. Vol. 6. No. 4. 1953. — [2] *Bowen, E. G.* : Nature. Vol. 177. No. 4520. June 16, 1956. — [3] *Myrbach, O.* : Ukramet, Kiev. No. 12. 1926. — [4] *Aujeszky L.* : A légkör fizikája. Budapest, 1957. — [5] Transactions American Geophysical Union Vol. 39. No. 4. 1958. IGY Bulletin, No. 13. July 1958. p. : 767—771. — [6] *Zacharov, I.* : Říše Hvězd. ol. 41. No. 8. 1960. — [7] *Svestka, Z.* : Bulletin of Astrophysics Institut of Czechoslovakia. Vol. 8. No. 5. 1951. — [8] *Bartha, L.* : Csillagos Ég. Vol. 1. No. 3—4. 1959. — [9] *Bacsó N.* : A csapadék valószínűség évi változása Magyarországon, 1871—1935. Orsz. Met. Int. Kiadványai. 16. kötet, 1939.

ИСАЕВ, Е. А. **Каталог синоптических процессов над Атлантическим Океаном и Евразией** *(Az Atlanti-óceán és Eurázsia fölötti szinoptikai folyamatok katalógusa.)* 152 (B/5) old., 244 bra. Hidrometeoizdat, Leningrád, 1960.

A makroszinoptikai folyamatok tipizálása már régóta foglalkoztatja a szovjet kutatókat, s *Multanovszkij*tól kezdve napjainkig számos tanulmány jelent meg e témakörből. *E. A. Iszajev* munkája az Északi Félgömb felére kiterjedő szinoptikus folyamatokat vizsgálja és tipizálja azokat elsősorban az általános légkörzés mechanizmusának tanulmányozása céljából, de több helyen utal e típusok prognosztikai és szinoptikus-klimatológiai célú felhasználására is. A tipizálás alapjául *G. Ja. Vangenhejm* 1952-ben megjelent műve szolgált, azonban *Vangenhejm* három alapvető típusa helyett a szerző négy alapvető cirkulációs formából indul ki. Ezen alaptípusok a következők : 1. zonális, 2. normális, 3. meridionális, 4. ultrapoláris. Az alaptípusokon belül a vonatkoztatott térséget és az általános légkörzés évszakos változását figyelembe véve 49 altípust különböztet meg, melyek közül 19 a zonális, 10 a normális, 13 a meridionális és 7 az ultrapoláris alaptípussal kapcsolatos. Az altípusokat az évszakos változások figyelembevételével három csoportba sorolja és 13 téli, 21 átmeneti és 15 nyári típust állapít meg.

A feldolgozás az 1898—1957-es időszakra terjed, s az 1942—45 közötti háborús évek nélkül 56 évi statisztikai anyagot közöl. A típusok leírása és statisztikai vizsgálata mellett a könyv fő értéke a részletes katalógus. A katalógus három szempontból csoportosítja a típusokat. Első része évek és hónapok szerint tünteti föl a típusok előfordulási gyakoriságát, a második rész kronológikus sorrendben közli a cirkulációs típusokat, a harmadik rész pedig típusok szerint adja meg az előfordulás dátumait. Ez a hármas beosztás biztosítja, hogy különböző szempontok szerint gyorsan tájékozódhatunk a terjedelmes anyagban. *Iszajev* műve hazai távprognosztikai és szinoptikus-klimatológiai kutatásaink során is komoly érdeklődésre tarthat számot.

Péczely György

LAUSCHER, A.—LAUSCHER, F.—PRINTZ, H.: **Die Phänologie Norvegens I—II.** *(Norvégia fenológiája.)* 275 (B/4) oldal, 4 ábra, 32 táblázat. I Kommisjon Hos Jacob Dybwad. I Komm. H. H. Aschehoug a. Co. Oslo, 1955—1959.

A fenológiai szakirodalmat figyelemmel kísérve azt tapasztaljuk, hogy egymás után jelennek meg egy-egy ország fenológiai viszonyait tárgyaló monográfiák, s ezen túl a nemzeti klímaatlaszok mindegyike tartalmazza a legfontosabb fenológiai jelenségek átlagtérképeit. Az elsőként említett csoportba tartozik fenti szerzők „Norvégia fenológiája" című német nyelven megjelent kétkötetes műve is.

Az első kötet bevezetőjében a szerzők *Birkeland* és *Föyn* nyomán Norvégia időjárásának és növényfejlődésének átlagos évi lefolyását ismertetik, majd azok módszerét tovább fejlesztve négy éghajlati körzetet állapítanak meg (Észak-Norvégia, nyugati partvidék, keleti partvidék, belső terület). Ezután egy általuk felállított összefüggés segítségével e körzetekre kiszámították a 0 és 10 fokos középhőmérsékletek kezdetének és végének átlagos naptári dátumát és az ilymódon elhatárolt évszakok átlagos időtartamát. Az eredmények azt igazolták, hogy az élőlények életfeltételeinek évközi változásáról már az éghajlati ismeretek is nyújtanak első tájékoztatást. E kérdés behatóbb tanulmányozásához azonban fenológiai adatok szükségesek.

Norvégia fenológiájára térve a szerzők megemlítik, hogy elszórtan már 1860 óta folynak fenológiai megfigyelések ; rendszeresen, fenológiai állomáshálózatban, egységes észlelői utasítás alapján azonban csak 1928 óta. Ezt a hálózatot *dr. H. Printz* szervezte és irányítja. Az 1928-tól 1952-ig eltelt 25 év alatt gyűjtött fenológiai adatok alapján a szerzők kiszámították a fenti négy

éghajlati körzet kiválasztott 10-10 állomására vonatkozóan 50 növényfejlődési fázis, 8 mezőgazdasági munka és ezzel kapcsolatos jelenség (pl. a talajfagy felengedése, legelő kizöldülése, háziállatok legelőre hajtása stb.) és 6 költöző madár tavaszi érkezésének átlagos időpontját, majd ezeket az átlagértékeket táblázatokon közlik. A fenológiai átlagértékek alapján összeállították Norvégia fenológiai naptárát márciustól november hónapig, továbbá meghatározták az évszakok kezdetének és végének pontosabb hőmérsékleti küszöbértékeit, az évszakok időtartamát és azok átlagos hőösszegét. Ezzel kapcsolatban megállapítják, hogy az évszakokat nem lehet csak egyetlen fenológiai jelenséggel elhatárolni — amint az általában szokásos —, hanem több fázist kell megnevezni, amelyek az átmeneti időszakokra jellemzők.

Az első kötet befejező része a növényfejlődési fázisok átlagos megjelenési időpontjának függését vizsgálja a földrajzi szélességtől és a tengerszint feletti magasságtól és ezek eredményeit ismerteti.

A II. kötet 260 állomás, már említett fenológiai jelenségeinek 5 évi (1953—57.) átlagértékeit közli táblázatokon. Az állomások betűrendes jegyzéke, az észlelők neve, foglalkozása és működése időtartamának felsorolása, továbbá a fenológiai állomások földrajzi elhelyezkedését bemutató térkép előzi meg a mintegy 140 oldalas táblázatos adatanyagot. A szerzők véleménye szerint igen hasznos volna a fontosabb fenológiai fázisok időpontjának rögzítése a meteorológiai lyukkártyákon, mert a gépi adatfeldolgozás az időjárás, éghajlat és a fenológiai fázisok összefüggésének kutatását egyszerűbbé és sokoldalúvá tenné.

Az ismertetett mű Norvégia fenológiai viszonyairól részletes képet nyújt, a fenológiai jelenségek és az éghajlat összefüggésének kutatása terén újabb eredményeket is közöl. Az adatfeldolgozás során alkalmazott munkamenet és a nyert eredmények gyakorlati célokra történő felhasználása példamutató. Itt elsősorban a fenológiai naptárra és az egyes évszakok fenológiai alapon történő elhatárolására gondolunk. A 40 állomásról közölt 25 évi és a 260 állomásról közölt 5 évi fenológiai átlagértékek norvég és külföldi szakemberek számára egyaránt igen értékes kutatási alapanyagot jelenetnek.

Szakály József

Физический Энциклопедический Словарь *(Fizikai enciklopédikus szótár)*, I. kötet. A „Szovjet Enciklopédia" Állami Tudományos Kiadója, Moszkva, 1960. 664 nagyalakú (21 × 27 cm) oldal.

A Szovjetunióban külön kiadóvállalat működik az enciklopédikus művek, főleg pedig a Nagy Szovjet Enciklopédia közrebocsátására, *Goszudarsztvennoje Naucsnoje Izdatyelsztvo „Szovjetszkaja Enciklopedija"* néven. Ennek az intézménynek egyik új és tudományos szempontból rendkívüli jelentőségű vállalkozása a *Fizicseszkij Enciklopedicseszkij Szlovarj* című nagyszabású szakmai lexikon összeállítása. A munka a fizika területét nagyvonalúan értelmezi, vagyis kiterjeszkedik az összes fizikai és fizikát alkalmazó tudományok területére és közöttük különleges gondot fordít a meteorológiai kérdések összefoglaló ismertetésére is.

A Szovjetunióban már több mint húsz esztendővel ezelőtt megjelent egy lexikális jellegű fizikai szótár. Azóta a fizika és kivált a geofizika igen nagy fejlődésen ment át, egyes címszavakról írt régebbi cikkek elavulttá váltak. Így került sor az új fizikai enciklopédia megírására, amelynek első, díszes kötete néhány hónappal ezelőtt, 1960. év végén hagyta el a sajtót. Az enciklopédia főszerkesztőségének élén egy 22 tagú szakmai bizottság áll, amelyben a fizika minden ága képviselve van. A tulajdonképpeni szerkesztési munkát 15 szakmai szerkesztő végzi, akiknek még külön szakmai konzulensek segédkeznek. A meteorológiai címszavak szerkesztője *V. A. Bjelinszkij*, a meteorológiai optika részére pedig külön szerkesztő is van : *V. V. Saronov*. A meteorológiai tárgyú címszavak szerzői közt számos nagynevű szovjet meteorológussal találkozunk.

Az első kötet 664 nagyalakú, sűrűn nyomtatott kéthasábos oldalra terjed és több száz magyarázó ábrát foglal magában. Ez a kötet az *A* betűtől a *D* betű végéig terjedő címszavakra vonatkozó cikkeket tartalmazza. Tárgyalási módjából és a benne foglalt utalásokból már részletes képet lehet alkotni az egész nagyszabású mű koncepciójáról.

Az enciklopédia első kötetében megjelent meteorológiai tárgyú cikkelyek közül leglényegesebbek a következők :

A *légkör* című, 6 hasábra terjedő (kb. 400 nyomtatott sornyi) cikket *A. H. Hrgian* írta (94—97. old.), az a kiváló szovjet meteorológus, akinek nevét „Fizika atmoszferű" című, 1953-ban megjelent nagy kézikönyve tette szakkörökben híressé. Ez a rendkívül részletes összefoglalás a következő alpontokból tevődik össze : Bevezető rész (a légkör fogalma, definíciója, méretei) ; a légkörkutatás eszközei ; kozmikus hatások érvényesülése a légkörben ; a légkör összetétele ; a légkör sugárzási háztartása ; a hőmérséklet megoszlása a légkörben ; vízgőz a légkörben ; nyomáseloszlás a légkörben ; a légkör mozgásai ; éghajlat és időjárás ; a légkör optikai, akusztikai és elektromos jelenségei. Hrgian fejtegetéseihez ábraként a légkörnek egy

egész hasábot kitöltő függőleges metszete van csatolva. Figyelemre méltó, hogy ezen az *exoszféra* alsó határa már aránylag pontosan meg van adva : 850 km szerepel az eddigi 800 km körüli, de legalább száz km bizonytalansággal közölt adatokkal szemben.

A *felső légkör* ismertetésével külön hosszú cikk foglalkozik (98—100. old.) további 5 hasáb terjedelemben, szerzője *V. J. Kraszovszkij*. Ez a cikk is alpontokra tagozódik, mégpedig : Bevezető rész ; a légkör külső határa ; a felső légkör gyakorlati jelentősége ; a felső légkör kutatására szolgáló módszerek ; a felső légkör összetétele és tulajdonságai ; korpuszkuláris sugárzások a felső légkörben ; a felső légkör általános cirkulációja ; kölcsönhatás a légkör felső és alsó részei között.

A *standard légkör* (normál atmoszféra) című cikkely (100. old.) csak 12 sorra terjed, szerzői aláírás nélkül jelent meg.

A *légköri villamosság* című 2 hasábos cikk (104—105. old.) *P. N. Tverszkoj* professzor tollából származik. Ezenkívül van még egy *légköri elektromos zavarok* című nagyterjedelmű, 4 hasábot elfoglaló cikk (100—102. old.) *P. E. Krasznuskin*tól, továbbá *rádióvételi zavarok* címen még egy külön 1 hasábos cikk is foglalkozik ezzel a tárggyal (*A. A. Koloszov*, 105—106. old.).

A *meteorológiai akusztika* címszó is igen részletesen, 2 hasáb terjedelemben van kidolgozva (102—103. old.), szerzője *B. M. Bovseberov*. A *meteorológiai optika* címszó (102. old.) csak fél hasábnyi, azonban külön címszó foglalkozik a *halojelenségekkel* ugyanilyen terjedelemben (371. old.) és az enciklopédia további köteteiben sor kerül a *légköri extinkció*, a *szivárvány*, *délibáb*, *glória-jelenség* és az *alkonyati fényjelenségek* címszavaira. A cikkeknek ezt a csoportját *V. V. Saronov* szerkesztő írta meg.

A *légnyomás* jelenségével foglalkozó egészhasábos cikk (103—104. old.) *V. A. Bjelinszkij* munkája.

A *légköri sugárzások* jelenségeivel foglalkozó cikk fél hasábra terjed (104. old.), szerzője a légköri sugárzástan nagyhírű szovjet művelője, *K. Ja. Kondratyev*.

A *légköri áramlásokról* szóló cikk *Sz. P. Hromov* professzortól van (104. old.). Terjedelme csak fél hasáb, de ezenkívül van még a munkában egy két hasábra terjedő, *szél* című cikk is (254. old.) *Bjelinszkij*től.

A *légkör hullámjelenségeit* fél hasábon *Bjelinszkij* (105. old.), a *légköri árapályt* fél hasábon *Bjelinszkij* (106. old.), a *légkör átlátszóságát* és a látótávolságot egy hasábon *Saronov* (266. old.) írta meg.

A *levegőfajtákkal* külön címszó foglalkozik (fél hasáb, 297. old. *Sz. P. Hromov*).

Rendkívül érdekes a *meteorológia* című cikk, amely egyúttal *a légkör fizikája* címet is viseli, jeléül annak, hogy a szovjet kutatók is azonosnak érzik ennek a két kifejezésnek a tartalmát. Ez a cikk 2 hasábra terjed és alpontként szerepel a terjedelmes geofizika címszó (416—417. old.) keretében. Szerzője *Ju. D. Boulanger*. Figyelemre méltó, hogy mindjárt a tárgyalás elején megjegyzi : a meteorológia ma már számos részletdiszciplinára tagozódó tudomány, amelyek azonban a legszorosabb kapcsolatban állnak egymással. Ezek közül mint legfontosabbakat sorolja fel a következőket : 1. Dinamikus (elméleti) meteorológia, 2. Aerológia. 3. Sugárzástan. 4. Légköri optika. 5. Légköri villamosságtan. 6. Szinoptika. 7. Klimatológia. 8. Rádiómeteorológia. Ez a névsor, mint jeleztük, nem tartalmazza hiánytalan módon a *meteorológia felosztását*, hanem csak a ma már önállósult ágak legfontosabbjainak a jegyzéke kíván lenni.

Az *aerológia* és *aerológiai műszerek* címszavak együttesen 2 hasábot foglalnak el (141—142. old.), szerzőjük *N. Z. Pinusz*.

A *barometrikus tendencia*, *bárikus topográfia*, *bárikus képződmények*, *légnyomási gradiens*, *bárikus széltörvény* és *légnyomási mező* címszó-csoport együttvéve 3 hasábot tölt ki (155—156. old.), ezeknek a cikkelyeknek a többségét *Sz. P. Hromov* professzor írta meg. Ehhez járul még a *barométer* címszó egy állomási barométer részletes rajzával (1 hasáb, 158. old.) *Bjelinszkij*től.

Csak a sorozat későbbi köteteiben kerülnek majd tárgyalásra az alábbi meteorológiai tárgyú címszavak, amelyekre az első kötetben már utalás történik : *időjárási frontok ; politróp légkör ; légköri konvekció ; légköri iónok ; csapadékjelenségek*.

Az egész munkát a tárgyalás magas tudományos színvonala, nagyfokú szabatossága, a fogalmazás tömörsége és könnyű áttekinthetősége jellemzi.

Aujeszky László

A „NYUGODT NAP NEMZETKÖZI ÉVE"

A Nemzetközi Geofizikai Évvel új korszak nyílt meg a geofizikai tudományok történetében. Az eddigi, hosszabb-rövidebb ideig tartó és egyes országokra kiterjedő együttműködést tartós és az egész Földet magába foglaló szervezett kutatás váltotta fel. Első lépésként 1957. július 1-én az egész Földre kiterjedő méréssorozat kezdődött 14 különböző geofizikai tudomány területén. A NGÉ gazdag mérőprogramjában legfontosabbak voltak azok a kutatások, amelyek a naptevékenység hatását vizsgálták a magas légkörben. Az új tudomány, az ún. *aeronómia*, kiterjeszkedik a magas légkör földmágneses jelenségeire, a sarkifényre, az ionoszféra elektromos tulajdonságaira, a meteorológiai jelenségekre, a kozmikus sugárzásra stb. Mindezek jellegzetes változásokat mutatnak a napkitörések következtében. Éppen ezért a NGÉ-et a napfoltmaximum időszakában, erős naptevékenység idején rendezték.

1958. december 31-én végetért a NGÉ s befejezte munkáját a programot szervező és irányító nemzetközi bizottság (Comité Spécial de l'Année Géophysique Internationale = = CSAGI) is. A nagy munka a NGÉ befejeztével természetesen nem ért véget. Mindenekelőtt a CSAGI 1958-ban tartott utolsó, moszkvai ülésén a Szovjetunió nemzeti bizottságának javaslatára elhatározták, hogy a méréseket változatlan programmal még egy évig, 1959. december 31-ig folytatják Nemzetközi Geofizikai Együttműködés (NGE) címen. Az adatok összegyűjtése, kiadása és feldolgozása pedig hosszú évek munkája lesz.

A nagy munkát hivatalosan szervező ICSU (Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa) a folytatólagos munka koordinálására 1958-ban létrehozta a CSAGI utódját: a Nemzetközi Geofizikai Bizottságot (Comité International de Géophysique = CIG), amely magában foglalja a NGE befejezése után is folyamatban levő délsarki és oceanográfiai kutatások bizottságait (SCAR és SCOR) is. A CIG elnöke a Szovjetunió nagy érdemeinek elismeréséül *V. V. Beleussov* szovjet akadémikus, főtitkára pedig a francia *G. Laclavére* lett. A CIG végrehajtó bizottságában négy nagy nemzetközi szervezet képviselői kaptak helyet. Ezek a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió, a Nemzetközi Csillagászati Unió, a Nemzetközi Rádióunió és a Nemzetközi Fizikai Unió. A különböző geofizikai tudományokat 12 tudományos szakember (a meteorológiát a belga *J. Van Mieghem* professzor) képviseli.

A CIG harmadik ülését 1961 januárjában Párizsban tartotta. Három munkacsoportot hoztak létre, amelyeknek feladata az NGE után is működő adatközpontok munkájának összehangolása, a felső légkör kutató programjának továbbfejlesztése és a napfoltminimum időszakában végzendő, ugyancsak világméretű mérőprogram kidolgozása. Az utóbbi programban a NGÉ 14 tudományterülete közül csak 8 vesz részt. Ezek között van természetesen a meteorológia is. A kutatási időszak neve: a *Nyugodt Nap Nemzetközi Éve* (International Year of the Quiet Sun = IQSY). Kezdetét 1964. április 1-re, befejezését pedig 1965. december 31-ére tervezik. A meteorológia területén valószínűleg tovább folyik az általános cirkuláció tanulmányozása, a magas légköri ózon eloszlásának vizsgálata és a kozmikus sugárzás kutatásával karöltve végzett aerológiai mérőprogram.

A CIG párizsi ülésén örömmel fogadták el a Szovjetunió tudományos akadémiájának javaslatát egy nagyarányú nemzetközi konferencia előkészítéséről, amelyen ismertetni fogják az NGÉ és az NGE tudományos eredményeit. A konferencia összehívására valószínűleg 1964-ben vagy 1965-ben kerül sor. *(B. B.)*

*

ELSŐ METEOROLÓGIAI VILÁGNAP. Három kiemelkedően nevezetes évszám van a nemzetközi meteorológia történetében: az első 1853, amikor elsőízben szerveztek az időjárás megfigyelésére nemzetközi programot; a második 1878, a Nemzetközi Meteorológiai Szervezet megalakulásának éve; a harmadik pedig 1950, a meteorológiai világegyezmény életbe-

léptetésének időpontja. 1950. március 23-án kezdte meg az új nemzetközi szervezet: a Meteorológiai Világszervezet (WMO) — most már mint kormányok közötti hivatalos szerv — a működését. Megemlékezésül erre a fontos eseményre a WMO Végrehajtó Bizottsága elhatározta, hogy ezentúl minden évben ezen a napon meteorológiai világnapot fognak tartani. Az első meteorológiai világnap megrendezésére szerte a világban 1961. március 23-án került sor. E megemlékezésnek kettős célja volt: az egyik az, hogy a nagyközönség minden országban jobban megismerje és értékelje a meteorológiának a gazdasági élet számos területén kifejtett hasznos tevékenységét; a másik pedig, hogy tájékoztatást adjon a Meteorológiai Világszervezet nemzetközi működéséről.

A magyar meteorológiai szolgálat is méltóképpen ünnepelte meg ezt a napot: *Dési* Frigyes egyetemi tanár, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója rádióban ismertette e nap jelentőségét, s részletes tájékoztatót kapott a sajtó is. A világnap megünneplésére a Magyar Meteorológiai Társaság is ülést tartott a pestlőrinci aerológiai obszervatóriumban, ahol *Béll* Béla obszervatóriumvezető méltatta a világnapnak és a Meteorológiai Világszervezet nemzetközi működésének a jelentőségét, majd ismertette az obszervatóriumban folyó munkát. Az előadás után a vendégeknek alkalmuk volt az obszervatóriumban az egyes osztályok munkáját közvetlenül is megtekinteni. Az első meteorológiai világnapot a MTESZ székházában a repülés-meteorológiai szakosztály filmvetítéssel egybekötött ülése zárta be, melyet ugyanott hangulatos vacsora követett. *(B. J.)*

*

HIDROLÓGIAI ELŐREJELZÉSI KONFERENCIA BUDAPESTEN. A hidrológiai előrejelzés többször szerepelt már nemzetközi kongresszusok, vagy szemináriumok napirendjén. A Meteorológiai Világszervezet Európában legutóbb az 1957. évi belgrádi szemináriumon, a Nemzetközi Hidrológiai Szövetség az 1956. évi dijoni szimpóziumon foglalkozott vele. Az 1961. április 11—14-én Budapesten rendezett konferencia volt azonban az első alkalom, ahol kizárólagosan a hidrológiai előrejelzésekkel kapcsolatos tudományos kérdések megvitatására gyűltek össze 10 ország szakemberei.

A Magyar Tudományos Akadémia hidrológiai főbizottságának támogatásával az Országos Vízügyi Főigazgatóság és a Magyar Hidrológiai Társaság által rendezett konferencia elsősorban a Duna-medence hidrológusai közötti tudományos együttműködést kívánta szolgálni.

A konferencia öt munkabizottsági ülésén az alábbi előadások hangzottak el:

Stelczer Károly, a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet igazgatója (Budapest) „A hidrológiai előrejelzések múltja és jelenlegi helyzete Magyarországon",

Szesztay Károly (Budapest) „A hajózás számára készülő vízálláselőrejelzések két módszere",

Kalinin, G. P. egyet. tanár (Moszkva) „A vízállások és a vízhozamok előrejelzése a nem permanens vízmozgás alapegyenleteinek közelítő megoldása alapján",

Kresser W. egyet. tanár (Bécs) „A vízfolyások hosszúidejű vízhozamelőrejelzésének lehetőségei és feltételei",

Kaczmarek Z. egyet. docens (Varsó) „A hidrológiai előrejelzések statisztikai módszerei",

Wemelsfelder P. I. (Hága) „Naponkénti vízálláselőrejelzések a Rajnán".

A konferencia tudományos eredményeit és határozati javaslatait a hidrológiai előrejelzéseket felhasználó szakintézmények széleskörű részvételével megtartott nyilvános beszámoló ülésén *Lászlóffy Woldemár* „A hidrológiai előrejelzések fejlesztésének szükségessége és lehetőségei" c. előadásában foglalta össze. Az ülésen a Magyar Tudományos Akadémia képviselője: *Németh Endre* egyet. tanár elnökölt, a zárszót *Dégen Imre* országos vízügyi főigazgató mondta. A hozzászólások során *Puja Frigyes* külügyminiszterhelyettes, a Dunabizottság alelnöke, *Bélay József*, a Magyar Hajózási Rt. vezérigazgatója és *Dési Frigyes* egyet. tanár, Magyarország állandó képviselője a Meteorológiai Világszervezetben, az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója üdvözölte a konferenciát.

A konferencia munkabizottsági ülésén mintegy negyvenen vettek részt, a következő országokból: Ausztria (2), Bulgária (1), Csehszlovákia (1), Hollandia (1), Magyarország (27), Német Demokratikus Köztársaság (3), Lengyelország (1), Románia (1), Szovjetunió (2), Jugoszlávia (1). Képviseltette magát a konferencián a Meteorológiai Világszervezet (WMO), a Meteorológiai Világszervezet európai asszociációjának Hidrológiai munkabizottsága (WMO, RA-VI, WGH), a Dunabizottság és a Nemzetközi Hajózási Kongresszusok Állandó Szövetsége (AIPCN).

A konferencia résztvevői a bemutatott jelentéseken kívül megvitatták a további tervszerű együttműködés lehetőségeit is és megállapították a Duna teljes vízgyűjtőterületére kiterjedő *tudományos munkaközösség* megalakításának szükségességét.

A munkaközösség kétévenként tartana konferenciát, amelyet a dunai országok váltakozva hívnának össze, és amelyre a Dunamendencén kívüli országok szakemberei is meghívhatók lennének. A munkaközösség a közös földrajzi adottságokhoz kapcsolódó tudományos tapasztalatcsere intézményes biztosítását tekinti cél-

jának és semmiképp nem kívánja befolyásolni a benne képviselt országoknak a meglevő nemzetközi szervezetekkel szembeni viszonyát.

A konferencia résztvevői a munkaközösség állandó irodájának fenntartására — Magyarország központi fekvését és több mint hét évtizedes múltra visszatekintő hidrológiai szolgálatát tekintve — a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetet kérték fel.

A konferencia nyelve magyar, német és orosz volt. A jelentéseket a résztvevők — az egyik nyelven teljes terjedelemben, a másik két nyelven részletes kivonatban — előzetesen kézhez kapták. A konferencia összehívásának időszerűségét mutatja, hogy az előre felkért előadókon kívül 14 írásban benyújtott hozzászólás érkezett be, köztük *V. Frolov*-tól is, Párizsból: úgyszólván minden előadást igen élénk vita követett, amelynek többnyire csak az idő előrehaladott volta vetett véget.

A konferenciával kapcsolatosan rendezett *kiállítás* a magyar hidrológusoknak az 1886. évtől napjainkig kiadott tárgykörbe vágó munkásságát, ill. az arról külföldön megjelent ismertetéseket mutatta be. A konferenciát egy napos *tanulmányút* fejezte be, amelyen a Budapest feletti Dunaszakasszal és az ott tervezett vízlépcső tervével ismerkedtek meg a résztvevők.

Úgyszólván minden megvitatott kérdésnek voltak meteorológiai vonatkozásai, mégis ki kell emelnünk ebből a szempontból *W. Kresser* professzornak az előadását, aki a vízjárás hosszúidejű előrejelzésének lehetőségeit vizsgálva behatóan foglalkozott az időjárási periódusok elemzése terén elért eredményekkel, elsősorban a német és az osztrák kutatások alapján. Az ilyen irányú magyarországi kutatásokról *Berkes Zoltán* és *Németh Tivadar* hozzászólása tájékoztatta a konferencia résztvevőit.

A konferencia iratait tudományos intézetek, könyvtárak és folyóiratok díjmentesen megrendelhetik a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézettől (Budapest VIII., Rákóczi út 41.).

(Szesztay K.)

*

MAGYAR METEOROLÓGUSOK ENSZ ÖSZTÖNDIJA. Az Országos Meteorológiai Intézet 1961-ben részt kapott az Egyesült Nemzetek segélynyújtási programjából a Meteorológiai Világszervezet keretében. Két 1—1 éves ösztöndíjas helyet kaptunk, melyre az Intézet vezetője *Mohácsi* Mária és *Tölgyesi* István tudományos munkatársakat jelölte ki. *Mohácsi* Mária a numerikus előrejelzést tanulmányozza először Angliában, majd Svédországban. Tanulmányútját 1961. január 31-én kezdte meg, néhány napot Genfben töltött, majd Angliába ment, ahol a London közelében levő Dunstableben — az angol meteorológiai szolgálat előrejelző központjában — folytatja tanulmányait. Hat hónap múlva Stockholmba utazik és a svéd előrejelző intézetben tanulmányozza a numerikus előrejelzés elméleti és gyakorlati kérdéseit. *Tölgyesi* István a repülés-meteorológia területén folytat tanulmányokat, 1961. április 10-én utazott Moszkvába. Ösztöndíjas tanulmányútja első felét a Szovjetunióban tölti, majd párnapos genfi tartózkodás után október elején Angliába utazik, ahol London központi repülőterén tölti az egyéves tanulmányút második felét s 1962. április elején tér vissza hazánkba. *(B. J.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG AGROMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA február 16-án előadó ülést tartott: *Osváth* János, a MTA martonvásári mezőgazdasági kutató intézetének munkatársa, előadásában a mezőgazdasági és agrometeorológiai kutatásban a matematikai statisztika alkalmazásának problémáit fejtette ki. Ismertette a mezőgazdasági kutatók s az agrometeorológusok által egyaránt használt módszereket, majd rámutatott a mezőgazdasági kutatók és az agrometeorológusok által közösen végzett kísérletek során felmerülő módszertani nehézségekre is. Az előadást követő élénk vita során egyrészt kifejezésre jutott az a kívánság, hogy a közös kísérleteknél az agrometeorológus csak a kísérlet szempontjából leglényegesebb méréseket végezze, így kevesebb műszerrel is megoldható a vizsgálat; másrészt szóba került a „túlmatematizálás" veszélye is. (Kétségtelen, hogy a különböző tudományterületeken a matematika csupán *eszköz*, mely új ismeretek szerzéséhez segíthet bennünket, ámde azt is kétségtelennek kell tartanunk, hogy a mezőgazdasági és agrometeorológiai kutatásokban egyaránt *nélkülözhetetlen* eszköz. *Szerk.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA 1961. március 16-án ülést tartott a Technika Házában. Megvitatta az 1961-ben rendezendő vándorgyűlés programjának a Társaság tudományos tanácsa által március 9-én kidolgozott tématervezetét és határozatokat hozott a vándorgyűlés szervezésének részletkérdéseiben. A Pécsett tartandó vándorgyűlés időpontját a Választmány 1961. augusztus 25—27-ében határozta meg.

Tudomásul vette a Választmány, hogy a Társaság volt tiszteleti tagjainak névsorát a titkárság a közgyűlés határozata értelmében összeállította, s a tiszteleti tagok soránk kiegészítésére a legközelebbi közgyűlésnek tesz előterjesztést. Ismertette az elnök az 1961. évi költségvetést, amelyet a Választmány jóváhagyólag tudomásul vett. Több oldalról elhangzott indítványra a Választmány elhatá-

rozta, hogy üléseit a jövőben mindig 17 órakor, az előadó ülésektől függetlenül kezdi. Végül a Választmány a főtitkár előterjesztésére a Társaság tagjai sorába felvette *Ács* Ferencet, a Beloiannisz Híradástechnikai Gyár Klíma-laboratóriumának vezetőjét, dr. *Fehér* Vilmos vez. főorvost, valamint *Pacséri* Katalint, az Orsz. Meteorológiai Intézet munkatársát. *(V. E.)*

*

NÉMET REPÜLÉSI METEOROLÓGUS TANULMÁNYÚTJA HAZÁNKBAN. Richard *Lehmann*, a Berlin-Schönefeld repülőtéren működő meteorológiai szolgálat vezetője 1961. március 20-tól 26-ig Budapesten tartózkodott, hogy tanulmányozza a magyar repülésmeteorológiai szolgálatot és egyúttal a szolgálatainkat közösen érdeklő kérdéseket megbeszélje. A ferihegyi megbeszélések után megtekintette a Központi Előrejelző Osztályt, a lőrinci, a martonvásári és siófoki obszervatóriumot. Az utóbbi kettő bemutatását egynapos dunántúli kirándulás keretébe iktattuk be. A Magyar Meteorológiai Társaság meghívására résztvett a repülésmeteorológiai szakosztály ismerkedési estjén is. *(O. Z.)*

*

A DÉLSARKI SZOVJET KUTATÁSI ZÓNA ÉGHAJLATÁNAK FŐBB VONÁSAIRÓL *Hille* Alfréd tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság előadó ülésén, 1961. március 16-án a Technika Házában. Röviden ismertette a megfigyelő állomásokat szervező első és második szovjet expedíció áldozatos munkáját. Az időjárási megfigyeléseket és éghajlati tanulmányokat végző kutatók, valamint a technikai személyzet munkája sok nehézséggel járt, gyakran veszélyeztette a kutatók testi épségét. Az előadó vázlatosan ismertette az Antarktisz légcirkulációs és egyéb időjárási tényezőit, majd az éghajlati elemek : sugárzás, hőmérséklet, nedvesség, szél, felhőzet, csapadék havi eloszlását és évi középértékeit, valamint szélsőségeit. Befejezésül a hőmérséklet és a hótakaró hosszú időszakra vonatkozó változásáról szólt. *(V. E.)*

*

A FÖLDKEREKSÉG FONTOSABB MIKROMETEOROLÓGIAI ÉSZLELŐÁRBOCAI ÉS ÉSZLELŐTORNYAI. Az *Időjárás* 52. kötetében (167—172. old. 1948.) bővebben ismertettük az alsó néhányszáz méteres légtér állapotának állandó mérésére és regisztrálására szolgáló észlelőárbocokat illetőleg észlelő tornyokat. Ennek a fontos kutatási ágnak időközben történt fejlődéséről nyújt képet F. Ja. *Klinov* szovjet meteorológus cikke a *Meteorologija i Gidrologija* múlt évi 12. számában (37—42. old.) A cikkben közölt adatokból összeállíthatók a földkerekségen jelenleg működő legfontosabb mikrometeorológiai észlelőárbocok és észlelőtornyok alábbi jegyzéke :

Hely	Földfelszínfeletti magasság, méter
Szovjetunió	
Zagorszk	32
Baku	51
Leningrád	128
Kjev	180
Obinszk	*310*
Nagybritannia	
Blackpool	157
Leafield	90
Porton	72
Németország	
Nauen	valamivel 300 m felett
Lindenberg	90
Quickborn	172
Hoechbeck	160
Franciaország	
Párizs, Eiffel torony	305
Olaszország	
Ispra	120
Japán	
Kavaguhi	312
USA	
Hanford	132
Oak Ridge	100
Brookhaven	125
Texas államban	475

Az észlelőtornyok nagyobb részén elektronikus automatizált észlelések folynak. A Szovjetunióban olyan berendezés is van már, amely az észlelt adatokat számítógépben azonnal fel is dolgozza. Az időszakosan meteorológiai célokra is felhasznált antennatornyok száma ennél még nagyobb : az idézett közlemény 38. oldala szerint turbulencia észlelésekre már 49 olyan létesítmény áll rendelkezésre, amelyek 300 m-nél magasabbak.

(A. L.)

*

A MMT ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA 1961. április 18-án előadó ülést rendezett a Technika Házában. *Frank* Miklós kandidátus, az ORFI belgyógyász-főorvosa tartott előadást *a fotokémiai módszeren alapuló újfajta UV-sugárzásmérő készülékről.* Az előadó röviden összefoglalva az UV-sugárzás fotokémiai úton történő meghatározásának módszereit, pontosan körvonalazta az UV-sugár-

zásmérővel szemben támasztott kívánalmakat, majd bemutatta saját szerkesztésű mérőeszközét, rámutatva annak előnyeire (olcsó, hordozható, könnyen kezelhető) s a műszer tervezésének nehézségeire, végül a mérések eddigi eredményeit ismertette.

A vetített képekkel kísért, magasszínvonalú előadást élénk vita követte, melynek során *Kántor* Károly a készülékben alkalmazott Beckström-szűrő kémiai állandóságáról a KFKI-ban végzett ellenőrző vizsgálat eredményére, *Takács* Lajos a műszer könnyen kezelhetőségére és fontos eredményként a szűrőfolyadék kémiai állandóságára, *Béll* Béla a készülék biometeorológiai fontosságára mutatott rá és sürgette a műszer mielőbbi forgalombahozatalát. *Galló* Vilmos a több készülékkel történt párhuzamos mérések hibaszázalékáról érdeklődött, *Kérdő* István pedig az új műszerrel történő UV-sugárzásméréseknek a „Korányi" tbc-szakcsoport meteoropathológiai és klímatopathológiai mérőprogramjába leendő felvételét ajánlotta; ez egyúttal az ország különböző helyein az UV-sugárzás feltérképezését is jelentené.

Az előadó vitazáró válaszában kifejtette, hogy bár a készülék iránt külföldről is komoly érdeklődés mutatkozik, egyelőre a sorozatgyártás — *vállalkozó hiányában* — nem kezdhető el. Kérte az Orsz. Meteorológiai Intézet és a Meteorológiai Társaság ez irányú segítségét. A nagy figyelemmel kísért előadást és a vitában elhangzottakat *Schulhof* Ödön kandidátus, az Orsz. Balneológiai Kutató Intézet igazgatója, az Orvosmeteorológiai szakosztály elnöke méltatta és zárta be. *(Ö. I.)*

*

VÁLTOZIK-E AZ ÉGHAJLAT? címmel a meteorológusokat, mezőgazdákat és a közvéleményt egyaránt érdeklő kérdésről tartott előadást *Berkes* Zoltán a Magyar Meteorológiai Társaság 1961. április 13-i ülésén. Foglalkozott Közép-Európa éghajlatának az utóbbi 200 évben tapasztalt változásaival. Az éghajlatingadozásra vonatkozó megállapításait 50—50 évi középértékek alapján mutatta be az előadó — saját kutatásai részleteként. Megállapítása szerint a tél melegebb és csapadékosabb, a nyár hűvösebb, a tavasz szárazabb, mint az elmúlt 100 év átlagában. Összehasonlította Bécs, Budapest, Debrecen hőmérséklet és csapadék adatait, a csapadék területi eloszlását és ezen elemek szekuláris változásait. Szólt a Sarkvidék melegedését bizonyító jelenségekről. Térképek és ábrák bemutatásával szemléltette a légnyomás változásának periódikus ütemét és összefüggését a naptevékenységgel.

A változások és éghajlatingadozás magyarázatát keresve ismertette a legújabb, illetve legismertebb elméleteket, amelyek szerint a hőmérséklet emelkedése összefügg a naptevékenységgel. Lehetséges ok még a légkör növekvő széndioxid készletének hatása. A széndioxid ugyanis fokozott mértékben átengedi a Nap sugárzását, ugyanakkor a visszaverődő sugárzást elnyeli.

Az előadást követő élénk vitában többek között *Hajósy* Ferenc, *Béll* Béla, *Hille* Alfréd, *Láng* Sándor, s az elnöklő *Bacsó* Nándor vetett föl az éghajlatingadozás és éghajlatváltozás magyarázatával, ill. értékelésével kapcsolatban figyelemre méltó szempontokat. *(V. E.)*

*

A MMT REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA 1961. április 27-én délután bemutatta a Magyar Meteorológiai Társaság tagjainak s vendégeiknek a ferihegyi repülőteret, majd a megjelentek — mintegy kétszázan — a MALÉV meghívására Budapest fölötti körrepülésen vettek részt. *(V. E.)*

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felelel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban — 612095 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

Hromov, S. P. (Moscow): On the dynamics of the intertropical zone of convergence 65

Mészáros, E.—Wirth, E.: Спектральное распределение дождевых капель выпадающих из кучевых облаков..... 80

Kasneci, P.—Jako, S. (Tirana): Некоторые характеристики условий температуры и осадков в Албании 86

P. Szalay, G.: Air currents in Hungary with large scale weather situations of N- and S-steering..... 93

K. Tóth, E.: Problems of the heat exchange of the soil in Hungary.... 99

Endrődi, G.: The effect of the relief on the march of temperature in the Tihany peninsula 105

Kiss, I.: Vegetational coloration of snow-surfaces..... 110

Pápai, L.: The determination of the exchange coefficient over Budapest..... 113

Bartha, L. jr.—Gauser, K.: Connections between meteoric dust and the precipitation..... 119

LITERATURE

Исаев, Е. А.: Каталог синоптических процессов над Атлантическим Океаном и Евразией *(Péczely, G.)* 121

Lauscher, A.—Lauscher, F.—Printz, A.: Die Phänologie Norvegens I-II. *(Szalády, J.)*..... 121

Физический энциклопедический словарь *(Aujeszky, L.)* 122

CHRONICLE 124

IDŐJÁRÁS

3

1961 MÁJUS – JÚNIUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOŁOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON : 353-500

★

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Steinhauser, F. (Bécs): A városklímakutatás problémái (Проблемы городского климата) 129

Mészárosné Nagy Ágnes: Vergleich der Höhentemperaturen über Wien und Budapest (Összehasonlítás Bécs és Budapest hőmérsékletei között különböző magasságokban)..... 142

Tárkányi Zsuzsanna : Kísérlet a sugárzási egyenleg meghatározására növénytakaró fölött (Опыт определения радиационного баланса над растительным покровом) 147

Ambrózy Pál—Götz Gusztáv : Az URAL-1. elektronikus számológép meteorológiai alkalmazásáról (Применение электронной вычислительной машины типа УРАЛ-1 в метеорологии)..... 152

Rákócziné Wágner Magdolna : A csapadék eloszlása Magyarországon nyugati áramlású makroszinoptikus helyzetekben (Niederschlagsverteilung in Ungarn in Grosswetterlagen mit westlicher Strömung) 154

Papp Béla: Talajnedvesség mérése laboratóriumban radioaktiv kobalt segítségével 160

Simon Antal : A potenciálesés mérése a Marczell György Obszervatóriumban..... 164

Erdős László—Papp Béla : A felszíni lefolyás műszeres mérése 169

Gajzágó László—Popovics Ivánné : Kísérlet különböző útburkolatok felszínhőmérsékletének mérésére termisztorral 175

Szepesi Dezső: Az általános cirkuláció vizsgálatának újabb módszereiről..... 177

Szilágyi Tibor : Hőmérsékletmérések paradicsombogyóban..... 179

Varga Haszonits Zoltán : A talajhőmérséklet szélső értékei különbözőképpen művelt talajokon 181

Pletser János : Kapált és kapálatlan talaj hőmérséklete..... 183

IRODALOM

Schneider-Carius, K. : Az éghajlat fogalma és ábrázolása; a klimatológia két alapkérdése *(Endrődi G.)* 187

Battan, Louis J.: Radar-meteorológia *(K. Sugár M.)* 187

Hahalin, V. Sz.: Korszerű rádiószondák *(Pápai L.)* 188

KRÓNIKA 189

IDŐJÁRÁS

65. ÉVFOLYAM 3. SZÁM 1961. MÁJUS–JÚNIUS

F. Steinhauser (Wien):

A városklímakutatás problémái

Probleme der Stadtklimaforschung. Es wird darauf hingewiesen, dass es Hauptaufgabe einer zielbewußten und zweckmässigen Stadtklimaforschung sein muß, durch Beobachtungen verschiedener Art und unter Berücksichtigung der geographischen Gegebenheiten die für die Gestaltung eines spezifischen Großstadtklimas maßgebenden Faktoren aufzudecken. An dem Beispiel der Stadtklimauntersuchungen in Wien, die sich auf Strahlungsmessungen, Temperaturmessungen und Messungen der verschiedenen Luftbeimengungen und ihrer Verteilung im Stadtgebiet sowie ihrer Abweichungen von den Verhältnissen in einer unbeeinflußten Freilandluft bezogen, wird gezeigt, wie diese Aufgabe gelöst werden kann.

*

Problems of the town climate research. The author points out that the main task of a systematic and practical research on the town climate has to be to disclose the factors decisive for the formation of the specific climate of a large town by means of observations of various kinds and taking into consideration the geographical situation. The investigations on the town climate of Vienna consisting of measurements of radiation and temperature as well as of the different sorts of air pollution and their distribution over the area of the town and their departures from the conditions in unaffected country air give an example how one could solve this task.

*

Már régóta ismeretes az, hogy a lakóházak és ipari települések nagyvárossá tömörülése valamely helynek az éghajlatát számottevően módosíthatja. Ennek a módosító hatásnak a mérve iránti érdeklődés eredetileg főként a sok évtizedes éghajlati megfigyelések homogenitás-vizsgálataival és ezzel összefüggően az éghajlatingadozások kutatásával kapcsolatban merült fel. Felvetődött például az a kérdés, hogy vajon egy városnak a növekedése egy ezen a városon belül fekvő meteorológiai állomáson a be nem épített területtel szemben a hőmérsékleti eltéréseket állandóan egyirányban változtatja-e és ha igen, milyen mértékben; hogy vajon ilyen esetben a felhőzeti és csapadékviszonyok is változnak-e; sőt nem állhat-e elő helyi szélrendszer, amely a város centruma felé konvergáló vagy a város területétől kifelé divergáló tendenciát mutat, és amely az általános szélrendszerre szuperponált jelleget öltve módosítja azt, minden szélcsendes vagy nagyon gyenge légáramlású helyzet idején önálló városi szélrendszerként jelentkezhet, stb. Történt kísérlet ezeknek a városi tényezők okozta változásoknak mennyiségi meghatározására és e változások megmagyarázására is.

Ehhez a tisztán tudományos érdekű városklímakutatáshoz hamarosan gyakorlati irányú érdeklődés is járult, amely a város belterületét a környezettel összehasonlítva az éghajlati értékekben mutatkozó eltérések megállapításán túl arra is törekedett, hogy az éghajlatilag kedvező vagy kedvezőtlen települési területeket elhatárolja. A városban és közvetlen környékén megfigyelőállomáshálózat alakult

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

ki és az észlelések új módszereit vezették be, amelyek lehetővé tették, hogy tipikus időjárási helyzetekben az éghajlati elemek várostérségbeli eloszlásának rögzítése révén egyrészt azokat magukat mennyiségileg meghatározzák, másrészt a hatékony és a különböző városi részeken mutatkozó éghajlati anomáliákat kialakító tényezőket is felfedjék. Utalok ezzel kapcsolatban a Wilhelm *Schmidt* által bevezetett, a várost és környezetét keresztben és hosszában felmérő éghajlati adatfelvételi módszerre [1]. E módszer elsősorban a hőmérsékleti eltérések eloszlását és az orográfiai tényezőknek a települési sűrűséggel szemben megmutatkozó hatékony voltát volt hivatva körvonalazni. De a sugárzásmérések bevezetésével lehetővé vált a város különböző részeiben mért sugárzásértékek eltéréseiből az ún. városi légszennyeződést okozó légtömegeket is megállapítani és ezzel a hőmérsékleti anomáliákra is magyarázatot találni.

A légszennyeződés mibenlétének és a városi területen mutatkozó eloszlásának megállapítása azonban már egy korszerű, a népegészségügyben is jelentős szerepet játszó problémával találkozik, amely elé az a feladat van tűzve, hogy alapokat szolgáltasson a lakó- és ipartelepek ésszerű elhelyezésének és bővítésének tervezéséhez, s amelynek megoldásával a káros és egészségtelen viszonyok további erősödése elleni küzdelmet hatékonnyá tehetjük. Ehhez azonban nem elegendő az éghajlati eltérések eloszlásának ismerete, ahová a sugárzáscsökkenés eloszlása is tartozik, hanem meg kell ismernünk a légszennyeződés specifikus alkotóelemeit is, ennek során különösképpen a levegő elegyrész komponenseit is, amelyek a város levegőjében csak nyomelemek formájában találhatók. E feladatok megoldásához azonban szükséges még a levegőminták vegyelemzése és ismételten porszámlálások végzése stb. Erre irányul ma a városklímakutatás fő érdeklődése. Ha azonban a várostervezőnek alapot akarunk teremteni ahhoz, hogy a városfejlesztési és új ipartelepítési célkitűzéseit úgy irányíthassa, hogy a népegészségügy szempontjából káros tényezők a lehetőséghez képest csökkenjenek, vagy teljesen elkerülhetők legyenek, az is szükséges, hogy a légszennyeződés felhalmozódása és áthelyeződésének lehetősége szempontjából irányadó tényezőket, amelyek minden nagyvárosban mások lehetnek rendszeres kutatómunkával tisztázzuk. Véleményem szerint ennek kell minden városklímakutatás céljának és főfeladatának lennie. Hogy ez nekünk a Bécsben végzett városklímakutatásaink során mennyiben sikerült, azt a kutatások eredményeinek néhány példáján kívánom röviden bemutatni [2]. Ennek keretében természetesen csak Bécs sajátos helyzete szempontjából mérvadó tényezők jutnak kifejezésre, azonban ezekből is látható, milyen irányban kell haladniuk a másutt végzendő városklímakutatásoknak és azzal, úgy vélem, nyújtani tudok valamit, ami általában a városklímakutatás során hasznos lehet.

A nagyváros sajátlagos városklímájának alakulásában döntő jelentőségű tényező elsősorban magának a települési helynek a földrajzi helyzete, valamint a közvetlen környezet domborzati vagy helyrajzi viszonyai. Figyelembevételük jelenti a kiindulópontot egyes olyan meteorológiai tényezők különleges következményeinek általános megfigyelésekor, mint amilyen pl. a sugárzási egyenleg alakulása a hideg légtömegek helyi feltételektől függő felhalmozódásakor, ill. túlmelegedésre hajlamos helyeken, vagy az uralkodó légáramlásnak a széltorlódástól vagy pedig bukószéltől függő alakulása, amely nemcsak a felhőzet- és csapadékeloszlás szempontjából jelentős, hanem különösképpen a város által előidézett légszennyeződés felgyülemlésének vagy szétszóródásának lehetősége szempontjából is.

Bécs földrajzi helyzetét áttekintve látjuk, hogy a várostól keletre és délkeletre tágas síkság terül el, míg nyugaton és északnyugaton a Bécsi-erdő 500 m fölé is felmagasodó vonulata határolja a város területét. Ezt a vonulatot csak a Duna völgye szakítja meg Leopoldsberg és Bisamberg között *(1. ábra)*.

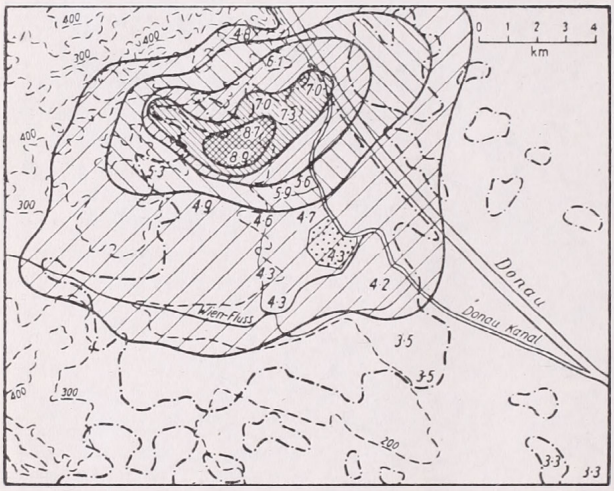
Miután Bécsben egyrészt nyugati-északnyugati, másrészt délkeleti az uralkodó szelek iránya, a város földrajzi helyzetéből folyik, hogy általában a délkeleti szelek a Bécsi-erdő szegélyén, s így magukban a nyugati és északnyugati városrészekben is megtorlódnak, és ott nem csupán a felhőzet és köd növekedését idézik elő, hanem

1. ábra. Bécs környékének térképe
Abb. 1. Lageplan von Wien und Umgebung

a légszennyező anyagokat is felhalmozzák, míg a nyugati szelek igen erősen tisztító hatásúak, mert bukószélként érkeznek a város fölé és azért hatásuk mind a felhőzetet és a ködöt csökkentheti, mind pedig a városi szennyeződést a várostól keletre és délkeletre fekvő széles síkságra szállítják el, s ott szétszórják. A délkeleti szelek légtorlódást előidéző hatása csak a Duna Leopoldsberg és Bisamberg közötti áttörésénél szakad meg, ahol mind a nyugati, mind a délkeleti szelek az itteni városrészekben ventillációs és tisztító hatást fejtenek ki, ami különösen a gyártelepekben bővelkedő Floridsdorf szempontjából igen előnyös.

Ez a hatás nagyon világosan mutatkozott már a városi légszennyeződés eloszlására vonatkozó adatfelvételekor, amelyet úgy végeztünk, hogy gépkocsival a város egész területén és környékén is több metszetben áthaladva Michelson—Büttner aktinométerrel sugárzásméréseket végeztünk, amelyekből a Linke-féle homályossági tényezőket kiszámítjuk. Eloszlásuk térképes ábrázolása áttekintést ad a homályosságot előidéző légszennyeződés felhalmozódásának intenzitásáról.

E vizsgálatoknál kitűnt, hogy szélcsendes időben a légszennyező anyagok halmozódása természetszerűleg a város központjában és a légszennyeződés főforrásainál, pl. a város délkeleti részében levő hatalmas elektromos műveknél a legnagyobb. Külön kiemelendők a gyenge szelek, amelyek a szennyanyagot csak kisebb távolságokra szállítják el, míg az erős szelek szétszórják azt. Miután a nyugati szelek Bécsben nemcsak a leggyakoribbak, hanem legerősebbek is, különösképpen tisztítják a város levegőjét. A délkeleti szelek ezzel szemben többnyire csak gyenge légáramlások és ezenkívül beleütköznek a Bécsi-erdő falába. Éppen azért a város északnyugati részében a légszennyező anyagok erősen felhalmozódnak, amint azt egy gyenge délkeleti áramlású téli napon a homályossági tényezők eloszlásában számszerűen is megállapíthattuk *(2. ábra)*. Míg a várostól keletre fekvő szabad területeken, azaz a délkeleti szelek belépő területén a homályossági tényező csak valamivel haladta meg a 3 egységet, a város északnyugati része felé közel 9 egységre nőtt [3].



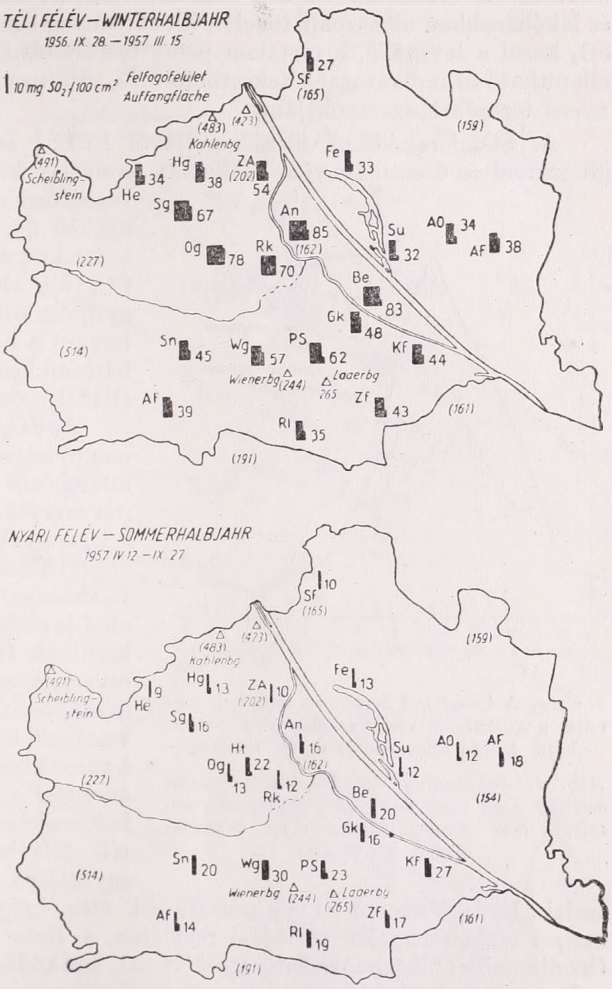
2. ábra. A városi légszennyeződés eloszlása Bécs fölött 1932. február 19-én, gyenge SE szél idején. A legerősebb a város északnyugati részében a homályosság, mely a Bécsi-erdő lejtőin megreked. —.—.—.— a beépített területek határa; ——— azonos homályossági tényezők vonalai; - - - - - - izohipszák 100 m-enként. A pontozott terület a város központja. A számok a homályossági tényezők a mérőhelyeken

Abb. 2. Verteilung des Stadtdunstes über Wien am 19. Februar 1932. bei schwachem Südostwind. Die stärkste Trübung liegt im Nordwesten der Stadt und staut am Wienerwaldhang. —.—.—.— Begrenzung des verbauten Gebietes; ——— Linien gleicher Trübungsfaktoren; - - - - - - Isohypsen für je 100 m; punktiertes Gebiet = Stadtzentrum. Die eingetragenen Zahlen sind die Trübungsfaktoren an den Meßstellen

A szélirány és a domborzati viszonyok mellett a levegő szennyanyagának sűrűsödését elősegítő további tényezőként az alacsony hőmérsékleti inverziók jönnek számításba, amelyek leggyakrabban a hideg évszakban alakulnak ki, amikor a leggyakrabban is fordulnak elő a délkeleti szelek. Bécsben évente 170 olyan nap van, amelynek során éjszakai talajinverzió alakul ki és az alacsony inverziós réteg alsó határa az 500 m-es szint alatt van. Délután ilyen inverziók csupán 22 napon fordulnak elő, ám azok is többnyire a téli félévben, szélcsendkor vagy délkeleti szél idején állnak elő [4]. Ezek az alacsony inverziók, amelyek alsó határukkal leérnek a Bécsi-erdőig vagy még a Bécsi-erdő gerincmagassága alatti szintekig, délkeleti szelek esetén megakadályozzák, hogy a szennyezett városi levegő a Bécsi-erdő

gerincvonalán át elszállítódjék. Ennek következtében halmozódik fel erősen és jól megfigyelhetően a város északnyugati részében a város levegőjének szennyanyaga, amely csak a Duna szűk áttörésénél tud északnyugat felé eltávozni. A Bécsi-erdőn keresztül a nyugat felé húzódó Tullni-mezőig és a Duna mentén is végzett sugárzásmérő útjaink alkalmával is tapasztaltuk ezt. Míg a Bécsi-erdőnek a város területét északnyugaton határoló magaslatain alig valamivel több mint 3 egységet mértünk, ami megfelel a szabad térségek levegőjének, magában a Duna völgyében és a Tullni-mező keleti részében, a várostól még 20 kilométerre is, hasonló nagyságrendű homályossági tényezőket észleltünk, mint magán a torlódás színhelyén az északnyugati városrészben, ami arra mutat, hogy a szennyezett légtömegek a Bécsi-erdő magaslatain át ugyan nem tudtak eltávozni, azonban a Duna áttörésénél mégiscsak elhúzódtak nyugatra, ugyanakkor megtartották sűrű, homályos városfölötti légtestjellegüket.

Innét ered az a városrendezés számára fontos felismerés, hogy a bécsi légszennyeződés szempontjából a legkedvezőtlenebb körülményeket az alacsony hőmérsékleti inverziókkal egyidőben fellépő gyenge délkeleti légáramlások hozzák létre, amelyek a sajátos domborzati viszonyokkal párosulva a levegő torlódását idézik elő a város északnyugati részében. Mindennemű városklímakutatás fő feladatának annak kell lennie, hogy a fentiekhez hasonló felismerésekkel kiinduló pontot teremtsen a lényeges kedvezőtlen tényezők meg-



AF	Aspern Flugfeld	Hg	Hackenberg	Sg	Schafberg
AO	Aspern Ort	He	Höhenstrasse	Sn	Schönbrunn
Af	Atzgersdorf	Ht	Hygieneninstitut	Su	Stadlau
An	Augarten	Kf	Kaiserebersdorf	Sf	Strebersdorf
Be	Bikenwiese	Og	Ottakring	Wg	Wienerberg
Fe	Fultonstrasse	PS	Preyer Spital	ZA	Zentralanstalt f. M.
Gk	Gaswerk	Rk	Rathauspark	Zf	Zentralfriedhof
		Rl	Rothneusiedl		

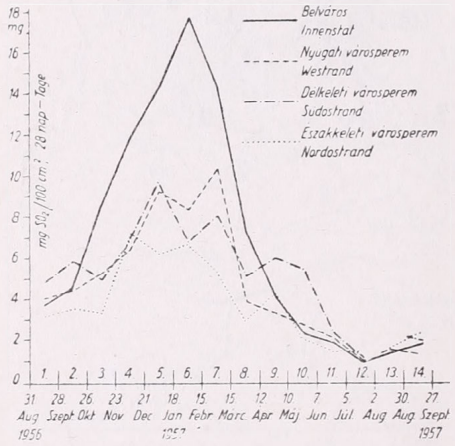
3. ábra. A levegőből lerakódó SO_2 a téli félév (fent) és a nyári félév (lent) folyamán mg-ban, SO_2/100 cm² felfogófelületen. A zárójelbe tett számok a tszf. magasságot jelzik m-ben.

Abb. 3. SO_2-Ablagerung aus der Luft im Winterhalbjahr (oben) und im Sommerhalbjahr (unten) in mg SO_2/100 cm² Auffangfläche. Die in Klammern beigefügten Zahlen bedeuten Höhenangaben in m

látásához. A leghatásosabb tényezők felismeréséből aztán a város valamennyi területére nézve, becslésszerű következtetések vonhatók le, amelyeknek megbízhatóságát ellenőrizendő azután közvetlen észleléseket kell végezni.

E célból Bécsben megfigyeltük a légszennyezőanyag egyes összetevőinek eloszlását is. Itt elsősorban az SO_2 eloszlása érdemel említést, mivel az ipartelepeken és lakóházakban elhasznált tüzelő-, ill. fűtőanyag égéstermékeként nagymennyiségű SO_2 kerül a levegőbe, e tartalom pedig méréstechnikailag aránylag könnyen megállapítható és indikátornak tekinthető más, ugyanazon forrásokból származó szennyező termékek szempontjából.

Az SO_2 lerakódások mérése céljából 1 : 1 : 1 arányban hamuzsírral (K_2CO_3), glicerinnel és desztillált vízzel átitatott pamutlapokat tettünk ki a levegőre Bécs város területén és a város közvetlen környékén négy heti időre [5]. A K_2CO_3-ból a lerakódott SO_2 következtében K_2SO_3 és CO_2 áll elő. A pamutlapocskák összegyűjtése után a H_2O_2-vel való oxidáció folytán a K_2SO_3-ból K_2SO_4 képződik és ezt báriumkloriddal ($BaCl_2$) báriumszulfátra ($BaSO_4$) csapattuk ki.



4. ábra. A levegőből lerakódó SO_2 évi menete a különböző városrészekben 4 hetenként kitett abszorpciós lapok szerint

Abb. 4. Jahresgang der SO_2-Ablagerungen aus der Luft nach vierwöchigen Expositionszeiten der Absorptionlappen in verschiedenen Stadtteilen

Az SO_2-nek Bécs területén jelentkező mennyisége és megoszlása számottevően különbözik aszerint, hogy télen vagy nyáron mérjük őket *(3. ábra)*. A téli félévben a legnagyobb SO_2 lerakódásokat a város belső részeiben észleltük (Ottakring 78 mg, Rathauspark 70 mg, Augarten 85 mg), ahol is elsősorban a sűrűn beépített terület házainak fűtése idézi azt elő. A gyakori inverziók csak fokozzák a SO_2 felhalmozódását, amit a belvárosban még elősegít veszteglő magasnyomású helyzetek esetén a város középpontja felé konvergáló gyenge áramlási mező is. Az erős széndioxid felhalmozódásnak legfőbb okozói azonban a téli félévben az inverziós helyzetekkel együttjáró, s különösen gyakori délkeleti szelek. Ez legfőképpen abban mutatkozik meg, hogy a város északnyugati térségében, a délkeleti szelek torlódási területén, a Hohe Warten levő Meteorológiai és Geodinamikai Központi Intézetnél az SO_2 lerakódása (54 mm) kétszerannyi, mint a Duna áttörésénél fekvő Strebersdorfnál (27 mg), ahol a légtömegek átszellőződése nyugat és kelet felé egyaránt akadálytalanul végbement. Még a város legszélső nyugati és északnyugati peremén (Hackenberg 38 mg, Höhenstrasse 34 mg, Schafberg 67 mg) is lényegesen nagyobb a levegő SO_2 tartalma, mint a Duna áttörésénél, Strebersdorfnál, sőt a Duna túlsó oldalán levő ipari területeknél is nagyobb (Fultonstrasse 33 mg, Stadlau 32 mg). Ez megint csak bizonyítja, mennyire fontos az, hogy az átszellőzés lehetővé váljék.

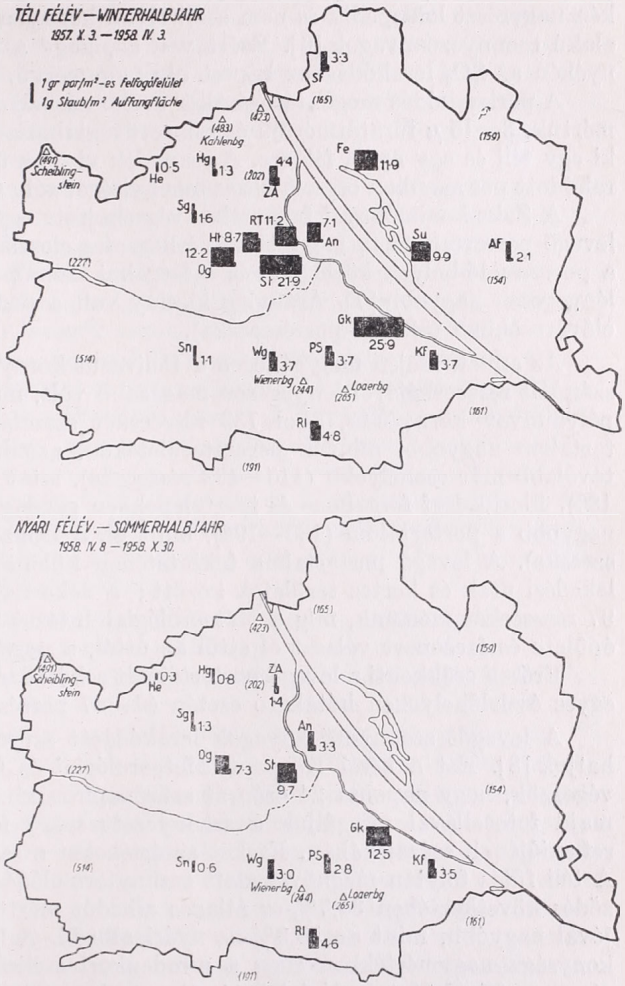
Aránylag nagy, ám a város belső részéhez mérten mégis kisebb az SO_2 lerakódás Bécs ipartelepekben gazdag délkeleti részében, főleg a simmeringi nagy elektromos művek környékén (Preyer-Gyermekkórház 62 mg, Gázművek 48 mg, Kaisersebersdorf 44 mg). Különösen nagy az SO_2 tartalom a Birkenwiesen (83 mg) és úgy tűnik, hogy az uralkodó gyenge délkeleti légáramlás következtében a Villamosművektől

egy füstzászló húzódik a Birkenwiesen (83 mg), Augartenen át (85 mg) egészen a Hohe Warten fekvő Központi Meteorológiai és Geodinamikai Intézetig (54 mg).

A nyári félévben a levegő SO_2 tartalma lényegesen kisebb, mint télen, és a város térségében a helyi különbségek erősen kiegyenlítettek. Ennek oka egyrészt az, hogy az SO_2 termelés nyáron kisebb, másrészt pedig az, hogy nyáron fokozott a termikus konvekció és az általa keltett felfelé irányuló átszellőződés.

A város belső részeiben az SO_2 lerakódás a nyári félévben a téli értékeknek egyötödére csökken, mert az itteni SO_2 képződés főforrása, a lakóházak fűtése, majdnem teljesen szünetel. Ezzel szemben az ipartelepekben gazdag délkeleti részekben és a Villamosművek környékén az SO_2 lerakódás a téli értéknek csak körülbelül a felére csökken, ami egyrészt az ipari szennygázakra vezethető vissza, másrészt arra, hogy nyáron a nyugati szelek gyakoribbak és elősegítik a légszennyeződésnek a keleti városrészek felé való eltolódását. Ez a hatás mutatkozik pl. abban, hogy nyáron a simmeringi Villamosművektől keletre fekvő mérőhelyeken, Kaiserebersdorfban, az SO_2 tartalom nagyobb, mint a tőle nyugatra, a Gázműveknél elhelyezett mérőhelyen, míg télen a helyzet fordított.

Az egyes városrészek levegőjének SO_2 tartalmában mutatkozó eltérések különféle évi menetekben is megnyilvánulnak *(4. ábra)*. Az SO_2 tartalom legnagyobb ingadozását a Belvárosban találjuk. A maximum a méréseknek január közepétől február közepéig terjedő periodusára esik, a



5. ábra A levegőből lerakódó por eloszlása Bécsben a téli félév (fent) és a nyári félév (lent) folyamán. A zárójelbe tett számok tszf. magassági adatok m-ben

Abb. 5. Verteilung der Staubablagerungen aus der Luft in Wien im Winterhalbjahr (oben) und im Sommerhalbjahr (unten). Die in Klammern eingetragenen Zahlen bedeuten Höhenangaben in m

minimum pedig júliusra. Az egyes eltéréseket a kiegyenlített évi menettől egyes meteorológiai tényezők és a vonatkozó mérés-szakaszokban uralkodó időjárási helyzetek hatása magyarázza.

A gázalakú SO_2 lerakódás eloszlásától eltérően a szilárd poralakú lerakódás nagyobb koncentrációja inkább a város belterületén és a por keletkezésének helyei körül található *(5. ábra)*, mert a por, mint nehéz tömeg, keletkezési helye környékén nagyrészt leülepedik és nem száll olyan könnyen és olyan messze, mint a gázalakú szennyezőanyagok [6]. Ezért van az, hogy a porlerakódás Floridsdorf környékén az SO_2 lerakódáshoz képest oly nagymérvű.

A porlerakódás meghatározásakor azokon a helyeken, ahol az SO_2 lerakódást is mértük, 3—15 μ fúratátmérőjű és szinterüvegtalapzatú kis üvegtölcséreket tettünk ki egy téli és egy nyári félévre. A csapadék vize az üveg talapzatán átfutott, a lerakódott por azonban összegyűlt és mennyiségét súly szerint meg lehetett határozni.

A Zeiss-koniméterrel felszerelve végrehajtott egyes mérőútjaink alkalmával a levegő portartalmának megint csak jellegzetes eloszlását tapasztaltuk, amennyiben a portermelő-helyek közelében és a forgalmi csomópontokon a levegő portartalma lényegesen nagyobb [7]. Aránylag kicsiny volt a portartalom a délnyugati és déli elővárosokban (82—99 porrészecske).

Az annak idején még gőzüzemű Délivasút környékén a portartalom 207 megszámlált részecskéjével lényegesen magasabb volt, mint a villamos üzemű Nyugati pályaudvar környékén, ahol 133 részecskét számláltunk. A belvárosban a portartalom nagyobb, mint a peremterületeken, azonban a forgalmas útvonalaktól távolabb már csekélyebb (115—132 részecske), mint a forgalom fővonalain (172—180). Floridsdorf forgalmas és ipartelepekben gazdag belterületén ugyancsak jóval nagyobb a portartalom (180—192), mint pl. a Duna árterületének szélén (119 részecske). A levegő portartalma tekintetében különösen nagy a különbség a közlekedési utak és kertes területek között; a néha nagyforgalmú Hohe Warte úton 97 részecskét mértünk, míg a Meteorológiai Intézet kertjében, amelyet az Intézet épülete és facsoport választ el ettől az úttól, a portartalom 24 egység.

Erősen csökkenti a levegő portartalmát a hótakaró. A város területén felállított egyes észlelőhelyeken hótakaró esetén 41—87 porrészecskét számláltunk.

A levegőt szennyező anyagok lerakódását szűrőlapok segítségével is vizsgálhatjuk [8]. Ezt a bécsi Központi Meteorológiai és Geodinamikai Intézetben úgy végezzük, hogy naponta 24 órán át szűrőpapíron kb. 100 m^3 levegőt szivatunk át, majd fotocellával vizsgáljuk a szennyezett szűrő fényreflexióját tiszta szűrőlap reflexiójának százalékában. Ezeket az értékeket a szűrőlap albedójának nevezzük. A téli fűtés folytán megnövekedett szennytermelődés, valamint a stabil légrétegeződés következtében 34,7%-os átlagos albedót mértünk ebben az évszakban, ami jóval nagyobb, mint az 55,9%-os nyári albedó. A légszennyeződés napi változékonysága nagymértékben függ a mindenkori széliránytól. A város északnyugati részében fekvő Meteorológiai Intézetbe a város fölött vonuló délkeleti szelek sokkal több szennyezett levegőt hoznak, mint a Bécsi-erdő felől jövő nyugati szelek. Középértékben a két szélirány albedóértékei a téli félévben kb. 15%-kal tértek el egymástól. Erősebb szél erősebben tisztító hatású. 2 m/mp-nél kisebb szélsebességeknél az albedó télen csak 27,3%-ot tett ki, míg 4 m/mp-nél nagyobb szélsebességeknél 47,2%-ot.

A nagyváros levegőjének az ipar és a fűtés által előidézett szennyeződése a szabad területekkel összehasonlítva a levegő CO_2 tartalmának különbségeiben is megnyilvánul [9]. Több évi összehasonlító mérések során azt tapasztaltuk, hogy a levegő CO_2 tartalma Bécsben télen átlagosan 11%-kal nagyobb, mint az ipartelepektől mentes szabad területek levegőjének CO_2 tartalma [10]. Itt megint csak az

mutatkozik meg, hogy a város területe felett áthaladó délkeleti szelek nagyobb CO_2 tartalmú levegőt hoznak a mérőhelyekre, mint a szabad terület felől jövő nyugati szelek [9]. Évi menetben legnagyobb az átlagos havi közép januárban 3,49 mlCO_2/10 l, míg a legalacsonyabb szeptemberben 3,16 mlCO_2/10 l értékkel [10]. E különbséget az idézi elő, hogy egyrészt télen nagyobb a CO_2 termelődés, másrészt pedig nyáron az asszimiláció folytán nagyobb a CO_2 fogyasztás.

A káros légszennyeződés tekintetében folytatott vizsgálataink tökéletesebbé tétele céljából Dräger-féle gázfelderítőkészülékkel folytattunk CO-meghatározásokat [2]; a legnagyobb értékeket a csúcsforgalom idején észleltük forgalmas zárt utakon és tereken, különösen a forgalomgátló útkereszteződéseknél. Az eredmények a várostervezők számára adnak útmutatást a közlekedés helyes szabályozására és a forgalomtorlódás kiküszöbölésére.

Különös érdeklődésre tarthat számot a levegő ózontartalma a nagyvárosokban, mert az ózon a nedves levegőben még jóval a telítési gőznyomás alatt előidézhet ködöket, ha más, a vizet elvonó anyagok is vannak jelen, mint pl. ammónia vagy nitrózus gázok. Bécsben, a H. *Ehmert* által megszerkesztett berendezéssel mintegy regisztráltuk a levegő ózontartalmát, mégpedig oly módon, hogy 2 órás időközökben automatikusan 10—10 liter levegőt vezettünk át nátriumtioszulfáttal kevert káliumjodid-oldaton, amikor is az ózonnak káliumjodiddal való oxidációja folytán szabaddá váló jód jelzi az ózontartalom mennyiségét [11]. A levegő ózontartalma Bécsben olyan nagyságrendű, mint általában másutt is Európában : sokkal kisebb azonban, mint pl. Los Angelesben, ahol a hírhedt füstköd (smog) képződés előidézésében része van. Az ózontartalomnak évi menete is van, téli minimummal és nyári maximummal, a napi menet a téli félévben csak gyengén fejlett, nyáron azonban az éjszaka második felében beálló minimumot és déli maximumot mutat. A maximumok magyarázatát a fokozott konvekció adja meg, amely erősebb kicserélődést idéz elő a magasabb légrétegekkel.

Nem érdektelen még az építmények — különösképpen a mészkőépítmények — mállásával kapcsolatos jelentősége folytán a hidrogénionkoncentráció sem, azaz a csapadék pH értéke. A csapadék pH értékének meghatározása céljából Bécsben végzett mérések szerint a pH értékeknek igen erős a szórása, 3,42 legkisebb, 7,42 legnagyobb érték, azaz az erősen savanyútól a lúgos tartományig ingadoznak [12]. Az összes pH értéknek kb. a fele az 5 és 6 közötti savanyú tartományba tartozik.

A levegő és a csapadék kémiai analízisének tökéletesítése céljából az upsalai egyetemen megszerkesztett normál-készülékkel havonta kb. 30 m^3 levegőt szívattunk át egy abszorpciós oldaton és csapadékpróbákat gyűjtöttünk, amelynek SO_4^{--}, Cl^-, NH_3—N, Na^+, K^+, Mg^{--}, és Ca^{--} tartalmát mikroanalízis alá vettük [2]. Az eredményekből kitűnik a nagyváros levegőjére különösképpen jellemző azon tény, hogy a levegő kéntartalma Bécsben télen több mint háromszor, tavasszal és ősszel pedig több mint kétszer akkora, mint az ipartelepektől teljesen mentes, be nem épített területen, míg nyáron jóformán egyáltalán nincs különbség a két terület levegőjének kéntartalma között.

E vizsgálatok jól áttekinthetővé tették a légszennyeződés keletkezésének és felhalmozódásának folyamatát valamint vegyi összetételét.

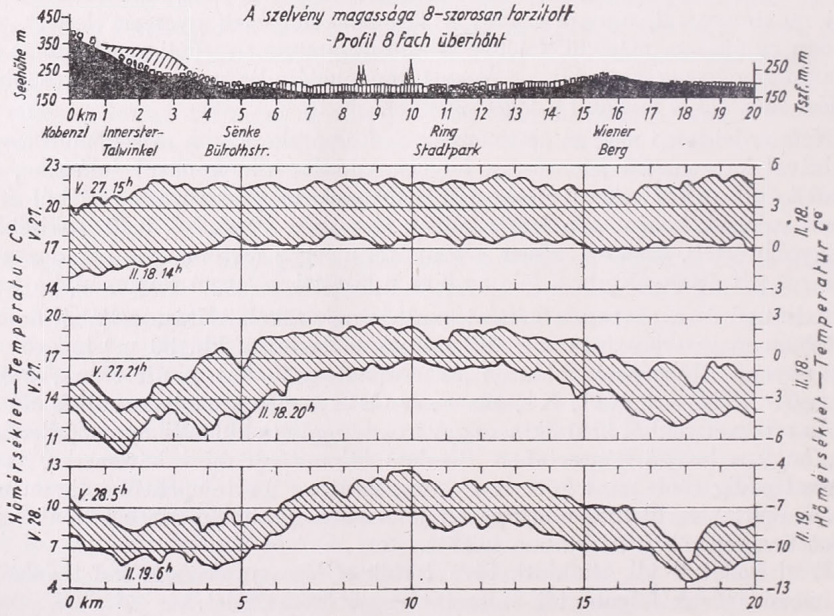
A légszennyeződés idézi elő a levegő homályosodását is, ezzel hat a hőmérséklet alakulására is, amely hatás a városterület domborzatának és terepviszonyainak a hőmérsékleteloszlást módosító hatására szuperponálódik. Nyilvánvaló, hogy a homályos levegő mind a besugárzást, mind a kisugárzást csökkenti, s ezáltal a nagyváros területén a napi ingadozást mérsékeli. Gépkocsival végzett mérőutak során állapítottuk meg azt, hogy ez a hatás a terepviszonyok hatásával együtt hogyan jelentkezik a hőmérséklet térbeli eloszlásában a különböző nap- és évszakok, vala-

mint a különböző időjárási viszonyok során. A hőmérséklet mérését nagy érzékenységű ellenálláshőmérőkkel mértük [13].

Már a hőmérséklet területi eloszlására vonatkozó első adatfelvétel során — amelyet egy szélcsendes májusi sugárzásos éjszaka végén hajtottunk végre, — kitűnt, hogy a méréskor a legmagasabb a hőmérséklet a város központjában (+5° fölötti), a legalacsonyabb (—3° alatti) a várostól keletre fekvő szabad síkságokon, vagyis hogy a csekély magasságkülönbség ellenére is a városi légszennyeződés sugárzást csökkentő specifikus hatásaként az erősen beépített városterület központjában egy sugárzásos éjszakát követő reggelen több mint 8°-kal magasabb hőmérséklet mérhető, mint a sík környező területen [1]. Egyébként ugyanilyen reggeleken alacsony (—1° alatti) hőmérséklet észlelhető a város nyugati részében a Bécsi-erdőből lehúzódó völgyekben, míg a Bécsi-erdő 2—300 méterrel magasabb hegyhátain viszont ismét magasabb (+3°-os) hőmérsékleteket találunk.

A város és a környék különböző részein déltájban és koradélután a hőmérséklet-különbségek erősen kiegyenlítettek; ám legnagyobbak az esti órákban, amikor is a szabad területeken a kisugárzás hatása már erősen mutatkozik, míg a háztömegek között felgyülemlett nappali felmelegedés, valamint a kisugárzásnak a városi légszennyeződés által előidézett csökkenése késleltetik a lehűlés idejét [12]. Amint egy bécsi téli és egy májusi nap hőmérséklet-metszete mutatja *(6. ábra)*, hasonló időjárási helyzetek esetén azonos az állapot valamennyi évszakban.

Forró nyári napokon napközben különösen feltűnő, hogy viszonylag alacsony



6. ábra. Februári és májusi analóg hőmérsékleti metszetek Bécsen át. A metszet iránya: Kobenzl—Belváros—Inzersdorf. A felső szegély a tavaszi mérőút (1932. május 27—28., hőmérsékleti skála a baloldalon), az alsó a téli mérőút (1932. február 18—19., hőmérsékleti skála a jobboldalon) eredménye

Abb. 6. Vergleich analoger Temperaturschnitte quer durch Wien von Februar und Mai. Schnitt: Kobenzl—Innere Stadt—Inzersdorf. Der obere Rand bezieht sich auf die Frühlingsfahrt (27—28. Mai 1932, Temperaturskala links), der untere auf die Winterfahrt (18—19. Februar 1932. Temperaturskala rechts)

hőmérséklet mérhető a belváros szűk utcáin. Itt délután 7°-kal is alacsonyabb a hőmérséklet, mint a szélesebb utcákon vagy tereken. Utóbbiak estefelé gyorsabban hűlnek le, míg a szűk utcákban inkább még felmelegedés tapasztalható. Ugyanúgy, mint ahogy a szűk utcákban a fölmelegedés nappal késleltetődik, az éjjeli lehűlés is csökken, úgyhogy ezek az utcák reggel melegebbek, mint a közepes szélességű vagy széles útvonalak. Szeles vagy felhős időben a különbségek természetesen erősen kiegyenlítődnek.

A különféle időjárási helyzeteknek különböző napszakokban az épületek sűrűségétől és az orográfiai viszonyoktól függő jellegzetes hőmérsékleteloszlására irányuló adatfelvétel is értékes tájékoztatást ad a céltudatos várostervezés részére. A tipikus hőmérsékletkülönbségek mennyiségi és minőségi kimutatása és indokolásuk ugyancsak a városklímakutatás egyik főfeladatát képezi.

Fejtegetéseinkben Bécs város példáján akartuk bemutatni, hogy a célszerűen megtervezett és végrehajtott városklímakutatás révén hogyan találhatjuk meg a leglényegesebb jellemző vonásokat és hogyan adhatjuk magyarázatukat a speciális városklímaviszonyok szempontjából fontosnak megismert meteorológiai, klimatológiai és földrajzi tényezők összhatásából. Az adott feltételeknek megfelelően más városokban mások lesznek a városklímaviszonyok. Fejtegetéseinkkel ezek vizsgálatához kívántunk ösztönzést adni.

IRODALOM

[1] *Schmidt, W.:* Kleinklimatische Aufnahmen durch Temperaturfahrten. Meteorol. Zeitschr., *47*, 92 (1930).

[2] *Steinhauser, F., O. Eckel und F. Sauberer:* Klima und Bioklima von Wien. I., II. und III. Teil. Öster. Gesellschaft für Meteorologie, Wien 1955, 1957 und 1959.

[3] *Lauscher, F. und F. Steinhauser:* Strahlungsuntersuchungen in Wien und Umgebung. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natur. Kl. *141*, 15 (1932) und *143*, 175 (1934).

[4] *Steinhauser, F.:* Statistische Untersuchungen der Inversionen im Luftraum über Wien. Archiv Met., Geoph. u. Biokl. A *11*, 427 (1960).

[5] *Bangerl Anna u. F. Steinhauser:* Die Verteilung des SO_2-Gehaltes der Luft im Stadtgebiet von Wien. Archiv Met. Geoph. Biokl. B 10, 132 (1959).

[6] *Steinhauser, F.:* Messungen der Staubablagerung in Wien. Időjárás. *63*, 94 (1959).

[7] *Jelinek, Dorothea:* Untersuchungen über die Lufttrübung über Wien auf Grund der Ergebnisse von Strahlungs-, Licht- und Staubmessungen. Dissertation, Wien 1957.

[8] *Steinhauser, F.:* Messungen der Luftverschmutzung in Wien. Archiv Met. Geoph. Biokl. B 10, 200 (1960).

[9] *Steinhauser, F.:* Der CO_2-Gehalt der Luft in Wien und seine Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren. Ber. d. DWD Nr. 51 (1959).

[10] *Steinhauser, F.:* Ergebnisse von Messungen des CO_2-Gehaltes der Luft in Österreich. Wetter u. Leben, *12*, 263 (1960).

[11] *Steinhauser, F.:* Ergebnisse von Registrierungen des Ozongehaltes der Luft in Wien. Arch. Met. Geoph. Biokl. A 11, 368 (1959).

[12] *Steinhauser, F.:* Über di pH-Werte des Niederschlags, der Schneedecke und des Grundwassers in Wien. Archiv. Met. Geoph. Biokl. B 9, 86 (1958).

[13] *Steinhauser, F.:* Temperaturverhältnisse von Wien zu verschiedenen Jahres- und Tageszeiten nach Ergebnissen von Meßfahrten in den Jahren 1931 und 1932. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. IIa, 141, 553 (1932).

*

ПРОБЛЕМЫ ГОРОДСКОГО КЛИМАТА

Современные исследования по климату города служат целям науки и должны удовлетворять также и требованиям практики. Научный интерес заключается в том, что путем соответствующих наблюдений и измерений, которые должны охватывать по возможности всю территорию города и его ближайшие окрестности при разных синоптических положениях и в разное время года и суток, нужно количественно определить климатические и метеорологические различия отдельных частей города в зависимости от плотности застройки и

заселения и от распределения промышленных предприятий, а также различия между городом и открытой местностью ; затем из этого нужно вывести факторы, имеющие решающее значение для специфических условий городского климата. Практические требования направлены на то, чтобы получить основы для планировки городов при расширении жилых районов и строительстве новых предприятий с наилучшим удовлетворением запросов здравоохранения (сохранение чистоты воздуха, защита от атмосферных загрязнений, мероприятия по улучшению гигиенических условий атмосферы).

Для достижения этих целей нужно применить к изучению городского климата новые методы наблюдения и исследования. На примере обширного материала исследований по городскому климату, накопленного в Вене, автор хочет показать пути к решению самых важных задач в проблеме городского климата и тем способствовать постановке целенаправленных и целесообразных исследований этого рода в других городах.

Факторами, имеющими решающее значение для формирования специфического климата большого города являются географическое положение самого города, а также орографические и топографические условия его ближайшего окружения. Учет этих факторов дает основу для анализа специфического влияния отдельных метеорологических факторов. Сюда относятся : 1) радиационный баланс в связи с локально обусловленными накоплениями холодного воздуха и с ситуациями перегревания ; 2) преобладающие воздушные течения в связи с запруживанием или подветренными эффектами, что важно не только с точки зрения распределения облачности и осадков, но и для возможности накопления или рассеяния атмосферных загрязнений городского происхождения.

Взгляд на географическое положение Вены показывает, что на восток и юго-восток от города простирается широкая равнина, а на западе и северо-западе территория города ограничивается высотами Венского леса (до 500 м). Этот хребет разрывается долиной Дуная, между Леопольдсбергом и Бизамбергом.

Преобладающие ветры имеют в Вене направления от западного до северо-западного, а также юго-восточное. Из географического положения города следует, что юго-восточные ветры вызывают запруживание у края Венского леса и тем самым также в западной и северо-западной частях города. Это приводит не только к увеличению облачности и туманов, но и к накапливанию атмосферных загрязнений. В то же время западные ветры производят сильное очищающее действие, так как они проходят над городом с подветренным эффектом и могут поэтому уменьшать облачность и туман, а также уносить городскую мглу на широкие равнины, простирающиеся к востоку и юго-востоку от города, и при этом ее рассеивать. Запруживающий эффект юго-восточных ветров прерывается только у прорыва Дуная между Леопольдсбергом и Бизамбергом. В этой последней части города как юго-восточные, так и западные ветры производят вентиляционное и очищающее действие, что является весьма благоприятным фактором для наиболее индустриального района города — Флоридсдорфа.

Кроме направления ветра и орографических условий, низкие температурные инверсии также являются фактором, способствующим накоплению масс мглы. Они особенно часто образуются в холодное время года, когда юго-восточные ветры имеют наибольшую повторяемость. В Вене ежегодно бывает 170 дней с ночными приземными инверсиями и с низкими инверсиями в свободной атмосфере (с нижней границей до 500 м). После полудня такие инверсии наблюдаются только 22 дня в году, главным образом в зимнее полугодие при затишьи или при юго-восточных ветрах. Эти инверсии, нижние границы которых лежат на уровне Венского леса или даже ниже высот Венского леса, препятствуют загрязненному городскому воздуху при юго-восточных ветрах распространяться над высотами Венского леса. Это приводит к сильному накоплению городской мглы в северо-западной части города ; мгла может выноситься к северо-западу только через узкий прорыв Дуная. С помощью маршрутных наблюдений на автомашинах нам удалось доказать, что при таких ситуациях с юго-восточным ветром и низко лежащими инверсиями загрязненный воздух не поднимается до высот Венского леса. В этом последнем воздух столь же чист, как и в местностях удаленных от города. Загрязненный городской воздух переносится преимущественно до долине Дуная, где еще на расстоянии 20 км от города мы находили в низких местах воздушные массы, сильно загрязненные городской мглой. Степень помутнения была там такой же сильной, как в области запруживания в северо-западной части города.

Неблагоприятный для чистоты воздуха в Вене эффект слабых юго-восточных ветров при низких инверсиях и при запруживании у края Венского леса можно было неоднократно устанавливать при исследованиях распределения помутнения воздуха. Степень этого помутнения мы определяли с помощью фактора мутности Линке, вычисляя его из актинометрических измерений, а также из распределения разных компонентов загрязнения воздуха.

Было исследовано также распределение оседания CO_2. Оказалось, что самое большое оседание наблюдается зимой в центре города, где в это время года образование CO_2 возрастает под влиянием индустрии и отопления жилых домов. Но и на склонах Венского леса, на северо-западной окраине города, оседание больше, чем в индустриальном районе на северном берегу Дуная, который лучше проветривается как западными, так и юго-восточными ветрами. Летом оседание CO_2 значительно меньше, чем зимой, и распределение его по территории города равномернее, так как в это время года, при отсутствии ситуаций с инверсиями усиленная термическая конвекция создает проветривание кверху. Из микрохимических исследований воздуха выяснилось, что зимою воздух в Вене содержит более чем в три раза, а весною и осенью больше чем вдвое серы по сравнению с чистым загородным воздухом, в то время, как летом почти никакой разницы нет. Ежедневные определения содержания CO_2 в воздухе дают ясный годовой ход с максимумом зимой и минимумом летом и показывают, что воздух в Вене содержит в среднем на 10% больше CO_2, чем чистый загородный воздух.

По сравнению с распределением газовых компонентов в воздухе Вены, распределение твердых пылевых осадков обнаруживает характерные различия, поскольку пыль, как тяжелая масса, оседает большей частью поблизотси места ее происхождения и не переносится так легко и далеко, как газовые примеси к воздуху. Поэтому концентрация выпадений пыли больше во внутренней части города и вблизи источников запыления, а оседание пыли в индустриальном районе Флоридсдорфа высоко по сравнению с оседанием CO_2. Это видно также из измерений пылесодержания, сделанных с помощью кониметра Цейса.

Загрязнение воздуха устанавливалось также уптем определения альбедо листков фильтровальной бумаги, через которые воздух просасывается втечение 24 часов. При юго-восточных ветрах эти листки были загрязнены больше чем при западных. Зависимость степени загрязнения от скорости ветра ясно показывает важность возможности проветривания городской территории.

Далее сообщается об определении содержания CO и о регистрации содержания озона в приземном воздухе, а также о микроанализах проб воздуха и осадков на содержание SO_4--, $Cl-$, NH_3-N, $NA+$, $K+$, $Mg++$ и $Ca++$.

Загрязнение воздуха вызывает также помутнение и тем самым влияет на температурные условия, которые, через орографические и топографические условия территории города сказываются на распределении температуры. Ясно, что замутнение воздуха снижает как инсоляцию, так и излучение, и тем самым уменьшает суточную амплитуду температуры на территории города. Путем измерений с помощью автомашин установлены размеры этого влияния, вместе с влиянием условий местности, в разное время суток и года и при разных условиях погоды. Регистрация температуры производилась при этом с помощью высокочувствительных термометров сопротивления.

Оказалось, что, например, в мае в конце ночи с сильным излучением, температура в центре города была на 8° выше, чем на открытой местности в окрестностях города, при почти одинаковой высоте. Различия температуры в разных частях города и в окрестностях около полудня и в послеполуденные часы сильно сглажены. Наиболее велики они вечером, когда в открытой местности уже сильно сказывается излучение, а в городе накопленное за день нагревание зданий и накопление мглы уменьшают излучение и замедляют охлаждение. Эти типичные различия выявляются сходным образом во все времена года.

В жаркие летние дни наблюдается сравнительно низкая дневная температура в узких переулках центральной части города. Там в послеполуденное время отмечались температуры на несколько (до 7) градусов выше, чем на более широких улицах и площадях. Эти последние быстрее охлаждаются вечером в то время как в узких переулках наблюдается даже некоторое нагревание. Подобно тому, как я узких переулках замедляется дневное нагревание, так и ночное охлаждение в них уменьшается; поэтому утром переулки теплее, чем более широкие улицы. При ветреной или облачной погоде эти различия, конечно, сильно выравниваются.

Mészárosné Nagy Ágnes:

Vergleich der Höhentemperaturen über Wien und Budapest

Сравнение температуры в свободной атмосфере над Веной и Будапештом. Сопоставление рядов данных о температуре над Веной и Будапештом на разных главных изобарических поверхностях показывает, что явление, замеченное *К. Цехаком* при подъемах радиозондов, произведенных в 03 часа (Гр. вр.) — возрастание разности температуры летом — обнаруживается и при подъемах, сделанных в 00 час (Гр. вр.). Распределение разностей приводит к заключению, что более высокие температуры, измеренные над Будапештом, обусловлены большей инерцией термометра будапештского радиозонда.

*

Für die aerologische Forschung und innerhalb deren in erster Linie beim Vergleichen der Angaben aus den hohen Schichten der Atmosphäre bedeutet die Vielartigkeit der in den verschiedenen Ländern benützten Typen der Radiosonden ein ernstes Problem. Die in Payern ausgeführten vergleichenden Messungen zeigten, dass die Messelemente für Druck, Temperatur und Feuchtigkeit der dort hochgelassenen Radiosonden in bedeutendem Masse voneinander abweichende Angaben liefern und dies ergibt, dass die Höhenangaben zweier, mit verschiedenen Radiosondentypen arbeitenden Stationen sehr schwer verglichen werden können. Das Problem wird bei den Temperaturuntersuchungen am wichtigsten mit Rücksicht darauf, dass das Aussieben der wirklichen Grössen wegen der Vielfältigkeit der bei der Temperaturmessung mit Radiosonden Einfluss ausübenden Faktoren recht schwierige Aufgabe darstellt. Vor allem ist das der Fall bei den tagsüber ausgeführten Sondenaufstiegen, wenn der in der Temperaturmessung vorkommende Strahlungsfehler bei einzelnen Typen mehrere Grade übertreffende Unterschiede verursachen kann. Die andere wesentliche Einwirkung, welche die Temperaturangaben verfälscht, die verschiedene Trägheit der Messelemente kann auch bei Messungen in der Nacht zu nennenswerten Abweichungen führen.

Die Angaben der Radiosondenaufstiege in Wien und Budapest hat *K. Cehak* solchen vergleichenden Prüfungen unterzogen [1]. Er hat die Radiosondenaufstiege der Jahre 1952—56 als Grund zum Vergleichen genommen. Diese Aufstiege geschahen um 3 Uhr GMT. *Cehak* hat die monatlichen Mittelwerte der Temperatur, des Druckes und der Feuchtigkeit in 6 Höhen und zwar in 500, 1000, 2000, 5000, 7000, 10 000 m Höhe miteinander verglichen. Im weiteren werden wir nur die Resultate seiner an den Temperaturangaben vorgenommenen Untersuchungen berühren.

Diese zeigen ein interessantes Bild und geben Anlass zu weiteren Überlegungen. *Cehak* hat mit Ausnahme der Sommermonate nur unwesentliche Unterschiede zwischen den Temperaturen der zwei Stationen gefunden, in Sommer aber sind die monatlichen Mittelwerte über Budapest, vor allem in den höheren Schichten, mit einigen Graden höher. Die von *Cehak* angewandte *van der Waerden*'sche Signifikanzprobe (X-Probe) [2] zeigt ebenfalls, dass im Sommer, Herbst und Winter der Unterschied zwischen den zwei Angabenreihen unter den 5-prozentigen Signifikanzgrenze bleibt, im Sommer aber diesen Grenzwert überschreitet. Zur Erklärung dieser Erscheinung nimmt *Cehak* an, dass eine gewisse Strahlungswirkung zu Sommerzeiten auch in diesem frühen Zeitpunkt schon auftreten kann, die die Abweichung der beiden Angabenreihen verursacht.

Zur Prüfung dieser Annahme und weiter zum mehr verlässlichen Vergleichen der Mittelwerte der Temperatur der beiden Stationen bot das Material der Sondenaufstiege der letzten 3 Jahre eine Möglichkeit, die immer um 0 Uhr GMT stattfan-

den. Bei diesen Temperaturangaben kann die Sonnenstrahlung schon keinen Fehler hervorrufen und durch das Ausschliessen des Strahlungsfehlers gestaltet sich ihr Vergeich viel einfacher.

Aus diesen 3 Jahren standen also die monatlichen Mitteltemperaturen von Wien und Budapest auf Grund der um 0 Uhr GMT gemachten Radiosondenaufstiege uns zur Verfügung. Hier muss bemerkt werden, dass die Aufstiege zu Mitternacht nur am 1. April 1957. eingeleitet wurden, es ist aber klar, dass die 3 Uhr Aufstiege in den Monaten Januar, Februar und März vom Gesichtspunkte der Strahlung als nächtliche Aufstiege gelten und die Einheitlichkeit des Materials schädlich nicht beeinflussen.

Das Vergleichen der Angaben wurde in 8 Flächen und zwar in der 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 mb Hauptisobarenfläche ausgeführt. Leider war es unmöglich — wegen der niedrigen Budapester Aufstiege — in noch grösseren Höhen eine reale Bearbeitung vorzunehmen, sogar die 250, 200 und 150 mb Flächen sind nicht bei allen Aufstiegen erreicht worden. Die Mittelwerte stammen also nicht von Angaben mit gleicher Anzahl und können daher nicht mit gleichem Gewicht in Betracht gezogen werden.

Bei der Untersuchung sind die Angaben zuerst nach Jahreszeiten gruppiert worden, danach — ähnlich dem Vorgehen von *Cehak* — haben wir die X-Probe angewandt, um zu entscheiden, ob die Abweichungen zwischen den Angabenreihen beider Statinonen als durch zufällige Fehler entstandene Unterschiede angesehen werden können. Die Anwendung der X-Probe war zweckmässig wegen der Kleinheit des Materiales. Den 4 Jahreszeiten entsprechend waren in jeder Fläche 4 Gruppen und in jeder Gruppe zweimal 9 Angaben. Die den 18 Elementen entsprechende Signifikanzgrenze auf dem 5% Niveau macht $\pm 3{,}63$. Wenn der aus den Beobachtungen errechnete X-Wert unter der auf 5% angegebenen Grenze liegt, kann es angenommen werden, dass beide Reihen aus gleicher Angabenmenge stammen. Die X-Werte sind in der Tabelle I enthalten.

Aus der Tabelle ist es leicht festzustellen, dass die aus den mitternächtlichen Aufstiegen errechneten monatlichen Mittelwerte ein den Resultaten *Cehak*'s ähnliches Bild ergeben. Die X-Werte schwanken nämlich im Frühjahr, Herbst und Winter zwischen 0 und 2, im Sommer aber wachsen sie auffallend an und überschreiten die 5%-ige Signifikanzgrenze. Daraus ist ersichtlich, dass die sommerliche Zunahme der Differenz zwischen den Temperaturen beider Stationen nicht ausschliess-

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

Bécs és Budapest hőmérsékleti adatsoraira számított valószínűségi küszöbértékek

Schwellenwerte der Wahrscheinlichkeit, gerechnet auf die Angabenreihen der Temperatur von Wien und Budapest

mb	Tavasz *Frühling*	Nyár *Sommer*	Ősz *Herbst*	Tél *Winter*
850	1,18	3,21	−0,26	−2,33
700	1,07	3,67	−0,08	−1,02
500	1,00	3,67	1,33	0,75
400	1,32	2,80	1,19	0,71
300	1,03	3,91	1,39	1,17
250	0,46	3,67	1,71	−0,49
200	−2,82	0,61	0,36	−0,71
150	−3,53	−0,12	−0,73	−2,42

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

Bécs és Budapest évszakos középhőmérsékleteinek különbsége

Unterschiede der jahreszeitlichen Mitteltemperaturen von Wien und Budapest

mb	Tavasz *Frühling*	Nyár *Sommer*	Ősz *Herbst*	Tél *Winter*
850	0,8	1,1	−0,1	−0,7
700	0,5	1,0	0,0	−0,3
500	0,7	1,0	0,6	0,2
400	0,6	1,3	0,6	0,1
300	0,6	1,5	0,9	0,4
250	0,1	1,7	0,8	−0,3
200	−1,7	0,4	−0,1	−1,1
150	−2,0	−0,1	−0,4	−1,6

lich der Strahlungswirkung zuzuschreiben ist, weil diese bei den nächtlichen Aufstiegen keine Rolle spielen kann. Allenfalls kann man annehmen, dass bei den 3 Uhr Aufstiegen doch eine gewisse Strahlungswirkung zur Erscheinung tritt, mit Rücksicht darauf, dass bei diesen Aufstiegen die Unterschiede etwas grösser sind, als bei jenen um 0 Uhr.

Zum Zwecke der Bestimmung der Differenz zwischen den Temperaturen von Wien und Budapest haben wir die jahreszeitlichen Mittelwerte der Temperaturen und deren Unterschiede berechnet. Die gewonnenen Werte sind in der Tabelle II enthalten, derart, dass der Unterschied positiv ist, wenn die Temperatur über Budapest grösseren Wert aufweist. Die Tabelle der Differenzen zeigt ein charakteristisches Bild, das den X-Werten völlig entspricht und ausführliche Untersuchung verdient. Abgesehen jetzt von der Frage, warum die Unterschiede im Sommer grösser sind, zeigen die Angaben auf Tabelle II die Ursache der Temperaturdifferenz zwischen beiden Stationen an. Es stellt sich beim ersten Blick heraus, dass in den niedrigeren Höhenlagen, bis rund 200 mb die Abweichung positiv ist, also die Budapester Sonde höhere Temperaturen angibt. Ungefähr in der Höhe der 200 mb Fläche kehrt sich die Lage um und über Budapest wird es kälter. Gerade dieser Gang der Differenz lässt die Folgerung zu, dass die Ursache der sich zeigenden Temperaturdifferenz zwischen Wien und Budapest die grössere Trägheit des Bimetallthermometers der in Budapest gebrauchten Sonde ist. Diese Trägheit verursacht unter der 200 mb Fläche — welche die mittlere Höhe der Tropopause darstellt — positive Abweichung, darüber aber, nachdem sich dort meistens eine starke Inversion oder mindestens Isothermie befindet, negative Abweichung. Die Schwankung der Fläche der Vorzeichenwechslung der Differenz stimmt ziemlich gut mit der jahreszeitlichen Änderung der Höhe der Tropopause überein, im Sommer steigt sie etwas höher, im Winter sinkt tiefer. Im Herbst und Winter kann die in der niedrigen Flächen sich meldende negative Abweichung ebenfalls mit dem Trägheitsfehler erklärt werden, denn in diesen Jahreszeiten sind die starken Temperaturinversionen recht häufig. Allerdings kann man auch annehmen, dass zu Winterszeiten in der unteren 1—2 km hohen Luftschicht infolge der Wirkung des im Karpathenbecken steckengebliebenen Luftkissens über Budapest tatsächlich kälter ist.

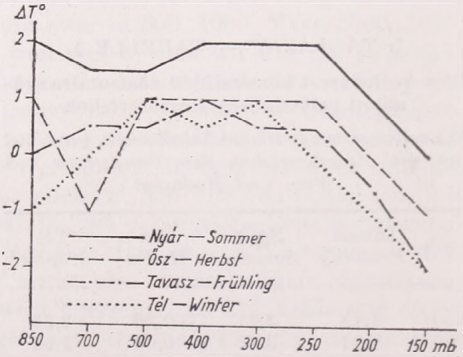
Ausser der Ermittlung des Unterschiedes der Mitteltemperaturen war es notwendig über die Verteilung der Häufigkeit der Differenzen auch orientiert zu sein.

III. TÁBLÁZAT — TABELLE III.

Bécs és Budapest hőmérsékletkülönbségeinek négyzetes szórása *(S)*

Quadratische Streuung (S) der Temperaturdifferenzen zwischen Wien und Budapest

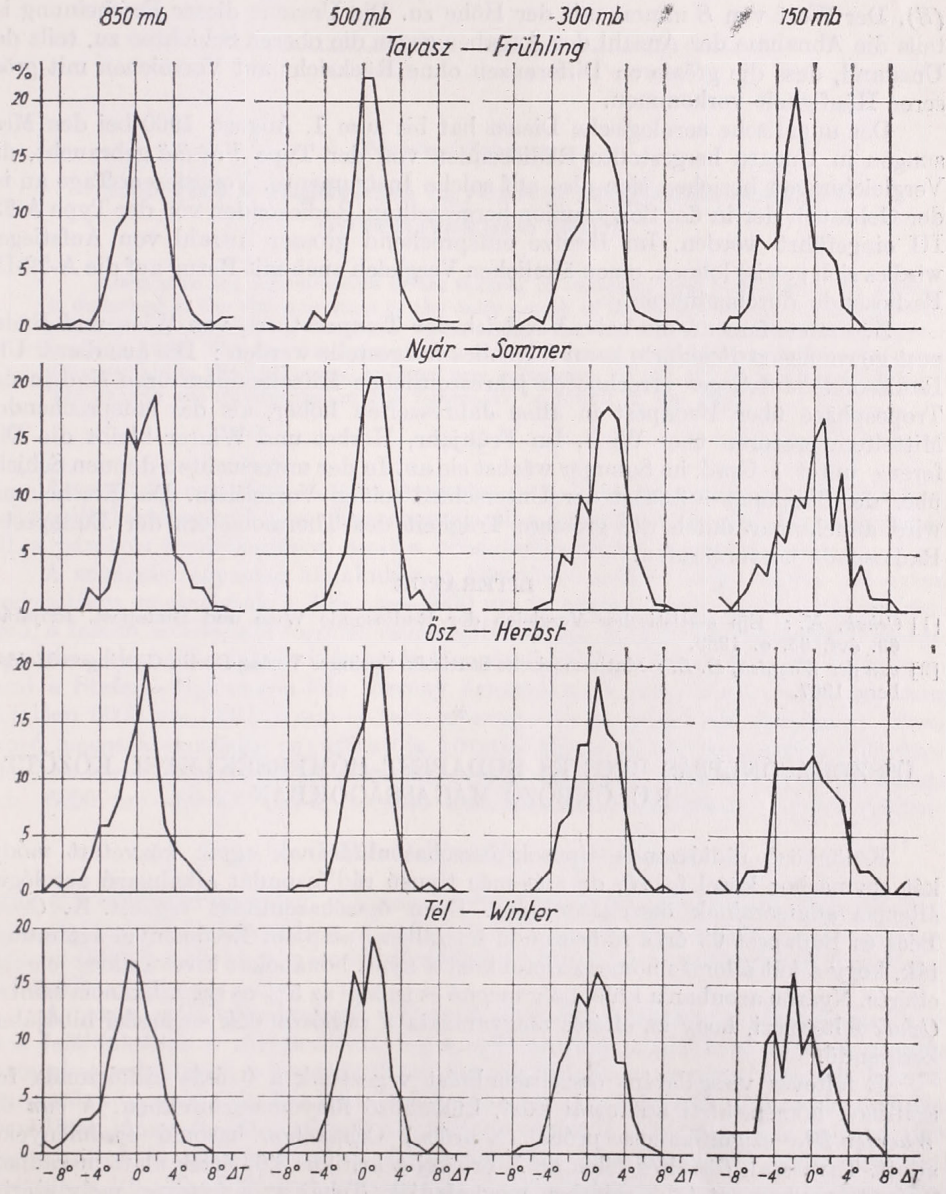
mb	Tavasz *Frühling*	Nyár *Sommer*	Ősz *Herbst*	Tél *Winter*
850	2,7	2,1	2,7	2,9
700	2,1	2,0	2,1	2,4
500	2,2	1,9	2,1	2,4
400	2,0	1,6	2,3	2,1
300	2,4	2,3	2,3	2,5
250	3,3	2,5	3,0	2,9
200	3,6	3,4	3,1	3,2
150	2,6	3,2	3,2	3,6



1. ábra. Maximális gyakoriságú különbségek Bécs és Budapest hőmérsékletei között.

Abb. 1. Unterschiede mit maximaler Häufigkeit zwischen der Temperaturen von Wien und Budapest

Dies war desto mehr wünschenswert, weil im ungarischen aerologischen Dienste die Radiosondenaufstiege von Wien und Budapest regelmässig verglichen werden. Zu diesem Zwecke haben wir an jedem Tage in jedem Niveau die Häufigkeit der Temperaturdifferenzen berechnet. Die Unterschiede, die die maximale Häufigkeit haben, sind in der Figur 1. dargestellt. Hier gehört das Intervall 0,45—1,45, 1,45—2,45 C° .... zur Klassenmittel von 1, 2, ... Grad.



2. ábra. A Bécs és Budapest közötti hőmérsékletkülönbségek relatív gyakorisági eloszlása.
Abb. 2. Verteilung der relativen Häufigkeit der Temperaturdifferenzen zwischen Wien und Budapest

Charakteristische Beispiele der prozentuellen Verteilung der Häufigkeit gibt die Figur 2. in vier Höhenflächen für jede Jahreszeit an. Hier zeigt sich klar die Verschiebung nach der positiven oder negativen Seite in guter Einstimmung mit der obigen Erörterung. Die Unterschiede liegen im Intervall zwischen —10 und +10 Grad, der Unterschied von mehr als 10 Grad ist aus den 7500 Fällen nur in 2 Fällen vorgekommen.

Die Tabelle III enthält die zur Verteilung der Häufigkeit gehörende Streuung *(S)*. Der Wert von *S* nimmt mit der Höhe zu. Die Ursache dieser Erscheinung ist teils die Abnahme der Anzahl der Angaben gegen die oberen Schichten zu, teils der Umstand, dass die grösseren Differenzen ohne Rücksicht auf Vorzeichen mit grösserer Häufigkeit vorkommen.

Der ungarische aerologische Dienst hat bis zum 1. August 1960 bei den Messungen in Ungarn hergestellte Radiosonden von der Type *Väisälä* gebraucht, die Vergleichungen beziehen sich also auf solche Instrumente. Von diesem Tage an ist der Gebrauch der in der Sowjetunion hergestellten Radiosonden von der Type A-22-III eingeführt worden. Im Besitze entsprechend grosser Anzahl von Aufstiegen wird es sich gewiss lohnen, einen ähnlichen Vergleich auch mit Bezug auf die A-22-III Radiosonde durchzuführen.

Zusammenfassend die beim Vergleich der Temperaturen von Wien und Budapest gewonnenen Resultate kann folgendes festgestellt werden : Die aus den 0 Uhr Radiosondenaufstiegen errechneten jahreszeitlichen Mitteltemperaturen sind in der Troposphäre über Budapest in allen Jahreszeiten höher, als die entsprechenden Mitteltemperaturen über Wien. Im Frühjahr, Herbst und Winter bleibt die Differenz unter 1 Grad, im Sommer wächst sie an. In der untersuchten dünnen Schicht über der Tropopause ändert der Unterschied seinen Vorzeichen. Die Erscheinung wird annehmbar durch die grössere Trägheit des Thermometers der Budapester Radiosonde hervorgerufen.

LITERATUR

[1] *Cehak, K. :* Ein statistischer Vergleich der Radiosonde Wien und Budapest. Időjárás. 63. évf. 65. o. 1959.

[2] *van der Waerden, B. L. :* Mathematische Statistik. Springer Verlag Berlin-Göttingen-Heidelberg 1957.

*

ÖSSZEHASONLÍTÁS BÉCS ÉS BUDAPEST HŐMÉRSÉKLETEI KÖZÖTT KÜLÖNBÖZŐ MAGASSÁGOKBAN

Különböző rádiószonda típusok összehasonlításának egyik közvetett módja két egymáshoz közel fekvő, de más-más típusú rádiószondát alkalmazó aerológiai állomás adatsorainak összehasonlítása. Ilyen összehasonlítást végzett K. *Cehak* Bécs és Budapest 03 órás rádiószonda felszállásai alapján. Eredményei azt mutatták, hogy a két állomás hőmérsékletei közt a nyári hónapokat kivéve nincs jelentős eltérés. Nyáron azonban a különbség megnő és túllépi az 5%-os szignifikancia szintet. *Cehak* feltételezi, hogy az eltérés magyarázata a rádiószondák sugárzási hibájában keresendő.

E feltevés vizsgálatára összehasonlítást végeztünk a 0 órás rádiószonda felszállások hőmérsékleti adatsorai közt, különböző főnyomásszintekben. A *van der Waerden*-féle szignifikancia próba (X-próba) Cehakéhoz hasonló eredményeket adott. Tavasszal, ősszel és télen az X értékei a kritikus 3,63 érték alatt maradnak, nyáron azonban ezt több szintben meghaladják. Tehát az a feltevés, mely szerint a magasabb budapesti hőmérsékleteket az itt alkalmazott rádiószonda sugárzási hibája okozza, nem állja meg a helyét.

Az évszakos középértékek összehasonlítása azt mutatja, hogy míg a troposzférában Budapest hőmérsékletei a magasabbak, a tropopauza átlagos szintje felett megfordul a helyzet és a budapesti szonda mér hidegebbet. Az eltérések ilyen eloszlása feltehetően a Budapesten használt rádiószonda hőmérőjének nagyobb tehetetlensége folytán áll elő.

A két állomás közti hőmérsékleti különbségek relatív gyakorisági eloszlását az 1., a maximális gyakoriságú különbségeket a 2. ábra tartalmazza.

Tárkányi Zzuzsanna:

Kísérlet a sugárzási egyenleg meghatározására növénytakaró fölött

Attempt in the determination of the balance of radiation over plant-cover. An attempt is described at the determination of the daily march of the radiation balance and its components respectively, on the basis of measurements carried out in lavender plantation in June 1959. The short-wave member of the balance was determined from radiation measurements, the long-wave member was computed by the aid of empirical formulae. The results are represented in the figures to be found in the paper.

*

A sugárzási egyenleg — mint ismeretes — a Nap sugárzó energiájának a földfelszín által értékesített része. Ez az energia áll a levegőfelmelegedés, a talajelvezetés, ill. a párolgás rendelkezésére, amit a hőháztartás ismert egyenlete fejez ki.

A sugárzási egyenleg kialakulása a következő módon megy végbe. Az extraterresztikus sugárzásnak a 300 nm—3000 nm-ig terjedő része, amit a légkör átenged, a felszín albedójától függően felmelegíti a talajt. A talajban raktározott energia egy része idézi elő a felszín infravörös kisugárzását. Ez a hosszúhullámú kisugárzás, ami a Stefan—Boltzmann-féle törvény értelmében a talaj hőmérsékletének megfelelően 6000 nm—60 000 nm-ig tart, a levegőnek az infravörös sugárzásra vonatkozó magas abszorpciós együtthatója következtében az alsó troposzféra felmelegedéséhez vezet, és ezzel magas infravörös visszasugárzást kezdeményez az ugyancsak kb. 6000 nm—60 000 nm-ig terjedő hullámhossztartományban. Képlet szerint:

$$Q = G\,(1 - A) - (K - V),$$

ahol Q a sugárzási egyenleg, G a nap- és égboltsugárzás, A az albedó, azaz a reflex- és a globálsugárzás hányadosa, K a felszín kisugárzása, V a légkör visszasugárzása. Itt az első tag a rövid, a második zárójelben levő tag a hosszúhullámú forgalomra jellemző.

A barna erdei vályogtalajra telepített levendulaültetvény sugárzási egyenlegének felállításában a rövidhullámú tag meghatározása megbízható mérések alapján nem okoz nehézséget, a hosszúhullámú tag előállításában azonban mérések hiányában csak közvetett számításokra szorítkozhatunk. A méréseket a tihanyi levendulásban 1959. június 4—26-ig terjedő időszakban végeztük. Robitzsch-féle aktinográffal regisztráltuk a globálsugárzást, Janisevszkij-féle piranométerrel pedig óránként mértük a kb. 70—80%-ban levendulával borított felszín reflex sugárzását. Ezzel egyidejűleg a 213. Michelson—Martin-féle aktinométerrel hitelesítés végrehajtására alkalmas méréseket is végeztünk. Mivel a hőháztartás többi komponensének mérése

is óránként történt, kívánatosnak bizonyult a sugárzási egyenleg óránkénti meghatározása a fent említett periodusban, bár az alkalmazott módszer pontossága talán nem indokolja meg az ilyen részletezést.

A felszín albedójának kiszámításához csak a sugárzás tekintetében egyenletes menettel rendelkező napok méréseit használtuk fel. Ezeknek a napoknak az óránkénti albedóértékeiből állapítottuk meg azután a levendula albedójának közepes napi menetét. Eszerint dél körül az albedó 13%, a délelőtti és a délutáni ág csaknem szimmetrikusan emelkedik a reggeli, ill. esti 23%-ig. A közepes albedóra 17% adódott. Ezután a globálsugárzás ismeretében a rövidhullámú komponens könnyen meghatározható.

A föld-légkör energiaforgalmának tanulmányozása, valamint a fagyelőrejelzés szempontjából igen fontos hosszúhullámú sugárzásáramok mérése 1959-ben nálunk még nem valósult meg, ezért a méréseket számításokkal helyettesítettük.

A földfelszín kisugárzása — mint ismeretes — a Stefan—Boltzmann-féle törvény szerint megy végbe.

$$K = \varepsilon \sigma T^4,$$

ahol T a felszín abszolút hőmérséklete, σ a Stefan—Boltzmann konstans, ε pedig a felszín hosszúhullámú emisszióképessége, ami növénnyel borított felszín esetén Falckenberg [1] szerint 0,96. A felszín óránkénti hőmérsékletét nyolc darab, egy 0 cm-es talajhőmérő, három árnyékba, három napra helyezett talajhőmérő és egy állományhőmérő óránkénti leolvasásának számtani közepe szolgáltatta.

A hosszúhullámú légköri visszasugárzás derült ég esetén történő becslésére több olyan tapasztalati képlet ismeretes, amelyek a visszasugárzást a talaj mentén észlelt hőmérséklet és nedvesség függvényében állítják elő. Ezek közül mi Angström 1913-ban felállított, hosszabb mérési sorozaton alapuló képletét használtuk. Eszerint:

$$V_d = (A - B\, 10^{-Ce_0})\, T_0^4,$$

ahol V_d a légköri visszasugárzás a felszínen, T_0 és e_0 a talajközeli levegő hőmérséklete, ill. gőznyomása, A, B és C pedig konstansok. Ezek a konstansok függenek a hely éghajlatától, ezért az irodalomban található számtalan konstans közül igyekeztünk olyanokat kiválasztani, amelyeket már fejlett műszerfelszereléssel mértek, és amelyek feltehetően a mi klímaviszonyaink között is közelítőleg érvényesek. Boltz és Falckenberg [2] 1947—49-ben megállapított konstansaival számított visszasugárzásértékek más német szerzők méréseivel megnyugtatóan jó egyezést mutatnak. Az esetek 70%-ában ±5% eltérés mutatkozott a mért értéktől, és az eseteknek csak 2%-ában volt az eltérés 10%-nál nagyobb. További előnye ezeknek a konstansoknak, hogy az éjszakai és nappali visszasugárzás meghatározására egyaránt alkalmasak. A használt képlet a Boltz—Falckenberg-féle konstansokkal:

$$V_d = T_0^4\ (0{,}820 - 0{,}250 \cdot 10^{-0{,}126 \cdot e_0}).$$

Meg kell jegyezni, hogy mindezek a talajmenti adatokra alapított tapasztalati képletek csak közepes függőleges hőmérsékleti gradiensek esetén adnak megbízható eredményeket, mivel a visszasugárzásban nemcsak a talajközeli légréteg, hanem az egész troposzféra részt vesz; függőleges hőmérsékleti gradienstől való függést azonban egyik képlet sem tartalmaz.

A felhőzet jelenléte természetesen megnöveli a visszasugárzást. A felhőzet hatásának megbecslésére szolgál Asklöf képlete, ami az ún. effektív kisugárzásra

(E) vonatkozik. Ez voltaképpen nem más, mint a sugárzási egyenleg hosszúhullámú része, azaz a visszasugárzással csökkentett kisugárzás.

$$E_b = E_d\ (1 - kN),$$

ahol

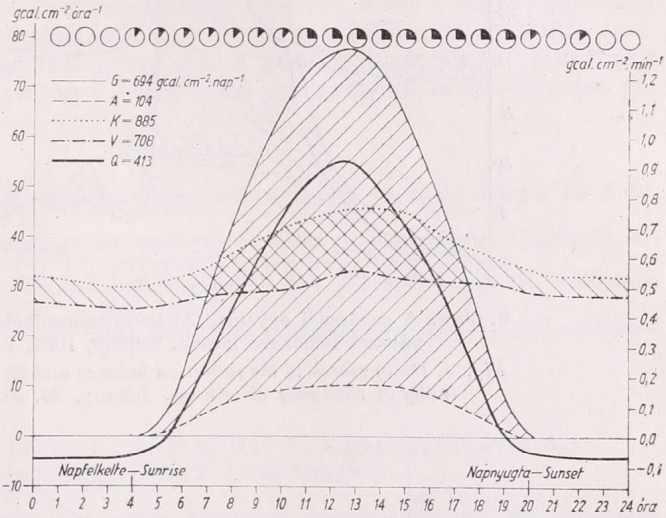
$$E_d = K - V_d.$$

k felhőfajtától függő paraméter, N a borultság foka tizedekben.

Számításaink eredményét egy pár jellegzetes napra az ábrák szemléltetik (1—3. ábra). A komponensek óránként meghatározott értékei alapján felrajzoltuk egy csaknem teljesen derült, egy teljesen borult és egy változó felhőzetű napon a sugárzási egyenleg komponenseinek és magának az egyenlegnek az alakulását, valamint az egyes összetevők napi összegeit gcal·cm^{-2} egységben a vízszintes síkra vonatkozóan. Az ábra tetején feltüntettük a borultságokat.

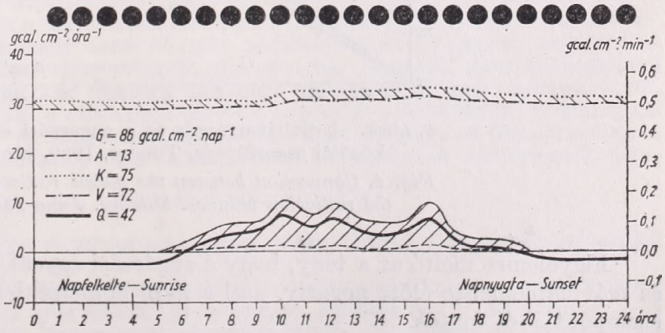
Legszembetűnőbb az ábrákon, hogy a hosszúhullámú komponenseknek nincsen olyan kifejezett napi menetük, mint a rövideknek, bár nappal valamivel magasabbak, mint éjszaka. A hosszúhullámú sugárzás tehát egész napon át érvényesült, és bár napi összege igen magas, a felszín ebből eredő sugárzásbevétele a vizsgált periodusban a rövidnek csak 20%-a, ami a kétféleképpen vonalazott területek arányából is látható. Más szóval ez azt jelenti, hogy a sugárzási egyenleg pozitív, ami jellemző a nyári hónapokra.

A globál sugárzásnak az egyenlegben fennálló túlsúlya a nyári hónapokban lehetővé teszi, hogy pusztán a globálsugárzás ismeretében következtessünk az egyenlegre [3]. Kísérletképpen felrajzoltuk (4. ábra) a vizsgált 24 jú-



1. ábra. A sugárzási egyenleg és komponenseinek napi menete derült napon. Tihany 1959. VI. 6.

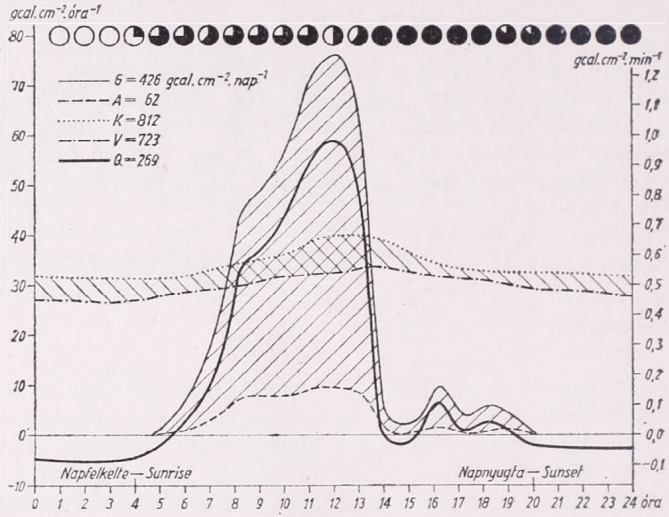
Fig. 1. Daily march of the radiation balance and its components on a day of clear sky. Tihany, 6. June 1959.



2. ábra. A sugárzási egyenleg és komponenseinek napi menete borult napon. Tihany, 1959. VI. 12.

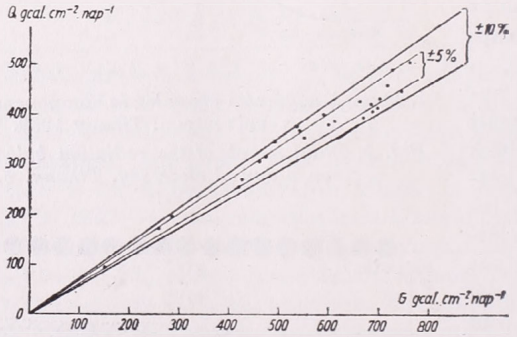
Fig. 2. Daily march of the radiation balance and its components on a day of cloudy sky. Tihany, 12. June 1959.

niusi napra a globálsugárzás, valamint a sugárzásegyenleg napi összegeinek regressziós egyenesét, és bár ilyen rövid adatsorból óvakodunk messzemenő következtetéseket levonni, az elkövetkezendő kutatások szempontjából mégis biztató, hogy a pontok több mint 60%-a a ±5%-os, 90%-a pedig a ±10%-os intervallumba esik.



3. ábra. A sugárzási egyenleg és komponenseinek napi menete változó felhőzetű napon. Tihany, 1959. VI. 16.

Fig. 3. Daily march of the radiation balance and its components on a day of changing cloudiness. Tihany, 16. June 1959.



4. ábra. A globálsugárzás és a sugárzási egyenleg közötti összefüggés. Tihany, 1959. június

Fig. 4. Connection between the global radiation and the radiation balance. Tihany, June 1959.

Figyelemre méltó az a tény, hogy a sugárzási egyenleg még napfelkelte után is, és már naplemente előtt negatív, ami a napi hőmérsékleti minimumok kialakulása szempontjából fontos.

Az eredmények pontosságát összehasonlító mérések hiányában nem tudjuk megbecsülni; hőháztartás számítások céljára valószínűleg kielégítő. Külföldi mérésekkel történt összehasonlítás alapján eredményeink megnyugtatóknak tűnnek. Ugyancsak Dobosi Zoltán [4] 1953—55-ös martonvásári mérések alapján

számítással nyert júniusi középértékei jól egyeznek az általunk vizsgált periodus átlagértékeivel.

	Martonvásár 1953—55	Tihany 1959
Elnyelt sugárzás	439	417
Visszasugárzás	716	743
Kisugárzás	842	845
Sugárzási egyenleg	313	315 gcal·cm^{-2}·nap^{-1}

Ahhoz, hogy az egyenleget egész évre felállítsuk, pontosabb törvényszerűségeket levonhassunk, és a gyakorlatban is hasznos értesüléseket szerezhessünk, hosszabb, pár éves mérési sorzatra lenne szükség. A közelmúltban a pestlőrinci obszervatóriumban megindult mérések remélhetőleg lehetővé teszik a visszasugárzásnak hőmérséklet-, vízgőz-, felhőzettől való függésének a mi klímaviszonyainkra érvényes felderítését, ill. a sugárzási egyenleg és a globálsugárzás közötti összefüggés részletes vizsgálatát, ami azután a hőháztartás szélesebbkörű meghatározását engedné meg.

IRODALOM

[1] *Falckenberg :* Absorbtionskonstanten einiger meteorologisch wichtiger Körper für infraroten Wellen. 1928. Z. f. M.

[2] *Boltz, Falckenberg :* Neubestimmung der Konstanten der Angströmschen Srahlungsformel. 1949. Z. f. M. 97. o.

[3] *R. Fleischer, Gräfe :* Die Ultrarotstrahlungsströme aus Registrierungen des Srahlungsbilanzmessers. 1955—56. Ann. d. Met. 7. kötet, 87. o.

[4] *Dobosi Zoltán :* Vizsgálatok egy hazai talajfelszín sugárzási egyenlegéről. 1957. Időjárás-261. o.

*

ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА НАД РАСТИТЕЛЬНЫМ ПОКРОВОМ

Радиационный баланс, т. е. часть лучистой энергии солнца, использованная поверхностью почвы, выражается следующим уравнением:

$$Q = G\,(1-A) - (K-V)$$

где Q — радиационный баланс, G — суммарная радиация, A — альбедо поверхности, K — излучение, V — длинноволновая радиация атмосферы.

Измерения с целью определения радиационного баланса производились в июне 1959 г. в дер. Тихань в плантации лаванды. Первый член уравнения, характеризующий коротковолновый член общего радиационного баланса получился из непосредственных актинометрических измерений. Второй, длинноволновый член вычислялся из дневных и ночных срочных наблюдений над температурой, влажностью и облачностью с помощью закона Стефана—Больцмана и формулы Ангстрема и Асклефа, с использованием постоянных Больца и Фалькенберга. При этом длинноволновое излучение атмосферы выражается следующей формулой :

$$V_{ясно} = T_o^4\ 0{,}820 - 0{,}250 \cdot 10^{-0{,}126\, e_o}$$

где T_o и e_o — температура и упругость пара, измеренные в термометрической будке.

Результаты исследования, относящиеся к суточному ходу составляющих баланса, представлены на рисунках. В верхнем правом углу рисунков 1—3 нанесены суточные суммы отдельных составляющих. Полученные результаты достаточно совпадают с другими литературными данными ; но о надежности наших оценок можно будет судить только на основании измерений длинноволновой радиации или на основании непосредственной регистрации радиационного баланса.

Ambrózy Pál—Götz Gusztáv:

Az URAL-I. elektronikus számológép meteorológiai alkalmazásáról

On the application of the electronic computer URAL-I in meteorology. In autumn 1960 an electronic computer of the type URAL-I has been put into operation in the Central Bureau of Statistics in Hungary. The first meteorological task was the producing of a vorticity field, and the authors of the paper deal with the programming of this task. The computations were carried out with a grid distance of 500 km for points situated in a distance of 250 km from each other As initial data the geopotential values — interpolated on the points of a network of 23×17 points — and the values of g/f, corresponding to the grid points, were put into the machine. The full working-time was 14 min.

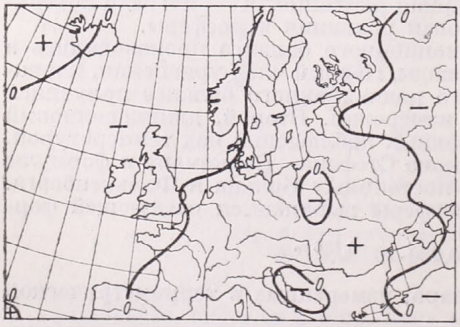
*

Az elektronikus számológépek az elmúlt évtized során mind nagyobb szerephez jutottak a meteorológiai feladatok megoldásában. E nagysebességű számítóberendezések ma már olyan problémák megoldását is lehetővé teszik, amelyek régebben szinte leküzdhetetlen számolástechnikai nehézséggel jártak.

A Központi Statisztikai Hivatalban 1960 őszén egy URAL—I. típusú elektronikus számológépet helyeztek üzembe. Még ebben az évben az első meteorológiai feladat programozására is sor került. Mielőtt ennek részletesebb tárgyalására térnénk, röviden ismertetjük a gép műszaki és logikai felépítését, valamint az ebből adódó lehetőségeket a különböző meteorológiai feladatok megoldása szempontjából.

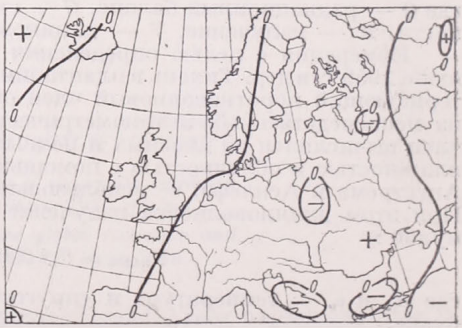
Az URAL—I. univerzális, automatikus vezérlésű, egycímű, fixpontos elektronikus számológép. Mágnesdobjának kapacitása 1024 szó, a szóhossz 36 kettes rendszerbeli számjegy. Ezenkívül a külső mágnesszalagos memóriában 40 000 szó tárolható. Az adatok és utasítások bevitele lyukasztott filmszalagon történik, ennek befogadóképessége 10 000 szó. A gép számítási sebessége 100 ütem/sec.

A gép adottságai döntő mértékben meghatározzák felhasználási lehetőségeit. A gépen nagyobb adathalmazzal kevésszámú műveletet nem célszerű végeztetni. A nagymennyiségű kiindulási anyag betáplálása, a számok átfordítása, valamint a szintén nagyszámú eredmény kinyomtatása ugyanis aránytalanul hosszabb időt igényel, mint az effektív számolás. Az adatfeldolgozási problémák közül tehát csak a magasabbrendű statisztikai paraméterek és különböző statisztikai-matematikai



1. ábra. A számológéppel előállított örvényességi mező zérusvonalai. 1958. október 18. 00 GMT.

Fig. 1. Zero lines of the vorticity field produced by the aid of the electronic computer. 18th October 1958. 00 GMT



2. ábra. A grafikusan előállított $1/4\ \widetilde{H} - H_0$ mező zérus-vonalai. 1958. október 18. 00 GMT.

Fig. 2. Zero lines of the field $1/4\ \widetilde{H} - H_0$, produced graphically. 18th October 1958. 00 GMT.

próbák meghatározása célszerű. Más jellegű számítási feladatokra (pl. lineáris egyenletrendszerek megoldása, differenciálegyenletek közelítő gyökeinek meghatározása, mátrix-számítás) általában jellemző, hogy kisszámú kiindulási adaton a műveletek egész sorát kell végrehajtani ; ezeknél tehát szintén kifizetődő a számológép használata. A gép automatikus vezérlése pedig elsősorban olyan feladatok programozását indokolja, amelyekben műveletsorozatok ciklikusan fordulnak elő (pl. relaxációs módszer).

A számológépen végrehajtott első meteorológiai feladat örvényességi mező előállítása volt. A feladat megválasztása a gép technikai adottságainak megismerését célozta, emellett a program már részét képezi egy numerikus nyomáselőrejelzési számításnak.

A geopotenciálmező ζ_g geosztrofikus relatív örvényességét a

$$\zeta_g = \frac{g}{f} \nabla^2 H \tag{1}$$

formula fejezi ki, ahol g a nehézségi gyorsulás, $f = 2\,\Omega \sin \varphi$ a Coriolis-paraméter, H a geopotenciál. Négyzetes rácshálózatot alkalmazva az (1) formula véges különbségekkel kifejezve :

$$(\zeta_g)_0 \approx \frac{4g}{f\,d^2}\left(\frac{1}{4}\,\widetilde{H} - H_0\right), \tag{2}$$

ahol $\widetilde{H}$ a 0 indexű középpont körül d távolságban elhelyezkedő négy rácspont geopotenciáljának összege.

A számítás $d = 500$ km-es rácstávolsággal egymástól 250 km-re fekvő pontokra készült az 1958. október 18. 00 GMT-s 700 mb-os abszolút topográfia alapján. A kiindulási geopotenciálmezőt, amely Európát és az Atlanti-óceán keleti felét foglalta magában, egy 23×17-es ponthálózattal borítottuk be. A számológépbe kezdeti adatokként a rácspontokra interpolált geopotenciálértékek, valamint a rácspontokhoz tartozó g/f hányadosok kerültek. A számítás nagyságrendi szempontból történt elemzése lebegőpontos módszer alkalmazását tette indokolttá, ami a lefutási időt némileg meghosszabbította. Az adatoknak a mágnesdobra való beírása és programvezérelt ellenőrzése 1 percig tartott ; az örvényesség értékeinek kiszámítását a gép 2 perc alatt végezte el. A számrendszerek közötti átfordítás és az eredmények kinyomtatása 11 perc alatt történt meg, a teljes lefutási idő tehát 14 perc.

A számológéppel kiszámított örvényességi értékeket térképre rajzoltuk, és összehasonlításul grafikusan is előállítottuk az $1/4\ \widetilde{H} - H_0$ mezőt. Elvileg a két mező zérus-vonalainak egybe kell esnie ; ez — mint az *1.* és *2. ábra* mutatja — gyakorlatilag is elég pontosan megvalósul. A kisebb eltérések a rácspontos módszer ismert fogyatékosságaira vezethetők vissza.

Befejezésül a szerzők köszönetet mondanak *Bakos Tamásnak*, a Központi Statisztikai Hivatal munkatársának a programozásnál nyújtott segítségéért.

*

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МАШИНЫ ТИПА УРАЛ—1 В МЕТЕОРОЛОГИИ

Осенью 1960 г. в Венгерском Центральном Статистическом Управлении была введена в эксплоатацию электронная вычислительная машина типа УРАЛ—1 и в том же году было проведено программирование первой метеорологической задачи — вычисления поля вихра скорости. Задача была избрана так, чтобы лучше ознакомиться с технисчскими особенностями машины ; притом эта программа является частью расчета для численного прогноза давления.

Геострофический относительный вихрь скорости поля геопотенциала ζ_g выражается формулою (1), где g — ускорение силы тяжести, $f = 2\,\Omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса, H — геопотенциал. При применении квадратной сетки формула (1) с конечными разностями выражается в форме (2), где $\widetilde{H}$ означает сумму геопотенциалов в четырех узлах сетки, расположенных на расстоянии d вокруг центра с индексом 0.

Расчет был проведен для точек, расположенных в расстоянии 250 км друг от друга (шаг сетки d — 500 км) на основе абсолютной топографии 700 мб (18. октября 1958, 00 МТ). Исходное поле геопотенциала, включающее в себе Европу и восточную часть Атлантического Океана, было покрыто сеткой точек общим числом 23x17. В качестве исходных данных в вычислительную машину были заложены значения геопотенциала, интерполированные для узлов сетки, а также частные g/f, относящиеся к узлам сетки. Анализ расчете с точки зрения порядка величин вызвал необходимость применения метода плавающей запятой, вследствие чего машинное время удлиняется. Запись данных на магнитный барабан, а также автоматический контроль их потребовали 1 минуту ; расчет данных вихря скорости был проведен машиной за 2 минуты. Перевод между системами и печатание результатов потребовало 11 мин., таким образом полное машинное время достигает 14 мин.

Значения вихря скорости, вычисленные машиной, были нанесены на карту ; для сравнения поле $1/4\ \widetilde{H} - H_0$ было построено и графическим способом. Принципиально, нулевые линии двух полей должны совпадать, что это с достаточной точностью выполняется и на практике — как это видно на рис. 1 и 2. Незначительные отклонения объясняются известными недостатками метода.

Rákócziné Wágner Magdolna:

A csapadék eloszlása Magyarországon nyugati áramlású makroszinoptikus helyzetekben

Распределение осадков в Венгрии при макросиноптических положениях с западным переносом воздуха. Автор рассматривает распределение во времени и по площади осадков, выпадающих при макросиноптических положениях *zC*, *Aw* и *As*, в которых преобладает характерный для Венгрии западный перенос воздуха. Обработка основывается на рядах наблюдений за 18 лет на 96 станциях. Сезонное количество осадков самое большое при синоптических положениях *zC* ; в направлении с запада на восток оно уменьшается. Северовосточная часть страны получает больше осадков чем другие районы, в течение всего года при всех трех типах макросиноптических положений. Более детально исследовалось распределение осадков в горах Баконь, Буда, Сентендре и Бэржень.

*

Éghajlatunk makroszinoptikus helyzetek alapján történő jellemzésének egyik feladata a csapadék eloszlásának vizsgálata. A meridionális ciklonális helyzetek csapadékának elemzése már megtörtént [1], [2]. Jelen dolgozatunk célkitűzése az, hogy a nyugati áramlású *zC*, *Aw* és *As* helyzetek fennállásakor lehulló csapadék területi és időbeli eloszlását mutassa be.

A helyzetek előfordulásának napját Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusából válogattuk ki [3]. Feldolgozásunkat 96 állomásnak az 1935—43 és az 1947—55 közötti 18 év során, s az ezen belül előfordult *zC*, *Aw* és *As* helyzetek alkalmával hullott csapadék mennyiségekre alapoztuk. Az [1] és [2] vizsgálatnál is ugyanez az állomáshálózat és időszak szerepelt, s hogy az eredmények közvetlenül összehasonlíthatók legyenek, most is — az említett munkákban szintén kiszámított — évszakokra vonatkozó következő csapadék-jellemszámokat határoztuk

meg : átlagos csapadékhozam, relatív csapadékhozam, valamint különböző csapadékmennyiségek bekövetkezési valószínűsége.

A következőkben a *zC*, *Aw* és *As* helyzetek csapadékviszonyainak e karakterisztikák alapján történő jellemzésével foglalkozunk.

Nyugati áramlási típus esetén a magassági topográfiák izohipszái közel párhuzamosak a szélességi körökkel, a déli—északi irányú hőmérsékleti gradiens nagy, a hőkicserélődés kicsiny. A zónális ciklonális irányítású *zC* helyzetekre az a jellemző, hogy frontálzónájuk a $\varphi = 50°$ körül helyezkedik el, az áramlási mező zavartalan nyugat—keleti irányítású. Észak-Európában gyors vonulású ciklonok haladnak át az Atlanti-óceán felől a kontinens belseje felé, frontrendszereik áthaladnak Magyarország fölött.

A *zC* helyzet százalékban kifejezett relatív gyakorisága a következő :

tél	tavasz	nyár	ősz	
6,9	5,9	6,5	4,7	%

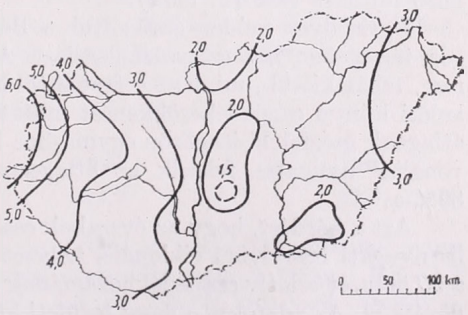
A csapadék eloszlására *zC* helyzet esetén minden évszakban az jellemző, hogy a csapadék mennyisége nyugat—keleti irányban csökken, majd az ország északkeleti részében (Zempléni hegys., Bodrogköz, Rétköz, Középső- és Keleti-Nyírség és a Szatmár—Beregi síkság területén) némi növekedés tapasztalható.

Az átlagos csapadékhozam nyáron és ősszel a legnagyobb : 1,5—8,7, illetve 1,9—5,4 mm határok között ingadozik. Télen és tavasszal az ingadozás tágassága kisebb, az eloszlás egyenletesebb. Az átlagos csapadékhozam tavasszal 1,2—2,8 mm, télen 0,9—2,3 mm közt változik *(1. ábra)*.

A csapadék nyugat—keleti irányú csökkenése feltehetően a frontok aktívitásának nyugatról keletre történő csökkenésével kapcsolatos. Az északkeleti országrészben való csapadéknövekedés okát megkísérelhetjük az Északkeleti-Kárpátok előtti torlódás jelentkezésében látni.

A csapadék területi eloszlásának vizsgálatakor kitüntetett figyelmet érdememe a domborzat csapadékra gyakorolt hatása. Kiadós csapadékkal járó makroszinoptikus helyzetek esetén ugyanis az várható, hogy a hegyek áramlásnak kitett lejtői bővebb csapadékban részesülnek, mint szélárnyékos oldaluk. Ennek a kérdésnek az eldöntésére vizsgálatot végeztünk a meridionális ciklonális helyzetek csapadékviszonyainak tanulmányozásakor is. Föltevésünk azokban a helyzetekben igazolódott [2]. Ez a tény ösztönzést adott annak felderítésére, hogy a *zC* nyugati áramlásának bizonyos mértékig útját álló Magyar-Középhegység a csapadék területi eloszlásában ilyen jellegű módosítást eredményez-e ?

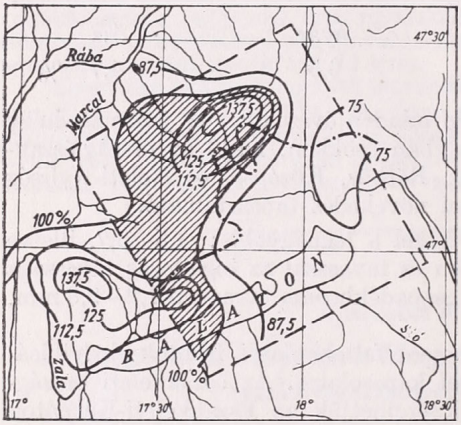
Hegységeink közül a Bakony, a Budai, Pilis, Szentendrei és Börzsöny hegységek térségének csapadékát vizsgáltuk részletesebben. A Mátra és a Bükk csapadékának ilyen értelmű feldolgozásától *zC* helyzetben eltekintettünk, minthogy egyrészt a Dunától keletre eső területeken az átlagos csapadékhozamban kicsiny területi különbségek jönnek létre, másrészt e hegységektől nyugatra az áramlási rendszer nem zavartalan, így nem



1. ábra. A *zC* típus napi átlagos csapadékhozama nyáron mm-ben.

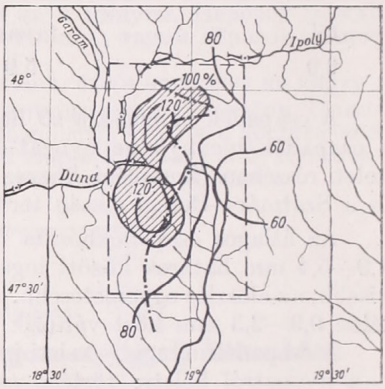
Abb. 1. Durchschnittlicher täglicher Niederschlagsertrag (in mm) des Typus zC *in Sommer*

várható, hogy a domborzat módosító hatása mennyiségileg kifejezhető legyen. A *zC* helyzet átlagos csapadékmennyiségét az 1954—58-as időszakra vonatkozóan a Bakony vidékéről származó 48, a Budai, Pilis, Szentendrei és Börzsöny hegységekből vett 43 állomás alapján határoztuk meg, április—szeptember közötti időszakra. Az ábrázolás úgy történt, hogy a területi átlagnak megfelelő értéket 100%-nak vettük, és ennek százalékában fejeztük ki az előforduló izogörbék értékeit. Először a Bakony térségét vizsgálva megállapítható, hogy a hegység gerincvonalától nyugatra eső területeken a csapadék mennyisége növekszik, és a Magas-Bakonyban kb. 50%-kal több, mint a hegység keleti lejtőin. Ha az izovonalak közül kiemeljük a Bakonyban *zC* helyzetben lehulló csapadék-átlagnak megfelelő, az ábrán 100%-nak feltüntetett, 4,0 mm értékű izohiétát, és egybevetjük a gerincvonalat



2. ábra. A csapadék eloszlása a Bakony térség ében a nyári félévben

Abb. 2. Niederschlagsverteilung im Raume der Bakonygebirge im Sommerhalbjahre



3. ábra. A csapadék eloszlása a Budai, Pilis, Szentendrei és Börzsöny hegységek térségében a nyári félévben

Abb. 3. Niederschlagsverteilung im Raume der Gebirge Buda, Pilis, Szentendre, Börzsöny im Sommerhalbjahre

kijelölő szaggatott görbével, megállapíthatjuk, hogy az átlagosnál csapadékosabb területeknek 84%-a a gerincvonaltól *nyugatra*, tehát az áramlás irányával szembenéző lejtőkre esik *(2. ábra)*.

Ugyanilyen módon ábrázoltuk a Budai, Pilis, Szentendrei és Börzsöny hegységek térségében is a csapadékeloszlást. A 100%-kal jelölt görbe abszolút értéke 2,5 mm, tehát kisebb, mint az e területtől nyugatra eső Bakonyban. Ez is a nyugat—keleti irányú csapadékcsökkenést mutatja. A hegységek gerincovnala és a területi átlagnak megfelelő izogörbe egymáshoz képest úgy helyezkednek el, hogy a gerincvonaltól nyugatra fekszik az átlagosnál több csapadékban részesülő területek 89%-a.

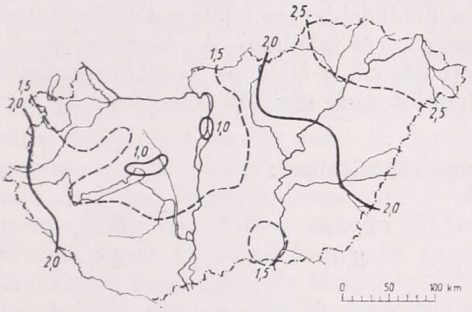
Azt a kérdést, hogy az évszakok csapadékának hány százalékát teszi ki a zónális nyugati irányítású ciklonális helyzet fennállásakor hulló csapadék mennyisége, a *zC* helyzet relatív csapadékhozamának az egyes állomásokra meghatározott értékei döntik el. Az adatokban nagy területi különbségek nincsenek, csupán annyi jegyezhető meg, hogy az eloszlás jellege — a nyugat—keleti irányú csökkenés — az egyes évszakokban emlékeztet az átlagos csapadékhozam eloszlására. A *zC*-ben lehullott csapadék az évszakos mennyiségnek télen 5—10, tavasszal 5—8, nyáron 5—12 és ősszel 7—13 százaléka.

Meghatároztuk még minden évszakra, hogy *zC* helyzetben mennyi az 1, 5, 10, 20, 30 mm-t elérő vagy meghaladó 24 órás csapadékmennyiségek bekövetkezési valószínűsége % (a feltüntetett számok a szélső értékeket jelzik):

	≧ 0	≧ 1	≧ 5	≧ 10	≧ 20	≧ 30 mm
Tél	100	33—50	7—18	2— 8	1— 3	0—1
Tavasz	100	38—50	10—22	2—11	0— 4	0—1
Nyár	100	29—60	14—34	4—20	1—10	1—2
Ősz	100	39—53	16—27	6—18	1—10	1—4

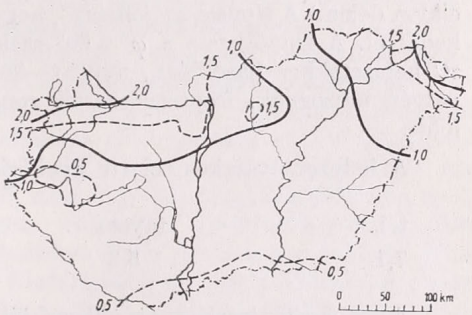
A táblázatból látható, hogy az egy nap alatt lehulló csapadék zöme a kisebb kategóriákba tartozik, 20—30 mm-t elérő csapadék ritkán fordul elő. Területi eloszlásuk nem mutat rendszerességet.

A másik, zónális nyugati áramlással kapcsolatos helyzet az *Aw*. (Tőlünk nyugatra anticiklonmag helyezkedik el.) Ez a típus tulajdonképpen a zónális nyugati



4. ábra. Az *Aw* típus napi átlagos csapadékhozama nyáron, mm-ben

Abb. 4. Durchschnittlicher täglicher Niederschlagsertrag (in mm) des Typus Aw *im Sommer*



5. ábra. Az *As* típus napi átlagos csapadék hozama ősszel, mm-ben

Abb. 5. Durchschnittlicher täglicher Niederschlagsertrag (in mm) des Typus As *im Herbst*

áramlás meridionálissá való átalakulásának kezdeti formája. Oly módon jön létre, hogy az azori anticiklon normál helyzeténél északabbra húzódik. Az anticiklon nyugat—keleti irányban erősen megnyúlt, és az Alpok fölött egészen Magyarországig terjed kelet felé, mint jellegzetes anticiklon „orr". Megjelenése általában hidegfront átvonulásával kapcsolódik, huzamosabb fennállása és megerősödése esetén azonban már csak ritkán érintik hazánkat a hidegfrontok.

A típus relatív gyakorisága évszakonként a következő:

tél	tavasz	nyár	ősz	
9,3	8,8	22,9	10,5	%

A helyzet jellegéből következik, hogy az évszakos csapadékhozamnak nagy átlag-értékeire nem számíthatunk. Az átlagos csapadékhozam tavasszal 0,8—1,4 mm, nyáron tágasabb határok, mégpedig 0,1—4,5 mm között ingadozik. Ősszel és tavasszal ez az érték 0,4—2,0, illetve 0,2—1,1 mm közt változik. A területi eloszlás elég egyenletes, ennél a helyzetnél is megfigyelhető, hogy a csapadék mennyisége az ország északkeleti részében a környező terület csapadékánál valamivel nagyobb. *(4. ábra.)*

Az évszakos csapadékmennyiségnek az *Aw* helyzetekben lehulló csapadék tavasszal 5—7, nyáron 13—28, ősszel 4—9 és télen 2—6 százaléka.

A *zC* helyzethez hasonlóan, bemutatjuk az egyes csapadékkategóriák bekövetkezési valószínűségének szélső értékeit (%):

	≧ 0	≧ 1	≧ 5	≧ 10	≧ 20	≧ 30 mm
Tél	100	9—22	1— 6	1—3	0—1	0
Tavasz	100	18—26	4—10	1—5	0—2	0—1
Nyár	100	22—33	8—14	3—9	1—4	0—2
Ősz	100	14—23	3— 9	1—3	0—2	0—1

A csapadék bekövetkezési valószínűsége kicsiny, még az 1 mm-es kategóriában sem halad meg 35%-ot. Adataink arra utalnak, hogy 10 mm-t elérő vagy meghaladó csapadékra nyár kivételével nem is számíthatunk.

Röviden foglalkozunk még az *As* típus csapadékviszonyaival is. (*As* — anticiklon délen.) A típusra az jellemző, hogy a Földközi-tenger fölött anticiklon helyezkedik el. A frontálzóna a $\varphi = 60°$ szélesség körül található. Az áramlási mező a *zC* helyzetekhez hasonlóan, nyugat—keleti irányú, a ciklonok azonban északabbi pályán mozognak, frontrendszereik rendszerint csak súrolják Magyarország területét.

A helyzet évszakos relatív gyakorisága százalékban:

tél	tavasz	nyár	ősz	
7,1	5,3	5,0	4,9	%

A csapadék eloszlásának jellegét jól megszabja az a körülmény, hogy a frontok túlnyomórészt az északi országrészeket érintik. A csapadék mennyisége általában délről északra nő. Nagy különbségek nem alakulnak ki, de az ország északkeleti megyéiben *As* helyzetben is fellép kis mértékű csapadéknövekedés. Mennyiségi értékeket tekintve, tavasszal 0,2—1,4, nyáron 0,2—4,5 mm, ősszel 0,4—2,0 és télen 0,2—1,1 mm az átlagos csapadékhozam. (*5. ábra.*) A relatív csapadékhozam egész éven át 1—5%, 5 százalékot is csupán Függöd—Tokaj—Nyíregyháza vonalától északkeletre eső területeken ér el. *As* helyzetben a csapadék bekövetkezési valószínűsége az egyes, fentebb tárgyalt kategóriákban, amint azt az idevonatkozó számítások mutatták, a másik anticiklonális helyzetre, az *Aw*-re kapott eredményekhez hasonlók.

A fentieket összegezve megállapíthatjuk, hogy a tárgyalt zónális irányítású helyzetek közül csak a ciklonális (*zC*) típus fennállása idején számíthatunk számottevő csapadékhozamra. Mennyiségileg kifejezhető területi különbségek is ebben a helyzetben lépnek fel, oly módon, hogy a csapadékhozam nyugat—keleti irányban csökken. *Aw* és *As* helyzetekben a típusok természetéből következően hazánkban nincs jelentős csapadékhullás. A domborzat csapadékra gyakorolt hatásának vizsgálatával arra a várható következtetésre jutottunk, hogy *zC* helyzetben — ahol a Duna vonalától nyugatra elegendő nagy a csapadék abszolút értéke, és a területi különbségek is jelentősebbek — a Bakony, Budai, Pilis, Szentendrei és Börzsöny hegységekben számszerűen megadható különbségek jönnek létre az áramlásnak kitett és a szélárnyékos területek között. Végül megemlítendő, hogy az Északkeleti-Kárpátok előtt jelentkező torlódási csapadék miatt, a vizsgált helyzetek mindegyikében egész éven át csapadéknövekedés észlelhető az északkeleti országrészben.

IRODALOM

[1] *Endrődi G.:* A csapadék eloszlása Magyarországon földközi-tengeri ciklon-helyzetekben. Időjárás 62. évf., 20. old. Budapest, 1958.

[2] *Rákócziné Wágner M.:* A csapadék eloszlása Magyarországon meridionális áramlású ciklonális helyzetekben. Időjárás 64. évf., 96. old. Budapest, 1960.

[3] *Péczely Gy.:* Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie, Nr. 30. Budapest, 1957.

*

NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG IN UNGARN IN GROSSWETTERLAGEN MIT WESTLICHER STRÖMUNG

In der Arbeit wird die zeitliche und räumliche Verteilung des bei den Grosswetterlagen *zC*, *Aw* und *As* (mit westlicher Strömung) fallenden Niederschlages untersucht. Die Bearbeitung beruht auf den von 96 Stationen gesammelten 18-jährigen Niederschlagsbeobachtungen. Die Charakterisierung der Niederschlagsverhältnisse wird anhand der nach Jahreszeiten bestimmten Eintreffswahrscheinlichkeitswerte der einzelnen Niederschlagsmengen, sowie des durchschnittlichen Niederschlagsertrages und des relativen Niederschlagsertrages durchgeführt.

Der durchschnittliche Niederschlagsertrag erreicht die maximalen Werte in allen drei Lagen im Sommer; in der zyklonalen *zC* Lage sind die Schwankungsgrenzen am grössten, nämlich zwischen 1,5—8,7 mm, in den antizyklonalen *Aw* und *As* Lagen liegen sie zwischen 0,1—4,5, resp. 0,2—4,5 mm. Beträchtliche territoriale Differnzen bilden sich in *zC*-Lagen, wobei die Niederschlagsmenge vom Westen gegen Osten abnimmt. Im nordöstlichen Teile des Landes fällt bei allen drei Lagen das ganze Jahr hindurch mehr Niederschlag, als in der Umgebung dieses Landesteils. Der relative Niederschlagsertrag ist bei *Aw* am grössten; in diesen Lagen fällt 13—28% der jahreszeitlichen Niederschlagsmenge. Die Eintreffswahrscheinlichkeit des 1 mm erreichenden und diese Grenze überschreitenden Niederschlages beträgt bei *zC*-Lage (im Sommer) 60%, wogegen sie bei *Aw* und *As* Lagen kaum 35% erreicht.

Auf Grund der von einem dichteren Stationsnetze gesammelten 5-jährigen Angabenreihe sind bezüglich der Verteilung des im Raume der Gebirge Bakony, Buda, Pilis, Szentendre und Börzsöny in *zC*-Lagen zwischen dem April und September gefallenen Niederschlages Untersuchungen ausgeführt worden. Diese Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, dass — wie es zu erwarten war — die der Strömung ausgesetzten Abhänge der Gebirge auf ihrer windschattigen Seite mehr Niederschlag erhalten. Mengenmässig besagt dies, dass mehr als 80% der Gebietes mit einem die durchschnittliche Niederschlagsmenge übersteigenden Niederschlage westlich von der Kammlinie der Gebirge liegt.

Papp Béla:

Talajnedvesség mérése laboratóriumban radioaktív kobalt segítségével

Laboratory measurement of soil moisture by the aid of radioactive cobalt. Precise determination of the moisture content of the soil is of great importance in agro- and micrometeorological researches. The author shortly discusses, among other methods of measurement, the generally known method of employing exsiccators, and analyses also the deficiencies of this method. The measurements carried out in some countries by the aid of radioactive isotopes are also mentioned. Detailed description is given on laboratory-experiments carried out in this line by the author. After giving the computation-formulae, used with the measurements, the relation of the values computed theoretically, and those measured in practice, are discussed, and the results are summarized. A short list of references is added to the paper.

*

Лабораторные измерения влажности почвы при помощи радиоактивного кобальта. При агро- и микрометеорологических исследованиях точное определение содержания влажности почвы имеет большое значение. В докладе коротко излагается самый распространенный метод измерения — метод сушильного шкафа. Упоминаются заграничные измерения с помощью радиоактивных изотопов. Затем автор подробно описывает собственные лабораторные исследования этого-же рода и приводит примененные при вычислениях формулы и рассматривает соотношение между теоретически вычисленными и практически измеренными величинами. Наконец дается резюме полученных результатов. Из использованной литературы вопроса указаны лишь важнейшие работы.

*

Agrometeorológiai vizsgálatoknál nagyon fontos a talajnedvesség pontos értékének, valamint meneténck ismerete. A növényzet — gyökérzetén keresztül — a csapadéknak csak a talajba beszivárgott hányadát tudja hasznosítani. Aszályos esztendőkben a talajnedvesség hiánya az egész mezőgazdaság termését fenyegetheti. A talajban levő víz mennyiségének ismeretében azonban lehetőségünk van, hogy szükség szerint megváltoztassuk a talaj nedvességtartalmát. Az öntözésen kívül megfelelő talajművelési eljárás alkalmazásával [1], különféle takaróanyagok felhasználásával [2] bizonyos mértékben már ma is irányíthatjuk a talaj vízgazdálkodását.

Mikormeteorológiai méréseknél sem hanyagolható el a talajnedvesség vizsgálata, mivel a talajközeli légréteget a talaj állapota jelentős mértékben módosíthatja.

A talajnedvesség mérésének legelterjedtebb és legjobban bevált módszere a szárítószekrényes eljárás. A módszer lényege, hogy talajfúróval mintát vesznek, ezt kiszárítják és súlyméréssel meghatározzák a talajnedvesség értékét. Nagyon pontos eredményeket ad, azonban a kapott adatok legtöbb esetben rendkívül nagy szórást mutatnak [4]. Hibái közé sorolhatjuk, hogy a mintavétellel meg kell bontani a talaj szerkezetét, ugyanazon a helyen nem ismételhető meg a mérés. Hátrányos még, hogy nagyobb területek nedvességviszonyainak megismeréséhez sok minta vétele szükséges. Ez — különösen terepen — nehezen valósítható meg [5].

Olyan módszer kidolgozása, amely lehetővé teszi a talajnedvesség gyors mérését — a talajszerkezet megváltoztatása nélkül — már sok kutatót foglalkoztatott [6, 7, 8, 9, 10, 11]. A víz különféle — mechanikai, termikus, elektromos, stb. — tulajdonságai [3] felhasználásával sok mérési eljárást dolgoztak ki. A tapasztalatok azonban azt mutatják, hogy ezt a kérdést eddig még nem sikerült megnyugtató módon megoldani [12].

Az utóbbi években számos kísérletet végeztek a talajnedvesség mérésére radioaktív izotópok alkalmazásával. *Danyilin* [13] a talajon áthaladó gamma-sugarak fékeződését, *Stone*, *Kirkham* és *Read* [14], valamint *Bavel*, *Underwood* és *Swanson* [15] a neutronok szóródását használja fel a talajnedvesség mérésére. A radioaktív izotópok által kibocsátott γ-sugárzást az teszi alkalmassá a talajnedvesség mérésére, hogy bármely anyagon áthatolnak, gyengülésük pedig — többek között — arányos az illető anyag sűrűségével és vastagságával. Ez a gyengülés nagyon bonyolult kölcsönhatások folyamata.

A γ-sugárzás és az anyag között lehetséges kölcsönhatások közül általában a következőkkel kell számolnunk :

1. Fotoelektromos abszorpció.
2. Compton-szóródás.
3. Párkeltés.

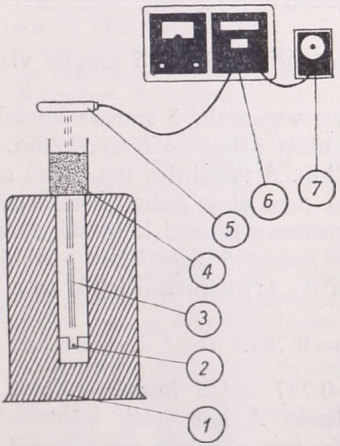
Ezek a kölcsönhatások eredményezik a γ-sugárzás gyengülését. A törvényszerűség a következő exponenciális egyenlettel írható le :

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu \cdot d}, \tag{1}$$

ahol : I a d vastagságú anyagrétegen áthaladt γ-sugárzás intenzitása, I_0 a sugárzás eredeti intenzitása, μ a lineáris sugárgyengülési együttható [16].

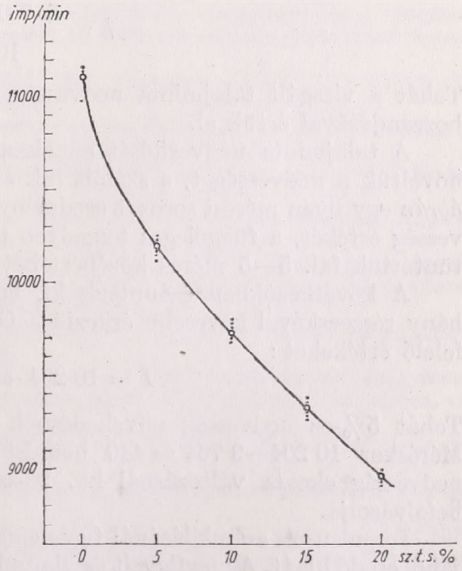
Feltételezhetjük, hogy adott vastagságú száraz talajréteg állandó mértékben gyengíti az áthaladó γ-sugarakat. Nedves talaj esetében tehát a gyengülés változását csak a talajnedvesség változása fogja befolyásolni. Feladatunk az, hogy a γ-sugárzás gyengülése és a talajnedvesség változása közötti összefüggést megvizsgáljuk.

1959 májusában dr. Gáspár László — az MTA Martonvásári Mezőgazdasági Kutató Intézet izotóplaboratóriumának vezetője — támogatásával lehetővé vált a kísérletek megkezdése.



1. ábra. A kísérlet elrendezésének vázlata. 1 — ólomtorony, 2 — sugárforrás, 3 — sugárnyaláb, 4 — talajminta, 5 — GM-cső, % — számláló, 7 — időkapcsoló óra

Fig. 1. Schematic representation of the experiment. 1 — lead tower, 2 — Radiation source, 3 — beam of rays, 4 — soil test, 5 — GM-tube, 6 — computer, 7 — time switch watch



2. ábra. A γ-sugárzás gyengülése különböző nedvességű talajrétegen való áthaladása közben

Fig. 2. Decrease of the γ radiation traversing soil layers of different moistures

A mérések laboratóriumban történtek. A kísérlet elrendezésének vázlatát az *1. ábrán* láthatjuk.

Lényege, hogy az ismert nedvességű talajmintát aránylag szűk γ-sugárnyalábbal átvilágítottuk, s közben mértük a sugárzás gyengülését. A sugárforrás 3,2 mC aktivitású, 5,3 év felezési idejű Co^{60} zárt izotópkészítmény volt. A részecskék számlálását EMG—64-es osztású számláló (Utility scaler, EMG 1871. típ.) végezte. Az azonos mérési időket időkapcsoló óra (ORIONGOM 1892. típ.) vezérlése biztosította.

Első lépésként 70 mm vastag, száraz talajréteg gyengítését vizsgáltuk. A kísérleteknél használt mezőségi homoktalajt minden mérés előtt 48 órán keresztül szárítószekrényben, 105 fokos hőmérsékleten szárítottuk ki. A kísérletet több alkalommal megismételtük. Eredményei azt mutatják, hogy azonos mérési körülmények között, azonos vastagságú talaj mindig azonos mértékben gyengíti a γ-sugárnyalábot. A talajréteg növelésével a számlált részecskék száma exponenciálisan csökkent.

Második lépésként különböző vastagságú vízrétegek hatását mértük. Az előző kísérlethez hasonló eredményt kaptunk. A vízréteg vastagsága és az impulzusok száma közötti összefüggés ebben az esetben is exponenciális.

A kísérlet következő részében nedves talaj gyengítését vizsgáltuk. Megnéztük, hogy a nedvesség 5%-os növeléséhez hány mm vastagságú vízréteget kell a talajhoz adni. Ezt a következő összefüggésből [17] számítottuk ki:

$$h = \frac{w \cdot H \cdot M}{10}, \tag{2}$$

ahol h a vízréteg vastagsága mm-ben, w nedvesség a száraz talaj súlyszázalékában, H talajréteg vastagsága cm-ben, M a talaj térfogatsúlya gramm/cm³-ben.

Behelyettesítve a megfelelő értékeket:

$$h = \frac{5 \cdot 7 \cdot 1{,}42}{10} = 5\,\text{mm}.$$

Tehát a vizsgált talajminta nedvességének 5%-os növekedését 5 mm-es vízréteg hozzáadásával értük el.

A talajminta nedvesítését ennek megfelelően végeztük. 5 mm-es lépcsőkben növeltük a nedvességet, s számláltuk az 1 perc alatt áthaladó részecskéket. A *2. ábrán* egy ilyen mérési sorozat eredményét láthatjuk. A vízszintes tengelyen a nedvesség értékét, a függőleges tengelyen pedig az 1 perc alatt számlált részecskéket tüntettük fel. 5—5 mérés középértékét egy folytonos görbével kötöttük össze.

A következőkben számítsuk ki, hogy a nedvesség 5 százalékos növelésekor hány részecskével kevesebb érkezik a GM-csőbe? Az (1) képletbe írjuk be a megfelelő értékeket:

$$I = 10\,204 \cdot e^{-0{,}063.0{,}5} = 9\,787.$$

Tehát 5%-os nedvesség növekedésnek 10 204—9 787 = 417 impulzus felel meg. Méréskor 10 204—9 764 = 440 beütést számláltunk. A két érték különbsége a nedvesség okozta változásnál kb. 20-szor kisebb, így a mérés pontosságát nem befolyásolja.

Impulzusok számlálásánál figyelembe kell még venni a sugárforrás fluktuációjából eredő hibát. A megfigyelt összimpulzusszám hibahatárát a Poisson-féle eloszlásfüggvény adja meg [18]. Eszerint az N megfigyelt impulzusszám valószínű hibája:

$$\delta = \pm \frac{67{,}45}{\sqrt{N}}\,[\%]. \tag{3}$$

Egy percig tartó mérésnél ($N = 10\,000$ impulzus) a hiba $\pm 0{,}6745\%$. A megfigyelés pontossága azonban — a mérési idő hosszabbításával — növelhető. 5 mérés összegéből ($N = 51\,076$ impulzus) már $\pm 0{,}2984$ százalékos pontossággal számolhatunk.

Számlálócsővel végzett méréseknél a kozmikus és a földi háttér ingadozása is okozhat hibát. Vizsgálatainknál ezt nem vettük figyelembe, mivel a mérőszoba szigetelése gyakorlatilag kizárja a külső, zavaró sugárzásokat. A háttér mérésének szántóföldi megfigyeléseknél lehet nagyobb jelentősége.

A γ-sugárzás felhasználásával történő talajnedvesség meghatározási kísérletek tapasztalatait a következőkben foglalhatjuk össze :

a) Azonos vastagságú száraz talajréteg azonos mértékben gyengíti a γ-sugárnyalábot.

b) A nedvesség változása megváltoztatja a γ-sugár intenzitását. A kettő közötti összefüggés exponenciális.

c) A mérés pontossága nagyobb aktivitású sugárforrással, vagy hosszabb mérési idővel növelhető.

d) Vastagabb talajrétegek átlagos nedvességét is meg lehet határozni. A módszer reálisabb eredményeket ad, mint más, pontszerű mérések.

e) A mérés ugyanazon a helyen megismételhető, tehát a talajnedvesség menetét is megfigyelhetjük.

f) A módszer sokkal egyszerűbb és sokkal kevesebb munkát igényel, mint a szárítószekrényes eljárás.

A mérési eljárás értékét természetesen csak a szántóföldi használhatósága fogja eldönteni. A gyakorlati alkalmazás előtt azonban szükségesnek tartottuk az eljárás laboratóriumi vizsgálatát. Reméljük, hogy a szántóföldi mérések is hasonló eredménnyel járnak.

IRODALOM

[1] *Szakály József :* Különböző ápolású és művelésű kukoricák agrometeorológiai vizsgálata. OMI Hiv. Kiadványa. XXII. köt. Beszámolók az 1958-ban végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1959.

[2] *Kozma Ferenc :* Talajtakarási kísérlet. OMI Hiv. Kiadványa. XXII. köt. Beszámolók az 1958-ban végzett tudományos kutatásokról.

[3] *Bollmeyer, K. :* Bestimmung der Bodenfeuchte aus der Messung der Wärmeleitfähigkeit. Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 1958.

[4] *Pletser János :* A szárítószekrényes talajnedvességmérés új, gyors módszere. Időjárás, 61. évf. 1. szám. Budapest, 1957.

[5] *Varga Haszonits Zoltán :* Különbözőképpen művelt talajok nedvességviszonyai. Időjárás, 64. évf. 4. szám. Budapest, 1960.

[6] *Данилин, А. И.:* Измерение влажности почвы по омическому сопротивлению угольных электродов в стекловолокне, помещеных в почву. Метеорология и гидрология, № 7. Гидрометеоиздат. 1956.

[7] *Вадюнина, А .:* К оценке электропроводности как метода определения влажности почвы. Почвоведение № 3. 1937.

[8] *Bouyoucos, G. I. and Mick :* Improvements in the plaster of Paris absorption block electrical resistance method for measuring soil moisture under field conditions. Soil Science, vol. 63, No. 6, 1947.

[9] *Hendrix, T. M. and Colman, E. A. :* Calibration of fiberglass soil moisture units. Soil Science, vol. 71, 1951.

[10] *Bouyoucos, G. I. and Mick :* New type electrode for plaster of Paris moisture block. Soil Science, vol. 78, No. 5, 1954.

[11] *Isaacs, G. :* Moisture Testers for Soils and Corps. Wordl Farming, No. 6. Kansas City, 1959.

[12] *Данилин, А. И.:* Об измерении влажности почвы. Вопросы агрометеорологии. Гидрометеоиздат, М. 1958.

[13] *Данилин, А. И. :* Измерение влажности почвы при помощи гамма-лучей. Почвоведение, № 7, 1955.

[14] *Stone, J. F.—Kirkham, D. and Read, A. A. :* A talajnedvesség meghatározása hordozható, neutronszóráson alapuló nedvességmérővel. Soil Sci. Proc. Amer. Soc. vol. 19, No. 4., 1955.

[15] *Bavel, W.—Underwood, N. and Swanson, R. W.:* Soil moisture by neutron moderation. Soil Science, vol. 86. No. 1, 1956.
[16] *Dr. Bozóky László:* Védekezés atommagsugárzás ellen. Műszaki Könyvkiadó, 1960. Budapest.
[17] *Данилин, А. И.:* Применение ядерных излучений в гидрометеорологии. Гидрометеоиздат. Л. 1957.
[18] *Kment, V.—Kuhn, A.:* Geiger—Müller-számlálócsövek. Műszaki Könyvkiadó, 1956. Budapest.

Simon Antal:

A potenciálesés mérése a Marczell György Obszervatóriumban

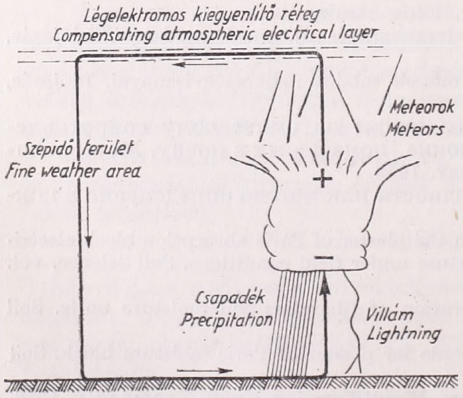
Measurement of the potential drop in the Observatory „Marczell György". Within a general discussion on the development of the "thunderstormgenerator"-theory and its aspects in atmospheric electricity, the measurements of the potential drop, carried out in the Observatory "Marczell György" are described, followed by a detailed analyse of the monthly and seasonal march of the potential drop. To conclude, the seasonal curves are compared with those obtained in Ógyalla and Potsdam.

*

Измерение градиента потенциала в Обсерватории «Marczell György». В начале излагается атмосферно-электрическая теория «генератора гроз». С точки зрения этой теории рассматриваются измерения градиента потенциала, проводимые на Обсерватории «Marczell György». Затем подробно анализируется месячный и годовой ход градиента потенциала; сезонные кривые сопоставляются с аналогичными кривыми Обсерватории Одьялла и Потсдам.

*

A Marczell György Obszervatóriumban 1959-ben határoztuk el, hogy megkezdjük a három klasszikus légelektromos elem, a potenciálesés, a vertikális áram és a pozitív-negatív ionszám, vagyis a vezetőképesség mérését. E munkát a potenciálesés regisztrálásával indítottuk meg. Mielőtt méréseink eredményét részleteznénk, a legújabb elméletet vázoljuk, amely a légkör elektromos jelenségeinek összefüggését magyarázza és melybe mi is szeretnénk méréseinket beilleszteni.



1. ábra. A légkör elektromos állapotát fenntartó „zivatargenerátor" áramköre (Israël szerint)

Fig. 1. Circuit of a "thunderstorm-generator" maintaining the electric state of the atmosphere (According to Israel)

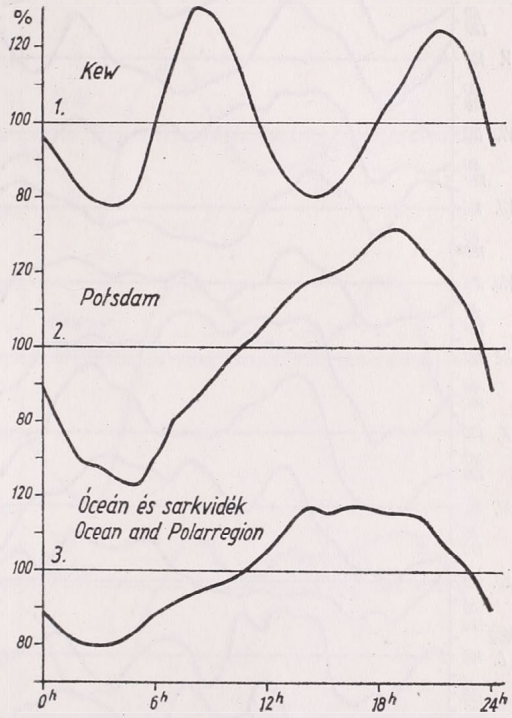
A légkörben meglevő villamos tér felfedezése után azonnal kutatni kezdték, hogy mi tartja fenn ezt az elektromos állapotot. Ha állandó töltésutánpótlás nem lenne, akkor a

$$G = G_0 \cdot e^{-(1/RC)t} \qquad (4)$$

összefüggés szerint $t = 1628$ másodperc, azaz 27 perc alatt 1%-ára kellene csökkennie a talajközeli potenciálesésnek. Az összefüggésben $G =$ a potenciálesés talajközeli értéke; $RC = 354$, mely állandót a talajközeli légréteg vezetőképességének és a Föld kapacitásértékének behelyettesítésével kaphatjuk. Már *We-*

ber gyanította, hogy a növényzettel borított földfelület minden kis csúcsából (még a fűszálakból is) áram lép ki, melynek lehet hatása a légelektromos tér fenntartásában. *Wilson* a zivataroknál és jégesőknél fellépő áramokat is hozzásorolta a csúcsokon folyó áramokhoz. *Wigand* [1] megállapította, hogy a talajra lecsapó villámok több negatív, mint pozitív töltést szállítanak a felszínre, és azt is kiszámította (egyes tényezők ismeretének hiányában még jelentős hibával), hogy kb. 1500 amper az egész Föld felületére lecsapó villámok okozta áram. Az összes ún. „szépidő"-területeken észlelhető vertikális áramra is az előzővel azonos értéket tételezett fel. A későbbiekben *Whipple* és *Scrase* [2] már részletesen vizsgálat alá vették a Föld teljes zivatartevékenységét és a potenciálesés óceáni, illetve az egyes kontinenseken mért átlagos adatait. Kutatásaikból arra a következtetésre jutottak, hogy igen jó az összhang a zivatartevékenység alkalmával fellépő elektromos jelenségek értékei és a „szépidő"-területek potenciálesés értékei között. E vizsgálatokból kiderült, hogy egy világméretű folyamat tartja fenn a légkör elektromos állapotát. A zivataros területeken folyó áramoknak, tehát egyensúlyban kell lenniük a „szépidő"-területek áramával. Az egyes állomásokon megvizsgálták ezt a légelektromos egyenleget. *Wormell* [3] Cambridge közelében 1 km²-re azt az eredményt kapta, hogy a vizsgált területen negatív töltés-többlet lép fel. Számításainak végeredménye :

vertikális áram	+ 60 Coulomb
csúcsáram	—100 Coulomb
csapadék áram	+ 20 Coulomb
villámáram	— 20 Coulomb
töltés-többlet	— 40 Coulomb



2. ábra. A potenciálesés tipikus napi menetei : 1. szárazföldi kéthullámú (nyári), 2. szárazföldi egyhullámú (téli), 3. óceáni és sarkvidéki (Israël szerint)

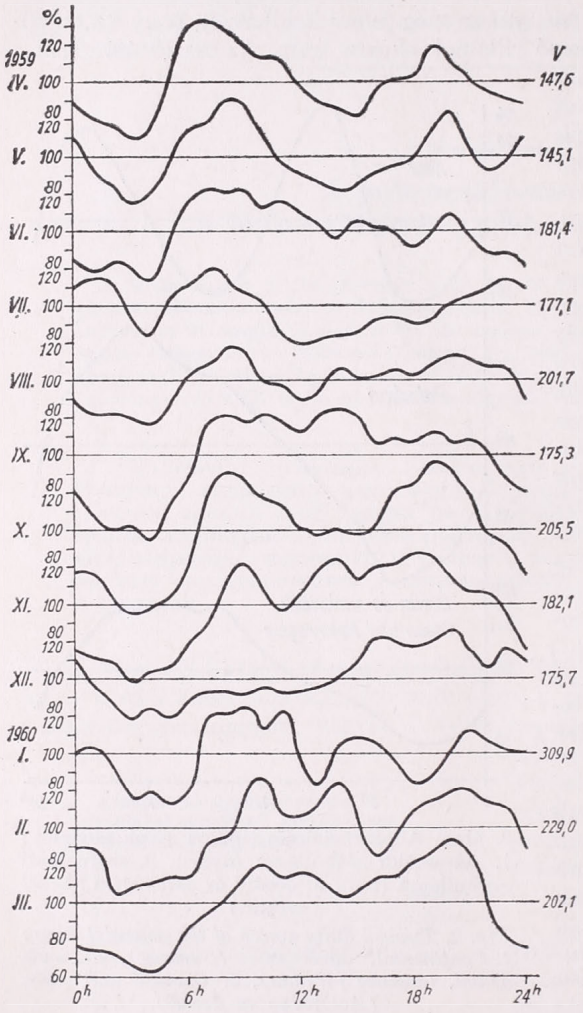
Fig. 2. Typical daily march of the potential drop : 1. Continental, double-wave (Summer), 2. Continental, uniwave (Winter), 3. Oceanic and polar (According to Israël)

Hasonló eredményeket kaptak *Kew* és *Durham* állomások alapján is. Az említett példákból láthatjuk, hogy kis területekre az egyenleg nem nulla, csak az egész Földre, mint egységes elektromos rendszerre. A fenti vizsgálatokból *Israël* [4] arra a következtetésre jutott, hogy a Föld állandóan újratermelődő elektromos állapotát egy „zivatargenerátor" tartja fenn *(1. ábra)*.

Légelektromos méréseink első lépéseként a vázolt körfolyamatban résztvevő töltések által keltett légelektromos teret regisztráljuk. Ez a tér a talaj és a légelektromos kiegyenlítő réteg között áll fenn, de befolyásolják a közbeeső légréteg tértöltései.

A rendszeres potenciálesés regisztrálásokat 1959. április 1-én indítottuk meg és vizsgálataink céljára az 1960. április 1-ig eltelt év adatait használtuk fel. Méré-

seinket radioaktív kollektorral működő, elektrométercsöves, hídkapcsolású regisztrálóval [5] végezzük. A havi és évszakos közepek képzésére csak a zavartalan „szépidő" értékeket használtuk fel. Az összes adat 69,7%-a volt zavartalan a vizsgált időszakban. Mivel méréseinket csupán relatív, *volt* értékben tudtuk megadni, nem pedig V/m egységben, szükséges volt a más, hasonló adatokkal való összevetés érdekében a havi közepektől számítható százalékos eltéréseket is kimutatni. A feldolgozásban a havi és évszakos napi meneteket állítottuk elő. Évi menet képzésére a mérési sorozatot még rövidnek tartottuk.



3. ábra. A budapesti potenciálesés óraközepeinek százalékos eltérése a havi középtől, egy év folyamán

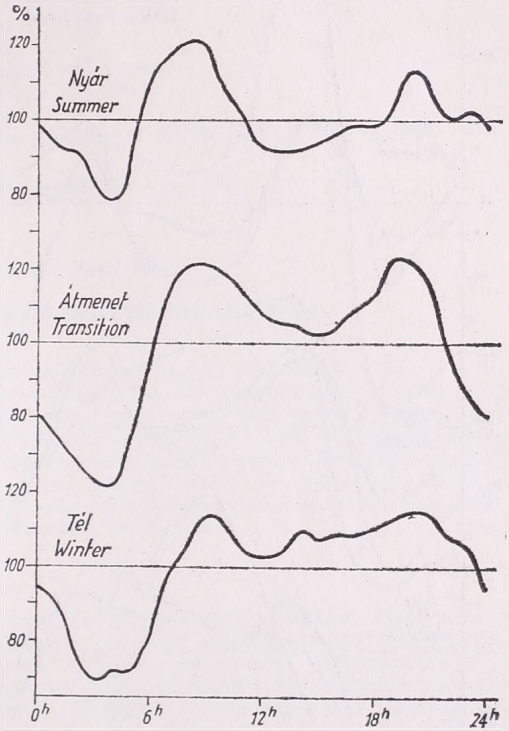
Fig. 3. Percent of deviation of the hourly means of the potential drop from the monthly means, during one year in Budapest

Mielőtt a kapott görbék menetét vizsgálnánk, a tipikus potenciálesés napi meneteket ismertetjük, hogy ezek figyelembevételével méréseinket besorolhassuk valamilyen típusba, illetve könnyebben felismerhessük a rendkívüli eltéréseket. Három napi menet típust [6] különböztetnek meg *(2. ábra)*:

1. szárazföldi kéthullámú
2. szárazföldi egyhullámú
3. óceáni és poláris vidéki egyhullámú napimenetet.

A *3. ábrán* a vizsgált év egyes hónapjainak a középértéktől számított százalékos óraeltéréseit ábrázoltuk. A görbéknél szembeötlő, hogy hajnali 3—5óra (MEZ) között az év minden hónapjában éles minimum jelentkezik. Az április, május havi görbék jól követik a kettőshullámú napi menetet, zavar nem észlelhető bennük. Mindkét görbénél 4^h körül jelentkezik az első, élesebb minimum, ezt 7 ill. 8^h-kor követi egy erőteljesebb maximum, majd 14—15^h-kor gyengébb másodminimumot láthatunk, melyeket 19—20^h-kor a második maximum követ. A június havi görbe zavartabb, azonban a kettős hullám még felismerhető menetében, noha a délutáni maximum nem tiszta, mint az előzőknél. Július hónapban a második maximum a hajnali órákra tolódott. Augusztusban a görbe menete zavartabb, az átlagtól való eltérések kisebbek, azonban még felismerhető a kettős hullám. Szeptemberben egyes hullámú volt a potenciálesés napi

menete, a maximumon zavarokkal. Októberben ismét éles és sima futású kettőshullámú menetet láthatunk. Novemberben a görbe már átmeneti az egyes és kettős hullámú között. Decemberben a téli ipőszaknak megfelelő egyhullámú menet eléggé kifejezett, azonban a görbén egyenetlenségek vannak. Január, február hónapok napi meneteiben csak a reggeli minimum jelentkezik szabályosan, ezután erősen zavartak az értékek. Márciusban a tavaszi időszaknak megfelelő kettős hullámú a menet, ahol a délelőtti maximum még a gyengébb. A görbéken mutatkozó szabálytalanságokat a rövid észlelési sornak tulajdoníthatjuk. Az egyes hónapok napi meneteinek görbéi után elkészítettük az évszakos napi meneteket is. Az V—VIII. hónap óraközepeiből készítettük a *nyári*, a XI—II. haviakból a *téli* és a III—IV., illetve IX—X. havi óraközepekből az *átmeneti* évszak napi meneteinek görbéjét *(4. ábra)*.



4. ábra. A budapesti potenciálesés óraközepeinek százalékos eltérése az évszakos középtől

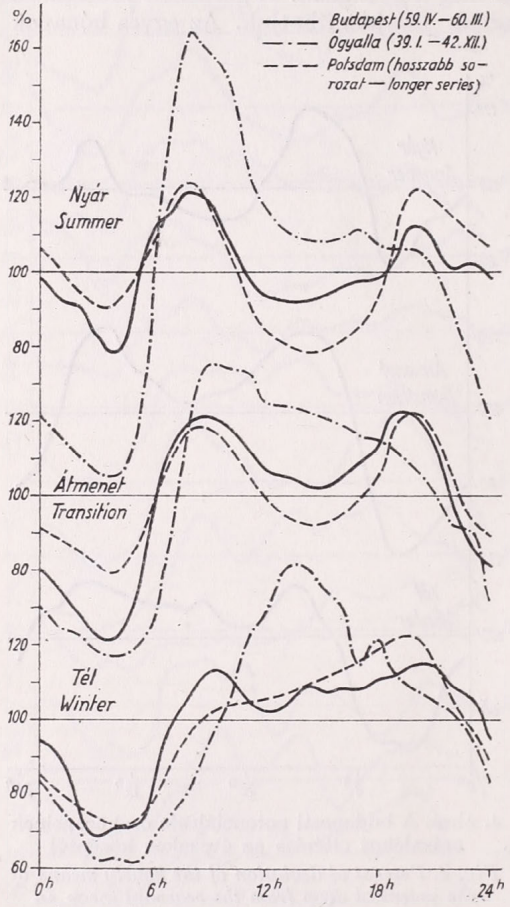
Fig. 4. Percent of deviation of the hourly means of the potential drop from the seasonal mean in Budapest

Láthatjuk, hogy a nyári menet kettős hullámú, reggel 4^h-kor jelentkezik az első minimum kb. 78%-os értékkel, míg a 8^h-kor beálló maximum 120%-os az évszak átlagához képest. Ezt követi 14^h-kor a második minimum, mely a hajnalinál gyengébb, 92%-os, majd a második, 20^h-kor jelentkező maximum kb. 112%-os értékkel. Az átmeneti évszakok görbéjén szintén két maximumot és két minimumot látunk. Itt a délutáni maximum a magasabb értékű és a 15^h-s második minimum sem olyan kimélyült, mint a nyári görbén.

A hajnali 4^h-kor látható minimum viszont kifejezettebb, mint nyáron. A téli időszakban szárazföld felett, mint a 2. ábrán láttuk, egyhullámú napi menetnek kellene jelentkeznie. Téli görbénken ez a tendencia látszik, azonban 12^h körül van egy kisebb minimum, amely megzavarja a tiszta egyhullámú menetet. Ez az eltérés lehet szignifikáns, azonban valódiságát csak hosszabb mérési sorból dönthetjük el. Valószínűbb azonban, hogy az Obszervatórium, vagy a közeli főváros fűtési idénye mutatkozik téli méréseinkben. Hasonló hatást már megfigyelt pl. *Sapsford* [7] Samoán, ahol a potenciálesés értékeit munkanapokon erősen befolyásolták egy közeli város ipartelepeinek füst- és porfelhői. *Kühn* [8] pedig a wahnsdorfi potenciálesés méréseknél mutatta ki a közeli Drezda város szennyező hatását. Feltevésünket természetesen vizsgálat alá kell majd vennünk, hogy esetünkben Budapest hasonló hatásaival állunk-e szemben?

Végül görbéinket ellenőrzésképpen összehasonlítjuk más állomások hasonló adataival. A budapesti egyéves adatsor évszakos napi menet görbéit az *5. ábrán* az azonos módszerrel előállított négyéves ógyallai [9] és a több évi mérés adataiból

származó potsdami [6] potenciálesés-görbékkel állítottuk párhuzamba. A budapesti és potsdami nyári és átmeneti görbe jó egyezést mutat, a maximumok eltérései megegyeznek a két állomáson, a minimumoknál az eltérés ellentétes, de arányos. A téli görbék is párhuzamos futásúak, a rövidebb sorozatból álló budapesti görbe azonban még ingadozásokat mutat a sima potsdamihoz képest. Nagyobb a különbség az eddig tárgyalt két állomás és Ógyalla adatai között. Az ógyallai görbék mind a három időszakban egyhullámúak, és amplitudójuk is jelentékenyen nagyobb, mint az előzőké. Az évszakos változás itt az egyszeri maximum beállási idejében mutatkozik meg. A nyári és téli görbén láthatunk ugyan 17—18^h körül egy kisebb másodmaximumot, ezt azonban nem tekinthetjük jellemzőnek. Ha a mérés körülményeit, illetve a mérőhely környezetét vizsgáljuk, közelebb jutunk e jelentős eltérés megértéséhez. Az ógyallai obszervatórium a Kisalföld szélén épült, nagykiterjedésű sík területen, amelynél a talajvíz az egész év folyamán magasan, néhány deciméteren található, sőt esős időszakok után nagyobb összefüggő vízterületek is maradnak. A radioaktív potenciálszondát a talaj fölött kb. 6 m magasan helyezték el, egy faoszlop tetején. E magasságban a kicserélődési együttható értéke lényegesen nagyobb, mint az előző két állomás szondájának elhelyezésénél.



5. ábra. A budapesti, ógyallai és potsdami potenciálesés értékeinek évszakos napi menetei

Fig. 5. Seasonal daily march of the values of potential drop at Budapest, Ógyalla and Potsdam

Az igen vizes, tehát elektromosan jól vezető, továbbá kicserélődésre kevésbé alkalmas talaj és a magas elhelyezés, úgy gondolom, eléggé indokolja a kapott görbék eltérését.

Tárgyalásunk során megismertük a légelektromos tér viselkedését a Marczell György Obszervatóriumban és két távoli, de szintén szárazföldi állomáson. Láttuk, hogy hasonló környezetű állomásokon a potenciálesés napi meneteinek maximális eltérései megegyeznek, a minimumokat valószínűleg a helyi kicserélődés befolyásolja. Az ógyallai méréseknél mutatkozó szembeszökő eltérést pedig az igen nedves talaj okozhatja, így tehát tengerektől távol is találunk állandó egyhullámú napimenetet, ha a környezet azt megengedi.

A görbéink előállításához felhasznált egyévi adatsor, összehasonlítva a potsdami hosszú sorozatból számított görbékkel, bizonyos tekintetben még rövidnek bizonyult, azonban kvantitativ következtetéseket már így is le tudtunk vonni méréseinkből. A napi és évszakos változások jól tanulmányozhatók a görbék alap-

ján, azonban a helyi hatások biztos felismerése miatt feltétlenül kívánatos a hosszabb idejű regisztrálás. Területileg is sűrűbb potenciálesés-mérésekre lenne szükségünk, mint azt az egymástól kis távolságra levő Ógyalla és Budapest görbéi bizonyítják, ugyanis az egyes tájtípusok eltérő kicserélődési viszonyai erősen befolyásolják a légelektromos elemek alakulását.

IRODALOM

[1] *Wigand A.:* Phys. Z. 28 (1927).
[2] *Whipple F. J.* és *Scrase F.:* Meteor. Off. Mem. 7 (1936).
[3] *Wormell T.:* Proc. Roy. Soc. A127 (1930).
[4] *Israël H.:* Atmospherische Elektrizität (1957).
[5] *Mezősi M.—Simon A.:* Időjárás, 1959. 3.
[6] *Israël H.:* Luftelektrizität und Radioaktivität (1957).
[7] *Sapsford H. B.:* Terr. Magn. Atm. Electr. 42 (1937).
[8] *Kühn U.:* Zeitschr. f. Met. 1954. 7/8.
[9] Meteorológiai és Földmágnességi Intézet Évkönyvei LXIX—LXII. (II. rész.)

Erdős László—Papp Béla:

A felszíni lefolyás műszeres mérése

Instrumentale Messung des oberflächlichen Abflusses. Die Bestimmung des oberflächlichen Abflusses auf kleinen Flächen kann mit den gebräuchlichen hydrologischen Methoden nicht mit zufriedenstellender Genauigkeit ausgeführt werden, weshalb es bei Untersuchungen des Bodenwasserhaushaltes zweckdienlich ist auch fortlaufende Abflussmessungen unterzunehmen. Von den Verfassern wurde ein zu solchen Messungen geeignetes Registrierapparat konstruiert, und in dem Artikel werden die Aufstellung des Apparates auf freiem Felde, die noch bestehenden Unzulänglichkeiten des Apparates und die weiteren Verwendungsmöglichkeiten desselben beschrieben.

*

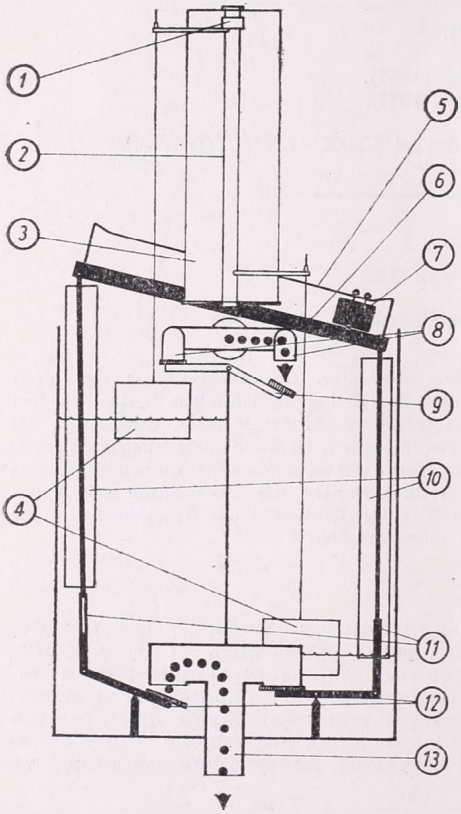
Измерение поверхностного стока при помощи прибора. При помощи методов, примененных в гидрологии нельзя определять с необходимой точностью степень поверхностного стока с маленьких территорий и поэтому при исследованиях по водному балансу почвы рекомендуется исполнять и текущие измерения стока. Авторы конструировали прибор-самописец для таких измерений и в статье описываются постановка этого аппарата на свободном поле, недостатки а также дальнейшие возможности употребления его.

*

A talajfelszínre érkező csapadék három részre oszlik. Egyik rész nyomban elpárolog, a másik beszivárog a talajba, a harmadik rész pedig lefolyik. E hármas tagolódásban az első rész együtt jár minden csapadékkal. A második rész — a beszivárgás — az esetek túlnyomó részében szintén fellép, kivéve a csapadék nyomot, vagy egészen csekély, néhány tized mm-es csapadékokat, továbbá a fagyott talajfelszín eseteit. A harmadik rész: a lefolyás — viszont egyéb tényezők mellett — csak a csapadékmennyiség és intenzitás bizonyos küszöbértéke felett jelentkezik az összes csapadék esetek kisebb százalékában. Ezért talajvízháztartási vizsgálatoknál a lefolyást, mint járulékos tényezőt általában elhanyagolják, vagy állandó együtthatóval veszik tekintetbe. Ezeket a lefolyási együtthatókat azonban többnyire hidrológiai szempontból határozzák meg nagyobb vízgyűjtő területekre, kis területek lefolyási viszonyainak jellemzésére nem használhatók. A lefolyást igen sok tényező határozza meg, amelyek minden adott felszínen és minden csapadék eseté-

ben mások. Tehát kis kísérleti területeken a pontos vízforgalom meghatározásához a lefolyást is mérni kell, különben sok esetben teljesen irreális vízmérleget kapunk.

A felszíni lefolyás mérésére számos külföldi és hazai kísérlet ismeretes. A kísérletek céljától függően ilyen méréseket sokféle kivitelben végeztek. Főleg a lefolyás talajeróziós hatása miatt talajvédelmi szempontból végzett kísérletek szolgálnak támpontul. Legkiemelkedőbbek az Amerikai Egyesült Államokban és a Szovjetunióban folyó vizsgálatok. Amerikában a *Soil Conservation Service* számos kísérleti állomásán sok éve végeznek lefolyásméréseket. A kísérleti parcellák általában több hektáros természetes felszínek 5—10%-os lejtővel. A Szovjetunióban az *Állami Hidrológiai Intézet* kísérleti telepein különböző nagyobb típusfelszíneken (pár száz m^2) párhuzamosan mérik a lefolyást beépített berendezések segítségével [8]. Nálunk az Erdészeti Tudományos Intézet *kisnánai* telepén kb. hasonló mérések folynak 1955 óta [2]. Az észlelő terület 48 768 m^2, amely még hét típusterületre is oszlik. A lefolyó vizet együttesen mérőbukó és limnigráf segítségével mérik. Az egyes típusterületeken külön egy-egy 20 m^2-es elkerített parcella van. A róluk lefolyó vízmennyiséget és hordalékot 2 m^3-es aknákban gyűjtik össze és szintén mérik.



1. ábra. A lefolyásíró műszer vázlatos képe
Abb. 1. Skizze des Abfluss-Registrierapparates

Ezek a mérőberendezések igen értékes mérési adatokat szolgáltatnak a lefolyás tényezői közötti összefüggésekről, azonban méreteik és költséges voltuk miatt csak néhány standard kutató állomáson lehet ilyenek felállítására gondolni. Németországból ismerünk olyan méréseket, amelyek támpontul szolgálhatnak bárhol elvégezhető kísérletekhez [3, 5].

A kísérleti parcellák lejtése 7—10 %-os, felületük 16 m^2 (2×8 m), vékony deszkakeretek határolják és a víz a lefolyási oldalon csatornába torkolló bádoglemezen fut le a gyűjtő edényekbe. A gyűjtőedényeket a földbe mélyített, felülről zárt házikóban helyezik el. Az edények üsthöz hasonló 200 literes fémkádak, amelyekben a kifolyó csatornanyílások végén még egy-egy vödör is el van helyezve. Csekély lefolyás esetén a víz a vödrökben gyűlik össze, ha több, túlcsordulva a kádakat tölti meg. A vízzel együtt itt halmozódik fel a lehordott talaj is, amelynek a mennyiségét ülepítés és a már megmért víz leöntése után súlyméréssel határozzák meg. Ezeket a kísérleteket a termőtalaj erózió ja és a csapadék mennyisége és intenzitása közötti kapcsolat tisztázása céljából végezték. Ilyen módszerrel csak a lefolyás mennyiségéről kaphatunk adatokat. Ahhoz, hogy adott talajfelszínen mikor és mennyi lefolyással számolhatunk, a lefolyási folyamat pontos mechanizmusát is kell ismernünk. Közismert dolog, hogy lefolyás akkor indulhat meg, ha

az időegység alatt lehullott csapadék meghaladja a talaj vízvezető képességét. Lefolyást okozó nagy esők rendszerint több, nagyon különböző intenzitású szakaszból állnak. Ezek közül csak bizonyos küszöbérték felettieknél jelentkezik lefolyás. Vagyis a lefolyás mennyiségét és intenzitását, illetve időbeli eloszlását is ugyanúgy kell mérnünk, mint a csapadékot.

Szerkesztettünk egy lefolyásíró műszert, amellyel a fenti célnak megfelelő méréseket lehet végezni. Igen egyszerű, teljesen mechanikus, ikeraknás, váltókaros, öníró műszer ez, vázlatos képe az 1. ábrán látható. Működési elve a következő ; a két akna váltakozva telik meg vízzel és váltakozva ürül ki. Ugyanakkor a mindenkori töltődő aknában a vízszint állását bója és írókar segítségével egy óradob szalagján regisztrálja. Két főrészből áll : az író- és ürítő-szerkezetből. Az írószerkezet fontosabb részei : két bója (4) emelőkarokkal, írótoll a szabályozó szánkóval (1) és vezető sínekkel (2), valamint az óradob (3). Amikor a bója emelkedik, karjával emeli az írótoll szánkóját. Ürítéskor a bója visszasüllyed és az írótoll szánkója saját súlyánál fogva szintén visszacsúszik. Ezután a másik bója emeli fel újra. Az ürítőszerkezet főbb részei a következők : beömlő nyílások (8), kiömlő nyílás (13), alsó zárókarok szelepekkel (12), teleszkóposan kiképzett emelőkarok (11), emelőbójáik (10), váltókar (6), csigakerekes váltósúly (7), állítókarral (5), felső billenőkar zárószelepekkel (9). Az aknák ürítését a beömlő víz felhajtó ereje önműködően végzi. Amikor az akna beömlő nyílása nyitott, alul a kiömlő nyílás zárva van, ezt az 1 kg-os váltósúly biztosítja. Az emelőbóját úgy méreteztük, hogy 40 cm magas vízoszlopnál a felhajtó erő 1 kg legyen. Ekkor a váltókar vízszintes helyzetbe kerül, azonban az alsó zárókar mozdulatlan marad, mert az emelőkar teleszkópos. Ebben a helyzetben a váltósúly megcsúszik, az egyensúly megbomlik és a váltósúly pillanatszerűen átfut a váltókar másik végére. Ekkor a váltósúly és az emelőbója közel 2 kg erőt fejt ki, ami bőven elegendő az alsó zárókar nyitásához és a felső billenőkar átváltásához. Ezután a folyamat megismétlődik a másik aknában.

Mindkét aknában a kiömlő nyílás alatt (az ún. „0" szint) még 5 cm magas állandó vízoszlop van. Ez több szempontból szükséges. Ebben a térben helyezkednek el az alsó zárókarok, itt gyűlik össze a lefolyásból származó durva hordalék, amely így nem zavarja a mérés pontosságát. Innen a hordalékot időnként két fenékcsapon keresztül ki lehet mosni. Nyugalmi állapotban az írószerkezet bójái megterhelésig ebben a vízrétegben úsznak és a beömlés megindulásakor azonnal emelkednek.

A beömlő és kiömlő nyílások helyes megválasztása igényli a legnagyobb körültekintést. A beömlő nyílással szemben az a követelmény, hogy az előforduló legnagyobb csapadék intenzitás esetén is torlódásmentesen le tudja vezetni a beömlő vízmennyiséget. A kiömlő nyílást pedig úgy kell kiképezni, hogy az akna kiürülési időtartama a várható legrövidebb feltöltődési időhöz képest gyakorlatilag pillanatszerű legyen. A kiürülés időtartama a hidraulikából ismert módon kiszámítható [4].

Ha a tartályban a vízoszlop h_0 szintmagassága állandó, akkor időegység alatt a fenéknyíláson kiömlő vízmennyiség

$$Q = \mu \cdot f \cdot \sqrt{2gh_o}$$

ahol Q a kiömlött vízmennyiség m³-ben, h_0 a vízszint magassága m-ben, f a kiömlő nyílás keresztmetszete m²-ben, g a nehézségi gyorsulás (9,81 m/sec²) és μ a vízhozam-tényező.

Ha viszont a tartály vízkészlete nem pótlódik, akkor állandóan csökkenő szintmagasság mellett, állandóan csökkenő sebességgel történik a kiömlés. Egy közbeeső dt időtartam alatt a tartály vízkészlete $F \cdot dh$-val csökken (F a tartály felülete m²-ben), azaz

$$F \cdot dh = -\mu \cdot f \cdot \sqrt{2gh}\, dt$$

ebből

$$dt = -\frac{F}{\mu \cdot f \cdot \sqrt{2g}} \frac{dh}{\sqrt{h}}$$

Integrálással kapjuk

$$t = -\frac{2F}{\mu \cdot f \cdot \sqrt{2g}} \sqrt{h} + C$$

A kiömlés kezdőpillanatában $t = 0$ és $h = h_o$, így

$$C = \frac{2F}{\mu \cdot f \cdot \sqrt{2g}} \sqrt{h_o}$$

amelynek a helyettesítésével

$$t = \frac{2F}{\mu \cdot f \cdot \sqrt{2g}} \cdot (\sqrt{h_o} - \sqrt{h})$$

A tartály teljes kiürülése esetén $h = 0$ és akkor

$$t = \frac{2F h_o}{\mu \cdot f \cdot \sqrt{2hg_o}}$$

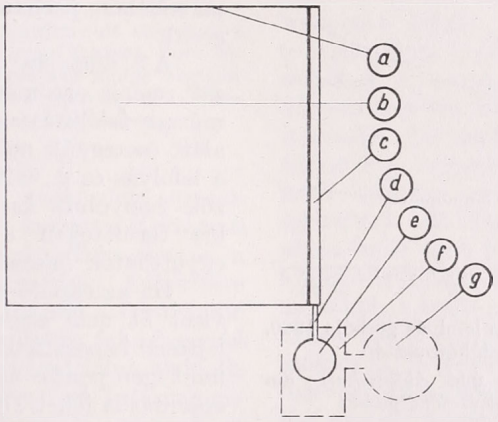
Tehát a μ ismeretében kiszámítható a kiürülés időtartama. A $\mu \leq 1$ vízhozam-tényező a kiömlő nyílás alakjától függ, jellemző értékeit kézikönyvekben megtalálhatjuk. Kiszámíthatjuk a μ értékét is, ha kísérletileg meghatározzuk a kiömlés időtartamát.

$$\mu = \frac{2F}{t \cdot f \cdot \sqrt{2gh_o}}$$

A lefolyásíró aknájában átváltáskor a vízoszlop magassága 40 cm, a vízkészlet 32 liter (ami az észlelő parcella felszínén 2 mm csapadéknak felel meg) és a kiömlés kísérletileg megállapított időtartama 15 másodperc. A kiömlő nyílás kétszer derékszögben meghajlított 47 mm átmérőjű cső. Ezen értékekből kiszámítva $\mu = 0{,}88$-at kapunk. A kifolyócső alakjának a változtatásával még lehetne csökkenteni a kiürülési időt, de erre nincsen szükség, mert a 15 másodperc gyakorlatilag közel pillanatszerűnek tekinthető. Ugyanis az időegység alatt beömlő maximális vízmennyiség várható értéke a várható legnagyobb csapadék intenzitástól (mm/perc) függ. *Sulyok* [7] és *Bacsó* [1] vizsgálták a nálunk előforduló legnagyobb csapadékintenzitásokat. Bár évtizedek alatt fordultak elő kb. 4—5 mm/perc intenzitású néhány perces szakaszok is egyes zivatarokban, de *Bacsó* szerint Budapesten 5 perces szakaszra vonatkoztatva 2 mm/perces csapadék intenzitás 5 évben legfeljebb egyszer fordul elő, és az évente legfeljebb egyszer előforduló maximális csapadék intenzitás 1,2 mm/perc, szintén 5 perces szakaszra vonatkoztatva. Mivel a lefolyásnál ezeknek a rövid szakaszoknak a hatása elmosódottabb, ez utóbbi értéket felső határnak elfogadhatjuk. Az észlelő parcella levezető csatornájának a mélysége 15 cm. A beömlő nyílás 32 mm átmérőjű cső. Ezekből kiszámítva (a $\mu = 0{,}82$-nek véve) a levezető csatorna feltöltődése esetén percenként 68 liter víz ömlene be. Viszont a maximálisnak felvett 1,2 mm/perc csapadék intenzitást és 100%-os lefolyást feltételezve csak 19,2 liter víz érkezhet percenként. A beömlő nyílás ilyen erős túlméretezése mégis célszerű, mert a beömlő víz talajhordalékkal telt és eltömődés veszélye fennforoghat.

A lefolyásíró szabadföldi felállítását a 2. ábra mutatja. A lefolyást adó észlelőparcella (b) területe 16 m² (4 × 4 m), 0,5—1,0%-os lejtővel, három oldalról 3 × 6 cm-es léckeret (a) övezi. A léceket szorosan a talaj felszínére rögzítettük és kívülről talajjal döngöltük körül. A lejtő irányában a felső oldalon kívül sekély árok vezeti el az odaérkező vizet. A parcellát az alsó oldalon horganyzott vaslemezből készült levezető csatorna (c) határolja, amelyet kívülről még kátránypapír burkol. Keresztmetszeti alakja biztosítja, hogy a lefolyó víz beleömlik, de csapadék nem. A műszer irányában enyhén lejt a levezető csatorna. Az íróműszer (e) egy kb. 70 cm mély gödörben (f) szabadon áll. A mérő apparátushoz még egy kb. 150 cm mély emésztőgödör (g) tartozik.

A mérőműszer hibaforrásai és eddig felismert egyéb fogyatékosságai a következők. Az ürítő szerkezet emelő bójája szélső helyzetben éri el a 0 szintet. Az át-

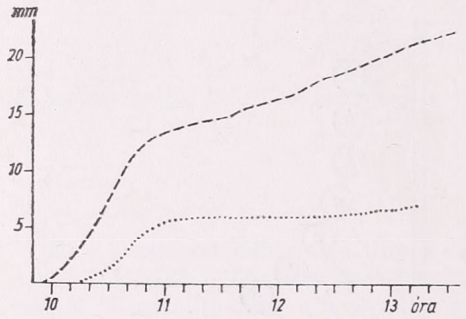


2. ábra. A lefolyásmérő berendezés szabadföldi felállítása
Abb. 2. Aufstellung des Abfluss-Registrierapparates auf freiem Felde

váltáskor beálló egyensúlyi helyzetig 7 cm-t kell emelkednie, ezzel 0,2 liter, mm-ben ki sem fejezhető hibát okoz. Az átváltási szint ingadozása gyakorlatilag ±0,7 cm-t tesz ki, ami megfelel 0,07 mm-es hibának. A kiértékelésnél nem jelent hibát, mert az írókarok a mindenkori átváltási szintet érzékelik. Gyors beömléskor — mivel a kiömlés nem egészen pillanatszerű — a másik akna már közben töltődik és az írótoll nem csúszhat vissza a 0 vonalig. Természetesen ez is csak a regisztrátum külalakjának árt, a kiértékelés pontosságát nem zavarja. Egy akna csak 2 mm csapadék befogadó képességű, az óradob pedig szűk keresztmetszetű (∅ 93 mm), ezért nagy lefolyás intenzitás esetén függőleges vonalakat ír, amelyek összefolyhatnak. Célszerű lesz az aknákat 5 mm befogadó képességűre bővíteni és az óradobhoz a szabványos csapadékíró órahengerének a méretét választani. A vízszint emelkedést az írótoll 1 : 1 arányban írja, ezért 40 cm magas szalag szükséges, ami teljesen felesleges. A következőknél ezt az arányt 4 : 1-re lehet változtatni, a szükséges leolvasási pontosság akkor is biztosított. A 4 × 4 m-es észlelő-parcella alakját 2 × 8 m-esre kellene változtatni, mert ez valószínűleg fizikailag is helyesebb és akkor a korábbiakban említett hasonló külföldi mérésekkel reálisabb összehasonlításra nyílna lehetőség.

Meg kell vizsgálni, hogy ilyen mérési módszerrel kis területek valóságos lefolyásáról mennyire megbízható adatokat kaphatunk. Kis területen kb. 1 hektárig

terjedő területet értünk, amelyet közel azonos lejtésű felszínen lehet kiválasztani és rajta mezőgazdasági vízháztartási vizsgálatok elvégezhetők. Támpontul szolgálhat a lefolyást meghatározó tényezők ismerete. Ezek a következők : a csapadék intenzitása és mennyisége, a talajfelszín lejtőszöge, mikrodomborzata, szerkezete, nedvességi foka, a vízválasztótól való távolság és esetlegesen a növénytakaró. Egy felállítási helyen közel konstansnak vehető a talajfelszín lejtőszöge, szerkezete és mikrodomborzata. A növénytakaró szerepe csupasz talajon kiesik, másrészt az észlelő parcella azonos növényállományban is felállítható. Állandóan változik a csapadék intenzitása, mennyisége és a talajnedvesség. Ezeket viszont folyamatosan lehet mérni. Ez a mérési módszer egyedül a vízválasztótól való távolság szerepének a vizsgálatát zárja ki. Hogy ennek a tényezőnek az elhanyagolása a mérési adatok kis területekre való kiterjesztésénél mekkora hibát okozhat, összehasonlító mérésekkel lenne eldönthető. Igen hasznos lenne ezért a kisnánai telepen nagyobb parcellákon párhuzamos méréseket végezni.



3. ábra. A csapadék és lefolyás görbéje 1960. X. 11-én Erdőhátpusztán

Abb. 3. Niederschlags- und Abflusskurve am 11. X. 1960 in Erdőhátpuszta

A 3. ábra egy Erdőhátpusztán végzett mérés eredményét mutatja be. A műszer felállítása óta eltelt másfél év alatt összegyűlt mérési adatok utalnak a lefolyás és a változó lefolyási tényezők bonyolult kapcsolatára, valamint kis területeken a konstans lefolyási együtthatók használhatatlanságára.

Ha az észlelő parcellát valamilyen vizet át nem eresztő anyagból erősen lejtősen képezzük ki, akkor ez a műszer mint igen pontos átlagoló csapadékíró is számításba jöhet. Ilyen kipróbálásra még nem került, pedig növényállományban (pl. erdőben) igen előnyösnek bizonyulhatna. Végül érdemes lenne a fentiekben kifejtett módszerbeli és műszaki módosítások után a talajnedvességet is folyamatosan mérő agrometeorológiai állomásokon mint standard lefolyásíró műszer bevezetését megfontolni.

IRODALOM

[1] *Bacsó Nándor :* Módszer az esősűrűség megállapítására a városi csatornatervezés céljaira. Orsz. Meteorológiai Int. hiv. kiadványai. XIV. köt. Beszámolók. Budapest (1951).

[2] *Bánky Gyula :* A kisnánai eróziómérő állomás három évi munkásságának eredményei. Erdészeti Kutatások. 6. évf., 3. sz. Erdészeti Tudományos Intézet Közl. Budapest (1959).

[3] *Illner, K. :* Experimentelle Untersuchungen über den Einfluss einiger Faktoren auf die Bodenerosion durch Wasser. Wissenschaftliche Zeitschrift Univ. Berlin, math.-naturwiss. Reihe, Jg. VI. Nr. 4. (1956/57).

[4] *Kozák Miklós—Stollmayer Ákos :* Hidraulika. Egyetemi jegyzet. Budapest (1959).

[5] *Kuron, H.—Jung, L.—Schreiber, H. :* Messungen von oberflächlichem Abfluss und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. Verlag Wasser u. Boden, Hamburg (1956). Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen H. 5.

[6] *László'ffy Woldemár—Szesztay Károly :* A hidrológia a Szovjetunióban. Vízügyi Közlemények. 3. füzet (1960), Budapest.

[7] *Sulyok Zoltán :* Nagy csapadékmennyiségek rövid idő alatt. Időjárás (1928).

[8] *Урываев, В. А.:* Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Гидрометеоиздат. Ленинград (1953)

Gajzágó László—Popovics Ivánné:

Kísérlet különböző útburkolatok felszínhőmérsékletének mérésére termisztorral

Versuch einer Messung der Oberflächentemperatur verschiedener Strassendecken mit Thermistor. (Zusammenfassung.) Es wurde die Oberflächentemperatur verschiedener Strassendecken und natürlicher Oberflächen (Beton, Bruchstein, Kunststein, Asphalt, nackter Boden, Grasboden) untersucht. Die Messungen wurden mit Perlen-Thermistor ausgeführt, der Zeitpunkt wurde auf die Zeit der zu erwartenden unangenehm hohen Oberflächentemperaturen beschränkt. Es werden die Messungsmethoden und die Umstände der Messungen beschrieben. Die Maximum-Angaben der Oberflächentemperaturen wurden mit subjektiven Empfindungsbestimmungen ergänzt. Zum Abschluss bringen die Verfasser einige Feststellungen über die Verminderung der Oberflächentemperatur durch Bewässerung.

*

Az 1959. évben megkezdett strandklíma vizsgálatot — melyet a Kertészeti Főiskola Kerttervezési Tanszéke és a Fővárosi Fürdőigazgatóság felkérésére végeztünk — 1960 nyarán a strandokon alkalmazott útburkolatok felmelegedési viszonyainak kutatásával folytattuk. Ez a probléma a fentnevezett Intézményeket régóta foglalkoztatja, ugyanis a strandokon többnyire mezítláb járkáló fürdőzők közvetlenül érzik az utak felmelegedését és sokat szenvednek emiatt. Közismert tény, hogy a különböző anyagok felmelegedése — a napsugárzás hatására — fizikai sajátosságaik következtében nagymértékben eltér egymástól. A felmelegedés mértékének számszerű megadása az elektromos műszerek megjelenése előtt sok hibát rejtett magában és szinte megoldhatatlan feladatot jelentett. Jelenleg a talajfelszín hőmérsékletének termopókkal, vagy a növények felületének termoelemmel, vagy tűtermisztorral való mérése már a gyakorlat számára elfogadható adatokat nyújt. Szilárd anyagok felszínhőmérsékletének mérése jelenti még ma is a legnagyobb problémát, az ezirányú igények pedig a legkülönbözőbb meteorológiai és műszaki szakterületek részéről egyre nőnek.

Ezeket tekintetbe véve kíséreltük meg a felszínhőmérsékletek mérését magyar gyártmányú „2TH 1,5" típusú gyöngytermisztorral. A termisztor azon részét érintettük a mérendő felületekhez, ahol annak félvezető mérőgyöngye az üvegbúrával érintkezik. Így a hő a vékony üvegen keresztül szinte zavartalanul vezetődik a mérőtesthez. Ez esetben a sugárzási hibával sem kell számolnunk, hiszen sugárzási helyzetben, természetes viszonyok között, a mérendő felületek a napsugárzás hatására melegednek fel; másrészt, az esetleges albedó-különbség hővezetés révén kiegyenlítődik. A martonvásári Agrometeorológiai Obszervatóriumban végzett laboratóriumi kísérletek tanúsága szerint homogén hőmérsékletűnek vélt felszínen is 1 cm-es távolságon belül több tized fok hőmérséklet-különbség fordulhat elő. Az ilyen típusú mérésekhez tehát a felszínek inhomogenitása miatt legalább ötszörös ismétlés szükséges. A felszínfajták reprezentáns összehasonlíthatósága többszöri ismétlést nem engedett meg a mérések elhúzódása miatt (15—20 perc).

Méréseinket 1960. augusztus 3-án a Palatinus, 4-én és 8-án a Szabadság strandfürdő területén végeztük. Mindkét strandon a mérések helyét úgy választottuk, hogy kb. 7 m sugarú körön belül forduljanak elő a különböző felületek, lehetőleg egész nap árnyékmentesen. A mérések időtartamát a várható kellemetlenül magas felszínhőmérsékletek idejére korlátoztuk, vagyis 10—16^{h} közötti időszakaszra. A méréseket óránként végeztük. A termisztoros útfelület-méréseket léghőmérséklet, légnedvesség, szélsebesség mérésekkel és vizuális megfigyelésekkel egészítettük ki.

A kiválasztott mérési napok léghőmérsékleti értékei nem mutatnak nagy eltérést. A maximum hőmérsékletek 25—26 C° közötti értékek. Augusztus 3-án hajnalban gyenge betörési front vonult át, mK (tengeri hideg) légtömeggel. 4-én

az időjárási helyzet nem változott. 8-án hajnalban lesiklás volt, cM (szárazföldi mérsékelt) légtömeggel. A délelőtt folyamán felsiklási front átvonulása kezdődött, ez a légtömeget m'M-re (földközitengeri mérsékelt) változtatta. 15 30^h-kor „nyom" csapadékot adott. A vázolt szinoptikus helyzet magyarázza a sugárzási viszonyokat. Az első két mérési napon a sugárzás napi összege 611, ill. 668 cal/cm^2. Meg kell jegyezni, hogy ezeken a napokon mérték a hónap maximális sugárzás-értékeit. Augusztus 8-án a felsiklási felhőzet az előző napok intenzív sugárzást kb. 1/3-dal csökkentette.

Következő táblázatunkban a mért felszínhőmérsékleteknek csupán maximális értékeit közöljük, a kevésszámú rendelkezésre álló adat miatt:

A felszínhőmérsékletek maximumai, C°:

Palatinus strandfürdő:

	aug. 3.
Vasfedő	41,1
Rücskös beton	39,9
Simított beton	39,3
Terméskő	36,3
Terméskő betonfugával	36,2

Szabadság strandfürdő

	aug. 4.	aug. 8.
Aszfalt	49,0	48,0
Csupasz talaj	44,0	41,0
Terméskő	38,6	35,0
Műkő	38,0	33,7
Füfelszín	36,3	30,7

A maximális felszínhőmérsékletek általában 12—15^h között álltak be. Az adatokból látható, hogy leginkább az aszfaltfelület melegedett fel, majd sorrendben utána a csupasz talaj és a vasfedő. Legkevésbé a füfelszín és a terméskő melegedett fel. A Szabadság strandfürdő területén mért adatokból megállapítható, hogy augusztus 8-a 34%-kal alacsonyabb sugárzásintenzitása a felülethőmérsékleti maximumokban 1—5 C° csökkenést idézett elő.

Szubjektív megállapításaink szerint, 40 C°-ot megközelítő felszínhőmérsékletek már határozottan melegek; 45 C° felett alig elviselhetők. Ezt a tapasztalati értéket az aszfaltburkolat felszínhőmérséklete méréseink során meghaladta. Feltételezésünk szerint ez nyári meleg napokon általános; szélsőségesen meleg, sugárzásban gazdag időhelyzetben a mért értékeket jóval felülmúlhatja. Az aszfaltburkolat kellemetlenül magas felszínhőmérséklete normál nyári napon 10—16^h közötti időszakra terjed. A csupasz, lazaszerkezetű talaj (pl. homok) szintén erősen felmelegszik, egyenes arányban a napsugárzás intenzitásával. A vasfedő felmelegedése sötét színe miatt ugyancsak jelentős, de amint felhő kerül a Nap elé, vagy valamely tereptárgy árnyékolja, egy percen belül kb. 3 C°-os hőcsökkenést mutat.

Méréseink közben megkíséreltük az aszfaltburkolat nagymértékű felmelegedését öntözéssel csökkenteni. Az öntözés után 30 perccel a felszín jó része már teljesen felszáradt, de hőmérséklete így is 4 C°-kal alacsonyabb volt, mint a kontrol-felszíné. A vizes foltokon 12,5 C°-kal alacsonyabb felszínhőmérsékletet mértünk. Öntözés után 1^h-val 2,6 C°, 1½^h-val 2,4 C°, további 1^h eltoltével már csak 0,8 C° a hőkülönbség a kontrolfelszín hőmérsékletéhez viszonyítva. Tehát az öntözés felszínhőmérséklet-csökkentő hatása a felszáradás után gyakorlatilag jelentéktelennek bizonyult, ugyanis a némileg domborúra készített, eléggé egyenletes és sima aszfaltburkolatról a víz lefut, a felszínén megmaradó vékony vízhártya a felszín magas hőmérséklete és a lecsökkent albedó miatt hamar elpárolog. Az ismételt öntözés is a felszáradás után csak néhány tized C° további hőcsökkenést eredményez. Az egyenetlen felszínű mesterséges útburkolatok, mint a terméskő, műkő, beton, egyenetlenségeikben a vizet megtartják, az öntözéses hőcsökkentés ezeknél a felületeknél hatásosabb. A jobb hővezetés, a nagyobb albedó következtében normál nyári napon nem kívánják meg az öntözés alkalmazását. A természetes talajok, különösen a lazaszerkezetűek, az öntözött vizet magukba szívják, így a hő-

csökkentő hatás eredményesebb és hosszabb időre terjed.

A fent közölt adatok és megállapítások tájékoztató jellegűek. A biztos alapokon álló következtetések levonása nagyszámú mérési adatot igényel.

IRODALOM

[1] *Dirmhirn, I.:* Studie über die Oberflächentemperatur fester Körper. Wetter und Leben, 1958. H. 8—10, S. 136. — [2] *Geiger, R.:* Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ausgabe 3. F. Vieweg a. Sohn, Braunschweig, 1950.

Szepesi Dezső:

Az általános cirkuláció vizsgálatának újabb módszereiről

On some new methods of investigations of the general circulation. (Summary.) Numerical weather forecast has undergone a considerable development during the past ten years, enabling the participants of a conference held in 1955 to give a report on the results attained in the applying of numerical methods to problems of the general circulation. Among the investigations presented at the conference the most effective one was that of *N. Phillips* applying a numerical integrational method. The model gives a satisfactory explanation of the forming of jet-streams, the development of polar fronts and the three-cellular structure of the general circulation.

*

1946-ban *John von Neumann* az Institute for Advanced Study-ban konferenciát hívott össze. A konferencia célja az volt, hogy felhasználják az ország meteorológusainak segítségét az intézetben rendelkezésre álló elektronikus számológép programozásának előkészítéséhez. Az intézetben kis meteorológiai kutatócsoportot alakítottak, melynek feladata a légköri dinamika kutatása lett. Ez a törekvés eleinte csak a Princeton-i csoportra korlátozódott. Később a numerikus előrejelzés kisebb-nagyobb mértékben elterjedt az Egyesült Államokban, a Szovjetunióban, Svédországban, Angliában, Németországban, Norvégiában és Japánban.

Azóta a numerikus módszerekkel történő időjárás-előrejelzés olyan mértékben fejlődött, hogy a problémák további megoldása három speciális területének különválasztását kívánta meg. Ezek a következők:

1. Rövid időre szóló előrejelzés, ha az előrejelzés időtartama egy tipikus légköri zavar disszipációs idejének csak bizonyos részére terjed ki.

2. Hosszútávú előrejelzés, amely néhány disszipációs időszakra vonatkozik.

3. Végtelen időtartamú előrejelzés, ha a légkör tér- és időbeli változásainak statisztikáját jelzik előre.

Megoldási szempontból az első és a harmadik probléma látszik a könnyebbnek, a második majdnem teljesen megoldhatatlan. *A. Eliassen* [1] szerint pl. adott szinoptikus helyzetből az időjárásnak néhány hónapra való előrejelzése még akkor is valószínűtlen, ha a súrlódást és a hőforrásokat figyelembe vesszük.

Ezzel szemben az általános cirkuláció előrejelzésére lehet reményünk, mert bár a légköri változók részletekbe menően nem jelezhetők előre, mégis a légkör néhány hasznos statisztikai tulajdonságát (tér- és időbeli átlagát) leírhatjuk.

Az általános cirkulációt háromféle módszerrel vizsgálhatjuk. Az egyik lehetőség abban áll, hogy észlelési adatok alapján írjuk le az általános cirkuláció kinematikai és dinamikai képét. Az empirikus módszer forgó és melegített folyadékok mozgás-modelljeivel közelíti meg a földi légkör általános cirkulációját. Az elméleti módszer az általános cirkuláció problémáit numerikus módszerek segítségével tárgyalja.

Az előzőkben említett konferencia összehívásának okai érvényesek az 1955-ben *J. G. Charney* [1] kezdeményezésével létrehozott konferenciára is. 1946 óta az elektronikus számológép értékes eszköznek bizonyult az időjárás numerikus előrelejzésénél. Az általános cirkuláció bonyolult folyamatának vizsgálata azonban több irányú kutatást igényel.

A következőkben megvizsgáljuk a légkör azon tulajdonságait, amelyeknek alapján az általános cirkulációt numerikus módszerekkel tanulmányozhatjuk.

Ha a légkör ismert hajtóerővel rendelkező lineáris disszipációs rendszer lenne, bizonyos idő után bármely létező szabad mozgása kioltódna. Ennek következtében a mozgásegyenlet megoldásában levő hiba nem növekedne a végtelenségig az előrejelzés pontosságát zérusra csökkentve, hanem állandó maradna, és csak a pillanatnyi mozgás matematikai leírásának pontosságától függne. Ezzel szemben a tapasztalat szerint, kb. 2 nap után, a numerikusan előrejelzett áramlási mező nem tekinthető fizikai realitásnak.

Eszerint a légkör nem rendelkezik azzal a szerencsés tulajdonsággal, hogy megfeledkezne magáról. A légkör olyan nem-lineáris „emlékező" rendszerként fogható fel, amely a disszipáció folytán bizonyos mértékig felejt is. A döntő kérdés az, hogy a valóságban mire emlékezik a légkör? Ha egy rendszer például csak a térbeli és időbeli átlagos állapotra emlékezik, akkor legalább ezt az átlagos állapotot lehetséges előrejelezni.

J. Namias [1] szerint belső következetesség van a légkör viselkedésében. Azt tapasztalták ugyanis, hogy az egyes havi átlaggörbék a megelőzőkből alakulnak ki, s ebben a kialakulásban bizonyos fokú következetesség észlelhető *V. P. Starr* [1] hasonló véleményt fejez ki akkor, amikor azt állítja, hogy a légkör nem-lineáris tulajdonsága miatt bizonyos „dinamikus emlékezőtehetséggel" rendelkezik. Ez a tulajdonság abban nyilvánul meg, hogy az egyik átlagos állapotból a másikba következetes módon fejlődik. Nem-lineáris rendszerekben, ha a kezdeti feltételek különböznek, a kifejlődés részletei szintén különbözni fognak, még ha a külső feltételek meg is egyeznek. Ennek tulajdonítható az a tapasztalat, hogy a légkör egy évi ciklus végén nem tér vissza ugyanabba az állapotába, és a részletek is különböznek, ha a laboratóriumi kísérletet megismételik.

Az általános cirkuláció lényeges jelenségeinek modelljét numerikus integrációs módszer segítségével legsikeresebben *N. A. Phillips* [2] közelítette meg. Elméleti modelljében a 750 és a 250 mb-os szintekre a vorticity egyenletet, az 500 mb-os szintre a termodinamika első főtételét alkalmazta. A melegedést csak mint a szélesség függvényét vette figyelembe. A vorticity egyenletbe bevezette a súrlódási tagot, s így határozta meg a légkör aljánál a súrlódás által keltett függélyes sebességeket. A függélyes stabilitást és a súrlódási koefficienst a légkör átlagértékéből vette. A számításokat IAS elektronikus számológéppel végezte. Bár *Phillips* modellje bizonyos mértékig mesterkélt, mégis leírja a futóáramlás képződését, a poláris front kialakulását és az általános cirkuláció háromcellás szerkezetét. Ugyanakkor a modell rámutat a nyugati áramlásban az Északi-sark felé energiát szállító hullmok jelentőségére.

Az általános légkörzés folyamatának numerikus módszerekkel történő pontosabb elemzése során a kondenzációs folyamatokat is figyelembe kell vennünk. A lokális felhőképződést és az egy hétnél hosszabb időszakra vonatkozó nemadiabatikus folyamatokat statisztikai adatok alapján lehet a modellben felhasználni. Pontosabb vizsgálathoz számításba kell vennünk a levegő átlagos melegítő helyeinek térbeli eloszlását és intenzitásuknak időbeli változását is.

IRODALOM

[1] *Pfeffer, R. L.:* Dynamics of Climate. Oxford. 1960. — [2] *Panofsky, H.:* Introduction to Dynamic Meteorology. Pennsylvania. 1956.

Szilágyi Tibor:

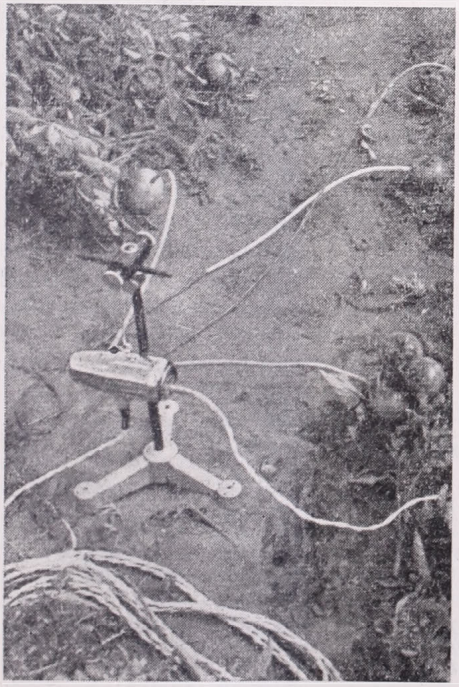
Hőmérsékletmérések paradicsombogyóban

Temperaturmessungen in Tomatenbeeren. (Zusammenfassung.) Aus den agrarmeteorologischen Fragen des Tomatenanbaus wird die Gestaltung der Temperatur der Beeren untersucht. Die Tomate erhält ihre wohlgefällige rote Farbe vom sich in der Beere unter 30° Temperatur bildenden Farbstoff Likopin. Die Untersuchungen erstreckten sich auf die in verschiedenen Höhen über der Bodenfläche bestehenden Temperaturgestaltung der Beeren der Sorte „Kecskeméter Zwerg", mit dem Ziele der Feststellung eines Zusammenhanges zwischen der Gestaltung der Lufttemperatur und der dauernd über 30° bestehenden Temperatur der Beeren.

*

A talaj és éghajlati viszonyok kedvező alakulása következtében Kecskemét környéke igen jelentős helyet foglal el hazánk paradicsomtermesztésében. Az itt termelt paradicsom az ország határain kívül is jó hírnévnek örvend. E körülmény folytán szükségesnek tartjuk a paradicsomtermesztés részletes agrometeorológiai vizsgálatát. A szerteágazó kutatási komplexum részletmunkáit már megkezdtük. Jelen dolgozat a sokrétű vizsgálatnak csupán egyik kérdéséről kíván némi tájékoztatást nyújtani, nevezetesen a paradicsombogyó hőmérsékletéről.

Az ide vonatkozó szakirodalom szerint a paradicsombogyó három különböző festékanyagot tartalmaz: a klorofillt (zöld), a karotint (sárga) és a likopint (vörös). Ezek közül a klorofill túlsúlyban van mindaddig, amíg a bogyó az érésnek bizonyos fokát nem éri el. 10 foknál alacsonyabb hőmérsékleten a klorofill nem változik. 10 fok fölött viszont a klorofill helyét a karotin és a likopin foglalja el. E két festékanyag a bogyóban — 10 és 30 fok közötti tar-



1. ábra. A bogyó hőmérsékletének mérése termisztorral (bogyó a talajfelszínnel érintkezik)

2. ábra. A bogyó hőmérsékletének mérése termisztorral (bogyó a talaj felszínétől 15 cm magasságban)

tományban — párhuzamosan halmozódik. 30 fok fölött a likopin elbomlik és csak a karotin halmozódik tovább. Ennek következtében a tartósan 30 fok fölötti hőmérsékletű paradicsombogyóban likopin-hiány, illetve karotin-bőség lép föl, ami a bogyó színére hátrányos, mert a paradicsom vörös helyett sárgás, narancs színű lesz, tehát a piaci és konzervipari értéke nagymértékben csökken.

30 fok alatti hőmérsékleten a likopinképződés ismét megindul s a paradicsom újra tetszetős vörös színű lesz.

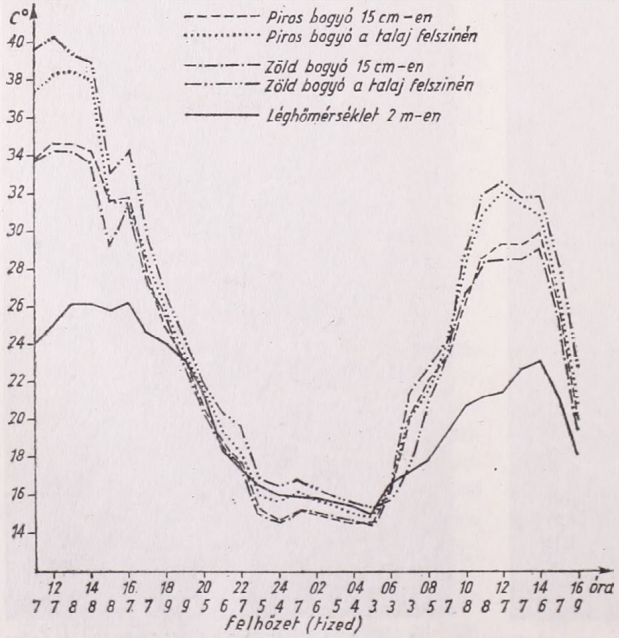
A hőmérsékletnek a nappal és éjszaka közötti ingása tehát a bogyó színét irányítja.

A kérdés tanulmányozása céljából hőmérsékletméréseket hajtottunk végre paradicsombogyóban (Kecskeméti törpe). 1960. augusztus 15—16-án 30 órán keresztül végeztük megfigyeléseinket. Vizsgálataink kiterjedtek vörös és zöld színű bogyókra. Mindkét színű paradicsomból választottunk olyanokat, amelyek a talaj felszínével érintkeztek és olyanokat, amelyek a talaj felszíne fölött 15 cm magasságban helyezkedtek el *(1—2. ábra)*. Minden mérést háromszoros ismétlésben végeztünk. A megfigyeléseket 2 TH típusú termisztorokkal óránként hajtottuk végre. A bogyókba a termisztorokat 1 cm mélyre süllyesztettük. A megfigyelésekből az alábbi eredményeket kaptuk :

Augusztus 15-én 11 órakor kezdtük el a méréseket. E napon a hőmérőházban mért legmagasabb hőmérséklet 27,0, 16-án 23,3 fok volt, 16-án hajnalban pedig 15,0 fokig hűlt le a levegő hőmérséklete 2 m magasságban. Mindkét napon szeles, borult volt az idő. Ennek ellenére a bogyók hőmérséklete jóval meghaladta a léghőmérséklet értékét. A 3. ábrán bemutatott adatok szerint a talaj felszínével érintkező bogyók (zöld és vörös) hőmérséklete magasabb, mint a 15 cm magasságban levők. Ez érthető, mert egyrészt a talaj felszínéről történő hővezetés, másrészt pedig a talajfelszínen kevésbé érvényesülő vízszintes légáramlás hatása az itt levő bogyók erőteljesebb fölmelegedését elősegítette. A hőmérséklet alakulásának ez a menete — a besugárzási időszak kezdetének kivételével (16-án 06—09 óráig) — állandó volt. A 15 cm magasságban levő bogyók hőmérséklete — ugyancsak a besugárzási időszak kezdetének kivételével — viszont alacsonyabb volt az előbbinél.

A talajfelszínnel érintkező, illetve 15 cm magasságban levő bogyók hőmérséklete közel párhuzamos.

Ha a zöld és vörös bogyók hőmérsékletének alakulását vizsgáljuk, szembetűnik a talajfelszínnel érintkező zöld színű, még éretlen bogyók melegebb volta. Ez alól csupán a már említett besugárzási időszak



3. ábra. A paradicsombogyók és a levegő hőmérsékletének napi menete

kezdete jelent kivételt. A 15 cm magasságban levő bogyók közül viszont az érett, vörös színűek a melegebbek, de itt is kivétel a reggeli időszak.

Látjuk az ábráról, hogy a léghőmérséklet (2 m-en) menetében mutatkozó ingadozások a paradicsombogyók belsejében is tapasztalhatók.

Tekintettel a felhős, sőt, a nappali órákban borult égboltra, a nappali fölmelegedés nem volt jelentős. Ennek ellenére a paradicsom időnként 10—15 fokkal is melegebb volt a 2 m magasságban, hőmérőházban mért léghőmérsékletnél. Derült idő esetén ez a különbség a 20 fokot is elérheti, sőt meg is haladhatja.

Természetesen a nagy hőmérsékleti különbség csak a nappali órákra korlátozódott. Méréseink időszakában (30 óra alatt) az irodalomban kritikusnak említett 30 fok fölötti léghőmérséklet nem fordult elő. Viszont a paradicsombogyók 6—10 órán keresztül 30 fokot meghaladó hőmérsékletűek voltak.

Figyelmet érdemel a hőmérsékletnek a különböző mérőhelyeken mutatkozó ingása :

vörös bogyó	Ingás C°
0,15 m-en	19,2
talajon	22,5
zöld bogyó	Ingás C°
0,15 m-en	19,4
talajon	24,4
levegő 2,0 m-en	11,2

A talajfelszínnel érintkező bogyók — a talajfelszínhez hasonlóan — nappal erősen fölmelegednek, éjjel erősen lehűlnek. Derült égbolt esetén az ingás még nagyobb mérvű lehet.

Vizsgálatainkat 16-án 16 órakor megszakítottuk záporeső miatt. Az ábra jól szemlélteti, hogy 14 órától kezdve a hőmérséklet rohamosan csökkent. 17 órakor már nem volt különbség a levegő és a paradicsombogyók hőmérséklete között.

A hőmérsékletnek a színképződésre gyakorolt hatását tehát célszerű részletesebben vizsgálni, mert mint e rövid ismertetés is tanúsítja, borult időben is fölmelegedhet a pigment anyagokat tartalmazó paradicsom 40 fok fölé is.

IRODALOM

[1] *Somos András :* A paradicsom Budapest, 1959. — [2] *Bontovits Lajos :* Paradicsomfajták szárazanyag-, cukor-, sav- és C-vitamin tartalmának alakulása az érés folyamán. Kertészeti Kutató Intézet évk. 1. Budapest, 1950. — [3] *Anonim :* Conditions de culture et couleurs des tomates de conserve. Fruits et primeurs. Casablanca, 1955.

Varga Haszonits Zoltán:

A talajhőmérséklet szélső értékei különbözőképpen művelt talajokon

Extremwerte der Bodentemperatur in verschiedenartig bearbeiteten Böden. (Zusammenfassung.) Es werden Extremwerte der in nach verschiedenen Arten bearbeiteten Böden auftretenden Temperaturen während einer 12-stündigen und einer 10-tägigen Periode analysiert. Aus den Untersuchungen geht hervor, dass bei niedrigen Temperaturen die verschiedenen Bodenbearbeitungsarten keine wesentliche Abweichung in den Bodentemperaturen hervorrufen. Bei hohen Temperaturen dagegen entstehen mit dem Steigen der Temperatur proportionell steigende Abweichungen. Die Temperatur der nach verschiedenen Arten bearbeiteten Böden ändert sich gemäss der abweichenden Wärmeaufnahme.

*

A talajhőmérsékletet sok tényező befolyásolja. E sok tényező egyike a talajművelés. A talajművelésnek a talajhőmérsékletre gyakorolt hatásával kap-

csolatos mérések Martonvásáron már néhány éve folynak. Az itt ismertetendő mérések higanyos talajhőmérőkkel középkötött mezőségi vályogtalajon történtek.

1958. július 23-án az előző napi 20,5 mm-es csapadék hatására a talajhőmérsékletek nagyon alacsonyak voltak. Mivel ezután 10 napon át erős felmelegedés következett, 1958. augusztus 2-ig a talajhőmérsékletek is meglehetősen megemelkedtek. Vizsgáljuk meg, hogyan viselkedtek a különbözőképpen művelt talajok az egyes szélső esetekben és a köztük levő felmelegedési időszakban (lásd a táblázat I. részét).

Az első, ami feltűnik, az, hogy július 23-án sem az egyes mélységek, sem az egyes kezelések között nincsen számottevő hőmérsékleti különbség. Ez is arra mutat, hogy a talajhőmérséklet nagyon erősen függ a talajnedvességtől, s hogy nedves talajban a hőmérsékleti különbségek mind függőleges, mind vízszintes irányban eléggé kiegyenlítődnek. A nedves talajban ugyanis jelentősen megnövekszik a hővezetőképesség, ami nem kedvez a hőmérsékleti különbségek kialakulásának.

Ahogy a besugárzás hatására a talaj nedvességtartalma csökkenni kezdett, úgy növekedett az egyes kezelések közötti különbség, de egyazon kezelésnél is számottevő különbségek jöttek létre az egyes mélységek között. Amint a táblázat I. részéből kivehető, a kapálatlan talaj melegedett fel leginkább minden mélységben, s legkevésbé a gyomos talaj. A közvetlen felszínen valószínűleg a lazítást kapott talajok egyike melegedett fel legjobban, ebben a szintben azonban nem végeztünk méréseket.

A táblázat I. részének harmadik sorából kitűnik, hogy az egyes kezelések között nemcsak a hőmérsékleti értékek között van különbség, hanem a felmelegedés mértékében is. Ugyanazon idő alatt a kapálatlan talaj pl. 2 cm-ben majdnem 10 fokkal jobban növelte hőmérsékletét, mint a gyomos talaj. Így az egyes kezelések összehasonlításánál ezt a tényt sem szabad figyelmen kívül hagyni.

Nézzük meg ezek után azt, hogy egy nap folyamán hogyan alakulnak az egyes szélső értékek, és hogyan melegednek fel az egyes kezelések. Sajnos csak 12 órás mérési adataink vannak, s így a hajnali minimum helyett kénytelenek vagyunk a reggel 7 órás adatot felhasználni. A mérést 1958. július 31-én végeztük, mérésünk tehát egybeesik az előbb

Művelési mód	I.					II.				
	Extrém napok	Mélység cm-ben				1958. VII. 31.	Mélység cm-ben			
		2	5	10	20		2	5	10	20
Kapálatlan talaj	VII. 23.	20,2	20,2	20,6	—	07^{00}	22,0	21,2	21,4	—
	VIII. 2.	43,0	33,6	29,8	—	14^{00}	41,2	32,0	27,8	—
	D =	22,8	13,4	9,2	—	D =	19,2	10,8	6,4	—
Mélyen kapált	VII. 23.	19,8	19,4	20,2	—	07^{00}	21,0	20,4	21,2	—
	VIII. 2.	40,2	33,0	29,0	—	14^{00}	37,6	31,8	27,6	—
	D =	20,4	13,6	8,8	—	D =	16,6	11,4	6,4	—
Sekélyen kapált	VII. 23.	19,4	19,4	19,8	20,8	07^{00}	21,2	21,0	21,2	20,6
	VIII. 2.	34,8	30,8	27,8	24,0	14^{00}	31,6	28,4	25,8	23,0
	D =	15,4	11,4	8,0	3,2	D =	10,4	7,4	4,6	2,4
Gyomos	VII. 23.	18,8	18,8	19,4	20,0	07^{00}	20,4	20,0	20,2	20,4
	VIII. 2.	32,0	29,2	24,8	22,0	14^{00}	29,4	27,4	23,0	21,0
	D =	13,2	10,4	5,4	2,0	D =	9,0	7,4	2,8	0,6

tárgyalt 10 napos időszakkal. Az adatokat a táblázat II. része tünteti fel.

Amint láthatjuk, alacsony hőmérsékleteknél (7 órás adatok) itt sincsenek lényeges különbségek sem a kezelések, sem az egyes mélységek között. Ugyanitt azonban 14 órára jelentős különbségek alakulnak ki. Ugyancsak lényeges különbségek láthatók a felmelegedés mértékében is. A táblázat két részének összehasonlításából az is kitűnik, hogy az egy nap alatt lejátszódó jelenségek teljesen megegyeznek a szélső értékek között hosszabb idő alatt végbemenő folyamatokkal.

Az elmondottakból kitűnik, hogy alacsony hőmérsékleteknél a művelések közti különbségek elmosódnak. Növekvő felmelegedéssel a különbségek is nőnek és a legmagasabb hőmérsékleti értékeknél jelentkeznek a legélesebben. Az egyes művelési módok tehát főként a hőfelvétellel szemben viselkednek egymástól eltérően.

Pletser János:

Kapált és kapálatlan talaj hőmérséklete

Temperatur des behackten und unbehackten Bodens. (Zusammenfassung.) Die modifizierende Auswirkung des Behackens auf die Bodentemperatur hängt vom Feuchtegehalt des Bodens ab. Das Behacken nach dem Regen trocknet und wärmt den Boden, wogegen die nach Regen ausgeführte Hackarbeit den Boden feuchter und kälter gestaltet. Im Durchschnitt von je einer Vegetationsperiode kann nur ein sehr kleiner Unterschied zwischen der Temperatur eines behackten und unbehackten Bodens vorgefunden werden; die Richtung dieses Unterschiedes hängt vom Niederschlage und von der Zeit des Hackens ab.

*

A kapálás hatásainak vizsgálata ma, amikor a vegyszeres gyomirtás egyre inkább tért hódít igen időszerű feladat. Az elmúlt gazdasági évben már hazánkban is sok gazdaságban vegyszeres gyomirtást alkalmaztak kapálás helyett. A kapálásnak még ma is sokan túlzott jelentőséget tulajdonítanak, bár számos kísérlet azt igazolta, hogy a kapálásnak csak a gyomok irtásánál van szerepe, ez pedig vegyszerekkel könnyebben és olcsóbban megoldható [1, 2, 3, 4]. A kapálásnak a gyomirtáson kívül talajnedvesség és talajhőmérséklet módosító hatást tulajdonítottak.

Kreybig [5] szerint a kapálás módosítja a talaj hővezetőképességét. A levegő rosszabb hővezető mint a talaj. A kapálással fellazított talajba több levegő kerül, ezért kisebb lesz hővezetőképessége. A fellazított talaj nem tudja a sugárzás által felvett hőt úgy elvezetni és lazított rétege ezért nappal erősebben felmelegszik. Éjjel viszont a kisugárzással leadott hőt nem tudja olyan mértékben alulról pótolni mint a kapálatlan, ezért jobban lehűl. *Berzsenyi* és *Gonda* [6] szintén azt írják, hogy a kapálás következtében laza takaróval borított felszín erősebben felmelegszik mint a kapálatlan, de az alatta levő tömörebb réteg hűvösebb marad.

Szakály [7] gyomlált és kapált parcellákon mérte a talaj hőmérsékletét 2, 5, 10 és 20 cm mélységben. Megállapította, hogy a mérési időszak 14 órai megfigyeléseinek átlagában 2 cm mélységben 1,6 C°-kal, 5 és 10 cm mélységben pedig 1,1 C°-kal melegebb a kapált a gyomláltnál. *Varga* [8] és *Koltay* [4] kukorica művelési kísérletükben azt találták, hogy a sekélyen (4 cm) kapált talaj a mérési időszak 14 órai átlagaiban 2 cm mélységben 1,0 C°-kal, a mélyen (10 cm) kapált pedig 0,1 C°-kal melegebb volt mint a kapálatlan. A többi vizsgált rétegben hasonló nagyságrendű különbségeket találtak. A „kapálatlan" parcella gyomtalanítását úgy végezték, hogy a

kapálással egyidejűleg a gyomokat a talaj felszínén késsel elvágták.

Mi 4 éve vizsgáljuk a kapálás talajhőmérséklet módosító hatását *Pusztai* Antal kutatóval. Kísérleteinket Martonvásáron középkötött mezőségi vályogtalajon 2x4 m-es parcellákon végeztük. A kapálás mélysége minden esetben 5 cm volt. Az összes parcelláinkat, a kapáltat is „simazin"-nal gyomtalanítottuk, tehát azokon a parcellákon sem volt soha gyom, amelyek felszínét időnként kapálással lazítottuk. Ezt megelőzően szántóföldön vizsgáltuk a lazítás és tömítés talajhőmérséklet módosító hatását. A terminus észlelések idején leolvasott talajhőmérsékleti adatok átlagaiból e korábbi kísérleteknél [9] igen kis különbségeket kaptunk. Emiatt újabb kísérleteinknél már nem terminus időben, hanem esetenként különféle időjárási helyzetekben 24 órás időtartammal óránkénti leolvasásokat végeztünk.

Közismert, hogy a talaj hőmérsékletét nemcsak a szerkezet, hanem a nedvességtartalom is befolyásolja. A víznek a fajhője ugyanis nagyobb mint a száraz talajé [10]. A nedves talaj felső rétege nem melegszik úgy fel, mint a száraz, mert a nagyobb víztartalom miatt fajhője megnövekedik és a sugárzással kapott hőt a mélyebb rétegekbe vezeti [11]. A talajnedvesség miatt szélső esetekben 2 cm mélységben 5—6 C°-kal melegebb lehet a száraz talaj mint a nedves [12]. A kapálás talajhőmérséklet módosító hatásának vizsgálatánál tehát feltétlenül szükséges volt a talajnedvesség mérése is. A talajhőmérséklet mérés napján talajmintákat vettük azokból a mélységekből, melyeknek hőmérsékletét mértük. Ezenkívül e parcellákon rendszeres talajnedvesség mérést is végeztünk 1 m mélységig. A kapált és kapálatlan talaj nedvességtartalmában a tenyészidőszak átlagában nem találtunk szignifikáns különbséget. Ebben szerepet játszott az is, hogy a talajnedvességnek igen nagy a szórása [13]. A különbség valamivel nagyobb volt akkor, ha a kapálást esők után végeztük és ezt száraz időszak követte. Ekkor a kapált talaj szárazabb volt mint a kapálatlan, de a különbség nem volt szignifikáns. *Shaw* [14] hasonló eredményre jutott. Megállapítja, hogy a nedves talaj fellazítása jobban szárítja a talaj felső rétegét, mintha az művelés nélkül maradt volna.

Száraz időszakban végzett kapálást követő mérsékelten csapadékos időjárásban viszont a kapált réteget találtuk valamivel nedvesebbnek. *Koljaszev* [15] vizsgálataival szintén megállapította, hogy a felszín lazítása csak csapadékos időben gyarapítja a talajnedvességet. A kapálást követő nagyobb csapadék (20—30 mm) esetén pedig már nem volt különbség a kapált és kapálatlan parcellák nedvességtartalma között.

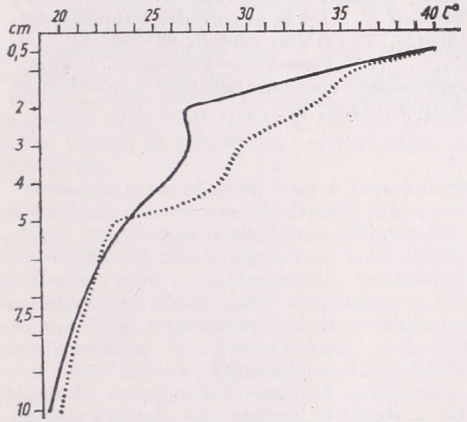
A talajhőmérsékletet termisztorokkal mértük. A higanyos talajhőmérők ugyanis nem alkalmasak arra, hogy velük cm-ként mérjük [16]. A felsőbb rétegekben a higanyos hőmérők derült nappalokon a talaj hővezetőképességétől függően magasabb hőmérsékletet mutatnak mint a talaj hőmérséklete [17]. A 10—12 mm hosszú higanyzsákról egyébként sem lehet megállapítani, hogy az melyik szint hőmérsékletét méri. A talajhőmérő higanyzsákjának alsó középső és felső részének megfelelő szintekben 2 TH típusú termisztorokkal is megmértük a talaj hőmérsékletét. A 2 cm-es mélységben a talajhőmérő higanyzsákjának alja 2,5 cm, közepe 2 cm, felső része pedig 1,5 cm mélységben helyezkedik el. Ezekben a szintekben a 0,5 mm átmérőjű termisztor mérőtestekkel mért adatok napi menetéhez képest a talajhőmérő adatai nem ezek átlagai voltak, hanem a besugárzás erősségétől függően felmelegedett üvegtest és a higanyzsákot körülvevő talaj hővezetőképességétől függő szabálytalannak látszó számsor, mely hol az alsó, hol a felső szint hőmérsékletét követte. Valószínűleg közrejátszik ebben a talajból kiálló üvegtestet körülvevő levegő mozgása és a higanyos hőmérők szálkorrekciója is.

Termisztorainkat 0,5, 1, 2, 3, 4, 5, 7,5 és 10 cm mélységben helyeztük el.

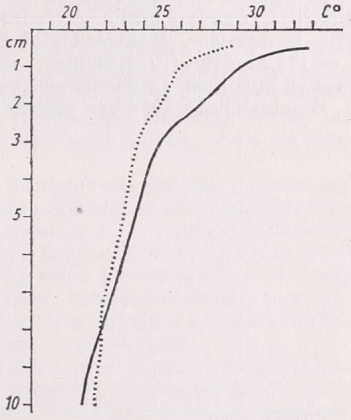
Mélységenként 3 termisztorral mértünk. A leolvasást a parcelláktól 100 m-re a laboratóriumban végeztük. Nagyszámú, 4 éves adatsorozatunkban egyaránt találtunk adatokat a kapálás talajhőmérséklet növelő és csökkentő hatására. Az összes esetek átlagában pedig nincs különbség. A talajhőmérséklet minden esetben a talajnedvesség szerint alakult. Itt két jellegzetes esetet mutatunk be. Mindkét esetben derült időjárás volt. Egyébként a sugárzás mennyisége a nedvesség hatására kialakult talajhőmérséklet különbségeket nem fordítja meg, csak csökkenti vagy növeli.

képest elveszítette nedvességtartalmának jelentős részét. A talajhőmérséklet teljes napi menetéből csak a 14 órai adatokat közöltük, mert itt volt a legnagyobb a különbség.

A másik jellegzetes esetet az 1960. július 1-én mért adatainkal mutatjuk be. A 2. ábrán az e napon 14 órakor mért talajhőmérsékletek tautochronjait tüntettük fel. Itt a kapált talaj a hűvösebb. A kapálást június 23-án végeztettük. Ezt követően 25—29-ig 6,7 mm csapadék hullott, melynek hatására a kapált talaj 2—3 száraz talaj súlyszázalékkal több vizet tartalmazott a kapált réteg-



1. ábra. Kapált (. . . .) és kapálatlan (———) talaj hőmérsékletének tautochronjai 1959. aug. 28-án, 14 órakor



2. ábra. Kapált (. . . .) és kapálatlan (———) talaj hőmérsékletének tautochronjai 1960. július 1-én, 14 órakor

Az első ábránkon 1959. augusztus 28-i méréseinkből a 14 órai adatokból készített tautochronokat mutatjuk be. A kapált parcella talajhőmérsékletét pontozott, a kapálatlant folytonos vonallal jelöltük. Különbség köztük 1—5 cm-ig található. A kapált réteg vastagsága is 5 cm. E fellazított réteg melegebb mint a kapálatlan. A különbség 2 cm-ben 7 C°, 3 és 4 cm-ben pedig 3 C°. A kapált talaj ezekben a mélységekben 3—5 száraz talaj súlyszázalékkal szárazabb volt. Csapadék augusztus közepén hullott (6 mm). A kapálást 18-án végeztettük, 28-ig, a mérés napjáig csapadék nem volt. A fellazított réteg a kapálatlanhoz

ben mint a kapálatlan. A hőmérséklet most is a nedvesebb talajban volt alacsonyabb. A különbség nem volt olyan nagy mint az előbbi esetben, de a nedvesség különbség is kisebb volt.

A kapálás tehát a talaj nedvességére gyakorolt kis mértékű hatásán keresztül befolyásolja a talaj hőmérsékletét. A talajnedvességre gyakorolt hatása viszont attól függ, hogy a kapálást eső előtt vagy eső után végezték. Az eső utáni kapálás szárítja és ezért fel is melegíti, az eső előtti pedig nedvesíti és ezzel le is hűti a talajt a műveletlenhez viszonyítva. Egy-egy tenyészidőszak átlagában viszont nincs lényeges különbség a

kapált és kapálatlan talaj nedvességtartalma és hőmérséklete között, ha a gyomok irtásáról más módon gondoskodunk.

IRODALOM

[1] *Barabás Z.:* Kapálás és kapálás nélküli gyomirtás hatása a kukorica termésére egyévi kísérletekben. Növénytermelés. 1955. IV. 183—187. — [2] *Győrffy B.:* Kukorica ápolási kísérlet, 1957. Kukorica termesztési kísérletek 1953—57. Akadémiai Kiadó, 1958. — [3] *Isó I.:* Ápolási kísérletek kukoricával. Kukorica termesztési kísérletek 1953—57. Akadémiai Kiadó, 1958. — [4] *Koltay Á.:* Művelési és talajtakarási kísérletek kukoricával 1956—57-ben. Kukorica termesztési kísérletek, 1953—57. Akadémiai Kiadó, 1958. — [5] *Kreybig L.:* A talajok hő- és vízgazdálkodása. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest, 1951. 28. o. — [6] *Berzsenyi—Gonda—Virág—Nádudvari:* A kukorica termesztése. Mezőgazdasági Kiadó, 1956. — [7] *Szakály J.:* Különböző ápolású és művelésű kukoricák agrometeorológiai vizsgálata. Beszámolók az 1958-ban végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1959. 172—178. o. — [8] *Varga H. Z.:* Kukorica művelési és takarási kísérlet. Beszámolók az 1958-ban végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1959. 185—191. o. — [9] *Pletser J.:* Különböző talajművelési eljárások agrometeorológiai vizsgálata. Beszámolók az 1958-ban végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1959. 160—164. o. — [10] *Kulin I.:* Agrometeorológia. Budapest, 1952. — [11] *Pletser J.:* Öntözött talaj hőmérséklete. Időjárás, 1960. 2. sz. — [12] *Pletser J.:* Száraz és nedves talaj hőmérséklete. Időjárás, 1960. 1. sz. — [13] *Pletser J.:* A szárítószekrényes talajnedvességmérés új gyors módszere. Időjárás, 1957. 1. sz. — [14] *Shaw B. T.:* A talaj fizikai állapota és a növény növekedése. Moszkva, 1955. 516. o. — [15] *Koljaszev F. E.* A talaj lazítása és tömörítése, mint a talajnedvesség megőrzésének módszere. Szbornyik trudov po agr. fiziko. 1948. 4. 165. — [16] *Primault B.:* De la mesure des températures. Bulletin, de l'OMM, Zürich, 93—98. o. C : 6. 560. — [17] *Pletser J.—Pusztai A.:* Talajhőmérsékletmérés termisztorral. Agrokémia és Talajtan, 1959. 3.

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, V., Szabadságtér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

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

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

TITKÁRSÁG

SCHNEIDER-CARIUS, K.: **Das Klima, seine Definition und Darstellung; zwei Grundsatzfragen der Klimatologie** *(Az éghajlat fogalma és ábrázolása; a klimatológia két alapkérdése).* 80 (A/5) oldal. Veröff. geophys. Inst. Univ. Leipzig Bd. XVII. H. 2. Akademie-Verlag, Berlin, 1961.

A kiadvány az első részben röviden vázolja az éghajlat fogalmának és az éghajlattannak a fejlődését. Hangsúlyozza, hogy a klimatológia nemcsak a meteorológiához tartozik, hanem a geográfiának is szerves része. A meteorológiának egyik ága, amely leírja és a fizika törvényeire támaszkodva magyarázza az éghajlati jelenségeket. A geográfiától azonban nem választható el teljesen, mivel nemcsak általánosságban írja le az éghajlatot, hanem a különböző földrajzi tájegységek éghajlatát, tehát a helyhez kötött éghajlati jelenségeket vizsgálja. Ennek megfelelően alakult ki a különböző méretű tájak éghajlatával foglalkozó makro-, mezo- és mikroklimatológia.

Rámutat a szerző arra, hogy a korszerű klimatológia feladata már nem az, hogy az egyes meteorológiai elemek középértékeivel jellemezze az éghajlatot (klasszikus klimatológia), hanem az, hogy magyarázza a különböző jelenségeket. Az éghajlatnak a földi (szerves és szervetlen) élettel rendkívül szoros kapcsolata van. Szükségszerű tehát, hogy a klimatológia mindinkább figyelembe vegye a mezőgazdaság, technika, biológia, gyógyászat követelményeit. A modern klimatológiában éppen ezért kialakultak a közöttes területek, határtudományok, mint pl. a bioklimatológia, orvosi klimatológia. A mindennapi élet területén az éghajlati szemlélet ösztönzői a mezőgazdasági és várostervezések, gyógyhelyek, szanatóriumok tervezése.

A szerző szerint a klimatológia fontos kérdései közé tartozik az is, hogyan ábrázolhatjuk az éghajlatot? Az éghajlati elemeket rendszerint az idő és magasság függvényében ábrázoljuk. A szükségleteknek megfelelően kialakult a termoizoplétákkal történő ábrázolás, gyakorisági görbék használata. A klimatológia alapproblémái közé tartozik az éghajlat osztályozás. Jelenleg, amikor a klimatológia kinőtt már a leíró jellegből és célja egyre inkább a magyarázat, a klímatípusokat is reális, fizikai alapból kiindulva kell meghatároznunk. A szerző a klimatológia fejlődésében fontos szerepet tulajdonít az energiaháztartás vizsgálatoknak. A földfelszínnek a fizikailag definiált és mérhető mennyiségek útján meghatározható energiaforgalma jelent fizikai alapot ahhoz, hogy reális éghajlattípusokat határozzunk meg.

A szerző hangsúlyozza, hogy a háromdimenziós légburok állapotát kell vizsgálnunk, tehát figyelembe kell vennünk a jelenségeknek mind a magasság szerinti, mind a térbeli eloszlását.

A mű legfőbb jellemvonása és érdeme, hogy összefoglalóan bemutatja a modern klimatológia feladatait és a legmodernebb módszer: az energiaforgalom alapján történő éghajlatosztályozás szükségességét kiemeli.

Endrődi Gabriella

BATTAN, LOUIS J.: **Radar Meteorology** *(Radar-meteorológia).* 161 oldal, 76 ábra, 15 táblázat. The University of Chicago Press, 1959.

L. Battan könyve, ha nem is ad újat a radarmeteorológia terén, mindenütt nagy érdeklődésre tarthat igényt. Kézikönyv, amely végigkíséri a radar-technika fejlődését az első próbálkozásoktól: a második világháborútól napjainkig, de nem a történetírás módszerével.

A könyv egyik nagy érdeme, hogy a sok egyéni vizsgálatot, eredményt foglalja össze, ugyanakkor áttekintést nyújt az egész eddigi radar-irodalomról és távlatot mutat újabb alkalmazások felé. A számos fényképfelvétel, kitűnő ábra és grafikon olyanok részére is közelebb hozza az elért eredményeket, akiknek eddig nem volt módjuk radart látni.

Az első 8 fejezet adja az elméletet, matematikai alapot, amely nélkül radarral foglalkozni nem lehet. Ezen belül tisztázza az alapvető fogalmakat. Megismerkedünk az elektromágneses hullámok sajátosságaival, terjedésével, visszaverődésével, a levegőben levő víz, jég, és egyéb

részecskék radarral történő vizsgálatainak lehetőségeivel. Megadja az ún. „radar-egyenleteket". Tárgyalja az elektromágneses hullámok csillapodását légköri gázokon, hidrometeorokon, felhőkön, esőcseppeken és a hópelyheken.

Rendkívül érdekes része a könyvnek a 7. fejezet, amelyben a radarral végezhető mennyiségi csapadékméréseket írja le, összehasonlítva a radarmegfigyelések alapján számított eredményeket a csapadékmérőkkel mért értékekkel. Itt számol be a felhők folyékony víztartalmának meghatározásáról.

A 9—15. fejezet a radar alkalmazásának területeit mutatja be, szinte útmutatást adva, hogy milyen fajta radar használata alkalmas bizonyos mérések végzésére.

Külön fejezet foglalkozik a felhőfizikai kutatásokkal. A radarvizsgálatok feleletet adnak a folytonos és konvektív felhőkből hulló csapadék mérvére, a csapadékkeletkezés szintjére, a jégkeletkezés lehetőségeire bizonyos felhőben, adott pillanatban.

Újabb fejezet tárgyalja a zivatar érkezésének, sebességének előrejelzési lehetőségeit. Görgőviharok, tornádók, villámok megfigyeléseit, azok visszhangjainak más visszhangoktól való megkülönböztetésének módszerét.

Nyolc oldalon keresztül megismerkedünk az ún. „fedélzeti" radarral, amelynek alkalmazása a légiforgalomban ma már szinte nélkülözhetetlen.

Nem maradtak ki a könyvből a nagykiterjedésű rendszerek tanulmányozásának eredményei sem (hurricanokhoz, ciklonokhoz tartozó csapadékterületek).

A 14. fejezet a nem meteorológiai okokból eredő „angel-echo" keletkezésére, okaira, felismerésére vonatkozó eddigi ismereteket közli.

A szerző az utolsó részt, a nem utolsó sorban fontos különleges technikai eszközöknek és velük elért eredményeknek szenteli. Ezekkel lehetővé válik pl. a turbulencia, szélnyírás mérése. Ugyanitt ismerkedünk meg a Doppler-effektus alapján működő Doppler időjárási radarral is.

Nagy érdeme a szerzőnek az alaposság, a pontosság, a biztos kézzel való elkülönítése a fontosnak a mellékestől, a komoly elméleti alap nyújtása, az elméletnek a gyakorlattal való kitűnő összhangja. Ez utóbbi jó tulajdonság lehetővé teszi olyan fogalmak tisztázását, amelyekre vonatkozó szakkifejezéseket az irodalomban már olvastunk, de nem ismertük lényegüket.

Kallósné Sugár Margit

ХАХАЛИН, В, С.: **Современные радиозонды** *(Korszerű rádiószondák)*. Energetikai Kiadó, Moszkva, 1959. 62 (13 × 20 cm) oldal, 40 ábra.

A szerző könyvét elsősorban rádióamatőrök és rádiótechnikusok számára írta, ezért elsősorban a jeltovábbítás-, jelátalakítás-, adásvezérlés- és rádió-technika szempontjából ismerteti a rádiószondákat.

A könyv tíz fejezetre tagozódik. Az előszó és a rádiószondák rendeltetését röviden ismertető bevezetés után a meteorográfokról, majd a rádiószondák fejlődéséről kapunk rövid tájékoztatást. Külön fejezet foglalkozik a rádiószondák működési-elveivel (mechanikus, elektronikus, stb.), jelzéskeltő berendezéseivel (morse, időjel, moduláció, stb.), az adás vezérlésével, a különféle energiaforrásokkal és a rádióadókkal. Nagy gondot fordít a szerző az alkatrészek és mechanizmusok tűrés-követelményének ismertetésére és azokra az eljárásokra, melyek a magaslégkörben előforduló sugárzás, rázkódás, kondenzáció és hő hatására fellépő káros következmények megelőzését szolgálják. A mű legfontosabb fejezete a jelenleg használatban levő, szinte valamennyi rádiószondát, továbbá azok működési elvének és elektromos kapcsolásának vázlatos rajzát ismerteti. Ugyanitt foglalkozik a szél-szonda (peleng) műszerekkel is. Befejezésül röviden vázolja a rádiószondák további fejlődésének irányát, lehetőségeit és ebből a fejlődésből a rádiótechnikusokra háruló feladatokat.

A szerző tanulmánya tájékoztató jellegű. Munkájának célja az, hogy a magaslégkörkutató műszerek lényegével és főbb működési elvével megismertesse az elektromérnököket. A bemutatott rádiószondák nemcsak egy-egy működési és mérési elv jellemző példái, hanem egyúttal a ma használatos műszerek megismertetését is szolgálják. A számos ábra és kép megkönnyíti az egyébként is világos, jól áttekinthető szöveg megértését.

Pápai László

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA ELNÖKSÉGI METEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGA. Az MTA keretében még 1960 májusában megalakult az Elnökségi Meteorológiai Bizottság. Az elnöki tisztségre *Dési* Frigyes egyetemi tanárt, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatóját, a Bizottság titkáraul pedig *Béll* Béla tudományos osztályvezetőt kérte fel az Akadémia elnöke. Ezt megelőzőleg — mint ismeretes — éveken át nem működött a meteorológia egészét átfogó bizottság az Akadémia keretében, mindössze az agrometeorológiát képviselte a Mezőgazdasági Tudományok Osztálya mellett létesült Agrometeorológiai Bizottság.

A múlt év júliusában tartott alakuló ülés kijelölte azokat a feladatokat, amelynek megoldása az új bizottságra vár. Ezek között elsőként jelölhetjük meg a hazai meteorológiai kutatások koordinálását. A bizottság a koordináló munkát akkor tudja jól elvégezni, ha alaposan tájékozódik a különböző kutató intézetek meteorológiai vonatkozású munkaterveiről, és folyamatosan figyelemmel kíséri a kutatásokat. Éppen ezért a bizottság körlevelet intézett 18 hazai intézethez azzal a kéréssel, hogy meteorológiai vonatkozású kutatásaikról tájékoztassák a bizottságot. A válaszokból megállapítható, hogy az érdekeltek megértették a tájékozódás célját és örömmel fogadják a bizottság koordináló munkáját. A beküldött kutatási témák nagyon változatosak, de egyes munkaterületek nagyon közel esnek egymáshoz. A bizottság a koordináló munka első lépéseként tájékoztatja az egyes intézeteket a hazai kutatási témákról, megszervezi a kutatási eredmények kicserélését és gondoskodik arról, hogy az egyes intézetek folyamatos tájékoztatást kapjanak a hazai és külföldi szakirodalomban megjelent fontosabb kutatási eredményekről.

A bizottság további feladata nemzetközi kapcsolatok létesítése hasonló külföldi szervezetekkel, abból a célból, hogy a hazai kutatások ne elszigetelten, hanem nemzetközi együttműködés formájában történjenek. Ennek első lépéseként a bizottság az Országos Meteorológiai Intézettel és a Magyar Meteorológiai Társasággal együtt *1961 őszén nemzetközi konferenciát* rendez. A konferencia tervezett előadásai a Kárpátoknak az időjárásra gyakorolt hatásával foglalkoznak s remélhető, hogy a konferencia eredményeképpen szorosabb együttműködés jön létre az ún. Kárpát-országok között.

A bizottság a tudományos minősítés és a fiatal kutatók irányítása terén segíti a Tudományos Minősítő Bizottság munkáját. Létrehozta a TMB szakbizottságot, amelynek feladata az aspiránsképzés és a tudományos minősítés meteorológiai vonatkozású kérdéseiben szakvélemények, javaslatok kidolgozása és az ezzel kapcsolatos feladatok megoldása.

A koordináció és a tudományos minősítés agrometeorológiai vonatkozású kérdései az Agrometeorológiai Bizottság feladatkörébe tartoznak s a feladatok racionális elosztása céljából a két bizottság együttműködik.

A bizottság az elmúlt év folyamán hét ülést tartott, amelyek mindegyikén egy-egy bizottsági tag ismertette a meteorológia különböző szakterületein a magyarországi kutatások állását, munkatervét és további feladatait.

A koordinációs munkát nagymértékben segíti a bizottság szakmai összetétele. Az elnökön és a titkáron kívül a bizottságnak 11 tagja van, akik a meteorológia különböző szakterületein kívül a geofizikát, a hidrológiát, az agrártudományokat, a természeti földrajzot, a közegészségügyet, tehát a meteorológiával szorosan kapcsolódó legfontosabb tudományterületeket képviselik.

A bizottság legutóbbi ülésén elhatározta, hogy éghajlati és sugárzási albizottságot alapít. Ennek elnökéül *Bacsó* Nándor egyetemi tanárt, az Agrometeorológiai Bizottság elnökét, titkáraul *Péczely* György tudományos kutatót kérte fel. *(B. B.)*

*

DÉSI FRIGYES JUGOSZLÁVIÁBAN. *Dési* Frigyes, az Eötvös Loránd Tudományegyetem meteorológiai tanszékének vezető tanára a belgrádi egyetem meghívására 1961. június 4-én Jugoszláviába utazott. Június 9-én a Szerb Meteorológiai Társaság előadó ülést tartott, amely alkalommal *Dési* professzor egyórás németnyelvű előadásban tájékoztatta a megjelenteket a magyarországi szinoptikus kutatások időszerű kérdéseiről, részletesen is-

mertetve a magyar meteorológiai szolgálat keretében már évek óta szervezetten folyó szinoptikus kutatások tárgyát, célkitűzéseit és eddigi eredményeit.

Ez az előadás azért váltott ki különösebb érdeklődést, mert a Jugoszláv Szövetségi Népköztársaságban a Hidrometeorológiai Szolgálat szövetségi központjának operatív munkája keretében és az egyes szövetségi köztársaságok különböző felsőoktatási intézményeinek meteorológiai tanszékein folyó tudományos kutatások irányelveiről és módszereiről, valamint e kutatások egybehangolásáról mostanában sok szó esik jugoszláv meteorológus-körökben.

Az előadást megelőző napokban a belgrádi egyetem matematikai és természettudományi karának M. *Csadezs* professzor vezetése alatt álló meteorológiai intézetében folytak kötetlen formájú eszmecserék a tanszék vezetőjével és a tanszék, valamint a Szerb Népköztársaság területén működő többi egyetemi s főiskolai tanszék meteorológus-előadóival, ill. tudományos munkatársaival. Látogatást tett *Dési* professzor a Jugoszláv Hidrometeorológiai Szolgálat szövetségi központjában is, ahol M. *Perovics* főigazgató tájékoztatta azokról az aktuális problémákról, amelyek az ottani szinoptikus meteorológiai kutatások módszereinek elméleti és gyakorlati vonatkozásaiban az operatív szolgálatban résztvevő kutatókat foglalkoztatják.

A belgrádi megbeszélések befejeztével a magyar meteorológiai szolgálat igazgatója *Csadezs* professzor kíséretében Zágrábba utazott, ahol meglátogatta az egyetemi geofizikai intézetet s a Horvát Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatát, végül Ljubljanában is megtekintette a Szlovén Népköztársaság Hidrológiai Szolgálatában folyó kutatásokat. A körút befejeztével Belgrádban a jugoszláv meteorológus-körökkel megtárgyalva és értékelve a látottakat különösen abból a szempontból, hogy melyek a meteorológiai kutatások legmegfelelőbbnek látszó szervezeti formái, a mindvégig baráti, közvetlen hangú megbeszélések befejeztével, június 11-én visszatért Budapestre. *(K. J.)*

*

SZINOPTIKUSOK TANULMÁNYÚTJA A SZOVJETUNIÓBAN. *Bodolai István* osztályvezető, *Koppány György* és *Tänczer Tibor*, az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos munkatársai, 1961. május 23-tól június 7-ig tanulmányúton vettek részt a moszkvai Központi Prognosztikai Intézetben. A tanulmányút célja a Szovjetunióban folyó szinoptikus kutatómunkának, valamint a rövid- és hosszúlejáratú előrejelzések összeállításának tanulmányozása volt.

A szinoptikai kutatómunka keretében a küldöttek tanulmányozták a légnyomási és szélmező diagnosztikájára és előrejelzésére szolgáló legújabb szovjet kutatómódszereket és felhasználásukat a szinoptikus gyakorlatban. Megismerkedtek a nagyterületű, tartós csapadékok, továbbá a konvektív záporok és zivatarok előrejelzésére használatos elméleti és gyakorlati munkamódszerekkel.

A távelőrejelzések területén tanulmányozták az 5 napos és egy hónapos távelőrejelzések elkészítésének metodikáját, gyakorlati felhasználását, az előrejelzések beválásának értékelését. Ennek keretében lehetőség nyílt arra, hogy megismerkedjenek az időjárás előrejelzésének céljait szolgáló PAGODA elektronikus számológép felépítésének elvével, programozási lehetőségeivel és gyakorlati felhasználásával.

A fenti témák kimerítő tanulmányozásán kívül megismerkedtek a Központi Prognosztikai Intézet szervezeti formáival, a kutató részlegek és az operatív szolgálati ágak kapcsolatával, a rövid és hosszútávú előrejelzések elkészítésének folyamatával és formáival. Különösen sokat jelentettek ebből a szempontból a legnevesebb kutatókkal folytatott közvetlen hangú, tartalmas szakmai megbeszélések.

A felsorolt, és a tanulmányút szorosabb munkaprogramjába tartozó szolgálati ágak tanulmányozásán kívül lehetőség nyílt arra, hogy a küldöttek megismerkedjenek a Moszkvai Állami Egyetem meteorológiai tanszékének munkájával és az egyetemi meteorológiai állomás működésével.

A tanulmányút során szerzett gazdag tapasztalatokat hasznosan alkalmazhatjuk a hazai rövid- és hosszútávú előrejelzések megjavítását szolgáló elméleti kutatások és gyakorlati munkamódszerek tökéletesítésére.

(B. I.)

*

METEOROLÓGIAI MŰBOLYGÓK A VILÁGŰRBEN. Alig múlt el egy évszázad azóta, hogy a meteorológiai megfigyeléseket először rajzolták térképekre, hogy szinoptikus képet kapjanak az időjárási eseményekről. Ez a térkép a földfelszínnek még csak igen kis területéről adott tájékoztatást. Mind nyilvánvalóbbá vált azonban az időjárási térképek hasznossága, a távközlési rendszerek fokozatos kiépülésével pedig egyre nagyobb területről készültek időjárási térképek. Lassan megindultak a magassági megfigyelések is, sárkányokkal, ballonra erősített műszerekkel, repülőgépekkel, rádiószondákkal, ezzel a meteorológusok látóköre egyre tágult, egyre magasabb légrétegek fizikai folyamatait tudta áttekinteni. Vízszintes kiterjedésben azonban továbbra is fennálltak a hiányok, különösen sivatagi területek és óceánok felett, ahol nem egyszer csak napok múlva fedezték fel hatalmas viharközpontok létezését.

Ma már örömmel állapíthatjuk meg, hogy van a meteorológusoknak újabb eszközük, amely képet tud adni a légkör globális természetéről és ez az eszköz a *meteorológiai műbolygó*. A műbolygó nemcsak a felhőtakaróról, a légköri folyamatok örökösen változó megnyilvánulásáról ad felülről való áttekintést lehetővé téve ezáltal viharközpontok és derült időjárású területek megállapítását, de módot nyújt a föld-légkör rendszer által elnyelt és kisugárzott energia mérésére, sőt talán pár év — vagy évtized — múlva már a csapadékjelenségeknek az egész világra kiterjedő együtteséről, a függőleges hőmérsékleti profilokról, a vízgőz, az ózon és a széndioxid függőleges eloszlásáról nyert adatokkal is hozzájárulhat a légkör fizikájának gyorsan bővülő ismeretárához.

A műbolygók földkörüli pályájának végtelen sok változata lehetséges, meteorológiai szempontból azonban a leghasznosabbnak a meridiánmenti (poláris) és az egyenlítőmenti (ekvatoriális) pálya látszik. Az elképzelés szerint legelőnyösebb olyan meteorológiai bolygórendszer lenne, amelyben minden műbolygó, közel poláris pályán, 6500 km magasban 4 óránként egymástól 60° hosszúsági kör távolságra mozogna ; három közülük nappali bolygó lenne, 8, 12 és 16 órakor mozogva észak felé, három pedig éjszakai bolygó, déli irányban mozogva a föld másik oldalán 20, 24 és 4 órakor. A Greenwich-i délkört választva a déli és éjféli bolygó pályájának, az egymástól 60°-ra levő hat bolygó adatai úgy kombinálhatók, hogy közelítőleg teljes világtérképet adjanak a napi négy szinoptikus terminusban. Ezt a rendszert kiegészíthetné egy ekvatoriális műbolygó, amely 1000 km magasságban 105 perc alatt kerülné meg a földet. Ennek a bolygónak a megfigyelései 30° északi szélességtől 30° déli szélességig terjednének és különösen hasznos adatokat nyújtanának az egyébként is adatszegény trópusi vidékekről.

A rövididejű előrejelzések számára elsősorban a kisebb méretű meteorológiai jelenségekről tájékoztatást adó, alacsonyan, néhány száz kilométer magasságban keringő műbolygók adatai jelentősek. Mind szovjet, mind amerikai részről már több kísérleti meteorológiai bolygót lőttek fel, amelyekről a *WMO Bulletin*, a nemzetközi meteorológiai szakfolyóirat ad tájékoztatást, bemutatva a harmadik szovjet és a második amerikai műbolygó képét is.

Hogy fogalmunk legyen a kísérleti bolygók működéséről, az alábbiakban ismertetünk néhány adatot a Tiros I. műbolygóról. Ezt 1960. április 1-én bocsátották fel, keringési ideje 99 perc 24 másodperc, a földtől való legnagyobb távolsága 740 km, a legkisebb pedig 700 km, az inklináció szöge 48°4′. Április 22-ig 300 pályáját fejezte be és kamerái közel 6000 felvételt készítettek a felhőképződmények különböző rendszereiről. Ezeket a képeket mágneses szalagon regisztrálták úgy, hogy azok továbbíthatók legyenek, amint a készülék a nyomonkövető állomás hatáskörébe érkezik (12 perc minden órában). 32 kép leadásához kb. 4 percnyi idő szükséges. 1960. november 23-án megtörtént a Tiros II. sikeres felbocsátása. Ez a mesterséges bolygó a két televíziós kamerán kívül már infravörös sugárzásérzékelő műszereket is visz a Földről történő sugárzásnak kiválasztott spektrumtartományokban való mérésére.

A meteorológiai műbolygók útján nyert eredményeket a WMO Végrehajtó Bizottságának a meteorológiai műbolygókkal foglalkozó szakértői bizottsága hivatott tanulmányozni. Ennek a bizottságnak a tagjai : *V. A. Bugajev* (Szovjetunió), *W. Gibbs* (Ausztrália), *G. D. Robinson* (Nagy-Britannia) és *H. Wexler* (Egyesült Államok). A bizottság 1961. februárjában tartotta második ülését és ekkor részletesen megvizsgálta az első ülés (1959. november) óta a meteorológiai bolygók területén bekövetkezett fejlődést, foglalkozott az újabb meteorológiai bolygókról nyerendő adatok gyors és eredményes továbbításának a problémájával, az adatoknak a kutatás céljaira való felhasználásával. Megelégedéssel vette tudomásul a jövő terveket, a Nimbus típusú, poláris pályájú bolygók 1962. és 1963. évben tervezett felbocsátását, és azt az előnyös fejlődést, amelynek a keretében ezeket a bolygókat már úgy stabilizálják, hogy televíziós kamerájuk állandóan függőlegesen a földfelszín felé irányuljon. Megvitatták még az ekvatoriális pályájú bolygók fejlesztési tervét és a WMO-nak a mesterséges bolygók kérdésével kapcsolatos teendőit. (Irodalom : *H. Wexler*, Satellites and Meteorology, WMO Bulletin, Vol. IX No. 1 ; *A. Viaut*, A note on Tiros I. and cloud systems, WMO Bulletin, Vol. IX No. 4.) *(Békeffy J.-né)*

*

„MAGYARORSZÁG KIHASZNÁLHATÓ SZÉLENERGIÁJA" címmel *Hunek* Emil mérnök tartott előadást 1961. május 4-én a Technika Házában a Magyar Meteorológiai Társaság előadó ülésén.

Előadásának bevezető részében rámutatott arra, hogy hazánkban az ipar és az egész népgazdaság energiaforrása kizárólag a jobbrosszabb minőségű szénkészlet, amely a technika fokozott fejlődésével, valamint a vegyipar újabb területeinek nyersanyag bázisaként gyors ütemben csökken. Ezért fordult az érdeklődés ismételten a szélnek energiává alakítását célzó törekvések felé.

A szél energiává alakítását szolgáló szélmotorok előállításának költségei a hő- és vízierőművek beruházási költségeinek kis százalékát igénylik, üzemeltetésük egyszerű és olcsó, ezért gazdaságos, műszakilag pedig teljesen megoldott — állapította meg az előadó.

Ismertette az iparnak azon területeit, ahol a szélenergia jól felhasználható lenne. Számadatokat közölt a felszabaduló hőenergia mennyiségére és forintértékére vonatkozóan.

Az értékesíthető szélenergia mennyiségének meghatározásához az Országos Meteorológiai Intézet állomáshálózatának szél-adatait használták fel. Az adatokból statisztikai feldolgozásokkal, átszámításokkal, tehát tisztán elméleti úton számították ki a hazánkban értékesíthető szélenergia mennyiségét.

Az előadást követő vita során *Dömök* István gépészmérnök a hazai kísérleti adatoknak és a számított értékeknek a külföldi, főleg tengerparton felállított szélenergia telepek adataival történő összehasonlítását helytelenítette, a földrajzi fekvés, a tengerpart és a mi Alföldünk, vagy a Dunántúl természeti és szélviszonyaiban meglevő alapvető különbségek miatt. *Béll* Béla a kérdés technikai vonatkozásait megoldottnak látja, meteorológiai szempontból azonban hiányosnak találta a probléma bemutatott megoldását. Felajánlotta a meteorológusok részéről különleges széladatok részletes feldolgozását, ehhez azonban kérte a feladat műszakilag helyes megoldásához az igények pontos meghatározását. *Ács* Ferenc mérnök az előadottak alapján nem látja gazdaságosnak a szélenergia termelést a bemutatott módszerrel. A meteorológiai szolgálat állomáshálózatában mért széladatok, véleménye szerint, nem megfelelők és nem is lehetnek elegendők a szélenergia mennyiségének felméréséhez.

A kérdés a népgazdaság szempontjából egyáltalán nem közömbös. Éppen azért nyugodt lelkiismerettel nem térhetünk napirendre a szélenergia ügyében az előadáson ismertetett, s nézetünk szerint helytelen irányban haladó vizsgálati módszerek fölött, amelyek meteorológiai vonatkozásukban hiányosak, helyes megoldásuk azonban a Meteorológiai Intézet mai hálózatára felépítve nem is remélhető.

Szélmotorok tervezése, energiatelepek létesítése, méretezése, helyük kijelölése előtt feltétlenül speciális, megfelelő időtartamú mérésekre van szükség, mégpedig meteorológus szakemberek által kijelölt helyeken. Magyarország szélviszonyainak ilyen célú felvétele mind ez ideig nem történt meg. A meglevő állomáshálózat merőben már célok szolgálatában áll. Egyes állomások helyének megváltoztatása e célok sérelme nélkül meg nem engedhető. Az állomások szél-anyaga viszont a hasznosítható szélenergia reális felmérésére valóban nem elegendő. Ismernünk kellene még szélklímánk egyéb alapvető tényezőin kívül a szél turbulens sebességét is. Az ilyen természetű ismeretek hiányában a kérdésnek műszakilag jól kidolgozott részletei is problematikussá válhatnak. A technikai részletek meteorológiailag kellően meg nem alapozott, elszigetelt megoldása semmi esetre sem viheti előbbre a szélenergia hasznosításának az ügyét. *(V. E.)*

*

A LÉGÁRAMLÁS MÓDOSULÁSA ÉGŐ BENZINTARTÁLY KÖRNYEZETÉBEN címmel tartott előadást *Béll* Béla, a Marczell György Obszervatórium vezetője 1961. május 18-án a Magyar Meteorológiai Társaság ülésén, a Technika Házában.

1960 októberében az Országos Tűzrendészeti Parancsnokság, a Magyar Tudományos Akadémia műszerügyi szolgálatának és az Orsz. Meteorológiai Intézet aerológiai obszervatóriumának közreműködésével Szajolban tűzoltási kísérlet-sorozatot hajtott végre. A műszerügyi szolgálat munkatársai égő benzintartályon és környezetében hőmérsékletméréseket végeztek. Részben e mérések szélkorrekciójához, részben a tartály körüli szélviszonyok megállapításához vált szükségessé az obszervatórium kutatói által végrehajtott kötött ballonos szélmérés.

Az előadás részletesen foglalkozott a kötött ballonos mérés elméletével és a kiértékelésnek a szajoli tűzkísérletnél is használt fotogrammetriai módszerével. A ballonok formatényezőjének meghatározására kanalas szélmérőket használtak. A közel 40 000 liter benzin elégetése közben a tartály környezetében megnőtt a szél sebessége és módosult iránya is.

Az előadó színes diapozitívokon mutatta be az égés lefolyását, s a műszerek elhelyezését, majd egy kb. 10 perces külön keskenyfilm a tűzkísérlet lefolyását és az oltás menetét.

Az előadást követően *Aujeszky* László kiemelte a szélmérések kötött ballonos módszerének jelentőségét, valamint azt az új eredményt, hogy a szél a tűz körül minden irányban növekedett. Az elnöklő *Hille* Alfréd szerint az ismertetett módszert más kutatásokban, pl. terepklimatológiai vizsgálatokban is alkalmazni kellene, majd befejezésül az obszervatórium kutatóinak a nehéz és különleges körülmények között is eredményes munkáját méltatta. *(S. A.)*

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban — 612496 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

Steinhauser, F. (Wien) : Probleme der Stadtklimaforschung 129

M. Nagy, Á. : Сравнение температуры в свободной атмосфере над Веной и Будапештом 142

Tárkányi, S. : Attempt in the determination of the balance of radiation over plant-cover 147

Ambrózy, P. — Götz, G. : On the application of the electronic computer Ural-I in meteorology 152

R. Wágner, M. : Распределение осадков в Венгрии при макросиноптических положениях с западным переносом воздуха ... 154

Papp, B. : Laboratory measurement of soil moisture by the aid of radioactive cobalt 160

Simon, A. : Measurement of the potential drop in the Observatory „Marczell György" 164

Erdős, L.—Papp, B. : Instrumentale Messung des oberflächlichen Abflusses 169

Gajzágó, L.—Frau Popovics, I : Versuch einer Messung der Oberflächentemperatur verschiedener Strassendecken mit Thermistor 175

Szepesi, D. : On some new methods of investigations of the general circulation 177

Szilágyi, T. : Temperaturmessungen in Tomatenbeeren 179

Varga Haszonits, Z. : Extremwerte der Bodentemperatur in verschiedenartig bearbeiteten Böden 181

Pletser, J. : Temperatur des behackten und unbehackten Bodens 183

LITERATURE

Schneider-Carius, K. : Das Klima, seine Definition und Darstellung; zwei Grundsatzfragen der Klimatologie *(Endrődi, G.)*..... 187

Battan, Louis J. : Radar Meteorology *(K. Sugár, M.)*..... 187

Хахалин, В. С.: Современные радиозонды *(Pápai, L.)*..... 188

CHRONICLE..... 189

IDŐJÁRÁS

4

1961. JÚLIUS – AUGUSZTUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET

HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:
BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON: 353-500

★

ELŐFIZETÉS:
EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Okolowicz, W. (Warszawa): Der Begriff des Klimas (Az éghajlat fogalmáról) 193

Bodolainé Jakus Emma: A frontszerkezet változásának szerepe a csapadék térbeli és időbeli eloszlásában 202

Mészáros Ernő: Az esőcseppek eróziója 212

Szepesiné Lőrincz Anna: A talajok járhatóságának és a talajnedvességnek a kapcsolata 215

Kozma Ferenc—Stollár András—Szilágyi Tibor: A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában 220

Zsuffa István: A csapadékmérő edények szélvédő gallérjai 225

Endrődi Gabriella: A hideg légtavak kialakulásáról 232

Aujeszky László: Eine Bemerkung zu prof. F. Baur's Formel für die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Vorhersagen (Megjegyzés F. Baurnak a prognózisok beválási valószínűségére vonatkozó képletéhez) 235

Kapovits Albert: Richardson turbulencia-kritériumáról 239

Titkos Ervin: Néhány megjegyzés a stacionárius ciklonok szerkezetéről 243

Bodolainé Jakus Emma: Alkalmas-e a sebességi divergencia felhasználása a vertikális sebesség kiszámítására? 245

Pletser János: Gyomos és vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérséklete 246

Bartha Zsuzsa—Probáld Ferenc: Vizsgálatok a homályossági tényező napi és évi járásáról Magyarországon 249

IRODALOM

Agrobotanika. Az Orsz. Agrobotanikai Intézet Közleményei I. kötet *(Szakály J.)* .. 252

Landsberg, H.: Fizikai klimatológia *(K. Tóth E.)* 253

Conklin, G.: A légkondicionáit lakóház *(P. Gubola M.)* 253

KRÓNIKA 254

IDŐJÁRÁS
65. ÉVFOLYAM 4. SZÁM 1961. JÚLIUS–AUGUSZTUS

Wincenty Okolowicz (Warszawa):

Der Begriff des Klimas

Понятие климата. Автор предлагает новое определение климата: климат это характерный режим периодических и непериодических изменений всей совокупности атмосферных условий и погоды свойственных данному месту и определенной эпоже, определенный, как правило, на основании многолетних наблюдений. Это первая — декларативная часть определения; во второй — обьяснительной — перечислен комплекс важнейших климатообразующих факторов. По мнению автора предложенное определение (включая обьяснительную часть) полнее отвечает современному состоянию науки.

Автор предлагает принять таксономические единицы, употребляемые в географии за основу для различения пространственного масштаба в климатологии. Соотвественно уже употребляемой терминологии выделяются: *микро-климат* — климат самых малых «агеографических» пространственных категорий; *топо-климат* — климат небольших пространств, являющихся несамосостоятельными географическими единицами, а только компонентами таких единиц, которые могут быть представлены на детальных топографических картах, напр. склон или вершина холма, дно долины, и др.; *мезо-климат* — климат самостоятельных географических единиц (как речная долина, город и пр); *макро-климат* — климат больших географических районов и подрайонов (климатологических районов).

С принятием этого предложения устраняются недоразумения относительно масштаба пространства, климат которого изучеатся. Климат каждой упомянутой пространственной категории отличается особенностями физических процессов и рядом свойств. Некоторые изменения в данном предложении по сравнению с предложенным на Всемирном Географическом Конгрессе (Стокгольм, 1960) являются результатом обсуждения с некоторыми участниками Конгресса, прежде всего с С. А. Сапожниковой.

*

Die schnelle Entwicklung der Wissenschaften hat die Notwendigkeit eines präziseren Ausdrucks der Gedanken zur Folge. Daher entsteht die Notwendigkeit der Ordnung einer Reihe von Begriffen, insbesondere der oft gebrauchten. Dies gilt auch für die Klimatologie. In dieser Wissenschaft finden wir gleichfalls Ausdrücke, die — obwohl sie mitunter seit langem angewandt werden — bisher keinen festgelegten Inhalt besitzen. Sogar das Forschungsobjekt der Klimatologie — das Klima und die abgeleiteten Varianten dieses Ausdrucks — wird verschieden verstanden und interpretiert. Zuweilen betrachten die Klimatologen die bestehenden zahlreichen Definitionen des Klimas als optimistisches Merkmal dieser Wissenschaft, als Beweis, der von ihrer ständigen Entwicklung zeugt [10]. Solch ein Urteil ist lediglich in gewissen Grenzen richtig, insofern als immer neuere Definitionen tatsächlich eine bessere, genauere Widerspiegelung des voll erkannten, aktuelleren Inhalts des definierten Ausdrucks darstellen. Schlimmer ist es jedoch in dem Falle, wenn neben den richtigen neueren Versuchen der Bezeichnung des Klimas immer wieder veraltete Formulierun-

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

gen wiederholt werden, oder wenn Versuche in Erscheinung treten, frühere allzu enge Bezeichnungen auf den neuen, gegenwärtig umfangreicheren und reicheren Forschungsinhalt der heutigen Klimatologie auszubreiten. Die letzteren enthalten in ihrem Kernpunkt solche Formulierungen wie „mittlerer Zustand der Atmosphäre" oder „durchschnittlicher Verlauf der Witterung" somit Formulierungen die in direkter Linie aus der Definition *Hann*'s aus dem 19. Jahrhundert stammen [5]. Diese Definitionen, die aus den Zeiten stammen, als die Klimatologie als Wissenschaft die ersten Schritte machte, werden durch die ihnen beigefügte Empfehlung, bei den Klimaforschungen die extremen Werte der einzelnen meteorologischen Elemente u. ä. zu berücksichtigen, grundsätzlich nicht verbessert. Es ist somit richtig, dass viele zeitgenössische Klimatologen ähnliche Definitionen ablehnen [7].

Die Definitionsversuche, die der zeitgenössischen Entwicklung der Wissenschaft folgen, führen in die Klimadefinitionen Bezeichnungen wie „langjähriges Wetterregime (Witterungsregime)" bzw. „Ganzheit und Folge der Änderungen der Wetterverhältnisse (Witterungsverhältnisse)" ein.

Einige Autoren ersetzen in ähnlich formulierten Definitionen die Worte „Wetterverhältnisse (Witterungsverhältnisse)" durch „atmosphärische Bedingungen". Obwohl diese beiden letzten Bezeichnungen einander ziemlich nahestehen, denke ich jedoch nicht, dass ihre Bedeutung identisch wäre. Beim Begriff Wetter (Witterung) in dem von den Meteorologen in der täglichen Praxis angewandten Sinne geht es gewöhnlich um auf einem größeren Gebiet herrschende Bedingungen. Wenn wir „Wetterlage" oder „Witterungsverhältnisse" sagen, so geht es nicht um Unterschiede, die bei unterschiedlichen topographischen Bedingungen sogar in kleinen Entfernungen bestehen können, z. B. im Walde, an Seen, in der Stadt u. ä., im Vergleich zu dem, was ausserhalb des Waldes, der Seen oder der Stadt ist. Die in diesem Falle in Frage kommenden Unterschiede entsprechen eher den Unterschieden in den „atmosphärischen Bedingungen", die im Walde, an Seen, in der Stadt sowie ausserhalb derselben herrschen, und nicht den Unterschieden des Wetters (der Witterung). Der Gebraucht einer der beiden Bezeichungen kann in sich eine gewisse Suggestion hinsichtlich der Skala des betrachteten Klimas enthalten. Dies wäre in der allgemeinen Definition des Klimas, das man in beliebiger Skala betrachten könnte, unerwünscht.

Infolgedessen sollten die beiden Bezeichnungen — meines Erachtens — in der Definition nebeneinander Platz finden. Ähnlich stellt sich die Frage der Begriffe „Regime" und „Änderungen" oder „Veränderlichkeit" dar, z. B. Veränderlichkeit der atmosphärischen Bedingungen, die man in verschiedenen Definitionen antrifft. Das erste Wort wird in den Naturwissenschaften als regelmässige (richtige) bzw. sich wiederholende (festgesetzte) Anordnung der Prozesse und Erscheinungen verstanden. Im Klima können dagegen solche Änderungen vorkommen, die weder regelmässig noch sich in der Weise wiederholend sind, wie dies aus diesem Worte hervorgehen könnte. Man kann sich an dieser Stelle auf die Änderungen berufen, die in der kleinen (aber nicht nur der kleinen) Skala des betrachteten Klimas stattfinden. Wenn im Laufe eines langjährigen Zeitabschnittes auf einem Gebiet ein dichtes Netz von Eisenbahnlinien mit Dampfkraft ausgebaut wird, so ändert sich in gewisser Hinsicht auf diesem Gebiet das Klima (Auftreten von grossem Rauchgehalt in der Luft).

Die zeitliche Schwankung der Grösse des Rauchgehalts in der Luft ist abhängig von der Verkehrsintensität und dem Fahrplan der Züge. Die spätere Elektrifizierung der Eisenbahn dieses Gebietes bringt eine erneute Klimaänderung mit sich, die durch das Verschwinden des Rauches aus den Lokomotiven bedingt ist. Es ist dies ein Beispiel von Änderungen, die man nicht zu den regelmässigen oder periodischen rechnen kann.

In manchen Definitionen des Klimas werden die das Klima bildenden Faktoren angegeben. In der Regel erwähnt man hierbei drei Faktoren :

— die Sonnenstrahlung

— die geographischen Verhältnisse (Lage und physischer Charakter der Erdoberfläche)

— die allgemeine Luftzirkulation [1].

Ist es jedoch nicht richtiger, wenn wir uns — falls sie überhaupt genannt werden sollen — ganz allgemein für die Erwähnung solcher Faktoren entscheiden, dann konsequent sämtliche grundlegende über das Klima entscheidende Faktoren angeben? Ich habe hier stets das Klima im Sinn, unabhängig von seiner räumlichen Größe. Es kann sich hier ebenso gut um das Klima ganzer Kontinente und Ozeane handeln, wie um das Klima der nächsten Umgebung einer beliebigen Beobachtungsstation und sogar um das Klima kleinster Räume von ageographischen Ausmassen [11]. Unter gewissen geographischen Verhältnissen kann die regionale (lokale) Luftzirkulation im Vergleich zur allgemeinen keine geringe, wenn nicht gar die entscheidende Bedeutung in der Klimagestaltung haben. Es genügt, hier die Klimate einiger Gebirgsgebiete, die Klimate einiger Inseln oder Küsten (Brisen) zu erwähnen.

In der Definition ist ebenfalls solch ein Faktor, wie es die Art und Grösse de Luftverunreinigung ist, nicht zu umgehen. Das vorher gegebene Beispiel des Rauchgehalts in der Luft weist auf seine Bedeutung in lokalen Verhältnissen hin, insbesondere der Stadt- und Industriegebiete. Die Untersuchungen der Luftverunreinigungen auf radioaktive Aerosole, auf Aerosole mit Meeresursprung und andere, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, beweisen, dass dieser Faktor eine wichtige Bedeutung in den Klimaforschungen auch der grössten Gebiete hat [2, 3, 9, 12]. So erhalten wir endlich die Möglichkeit, ein Konzept der Klimadefinition vorzulegen, das die vorher besprochene Postulate berücksichtigt.

Deklarierender Teil der Definition :

Das Klima ist ein charakteristisches Regime, eine periodische und unperiodische Variation des ganzen Komplexes der atmosphärischen Bedingungen und der Wetterverhältnisse (Witterungsverhältnisse), *eigentümlich* für einen gegebenen Ort (Gebiet, Raum) und eine besonders bezeichnete *Zeitepoche*. Es wird gewöhnlich auf der Basis langjähriger Beobachtungen bestimmt.

Erklärender Teil der Definition :

Das Klima ist bestimmt durch *die Einstrahlung von der Sonne, die Ausstrahlung von Erde und Atmosphäre und den Wärme-Austausch zwischen Boden und Luft ;* durch *die geographische Lage eines gegebenen Ortes,* d. h. seinen Breitengrad, die Höhe über dem Meeresspiegel, die Entfernung zum Meer und/oder zu den Kontinenten, durch sein Verhältnis zu den kontinentalen Hauptreliefstrukturen und zu den Reliefeinheiten seiner Umgebung, durch den physischen Charakter der Erdoberfläche und ihre Bedeckung (Pflanzen, Wasser, Schnee, Eis) ; durch *allgemeine und/oder regionale (lokale) Luftzirkulation ;* durch *die Art und den Grad der Luftverunreinigung* in der Umgebung eines gegebenen Ortes.

Diese Definition hat einen gewissen Fehler. Indem in diese Definition umfangreichere Ergänzungen zu den Grundfaktoren, die das Klima beliebiger Skala bedingen, eingeschoben werden, wird eine unbequeme Vergrösserung des Textes verursacht. Die Unbequemlichkeit wird jedoch, nach Ansicht des Autors, durch das günstige Merkmal der volleren Erfassung des ganzen Inhalts der Definition des Grundfachausdruckes des Untersuchungsgegenstandes der Klimatologie übermässig rekompensiert. Den erwähnten Fehler der Definition entfernt in gewissem Masse ihre Aufteilung in zwei Teile, den deklarierenden und den erklärenden.

Im obigen wurde einige Male unterstrichen, dass die angegebene Definition des Klimas allgemein ist und dass sie deshalb den Inhalt des definierten Ausdrucks widergeben müsste, unabhängig von seiner Skala, in der er betrachtet werden kann.

Zwecks Unterscheidung dieser Skala wurden in die wissenschaftliche Terminologie besondere Fachausdrücke eingeführt, die gegenwärtig allgemein gebraucht werden, z. B. Meso- und Mikroklima. Damit verhält es sich jedoch so, dass diese von verschiedenen Autoren in sehr beliebiger Weise angewandt werden. Anstatt dieses Problem zu vereinfachen, kommt es in diesem Abschnitt zu einer Verwicklung dieser Frage. Dem Mikroklima entspricht das Klima der bodennahen Luftschicht, die im Prinzip bis zu einer Höhe von nicht mehr als 2 m reicht. In diesem Rahmen kann man von dem Klima des Blumenbüschels, des Getreidefeldes u. ä. sprechen. Dies geht aus der bekannten Abhandlung *Geiger*'s [4] hervor. Eine ähnliche Stellungnahme finden wir in dem Buch von B. *Haurwitz* und J. M. *Austin* [6—S. 157, 173]. Bei dem letzteren lesen wir auch, dass die Mikroklimatologie sich ausser mit den Untersuchungen der bodennahen Luftschicht auch mit dem Stadt- und Waldklima befasst. Die Anwendung des Ausdrucks Mikroklima für so verschiedene Kategorien der räumlichen Skala ist unannehmbar. Darauf weist ebenfalls K. *Keil* [8—S. 286, 350] hin. Es gibt Autoren, die das Lokalklima als örtliche Eigentümlichkeit des Makroklimas [1] behandeln. Fasst man sämtliche Stellungnahmen zusammen, dann kann man feststellen, dass sich die Grenzen zwischen dem Makro- und dem Mikroklima verwischt haben, dass es zwischen diesen Begriffen keine wesentlichen Unterschiede gibt. Solch eine Schlussfolgerung wäre sehr unzutreffend und schädlich. Nicht nur formelle, sondern auch sachliche Rücksichten zwingen uns die Notwendigkeit einer ähnlichen Differenzierung der Begriffe und des mit ihnen verbundenen Inhalts auf.

Der Charakter und der Bereich der dem Mikro-, Meso- und Makroklima eigentümlichen physikalischen Prozesse sind verschieden. Es genügt, die Aufmerksamkeit auf die verschiedene Art und Weise des Energie- und Wasseraustausches unter den Verhältnissen des Mikro-, Meso- und Makroklimas zu lenken. Man muss lediglich das gegenseitige Verhältnis der besprochenen Begriffe ordnen, so dass ihr Inhalt mit dem formell angenommenen Ausdruck übereinstimmt. Auf dem XIX. Internationalen Geographischen Kongress in Stockholm [11] habe ich einen Vorschlag für solch eine Anordnung dieser Ausdrücke dargelegt. Hier kann ich somit meine Vorschläge lediglich in verkürzter Form wiederholen. Indem man den physikalischen und räumlichen Aspekt des Begriffs des Klimas, behandelt in der Makro-, Meso- und Mikroskala, in Betracht zieht, kann man sie ganz logisch mit den grundsätzlich verschiedenen räumlichen Kategorien in der Geographie verbinden, die durch verschiedene Kategorien der taxonomen Einheiten in dieser Wissenschaft bezeichnet sind :

das Makroklima — wäre laut diesem Vorschlag das Klima einer Region, Subregion oder eines Raumes von gleichwertiger Grösse ;

das Mesoklima — entspräche dem Klima einzelner selbständiger Einheiten, die in der geographischen Taxonomie ausgesondert sind, z. B. Klima des Flusstals, des Seekomplexes, des Hügelkomplexes, des Waldkomplexes, der Stadt ;

das Mikroklima — entspräche dem Klima von räumlichen Objekten ageographischer Ausmasse. Sie sind so klein, dass sich die Geographie schon nicht mehr mit ihnen befasst, z. B. Klima des Blattes, der Blume, der Baumkrone, des Grasbüschels, der Umgebung einzelner Steine, der Felsspalte u. ä. Die unbegrenzte Anzahl solcher mit einander verbundener Klimate kleiner und kleinster Skala, die zu einer

Ganzheit vereint ist, bildet zusammen die „Störungszone" (lt. Geiger) oder „eine bodennahe Luftschicht, die die Einflüsse der aktiven Erdoberfläche auf die in der Atmosphäre stattfindenden Prozesse überträgt" (und vice versa).

Im Bereich dieser „bodennahen Luftschicht" bestehen gewisse Anordnungen, die sich in selbständige mikroklimatische Komplexe — Aggregate gliedern und die mit ihren Einflüssen ebenfalls über die unterste Luftschicht von 2 m Höhe hinausreichen. Zu solchen mikroklimatischen Komplexen gehören z. B. das Klima des Abhanges, des Roggenfeldes u. ä. Jedoch sind der Abhang, das Roggenfeld u. ä. keine selbständigen Einheiten in der geographischen Taxonomie. Der Abhang z. B. Bildet nur einen Bestandteil einer übergeordneten geomorphologischen Einheit (Tal, Moränenhügel, Düne u. ä.), ohne die der Abhang allein nicht existieren kann. Das Klima des Abhanges kann man entsprechend den eben angegebenen Kriterien keinesfalls zur Kategorie des Mesoklimas rechnen, es kann auch nicht als einzelne mikroklimatische Einheit klassifiziert werden. Das Klima des Abhanges würde somit einen Komplex (Ganzheit) der Mikroklimagruppe darstellen. S. A. *Sapozhnikova** hat darauf aufmerksam gemacht, dass das Klima des Abhanges und ähnlicher Einheiten eine grosse Bedeutung in der klimatologischen Praxis habe, insbesondere in den agroklimatischen Untersuchungen, und dass es nicht immer bequem sein, das Klima des Abhanges in die grössere und kompliziertere Einheit, wie es das „Klima des Tales" ist, einzufügen.

Vor zehn Jahren wurde in die wissenschaftliche Literatur dank C. W. *Thornthwaite* noch ein Ausdruck eingeführt — das „Topoklima". Wenn das Mikroklima das „Klima der extrem kleinen Räume" darstellt, dann — sagt *Thornthwaite* — entspricht das Topoklima dem „kleinen Raum" [13]. Das Topoklima ist das Klima einer Stelle, eines sehr kleinen Raumes, der sich aber noch in der Topographie absondern lässt.

Indem ich diesen Ausdruck in der von mir angegebenen Konzeption festzulegen versuche, finde ich für ihn einen Platz in der niedrigsten Kategorie der Taxonomie der geographischen Begriffe — in den elementaren (unselbständigen) geographischen Einheiten, die den selbständigen Einheiten untergeordnet sind, z. B. Abhang, Talboden, Berggipfel u. ä. In diesem Sinne würde das Topoklima vielleicht am besten dem deutschen Ausdruck „Kleinklima" [4, 8] entsprechen. Leider würde es schwierig sein, diesen Ausdruck in dieser gleichen Bedeutung in andere Sprachen einzufürhen. Deshalb gebrauchte ich in demselben Sinne den von Thornthwaite eingeführten Ausdruck. Solche Einheiten kann man auf genügend detaillierten topographischen Karten finden. Solche topographisch beschriebenen Einheiten haben keine „eigene Genese"; ihre Genese ist der Genese der höheren Form, deren Komponenten sie sind, untergeordnet. Solch eine Schlussfolgerung würde, wie es scheint, den Anschauungen S. A. *Sapozhnikova*'s entsprechen und würde — wie ich annehme — nicht der Konzeption von C. W. *Thornthwaite* widersprechen. Die Topoklimatologie ist nach diesem Autor eine Wissenschaft, die auf Geländeforschungen der klimatischen Eigentümlichkeiten von ausgesonderten Elementen der Geländetopographie begründet ist. Ähnlich wie im Falle der Mikro-, Meso- und Makroklimaforschungen würde auch im Falle des Topoklimas die Unterschiedlichkeit der Forschungsobjekte der Verschiedenartigkeit der Methoden entsprechen.

Die *Tabelle* der Einteilung und Charakteristik der verschiedenen Varianten des Ausdruckes Klima würde also 4 grundsätzliche Rubriken besitzen.

* Während des XIX. Internationalen Geographischen Kongresses in Stockholm (1960) habe ich verschiedentlich über diese Themen mit Frau S. A. *Sapozhnikova* diskutiert. Für diese Diskussionen und ihre Suggestionen bin ich Frau Sapozhnikova sehr dankbar.

	Mikroklima	Topoklima	Mesoklima	Makroklima
I. Räumliche Grösse	1. Elementare Einheiten — begrenzt auf kleinste Gebiete und Räume von „ageographischer" Grösse 2. als Ganzes betrachtet, sind sie auf eine bodennahe Störungsschicht begrenzt, die die Einflüsse der aktiven Erdoberfläche auf die Atmosphäre überträgt (und vice versa). Bemerkung: 1. kommt nicht auf dem Meere vor.	Begrenzt auf die elementaren Elemente von geographischer Grösse, die keine selbständige Einheit in der geographischen Taxonomie darstellen, sondern lediglich eine Komponente solch einer Einheit. Bemerkung: kommt nicht auf offener See vor.	Begrenzt auf die Grösse der Objekte, die einzelne selbständige Einheiten in der geographischen Taxonomie darstellen (ebenfalls auf die Grösse einiger Komplexe solcher, nicht grossen Objekte).	Angefangen von Gebieten (Räumen), die einen grossen Teil einer geographischen Region, einer Subregion oder einer Region darstellen, der einer Klimasubregion oder einer Klimaregion entspricht.
II. Verteilung der physikalischen Eigenschaften	Sehr allgemein, hoher Grad der Analogie, nicht auf nur einen Klimagürtel begrenzt.	In Prinzip sehr allgemein, grosser Grad der Analogie in den Gränzen der Klimate ähnlicher Objekttypen — elementare Elemente von geographischer Grösse (die nur eine Komponente einiger selbständiger geographischer Einheiten darstellen), nicht auf nur einen Klimagürtel begrenzt.	Allgemein. Abhängig vom Grad der Ähnlichkeit der physikalischen Bedingungen der Umgebungen bis zu einem hohen Grad der Analogie in den Grenzen der Klimate desselben Objektyps (einzelne selbständige geographische Einheiten), aber im Prinzip nicht notwendig in den Grenzen eines Klimagürtels.	Allgemein lediglich in den Grenzen von ähnlichen Klimastrukturen und denselber Klimatypen, im Prinzip begrenzt auf nur einen Klimagürtel; eine gewisse Analogie einiger Merkmale in einer ähnlichen geographischen Lage, nicht begrenzt auf nur einen Klimagürtel.
III. Unterteilung, Struktur und Verhältnis zu anderen Klimakategorien (Klimaskalen)	1. keine Unterteilung; Verhältnis zu anderen Klimakategorien nur durch 2. 2. polyelementare Struktur; ein Zwischenfaktor der Tätigkeit der Erdoberfläche, der an der Gestaltung der Topo- und Mesoklimate teilnimmt.	Unterteilung möglich entsprechend den Typen (Kategorien) der geographischen elementaren Elemente, z. B. Topoklima eines Abhanges, eines Getreidefeldes usw., die ein definitives Aggregat von vielen mikroklimatischen Einheiten darstellen; polyelementare Struktur; bestehend aus einem Faktor und einer Komponente, die nur die verschiedenen Typen von Lokalklimaten (Mesoklimaten) gestaltet.	Verschiedene selbständige Typen des Lokalklimas, z. B. Klima eines Hügel-, eines See-, eines Waldkomplexes, eines Tals, einer Stadt; Komponenten der Makroklimaregionen darstellend.	Unterteilung: 1. homogenes Makroklima — das im Prinzip einem Mesoklimatyp (monostrukturellen Typ) entspricht, z. B. einige Steppenklimate, Seeklimate; 2. zusammengesetztes Makroklima — eine Anzahl von Mesoklimatypen enthaltend, von welchen einer einen vorherrschenden Typ (polystrukturellen Typ) darstellt, z. B. Klima einer Steppenregion, die von Tälern durchkreuzt wird, oder einem Seegebiet mit Inseln usw.; 3. Komplex einer Klimagruppe, zusammengesetzt aus einer grösseren Anzahl von Mesoklimatypen ohne bestimmtes Vorherrschen von irgendeinem Typ (voll entwickelter polystruktureller Typ), z. B. Klimate von einigen Gebirgsregionen, von einigen nacheiszeitlichen Landschaftsregionen usw.
IV. Methoden, Stationstypen (entsprechend der Definition der Technischen Vorschriften der World Meteorological Organization)	Besondere Methoden, wenig Möglichkeiten für Standardisation: nur besondere klimatologische Stationen.	Besondere Methoden in Bezug auf die Typen der elementaren Elemente von geographischer Grösse; in diesen Grenzen einige Möglichkeiten für Standardisation, nur besondere klimatologische Stationen mit spezifischer Lokalisation.	Standardisation der Methoden möglich; prinzipielle und gewöhnliche klimatologische Stationen mit spezifischer Lokalisation, dem Objektstyp angepasst.	Standardisation der Methoden empfohlen; im Falle eines monostrukturellen Typs: Netz von spärlich verteilten klimatologischen Hauptstationen; im Falle eines polystrukturellen Typs: Netz von Hauptstationen und gewöhnlichen Stationen mit einer Verteilung, die der Grösse, Anzahl und dem Charakter der Komponenten entspricht.

Indem man als Basis die oben vorgeschlagenen Kriterien annimmt, die durch verschiedene Kategorien von räumlichen Begriffen bezeichnet werden,

— kleinste von „ageographischen" Ausmassen,
— den grundlegenden (elementaren) Elementen des geographischen Raumes entsprechende, die keine selbständigen taxonomen Einheiten darstellen und lediglich ihren Bestandteil bilden,
— den oben erwähnten selbständigen in der Geographie ausgesonderten Einheiten entsprechende,
— dem grossen Teil einer Region, einer Subregion oder einer geographischen Region entsprechende,die sich am häufigsten aus einer Reihe von selbständigen Komponenten zusammensetzt,

kann man — wie es scheint — die erwünschte Ordnung in die klimatologische Terminologie bringen. Diese Ordnung würde auf der logischen und eindeutigen Bindung der besprochenen Ausdrücke an die einzelnen Kategorien der taxonomen Begriffe hinsichtlich der Räume in der Geographie beruhen.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

[1] *Alisov, B. P.—Drozdov, O. A.—Rubinstein, E. S.:* Kurs klimatologii, Leningrad, 1952. S. 11, 206—10.

[2] *Eriksson, E.:* Le climat chimique et les sols salins dans la zone aride. Recherches sur la zone aride. „Compte Rendus", X. Climatologie, UNESCO, 1956.

[3] *Flohn, H.:* Probleme der Ausarbeitung radioaktiven Aerosols in der Luft. „Wasser, Luft und Betrieb", 2. Jahrg., Heft 7, Wiesbaden, 1958.

[4] *Geiger, R.:* Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1950.

[5] *Gutmann, J.:* Beobachtungs- und Messmethoden des Wetterdienstes. Wien, 1948.

[6] *Haurwitz, B.—Austin, J. M.:* Climatology. New York—London, 1944. S. 157, 173 u. a.

[7] *Hromov, S. P.—Mamontova, L. I.:* Meteorologicheskiy slovar. Leningrad, 1955. S. 167.

[8] *Keil, K.:* Handwörterbuch der Meteorologie. Frankfurt a. M., 1950.

[9] *Kopcewicz, T.:* Meteorological Problems connected with the development of Nuclear Research. „Acta Geophysica Polonica" V. VII, No. 2. Warszawa, 1959.

[10] *Landsberg, H.:* Physical Climatology. Dubois (Pennsylv.), 1958. S. VIII—XI.

[11] *Okolowicz, W.:* Macro-, Meso- and Microclimate. „Polish Geographical Review" V. XXXII, Supplement 1960, Warszawa, 1960.

[12] *Rossby, C. G.—Egner, H.:* On the Chemical Climate and its Variation with the Atmospheric Circulation Pattern. „Tellus" V. 7., 1955.

[13] *Thornthwaite, C. W.:* Les taches qui attendent la climatologie. „Bulletin de l'O.M.M." V. VI., No 1. Genève, 1957. S. 5—6.

*

AZ ÉGHAJLAT FOGALMÁRÓL

A tudományok fejlődése következtében egyes fogalmakat időnként igazítani és rendezni kell. Vonatkozik ez a klimatológiában magukra az alapfogalmakra is, nevezetesen a klímára, és e kifejezés variánsaira is, mert gyakran különféleképpen értelmezik őket.

Az éghajlatnak az utóbbi 10—15 évben nyilvánosságra hozott számos definíciója között találunk néhányat, amelyek közvetlenül Hann-nak a XIX. századból származó definíciójára vezethetők vissza [5]. Magvukat olyanféle formulák alkotják, mint a „légkör közepes állapota", „az időjárás átlagos lefolyása" és hasonlók. Ezeket azonban sok mai klimatológus elveti. Kísérletek történtek arra, hogy az éghajlat fogalmát

kapcsolatba hozzák a tudomány fejlődésével és így vezették be az olyánfajta megjelöléseket, mint „az időjárás sokévi rendszere", vagy pl. „az időjárási viszonyok változásainak összessége és egymásrakövetkezése". Néhány ilyen definícióban az „idő-, időjárás-viszonyok" helyett a „légköri feltételek" kifejezés szerepel. Bár e két megjelölés közel áll egymáshoz, mégis kétséges, hogy jelentésük teljesen azonos-e. Az „idő" (időjárás) fogalomban — ahogyan azt a gyakorlatban értelmezzük — rendszerint jelentősebb területen uralkodó föltételekről van szó. Hasonlóképpen merül föl a „rendszer" (rezsim) és a „változékonyság" fogalmainak a kérdése. Az első szót a természettudományokban a folyamatok és jelenségek ismétlődő (meghatározott) rendjeként értelmezik. Az éghajlatban ezzel szemben olyan változások is előfordulhatnak, amelyeket nem sorolhatunk a szabályszerű vagy periodikus változások közé, különösen akkor nem, ha az éghajlatot térbeli kiterjedésétől függetlenül szemléljük. A két megjelölésnek ezért — véleményem szerint — egymás mellett kellene helyet foglalniuk a definícióban.

Az éghajlat egyes definícióiban az éghajlatot alakító tényezőkre mutatnak rá. Itt rendszerint három tényezőt említenek meg : a napsugárzást, a földrajzi viszonyokat (a földfelszín fekvését és fizikai jellegét) és az általános légcirkulációt [1]. Ámde nem helyesebb-e az, ha már ilyen tényezőket említünk, — amennyiben egyáltalán meg kell említenünk őket —, az éghajlat szempontjából döntő valamennyi alapvető tényezőt következetesen feltüntetnünk. A definícióban ui. nem mellőzhetők olyan tényezők sem, mint pl. a légszennyeződés fajtája és mérve. Ide számítanak a radioaktív aeroszolok, a tengeri eredetű aeroszolok, amelyek nemcsak iparvidékeken, hanem a nagyobb méretű éghajlatkutatásban is fontos szerepet játszanak [2, 3, 9, 12].

Így válik végül lehetővé az, hogy olyan éghajlat-definíciót fogalmazzunk meg, amely számol a fentemlített követelményekkel, vagyis :

Az éghajlat valamely adott helyre (területre, térségre) és meghatározott *időszakra* jellemző légköri feltételeknek és időjárás-viszonyoknak olyan jellegzetes rendszere, periodikus és aperiodikus váltakozása, amelyet többnyire sokévi megfigyelések alapján határozunk meg.

Az éghajlatot a következő tényezők határozzák meg : *A Napról jövő besugárzás, a Föld és a légkör kisugárzása, a talaj és a légkör hőcseréje ; az adott hely földrajzi helyzete*, vagyis földrajzi szélessége, tengerszint fölötti magassága, a tengertől vagy a szárazföldtől számított távolsága, viszonya a lényegesebb domborzati szerkezethez és környezetének domborzati egységeihez, felszínének fizikai jellege és fedettsége (növényzet, víz, hó, jég) ; *az általános és regionális (helyi) légcirkuláció ;* az adott hely környékén fennálló *légszennyeződés mennyisége és minősége.*

A tetszés szerinti skálájú éghajlatot meghatározó alaptényezők részletesebb számbavétele a definíció szövegét kényelmetlen módon megnöveli. Ezt a kényelmetlenséget azonban a szerző véleménye szerint kiegyenlíti az, hogy a klimatológia vizsgálati tárgyát teljesebben fogalmazzuk meg. E kényelmetlenség árán bizonyos mértékig kiküszöböljük a definíciónak két részre — a deklaráló és magyarázó részre — való felbontását is.

A „klíma" kifejezést különböző skálában használják. E skála megkülönböztetése céljából a klimatológiai terminológiában különleges szakkifejezéseket vezettek be, mint amilyen pl. a mezo- és mikroklíma. Itt azonban az a helyzet, hogy e kifejezéseket a kutatók nagyon ötletszerűen, tetszés szerint alkalmazzák. Ahelyett tehát, hogy a probléma egyszerűbbé válnék, inkább bonyolódik a kérdés.

A mikroklíma egyes szerzők szerint a „talajmenti légréteg klímája", amely elvben legföljebb 2 m magasságig terjed [4]. Ilyen értelemben beszélhetünk egy virágcsomó vagy kiterjedésben hasonló kis helyek klímájáról. Azt is olvashatjuk azonban,

hogy a mikroklimatológia ezenkívül a város és az erdő éghajlatával is foglalkozik. A mikroklíma kifejezésnek a térbeli skála ily különféle kategóriáira való alkalmazása elfogadhatatlan. Vannak másrészről szerzők, akik a helyi klímát (mezoklímát) a makroklíma helyi sajátosságaiként tárgyalják. Az erdő klímája ugyanis — sok szerző szerint — vagy a makroklíma helyi változataként, vagy mikroklímaként tárgyalható. Így viszont gyakorlatilag eltűnik a határ a makroklíma és a mikroklíma között. Ám ha ezt vonnánk le végső következtetésként, az teljességgel helytelen, sőt káros volna nemcsak formális, hanem tárgyi szempontból is. Az utóbbi arra késztet bennünket, hogy azokat a fogalmakat, amelyek a tekintetbeveendő térségek (skálák) nagyságában fennálló különbségek alapján differenciálódnak, e fogalmak tartalmával hozzuk kapcsolatba. Ezt akkor érhetjük el, ha a térségek nagyságszerinti differenciálásakor helyes kritériumokat alkalmazunk. A térség nagyságának elvi különbözőségével rendszerint az illető térségben végbemenő fizikai folyamatok jellegének különböző volta is együtt jár.

A szerző a XIX. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson Stockholmban (1960) javaslatot terjesztett elő a tekintetbe jövő kifejezések ilyen rendezésére vonatkozólag. Itt csupán röviden megismételjük az ott kifejtett elképzeléseket [11].

Amidőn a klíma fogalmának fizikai és térbeli vonatkozásait tárgyaljuk a makro-, mezo- és mikroskálában, teljesen logikus módon összekapcsolhatjuk őket az elvileg különböző földrajzi térbeli kategóriákkal, amelyeket e tudomány taxonóm egységeinek különböző kategóriáival jelölnek meg :

A *makroklíma* e javaslat szerint egy régió, szubrégió vagy velük nagyságra egyenértékű térség klímája lenne.

A *mezoklíma* egyes önálló egységek klímájának felelne meg, amelyek a földrajzi taxonómiában el vannak különítve, mint pl. egy folyóvölgy, egy tó-, domb- vagy erdőkomplexum vagy egy város stb. klímája.

A *mikroklíma* a *nem földrajzi méretű* térbeli objektumok klímájának felelne meg, amely objektumok olyan kicsinyek, hogy a földrajz már nem foglalkozik velük ; pl. egy levél, virág, fakorona, fűcsomó, sziklarepedés stb. klímája. Az ilyen kicsiny és legkisebb méretű, egymással összefüggő klímák sokasága, amely együtt egy egységet alkot, alkotja a „zavart zónát" *(Geiger)*, vagy „egy olyan talajközeli légréteget, amely az aktív földfelszín hatásait a légkörben végbemenő folyamatokra közvetíti" (és fordítva).

Tíz évvel ezelőtt C. W. *Thornthwaite* új kifejezésként a „*topoklíma*" fogalmát vezette be a szakirodalomba. Miután a mikroklíma „az egészen kis térségek klímáját" jelenti — mondja *Thorthwaite* —, a „topoklíma" a „kis térség"-nek felel meg [13]. A topoklíma azonban nyilván olyan hely vagy kis térség klímája, amely topográfiailag még elkülöníthető.

Amidőn e kifejezést az általunk megfogalmazott elképzelésbe igyekszünk beilleszteni, számára a földrajzi fogalmak taxonómiájának legalacsonyabb kategóriájában találunk helyet, vagyis az *elemi* (nem önálló) *földrajzi egységekben*, pl. lejtő, folyóvölgy, hegycsúcs stb., amelyek más, önálló egységeknek vannak alárendelve. Ezeket az egységeket meg is találhatjuk a megfelelően részletezett topográfiai térképeken. Az ilyen, topográfiailag körülírt egységeknek nincsen „saját genezisük", hanem annak a magasabb formagenezisnek vannak alárendelve, amelynek összetevőjét képezik. A mikro-, mezo- és makroklimatológiai kutatásokhoz hasonlóan a kutatás tárgyának különböző volta a topoklíma (terepklimatológia) esetében is a módszerbeli különbségeknek felelne meg.

A „klíma" kifejezés különböző variánsainak beosztását és jellemzését feltüntető táblázatunk tehát 4 fővovatból állana. Ha a fentemlített, s térbeli fogalmak külön-

böző kategóriáin alapuló kritériumokat vesszük tekintetbe, akkor a térségek lehetnek:

— legkisebb, „ageografikus" méretűek,

— a geográfiai térség alapvető elemeinek megfelelők, amelyek nem alkotnak önálló taxonóm egységeket, hanem azoknak csak részállományát képezik,

— a fentemlített önálló, és a geográfiában elkülönített egységeknek megfelelők, végül

— a valamely régió, szubrégió vagy egy földrajzi régió nagyrészének megfelelők, amelyek nagyon gyakran önálló komponensek egész sorából tehetők össze.

E felosztás a szerző szerint megteremti a rendet a klimatológiai terminológiában. Azt a rendet, amely a tárgyalt kifejezéseknek a földrajzi térségekre vonatkozó taxonóm fogalmakkal való logikus és egyértelmű összekapcsolásán alapszik.

Bodolainé Jakus Emma:

A frontszerkezet változásának szerepe a csapadék térbeli és időbeli eloszlásában

Роль изменения структуры фронта в пространственном и временном распределения осадков. Исследуется изменение структуры холодного и теплого фронтов одного циклона вдоль индивидуальных траекторий этих фронтов в отношении тех характеристик, которые имеют значения с точки зрения механизма осадков. Характеристики, принятые во внимание: температура, температурный контраст, удаелья, влажность, недостаток насыщения. Из вертикальных движений принимаются во внимание вергентное восходящее движение и вызванное структурой фронта восходящее движение. Первое определяется на основе теории Лебедевой, последнее по теории Дюбюка графическим методом Бодолаи. Затем производится сравнение упомянутых характеристик с ходом количества осадков вдоль индивидуальных траекторий фронтов. С помощью упомянутых способов получено несколько выводов о связи между изменениями структуры фронта и пространственном и временном ходе осадков. Эти выводы важны с точки зрения диагноза и прогноза осадков.

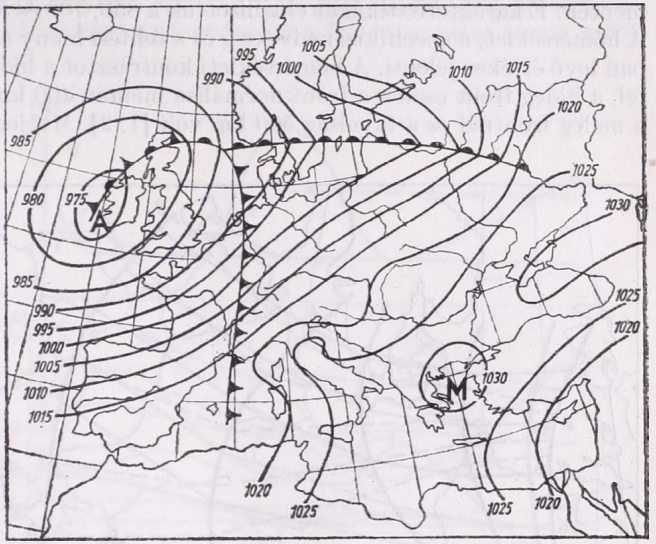
*

Több tanulmány [1, 2] már rámutatott arra, hogy sajátos mozgásformái következtében a front nem hanyagolható el a csapadékszinoptikai folyamatoknál. A frontot azonban másként kell tekintenünk, ha a csapadékkeltés szempontjából vizsgáljuk. A front szerkezetének egyes karakterisztikái ui. másként jönnek tekintetbe, ha azokat a csapadék-mezővel hozzuk kapcsolatba. A front dinamikailag lehet hatékony, csapadékkeltés szempontjából azonban inaktív. Ezért indokoltnak tartjuk, hogy a front csapadék aktivitásának alakulását figyelemmel kísérjük a front vonulása, illetve fejlődése folyamán. E problémák tisztázása irányában kívánunk lépéseket tenni az alábbi vizsgálat során.

Vizsgálatunkban egy hideg és egy meleg front szerkezetének alakulását mutatjuk be azon karakterisztikák segítségével, amelyek a csapadék mechanizmusa szempontjából a legdöntőbbek. Ezt követően az említett karakterisztikák és a csapadékmennyiség térbeli eloszlását hasonlítjuk össze a két front individuális trajektórái mentén.

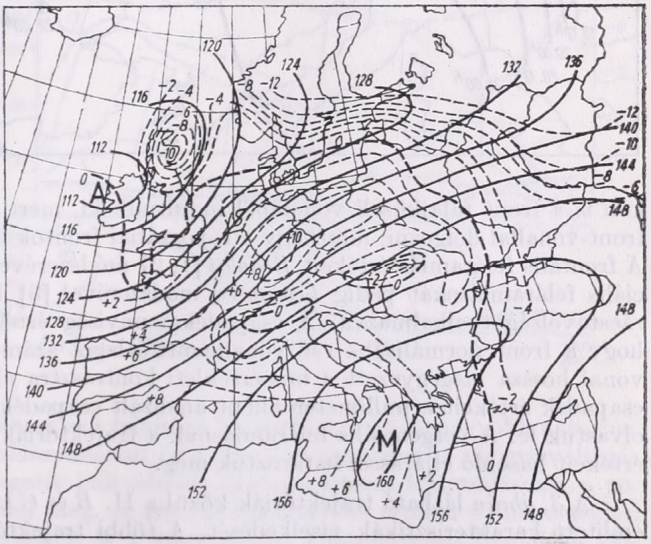
A szinoptikus helyzet kiválasztásánál az a szempont vezetett, hogy a ciklonnak jól elkülöníthető hideg és meleg frontja legyen, azaz tágas meleg szektorral rendel-

kezzék. Ilyen esetben a két front szerkezeti sajátosságai és főként csapadék zónája markánsan elválik egymástól. Ezt a kívánalmat jól kielégítette az 1959. január 19—22-i időjárási helyzet. Tájékoztatásul bemutatjuk a talajmenti nyomási mezőt, a 850 mb-os abszolút topográfiát és e felület hőmérsékleti mezejét január 20-án 12 órakor *(1. és 2. ábra)*.



1. ábra: A talajmenti szinoptikus helyzet 1959. január 20-án 12 GMT

Fig. 1. Synoptic situation at sea level on the 20th January 1959 at 12 GMT



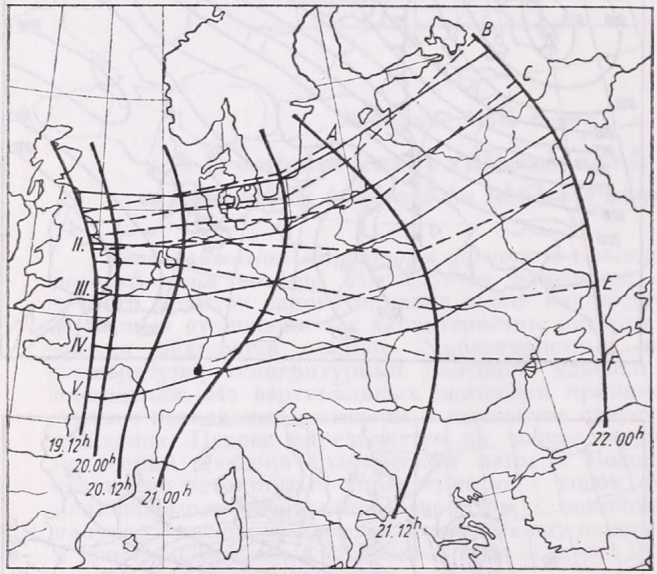
2. ábra: A 850 mb-os AT 1959. január 20-án 12 GMT. A folytonos vonalak az izohipszákat, a szaggatott vonalak az izotermákat jelölik

Fig. 2. 850 mb contour chart on the 20th January 1959 at 12 GMT. The contours are the full lines, the isotherms are the dashed lines

A hideg front helyzetét 12 órás időközönként a *3. ábrán* mutatjuk be. A periódus első harminchat órájában igen lassú volt a front mozgása, 21-én 00 órától azonban jelentősen meggyorsult. A front egyes pontjait összekötő egyenesek a front trajektóriái. Ezek közül a római számmal jelzett görbéket az okklúziós ponttól meghatározott távolságra vettük fel. Az 1-gyel jelzett görbe az okklúziós ponttól 250 km távol-

ságra helyezkedik el, s minden további görbe esetében megtartottuk ezt a távolságot. A betűkkel jelzett trajektóriák a front normálisának irányába esnek.

A front szerkezetében beálló változásokat a hőmérséklet, a hőmérsékleti kontraszt, a specifikus nedvesség, a telitési hiány, a frontális és vergenciális feláramlás, valamint a csapadékeloszlás segítségével jellemezzük a már bemutatott trajektóriák mentén. E karakterisztikákat előállítottuk a 850, 700 és 500 mb-os izobárfelületekre. A hőmérséklet, a specifikus nedvesség és a telitési hiány mindig a front adott pontjában levő értéket jelenti. A hőmérsékleti kontrasztot a hideg levegő irányában vettük fel, a hideg front esetén a front normálisa mentén 400 km-es távolságot alkalmazva, a meleg frontnál ez a távolság 500 km volt [1, 2]. Megjegyezzük, hogy a topográfiá-



3. ábra: A hideg front helyzete és trajektóriái 1959. január 19-én és január 22-én 00h között. A római számmal jelzett trajektóriák (vékony vonalak) konvencionálisak, a betűkkel jelzett trajektóriák (szaggatott vonalak) a front normálisának irányával egyeznek meg

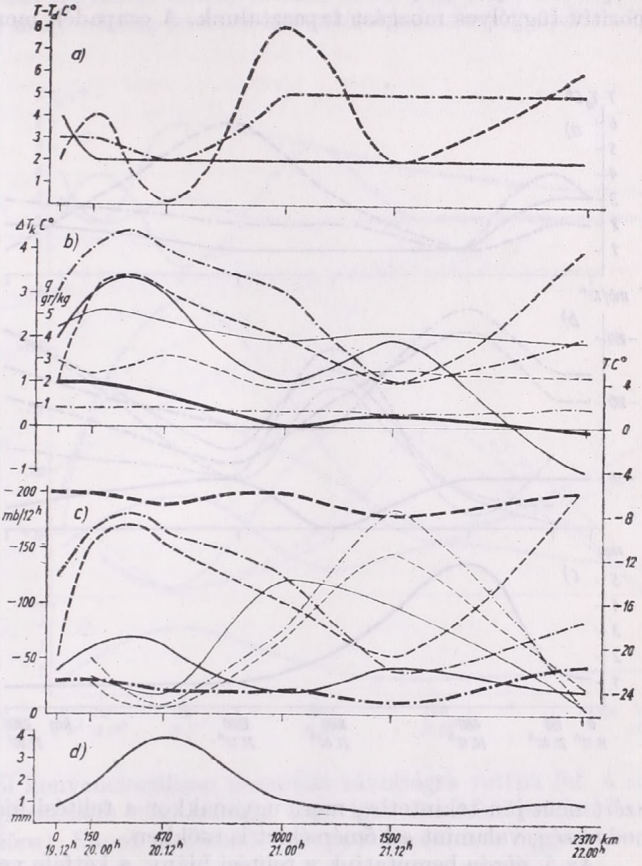
Fig. 3. Position and trajectories of the cold front from the 19th January 1959 12 GMT to the 22nd January 1959 00 GMT. The trajectories denoted by Roman numbers (thin lines) are conventional, those denoted by letters (dashed lines) are in accordance with the direction of the normal of front

kon is a front talajközeli vonalából indultunk ki, mert a topográfiákon nem lehet front-vonallal dolgozni, minthogy a topográfiai frontok különböző tágasságú zónák. A frontális feláramlás értékeit *Bodolai* [1, 2] módszerével számítottuk ki. A vergenciális feláramlásokat pedig *Lebegyeva* módszerével [3] határoztuk meg 250 km-es rácstávolságot alkalmazva. A csapadékmennyiség értékeit úgy állapítottuk meg, hogy a front normálisába eső vonalmenti átlagot számítottuk oly módon, hogy e vonal hossza megegyezett a hőmérsékleti kontrasztra alkalmazott távolsággal, s a csapadék értékeit a milliméterenként analizált csapadéktérképekről 100 km-enként olvastuk le. A vergenciális feláramlásnak a trajektóriák adott pontjaira vonatkozó értékeit hasonló eljárással határoztuk meg.

A *3. ábrán* látható trajektóriák közül a II. *B* és *C* trajektórián mutatjuk be az említett karakterisztikák viselkedését. A többi trajektória bemutatásától eltekintünk, viszont a belőlük eredő tanulságokat következtetéseink tartalmazzák majd.

A *4. ábrán* a hideg front *C* trajektóriája mentén ábrázoltuk a frontszerkezet alakulása és a csapadékhullás szempontjából fontos karakterisztikákat. *A hőmérsékleti kontraszt (4/b ábra)* a periódus elején a legerősebb, s mindhárom felületen azonos menetű. Az időszak végén a magasabb rétegekben erősödik, míg a 850 mb-os felületen annyira gyengül, hogy negatív értékbe megy át. *A telitési hiány* ($T—T_d$) eloszlása

(4/a ábra) változatos képet nyújt. Az egyes felületeken erősen különböző telítési viszonyokat találunk, az időbeli individuális változásuk is nagyon eltérő. *A specifikus nedvesség* változása *(4/b ábra)* az egész időszak folyamán elég kicsi, a periódus végére azonban mégis némi kiszáradást mutat. Az 500 mb-os felületen mind az abszolút értékek, mint a változások kicsik, valószínű, hogy e szint nedvességi viszonyai, főként télen, nem játszhatnak lényeges szerepet a csapadékmennyiség kialakításában. *A hőmérsékletnek (4/b ábra)* kicsi az ingadozása a front vonulása során, a 850

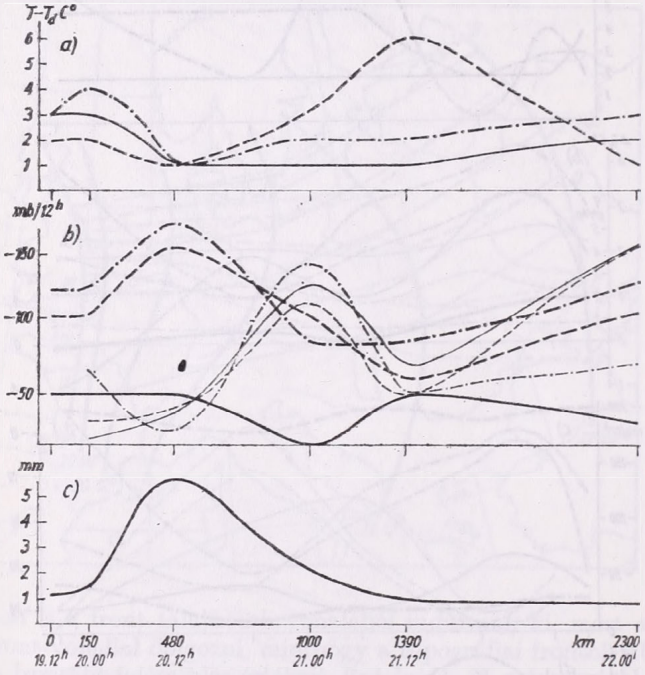


4. ábra: A front szerkezetét jellemző karakterisztikák eloszlása a hideg front C trajektóriája mentén: *a)* A telítési hiány eloszlása; a folytonos vonal a 850, a szaggatott vonal a 700, a pontozott szaggatott vonal az 500 mb-os felületre vonatkozó értékeket jelöli. *b)* A specifikus nedvesség (vékony vonalak); a hőmérsékleti kontraszt (középvastag vonalak); és a hőmérséklet (vastag vonalak) eloszlása. Az egyes szintek jelölése megegyezik *a)*-val. *c)* A vergenciális (vékony vonalak) és a frontális (középvastag vonalak) függőleges sebesség eloszlása mb/12 órában. A negatív értékeket a szemléletesség kedvéért vettük pozitív irányban. *d)* A csapadék mennyiségének eloszlása mm-ben

Fig. 4. Distribution of the characteristics of the frontstructure along the trajectory C of the cold front: a) *Distribution of the dew-point depression; the values for 850 mb are denoted by full line, those of 700 mb by dashed line, and the values of 500 mb by dotted dashed line.* b) *Distribution of the specific humidity (thin lines); distribution of the temperature contrast (moderately thick lines), and the temperature (thick lines). The denotation of the levels is the same as under* a). c) *Distribution of the large-scale certical velocity (thin lines) and of the frontal one (moderately thick lines), both in mb/12 h. For the clearness the negative values were taken in positive direction.* d) *Distribution of the quantity of precipitation, in mm*

mb-os felületen 4, a 700 és 500 mb-os felületen 2 fokot tesz ki a legnagyobb változás. *A frontális és vergenciális feláramlásokat (4/c ábra)* az individuális nyomásváltozás értékeiben adtuk meg. A negatív individuális nyomásváltozás feláramlásnak, a pozitív pedig leáramlásnak felel meg. A frontális feláramlás értékei a hőmérsékleti kontraszttal arányos mennyiségek és a hőmérsékleti kontrasztéhoz hasonló a változásuk. A legnagyobb feláramlások a vizsgált időszak első 36 órájában fordulnak elő, majd erős csökkenés után ismét növekedést tapasztalunk. *A vergenciális feláramlás* értékei *(4/c ábra)* a magassággal megtartják előjelüket és abszolút értékben növekednek a magassággal. Időbeli menetük azonban fordítottja a frontális feláramlásnak: ahol a frontális feláramlás értékei maximálisak, ugyanott a vergenciális feláramlás értékei minimálisak. Ha a fenti karakterisztikák menetét a *csapadék me-*

netével összehasonlítjuk *(4/d ábra)*, látható a hőmérsékleti kontraszt, illetve a vele arányos frontális feláramlás és a telítési hiány döntő szerepe a csapadék meneteének alakulásában. A frontális feláramlás maximuma egybeesik a csapadék maximummal s a csökkenő ágak is nagyjából párhuzamosak. Az egyes felületek telítési viszonyai már nem mutatnak ilyen egyértelműséget. A 850 mb-os szinten alig tapasztalunk változást, míg a 700 mb-os felületen erősen változó, a minimális telítési hiány azonban egybeesik a csapadék maximumával. A vergenciális feláramlásnak a csapadékkal való kapcsolata már nem olyan jó, mint a frontális feláramlásé. Bár a maximális csapadék idején kis pozitív feláramlás észlelhető, a minimális csapadékértéknél nagy pozitív függélyes mozgást tapasztalunk. A csapadék mennyiségénél ez valószínűleg



5. ábra: *a)* A telítési hiány; *b)* a vergenciálisés frontális feláramlás; *c)* a csapadék eloszlása a hideg front B trajektóriája mentén. (A jelölések mint a 4. ábrán)

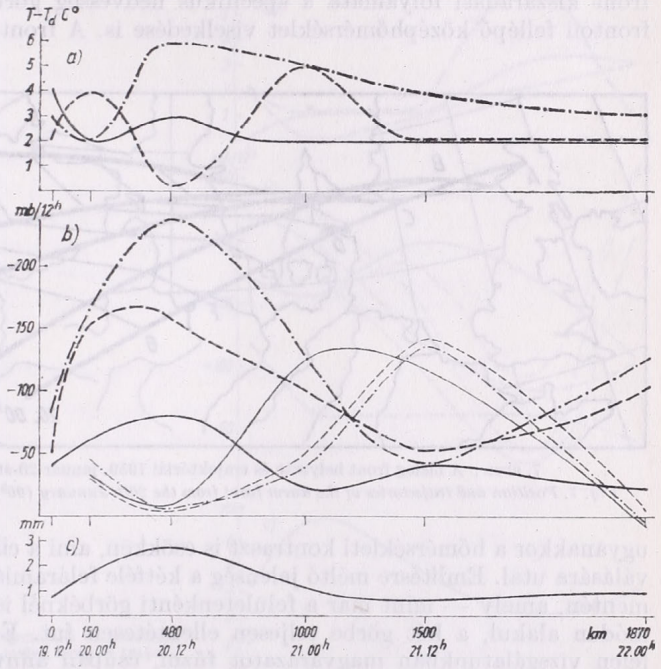
Fig. 5. Distribution of a) *the dew-point depression,* b) *the large-scale and frontal vertical velocity,* c) *the precipitation, along the trajectory B of the cold front. (The denotions are the same as in Fig. 4)*

azért nem jön tekintetbe, mert ugyanakkor a telítési hiány megnő, és a specifikus nedvesség, valamint a hőmérséklet is csökken.

Az *5. ábrán* bemutatjuk a telítési hiány, a kétféle vertikális mozgás és a csapadék eloszlását a hideg front *B* trajektóriája mentén. A hőmérséklet, a hőmérsékleti kontraszt és a specifikus nedvesség menetének bemutatásától a továbbiakban eltekintünk. Ezen az ábrán is világosan látható a legfontosabb karakterisztikák és a csapadék közötti összefüggés. Eredményünk alátámasztja azt a metodikailag kissé más úton levont következtetést [1, 2], hogy a frontális csapadékot döntő módon a front termikus szerkezetéből származó feláramlás determinálja. A csapadék maximuma megfelel a frontális feláramlás maximumának és a minimális telítési hiánynak. A vergenciális feláramlás viselkedése hasonló az előző esethez. A periódus végén a telítési hiány a 700 mb-os felületen erősen csökken, ugyanakkor a frontális feláramlás is növekszik, a csapadék mennyiségében azonban ez mégsem tükröződik, amelyet a többi elem viselkedésével magyarázhatunk (a hőmérséklet és a specifikus nedvesség csökkenése).

A *6. ábrán* a hideg front II. trajektóriája menti viszonyok láthatók ugyanazon karakterisztikákkal, mint az előző esetben. Ezt a trajektóriát azért mutatjuk be, mert a frontális feláramlás itt esetleg nagy csapadékmennyiséget indokolhatna, a telítési viszonyok azonban a maximális feláramlás idején kedvezőtlenek. A telítési hiány mindhárom felületen másként viselkedik. A maximális csapadék idején csak a 700 mb-os felületen van minimális telítési hiány, a 850 és az 500 mb-os felületen éppen maximális telítési hiány fordul elő. A vergenciális feláramlás értéke is nagyon kicsi az intenzívebb csapadékhullás idején.

A *7. ábrán* a meleg front helyzetét és trajektóriáit mutatjuk be. E trajektóriákat úgy állapítottuk meg, mint a hideg front római számokkal jelzett trajektóriáit,



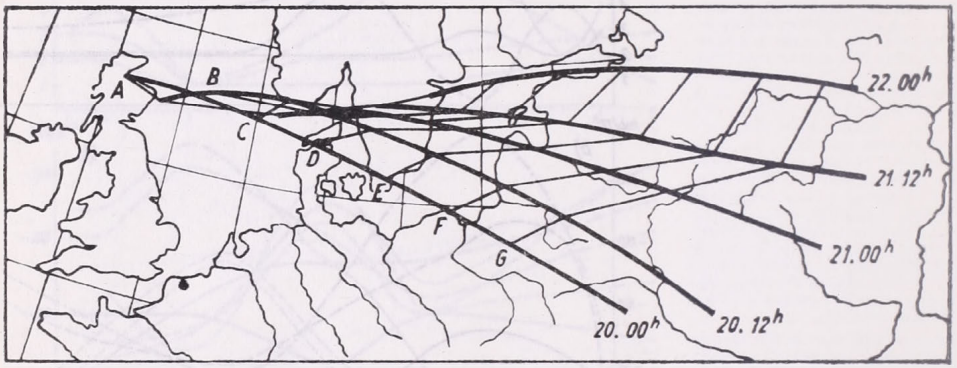
6. ábra: *a)* A telítési hiány; *b)* a vergenciális és frontális feláramlás; *c)* a csapadék eloszlása a hideg front II. trajektóriája mentén

Fig. 6. Distribution of a) *the dew-point depression, b) the large-scale and frontal vertical velocity,* c) *the precipitation along the trajectory II of the cold front*

tehát az okklúziós ponttól konvencionálisan megadott távolságra vettük fel. A szóban forgó meleg front legfontosabb tulajdonsága, hogy igen éles hőmérsékleti kontraszttal rendelkezett *(2. ábra)*. Ennek megfelelően csapadékhozama is nagyobb volt, mint a hideg frontnak.

A meleg front trajektóriái közül az *E* trajektóriát mutatjuk be *(8. ábra)*. Legfontosabb tulajdonsága e trajektóriának, hogy igen éles hőmérsékleti kontraszttal rendelkezik, amely azonban nem mutat minden szinten azonos tendenciát. Ennek következtében a frontális feláramlás magasság szerinti eloszlása is változatos, a 850 mb-os felületen csaknem állandó, az 500 mb-os felületen időnként kisebb, mint a 700 mb-on. Érdekes, hogy a 700 mb-os szint feláramlása és a csapadék menete csaknem teljesen párhuzamos, majdnem ugyanez mondható a 700 mb-os szint telítési viszonyairól is. Ebben az esetben a telítési viszonyok mindhárom felületen rendkívül kedvezőek, a csapadékmaximum idején mindhárom szinten minimális a telítési hiány. A vergenciális feláramlás — szemben a hideg frontnál tapasztalt viselkedéssel — itt jó kapcsolatot mutat a csapadék menetével, s nincs meg az éles ellentét a két feláramlás időbeli menetében.

Megemlítjük, hogy a trajektóriákra elkészítettük az említett karakterisztikáknak a 850—500 mb-os rétegre vonatkozó közepes értékeloszlását is. E közepes karakterisztikák vizsgálata azért tanulságos, mert a frontszerkezet alakulása és a csapadék mechanizmusa közötti kapcsolat szempontjából néhány figyelemre méltó jelenségre mutat rá. Tájékoztatásul a hideg front *C* trajektóriájának közepes karakterisztikáit közöljük *(9. ábra)*. A görbék lényegében ugyanazokat a sajátosságokat mutatják, mint az egyes felületek esetében. Az izobárfelületek értékeloszlásainál azt tapasztaltuk, hogy az egyes karakterisztikák magasság szerinti eloszlása igen változatos lehet. A rétegre vonatkozó középérték viszont eltüntetheti az egyes szintek domináns voltát, amely csapadékszámításoknál nem engedhető meg. Néhány elem viselkedése azonban így karakterisztikusabb. Világosabban követhető például a front kiszáradási folyamata a specifikus nedvesség görbéjén. Figyelemre méltó a fronton fellépő középhőmérséklet viselkedése is. A fronton a hőmérséklet csökken,



7. ábra : A meleg front helyzete és trajektóriái 1959. január 20-án 00 és 22-én 00h között
Fig. 7. Position and trajectories of the warm front from the 20th January (00h) to the 22nd January 1959 (00 h).

ugyanakkor a hőmérsékleti kontraszt is csökken, ami a ciklon hideggé és homogénné válására utal. Említésre méltó jelenség a kétféle feláramlás viselkedése a hideg front mentén, amely — mint már a felületenkénti görbéknél is említettük — nem a várt módon alakul, a két görbe teljesen ellentétesen fut. E jelenséghez nem óhajtunk jelen vizsgálatunkban magyarázatot fűzni, csupán annyit jegyzünk meg, hogy a vergenciális feláramlást az egyik legjobban bevált eljárással, *Lebegyeva* nem egyszerűsített módszerével számítottuk, megfelelően gondos geopotenciál és trajektória elemzés segítségével.

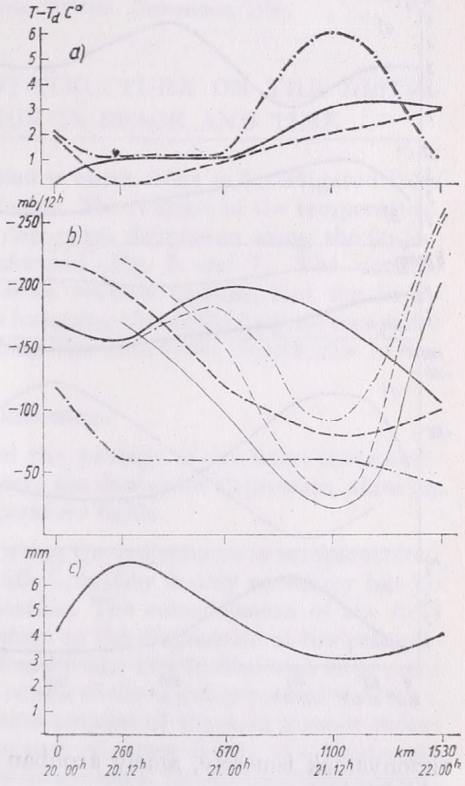
Vizsgálatunk az alábbi következtetések levonására nyújt módot :

1. A front fejlődése és mozgása során a szerkezetét jellemző karakterisztikák igen változékonyak, különösen a nedvességi és hőmérsékleti mező együttes hatását mutató telítési hiány. A megvizsgált esetekben a hideg front mentén a csapadék változása 12 óra alatt maximálisan 6 mm-t, a hőmérsékleti kontraszt változása $\pm 6°$-ot, a telítési hiány változása $\pm 10°$-ot, a hőmérséklet változása $\pm 6°$-ot ért el a trajektóriák mentén. Ugyanezen karakterisztikák a meleg front esetében : a csapadék 6,4 mm, a hőmérsékleti kontraszt $\pm 8°$, a telítési hiány $\pm 5°$, a hőmérséklet változása pedig $\pm 3°$ volt. Esetünkben a meleg frontot élesebb hőmérsékleti kontraszt és homogénebb hőmérsékleti mező jellemezte.

2. A specifikus nedvesség ingadozása a trajektóriák mentén aránylag kicsi. A hideg front esetében a maximális 12 órás változás —1,6 gr/kg volt, a meleg front esetében alig érte el az 1,0 gr/kg-ot. Ez a tény arra hívja fel a figyelmünket, hogy a

nagy specifikus nedvesség csak szükséges, de nem elégséges feltétele a nagy csapadéknak. Másrészt arra is utal, hogy a topográfiákon ne a specifikus nedvességgel jelemezzük a nedvességi mezőt, mert ez önmagában kevéssé utal a csapadék lehetőségére. Ezzel szemben a telítési hiány mezejének figyelembevétele nagy segítséget nyújthat a mindennapi csapadék diagnosztikában.

A nedvességi mezővel kapcsolatban utalunk arra a körülményre, amit trajektóriáink vizsgálatánál néhány esetben tapasztalhattunk. A hideg front keletre haladtában erősen lecsökkent a csapadék mennyisége, ugyanakkor a feláramlás erősödött



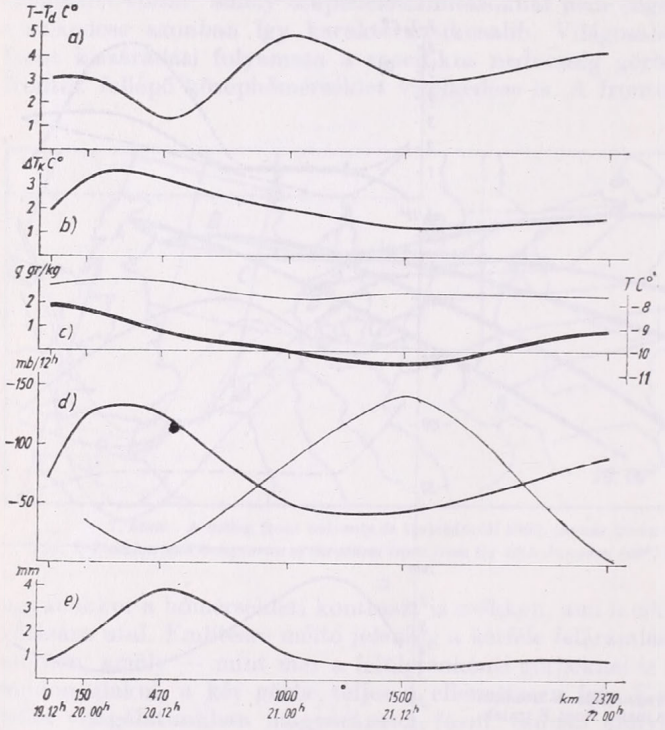
8. ábra: *a)* A telítési hiány; *b)* a vergenciális és frontális feláramlás; *c)* a csapadék eloszlása a meleg front E trajektóriája mentén

Fig. 8. Distribution of a) *the dew-point depression,* b) *large-scale and frontal verticalvelocity,* c) *the precipitation along the trajectory E of the warm front*

és a telítési viszonyok sem voltak kedvezőtlenek. Ez a jelenség valószínűleg annak tulajdonítható, hogy a vizsgálatban nem számoltunk azzal a körülménnyel, hogy milyen nedvességtartalmú levegőt talál a front az adott helyre érkezve. Minden valószínűség szerint a front a kontinensen kelet felé haladva egyre szárazabb levegőt talált, s a keveredési folyamatok következtében nedvességének egy részét így elvesztette.

3. A frontális és vergenciális feláramlás eloszlása szintén nagyon változékony a front fejlődése során. Pozitív előjelét általában megtartja, menete azonban nagy amplitudójú hullámokat mutat. Úgy látszik, a frontális feláramlás elsődleges meghatározója a hideg front csapadékhozamának. A vergenciális feláramlás csapadékkeltő hatása a vizsgált esetekben nem számottevő. Amikor a vergenciális feláramlás nagy, a nedvességi feltételek már kedvezőtlenek a nagyobb csapadékmennyiség kialakítására. A meleg front esetében a vergenciális feláramlás látszik döntőbbnek.

Ennek egyik oka az, hogy ugyanazon hőmérsékleti kontraszt meleg front esetében kisebb frontális feláramlást hoz létre, mint hideg front esetében, s így bizonyos mértékben itt csökken a frontális feláramlás szerepe, azonban közel sem olyan mértékben, mint a hideg frontnál a vergenciális feláramlásé. Ezt valamennyi trajektória esetében tapasztalhatjuk. Téli hideg frontok minőségi csapadék-diagnózisához tehát elégséges lehet a frontális feláramlás figyelembe vétele a hőmérsékleti kontraszt alakulásának megállapítása révén, meleg frontnál viszont a vergenciális feláramlás ismerete is szükséges. Nyári hideg frontok esetében igen fontos a frontális konvekció



9. ábra: A közepse karakterisztikák eloszlása a hideg front C trajektóriája mentén: *a)* a telítési hiány; *b)* a hőmérsékleti kontraszt; *c)* a specifikus nedvesség és a hőmérséklet; *d)* a frontális és vergenciális feláramlás; *e)* a csapadék eloszlása

Fig. 9. Distribution of the mean characteristics along the trajectory C of the cold front; distribution of a) *the dew-point depression,* b) *the temperature contrast,* c) *the specific humidity and temperature,* d) *the frontal and large-scale vertical velocity, and* e) *the precipitation*

viszonyainak ismerete, amely azonban a fronthoz kötött csapadék egyik legnehezebb kérdése.

4. Nagy frontális csapadék akkor hullik, ha mind a két vertikális mozgásforma, valamint a telítési viszonyok együttesen és egyidejűleg kedvezőek.

5. A frontszerkezet alakulását mindhárom felületen figyelembe kell venni, mert a csapadékhozamot alapvetően meghatározó izobárfelület nem minden esetben azonos.

6. A hideg front esetében kelet felé haladva a csapadék a kiszáradás következtében csökken. Ugyanez a jelenség tapasztalható észak-déli irányban is.

7. A meleg frontnál az okklúziós ponttól távolodva csökken a csapadék mennyisége. Itt szintén a kiszáradás játszik szerepet, azonban a hőmérsékleti kontraszt is gyengül.

Jelen vizsgálatunkkal igazoltuk azt a szinoptikus tapasztalatot, hogy a frontális csapadék függ a frontszerkezet változásától, sőt annak változásait bizonyos esetek-

)en egyértelműen követi. A frontokon fellépő csapadék mennyiségi számításainál ,em lehet figyelmen kívül hagyni a front által keltett feláramlásokat. A csapadék ninőségi diagnózisához, illetve prognózisához már a hőmérsékleti kontraszt és a elítési hiány térbeli eloszlásának számításbavétele is igen jó segítséget nyújt.

*

IRODALOM

1] *Bodolai István* : Опыт количественного прогноза осадков при прохождении холодного фронта Метеорология и гидрология, 1959. 12.
2] *Bodolai István;* Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта. 1960. 1.
3] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. ГИМИЗ, Ленинград, 1955.

EFFECTS OF THE CHANGE OF FRONT-STRUCTURE ON THE DISTRIBUTION OF THE PRECIPITATION IN SPACE AND TIME

The shaping of the structure of a cold and a warm front is investigated from the point of view of the mechanism of precipitation. The changes of the temperature, temperature-contrast, specific humidity and dew-point depression along the trajectories of the above-mentioned fronts are informed (Fig. 3 and 7). The vertical motions produced by the divergence (large-scale vertical motion) and the front-structure (figures 4, 5, 6, 8, 9) are studied. The foregoing characteristics are compared with the changes of precipitation-amount along the individual trajectories of the fronts (Fig. 4, 5, 6, 8, 9).

The results of the investigations are the following :

1. In the course of the development and the passage of the front the characteristics of its structure are most variable, mainly the dew-point depression, showing the common effect of the humidity- and temperature fields.

2. The variation of the specific humidity along the trajectories is comparatively small. It can be supposed, that the large specific humidity is only necessary but no sufficient condition for the intensive precipitation. The consideration of the field of dew-point depression is a better approximation to the diagnostics of the precipitation, than one of the other characteristics of moist air. The frontal and large-scale vertical motions are extremely variable in the course of the development of the front. According to the investigations the precipitation-amount of the cold front is determined by the frontal vertical motion. In the case of warm fronts the large-scale vertical motion seems to be of a more decisive importance. In the qualitative precipitation-diagnostics of cold fronts it is in the first approximation sufficient to take into consideration the frontal vertical motion but in the case of warm fronts also knowing of the large-scale vertical motion is necessary.

4. Large amount of frontal precipitation will fall if both the vertical motions and saturation conditions are commonly and simultaneously favourable.

5. The shaping of the structure of the front is to be taken into consideration on all the three isobar surfaces, because from the point of view of the formation of precipitable water there is no favoured surface.

6. In the case of cold fronts the precipitation will diminish eastward, on account of the desiccation.

7. Moving away from the point of occlusion the precipitation amount will decrease in the case of warm fronts. Here too, the desiccation will play a decisive part.

Mészáros Ernő:

Az esőcseppek eróziója

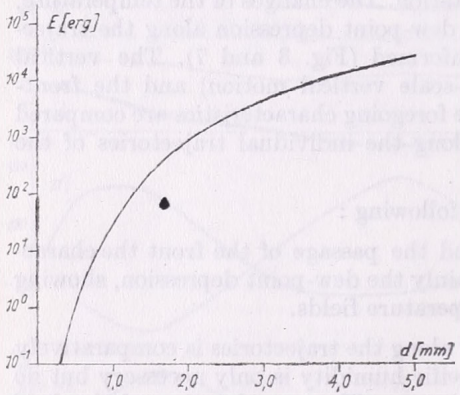
Erosion des gouttes de pluie. L'auteur s'occupe dans ce travail de la détermination de l'érosion des gouttes de pluie caractérisée par l'énergie cinétique des gouttes tombant sur l'unité d'air du sol pendant une seconde. Les valeurs calculées de la distribution spectrale des gouttes de pluie sont représentées dans la fonction de l'intensité de la précipitation.

*

Эрозия дождевых капель. В статье рассматривается эрозия дождевых капель, которая характеризуется кинетической энергией дождевых капель, падающих за единицу времени на единицу поверхности почвы. Вычисленные на основе спектрального распределения дождевых капель величины представлены в функции интенсивности осадков.

*

Az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásának, azaz spektrumának meghatározása mind elméleti, mind gyakorlati szempontból fontos. A mérések alapján meg-



1. ábra. Az esőcseppek kinetikus energiája az átmérő függvényében

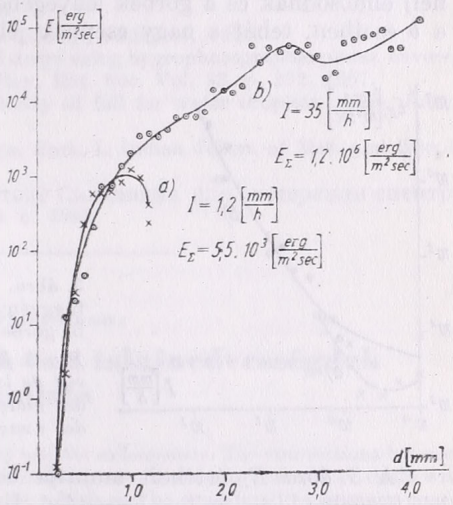
Fig. 1. Energie cinétique des gouttes de pluie en fonction de leur diamètre

tehető elméleti (tisztán meteorológiai, ill. felhőfizikai) megfontolásokat már egy előző munkában [2] leírtuk. Az esőcsepp-spektrum azonban további két fontos gyakorlati problémakörbe kapcsolódik: 1. hogyan zavarják a térfogategységben levő cseppek számuktól és nagyságuktól függően az ultrarövid rádióhullámok terjedését, 2. milyen mozgási energiával érkeznek a cseppek a talajra. Az első kérdést mérések hiányában nem tárgyalhatjuk, a második kérdésre viszont a nyert adatok [1, 2] megfelelő feldolgozásával feleletet nyerhetünk, azaz megadhatjuk a főleg geofizikai és mezőgazdasági szempontból lényeges esőcsepp-erózió nagyságát különböző esők esetén.

A talajfelszínre ható eróziónak két fajtája van [3]. Az egyiket a talajba ütköző esőcseppek kinetikus energiája szolgáltatja. Ez az esőcsepp-erózió, másnéven közvetlen-, vagy *Ellison-féle* erózió. A másik a felgyülemlett esővíz lefolyása, azaz helyzeti energiája miatt lép fel (ez a klasszikus értelemben vett erózió, ugyanis régebben csak ezt vették figyelembe). A két eróziós fajta közül dolgozatunkban csupán az elsőt, az esőcsepp-eróziót tárgyaljuk, azaz meghatározzuk különböző felhőkből hulló esők esetén, az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásától függően, a felületegységre időegység alatt jutó kinetikus energia nagyságát. Az előző, tisztán meteorológiai feldolgozásokhoz hasonlóan [1, 2], a vizsgált eseteket két fő csoportra osztottuk: a réteges és a gomolyos felhőkből hulló esők esetére. A kiszámított értékeket az eső intenzitásával hoztuk összefüggésbe. Számításainkhoz összesen

30 eloszlást használtunk fel (15 réteges, illetve 15 gomolyfelhős esetre), melyeket a higrofotografikus lemezek módszere segítségével [4, 7] határoztunk meg. Ezt a szétválasztást nyilvánvalóan az indokolja, hogy az esőfelhőknek ez a két főtípusa *(Ns*, ill. *Cb)* van.

A számítások menete a következő. Az ismert felületű és expozíciójú higrofotografikus lemezen levő foltok alapján meghatározhatjuk az 1 cm²-re *1 sec* alatt hulló cseppek számát *(n)*, illetve ezek nagyság szerinti eloszlását. A kinetikus energia jól ismert formulájában *($E = 1/2\ mv^2$)* két tényező szerepel: a tömeg és a sebesség (jelen esetben az esőcsepp tömege, ill. esési sebessége). A különböző nagyságú esőcseppek tömege a térfogatukból számítható ki, az esővíz sűrűségét egységnyinek tételezve fel. Az esési sebesség, melyet a különböző méretű cseppek egy bizonyos hosszúságú esés után felvesznek, úgy kapható meg elvileg, ha egyenlővé tesszük



2. ábra. Az esőcsepp-erózió eloszlása két individuális esetben az átmérő függvényében: a. görbe: folytonos eső (1959. XII. 7. 12h 27'), b. görbe: záporeső (1960. VII. 21. 12h 03')

Fig. 2. Répartition de l'érosion des gouttes de pluie dans la fonction du diamètre dans deux cas individuels: courbe a.: pluie continue (7. 12. 1959, 12h 27'), courbe b.: averse (21. 7. 1960. 12h 03')

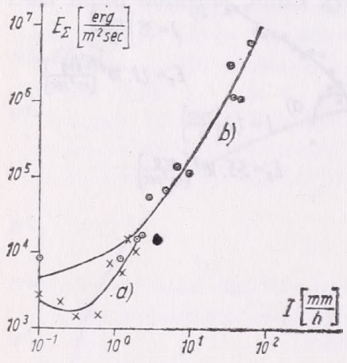
a csepp súlyát és a ráható légellenállást. Azonban ebben az esetben célszerűbbnek látszik, ha kísérleti mérésekkel nyert sebességadatokkal dolgozunk, mivel ezek gyakorlatilag megbízhatóbbnak tekinthetők (erre a célra *Gunn* és *Kinzer* mérési adatait [5] használtuk fel). Így minden cseppnagysághoz kapunk egy kinetikus energiát *(1. ábra)*, melyet ha megszorzunk a különböző nagyságú cseppekhez tartozó „*n*"-nel és az értékeket összegezzük, megkapjuk egyetlen eloszlás esetén az a felületegységre *1 sec* alatt érkező kinetikus energiát. A végső számítási formula tehát a következő:

$$E_\Sigma = \frac{2}{3}\pi \sum_{i=1}^{m} \left(\frac{di}{2}\right)^3 v_i^2 \eta_i \left[\frac{erg}{cm^2\ sec}\right],$$

ahol m a maximális nagyságú cseppre utal. (Az 1. ábrán az E értékeit csak $d = 0{,}3$ *mm*-től kezdve tüntettük fel, mivel ennél kisebb cseppek esetén a kinetikus energia elhanyagolható. Hasonlóképpen elhanyagolhatjuk az n-nel való szorzás után a $d = 0{,}1$ *mm* nagyságú cseppek kinetikus energiáját. A kapott érték általában 10^{-3} — 10^{-4} *erg/m² sec* nagyságrendű.)

A *2. ábra* két ily módon kapott eloszlást mutat be. Az *a.* eloszlást rétegfelhőből hulló, átlagosnak tekinthető *1,2 mm/h* intenzitás esetén kapott mérésből számítottuk, míg a *b.* egy *Cb*-os esetet jellemez *($I = 35$ mm/h)*. Azonnal látható az ábráról, hogy a két eloszlás között alapvető különbségek vannak. A legfontosabb ezek közül

az, hogy rétegfelhők esetén a maximális cseppátmérő sokkal kisebb, mint gomolyfelhőkből hulló záporok esetén, ami az E értékében több nagyságrendbeli változást okoz, mivel, az *1. ábrát* is figyelembe véve, a nagyobb cseppek egyedi kinetikus energiája nagyságrendekkel nagyobb. Így pl. az ábrázolt rétegfelhős eset alkalmával $E = 5{,}5 \cdot 10^3$ *erg/m² sec*, míg a második esetben $E = 1{,}2 \cdot 10^6$ *erg/m² sec*-cal egyenlő, ami három nagyságrendbeli különbségnek felel meg. Jellemző, hogy az $5{,}5 \cdot 10^3$ *erg/m² sec*-os értéket egyetlen $d = 3{,}2$ *mm* átmérőjű nagyobb egyedi csepp kinetikus energiája is meghaladja ($5{,}9 \cdot 10^3$ *erg/m² sec*). Láthatjuk tehát, hogy az esőcsepperózió főleg konvektív felhők esetén jelentős, és a kinetikus energia nagyságát nem a kis cseppek nagy száma, hanem a kisebb számú, nagyobb cseppek befolyásolják lényegesen. Az jegyezhető még meg a *2. ábrával* kapcsolatban, hogy az esőcseppspektrumban (*n*-ben) mutatkozó maximumok (pl. a *b* eloszlás esetén $d = 0{,}3$ *mm*-nél) elmosódnak és a görbék lényegében egyenletes emelkedést mutatnak (ez főleg a *b* esetben, tehát a nagy cseppek jelenléte esetén van így).



3. ábra. Az esőcseppek eróziója a csapadék-intenzitásának függvényében: a. görbe: réteges felhőkből hulló esőkre, b. görbe: gomolyos felhőkből hulló esőkre

Fig. 3. Erosion des gouttes de pluie dans la fonction de l'intensité de la précipitation : courbe a. : pour les pluies tombant des nuages stratiformes, courbe b. : pour les pluies tombant des nuages cumuliformes

A *3. ábra* E_Σ értékeit mutatja be az intenzitás függvényében. Az ábra mindkét tengelye logaritmikus beosztású. Hasonló ábrát közölt már az indiai *Kelkar* [6], aki az esőcsepp-spektrum meghatározására szolgáló méréseit a mezőgazdaság igényeinek megfelelően végezte. Az *a* görbe *Ns*-ra, míg a *b* görbe *Cb*-ra vonatkozik. Az *a* görbe *2,0 mm/h*, míg a *b* görbe *80 mm/h* intenzitásértékig van kihúzva, mivel méréseink szerint ezen értékekig teinthetők az illető felhőből hulló esők gyakoriaknak. Rétegfelhők esetén a pontok valamivel szórtabbak és a görbében *0,5 mm/h* környékén minimum mutatkozik. Mindkét jelenség valószínűleg a viszonylag pontatlan intenzitásméréssel magyarázható. Az intenzitásértékeket ugyanis *Hellmann-féle* esőíró görbéiből határoztuk meg (a mérés pillanatában időjelet tettünk), melyek köztudomásúan nem megfelelő pontosságúak főleg kis intenzitásértékek esetén. Előfordult pl., hogy a mérés pillanatában az esőíró nem is jelzett még csapadékot (tehetetlensége miatt), ilyenkor $I = 0{,}1$ *mm/h* intenzitásértéket vettünk. A gomolyfelhőkből hulló esők esetén a pontok szórása kisebb, ezért a görbét jellemzőbbnek tekinthetjük. Ráadásul ez a görbe sokkal lényegesebb is, mivel nagy kinetikus energiák ilyenkor jutnak a talajra. Még egyszer leszögezhetjük azt is, hogy a kinetikus energia nagyságát elsősorban a nagyobb cseppek határozzák meg. Ez úgy mutatkozik az ábrán, hogy azonos intenzitások esetén az *a* görbe a *b* görbe alatt fekszik. A [2] dolgozatban pedig kimutattuk, hogy ezekben az esetekben gomolyfelhőkből hulló esők esetén a cseppszám kisebb, viszont a maximális cseppátmérő (és ez a döntő) nagyobb.

Végezetül leszögezhetjük, hogy bár a lehullott csapadék miatt felhalmozódott vizek potenciális energiája által szolgáltatott eróziónak nagyobb felszínformáló

hatása van, azonban mezőgazdasági szempontból a leérkező esőcseppek miatt fellépő esőcsepp-erózió is jelentős. Különösen hatásos ez az eróziófajta erős nyári záporok alkalmával, amikor nagy E_Σ értékek fordulnak elő (10^6 *erg/m² sec* nagyságrendűek), és hirtelen nagy vízmennyiség zúdul a kiszáradt talajra. Természetesen más kérdés az, hogy hogyan hat ez az erózió a különböző talajfajtákra, munkánkban csupán azt a munkavégzőképességet igyekeztünk meghatározni egy viszonylag könnyen mérhető esőkarakterisztika (intenzitás) függvényében, mellyel a talaj területegységére időegység alatt hulló különböző nagyságú cseppek rendelkeznek.

IRODALOM

[1] *Mészáros, E.—Wirth, E.:* Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes. Időjárás. 64. évf., 82. o. 1960.

[2] *Mészáros, E.—Wirth, E.:* Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes. Időjárás, 65. évf., 80. o. 1960.

[3] *Aujeszky, L.:* A légkör fizikája. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1957.

[4] *Sivadijan, J.:* The sampling of rain and cloud drops using hygrophotographic plates covered with various kinds of oil. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 83. p. 372. 1957.

[5] *Gunn, R.—Kinzer, G. D.:* The terminal velocity of fall for water droplets in air. Journ. of Met. Vol. 6, p. 243, 1949.

[6] *Kelkar, V. N.:* Size distribution of raindrops. Part. I. Indian Journ. of Met. and Geoph. Vol. 10, p. 125, 1959.

[7] *Mészáros, E.—Wirth, E.:* Замечания о методе Сивадиана для измерения спектра дождевых капель. Időjárás, 63. évf., 329. o. 1959.

Szepesiné Lőrincz Anna:

A talajok járhatóságának és a talajnedvességnek a kapcsolata

Connection between the soil tractionability and the soilmoisture. The connections between the moisture content of soils and their tractionability are discussed. The author deals with categories of relations, found by Thornthwaite, which can be considered as primary conditions from the point of view of the tractionability of soils and unpaved roads. In our country —as a result of measurements executed during several years—daily values of soil moisture of the covering soil-layer of 1-m thickness during the vegetation-period have been obtained. By their aid the probability curves of moisture content of the 60 cm-thick covering layer (which can be considered as an active layer from the point of view of tractionability) are plotted by the author. The results obtained in Martonvásár are of an informative character also for the practical applicability of other soils.

*

Связь между проходимостью почвы и влажностью почвы. Рассматриваются связи между влагосодержанием почвы и проходимостью земли средствами транспорта. Излагаются категории связей, установленных Торнтуэйтом, считаемые основными условиями с точки зрения проходимости почв или незамощенных дорог. В нашей стране на основе многоле ных измерений, проведенных в обсерватории в городе Мартонвашар, установились ежедневные данные влажности 1-метрового слоя почвы в вегетационном периоде. При помощи этих данных были построены кривые распределения влажности 60-сантиметрового слоя почвы, считаемого активным слоем с точки зрения проходимости почвы. Результаты, достигнутые в обсерватории Мартонвашар, имеют с точки зрения практического применения информативный характер и для других сортов почв.

*

Tanulmányunk a számított naponkénti talajnedvességadatok gyakorlati alkalmazásának lehetőségével foglalkozik. A különböző talajoknak járművekkel, emberi

lábbal stb. járható volta és az illető talajok nedvességtartalma közötti összefüggések felderítése érdekében azonban előbb foglalkoznunk kell a talajok néhány fizikai jellemzőjével, elsősorban a talajok konzisztenciájával.

Russel a talajok *konzisztenciáján* a különböző nedvességű talajokban különbözőképpen ható kohéziós és adhéziós, tehát fizikai természetű erők *érvényesülését* érti. Ezen erők határozzák meg először is a talajtömeg viselkedését a gravitációval, nyomással, ütéssel szemben; másodszor a talajnak azt a hajlandóságát, hogy idegen testekhez vagy anyagokhoz tapad. E meghatározás szerint a talajok konzisztenciájának fogalma a következő talajtulajdonságokat foglalja magában: „... a talaj ellenállását az összenyomó és nyíró erőkkel szemben, morzsalékosságát, képlékenységét és ragadósságát. A megfigyelések és kísérletek eredményei egyaránt azt bizonyítják, hogy a talajok konzisztenciája a szöveti összetétel, a szervesanyag-tartalom, a kolloid frakciók mennyisége szerint, bizonyos mértékig a szerkezeti állapot, *de legfőképpen a nedvességtartalom ingadozásai miatt változik*" [1].

A talajok konzisztenciáját meghatározó tulajdonságok ismeretén alapul a talajok járhatóságára vonatkozó kritériumok definiálása. A meteorológiai szakirodalomban *C. W. Thornthwaite* neve világszerte ismertté vált a vízháztartás vizsgálatával kapcsolatban. Az általa előállított vízmérleg egyik tényezőjének, a talajban raktározott nedvesség havonkénti vagy naponkénti értékeinek gyakorlati felhasználását kiterjesztette a talajokon vagy kövezetlen utakon való járhatóság (járművel, emberi lábbal stb.) meghatározására. A talaj négy jellemzőjéből indult ki:

1. Teherbírási kapacitás. Az a terhelés, amelyet a felület alatti anyagok elbírnak anélkül, hogy összenyomódnának. A terhelést egységnyi területre vonatkoztatjuk. Pl. puha talajon a teherbírási kapacitás kicsi, ezért a terhelésnek nagy területen kell eloszolnia, hogy a súlyt az egységnyi területre eső kis ellenálló képességgel megszorozva a megterhelést elbíró kapacitás értéket kapjuk (sítalp elve).

2. Nyírási ellenállás. Az anyag (talaj, hó, jég) ellenállása a tangenciális erővel szemben. Amikor a nyírási ellenállást a megterhelés túlhaladja, az anyag összetömődik és eltolódik a helyéről. Ez a folyamat kisebb-nagyobb mértékben minden vontatási felületen végbemegy.

3. Felületi súrlódás. Azon erők arányszámának függvénye, amelyek az egyik felületnek a másik felület felett való mozgatóereje és a két felületet összenyomó erő között állanak fenn.

4. Tapadás vagy ragadósság. A talajoknak és bizonyos hófajtáknak az a tulajdonsága, hogy a járművekre rátapadva felgyülemlenek és nagy mértékben megnehezítik a járművek mozgását.

A különböző talajok e négy jellemzőjük tekintetében egymástól nagyon eltérnek, de valamennyinél közös a nedvességtartalom hatása ezekre a reakciókra. A különféle talajok nem egyforma mértékben és nem is ugyanolyan irányban reagálnak, *de minden talajnál a nedvességtartalom a determináló tényező* [2.]

Végeredményben tehát nem vonható kétségbe, hogy a talajok konzisztencia állapota, azaz a talajok járhatósága döntő módon a talaj nedvességétől függ.

Thornthwaite ismételten rámutatott arra, hogy a talaj nedvességtartalma egyrészt a csapadéktól függ, amely vizet juttat a fedőrétegbe, másrészt az evapotranspirációtól, amely vizet von el a fedőrétegből. Miután az evapotranspiráció, mint a hőmérséklet - és naphossz függvénye, éppúgy éghajlati elem, mint a csapadék kimondhatjuk, hogy minden talajon a járhatóság vagy vontatóképesség alaptényezői éghajlati jellegűek.

A talajnedvesség-tartalomra vonatkozó éghajlati elemekből előállított adatok ismerete a talajokon való járhatóság meghatározásának csak alapvetően szükséges,

de nem elégséges feltételeiként tekinthetők. A járhatóság meghatározása érdekében először is a talaj nedvességtartalma és a járhatósága közötti összefüggések alapján a talajokat két csoportra oszthatjuk : plasztikus vagy kohéziós és nem plasztikus vagy nem kohéziós talajokra. Plasztikus talajok esetében a nedvesség növekedtével a teherbíró képesség és a nyírási ellenállás csökken, azaz a járhatóság romlik, nem plasztikus talajok esetében viszont fordított a helyzet. A plasztikus és nem plasztikus talajok között a 15%-os agyagtartalmat tekintjük választó vonalnak. Ha ugyanis 15%-nál kevesebb az agyagtartalom, már nem plasztikus talajról beszélünk.

Másodszor a talajok vagy a kövezetlen utak járhatóságának meghatározásához szükséges néhány, a talajfizika körében ismert nedvességkonstans figyelembevétele is. Ilyenek : a hervadási koefficiens, a szabadföldi vízkapacitás, a plaszticitás felső határa, a teljes vagy maximális vízkapacitás. Mindezek alapján *Thornthwaite* [2] a talajok járhatósága vagy teherbírása szempontjából öt kategóriát állapított meg :

1. Nagyon száraz. A felső 60 cm-es rétegben a nedvességtartalom kevesebb, mint a szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvesség 33%-a. A talajfelszín nedvességtartalma nulla. A plasztikus talajok teherbírása ebben az állapotban kitűnő, a nem plasztikus talajoké nagyon rossz.

2. Száraz. A 60 cm-es rétegben a nedvességtartalom a szabadföldi vízkapacitás értékének 33—75%-a között van. Plasztikus talajokon a vontatóképesség jó, bár nagy záporok után a felület csúszós lehet, nem plasztikus talajokon az előző kategóriához képest némi javulás mutatkozik.

3. Nedves. A felső 60 cm-ben a szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvesség 75—115%-a, a talajfelszínen pedig az 50—100%-a között lehet a talajnedvesség. Plasztikus talajokon a járhatóság erősen romlik, a talaj csupán lánctalpas járművekkel járható. A nem plasztikus, pl. homok-talajokon a járhatóság számára kedvező az állapot és a nedvesség növekedtével még tovább is javul.

4. Nagyon nedves. A szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvesség értékből a felső 60 cm-ben 115—155%, a talajfelszínen pedig 100—150% van jelen. (150% a folyékony víz határa.) Plasztikus talajokon gyakorlatilag a forgalom minden fajtája rendkívül nehéz, a nem plasztikus talajokon viszont a járhatóság ebben a csoportban kitűnő.

5. Átázott. A talaj felső 60 cm-ében a nedvességtartalom a szabadföldi vízkapacitás értékének 155—200%-a (200% = a maximális vízkapacitás), a talajfelszínen pedig 150—200%-a. A szabad víz megjelenik a felületen vagy a felülethez közel. Plasztikus talajokon a teherbírási kapacitás és a súrlódási koefficiens olyan kicsi, hogy motorhajtású vagy nehezebb járművek áthaladása teljesen lehetetlen. A nem plasztikus talajok közül is csak a leghomokosabbakon marad jó a vontatóképesség.

Ezen kategóriák ismerete lehetővé teszi, hogy a számított vagy mért talajnedvességadatokat most már a talajokon vagy kövezetlen utakon való járhatóság szempontjából ítéljük meg. Ha pl. rendelkezésünkre állanak a szükséges talajrétegből (jelen esetben 60 cm) a talajnedvesség-tartalom valószínűségi görbéi, ezekből, bár csak tájékoztató jelleggel — pl. gyenge, megfelelő, jó a talajok járhatósága —, megadhatjuk a járhatóságnak az év valamely időszakában várható értékét.

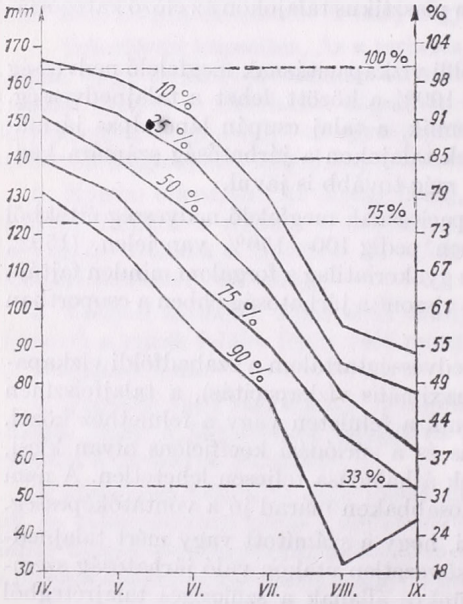
Korábbi munkánkban *Thornthwaite* módszerével éghajlati adatokból kiszámítottuk a talajnedvességet a Martonvásárott mért hőmérsékleti és csapadék adatokból az 1951-től 1958-ig terjedő 8 év tenyészidőszakának minden napjára az 1 m-es fedőrétegben [3].

A talajok járhatósága szempontjából aktív rétegként azonban csak a talaj felső 60 cm vastagságú rétege jön tekintetbe. Ha ismernénk a martonvásári agyagos vályogtalajra jellemző tipikus talajnedvesség profilt, akkor a felső 60 cm-nyi réteg

nedvességtartalmát könnyen kapcsolatba tudnánk hozni a talaj 1 m-es rétegében foglalt nedvességtartalommal. A tipikus talajnedvesség-profil azonban még nem ismeretes, ezért a talaj felső 60 cm-nyi rétegének nedvességtartalmát úgy határoztuk meg, hogy a 8 év tenyészidőszakában történt tényleges talajnedvesség mérésekből, amelyek 10 cm-es szintekben 1 m mélységig terjedtek, meghatároztuk először a 60-cm-ben foglalt nedvességösszeget és ezt kifejeztük az 1 m-es réteg nedvességtartalmának a százalékában. Mintegy 200 mérés adatait megvizsgálva megállapíthattuk, hogy a tenyészidőszakban a martonvásári agyagos vályogtalaj felső 60 cm-ében az 1 m vastagságú réteg nedvességtartalmának átlagosan 63%-a van jelen, amint erről az alábbi táblázat számadatai tanúskodnak.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Átlag	σ
Martonvásár agyagos—vályog	—	—	—	64	63	63	62	63	63	—	—	—	63	3,04
Kecskemét laza—homok	61	63	61	58	54	55	57	57	57	65	65	61	59	8,49

A szórás $\sigma = 3{,}04$. A megbízhatósági tartomány (konfidencia intervallum) határai 95%-os biztonság mellett 57—69%.



A 60 cm-es talajréteg baloldali skálán mm-ben, jobboldalin a vízkapacitásnyi nedvesség %-ában feltüntetett nedvességtartalmának valószínűségi görbéi a tenyészidőszakban (Martonvásár, 1951—1958)

Probability curves of the moisture content of the 60 cm-thick soil layer during the vegetation period: in the left-hand side scale in mm-s, in the right-hand side scale in percentage of water capacity (Martonvásár, 1951—1958)

Az összehasonlítás kedvéért Kecskemét homoktalajára is kiszámítottuk ezeket a százalékos értékeket, 4 év anyagából (1955—58) mind a 12 hónapra (táblázat második sora). Az előbbiekhez hasonlóan szintén kb. 200 mérés adatát vizsgáltuk meg. A tenyészidőszakban itt alacsonyabb értékeket kaptunk, mint Martonvásáron, a szórás is több, mint kétszerese a martonvásári adatoknak, a konfidencia intervallum határai pedig 95%-os biztonság mellett csak 42—75%.

A táblázatban foglalt adatok tanúsága szerint a talajnedvesség mélységszerinti eloszlása talajfajtánként erősen változhat, de a téli és nyári félévben azonos talajfajtán belül is eltérhet egymástól.

Miután Martonvásárra a talaj felső 60 cm-ében visszatartott vízmennyiségnek az 1 m mély rétegben foglalt nedvességmennyiséghez való arányát a fent leírt módon megállapítottuk, a korábbi munkánkban 8 év tenyészidőszakának minden napjára és az 1 m mély rétegre kiszámított naponkénti talaj-nedvesség adatokat átszámítottuk 60 cm-re. Az adatsokaságból kiszámítottuk a gyakorisági eloszlást, ebből megszerkesztettük a gyakorisági eloszlás integrál görbéit, a tenyészidőszak minden hónapjára külön-külön, s ezekből már egyszerűen előállíthatók voltak a 60 cm-ben foglalt talajnedvességtartalom valószínűségi görbéi *(1. ábra)*.

Az ábrán a függőleges tengelyen bármilyen gyakorlati szempont szerint kijelölhetünk bizonyos százalékos, vagy mm-ben kifejezett talajnedvességtartalom értékeket és megállapíthatjuk, hogy mi a valószínűsége annak, hogy a talaj nedvessége ezt az értéket a tenyészidőszak folyamán eléri vagy túlhaladja.

Jelen esetben a gyakorlati szempontunk az, hogy az utak járhatóságának várható értékét a *Thornthwaite* által megadott kategóriák alapján jellemezzük.

A Thornthwaite által megadott öt kategóriából, mint az az 1. ábrában is látható, Martonvásárott csak három fordult elő. Az első, *a nagyon száraz kategória*, amikor a talaj felső 60 cm-ében a vízkapacitásnyi nedvességnek 33%-a, vagy annál kisebb része van, igen kis valószínűséggel fordul elő ; az esetek 90%-ában vagyis a tenyészidőszak legnagyobb részében jóval e fölött van a nedvességtartalom értéke. A valószínűségi görbék sűrűsödése a második, a *száraz* kategóriában (33—75%) jelzi, hogy az esetek legnagyobb része ebbe a tartományba esett, és a tenyészidőszak folyamán a legnagyobb valószínűséggel ebben a kategóriában várható a talajnedvességtartalom értéke. A tenyészidőszak első felében a harmadik, a *nedves* kategória (75—115%) is előfordul. Áprilisban pl. még 90% a valószínűsége annak, hogy a felső 60 cm-ben a talaj nedvességtartalma az ehhez a kategóriához tartozó nedvességtartalom alsó határát eléri vagy túlhaladja.

Mivel Martonvásár agyagos vályogtalaját plasztikus talajnak kell tekintenünk, azt mondhatjuk, hogy a járhatóság itt csaknem az egész tenyészidőszakban jó, tekintve, hogy a nedves kategória felső határát : a 115%-os nedvességtartalom értéket még a 10%-os valószínűségi görbe sem érte el.

Általában a plasztikus talajoknak teherbíróknak kell lenniük, ha a teherbíróképesség szempontjából aktív, felső 60 cm-es rétegben a talajnedvesség-tartalom 140 mm vagy annál kevesebb, és valamely szántóföldi művelet vagy vontatás sikeres végrehajtására akkor számíthatunk kellő biztonsággal, ha az ezen érték fölötti talajnedvesség-tartalom valószínűsége 1 : 10, vagy ennél kevesebb. Ábránk szerint a 10 %-os valószínűségi görbe június végén metszi a 140 mm-es talajnedvesség vonalát és innen kezdve a tenyészidőszak végéig az esetek 90%-ában a kritikus érték alatt marad a talaj nedvességtartalma. Helyi záporok vagy zivatarok átmenetileg a kritikus érték fölé emelhetik a felső réteg talajának nedvességét.

Hasonló módon bármely olyan helyre elkészíthetjük a talajnedvesség valószínűségi görbéit, amelyre a hőmérsékleti és csapadék adatokból a talajnedvesség hosszú sorozatát előállítottuk, és ahonnan a szükséges talajfizikai állandók rendelkezésünkre állnak. A talajnedvesség ily módon előállított valószínű értékei értékes támpontot nyújthatnak talajművelési munkák és kövezetlen utakon történő vontatás, teherszállítás tervezéséhez. A módszer fejlesztésének további útja az volna, ha az utak járhatóságát nem az elmúlt feljegyzésekből nyert valószínűségi értékekkel jellemeznénk, hanem rövidebb-hosszabb időszakkal előrejelezni tudnánk, azonban a hőmérséklet, de főleg a csapadék előrejelzésének mai pontossága ezt még nem teszi lehetővé. Itt említhetjük meg, hogy az alapul vett 8 évi időszakban Martonvásárott

a nyár közel 30%-kal csapadékosabb volt az átlagosnál. Az április, május és szeptember hónapok szárazabbak voltak a normálisnál, de az áprilistól szeptemberig tartó teljes tenyészidőszak még mindig kevéssel (~6 %) csapadékosabb [3].

IRODALOM

[1] *Di Gleria—Klimes—Szmik—Dvoracsek :* Talajfizika és talajkolloidika. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1957.

[2] *Thornthwaite, C. W.—Mather, J. R. :* The Water Balance. Centerton, New Jersey, 1955.

[3] *Szepesiné Lőrincz Anna :* A talajnedvesség-tartalom napi értékeinek meghatározása éghajlati adatok alapján. Időjárás, 63. évf. 1959. 1. szám.

Kozma Ferenc—Stollár András—Szilágyi Tibor :

A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában

The role of the snow cover in the formation of air-, soil-, and plant temperatures. Results of snow cover measurements, made by the authors during the winters of 1959/1960 and 1960/1961, are discussed. The measurements of the snow cover by the aid of electric thermometers enabled to undertake investigations without disturbing the natural structure. The measurements undertaken in January 1960 during an extraordinary cold weather in a rather thick snow cover gave interesting results on the temperature of the soil, the snow cover and the air. The measurements executed in January 1961 give informations on the temperature conditions of soils with snow cover and without it, and also on the temperatures of the soil and the air layer above the snow cover. To conclude, the temperature-characteristics of the tillering knot of the winter rye are discussed in the case of bare ground and snow cover, and it is shown that favourable protective effect can be obtained by employing plastic cover.

*

Роль снежного покрова в формировании температуры воздуха, почвы и растений. Сообщается об опытах исследования снежного покрова зимою 1959/60 и 1960/61. Измерения электрическими термометрами дали возможность исследовать снежный покров без нарушения его природной структуры. Исследования в январе 1960 года, произведенные в чрезвычайно холодную погоду при довольно высоком снежном покрове, дали интересные результаты о температуре почвы, снежного покрова и воздуха. Измерения в январе 1961 года дают представление о температурных условиях в почве под снегом и без снега, а также о температуре воздуха над обнаженной почвой и над снежным покровом. Наконец рассматриваются температурные условия узла кущения озимой ржи, покрытой снегом и без снега, и указывается на хорошее защищающее воздействие исскуственных покрытий.

*

A hótakaró jelenléte vagy hiánya számos mezőgazdasági, vízgazdálkodási és nem utolsósorban meteorológiai vonatkozású kérdés vizsgálatára ad alkalmat. Nem célunk e kérdés fontosságának részletes tárgyalása, hiszen ez közismert. Dolgozatunkban az 1959/60. és az 1960/61. év telén végzett mérések tapasztalatairól kívánunk beszámolni.

Eddigi vizsgálataink főleg a hótakaró védő hatására szorítkoztak. *Kulin* [1], *Kozma* [2, 3], *Stollár* [4] kimutatták, hogy adott helyzetben a hótakaró 10—15 fokos védelmet is nyújthat az őszi vetéseknek. A védelemnek ez a mértéke természetesen számos tényezőtől függ, s ennél az értéknél lehet több is, kevesebb is.

A mezőgazdasági szempontokon túl, foglalkoztunk a hótakaró meteorológiai, helyesebben mikrometeorológiai kérdéseivel is. *Kozma* [2, 3] vizsgálta a hótakaró

talajhőmérsékletre gyakorolt hatását, valamint a hótakarón belüli hőmérséklet alakulását. Újabb vizsgálatainkban — 1959/60 és 1960/61 telén — Kecskeméten folytattuk és finomítottuk a már évek óta folyó vizsgálatokat.

A méréseket 2 TH típusú termisztor hőmérőkkel hajtottuk végre. Így lehetőségünk nyílt a hótakaróban a mérendő közeg bolygatása nélkül, többszörös ismétlésben, távleolvasás útján hőmérsékleti adatok szerzésére.

A méréseket 1960. január 13-án 17 órakor kezdtük meg. E napon a hótakaró vastagsága 16 cm volt. Előzőleg — 8-án reggeltől — már összefüggő hótakaró borította a talajt. 8-án még fagymentes talajra hullott a hó, 13-án pedig már 30 cm mélységig —1,4 és —0,1 fok közötti fagyot észleltünk a meteorológiai állomáson, ahol a talajhőmérők környékéről a havat eltakarították. A vizsgálatban szereplő termisztoros talajhőmérsékletmérő állomáson a hótakarót sértetlenül hagytuk. Itt csupán 2 cm mélységig találtuk fagypont alatt a talaj hőmérsékletét, s ez így is maradt a mérések befejezéséig. A meteorológiai állomáson elhelyezett talajhőmérők viszont — amelyek hótakarótól mentesek voltak — 30 cm mélységig egyre növekvő fagypont alatti hőmérsékleten maradtak.

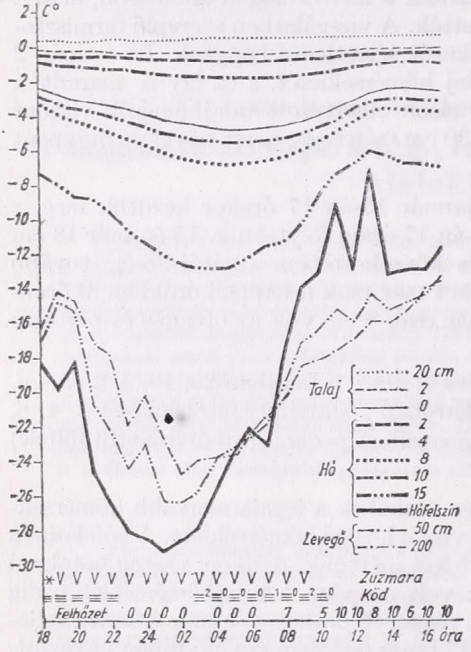
Amint említettük, a megfigyeléseket január 13-án 17 órakor kezdtük meg, s óránkénti észleléssel, megszakítás nélkül 18-án 17 óráig folytattuk. 15-én már 18 cm volt a hótakaró vastagsága a 14-i havazás következtében. 18-ától 25-éig tovább végeztük a méréseket, azonban az észleléseket már csak a nappali órákban, 3 óránként hajtottuk végre. E napon a hóréteg már csak 8 cm volt az olvadás és párolgás következtében.

A következő szintekben mértünk hőmérsékletet : a talajban 20, 10, 5, 2 cm-en, a talaj felszínén (a hótakaró alatt), a hótakaróban : (talajfelszíntől fölfelé) 2, 4, 6, 8, 10 és 15 cm-en, a hótakaró felszínén, a levegőben pedig : (a hófelszíntől fölfelé) 2, 5, 10, 20, 30, 50 és 200 cm-en.

E többnapos mérési időszak során 15-én észleltük a legalacsonyabb hőmérsékletet. 2 m magasságban 02 órakor —24,7 fok volt a levegő hőmérséklete. A hófelszínen ugyanakkor —28,6, 01 órakor pedig —29,2 fokot mértünk. A 18 cm vastag hótakaró alatt a talajfelszín hőmérséklete —4,5 fok volt csupán. A talajhőmérséklet pedig 5 cm-től lefelé fagypont körüli értékű. 14-én reggel 08 órakor — a már előzőleg teljesen borult égből — megindult a havazás és 17 óráig csaknem egyfolytában havazott. 17 óra 15 perctől erőteljes ködképződés indult meg, majd 19 órától szélirányváltozás következtében megkezdődött a zúzmara képződés. 24 órától 02 óráig teljesen derült, tiszta volt az idő, s ekkor állt be a hőmérsékleti minimum. Ez után ismét ködképződés és erősödő felhősödés indult meg, s a hőmérséklet fokozatosan emelkedni kezdett, mind a levegőben, mind pedig a hótakaróban. A levegő és a hófelszín hőmérséklet-menetében az időjárásváltozás e hatása igen jól szemlélhető *(1. ábra)*.

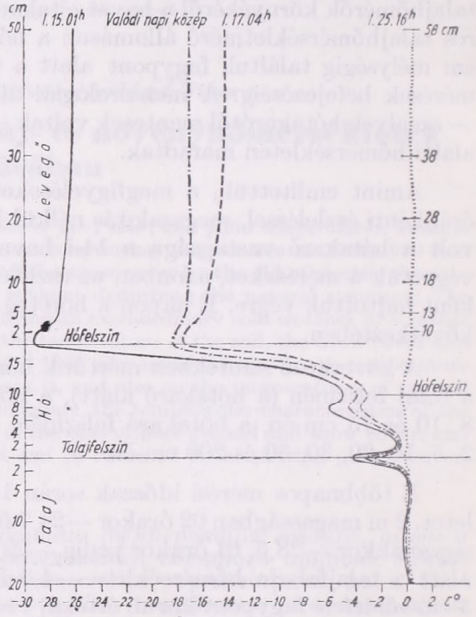
A hófelszínen e napon igen erős hőmérsékleti ingást tapasztaltunk. Mint már említettük, 01 órakor a hófelszínen —29,2 fokot mértünk, 13 órakor pedig — borult égboltnál — —7,3 fokot. A két érték közötti különbség tehát 21,9 fokot tett ki. A hőmérőházban, 2 m magasságban, ugyanekkor csupán 8,7 fok volt az ingás. A hótakaró alatt, a talaj felszínén viszont 2,3 fokos ingást tapasztaltunk, természetesen némi késéssel. A méréseket ekkor már 18 cm vastagságú hótakaróban végeztük. A talaj felszínétől számított 15 cm magasságban elhelyezett termisztorokkal — tehát a hófelszíntől számított 3 cm mélységben — ez az ingás 6,7 fokot tett ki. A frissen hullott porhó hőszigetelő hatása tehát igen jól érvényesült. Egyrészt a rossz hővezetőképesség következtében, másrészt pedig azért, mert nappal a hófelszín erős reflektáló képessége folytán kevés hőt vesz fel, éjjel viszont erősen kisugároz. Az 1. ábra jól szemlélteti a talaj, a hótakaró és a levegő hőmérséklet-alakulásának napi menetét.

A *2. ábra* a már említett időszakból 4 tautochront szemléltet. A január 15-i 01 órás görbe — a hófelszín legerősebb lehűlése időpontjában — a különböző közegekben (levegő, hófelszín, hótakaró, talajfelszín és a talaj 20 cm mélységig) mutatja be a hőmérséklet alakulását. Szembetűnik a hófelszín és a hótakaró feletti levegő 2 cm magasságban mért kiugróan alacsony értéke. Ez megérthető a már említett fizikai törvényszerűségekből — nevezetesen a hófelszín erős hőkisugárzása hatásaként. Ezen, valamint a többi görbén találunk még két érdekességet a hóréteg 8 cm-es mélységében, valamint a talaj felszínén. Itt is kiugróan alacsony hőmérsékleti értékeket találunk. A 8 cm-es réteg kiugró értékét az magyarázza, hogy a korábban,



1. ábra. A talaj, hó és levegő hőmérsékletének napi menete: Kecskemét, 1960. jan. 14—15.

Fig. 1. Daily march of the temperature of the soil, snow, and air in Kecskemét on the 14/15 January 1960



2. ábra. Hőmérsékleteloszlás talajban, hótakaróban és levegőben: Kecskemét, 1960. jan. 15—jan. 25-ig

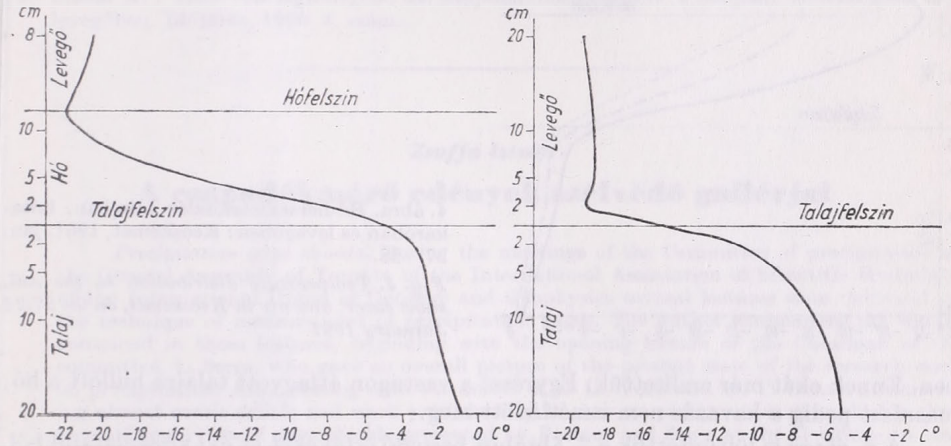
Fig. 2. Temperature distribution in the soil, snow cover, and air in Kecskemét from 15—25 January 1960

január 12-ig kialakult hótakaró vastagsága a mérésünk helyén 8 cm volt. E régebbi hótakaró felszíne kissé eljegesedett, s az újonnan hullott, friss hó erre a jeges felszínű régebbi hótakaróra hullott. A hó rossz hővezetőképessége következtében megtartotta alacsonyabb hőmérsékleti értékét. A talaj felszínén tapasztalható alacsonyabb hőmérsékleti érték hasonló körülménnyel magyarázható. A korábbi havazás 2—5 cm mélységig kissé fagyott talajt borított be. A talaj mélyebb rétegeiben fagypont körül, de 0 fok fölött volt a hőmérséklet. A talaj jobb hővezetőképessége folytán kb. 3 cm-től lefelé izotermia alakult ki és csak a felszín közeli néhány cm-es réteg hűlt fagypont alá.

A következő tautochron a január 14-én 08 órától 15-én 07 óráig terjedő 24 órás időszak valódi napi közepét mutatja be. A görbe menete és iránya csaknem teljesen azonos a 15-i 01 óráról készített görbével. Hasonló még a következő, 17-én 04 óráról pontját választottuk szemléltetésre. A negyedik görbe értékeinek időpontja január

5-én 16 óra. Ebből az időszakból ez volt az utolsó mérésünk. Ekkor már folyamatban volt a hóolvadás. A mérés időpontjában és helyén már csak 10 cm volt a hóréteg vastagsága. Fagypont alatti hőmérsékletet már csak közvetlenül a hófelszín fölött és előállított görbe is. E napon a legalacsonyabb hófelszíni hőmérséklet értékének időlatt találtunk, valamint a talaj felszínén. Érdekes, hogy a korábban eljegesedett elszínű régebbi hótakaróig történt az olvadás. A hidegebb felszínű és mintegy 8 cm vastag új hóval fedett korábbi hótakaró olvadásához még több hőre volt szükség. Az olvadás folyamatáról készített görbe jól szemlélteti még ezenkívül a talajfelszín hőmérsékletéről korábban ismertetett észrevételünket is.

1961. január 26—28-a között — 39 órán keresztül — megismételtük előző évi vizsgálatainkat bizonyos kiegészítésekkel. A méréseket ugyanis nemcsak hóval borított, hanem hótakarótól mentes talajon is végrehajtottuk. A hómentesítést úgy értük el, hogy a régebbi vizsgálatainknál is használt ún. hóketreccel (1 m² alapterületű,



3. ábra. A hőmérséklet eloszlása havas és hótakarótól mentes talajban és talaj fölött : Kecskemét, 1961. jan. 28.

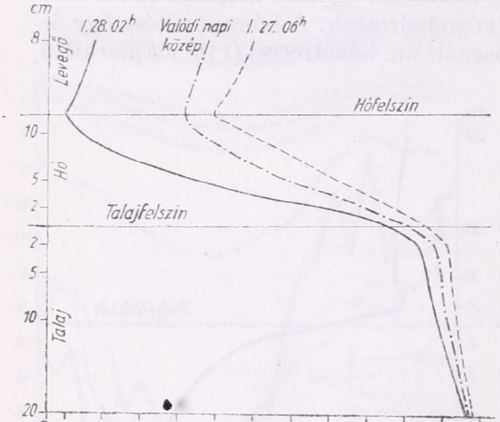
Fig. 3. Temperature distribution in and above soils with and without snow cover, in Kecskemét on the 28th January 1961

1 mm lyukbőségű fémszitával bevont lécvázzal) borítottuk le a talajt havazás előtt. Igy hóval borított és hótakarótól mentes mérőhely állt rendelkezésünkre. A vizsgálatokat őszi rozzsal vetett területen hajtottuk végre. A méréseket január 26-án 17 órakor kezdtük meg. A megfigyelésünk helyén (hóval borított terület) a talajt 12 cm vastag, előző napon hullott porhó borította. A havazás előtt már kb. 1 héttel 30 cm mélységig fagyott volt a talaj. Vizsgálataink végrehajtásához több cél lebegett a szemünk előtt. Egyrészt a rozs télállóságáról kívántunk lehetőleg pontos adatokat szerezni, másrészt pedig az előző évi vizsgálatok tapasztalatai alapján fölkeltette érdeklődésünket a fagyott és nem fagyott talajra hullott hótakaró hőmérsékletének alakulása. Nem utolsósorban egy esetleg később megismétlődő havazás hatását kívántuk tanulmányozni. Erre sajnos nem került sor, a havazás nem ismétlődött meg.

A *3. ábra* két tautochront ábrázol, a január 28-i 02 órás adatokat (méréseink közben ekkor hűlt le legjobban a hófelszín). A baloldali görbe a havas, a jobboldali a hótalanított területen mért adatokat szemlélteti talajban, talajfelszínen és levegőben, illetve a hó felszínén és a hótakaróban. A levegő hőmérsékletének alakulására jellemző, hogy a hófelszín fölött — az erős kisugárzás következtében — a levegő jobban lehűl, mint a hómentes talaj fölött.

A talajhőmérséklet alakulásában is különbségeket tapasztaltunk. A hó, mint már említettük, 30 cm mélyen átfagyott talajra hullott. A talajhőmérséklet minden mért szintben fagypont alatti volt. A hómentes talaj hőmérséklete azonban lényegesen alacsonyabb volt a hóborított talajéval szemben. Szembetűnő még, hogy az abszolút minimum értéket a hóborított talajon a hófelszínen találjuk, addig a hómentes talaj felszíne fölött 2 cm-rel alakult ki az abszolút minimum.

A hőmérséklet eloszlása a hótakaróban nagyjából egyenletes. A 12 cm vastag hótakaróban 17 fokos az ingás. Ez évi vizsgálatainknál már nem tapasztaltuk a talajfelszínen és a hótakaróban kiugró minimum értéket, az elmúlt évi mérésekkel szem-



4. ábra. Hőmérsékleteloszlás talajban, hótakaróban és levegőben: Kecskemét, 1961. jan. 27—28.

Fig. 4. Temperature distribution in the soil, snow cover, and air in Kecskemét, on the 27/28 January 1961

ben. Ennek okát már említettük. Egyrészt a vastagon átfagyott talajra hullott a hó, másrészt pedig a havazás nem ismétlődött meg.

A *4. ábrán* is föltüntettük a 2. ábrához hasonló értékeket ez évi vizsgálatainkból. A január 28-i 02 órás és a 27-i 06 órás megfigyelések tautochronjai, valamint a 24 órás valódi közép tautochronja a hőmérséklet alakulásáról igen hasonló menetet mutat. Az előző évi hasonló görbékkel szemben itt sokkal egyszerűbb a hőmérséklet alakulásának menete az előző évitől eltérő talajhőmérsékleti és hóviszonyok miatt.

I. TÁBLÁZAT

Bokrosodási csomó hőmérséklete, C°

	Valódi napi közép	Maximum	Minimum	Ingás
7 cm hótakaró alatt	—6,1	—2,2	—9,9	7,7
Hómentes talajon	—9,5	+3,1	—15,5	18,6
Műanyag lepedő alatt	—4,4	—1,1	—6,7	5,6

E mérések során vizsgáltuk a rozs bokrosodási csomójának hőmérsékletét is. Az I. táblázat közli a hótakaró alatti és a hómentes területen a bokrosodási csomó hőmérsékleti értékét. Feltüntettük a valódi napi közép, az abszolút maximum és minimum értékeit, valamint a két szélső érték közötti hőmérsékleti ingást. A táblázatban szerepel még műanyag lepedő alatt mért bokrosodási csomó hőmérséklet is. Ugyanis kétrétegű műanyag lepedővel takartuk le a termisztorvezetékek és a kábel csatlakozási helyeit, hogy az esetleges havazás vagy olvadás — elektromos mérésre gyakorolt — káros hatását megelőzzük. A mintegy 0,5 m² felületet takaró műanyag lepedő alá egy rozsnövény bokrosodási csomójához termisztor hőmérőt helyeztünk

el, hogy mint érdekességet, megvizsgáljuk az ily módon takart növény hőmérsékletét és összehasonlítsuk a többi bokrosodási csomó hőmérséklettel. Az eredmények valóban érdekesek, mert jobb szigetelőnek bizonyult a hótakarónál. Valódi napi középértéke, abszolút szélső értékei közel állnak egymáshoz.

Ez évi vizsgálatainkat a mérésre kedvezőtlen hóviszonyok következtében nem folytathattuk tovább. Méréseink ismétlése, finomítása feladataink közé tartozik.

IRODALOM

[1] *Kulin I.:* A Mátraszentlászlói Fagykísérleti Állomás makro- és mikroklimatikus vizsgálata. Beszámolók az 1954-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1954.

[2] *Kozma F.:* A hótakaró hőgazdálkodása. Beszámolók az 1956/1957-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1960.

[3] *Kozma F.:* A hótakaró hőmérsékleti viszonyainak vizsgálata. Beszámolók az 1959-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1960.

[4] *Stollár A.:* 1959—60. leghidegebb téli napjának hőmérséklete a talajban, hótakaróban és a levegőben. Időjárás, 1960. 4. szám.

Zsuffa István:

A csapadékmérő edények szélvédő gallérjai

Precipitation gage shields. During the meetings of the Committee of precipitation at the General Assembly of Toronto of the International Association of Scientific Hydrology of the International Union of Geodesy and Geophysics several lectures were delivered on the technique of measurement of precipitation gages. The author summarizes the results contained in these lectures, beginning with the opening lecture of the Chairman of the committee, L. Serra, who gave an overall picture of the present state of the research-work on precipitation. After dealing with the article of L. L. Weiss and W. T. Wilson summarizing almost every article and work published up to now on precipitation gage shields, projects of new types of gage shields presented by Pasteur and Serra at the Congress are discussed.

*

Защита осадкомеров от потерь на выдувание. На XI-ом Конгрессе Гидрологической ассоциации Международной геофизической унии в Торонто (1957) некоторые доклады были посвящены техническим вопросам измерения осадков. Настоящая работа дает краткий обзор этих докладов. Излагаются прежде всего основные положения и замечания вступительного доклада Л. Серра касающие современного состояния исследовательской работы по осадкам. Автор в дальнейшем подробно занимается докладом Л. Л. Вейса и В. Т. Вилсона, суммирующим результаты почти всех работ произведенных в связи с защитой осадкомеров от потерь на выдувание. В заключение приводятся предложения Пастэра и Серра касающиеся конструкции нового осадкомера с защитой от потерь на выдувание.

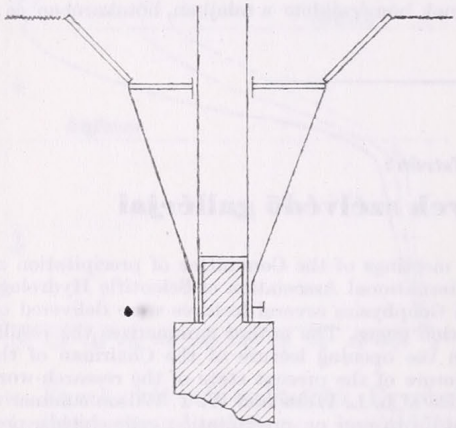
*

Sokat hangoztatott tény, hogy a tudományos kongresszusok eredményei csak jóval később, a bemutatott anyag feldolgozásakor jelentkeznek. Az eredmények hasznosítása kétirányú lehet: közvetlen, mert a legújabb tudományos eredmények felhasználásával folytathatjuk a hazai kutatómunkát, és közvetett: mert az anyag részletes ismertetése szélesebb körök, ill. a későbbi érdeklődők munkájára is termékenyítően hathat.

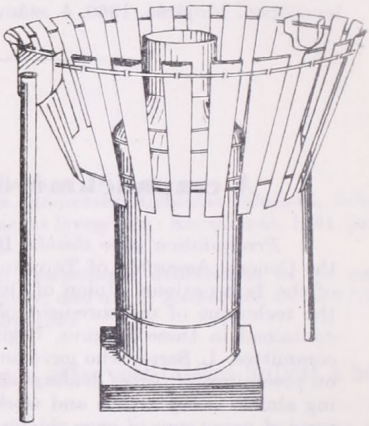
Cikkünkben a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió 1957. évi Torontói Kongresszusán a Nemzetközi Hidrológiai Szövetség Csapadék-bizottságának ülésein a csapadék mérésének módszereiről elhangzott előadásokat ismertetjük.

A francia *L. Serra* elnöki bevezető előadásában a bizottság munkája iránti érdeklődés hiányával foglalkozott. Vajon azt jelenti-e ez, hogy a csapadék-kutatás területén nincs már megoldatlan probléma, vagy hogy a kutatás eredményei érdektelenek az általános hidrológia szempontjából? Egyik sem valószínű, hiszen a csapadékkérdésekkel világszerte elsősorban hidrológusok foglalkoznak.

A mesterséges esőkeltés lehetősége talán még jobban aláhúzza a csapadékmérésre irányuló kutatások fontosságát. Az időjárás mesterséges szabályozása a korszerű meteorológia leginkább vitatott kérdése. Köztudomású, hogy e tekintetben teljesen ellentétesek a vélemények. Egyesek már határozott javaslatokat tettek mesterséges eső gazdaságos hasznosítására (Magyarországon legutóbb egy víztároló építésével kapcsolatos újítási javaslatban hallottunk ilyesmiről). Mások ugyanakkor minden beavatkozást irreálisnak tartanak. A vitában igen sok érzelmi, szubjektív



1. ábra. Nipher gallér (a szerző 1879-ben közölt ábrája)



2. ábra. Alter gallér

elem érvényesül, mert a csapadékra vonatkozó ismereteink nem elég világosak ahhoz, hogy a kérdésre tárgyilagos választ adjunk.

A legtárgyilagosabb tanulmányok szerint mesterséges úton, bizonyos körülmények között kb. 10%-kal növelhetjük meg a természetes csapadékot. De vajon meg tudjuk-e határozni a jelenlegi mérőeszközeinkkel valamely vízgyűjtőterületre hullott csapadék nagyságát 10% pontossággal? A mesterséges csapadékképződésről mindaddig nem állíthatunk biztosat, amíg mérőeszközeink, mérési módszereink „hibája" nem lesz lényegesen kisebb az elérhető „növekedéshez" képest.

Ebből az egyetlen példából is látható a csapadékkal foglalkozó kutatások jelentősége.

A Nemzetközi Hidrológiai Szövetség Csapadék-bizottságának munkaterve az alábbi fő kérdéseket tűzte napirendre:

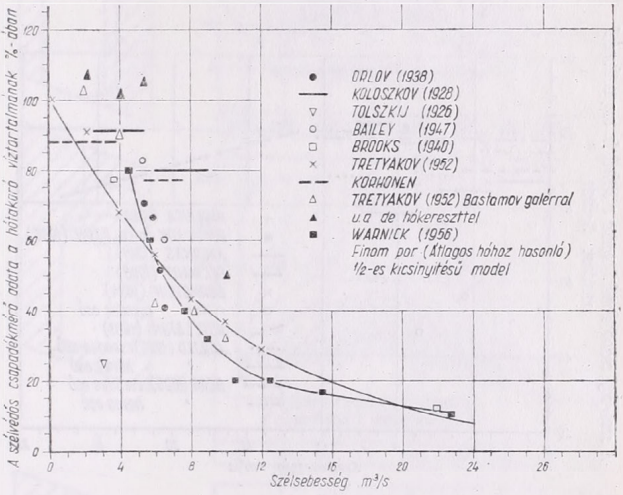
1. A csapadék mérése,
2. a csapadék változékonysága időben és térben,
3. különleges kérdések, mint a radar alkalmazása, a tengerek felszínére hulló csapadék mérése stb.

A Meteorológiai Világszervezet „műszerek és megfigyelési módszerek bizottságával" együtt Zürichben tartott értekezlet fővonásaiban tisztázta a világ legkülönbözőbb részein folyó mérések módszereit.

Az értekezlet előtt ugyanis körkérdést intéztek 92 országhoz, amelyek közül 42, azaz csaknem 50% válaszolt. A körkérdés eredményei szerint :

1. a csapadék mérésében semmiféle homogenitás nincs. A különböző csapadékmérők felfogó felülete 100—1000 cm², a föld feletti magassága 0,30—2,50 m-ig, a hálózat sűrűsége pedig 50—3000 km² közötti. Nincsenek egységes szabályok a műszer felállítása (az akadályoktól való távolsága) tekintetében, a hó alakú csapadék mérésére vonatkozóan, a hegyvidéki csapadékmérést illetően. Így végeredményben 5—15 % különbség is lehet az egyes országokban mért adatok megbízhatósága tekintetében, anélkül azonban, hogy meg tudnánk mondani, melyik érték van közelebb a valósághoz.

2. Megállapították azt is hogy a csapadékmérés pontossága általában nagyon korlátozott. Mégha az észlelés gondosan, 0,1 mm pontossággal történik is, a műszer



3. ábra. A szilárd gallérral védett csapadékmérőben mért hó és a közvetlen környezet hótakarója víztartalmának viszonya különböző szélsebességeknél

elhelyezéséből vagy a műszer szerkezetéből eredő hibák ezt a pontosságot legfeljebb 10%-osra csökkentik.

Ezek a tények késztették arra a bizottságot, hogy olyan „összehasonlító" csapadékmérő edény bevezetését ajánlja, amelyből mindegyik ország felállít egy vagy több darabot. Így arányszámokat lehetne meghatározni, amelyeknek segítségével a különböző országokban mért adatokat össze lehetne hasonlítani. A Meteorológiai Világszervezet 1956. évi párizsi ülése, mint tudjuk, a brit szabványt fogadta el a fenti célra.

A zürichi értekezlet vetette fel a csapadékmérő edények szélvédő gallérjának problémáját is.

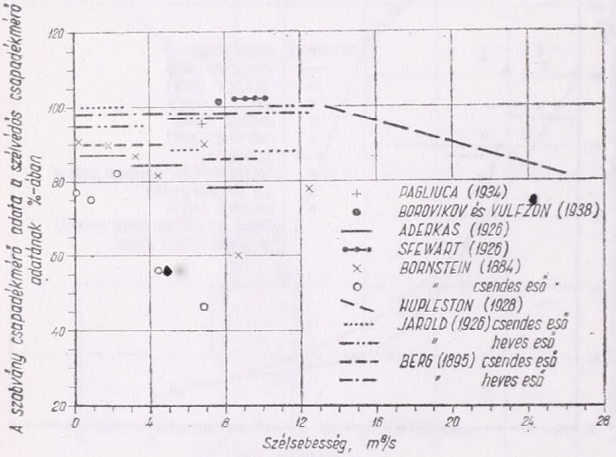
A torontói kongresszuson *L. L. Weiss* és *W. T. Wilson* több mint 250 különböző nyelven megjelent idevágó tanulmány eredményeit foglalta össze. Az általuk előadottakat alapvető jelentőségük miatt részletesen is érdemes ismertetnünk.

A szerzők azt vizsgálták, hogy mennyire közelíti meg a csapadékmérőkben mért érték a felállítás helyén a területegységre (a földfelszín vízszintes vetületére) hulló csapadékot. A csapadékmérés másik fő kérdése, az egyes pontokon mért értékek és az egész vízgyűjtőterületre hullott csapadék viszonya, nem tárgya a dolgozatuknak.

Már 1769-ben *Heberden* észrevette, hogy az egymás közelében, de különböző magasságokban elhelyezett csapadékmérőkben különböző mennyiségeket mérnek. A későbbiek során *Bache* (1838), *Henry* (1855—59) stb. megállapították, hogy ezt a

különbséget elsősorban a *szél hatása* okozta. Rendszeres laboratóriumi kísérletek és a természetben végzett méréssorozatok alapján megállapították, hogy a szél erősségén kívül még a csapadék alakja és az esőcseppek nagysága is befolyásolja a mért értéket. A hibát eleinte a felfogó edény méreteinek növelésével akarták kiküszöbölni és csak később tértek át a szélfogó gallérok alkalmazására. E szélfogó gallérok számtalan fajtája empírikus alapon készült és megbízhatóságukról a legutóbbi, szélcsatornákban végzett ellenőrző mérések értékeléséig nem lehetett biztosat mondani.

Az első szélvédő gallért *Stevenson* készítette 1842-ben, aki a mérőedény felfogó felületét a talaj szintjére helyezte, és a becsapódó esőtől körülötte elhelyezett rőzseterítéssel védte. Ehhez hasonló eszközt javasolt 1930-ban *Koschmieder* is. (Lásd *Lászlóffy* ismertetését, „*Az Időjárás*" 1930. évf. 188. old.) Az ilyen és hasonló megoldások hátránya, hogy télen nem használhatók : egyrészt az olvadó hólé beléjük csoroghat, másrészt a szél beléjük hordhatja a havat.



4. ábra. A gallérnélküli csapadékmérőben mért csapadék a szilárd galléral felszerelt csapadékmérővel mért érték százalékában különböző szélsebességeknél

A *Henry* által 1853-ban készített, a felfogó edény peremét körülvevő vízszintes gallér — szélcsatornában végzett vizsgálatok szerint — aerodinamikailag megfelelő, de az esőcseppek befröcskölődése és a gallérra hullott hó olvadása miatt a gyakorlatban nem használható.

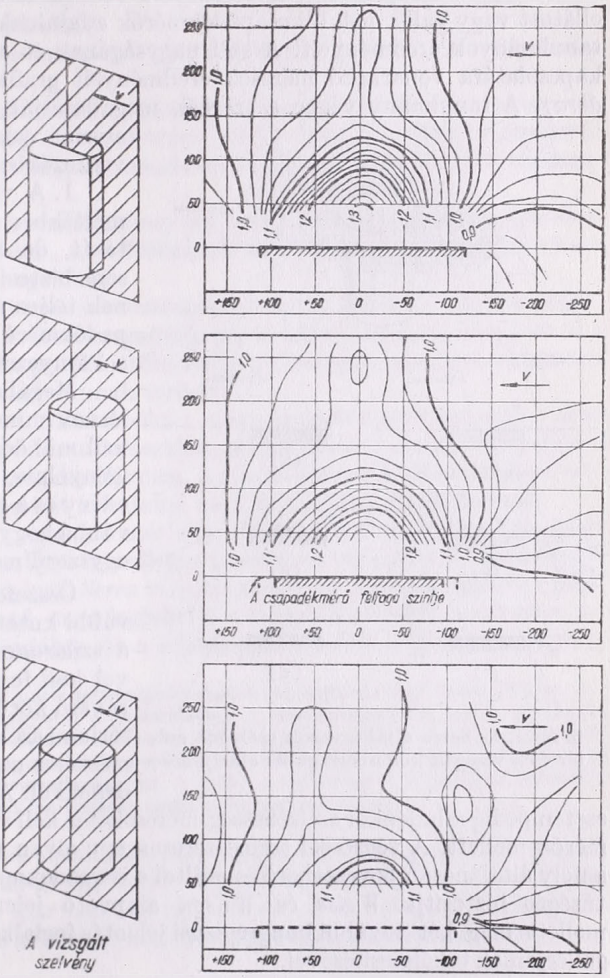
A tölcsér alakú védőgallérok bevezetése *Niphertől* (1878) ered *(1. ábra)*. Az eredeti típust újabban szélcsatornás kísérletekkel tökéletesítették.

A legújabb, elsősorban Amerikában elterjedt szélvédőt *Alter* szerkesztette 1937-ben. A Nipher-gallérhoz hasonló alakú, de felfüggesztett lemezekből készült, amelyek a szél hatására elmozdulnak és áramlástani szempontból kedvezőbb viszonyokat biztosítanak *(2. ábra)*. A megoldás számos változata főként a lemezek alakjában és elrendezésében különbözik. Közéjük sorolható *Tretyakov* szélvédője is (1952). Ezeknek a szélvédőknek az aerodinamikai jellemzői azonban sokkal nagyobb mértékben változnak a szél erősségével, mint az Európában és a Szovjetunióban elterjedt Nipher-galléré.

A különböző típusú szélvédő gallérok ismertetése után a szerzők röviden utalnak a csapadékmérő helyének megfelelő megválasztására, majd megkísérlik pontosan megfogalmazni a szélvédők feladatát, amely nem terjedhet túl a műszer által előidézett örvénylő légmozgások hatásának kiküszöbölésén (tehát nem ellensúlyozhatják a közeli vagy távolabbi környezet káros hatását). Kétségtelen, hogy a szélvédő gallér akkor látja el jól a feladatát, ha megakadályozza, hogy a műszer okozta légörvények

megzavarják a csapadéknak a felfogó edénybe jutását, és a csapadék szempontjából a felfogó edény felületén a földfelszínhez teljesen hasonló állapotot idéznek elő. Így természetesen nem lehetnek megfelelők azok a védőgallérok, amelyek a mérőedény fölött szélcsendet okoznak.

Az irodalomban közölt számos összehasonlító mérés-sorozat eredményei azonban nem használhatók fel közvetlenül a gyakorlatban, mert az összehasonlítás alapjául

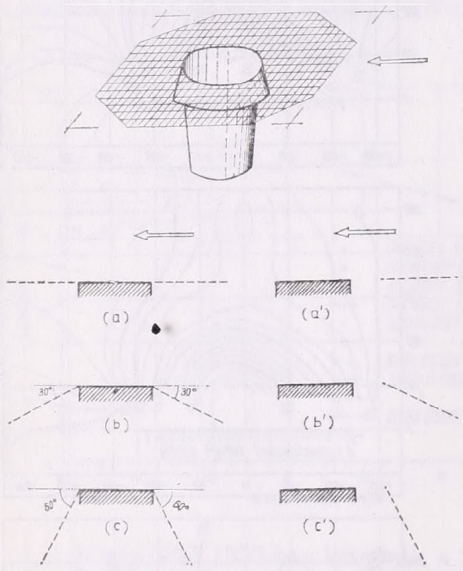


5. ábra. A sebességek alakulása a csapadékmérő edény felett

szolgáló adatok maguk is csak viszonylagos értékek. A védőgallér hatásfokát az egyszerű, szélvédő nélküli csapadékmérőben mért csapadékadattal való összehasonlításuk során, hó esetén pedig a közvetlen környezet hótakarójának víztartalmával való összevetéssel határozták meg. De kérdés, hogy a csapadékmennyiségnek a gallérral ellátott mérőedényben felfogott többlete jellemző-e a hatásfokra? Az a tény, hogy a gallérral ellátott csapadékmérő több csapadékot fogott fel, mint a gallér nélküli, még nem mutathatja meg számszerűen, hogy a felfogott csapadékmennyiség hogyan aránylik ahhoz a csapadékhoz, amely a műszer helyén valóban lehullott volna. Ugyanakkor pedig a számított hatásfok a szél erősségétől, a levegő nedvesség-tartal-

mától, a csapadék halmazállapotától és a csapadékszemek nagyságától függően tág határok között változik.

Tanulmányuk leglényegesebb részében *Weiss* és *Wilson* összefoglalják az eddigi összehasonlító mérések legfontosabb számszerű eredményeit. Először a 3 leginkább elterjedt szélvédő típussal ellátott mérőedényt és a közönséges csapadékmérők összehasonlításával foglalkozó tanulmányok eredményeit közlik táblázatosan, majd külön táblázatban foglalják össze a hótakaróra vonatkozó adatok és a különböző gallérral ellátott vagy gallér nélküli csapadékmérők adatainak összehasonlításával foglalkozó tanulmányok eredményeit. A szél nagyságának és a csapadékmérők hatásfokának kapcsolatára vonatkozó mérések eredményeit grafikonokban ábrázolják *(3. és 4. ábra)*. A tanulmány végén a szerzők megállapítják, hogy a feldolgozott irodalom szerint valamennyi kutató egyetért a következőkben :



6. ábra. L. Serra által javasolt szélvédő gallér és a vizsgált különböző gallér elhelyezése

1. A védőgallérok alkalmazása nagymértékben csökkenti a szél kedvezőtlen hatását, de 2. magában a szélvédő gallér sem biztosíthatja a mérések eredményének teljes megbízhatóságát, mert 3. a csapadékmérő helyének gondos kiválasztása, a környezet hatásának ismerete a döntő.

Megállapítják, hogy a jó szélvédő gallérnak minden irányú szélben egyformán kell működnie, külön kezelést nem szabad igényelnie, a hónak nem szabad a felfogó edény és a gallér között felhalmozódnia, továbbá hogy kis anyagigényű és kiterjedésű, egyszerű megoldásokat kell keresni.

Összefoglalójuk végén megjelölik a további kutatások irányát. Szerintük főként a szilárdan felszerelt gallérok fejlesztésével kell foglalkozni, elsősorban a minden zavaró körülménytől mentesíthető laboratóriumi szélcsatorna kísérletek alapján, természetes nagyságú, kicsinyítés nélküli modellekkel. A természetben végzett mérések esetén pedig mindenkor szélsebesség-méréseket is kell végezni közvetlenül a csapadékmérők mellett. A végső cél természetesen egy olyan szabvány szélvédő kialakítása, amely általánosan bevezethető és ezáltal a csapadékmérő hálózat adatainak egyöntetűségét biztosítja. *Weiss* és *Wilson* alapvető jelentőségű összefoglaló munkája mellett még két további kongresszusi jelentés foglalkozik a csapadékmérők szélvédő gallérjainak tökéletesítésével.

F. Pasteur szerint a szélvédő gallérok alkalmazásának célszerű volta erősen vitatható, hatásuk nem kielégítő, sőt egyes esetekben a szélvédővel felszerelt műszerek rosszabb eredményeket adnak, mint az egyszerű csapadékmérők. Ezért *Pasteur* két „aerodinamikusnak" nevezett csapadékmérőt szerkesztett. E műszereken a himbaszerűen felfüggesztett vízszintes és függőleges tengely körül forgó felfogó tölcsér nyílásának síkja a szél hatására önmagától az eső irányára merőleges helyzetet vesz fel. *Pasteur* berendezéseinek jóságát hosszabb adatsorral igazolja : 20 zápor adataiból megállapítható, hogy a javasolt szerkezetek az egyszerű csapadékmérőnél 8, ill. 16 %-kal több csapadékot mértek. Az ajánlott berendezés a szabványos csapadékmérőkre is ráhelyezhető nagyobb átépítés nélkül.

A hozzászólások során természetesen azonnal kiderült az ajánlott berendezések legfőbb hibája : az eső irányára merőlegesen beálló felfogó felület nem a talajfelszínre és még kevésbé a vízszintes vetületére hulló csapadékot méri, hiszen a két sík, a talaj és a felfogó felület síkja nem párhuzamos, ill. ez utóbbi nem vízszintes. Ezért ez az eszköz hálózati műszerként nem alkalmazható. Egyes különleges állomásokon való alkalmazása esetén a feldolgozás során a berendezés felfogó felületét $400/\cos \alpha = s$ arányban redukálni kell, ahol 400 az eredeti felfogó felület cm^2-ben, α pedig a felfogó felületnek a vízszintessel bezárt szöge. (E szög állandó automatikus feljegyzéséről külön készülékkel kellene gondoskodni.)

Végül ugyancsak a szél káros hatásának kiküszöbölésére szerkesztett berendezést mutatott be *L. Serra.*

Míg *Weiss* és *Wilson* tanulmánya gondos irodalmi kutatómunka eredménye, *Pasteur* dolgozata pedig egyszerű ötlet felvetése, addig *Serra* munkája a korszerű, nagy laboratóriumi apparátussal dolgozó, minden részletkérdésre rávilágító, módszeres kísérleti kutatás példaképe.

Serra abból indul ki, hogy a természetben elhelyezett csapadékmérő megváltoztatja a levegő-mozgás áramvonalait. A szélvédelmet tehát csak az áramlástani viszonyok vizsgálata alapján lehet megoldani.

A szélcsatornákban végzett méréssorozatokból megállapították, hogy a csapadékmérő felfogó felülete fölött erősen megnövekszik a szélsebesség *(5. ábra)* és ez a rendes körülmények között a csapadékmérőbe hulló esőcseppek egyrészét elragadja. Csapadékméréseink ezért hibákkal vannak terhelve.

A hibát kétféleképpen lehet kiküszöbölni : vagy javítótényezőkkel kell a mért értéket szorozni, vagy különleges berendezésekkel, pl. fémhálóból kialakított gallérral kell a szélsebesség növekedését megakadályozni. A javító-tényezők alkalmazása a szélerősség pontos, folyamatos észlelését követelné meg, erre aligha gondolhatunk.

A szélcsatornában végzett, gondos mérések végrehajtásához külön háromágú Pitot-csövet szerkesztettek, amellyel tetszőleges pontban a legnagyobb sebesség irányát és erősségét is meg lehet mérni. *Serra* véleménye szerint a kúpos szélvédő gallérok alkalmazása nem célravezető, mert legfeljebb a csapadékmérőtől távolabbra helyezik a szél útjába állított akadályt, de a sebességnövekedést nem szüntetik meg.

Itt megjegyezzük, hogy a lamináris sebességnövekedés önmagában nem káros, hiszen ha a csapadékmérő környezetében is nagyobb a szélsebesség, a csapadékmérőbe hulló esőcseppek száma a zavartalan állapothoz képest nem változik. Ezért van az, hogy a kúpalakú szélvédő gallérral felszerelt csapadékmérők nagyobb csapadékot mérnek, — tehát minden bizonnyal jobb eredményt is adnak —, mint az egyszerű edények. A gallér a légörvények függőleges összetevőjét, vagyis a turbulens szél kedvezőtlen hatását tudja a legkevésbé fékezni.

Serra a sorozatos kísérletek után végeredményben drótháló-gyűrű elhelyezését javasolja *(6. ábra)*. A drótháló-gyűrű belső széle olyan távolságban van a felfogó edénytől, hogy az esőcseppek már nem fröcskölhetnek be az edénybe. A fémrácson kialakuló hópárna hatásáról és az olvadó hólé becsorgásának veszélyéről a szerző nem beszél.

IRODALOM

[1] *Serra, L. :* Exposé générale de la Comité Mixte des Précipitations. Union Geodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. *Assemblée Générale de Toront 1957.* Gentbrugge, 1958.

[2] *Weiss, L. L.—Wilson, W. T. :* Précipitation Gage Shields. UGGI. AIHS. *Assemblée Générale de Toronto 1957.* Gentbrugge, 1958.

[3] *Pasteur, F. E. :* Pluviometres aerodynamiques orientables. UGGI. AIHS. *Assemblée Générale de Toronto 1957.* Gentbrugge, 1958.

[4] *Serra, L. :* Possibilite d'amélioration des mesures de précipitations. UGGI. AIHS. *Assemblée Générale de Toronto 1957.* Gentbrugge.

Endrődi Gabriella:

A hideg légtavak kialakulásáról

Über die Bildung der Kaltluftseen. (Zusammenfassung). In der Arbeit werden die Theorien über die Bildung der Kaltluftseen behandelt und insbesondere die widersprechenden Ansichten über die Wichtigkeit des Kaltluftflusses an der Böschungsfläche einander gegenübergestellt.

*

A talajközeli légrétegben a meteorológiai elemek elosztásában dönlő szerepe van a terepformának. A változatos, szabdalt felszín egyes részei fölött a hőmérsékletben, nedvességben, a szélsebesség alakulásában jelentős különbségek jönnek létre mind nappal, mind éjszaka. A különbségek derült ég és gyenge légáramlás mellett, vagyis anticiklonális időjárási helyzetben a legkifejezettebbek.

A különbségek oka nappal a különböző expozíciójú lejtőkre érkező különböző sugárzásmennyiség, és az a körülmény, hogy a napsugárzásból a párolgásra és a levegő felmelegítésére fordított hőmennyiség a helyi viszonyoktól (talajfajta, növényzet) függően más és más. Általános vélemény szerint éjjel legfontosabb szerepe a lejtőmenti hideglefolyásnak van [1]. A mikroklimatológiai sajátosságokat ezért nappal és éjszaka külön-külön célszerű vizsgálnunk.

Anticiklonális időjárási helyzetekben, kisugárzási éjszakákon a kisebb-nagyobb völgyekben szerfölött szélsőséges hőmérsékletjárást észlelhetünk. A nappali erőteljes felmelegedés után a koraesti órákban a hőmérséklet rendkívül gyorsan csökken a mélyedésekben, és a környező lejtőkkel összehasonlítva szélsőségesen alacsony hőmérsékleti minimumok alakulnak ki bennük. A völgyekben és mélyedésekben a koraesti gyors hőmérsékletcsökkenés és az éjszakai erőteljes lehűlés a *hideg légtavak* létrejöttéhez vezet.

A meteorológiai szakirodalomban azonban ma még nincs egyértelmű felfogás a hideg légtavak, illetve a bennük keletkező alacsony hőmérsékletek kialakulásáról. A problémakör eddigi tanulmányozása alapján kitűnt: legelfogadottabb az a nézet, hogy a már említett időjárási és felszínformai feltételek mellett a *hideg légtavak létrejöttének elsődleges oka a kisugárzás, a második hatótényező a lejtőmenti hideglefolyás* [2].

Ha a síkon egy, a környezetével azonos talajminőségű dombot képzelünk el, ennek keleti lejtőjén és a völgy már árnyékos részén jelenik meg leghamarabb a kisugárzás hatására a talaj közelében egy hideg levegőhártya, rendszerint már naplemente előtt [3]. A lejtő felszíne közelében levő hideg légréteg és ugyanazon magasságban a felszíntől távolabbi levegő között hőmérséklet-, illetve sűrűségkülönbség áll elő: a hideg levegő a magasabb tereprészek fölött az alacsonyabb tereprészek meleg levegője mellett fekszik [4]. A sűrűségkülönbség kiegyenlítő folyamatot indít meg. A lejtőről a hideg levegő a nehézségi erő hatására az alacsonyabban fekvő helyekhez áramlik, és a völgyben hideg légtóvá gyűlik össze. A hideg légtóban a levegő kisugárzás útján tovább hűl. A lejtőről távozó levegő a felsőbb légrétegekből melegebb levegővel pótlódik. Naplemente után a kisugárzás a völgy körüli lejtőkön és magában a völgyben is hatékonyabb, így a hideg légtó gyorsan növekszik, mind vertikális, mind horizontális irányban. A felfelé növekedés mértéke átlagosan 0,1—1 m/min.

Lehmann szerint is a hideg légtó levegője kezdettől fogva az egy és ugyanazon helyen képződött és a környező lejtőkről odafolyt hideg levegőből tevődik össze [3]. A lejtőmenti hideglefolyás még enyhe és egyenletes lejtés esetén is csak ritkán és rövid ideig jelentkezik mint egyenletes, lamináris lejtőszél; általában rendszertelenül és lökésszerűen megy végbe, különböző dimenziójú hideg levegőkvantumok formájában (ún. légcseppektől a lavinákig).

A hideg levegő lejtőmenti pulzációját igazolják egy enyhe lejtésű völgyben mesterségesen fejlesztett köd áramlásával kapcsolatos vizsgálatok, amelyeket *Aichele* ír le cikkében [5]. A köd mintegy láthatóvá teszi a hideg légcseppek lefolyását a völgy mentén. A köd kis sűrűsége következtében, amelyet magas hőmérséklete igazol, a hideg légrészecskéken helyezkedik el. Amikor egy hideg légcsepp a völgy hajlása következtében lefelé indul, magával viszi a ködöt is. A lecsepegés az éjszaka folyamán szabálytalan időközökben és egyre lassabban történik, mivel a völgy mélyebb része fokozatosan megtelik hideg levegővel.

A lefolyó hideg levegő a lejtésnek megfelelő kinetikus energiával rendelkezik és várható, hogy süllyedés közben adiabatikusan (1°/100 m) fölmelegszik. Ez az effektus azonban csak nagyon erős lejtésnél, átmenetileg csökkent kisugárzás és a szabad légkörből történő erőteljes meleg levegő utánpótlás mellett okozhat fölmelegedést a lejtőn [3]. Általában kis lejtőket tekintve (a magasságkülönbség a völgy és a dombtető között legfeljebb 100—150 m) a felmelegedés nem észlelhető.

Különösképpen nem vehető észre lassú lefolyásnál, amikor a hideg levegő állapotváltozása nem adiabatikus: ugyanis a levegő saját maga is kisugároz, továbbá, ami a leglényegesebb, a talajnak és a növényzetnek is ad át hőt. Ez az oka annak, hogy a lejtőfelszín az éjszaka során kevéssé hűl le és *meleg lejtőzónáról* beszélhetünk. A turbulenciát kiváltó érdes lejtőfelszín a kisugárzás útján lehűl, a leadott sugárzási energia azonban csak részben pótlódik a talaj mélyebb rétegeiből felvezetett hővel, legnagyobbrészt a lejtőszél hőkészletéből fedeződik. Ez a körülmény rendkívül fontos a növényzet számára: a meleg lejtőzónában a fagyveszély kisebb, mint a mélyebben fekvő részeken. *Lehmann* koratavaszi éjszakákon szőlőben végzett energiaháztartásmérések alapján kiszámította, hogy 18 gcal hőmennyiség jut a lefelé áramló levegőből másodpercenként 1 m^2 növényzettel borított felszínre [3]. A lefelé áramló levegő adiabatikus felmelegedése természetesen nem észlelhető a hőátadás következtében, ellenkezőleg, a lejtőszél lefelé hidegebb lesz.

Ahol a hideg levegő összegyűlik (lehet az a völgyben vagy akadályok mögött), a léghőmérséklet gyorsan csökken, különösen a kisugárzó felszíneken, pl. a növényeken. Nem az áramló hideg levegő, a hideg légáram a veszélyes, hanem a hideg levegő felhalmozódása. Megfelelő növényzettel megakadályozható a lejtő egyes részeinek és a völgynek a lefolyó „advektiv" hideg levegővel történő elárasztása: gazdagtörzsű magas erdő, amely napközben nagy mennyiségű hőt tartalékolhat, fölmelegíti az átvonuló lejtőszelet.

Számottevő körülmény, hogy a völgybe lefolyó levegőnek mekkora a vízgőztartalma: elősegíti-e az ott folyó harmat-, dér- és ködképződést, amellyel hő szabadul fel és a kisugárzás mérséklődik.

A hideg légtóban a stabilis légrétegződés, amely elősegíti a por és egyéb szennyezőanyagok felhalmozódását és ezen keresztül a ködképződést, gátolja a függőleges keverőmozgások létrejöttét. Számos részletes vizsgálatból azonban kitűnt: a lefolyástalan zárt katlanokban levő hideg légtóban néhány méter magasságra kiterjedő cirkuláció van. A lejtőről lefolyó levegő a völgy felszíne fölötti melegebb levegőkvantumokat kiszorítja és ez a levegő a lejtő fölött néhány méter magasságban ellenáramlásként felfelé húzódik [2, 3].

Berg a Hohe Venn-en végzett megfigyelések alapján beszél a hideg légtavak sajátos, külön cirkulációjáról, amely völgyi cirkuláció független a fennsíkról lefelé irányuló hegyi széltől [6]. A megfigyelések alapján azonban nem tartja helyesnek azt az általános elképzelést, hogy a levegő a lejtőn lehűl és nehézségi szélként folyik le a völgybe, ahol lassanként hideg légtóvá gyűlik össze [7]. Az a helyes nézet szerinte, hogy a lejtőfelszín közelében lehűl a levegő és hidegebb lesz,

mint ugyanazon magasságban a lejtőtől távolabb és így a hőmérsékletkülönbség hatására folyik le. A szabad légkör levegőjével szemben azonban nagyon kicsiny hőmérsékletkülönbség is elegendő ahhoz, hogy a leáramlás meginduljon. A lejtőfelszín fölötti levegő igen gyorsan lefolyik, nincs módja erőteljes lehűlésre, a hőmérséklete tehát magasabb marad, nedvessége viszont kisebb, mint a völgyben levő levegőé. A lefolyó levegő mindig melegebb, mint a völgyben levő. *Berg* ezzel magyarázza a lejtő aljában a sugárzási éjszakákon jelentkező hőmérsékletemelkedést. A mérések szerint a fennsík éjszaka mindig melegebb, mint a völgy és ezért a fennsík nem tekinthető a völgyben kialakuló hideg légtó számára hűvös forrásnak. A hideg légtó kialakulásában nincs szerepe a lejtőkről lefolyó levegőnek, kizárólag akként jön létre, hogy *a levegő a völgyben a kisugárzás útján lehűl és nincs módja elfolyni.* A lejtőkről lefolyó levegő nem táplálja a hideg légtavat, hanem fölötte elfolyik, bár egyes részecskék magasabb hőmérsékletük ellenére behatolnak a völgy hideg levegőjébe, mivel a süllyedés során ehhez elegendő impulzust nyernek. *Berg* megállapításai azonban csakis a Hohe Venn-re vonatkoznak, és így kérdéses, hogy mennyiben általánosíthatók.

Plaetschke bizonyos mértékig elfogadja a Berg-féle felfogást, de a hideg levegő összefolyásának is szerepet tulajdonít a hideg légtavak kialakulásában [8]. *Plaetschke* szerint a völgyekben az éjszakai hőmérsékletcsökkenés okai: elsősorban a kisugárzás, mellette járulékos tényezőként szerepelnek a völgy felső részéről irányuló hideg levegő advekciója, a kiszáradás és a harmatképződés. A lejtőkön levő hideg légrészecskék vízgőztartalma kisebb és ezzel összefüggésben sűrűségük nagyobb, mint a völgyben levő hideg levegőé. Hideg légtavak rendszerint anticiklonális időjárási helyzetben alakulnak ki, amikor a levegő nedvességtartalma csekély és a lejtőről a sűrűségkülönbség hatására lefolyó levegőt mindig a felsőbb légrétegek viszonylag száraz levegője pótolja. *Plaetschke* elfogadja azt, hogy a lejtő felszíne fölött kialakuló hideg légréteg hőmérséklete magasabb, mint a völgyben levőé, de ugyanakkor feltételezi, hogy a lejtőről lefolyó levegőrészecskék (bár melegebbek) nagy impulzusuk következtében behatolnak a hideg légtóba.

A különböző hőmérsékletű és nedvességű légrészecskék keverednek és a levegő harmatpontja a kisebb nedvességtartalom miatt csökken. A levegő kisugárzás útján erőteljesen lehűlhet. *Plaetschke* a lejtőt „kiszárító gépezet"-nek tekinti, amely a harmatpontot és megfelelő kisugárzásnál a hőmérsékleti minimumot csökkenti.

A hideg légtóban a hőmérséklet csökkenhet a harmatképződés miatt is. A harmat képződésének pillanatában a felszabaduló kondenzációs hő kétségtelenül ellentétes hatású, emeli a léghőmérsékletet, azonban a sekély talajinverziós rétegből vízgőz vonódik el, ezáltal csökken a harmatpont és a talajközeli légréteg kisugárzó képessége növekedik. A telítés alacsonyabb hőmérsékletnél fog bekövetkezni.

A *Plaetschke* által figyelembe vett járulékos tényezők szerepe azonban még nem teljesen tisztázott.

A fentiekből kitűnik: ahhoz, hogy megismerjük a hideg légtavakban lejátszódó jelenségeket, több tényező egyidejű vizsgálata szükséges. Ismernünk kell a lejtő és a völgy felszíne fölött néhány méter magasságig a léghőmérséklet és nedvesség eloszlását, a cirkulációs viszonyokat, továbbá figyelembe kell vennünk a lejtőszög nagyságát és esetleg a harmat mennyiségét is. Az említetteken kívül van még néhány tényező, amelyeknek szerepe nem ismeretes, de időnként nem hanyagolható el a hideg levegő állapotváltozásainak vizsgálatakor. Ilyenek pl. a súrlódási hő, a lejtőn felfelé irányuló ellenáramlás látszólagos vezetése, a stabilis rétegződésű levegő molekuláris hővezetése, a széndioxidot adó talajlélegzés, és esetleg a *Ranque*-effektus [3].

A hideg légtavak sajátosságainak vizsgálata tehát rendkívül sokrétű és széleskörű kutatómunkát tesz szükségessé.

IRODALOM:

[1] *Архипова, Е. П. — Глебова, М. Я. — Ромазова, Е. Н.:* Особенности микроклимата пахотных склонов. Труды ГГО. Nr. 91. Leningrád, 1960. 3—14. — [2] *Воронцов,.:* Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы над мелкосопочным рельефом целинных земель. Труды ГГО, Nr. 73. Leningrád, 1958. — [3] *Lehmann, P.:* Abkühlung und Erwärmung im nächtlichen Kaltluftfluß. Ber. d. Dtsch. Wetterd. i. d. US-Zone, Nr. 38. 113 — 116. o. — [4] *Geiger, R.:* Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1942. II. rész, V. fejezet. — [5] *Aichele, H.:* Kaltluftpulsationen. Met. Rundschau, No. 3/4, 1953. — [6] *Berg, H.:* Kleinklimatologische Messungen im Hohen Venn. Z. f. Met. Bd. 5. H. 7/8, 1951. 229. — [7] *Berg, H.:* Beobachtungen des Berg- und Talwindes in den Allgäuer Alpen. Ber. d. Dtsch. Wetterd. Nr. 38. 105—109. — [8] *Plaetschke, J.:* Zur Bildung der Kälteseen in Tälern und Mulden. Z. f. Met. Bd. 7, H. 11, 1953.

Aujeszky László:

Eine Bemerkung zu Prof. F. Baur's Formel für die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Vorhersagen

Megjegyzés F. Baur-nak a prognózisok beválási valószínűségére vonatkozó képletéhez. (Összefoglalás). *Baur* professzor (1) elvi alapot teremtett ahhoz, hogy a statisztikai módszerrel készülő hosszú tartamú előrejelzéseket már elkészítésük idején ki lehessen egészíteni a beválási valószínűségük számszerű megadásával.

A *Baur* által használt valószínűségi képlet lényegében annak valószínűségét kívánja megadni, hogy ha *A* és *B* két tetszőleges meteorológiai esemény (vagy esemény-halmaz), és ezek közül *A* már fellépett, *B* azonban még nem, akkor milyen a beválási valószínűsége annak, hogy *B* is be fog következni. Az *A* és *B* eseményeket a valószínűségszámításban függetlennek nevezik, ha *A* fellépése által semmi változás nem történik a *B* utólagos fellépésének esélyeiben. A két esemény egymást támogató, ha az *A* megtörtént fellépése esetén a *B* utólagos fellépésének valószínűsége megnövekedik (a *B* úgynevezett feltételes valószínűsége nagyobb, mint az alapvalószínűsége). A Baur-féle előrejelzési módszer olyan eseménypárokra támaszkodik, amelyek nem függetlenek, hanem lényeges mértékben támogatják egymást. Ezért a Baur-réle előrejelzések bekövetkezési valószínűsége a valóságban kedvezőbb, mint amit a független esetek számára érvényes képlet szolgáltat.

*

Prof. Dr. Franz *Baur* hat in einem kurzen Aufsatz (1) die Grundlagen geschaffen, wonach die auf statistische Zusammenhänge aufgebauten Langfristvorhersagen schon zur Zeit der Aufstellung derselben durch einen zahlenmässig angebbaren Wahrscheinlichkeitswert ihres Eintreffens ergänzt werden konnten.

Der Aufstellung einer solchen Methode, sowie der praktischen Durchführung der ständigen Beigabe dieser Wahrscheinlichkeitgrösse zu den in den Berliner Wetterkarten veröffentlichten langfristigen Vorhersagen, sollte unseres Erachtens die grösste Bedeutung beigemessen werden. Eben aus diesem Grunde gestatten wir es uns, eine kurze Bemerkung an die durch *Baur* vorgeschlagene Berechnungsformel für die in Frage stehende Wahrscheinlichkeit anzuknüpfen. Es handelt sich um unsere Ansicht, wonach von der *Baur*'schen Formel ein etwas zu geringer Wert der gesuchten Eintriffwahrscheinlichkeit geliefert würde; in anderen Worten, es soll hier behauptet werden, dass *die tatsächlichen Eintrittswahrscheinlichkeiten noch etwas günstiger ausfallen müssten*, als die Werte, welche durch *Baur*'s Formel gewonnen werden können.

Zur Begründung dieser unseren Behauptung wollen wir folgendes ausführen.

Sind *A* und *B* zwei ganz beliebige Ereignisse (gegebenenfalls Ereigniskomplexe) welche die Grundwahrscheinlichkeiten p_A bzw. p_B besitzen, so können ganz allgemein die drei folgenden Fälle unterschieden werden:

Fall 1.: Das Auftreten des Ereignisses *B* ist *unabhängig* vom vorherigen Auftreten oder Nichtauftreten des Ereignisses *A;* d. h., die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von *B* wird weder vergrössert, noch vermindert durch den Umstand, dass *A* schon eingetreten ist. Somit besitzt die sogenannte bedingte Wahrscheinlichkeit für *B*, welche wir

mit w_B bezeichnen wollen*, in diesem Falle den selben Wert wie die Grundwahrscheinlichkeit p_B.

Fall 2.: Das Auftreten des Ereignisses B wird *begünstigt* durch ein vorheriges Auftreten bzw. *gehindert* durch ein vorangehendes Nichtauftreten des Ereignisses A; d. h., die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von B wird durch den Umstand vergrössert, dass A schon aufgetreten ist, und sie wird vermindert durch den Umstand, dass A vorherig nicht eingetroffen ist. Somit besitzt die bedingte Wahrscheinlichkeit w_B in diesem Falle einen *höheren* Wert als die Grundwahrscheinlichkeit p_B: *es besteht die Ungleichung* $w_B > p_B$.

Fall 3.: Das Auftreten des Ereignisses B wird *gehindert* durch das vorherige Auftreten von A bzw. *gefördert* durch das vorherige Nichtauftreten von A; *so haben wir in diesem Falle die Ungleichung* $w_B < p_B$.

Zu Zwecken einer Vorhersage, die auf Grund des beobachteten Eintretens von A auf das vermutliche Auftreten oder Nichtauftreten von B schliessen will, ist Fall 1. offenbar unverwendbar. Hingegen kann in den beiden anderen Fällen eine solche Vorhersage aufgestellt wurden, *und zwar mit umso mehr Berechtigung, je grösser der absolute Wert der Differenz* $w_B - p_B$ *ausfällt.*

Wird nun im Falle 2. dieses Vorhersageverfahren verwendet, so kann für das Eintreffen einer solchen Vorhersage die Anzahl der günstigen und die der möglichen Fälle in der Weise abgeschätzt werden, wie dies von *Baur* auf S. 2. seiner Arbeit durchgeführt wird. Dabei ergibt sich die Anzahl der günstigen Fälle als ein Binom, dessen erstes Glied die Zahl der Fälle mit Eintreffen der beiden Ereignisse A und B in der zur Verfügung stehenden statistischen Beobachtungsreihe (n_B) ist; das zweite Glied soll die Expectanz für das diesmalige Eintreffen des Ereignisses B angeben und wird bei *Baur* durch p_B (d. h. durch den nur *im Unabhängigkeitsfall gültigen Wert!)* dargestellt. Nun ist es eben auf diesem Punkt, wo *Baur* (nach unserer Auffassung) einen etwas zu bescheidenen Wert bei der Abschätzung der für seine Vorhersage günstigen Fällen verwendet. Wie oben dargelegt, wird im Falle 2. die Gültigkeit der Grundwahrscheinlichkeit p_B durch die Gültigkeit der neuen Wahrscheinlichkeit w_B abgelöst, wobei $w_B > p_B$ ist.

Dadurch werden wir zur Folgerung geführt, dass die bei *Baur* verwendete Formel

$$p_{E,B} = \frac{n_B + p_B}{n + 1} \qquad (1)$$

einen etwas zu vorsichtigen Wert für die Eintreffwahrscheinlichkeit der Vorhersage liefern muss, zumal p_B im Zähler mit vollem Rechte durch den (günstigeren) Wert w_B ersetzt werden könnte.

Nehmen wir diese, nach den obigen völlig begründete Verschärfung an der Formel 1) vor, so erhalten wir die neue, etwas höhere Werte liefernde Formel für die Eintreffwahrscheinlichkeit der Baur'schen Vorhersagen

$$p_{E,B} = \frac{n_B + w_B}{n + 1} \qquad (2)$$

Mit Rücksicht auf den Zusammenhang $n_B = nw_B$ kann w_B im Zähler herausgehoben werden und man erhält für den Ausdruck 2) den Wert w_B.

Nun hat *Baur* in seinem interessanten Aufsatze Bedenken erhoben, welche dagegen sprechen, dass man die tatsächliche Wahrscheinlichkeit des Ereignisses B einfach als die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens der Vorhersage von B auffassen dürfte. Allerdings erscheint eine gewisse Vorsicht geboten, wenn man re-

* Unter Verwendung der von *Baur* gebrauchten Bezeichnungen ist $w_B = n_B/n$ soweit wir am Grundsatze festhalten, dass Wahrscheinlichkeiten (wie es in der Arbeit Prof. Baur's ausgeführt wurde) durch genügend gesicherte relative Häufigkeiten dargestellt werden dürfen.

Hierbei bedeutet n die Zahl der Fälle im statistischen Kollektiv, in welchen A sich schon ereignet hat, und n_B die Zahl der Fälle, in welchen auch noch B aufgetreten ist.

ative Häufigkeiten, namentlich solche, welche einer nicht genügend langen Beobachtungsreihe entstammen, als genaue Werte von Wahrscheinlichkeiten behandeln wollte. Doch glauben wir, dass *im Falle eines genügend reichlichen statistischen Materials* ein solches Vorgehen doch eine völlige Berechtigung haben dürfte. *Baur* weist besonders auf die prinzipiellen Folgen des Falles hin, wenn im statistischen Material ein jedes Auftreten von A durch das Auftreten von B begleitet würde, d. h. des Falles $n_B = n$. Dann haben wir $w_B = 1$, somit würde der Vorhersage von B eine absolute Gewissheit zufallen. Dazu möchten wir bemerken, dass solche Fälle in der Praxis der prognostischen Anwendung nicht aufzutreten pflegen. Sollte sich aber einmal dennoch ein derartiger Fall ergeben, so glauben wir, dass dies noch immer nicht eine genügende Grundlage bilden würde, um ein Befremden gegen die hier abgeleitete Formel 2) hegen zu müssen. Vielmehr glauben wir, dass das Ergebnis $p_{E,B} = 1$ in diesem Falle nur folgendes besagen dürfte: *Insofern man einmal die Methode einer Vorhersage auf statistischer Grundlage angenommen hat,* (d. h. damit einverstanden ist, dass relative Häufigkeiten als Wahrscheinlichkeiten angesehen werden dürften) *dann müssen auch die Eintreffwahrscheinlichkeiten in diesem Sinne aufgefasst werden:* auch die Wahrscheinlichkeit der Vorhersage darf dann in der Gestalt eines Häufigkeitsquotienten ausgedrückt werden welcher im Grenzfalle den Wert 1 erreichen kann.

Diese Gedankengänge waren es, die uns zur Aufstellung der Behauptung führten, dass die Güte der durch *Baur* gegebenen Vorhersagen in Wirklichkeit noch einen höheren Wert besitze, als die durch Formel 1) errechnete Kennzahl vermuten lässt. Im Allgemeinen werden doch zur Vorhersage eben Ereigniskomplexe A und B herangezogen, welche womöglich entfernt davon sind, von einander unabhängig zu sein (d. h., die Eigenschaft $w_B = p_B$ aufzuweisen). Im Gegensteil, man trachtet Komplexe A und B zu finden, welche in möglichst enger Verbindung zu einander stehen, d. h., bei welchen der Betrag $w_B - p_B$ (absolut genommen) gross ausfällt. In solchen Fällen wird auch die Differenz zwischen den Werten 1) und 2) bedeutend sein. Wir glauben daher, dass bei der Beurteilung der Eintreffsexpectanz die günstigeren Werte 2) verwendet werden sollten, wodurch die bemerkenswerten Leistungen der *Baur*'schen Prognostik in ein gerechteres Licht gestellt werden könnten.

Schrifttum: [1] *Baur, F.:* Über die Eintreffwahrscheinlichkeit statistisch begründeter Vorhersagen. Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes, Berlin, September 1960.

Zusatz von Prof. Franz Baur:

Es ist sehr erfreulich, daß endlich von berufener Seite zu der von mir bereits 1953 im II. Band der Neuen Ausgabe von Linkes Meteorologischem Taschenbuch vorgeschlagenen Formel zur Berechnung der Eintreffwahrscheinlichkeit von Vorhersagen Stellung genommen worden ist. Die Ausführungen von Dr. *Aujeszky* sind richtig. Tatsächlich ist die relative Häufigkeit n_B/n eine optimale, „erwartungstreue" Schätzfunktion für die an sich unbekannte bedingte Wahrscheinlichkeit w_B, während die von mir empfohlene Näherungsgröße

$$\frac{n_B + p_B}{n + 1} \qquad (1)$$

nicht erwartungstreu ist, sondern ihr Erwartungswert ist für *endliches* n ungleich

$$w_B = \lim_{n \to \infty} \frac{n_B}{n}.$$

Da eine relative Häufigkeit immer nur eine „Näherungsgröße" für eine Wahrscheinlichkeit ist, kann n_B/n auch bei $w_B < 1$ durchaus einmal $= 1$ ausfallen.

Dies kommt bei großräumigen und großzeitlichen Beziehungen, die auf Grund physikalisch-meteorologisch durchdachter Problemstellungen gefunden wurden und außerhalb des Zufallsspielraums liegen, gar nicht so selten vor ... Dieser Umstand war es, der mich zu der etwas abwertenden Formel veranlaßte. Man kann doch, wenn $n_B = n$ ist, nicht gut von einer Eintreffwahrscheinlichkeit = 1 (oder 100%) sprechen, da — wie schon erwähnt — jede relative Häufigkeit nur ein Näherungswert für eine Wahrscheinlichkeit sein kann. Aber es ergeben sich in diesem Fall *in der Praxis* vergleichbare Fälle, die zwar darin übereinstimmen, daß sie $n_B = n$, also nach Aujeszky ein $w_B = 1$ ergeben, in denen aber doch zweifellos Unterschiede zwischen den verschiedenen wahren w_B bestehen.

Diese Unterschiede versuchte ich mit der Formel (1) zu erfassen. An Beispielen wird dies am besten klar werden.

Bei der Voraussage des Witterungsgepräges des Sommers 1960 in Mitteleuropa (Beilage SO-1 zur Wetterkarte des Inst. f. Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin vom März 1960) ergab sich ein Gesamtbedingungskomplex A, der bis dahin 20 mal aufgetreten war, also $n = 20$. Auf diese 20 Fälle folgte in Mitteleuropa 17 mal ein zu nasser Sommer, dreimal ein leicht zu trockener Sommer mit den Abweichungen —4, —8 und —11 Ltr/m². Für das Merkmal „zu naß oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trocken" war daher n_B ebenso = 20 wie für das Merkmal „nicht sehr trockener Sommer", wobei unter einem sehr trockenen Sommer im Durchschnitt Mitteleuropas ein solcher zu verstehen ist, dessen Niederschlagsabweichung $<$ —40 Ltr/m² ist. In beiden Hinsichten hätte man also nach Formel (2) in dem Aufsatz von Aujeszky von einer 100%-igen Eintreffwahrscheinlichkeit sprechen müssen. Nun ist es aber doch klar, daß, *wenn* einmal eine Abweichung von der durch den Sommer 1960 neuerdings bestätigten Regel eintreten wird, doch eher eine Abweichung zwischen —12 und —40 auftritt als gleich eine solche $<$ —40 d. h. es ist anzunehmen, daß das wahre w_B für das Merkmal „nicht sehr trocken" noch näher an 1 liegt als für das Merkmal „zu naß oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trocken". Genau das ergibt sich aber unter Verwendung von Formel (1). Da die Grundwahrscheinlichkeit eines zu nassen oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trockenen Sommers 0,63, die eines *nicht sehr* trockenen Sommers aber 0,83 ist, ergibt sich als (statistische) Eintreffwahrscheinlichkeit für die Voraussage „zu naß oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trocken" 0,98, für die Voraussage „nicht sehr trocken" aber 0,992. Vielleicht kann man — wie ich das auch schon an anderer Stelle getan habe — die nach (1) berechnete Eintreffwahrscheinlichkeit zum Unterschied von der nach (2) berechneten als „statistische Eintreffwahrscheinlichkeit" bezeichnen, noch besser wäre vielleicht „statistische Schätzungsgröße der Eintreffwahrscheinlichkeit".

Ein anderes Beispiel: Aus einer Untersuchung ergibt sich, daß ein Bedingungskomplex A in einem 100 jährigen Zeitraum 10 mal beobachtet wurde und daß darauf *immer* ein Ereignis E folgte. In demselben hundertjährigen Zeitraum ist ein Bedingungskomplex C 25 mal aufgetreten und auch ihm folgte *immer* das Ereignis E. In beiden Fällen ist, wenn die Grundwahrscheinlichkeit des Auftretens von E 0,5 ist, das ausnahmslose Erscheinen von E nach A oder C „überzufällig" und in beiden Fällen erhält man $n_B/n = 1$. Trotzdem wird man aber der Voraussage, daß E eintreten wird, nach vorausgegangenem C noch mehr vertrauen als nach vorausgegangenem A. Auch dieser intuitive Schluß wird durch Formel (1) bestätigt. Nach ihr ergibt sich im Falle A

$$P(E, A) = \frac{10,5}{11} = 0,95,$$

im Falle C aber

$$P(E, C) = \frac{25,5}{26} = 0,98.$$

Kapovits Albert:

Richardson turbulencia-kritériumáról

On the turbulence-criterion of Richardson. A description and critical evaluation of the classical theory of Richardson is given, by discussing in this connection also the most frequently used turbulence-characteristic, the Richardson-number, and its practicability.

*

A repülés korszerű meteorológiai kiszolgálásának igénye a légköri turbulenciát a kutatás középpontjába állította. Számtalan tudományos dolgozat jelent meg, melyek általában a szabadlégköri turbulenciával, ezen belül a felhőnélküli turbulenciával vagy a *jet stream*ek közelében és a bennük fellépő heves turbulens mozgásokkal, turbulencia-kritériumokkal, a turbulens rétegek felderítésével, előrejelzésével és egyáltalán azok előrejelezhetőségével foglalkoznak. E tanulmányok egyik — mégpedig nagyobbik — része a már klasszikusnak mondható *Richarsdon*-féle turbulencia elmélet alapján vizsgálja a légköri turbulenciát, másik része új utakat keres. Dolgozatunkban a klasszikus elméletet és annak kritikai értékelését ismertetjük.

A légköri turbulencia kutatás elméleti alapjait a hidrodinamika teremtette meg. Az örvény-nyírásoknak a lamináris mozgás megszűnésében és turbulenssé válásában játszott szerepét először *Reynolds* vizsgálta meg, s neki köszönhetjük az áramlás pillanatnyi sebességének felbontását is közepes és turbulens tagra. Reynolds turbulencia-kritériumát vízszintes csőben áramló homogén, inkompresszibilis folyadékot vizsgálva vezette le. Turbulencia-kritériumát közvetlenül a légkörre alkalmazni nem lehet, hiszen nem világos, hogy a kritérium matematikai formájába milyen karakterisztikus értékeket kell helyettesítenünk szabadlégköri viszonyok között.

Reynolds turbulencia-kritériumát *Richardson* terjesztette ki a légköri mozgásokra. *Richardson* a termodinamikai törvények alapján vizsgálta egy alulról melegített hatalmas légtömb belső, kinetikus és potenciális energiáinak transzformációit és így jutott légköri turbulencia-kritériumához [1].

A termodinamika első főtételét alkalmazva a vizsgált légtömbre felírta az energiaegyensúly egyenletét:

$$\frac{(\Delta I + \Delta \Gamma + \Delta E)}{\Delta t} = G + R + W$$

A vegetációról, a talaj- vagy tengerfelszínről a légoszlopba beáramló (G) és a sugárzási effektusokból származó (R) hőenergia, valamint a levegőtömb függőleges határfelületein a nyomóerők által végzett munka (W), tehát a légtömb belső hőenergiájának (I), potenciális (Γ) és kinetikus (E) energiájának megváltozására fordítódik.

Richardson számításai során elhanyagolta a sugárzási effektusokból származó hőenergiát (R), a vizsgált légtömb méreteinek megfelelően nagyra választásával pedig a tömb függőleges határfelületein a nyomóerők által végzett munka (W) a más forrásokból származó energiákhoz képest ugyancsak elhanyagolható. Feltételezte még, hogy az áramlás sebessége csak a függőlegesben változik. Minthogy vizsgálatait tiszta, száraz levegőre végezte, további egyszerűsítésekre nyílt lehetőség a rendszer belső és potenciális energiái közötti összefüggés alapján:

$$\frac{c_p \Delta_o \mathrm{I}}{c_v \Delta t} + \frac{\Delta \bar{E}}{\Delta t} + \frac{\Delta E'}{\Delta t} = G \quad (2)$$

c_p és c_v a konstans nyomáson, illetve térfogaton vett fajhő; *Reynolds* nyomán a kinetikus energia közepes és turbulens tagra bontható, azaz $\Delta E = \Delta \bar{E} + \Delta E'$. A $c_p \Delta_o \mathrm{I}/c_v \Delta t$ tagban az index azt a megkülönböztetést szolgálja, hogy ez a tag nem tartalmazza a molekuláris viszkozitás következtében létrejött belső energia változását.

Richardson célja az energiaegyenlet $\Delta E'/\Delta t$ tagjának, azaz az örvénylő

mozgás kinetikus energia változásának kifejezése mérhető mennyiségekkel.

Felhasználta *Reynolds* feltételezéseit, melyek szerint a nyíró erők által végzett munka a turbulens mozgás kinetikus energiájának növelésére, a folyadék (jelen esetben a levegő) molekuláris viszkozitása következtében fellépő turbulens kinetikus energia disszipáció pedig a turbulens mozgás kinetikus energiájának csökkentésére fordítódik. Azaz a

$$\mu_{x\,H}\left(\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial h}\right)^2 + \mu_{y\,H}\left(\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial h}\right)^2 \qquad (3)$$

energianyereséggel szemben áll a

$$\mu_c\left\{2\left(\frac{\partial v'_x}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v'_y}{\partial y}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v'_H}{\partial h}\right)^2 + \right.$$

$$+\left(\frac{\partial v'_H}{\partial y} + \frac{\partial v'_y}{\partial h}\right)^2 + \left(\frac{\partial v'_x}{\partial h} + \frac{\partial v'_H}{\partial x}\right)^2$$

$$\left. + \left(\frac{\partial v'_y}{\partial x} + \frac{\partial v'_x}{\partial y}\right)^2\right\} \qquad (4)$$

molekuláris viszkozitás okozta kinetikus-energia disszipáció. (μ_{xH} és μ_{yH} turbulens momentum-kicserélődési együtthatók; μ_c a molekuláris viszkozitás ; $\bar{v}_x$, $\bar{v}_y$ a közepes áramlás sebességkomponensei; v'_x, v'_y, v'_H a turbulens sebességkomponensek.)

Ez a két folyamat határozza meg az örvénymozgás kinetikus energiájának változását, közülük is a második a szerző szerint elhanyagolható.

Richardson megvizsgálta az örvények által okozott keveredést is. Az örvények termodinamikai gépeknek foghatók fel, amelyek révén a rendelkezésre álló hő a gépek látható mozgásává alakul át. Az örvények azonban tökéletlen gépek, mert az örvénymozgás során a különböző hőmérsékletű levegőrészek keveredtek, a keveredés pedig irreverzibilis folyamat, ezért az örvénymozgás fennmaradásához újabb hőenergiára van szükség. Az örvényeket tápláló hőenergiát :

$$\frac{c_p}{c_v}\frac{\partial_o I}{\partial t} - G = \int\left[\frac{g}{c_p}\int c\frac{\partial \sigma}{\partial h}\,dh\right]dA, \qquad (5)$$

a potenciális hőmérséklet diffúziós egyenletének segítségével állapította meg, felhasználva a potenciális hőmérséklet kifejezését, az örvényvezetőképesség egyenletét, az általános gázegyenletet, a hidrosztatika egyenletét és az entrópia változását (*c* a turbulens hőkicserélődési együttható; $\partial\sigma/\partial h$ az entrópia függőleges gradiense ; *dh* és *dA* integrációs változók a magasságra és a területre vonatkoznak)

Az eddigiek során matematikai formában kifejezett energiaforrásokat és -nyelőket *Richardson* behelyettesítette az energiaegyensúly egyenletébe (2), hogy összhatásukat megvizsgálhassa, és így jutott turbulencia-kritériumához :

$$\frac{\partial E'}{\partial t} = \iint c\left\{\left(\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial h}\right)^2 + \right.$$

$$\left. + \left(\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial h}\right)^2 - \frac{g}{c_p}\frac{\partial \sigma}{\partial h}\right\} dh\,dA \qquad (6)$$

(*Taylor*hoz hasonlóan *Richardson* is feltételezi, hogy a turbulens momentum-kicserélődési koefficiens egyenlő a turbulens hőkicserélődési együtthatóval.)

Az energiaegyenlet alapján az örvénylő mozgás kinetikus energiájának változása, más szóval a turbulencia erősödése vagy gyengülése tehát attól függ, hogy

$$\left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial h}\right)^2 \gtrless \frac{g}{c_p}\frac{\partial \sigma}{\partial h} \qquad (7)$$

Tekintettel az egyenlőtlenség jobboldalán szereplő tényezők meghatározási nehézségeire, ma már Richardson turbulencia-kritériuma

$$\left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial h}\right)^2 \gtrless \frac{g}{T}(\gamma_a - \gamma) \qquad (8)$$

formában használatos. (T a hőmérséklet, γ_a és γ az adiabatikus és a tényleges függőleges hőmérsékleti gradiens.)

Richardson turbulencia-kritériuma felett rendkívül sok vita zajlott le, főként az elmúlt évtizedben. Különösen éles vita folyt *Swinbank* és *Richardson* között [2]. *Swinbank* egyrészt kifogásolta, hogy *Richardson Reynolds* eredményeit kritika nélkül alkalmazta a légkörre. További észrevételei *Richardson* levezetésének té-

ves értelmezéséből fakadnak ; formálisan ugyanis (5) (2) alapján

$$\frac{c_p}{c_v}\frac{\partial_o I}{\partial t} - G = -\frac{\partial}{\partial t}\left(\overline{E} + E'\right) =$$

$$= \int\left[\frac{g}{c_p}\int c\frac{\partial\sigma}{\partial h}\,dh\right]dA \qquad (9)$$

formában írható fel. Ebből azt következtette, hogy a $\frac{c_p}{c_v}\frac{\partial_o I}{\partial t} - G$ energiaforrás táplálja nemcsak a turbulens mozgás, hanem az egész mozgás kinetikus energiáját, más szóval a teljes mozgás kinetikus energiájának változása egyedül a stabilitás mértékétől függ. E helytelen értelmezés oka valószínűleg az eredeti dolgozat kellő ismeretének hiánya volt, amint arra Richardson válaszában [2] rámutatott.

Richardson dolgozatában kifogásolható, hogy a turbulens momentum- és hőkicserélődési együtthatókat egyenlőnek tételezte fel. Erre a feltételezésre azonban szükség volt, mivel az említett együtthatók abban az időben nem voltak meghatározhatók.

Súlyos hiba, — és emiatt érte a legtöbb támadás a szerzőt —, hogy elhanyagolta a turbulens energia disszipációját. Saját hibás számításaira támaszkodva elvetette ezt a fontos tényezőt. *Kolmogorov*, *Obuhov* és *Jugyin* [3] kutatásaikban kimutatták, hogy a disszipálódó turbulens energia mennyisége a turbulens áramlás legfontosabb jellemzője. *Jugyin* véleményét a következőkben összegezte [3] : „Az energia-disszipáció elhanyagolása a turbulens mozgás energiaháztartásának analízise alkalmával teljességgel megengedhetetlen, és Richardson kritériumát szokásos értelmezésében hibásnak kell tekintenünk. Ezzel együtt a kritérium összes lehetséges módosítása is elveszti értékét, valamint azok az eljárások is, melyeket Molcsanov, Kovalenko és más szerzők a gyakorlati felhasználás céljából fektettek le."

Az elmondottak felhívják a figyelmet arra, hogy Richardson turbulencia-kritériumát legalábbis fenntartással kell kezelnünk. Annál is inkább, mivel az elméletből hiányzik az advekció, pontosabban az advekció megváltozásának figyelembevétele is, ami pedig lényeges szerepet játszik a hőmérsékleti rétegzettség megváltozásában, s ezen keresztül a turbulencia erősödésében vagy gyengülésében [4]. Ezzel azonban még mindig nem zárul le a negatívumok felsorolása. A légköri örvények ugyanis ritkán degenerálódnak csak longitudinális vagy csak tranzverzális típusú örvényekké (mint pl. hullámfelhők vagy orografikus akadályok esetében), általában összetett háromdimenziós mozgások. Így tehát a horizontális szélnyírás sem elhanyagolható. Több szerző, köztük *Solberg*, *Kleinschmidt*, *Van Mieghem* és *Arakawa* kísérletet tett arra, hogy figyelembe vegye a horizontális szélnyírást. *Arakawa* [5] köralakú áramlási mezőben vizsgálta, hogy a turbulens mozgás mikor erősödik vagy gyengül. Elméletének ugyanúgy alapvető hibája az egysíkúság, mint *Richardson*énak, mert míg *Richardson* csak a függőleges szélnyírást, *Arakawa* csak a horizontális szélnyíródást tekintette a turbulencia előidézőjének. Sikeres általános turbulencia-kritérium talán e kettő összeötvöződéséből jöhetne létre.

Kiegészítésül meg kell említenünk még, hogy a *Richardson*-féle turbulencia-kritériumhoz nemcsak termodinamikai megfontolások útján juthatunk el. Japánban *Kano* és *Kurihara* [6] végzett ilyen irányú kísérletet az általános mozgásegyenletek alapján, felhasználva *Prandtl* keveredési elméletét. Az így levezetett kritérium tartalmazza a Ri-számot és még néhány járulékos tagot, ami azonban a kritérium használatát rendkívül nehézkessé teszi.

Richardson kritériuma megállapítja tehát, hogy a légköri turbulencia döntő oka a szél változása a magassággal, valamint a légkör instabil rétegzettsége. Arra vonatkozólag, hogy a turbulens energia növekszik-e vagy csökken, azaz a turbulenség erősödik-e vagy gyengül, az elmélet hiányosságai folytán nem tudunk helyes választ adni.

Sokkal nagyobb jelentősége van azonban a *Richardson*-számnak, mely a turbulens energia szintjének fontos dimenziónélküli jellemzője.

Richardson arra a célra, hogy a turbulencia megfigyeléseket osztályozza, paraméterül a következő dimenziónélküli számot használta :

$$\text{arc tg}\left[\left\{\left(\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial h}\right)^2+\left(\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial h}\right)^2\right\}\Big/\frac{g}{c_p}\frac{\partial \sigma}{\partial h}\right] \quad (10)$$

Az arc tg célja, hogy véges számot kapjunk akkor is, amikor az entrópia függőleges gradiense előjelet vált. *Paescke* ezt a dimenziónélküli számot átalakította,

$$\frac{g}{T}\frac{\gamma_a-\gamma}{(\partial \bar{v}/\partial h)^2} \quad (11)$$

formában használta, és *Richardson*ról nevezte el. Ez ma is a leghasználatosabb turbulencia karakterisztika, amit széles körben alkalmaznak a turbulens rétegek felkutatására, különösen az utóbbi években.

Richardson abból a feltételezésből kiindulva, hogy a turbulens momentum- és hőkicserélődési együtthatók egyenlők, kritikus értéknek 1-et kapott. Eszerint tehát, ha számítást végzünk különböző légrétegekre, azok a rétegek, melyekben Ri értéke 1-nél kisebb, turbulens rétegeknek nyilvánithatók. A turbulens momentum- és hőkicserélődési együtthatók azonban nem egyenlők, amint erre már a *Richardson*-kritérium tárgyalásánál rámutattunk, ez a feltevés kényszerűségből történt csupán. A különbözőség következtében a kritikus érték sem 1-gyel egyenlő. Számosan megkísérelték, hogy Ri kritikus értékét elméleti vagy empírikus úton meghatározzák, és a legkülönbözőbb eredményekre jutottak, melyek szerint a kritikus Ri érték 0,1 és 4 között bármilyen szám lehet. Elméleti meggondolások alapján ez az érték 0,1 és 1 közé esik. *Anderson* szabadlégköri turbulencia elméletében [7] viszont empírikus úton Ri = 1 kritikus értéket határoz meg. A kritikus értéken belül Anderson még a turbulens állapot egyes fokozataiba való átmenetekre is külön „kritikus" értéket állított fel (Ri = 0,6 és Ri = 0,1). A kritikus Ri-szám egzakt értéke egyike a meteorológia legnyíltabb kérdéseinek.

Természetesen a *Richardson*-szám nem egyértelmű jellemzője a turbulencia fejlettségi fokának, ezért a turbulencia analízisekor figyelembe kell venni a gomolyos felhőzetet, az inverziós rétegek és hullámfelhők jelenlétét, a magassági frontálzóna fejlettségi fokát stb.

A Ri-szám alkalmazásánál bizonyos hibát okozott, hogy hosszú ideig a (11)-es formulát használták szárazadiabatikus és nedvesadiabatikus folyamatoknál egyaránt. *Zavarina* és *Jugyin* [8] az ebből származó hiba kiküszöbölésére a frontok nagykiterjedésű felhő- és csapadékzónáiban a Ri-szám meghatározásánál a nedvesadiabatikus gradienst használták. Jóllehet a nedvesadiabatikus gradiensre való áttérés ilyen egyszerű formában nem helyes, mégis az így kapott eredmények sokkal jobbak voltak.

Megállapítottuk, hogy *Richardson* turbulencia-kritériuma rendkívül óvatosan kezelendő. A felsorolt súlyos hibák ellenére jobb híján mégiscsak ennek alkalmazására kényszerülünk. Más szerzők is felállítottak lényegében hasonló kritériumokat. Ezekkel szemben *Richardson* kritériumának az az előnye, hogy a benne szereplő változókat könnyen megkaphatjuk az aerológiai felszállásokból, míg az egyéb kritériumok nehezebben kezelhetők ; gondolunk pl. *Parker* turbulencia-kritériumára [9], melyben a sebesség másodrendű differenciálhányadosa szerepel.

Richardson turbulencia-kritériumával kapcsolatban megemlítettük a Ri-számot, az inkompresszibilis folyadékra vonatkozó *Reynolds*-szám légköri megfelelőjét. Hangsúlyoztuk használhatóságát a turbulens rétegek felkutatásában. Sajnos, a turbulencia Ri-számmal történő előrejelzésére végzett kísérletek nem jártak eredménnyel. *Medzsitov* [10] kísérleteinek eredményei alig jobbak a véletlen prognózisoknál. Erről a témáról azonban kevés dolgozatot publikáltak eddig, így a döntő szót még korai kimondani. Jelen-

leg még a legújabb szakkönyvek is a Richardson-szám alkalmazását javasolják a turbulens zónák diagnosztizálására és prognosztizálására.

IRODALOM: [1] *Richardson, L. F.:* The supply of energy from and to atmospheric eddies. Proc. Roy. Soc. A. 97. 1920. — [2] *Swinbank, W. C. and Richardson, L. F.:* The criterion of atmospheric turbulence. (Correspondence.) Quart. J. of the Roy. Met. Soc. Vol. 78, No. 337. 1952. — [3] *Юдин, М. И.:* Замечание о критерии и числе Ричардсона. Мет. и Гидр. 1948. Но 6. — [4] *Keitz, E. L.:* Differential advection as a factor in clear-air turbulence. J. Meteor. Vol. 16, No. 1. 1959. — [5] *Arakawa, H.:* Severe turbulence resulting from excessive windshear in tropical cyclones. J. Meteor. Vol. 9, 1952. — [6] *Kano, K.:* On the Richardson's criterion concerning the increase or decrease of turbulent energy in the free atmosphere. The Geophysical Magazine. Vol. XXI, No. 3. 1950. — [7] *Anderson, A. D.:* Free-air turbulence. J. Meteor. Vol. 14, No. 6. 1957. — [8] *Завгарина, М. В. и Юдин, М. И.:* Уточнение и воспользование числа Ричардсона для выявления зон болтанки самолетов. Мет. и Гидр. 1960. Но. 2. — [9] *Findlater, J.:* Test of a criterion for determining the occurence of turbulence at high level. The Met. Mag. Vol. 89, No. 1056. 1960. — [10] *Меджитов, Р. М.:* Применение критерия Ричардсона к прогнозу болтанки самолетов. Сборник Минской Метеорологической Обсерваротоии. Вып. 2. 1959.

Titkos Ervin:

Néhány megjegyzés a stacionárius ciklonok szerkezetéről

Bodolainé Jakus Emma az *Időjárás* 64. évfolyamának 4. számában „Egy stacionárius ciklon szerkezetének néhány kinematikai sajátosságáról" című tanulmányában egy stacionáriussá váló ciklon néhány kinematikai karakterisztikájának viselkedését vizsgálja a képződmény fejlődése során. A vizsgált kinematikai karakterisztikák között szerepel többieken kívül a vertikális sebesség is. Ennek kiszámítására a sebesség horizontális divergenciájának magasság szerinti integrálja, vagyis feltételezhetően a

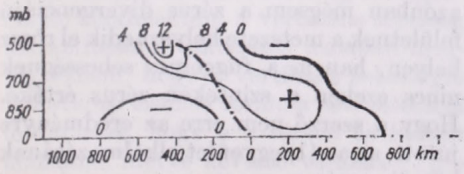
$$w = -\int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \qquad (1)$$

alakú összefüggés szolgált. Ismeretes, hogy ezt az egyenletet a $div\ v = 0$ feltétellel a kontinuitási egyenletből vezethetjük le, ha figyelembe vesszük, hogy a vertikális sebesség a földfelszínen eltűnik.

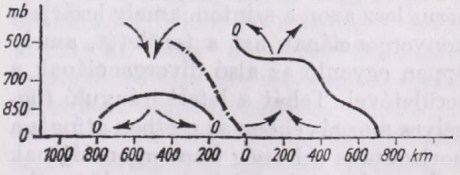
Az (1) összefüggés felhasználásával a szerző a vertikális sebességnek pl. az *1. ábránkon* feltüntetett térbeli eloszlására jut. (Ez az ábra a szerző tanulmányában *5/c* jelzéssel szerepel s egy ciklon W-E metszetét tünteti fel 1956. november 30-áról.) A pontozott vonal a ciklon tengelyének helyzetét jelöli. A szerző szerint a vergencia térbeli eloszlása közel megegyezik — ellenkező előjellel — a vertikális sebesség térbeli eloszlásával.

A szóban forgó ábrából az olvasható ki, hogy a ciklon földközeli középpontjának környezete felett az alsó légrétegekben a sebességnek horizontális konvergenciája mellett függélyes feláramlás, a magasabb szintekben a sebességnek horizontális divergenciája mellett függélyes leáramlás van. A ciklon talajközeli középpontjától nyugatabbra fekvő terület felett pedig fordított a helyzet, itt a sebességnek alul van horizontális divergenciája, és ehhez leáramlás, felül van konvergenciája, amelyhez viszont feláramlás kapcsolódik.

Ezzel szemben a ciklonokkal és anticiklonokkal összefüggő cirkulációs mechanizmusokról vallott jelenlegi nézetek alapján az 1. ábrán feltüntetett helyzetben az áramlási viszonyokat mi a *2. áb-*



1. ábra



2. ábra

ránknak megfelelően rajzolnánk meg. Azaz a sebességnek az alsó szinti horizontális konvergenciáját és felső szinti divergenciáját a troposzférában függélyes feláramlással, illetve fordítva, az alsó szinti divergenciáját és felső szinti konvergenciáját függélyes leáramlással kapcsolnánk össze. Az 1. ábra ettől a szemlélettől lényegesen elütő képet mutat. Talán valami új felfedezésnek vagyunk itt tanúi? Erről szó sincs. Csak az (1) egyenletnek az ilyen vizsgálatokra való alkalmatlanságának példájával állunk szemben.

A függélyes sebességnek a 2. ábrán feltüntetett cirkulációs mechanizmussal inkább összhangban álló vertikális eloszlását kapjuk már abban az esetben is, ha az (1) helyett

$$w = \frac{1}{\varrho} \int \left(\frac{\partial \varrho u}{\partial x} + \frac{\partial \varrho v}{\partial y} \right) dz \qquad (2)$$

egyenlettel számolunk, amely szintén a kontinuitási egyenletből nyerhető, ha nem a sebességvergenciának, hanem a tömegvergenciának az eltűnését tételezzük fel. Mint ismeretes, a $\mathrm{div}(\varrho v) = 0$ feltétel stacionér ciklonban, illetve anticiklonban teljesül, ahol a légoszlopba a levegőnek ugyanannyi tömege áramlik be, mint amennyi ki, illetve fordítva, és így egyik szintben sincs tömegfelhalmozódás vagy tömegcsökkenés.

Ha ebben az esetben (2)-ben a változó z felső határ helyettesítése mellett az integrálást elvégezzük, amikor is a légkör alsó szintjeiben pl. a tömegdivergencia, a felsőbbekben pedig a tömegkonvergencia területe helyezkedik el, akkor növekvő magassággal először növekvő, majd pedig attól fogva, hogy a konvergencia területére léptünk, csökkenő, lefelé irányuló függélyes sebességet kapunk, és végül a függélyes sebesség értéke zérus lesz azon a szinten, amely lezárja a konvergenciának azt a területét, amely éppen egyenlő az alsó divergenciának a területével. Tehát a lefelé irányuló függélyes mozgás ebben az esetben átfogja a horizontális sebesség konvergenciájának és divergenciájának közel egyenlő területét, és semmi esetre sem állíthatjuk azt, amit a szóban forgó tanulmány szerzője, hogy a függélyes sebesség térbeli eloszlása nagyjából megegyezik — ellenkező előjellel — a sebesség horizontális vergenciájának eloszlásával.

Ha a nyomási mezőben fejlődés van, akkor a fenti gondolatmenet még inkább igaz, minthogy pl. a felsőbb légrétegekben kialakult horizontális sebességkonvergencia miatt a légoszlopba beáramló tömegtöbblet a sztatikus egyensúly felborulásához vezet, amiért is lefelé irányuló gyorsulások lépnek fel. És ez fordítva is igaz.

Tanulmányának végén a szerző a következtetések 3. pontjaként az alábbit mondja: Amíg a ciklonban a fel- és a beáramlás az uralkodó jellegű mozgás, addig a légnyomás csökken vagy változatlan. A jelenlegi nézetek szerint azonban a légnyomás változását nem a ciklonban, hanem a függélyes légoszlopban lejátszódó események határozzák meg, és a ciklon vertikális méretekben többnyire nem esik egybe a függélyes légoszloppal. Az 1. ábrából valóban az olvasható ki, mintha a talaj közelében összeáramló levegő a ciklon tengelye mentén távoznék el. Kérdés azonban, hogy végül is hol áramlik szét a ciklonból a levegő. Talán a magasabb szintekben egy olyan terület következik, ahol a sebességnek horizontális divergenciája van? Viszont a szerző szerint ott leáramlásnak kellene lennie. Nyilvánvaló tehát, hogy az (1) egyenlet alkalmazása félrevezető eredményeket szolgáltat.

A szerző a zérus függélyes sebesség felületét a zérus divergenciájú szinttel azonosítja. Ismeretes azonban, hogy a zérus divergenciájú szint éppen a maximális függélyes sebesség felületével esik egybe. A tanulmányban közölt ábrákon azonban mégsem a zérus divergenciájú felületnek a metszete helyezkedik el rossz helyen, hanem a függélyes sebességnek nincs ezeken a szinteken zérus értéke. Hogy a szerző nem erre az eredményre jutott, az az (1) egyenlet alkalmazásának következménye.

Bodolainé Jakus Emma:

Alkamas-e a sebességi divergencia felhasználása a vertikális sebesség kiszámítására?

— Válasz Titkos Ervin kandidátus vitacikkére —

Az *Időjárás* 1960/4. számában megjelent cikkemmel kapcsolatban *Titkos* Ervin kandidátus kifogást emelt a cikk néhány megállapításával szemben. Az alábbiakban e kifogásokra kívánok reflektálni. Bár válaszomban elégséges lenne a vitacikk szerzőjének csupán az (1) egyenlettel kapcsolatos megjegyzéseire szorítkoznom, mivel az lényegében a többi kérdésre a válaszadást szinte fölöslegessé teszi, azonban a teljességre törekvés arra késztetett, hogy a többi kérdéssel kapcsolatos reflexiómat is kifejezzem.

A vitacikk szerzője kifogásolja az 5/c ábrát, ahol a vertikális sebesség függélyes eloszlását ábrázoltam. A szerző szerint: „a cirkulációs mechanizmusokról vallott jelenlegi nézetek alapján az 1. ábrán feltüntetett helyzetben az áramlási viszonyokat mi a következőképpen rajzolnánk meg." Sajnos, a szerző nem tesz említést arról, hogy milyen *„jelenlegi nézetek"* alapján készítette a 2. ábrát. Én ugyanis nem nézetek, hanem a tényleges szinoptikus szituáció kiértékelése révén jutottam az említett ábrán bemutatottakhoz. A szerző által közölt 2. ábrát csak hipotétikusnak tekinthetem, amelylyel nem áll módomban vitatkozni, miután az még bizonyításra szorul. Meg kívánom jegyezni, hogy dolgozatomban valóban nincs szó felfedezésről, csupán egy jelenség leírását kíséreltem meg, olyan eszközökkel, amelyek a szinoptikus meteorológiában rendelkezésünkre állnak. *Titkos* kandidátus kifogásolja, hogy dolgozatomban nem az áram-impulzus divergenciáját, hanem a sebesség divergenciáját alkalmaztam a vertikális sebesség kiszámítására. Szabadjon azonban megjegyeznem, hogy a vertikális sebességre vonatkozó számos formula levezetésénél feltételezik, hogy ϱ a térben és időben konstans, illetve kevéssé változik [1], s hogy a $\partial\varrho/\partial t$, $u(\partial\varrho/\partial x)$ és $v(\partial\varrho/\partial y)$ tagok elhanyagolhatók. Egyébként is a számszerű eredmények nem változnának különösebben, ha ϱ bennmarad az egyenletben, miután ϱ horizontális változása kicsi és a kapott eredmény előjelét az u és v komponensek eloszlása határozza meg. A magasság szerinti integráláskor pedig ϱ mindenképpen az integrál jelelé kerül. Itt csak a rétegek vastagságának csökkentésével finomíthatnánk számításainkat, amit viszont a jelenlegi körülmények között nem tehetünk meg (adathiány). Megnyugtatásul még azt is közölhetem, hogy más alkalommal számos összehasonlító számítást végeztünk a különböző alakú vertikális sebesség kiszámítására szolgáló formulákkal, s azt tapasztaltuk, hogyha megfelelő mennyiségű adat áll rendelkezésünkre, és az u ,v analízis végrehajtható, az így nyert vergencia vagy vertikális sebesség értékek előjelre megegyeznek a más módon számítottakkal. Az abszolút értékeket illetően nincsenek illúzióink, hiszen ahány formula, annyi numerikus eredmény. Esetünkben nem is ez volt a fontos, hanem az, hogy legalább viszonylagos képet nyerjünk bizonyos kinematikai karakterisztikák viselkedéséről a ciklon fejlődése során.

A vitacikk szerzője ezután eszmefuttatást közöl arról, hogy milyen lenne a vergencia és a függélyes mozgás eloszlása, ha a (2) egyenletet használnánk a vertikális sebesség kiszámítására, majd kifogásolja dolgozatomnak azt az állítását, miszerint a függélyes sebesség térbeli eloszlása nagyjából megegyezik a vergenciáéval, ellenkező előjellel. Itt ismét arra hivatkozhatom, hogy tényleges számítások igazolják állításomat, míg a szerző eszmefuttatását nincs módomban ellenőrizni. Itt szeretnék még valamit hozzáfűzni a zérus divergencia szinttel kapcsolatos megjegyzéséhez is: Nem azonosítottam

a zérus divergenciájú szintet a zérus függőleges sebességű szinttel (a két karakterisztika értékeloszlására vonatkozó megjegyzésem is csak közelítést fejez ki), azonban megjegyzem, hogy e szintet konkrét esetekben nem sikerült bizonyítani, s azt lényegében csak statisztikai jelenségnek s a Sutcliffe-modell követelményének tekinthetjük. Konkrét esetekben e szint létezését nem lehet bizonyítani, legfeljebb a minimális divergencia szintjéről beszélhetünk.

Végül azzal az állítással kapcsolatban, hogy „a jelenlegi nézetek szerint a légnyomás változását nem a ciklonban, hanem a függélyes légoszlopban lejátszódó események határozzák meg", szeretném megjegyezni: Ez az állítás túl merész, amennyiben a légnyomásváltozás statikai elmélete *nem jelenlegi* elmélet, s éppen ez a statikai elmélet operál a függélyes légoszlopban lejátszódó eseményekkel. A *mai* nyomásváltozási elméletek nem a függőleges légoszloppal operálnak, hanem lényegében mező-elméletek. Cikkemben a nyomásváltozásra vonatkozó megjegyzések pedig a ciklon *egészében* lejátszódó nyomásváltozásokra vonatkoznak, nem pedig a ciklon adott pontjára vonatkozó *lokális* nyomásváltozásra.

IRODALOM:

[1] Руководство По Краткосрочным Прогнозам Погоды. Гимиз, 1955, Leningrád

---

Pletser János:

Gyomos és vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérséklete

Temperatur der verunkrauteten und mit Chemikalien entkrauteten Böden. (Zusammenfassung). Der Verfasser untersuchte die bodentemperaturmodifizierende Auswirkung der Unkräuter auf mittelgebundenen Lehmböden in Martonvásár während der Jahre 1958—1960. Es wurde festgestellt, dass an heiteren Sommertagen in den Mittagsstunden der entkrautete Boden in den oberen Schichten eine mit 15—16 C° wärmere Temperatur aufweist. Die tägliche Schwankung der Bodentemperatur ist im Durschchnitte von 20 heiteren Tagen das Zweifache an entkrautetem Boden, als an verunkrautetem. Die Messungen wurden mit Thermistoren ausgeführt. Durch die Unkräuter wird — infolge dessen, dass sie die Erwärmung und Abkühlung des Bodens stark mässigen, — ein für die Insektenschädlinge günstiges Mikroklima geschaffen.

*

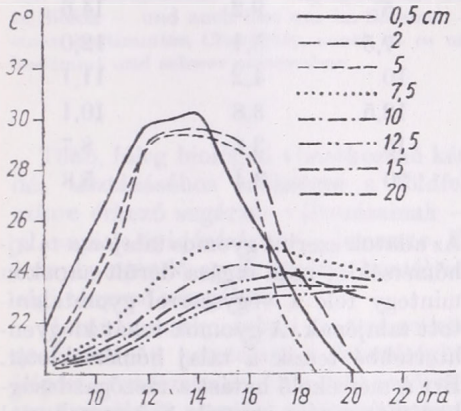
A gyomok főleg a tápanyag-, víz-, hő- és fény-fogyasztásukkal fejtik ki káros hatásukat a kultúrnövényekre. A mezőgazdaság termését világviszonylatban évenként mintegy egyharmaddal csökkentik. A kapitalista gazdálkodás idején nálunk a gyomok évenként 25—35%-kal, sőt még sokszor ennél nagyobb mértékben is csökkentették a termést. E vizsgálatunkban a gyomok kártételei közül a talaj hőmérsékletére gyakorolt hatásaival foglalkozunk.

Baskay Tóth [1] szerint „a gyomokkal sűrűn borított terület erősebb beárnyékolása a talajhőmérséklet csökkenését okozza. Ez a vizsgálatok szerint 2,67 fok átlagos talajhőmérséklet csökkenést okoz, ami a szántóföldet mintegy 250 km-rel északra tolja el". Sajnos, nem közli a vizsgálat helyét, módszerét és egyéb körülményeit s azt sem, hogy milyen mélységben mérték, és milyen időszak átlagában számították a fenti talajhőmérséklet különbséget. Más hazai szerzők azonban még ennyi adatot sem közölnek. *Kreybig* [2] csak annyit ír e témáról, hogy a gyomok megváltoztatják a mikroklímát.

A fűtakaró mikroklímájával már több külföldi és hazai kutató foglalkozott. Az ilyen irányú méréseket azonban nem szántóföldeken, hanem többnyire meteorológiai állomásokon végezték. Itt csak azért teszünk említést erről, mert a gyep-

szint viszonyai némileg hasonlók a gyomos szántóföld viszonyaihoz. *Leick* és *Propp* [3] szerint „a legszegényesebb növényzet is alkalmas arra, hogy a talajfelület szélsőségeit csökkentse". Két cm mélységben 1928. május 28-án du. 4 órakor Hiddensee szigetén csupasz talajban 25,0 c°-ot, moszattal és fűvel gyéren benőtt területen pedig 23,6 C°-ot mértek.

A vegyszeres gyomirtás ma már hazánkban is nagyon elterjedt és az eddigi

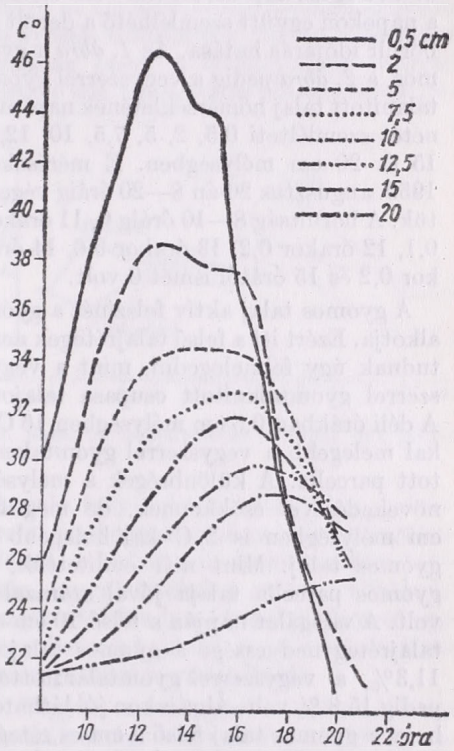


1. ábra. A talajhőmérséklet menete gyomos talajon az egyes szintekben 1959. aug. 26-án 8—20 óra között

külföldi és hazai eredmények azt mutatják, hogy ez lesz a jövőben a gyomirtás legfőbb eszköze.

Martonvásáron *Pusztai* Antal kutatóval 1958 óta vizsgáljuk a gyomok módosító hatását a talajhőmérsékletre. Vizsgálatainkat 4 m²-es kisparcellákon, középkötött mezőségi vályogtalajon végeztük. A talaj hőmérsékletét 1958—59 és 1960 nyarán különféle időjárási helyzetekben vizsgáltuk. Esetenként 12—24 órás időtartammal, óránkénti leolvasásokkal 0,5, 2,5, 7,5, 10, 12,5, 15 és 20 cm mélységben mértünk. Méréseinket 2TH jelű Tungsram gyártmányú termisztorokkal végeztük. A higanyos talajhőmérőket nem találtuk megfelelőnek e vizsgálatokhoz. Tapasztalataink szerint [4] ui. derült nappalokon a talajból kiálló üveg hőmérőtest erősen fölmelegszik és magasabb hőmérsékletet mutat, mint a talaj hőmérséklete. Egyébként mérete miatt sem alkalmas ilyen finomabb vizsgálatokhoz, ahol 0,5 cm mélységben is mérünk talajhőmérsékletet.

A gyomos parcellát 30—50 cm magasságú sűrű gyom borította. A gyomállományt főleg mezei folyófű (Convolvulus arvensis) és disznóparé (Amaranthus retroflexus) képezte. A kontroll parcellát simazinnal gyomtalanítottuk. A vegy-



2. ábra. A talajhőmérséklet menete vegyszerrel gyomtalanított talajon az egyes szintekben 1959. aug. 26-án 8—20 óra között

szeres gyomirtás lehetővé tette, hogy csak a gyomok hatását vizsgáljuk, mert a kontroll parcella talaját sem kellett semmiféle talajművelő eszközzel megbolygatni.

A vizsgálat szerint a gyomos parcella talaja állandóan jóval szárazabb volt, mint a kontrollé. A száraz és nedves talaj hőmérsékletét már több korábbi kísérle-

tünknél számos esetben vizsgáltuk [5, 6], és azt találtuk, hogy a száraz a felsőbb rétegekben jóval melegebb. Ezzel szemben ezen kísérletünknél a gyomtakaró árnyékoló hatása miatt minden esetben a nagy nedvesség fogyasztás következtében szárazabb, gyomos talaj volt hidegebb, még 20 cm mélységben is.

Háromévi nagyszámú vizsgálatunkból egy olyan példát mutatunk be, amikor a déli órákban képződött cumulusokat kivéve egész nap derült idő volt. Ezeken a napokon együtt szemlélhető a derült és borult időjárás hatása. Az *1. ábra* a gyomos, a *2. ábra* pedig a vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérsékletének napi menetét szemlélteti 0,5, 2, 5, 7,5, 10, 12,5, 15 és 20 cm mélységben. E méréseket 1959. augusztus 26-án 8—20 óráig végeztük. A borultság 8—10 óráig 0, 11 órakor 0,1, 12 órakor 0,2, 13 órakor 0,6, 14 órakor 0,2 és 15 órától ismét 0 volt.

A gyomos talaj aktív felszínét a gyom alkotja. Ezért itt a felső talajrétegek nem tudnak úgy felmelegedni, mint a vegyszerrel gyomtalanított csupasz talajon. A déli órákban 0,5 cm mélységben 16 C°-kal melegebb a vegyszerrel gyomtalanított parcella. A különbségek a mélység növekedésével csökkennek, de még 20 cm mélységben is 2 C°-kal hidegebb a gyomos talaj. Mint már említettük, a gyomos parcella talaja jóval szárazabb volt. A vizsgálat napján a felső 10 cm-es talajréteg nedvessége a gyomos talajon 11,3%, a vegyszerrel gyomtalanítotton pedig 15,8 % volt. Ábráinkon jól látható, hogy a gyomos talaj felső 5 cm-es rétege jóval melegebb az alatta levő rétegeknél, mivel — szárazabb lévén — rossz hővezető képessége miatt a felvett hőből kevesebbet vezet a mélyebb rétegekbe. A nedvesebb, és ezért jobb hővezetőképességű gyomtalanított parcellán a talajhőmérséklet egyenletesebb eloszlású volt.

A felhőzet 13 órakor 0,6-re növekedett. A vegyszerrel gyomtalanított parcellán 0,5 cm mélységben ennek hatására 2 C°-ot csökkent a hőmérséklet. A gyomos parcella ugyanezen mélységében, a gyomok árnyékoló hatása miatt ekkor csak a hőmérséklet emelkedésének üteme csökkent. A csupasz parcellán a felhőzet hatására még 2 cm mélységben is csökkenés volt tapasztalható.

A talajhőmérséklet napi ingását 20 derült nyári nap adataiból számítottuk ki :

cm	gyomos	gyomtalanított
0,5	10,1	26,4
2	10,0	19,5
5	9,2	14,6
7,5	5,1	12,0
10	4,2	11,1
12,5	3,8	10,1
15	3,6	8,7
20	3,4	5,8

Az adatok szerint gyomos talajon a talajhőmérséklet napi ingása derült napokon mintegy fele a vegyszerrel gyomtalanított talajénak. A gyomok tehát kiegyenlítettebbé teszik a talaj hőmérsékletét. Ezt a mérsékelő hatást a mezőgazdaságban már régóta ismerik. Sok szerző utal arra, hogy a gyomos talaj kedvező mikroklímát teremt a különféle rovarkártevők számára. *Kreybig* szerint [2] például a vetési bagolypille peterakása számára igen kedvező a gyomos tarló. A gyomok kiirtásával megváltoztatott mikroklíma igen sok veszedelmes kártevő fejlődését és szaporodását nagymértékben hátráltatja, sőt az esetek legnagyobb részében lehetetlenné teszi.

IRODALOM : [1] *Baskay Tóth B. :* Földműveléstan. Mezőgazd. Kiadó, Budapest 1954 144—146. o. [2] *Kreybig L. :* Az agrotechnika tényezői és irányelvei. Akadémiai Kiadó, Budapest 1956. 240—241. o. — [3] *Leick E.— Propp G. :* Bodentemperatur und Pflanzenwuchs in ihren wechselseit. Bez. auf. d. Insel Hiddensse. Mitt. a. d. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen 57/58, 79—113., 1930/31. — [4] *Pletser J.—Pusztai A. :* Talajhőmérsékletmérés termisztorokkal. Agrokémia és Talajtan 8. 1959. No. 3. 273—280. — [5] *Pletser J. :* A száraz és nedves talaj hőmérséklete. Időjárás 1960. 1. 48—49. o. — [6] *Pletser J. :* Öntözött talaj hőmérséklete. Időjárás 1960. 2. 113—114. o.

Bartha Zsuzsa—Probáld Ferenc:

Vizsgálatok a homályossági tényező napi és évi járásáról Magyarországon

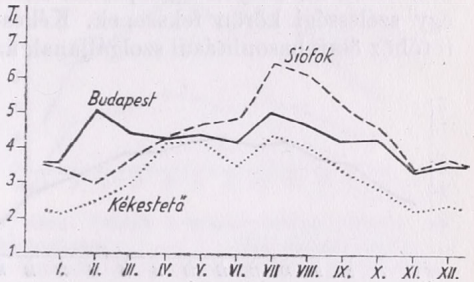
Untersuchungen über den Tages- und Jahresgang des Trübungsfaktors in Ungarn. (Zusammenfassung). In der Arbeit wird auf Grund der Strahlungsmessungsangaben des Geophysikalischen Jahres der Tages- und Jahresgang von Linke's Trübungsfaktor in Budapest, Siófok und Kékestető untersucht. Das Maximum des Trübungsfaktors ist im Juli, und das Minimum — mit Ausnahme von Budapest — in den Wintermonaten. Der Tagesgang hat nur in Siófok — und auch hier nur im Sommer — einen bestimmten Charakter, sonst ist es unbestimmt und schwer auswertbar.

*

Több, főleg biológiai vonatkozású kérdés tisztázásához szükséges a földfelszínre érkező sugárzás változásainak — pl. napi és évi járásának — ismerete. Ez irányba teendő egyik lépés a homályossági tényező vizsgálata.

Hazai vonatkozásban a nemzetközi geofizikai év keretében a lehetőséghez képest rendszeresen végzett sugárzásmegfigyelések alapján tájékozódhatunk ezen a téren. Budapest, Siófok, Kékestető sugárzási adatai már lehetővé teszik azt is, hogy az ide vonatkozó külföldi éghajlati adatsorok teljessé tételéhez hazai anyaggal is hozzájáruljunk. Az alábbi vizsgálatok alapja az 1957—58. évekre vonatkozó 2046 sugárzásmérési adat volt, amelyet az említett három állomásról az Országos Meteorológiai Intézet a „Marczell György Obszervatórium" évkönyveiben tett közzé [1, 2]. Természetesen a vizsgált időtartam túlságosan rövid és még sok adat feldolgozása lesz szükséges ahhoz, hogy ez a kérdés lezárható legyen.

Ismeretes, hogy az egész spektrumra vonatkozó régi Linke-féle homályossági tényező (továbbiakban röviden: homályossági tényező) a valódi szennyezett légkör és az abszolút tiszta, száraz légkör extinkciós koefficiensének hányadosa. Ez a hányados közelítően azt fejezi ki, hogy hány egymásra helyezett abszolút tiszta és száraz légkör idézné elő ugyanazt a sugárzás gyengítést, mint az adott időpontban a valóságos légkör. A légkör homályossága — mely a benne foglalt vízgőztől, vízcseppektől és különféle szennyeződésektől származik – jelentékenyen befolyásolja a földfelszínre érkező direkt napsugárzás erősségét. Ezenfelül arra nézve ad fontos támpontot, hogy az említett homályosságot előidéző tényezők a légkörben milyen mértékben vannak jelen. A homályossági tényező értéke sok tekintetben hozzátartozik valamely hely éghajlati jellegéhez; ismeretes pl., hogy nagyvárosok belső területe felett, a légkör erős szennyeződése folytán, kiugró értékeket mutat. Általánosságban tehát a homályossági tényező egy-egy hely éghajlatát is jellemzi és ilyen szempontból is vizsgálható.



1. ábra. A homályossági tényező évi járása

Vegyük szemügyre mindenekelőtt a homályossági tényező évi menetét, melyet mindhárom helyre (Budapest, Siófok, Kékestető) az *1. ábrán* tüntettünk fel.

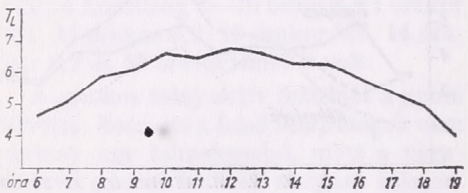
A három görbe csaknem párhuzamosan fut az egész év folyamán; maximum júliusban, minimum pedig a téli hónapok folyamán mutatkozik. Ettől csak Budapest évi menete mutat eltérést, ahol a téli hónapokban, különösen pedig februárban második maximum jelentkezik. Ehhez az évi menethez összehasonlítás céljából néhány külföldi adatot közlünk az I. táblázatban *Foitzik—Hinzpeter:*

Sonnenstrahlung und Lufttrübung c. könyvéből.

I. TÁBLÁZAT

Hely	Tél	Tavasz	Nyár	Ősz	Évi átlag
Budapest	4.0	4.3	4.6	4.0	4.24
Siófok	3.4	4.2	5.8	4.4	4.46
Varsó	3.2	3.6	4.1	3.3	3.54
Aachen	3.1	3.8	4.0	3.5	3.63
Párizs	3.2	4.2	4.7	3.8	3.96
Rosztov	2.2	2.7	3.0	2.3	2.57
Firenze	3.3	3.8	4.3	3.9	3.82
Allgäu	2.4	2.8	3.1	2.6	2.70
Kékestető	2.3	3.8	4.0	2.9	3.24

Tekintve, hogy a homályossági tényező értékei a pólus felé haladva rohamosan csökkennek, olyan városok adatait választottuk ki, melyek Budapesttel közel egy szélességi körön fekszenek. Kékestetőhöz összehasonlításul szolgáljanak az



2. ábra. A homályossági tényező napi járása Siófokon a nyári hónapok átlagában

Alpokban 1200 m tengerszintfeletti magasságban fekvő Allgäu adatai. A táblázatban is feltűnő a homályossági tényező budapesti téli magas értéke, amely könnyen magyarázható lenne azzal, hogy a nagyvárosi fűtés télen sok szennyező anyagot és kondenzációs magot termel, de a többi nagyváros bemutatott adatain ilyen téli maximum nem jelentkezik, tehát a jelenség ezzel nem magyarázható. Másik feltűnő dolog, hogy a homályossági tényező Siófokon nyáron mutat kiugróan magas értéket. Ez alighanem a Balaton nyári rendkívül intenzív párolgásával, illetőleg a levegő nagyfokú párateltségével magyarázható.

Miután itt az évi menet néhány feltűnőbb sajátságára egészen röviden rámutattunk, vizsgáljuk meg a napi menetet is.

Ezzel kapcsolatban meg kell említenünk, hogy a Linke-féle homályossági tényező is, mint általában minden más homályossági tényező, bizonyos virtuális menetet mutat. Ez annyit jelent, hogy nem tükrözi tökéletesen a légkör homályosságát, hanem értékét az átsugárzott levegőtömeg, tehát a Nap zenittávolsága bizonyos fokig befolyásolja. Az így előálló napi menet a valódi délre szimmetrikus, amplitudója pedig — mint az a II. táblázatból is kitűnik — aránylag kicsiny, mindenesetre az alább közölt napi menetek értékelésénél esetenként ezt is figyelembe kell venni [3].

II. TÁBLÁZAT

A homályossági tényező virtuális menete közepes homályosságú légkörre számítva

(Foitzik—Hinzpeter után)

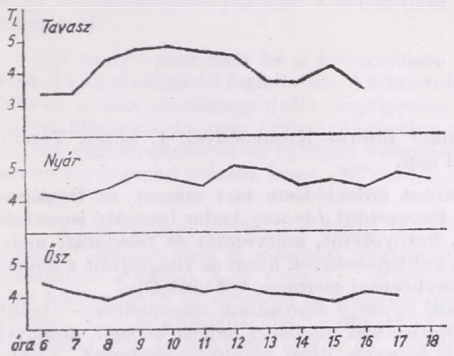
Átsugárzott levegőtömeg	Homályossági tényező
1	3.77
1.5	3.47
2	3.41
3	3.37
4	3.35
6	3.36
8	3.40
10	3.42

A napi menetet úgy számítottuk ki, hogy az adatokat valódi helyi idő szerint csoportosítottuk (pl. 7.30—8.29 = 8 óra) és az azonos órák adataiból évszakonként átlagot számítottunk. Igen határozott napi menetet mutat a homályossági tényező Siófokon a nyári időszakban *(2. ábra)*.

Hajnalban és este minimum, déltájban pedig maximum jelentkezik; a napi ingadozás amplitudója igen nagy. A *3. ábrán* Budapest tavaszi, nyári és őszi napi menetét tüntettük fel.

Ezek a görbék korántsem olyan határozottak és jellegzetesek, mint Siófok esetében láttuk. Általánosságban csak annyit lehet róluk mondani, hogy a napi ingadozás kisebb. A maximum rendszerint déltájban van. A téli évszakra a kevés adat és a rövid mérési időszak miatt értékelhető napi menetet nem tudtunk számítani. A harmadik obszervatórium, Kékestető adataiból nyert átlagos napi menetek, a kis amplitudójú, többé-kevésbé

periodikus ingásokat nem tekintve, semmiféle felismerhető szabályosságot nem mutatnak. Sajnálatos, hogy itt is és a másik két helyen is igen kevés az olyan nap, amikor reggeltől estig minden órában történtek sugárzás-mérések, és így nehéz megállapítani, hogy az egyes napi menetek az átlagos napi járással mennyire

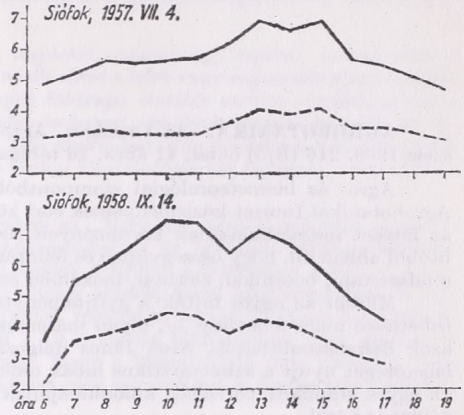


3. ábra. A homályossági tényező napi járása Budapesten

egyeznek meg. Erre nézve kiragadott példaként a *4. ábrán* közlünk két napi menetet (Siófok, 1957. VII. 4. és 1958. IX. 14.). Érdekes, hogy a déli maximum mindkét esetben kettősen jelentkezik, és ez a nyári átlagos napi járás görbéjén bizonyos fokig szintén kifejeződik.

Megemlítjük még, hogy megpróbáltunk összefüggést keresni a vízszintes látástávolság és a homályossági tényező napi és évi változása között egyidejű észlelések alapján. Ilyen összefüggést azonban, legalábbis egyszerű módszerekkel, nem sikerült kimutatnunk, sőt a vízszintes látástávolság évi menete éppen ellenkező értelműnek adódott, mint a homályossági tényezőé (nyáron a legjobb, télen a legrosszabb látási viszonyok).

Még egyszer hangsúlyozzuk, hogy a homályossági tényező járásával, főleg pedig a napi menettel kapcsolatos adatokat igen óvatosan kell értékelni, hiszen pl. a megfigyelésre alkalmas idő kiválasz-



4. ábra. Példák a homályossági tényező napi változására: ——— régi homályossági tényező, - - - - - - új homályossági tényező

tása is sok szubjektív hibalehetőséget rejt magában. A kérdés végleges tisztázásához még sok, hosszabb ideig tartó megfigyelés lesz szükséges; mégis e cikk talán jelent ez irányban egy lépést előre.

IRODALOM

[1] Az Orsz. Met. Int. „Marczell György" Aerológiai Obszervatóriumának Évkönyvei IV. 1957. évf. — [2] Az Orsz. Met. Int. „Marczell György" Aerológiai Obszervatóriumának Évkönyvei V. 1958. évf. — [3] *Foitzik, L.—Hinzpeter, H.:* Sonnenstrahlung und Lufttrübung. Leipzig, 1958.

IRODALOM

AGROBOTANIKA. Az Országos Agrobotanikai Intézet Közleményei, I. kötet. Tápiószele 1959. 216 (B/5) oldal, 41 ábra, 26 táblázat, 19 kép.

Agro- és biometeorológiai szempontból egyaránt érdeklődésre tart számot az Országos Agrobotanikai Intézet közleményeinek első kötete. Bevezetőül *Jánossy* Andor igazgató ismerteti az intézet megalakulásának körülményeit, helyét, környezetét, szervezetét és feladatát, mely utóbbi abban áll, hogy összegyűjtse és fenntartsa a kultúrnövények hazai és világfajtáit s ezeket rendszertani, botanikai, élettani, biokémiai és növénykórtani szempontból vizsgálja.

Miután az egyes fajták a gyűjteményben csak egy-egy sorozatban szerepelnek — tehát ismétlésre nincs lehetőség —, olyan matematikai-statisztikai módszert kellett keresni, amellyel azok összehasonlíthatók. *Sváb* János dolgozatában ismertet ilyen alkalmas módszert, amely lehetőséget nyújt a szisztematikus hibák csökkentésére s ezen túl a maradék hiba lemérésére és az egyes standard parcellák különhibájának tompítására. A szerző a módszer alkalmazására példát is közöl.

Mesch József az intézet tápiószelei és lókuti búzafajta-gyűjtemény vizsgálatáról számol be. Tanulmányának első részében a vizsgálati anyagot ismerteti és a fenti helyekre vonatkozó hőmérsékleti és csapadékadatokat foglalja össze táblázatokon. Az egyes búzafajtákat kiválasztott standard fajtákhoz hasonlítva értékeli koraiság, télállóság, megdőlés és betegségekkel szembeni ellenállás szempontjából. *Koch Béla* három évi kísérleteiről számol be, amelyeknek az volt a célja, hogy a fajtagyűjteményben található csillagfürt fajok közül kiválassza azokat, amelyek a talaj bizonyos mésztartalmát eltűrik, s így a Duna—Tisza-közi meszes homoktalajon is jól díszlenek.

Mándy György és *Karkovszky Géza* „Csemegekukorica-fajták összehasonlító alaktani és fejlődéstani vizsgálata" című dolgozatukban ismétléses elrendezésű, 17 csemegekukorica fajtán végzett felvételezések eredményeiről számolnak be. 34 alaktani tulajdonságot vizsgáltak meg és ezen az alapon rangsorolják az egyes fajtákat, majd összehasonlítják ezek egyes fenológiai fázisainak időpontjait (kelés, hímvirágzás, nővirágzás, csemege érés, teljes érés). Növekedésütem megfigyelések alapján pl. megállapították, hogy a csemegekukoricák csapadék és hőmérséklet iránt érzékenyek s a vegetatív fejlődési szakaszban a hűvös időjárás károsan hat rájuk.

Komlóssy György a kukorica helminthospóriumos száraz levélfoltosságának kártételéről és értékcsökkentő hatásáról számol be 1959-ben végzett megfigyelései alapján, az idevonatkozó irodalom és az eddigi hazai tapasztalatok ismertetésével. Megállapítja, hogy a levélpusztulás 3—80% között ingadozott, a termésveszteség pedig 25—40%-ot is elérhet.

Schmidt Gabriella tíz, Kalocsa vidékén elterjedt fűszerpaprika-fajta termésformájának variabilitását vizsgálta, megállapítva, hogy a termés formája összefüggésben van a jó beltartalommal. Befejezésül *Boros Ádám* négy évtizedes szakmai tapasztalata alapján 14, hazánkban vadon élő pillangós növényt és 13 pázsitfűfélét ajánl kultúrába vételre. Ezt főként az indokolja, hogy száraz, köves, egyébként mezőgazdaságilag nem hasznosítható területeken ezek a növények értékes takarmányt szolgáltatnak.

A kötet végén található fényképek jó kiegészítői az intézet munkáját ismertető beszámolónak és további két tanulmánynak.

Az Agrobotanikai Intézet kutatómunkáját dokumentáló beszámoló kötet témái bizonyítják, hogy botanikai, növényélettani, növénykórtani vizsgálataik során a kutatók a meteorológiai viszonyok beható ismeretét nem nélkülözhetik. E téren első lépés az, hogy a kísérleti terület olyan pontján működjék egy speciális, agrometeorológiai igényeket is kielégítő meteorológiai állomás, amelynek adatai az intézet egész területére kiterjeszthetők, s így az értékes segítséget nyújthat biológiai jelenségek és időjárási események összefüggéseinek feltárásához.

Szakály József

LANDSBERG, HELMUT: **Physical Climatology** *(Fizikai klimatológia)*. Gray Printing Co., Inc. Dubois, Pennsylvania 1960. 446 (23 × 15 cm) old., 109 ábra, 224 táblázat.

A könyvet először 1941-ben adták ki. Azóta több alkalommal kiegészítették a klimatológia területén elért fejlődésnek megfelelően. A második kiadás 1958-ban jelent meg, ennek módosított változata a szerző jelen könyve, amelynek az a célja, hogy útbaigazítást adjon a kezdő klimatológusoknak e fontos tudomány területén. Az elméleti részek mellett hangsúlyt helyez a technikai eljárásokra is, és foglalkozik azon problémákkal, amelyekkel a modern elektronikus számológépek korszakában találkozik a meteorológus. Minden témára tekintélyes irodalmi utalást ad az egyes fejezetek végén, és számos gyakorlati példával teszi változatossá a könyvét. Tartalmának megértése nem követel magasabb matematikai ismereteket, azonban a szerző kimondja, hogy komoly eredmények csak a statisztikai matematika és a valószínűségszámítás ismeretében érhetők el.

A könyv nem öleli fel a klimatológia egész területét, csupán egy ágával, nevezetesen a fizikai klimatológiával foglalkozik. A klimatológia másik része a leíró vagy regionális klimatológia. Míg az utóbbi az összegyűjtött megfigyelési anyagot földrajzi eloszlás szerint rendezi, addig a fizikai klimatológia azon fizikai tényezőket vizsgálja és keresi, amelyek alapját képezik az éghajlati viszonyoknak és az éghajlat változásának. Más szavakkal, míg a regionális klimatológia arra a kérdésre ad választ, hogy „Mi van?", adig a fizikai klimatológia azt fejtegeti, hogy „Miért van így?"

A könyv négy főfejezetre oszlik. Az I. fejezetben az „Éghajlati adatok gyűjtése és alkalmazása" címszó alatt a vizsgálat módszereivel, műszerekkel és az éghajlati megfigyelésekkel foglalkozik a szerző. A II. fejezet: „Klimatológiai elemek." Ebben a fejezetben a légkör, a légköri hőegyensúly, az egyszerű és komplex éghajlati elemek kérdése kerül megtárgyalásra. A III. fejezet „Elemek kombinációja" címen a világ-éghajlattal, regionális klimatológiával, helyi klimatológiával stb. foglalkozik, míg a IV. fejezetet az „Alkalmazott klimatológiá"-nak szenteli a szerző. Úgy véli, célja teljesül, ha ki tudja mutatni, hogy a klimatológia nem unalmas, holt tudomány, hanem egy fejlődő, a jövő kutatásai számára még sok érdekes és fontos lehetőségeket tartalmazó terület.

A „Fizikai klimatológia" tanulmányozása az olvasóban azt az érzést kelti, hogy a szezrő célját elérte, és egy igen értékes könyvvel gyarapította a klimatológia immár igen tekintélyes irodalmi anyagát.

Kissné Tóth Erzsébet

CONKLIN, GROFF: **The weather conditioned house** *(A légkondicionált lakóház)*. Reinhold Publishing Corporation, New York, 1958. 238 old., 91 ábra, 80 táblázat.

Conklin könyve az építészeti bioklimatológia nagyterjedelmű és alapos összefoglalása. Főleg a téma technikai oldalát domborítja ki, ugyanakkor az egyes technikai munkálatok, berendezések leírását kellő éghajlati, meteorológiai adatanyaggal és magyarázatokkal támasztja alá.

Az USÁ-ban a légkondicionálás első ismert esete, az evaporációs lakóház-hűtés ezelőtt 80 évvel történt. A lakóházak belső terének „komfortossá" tétele mesterséges úton a II. világháború után indult meg intézményesen és azóta nagymértékben fejlődött. A mai lakóházak technikai felszerelése csaknem tökéletes kényelmi szempontból. A légkondicionálás elvének fejlődésével nem tartott lépést — sőt talán visszafejlődés mutatkozott e téren — a külső, természetes környezeti tényezőkkel való kapcsolat. A gazdaságos légkondicionálás nem hanyagolhatja el sem az elsődleges (léghőmérséklet, légnedvesség, szélsebesség stb.), sem a másodlagos (hang, szag, elkülönülés) környezeti tényezőket.

Conklin könyvének kilenc fejezetében a technikai problémák tárgyalásánál nagy részletességgel megtaláljuk a légkondicionálás és az elsődleges környezeti tényezők kapcsolatának számos vonatkozását.

Figyelemre méltó az egyes meteorológiai elemek és technikai kifejezések mibenlétének magyarázata, mely lehetővé teszi mind az építészek, mint a biometeorológusok számára a szövegben előforduló szakkifejezések, magyarázatok maradéktalan megértését.

A könyv nagymennyiségű ábrát, táblázatot és magyarázó fényképet tartalmaz, melyek közül különösen értékesek az összefoglaló jellegű, sajátságos feldolgozásokat tartalmazó táblázatok. A szerző 152 forrásmunkát jelöl meg.

Azzal a megállapítással számolhatunk be e könyvről, hogy az a biometeorológusnak és az építésznek egyaránt hasznos, forrásmunkának tekinthető mű, s bár meteorológiai és éghajlati adatai nem a mi klímavidékünk jellemzői, a szélsőségek kiszűrésével fenntartás nélkül hasznosíthatjuk a szerző megállapításait.

Popovicsné Gubola Mária

KRÓNIKA

40 ÉVES A SZOVJETUNIÓ HIDROMETEOROLÓGIAI SZOLGÁLATA. Moszkvában 1921. június 21-én írta alá a Kremlben *Lenin* a Népbiztosok Tanácsának azt a határozatát, amely elrendelte a Szovjetunió egységes hidrometeorológiai szolgálatának megszervezését. A határozatot a szovjet meteorológusok Lenini Dekrétumának nevezik. A nevezetes dátum 40. évfordulójára a Szovjetunió Hidrometeorológiai Főigazgatósága össz-szövetségi meteorológiai konferenciát hívott össze Leningrádba.

A június 21-től 30-ig tartó konferenciának 1200 résztvevője volt ; a konferencián küldöttséggel képviseltette magát a bolgár, a csehszlovák, a kínai, a lengyel, a magyar, a mongol a német, a román és a vietnámi meteorológiai szolgálat is. A magyar meteorológiai szolgálatot *Zách* Alfréd h. igazgató és *Péczely* György tud. munkatárs képviselte.

A konferencia a leningrádi Geofizikai Obszervatórium igazgatójának : N. I. *Budiko* Lenin-díjas professzornak nyilatkozata szerint „a legszélesebbkörű fóruma volt az utóbbi években a szovjet meteorológusoknak és geofizikusoknak. A konferencia elnöki tisztét K. T. *Logvinov*, a hidrometeorológiai szolgálat helyettes vezetője töltötte be, ő is nyitotta meg a konferenciát. Az első két nap plenáris ülésekkel telt el. Ekkor hangzott el A. A. *Zolotuchin*nak, a Szovjetunió Minisztertanácsa mellett működő hidrometeorológiai szolgálat főigazgatósága vezetőjének : „A szovjet hidrometeorológiai szolgálat 40 éve", E. K. *Fjodorov* akadémikusnak : „A klíma és időjárás átalakításának jelene és jövője", I. N. *Dolgin*, D. N. *Lajhtman*, H. L. *Ruszin* és A. F. *Trezsnyikov*nak a „Meteorológiai kutatások az Arktiszon és Antarktiszon", V. A. *Bugajev* pofesszornak „Az időelőrejelzés szinoptikus módszerének jelene és jövője", M. I. *Jugyin*nak „A numerikus előrejelzés jelenlegi módszerei és problémái", B. A. *Mirtov* és I. A. *Hvosztikov*nak „A légkörkutatás rakéták és műholdak segítségével", M. T. *Budiko*nak „A Föld höháztartása", A. N. *Obuhov* akadémikusnak „A légköri turbulencia kutatása", H. P. *Pogoszjan*nak „Az általános légcirkuláció", O. A. *Drozdov* és E. Sz. *Rubinstein*nek „A szovjet klímakutatás és eredményei", F. F. *Davitaja* akadémikusnak „Agroklímakutatás a Szovjetunióban", P. K. *Jevszejev*nek „A meteorológiai észlelési anyag gépi feldolgozása" című előadása.

A Szovjetunióban folyó széleskörű kutatások eredményeire jellemző, hogy a konferenciára több mint 1000 tanulmányt nyújtottak be, közülük azonban csak 420-nak az előadására kerülhetett sor. Az előadások és a viták az alábbi 8 szekcióban zajlottak le : 1. dinamikus meteorológiai, 2. szinoptikus meteorológiai, 3. klimatológiai (ez 3 alcsoportra oszlott, úgymint általános klimatológiai, klimatográfiai és alkalmazott klimatológiai), 4. a légköri sugárzással és optikával, 5. a talajközeli légréteg fizikájával, 6. a műszerek és megfigyelési módokkal, 7. a szabad légköri fizikával és végül 8. az agrometeorológiával foglalkozó szekcióban. A konferencia kezdetekor a résztvevők nyomtatásban megkapták a téziseket, a teljes anyag a hozzászólásokkal azonban csak később kerül kiadásra.

A szinoptikus szekcióban a magyar delegáció egyik tagja, *Péczely* György is tartott érdeklődéssel kísért előadást „A Kárpátok és Alpok által keltett léghullámok visszatükröződése az általános nyomáseloszlásban a Kárpát-medence területén" címmel.

A konferencián az áramlási és cirkulációs kérdések kerültek előtérbe, de számos előadás hangzott el felhőfizikai kutatásokról is. Többen foglalkoztak a rövid- és hosszútávú előrejelzések módszertani, valamint beválásuk pontosabbá tételének kérdéseivel ; a kutatások központi feladata a mezőgazdasági prognózisok módszereinek fejlesztése. Előadások hangzottak el a mesterséges eső- és felhőképződésről, valamint a jégeső elleni védekezésről is.

A konferenciával kapcsolatban két részből álló nagyszabású kiállítást is rendeztek. Egyrészt a legújabban használatba került különleges meteorológiai műszereket, másrészt rendkívül szemléltető módon, grafikonokon, fényképeken, térképeken mutatták be a 40 év fejlődését és az elért eredményeket.

A konferencia eredményei röviden a következőkben foglalhatók össze : A hidrometeoro-

lógiai szolgálat fejlesztése terén ma már a Szovjetunióé a legelső hely a világon. Jelenleg ui. a Szovjetunióban 20 000 ponton végeznek megfigyeléseket. Száznál több a nagyobb létesítmények, obszervatóriumok száma. A technika gyors fejlődése alapján lemérhető, hogy nemcsak az előrejelzések pontossága fog növekedni, hanem talán nincs messze az az idő sem, amikor az ember tevékenyen beleavatkozhat az időjárás és az éghajlat alakításába. Az utóbbi évek során nagymértékben felhasználták e célok elérése érdekében a geofizikai rakétákat, mesterséges holdakat, űrrakétákat és az elektromos számológépeket. Azok a sikerek és eredmények, amelyeket a meteorológia területén a Szovjetunióban elértek, a lenini tudomány irányvonalának helyességét igazolják.

A Szovjetunió Hirdometeorológiai Főigazgatósága a konferencia külföldi résztvevői számára még külön gazdag kultúrprogramról is gondoskodott. A rendkívül szívélyes, baráti légkörben lefolyt kirándulások során a külföldiek többek között megtekintették a vojejkovói obszervatóriumot, Leningrád után pedig Moszkvát is. *(Z. A.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA 1961. június 28-i, *Hille* Alfréd elnökletével tartott ülésén személyi kérdésekkel foglalkozva, a tiszteletbeli tagok sorába iktatta Szergej Petrovics *Hromov* professzort, a moszkvai Lomonoszov Egyetem tanárát, majd a MTESZ Propaganda Tanácsának film-bizottságába *Zách* Alfrédet, kiadványbizottságába *Kakas* József és *Szepesi* Dezsőné tagokat delegálta; elfogadta *Görgényi* Lajos lemondását tisztségéről, akinek a Társaság gazdasági bizottságában végzett pontos munkájáért a Választmány jegyzőkönyvi köszönetét fejezte ki.

Élénk vitát váltott ki *Szakály* József főtitkárnak a vándorgyűlés előadásainak számára, sorrendjére, időtartamára vonatkozó előterjesztése. *Kakas* József a Választmánynak már e tárgyban hozott korábbi határozatára hivatkozva helytelenítette a vándorgyűlés szerinte zsúfolt programjának a Választmány döntésétől eltérő, utólagos további bővítését. A vándorgyűlések célját az ismeretterjesztésen kívül tudományágunk népszerűsítésében, a rokon szakmák képviselőinek találkozásában, tapasztalatcseréjében, vitalehetőségében, nem kevésbé a Társaság tagjai országismeretének gyarapításában látja; s éppen e célok érdekében az előadások számának és időtartamának szűkítését, sorrendjének célszerűbb megállapítását találná helyénvalónak. Ugyanilyen értelemben foglalt állást *Fekete* Zoltán és *Láng* Sándor vál. tag is. *Túri* Istvánné, a MTESZ főtitkárhelyettese szintén a rövid, vitaindító előadások szükségességét hangsúlyozta, s a szakmai tartalom hasznosítása, valamint az előadások látogatottsága érdekében megfelelő szabadidő, pihenés, városnézés programba iktatását javasolta. *Kéri* Menyhért, *Flórián* Endre s a Választmány még több tagjának felszólalása után, a vándorgyűlés szervezésével kapcsolatban már korábban hozott határozatokkal összhangban, a Választmány a rendelkezésre álló idő jobb kihasználását, valamint az előadások időtartamának szabályozását célzó határozatokat hozott.

Befejezésül a Választmány a Társaság tagjai sorába felvette: Dr. *István* Lajos főorvost (Szombathely), dr. *Cselkó* László igazgató-főorvost (Szombathely), *Flór* Lászlóné asszisztenst (Szombathely), *Martos* András erdőmérnököt, *Szentes* György, *Vedres* László, *Zsoldos* Sándor, *Krasznovszky* Sándor, *Probáld* Ferenc és *Lőkös* Ágnes egyetemi hallgatókat. *(V. E.)*

*

A MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG Somogy megye és Kaposvár város tanácsának közreműködésével augusztus 15—17-én Kaposvárott rendezte 3 napos, tanulmányi úttal egybekötött 1961. évi, XV. vándorgyűlését.

A vándorgyűlés tagjai útközben megtekintették Sztálinvárosban a Dunai Vasművet, Pakson a téglagyár területén feltárt, eolikus akkumulációból származó, hazánk s egyben Közép-Európa legvastagabb lösztakaróját, mely 60 méteres vastagságával a teljes hazai pleisztocén rétegsort tartalmazza, ennélfogva paleoklimatológiai szempontból különlegesen értékes feltárás. Kaposvárott 15-én este a megyei tanács zsúfolásig megtelt közgyűlési termében *Almár* Iván tartott ismeretterjesztő előadást a mesterséges holdaknak a szerepéről az egyes földtudományokban.

A vándorgyűlés tudományos előadássorozatát 16-án délelőtt *Kádár* László egyet. tanárnak, a Társaság elnökének megnyitója vezette be, majd *Koch* Ferenc egyet. tanár Afrikának a világpolitikában és a világgazdaságban betöltött szerepét ismertető gazdaság-földrajzi előadását *Kazár* Leona főisk. tanárnak a földrajz oktatásmódszertani kérdéseit, *Földi* Emil térképésznek pedig a földfelszín ábrázolásának fejlődésével kapcsolatos kérdéseket tárgyaló előadása követte. Ez utóbbi előadás egyúttal tájékoztatóul is szolgált a Magyar Földrajzi Társaság Térképészeti Szakosztálya és a Kartográfiai Egyesület által a vándorgyűléssel egy időben Kaposvárott rendezett térképkiállításhoz. A délutáni programot *Szabó* Pál Zoltánnak, a Dunántúli Tudományos Intézet igazgatójának Dél-Dunántúl természeti földrajzi képét, *Bona* Imre főisk. tanárnak Somogy megye iparát, *Gertig* Béla főisk. docensnek Somogy megye mezőgazdaságát bemutató előadása töltötte ki.

17-én a vándorgyűlés tagjai Kaposvár nevezetességeit, köztük a Textilműveket és a Ruhaüzemet, majd útban Budapest felé a Orsz.

Meteorológiai Intézet siófoki obszervatóriumát tekintették meg. Itt a vándorgyűlésen az Orsz. Meteorológiai Intézet képviseletében részt vevő *Kakas* József tud. osztályvezető tájékoztatta a vándorgyűlést az obszervatórium történetéről, feladatairól, s a balatoni terepklimatológiai kutatások keretében éppen ott folyó energiaháztartásmérések céljáról és módszereiről.

(K. J.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA ülésén, 1961. június 1-én „MÁV üzemi munkahelyklíma vizsgálata" címmel *Páter* János, a MÁV Kutató Laboratóriumának vezető főorvosa tartott előadást, a Technika Házában. Előadásában beszámolt az 1954 óta lefolyt több mint 500 vizsgálatról, amelyet a MÁV műhelyek különböző üzemegységeiben végeztek. Munkahelyenként és évszakonként több ismétlésben folyt az adatfelvétel a külső és belső légállapothatározók terén, valamint egyidejűleg a reumás és bőrgombás megbetegedésre vonatkozólag.

A mérések célja az, hogy módszert adjon az üzemorvosok részére a munkásvándorlás, a meleg munkahelyek reumás ártalmai következtében előálló betegségek megelőzésére, ezáltal a munkakiesések, tehát a táppénzes állományúak számának csökkentésére.

A bemutatott eredmények alapján felvetette az előadó az üzemorvosok részére üzemi meteorológiai tanfolyam rendezésének gondolatát. Ilyen tanfolyam keretében az orvosok kellő tájékoztatást szereznének az üzemi klíma munkaegészségügyi vonatkozásairól, ugyanakkor bővíthetővé válna az ipari meteorológiai megfigyelések rendszere, amely az elmúlt években számottevő haladást ért el.

A nagy érdeklődéssel kísért előadás fölötti vitában *Ó* Gyula az előadás gyakorlati jelentőségét, *Predmerszky* Tibor az ipari orvosmeteorológia támogatásának fontosságát, *Kérdő* István pedig a reuma diszpozíció csökkentésének lehetőségét emelte ki az előadottakból.

A vita befejeztével *Hille* Alfréd, a Társaság elnöke, és *Kérdő* István, az orvosmeteorológiai szakosztály elnöke emlékezett meg a 10 éve fennálló orvosmeteorológiai szakosztály munkásságáról és eredményeiről, reámutatva arra, hogy a szakosztálynak az elmúlt évtizedben a hazai orvosmeteorológiai kutatások terén kifejtett úttörő munkája biztató a jövő fejlődése szempontjából is. *(V. E.)*

*

AGROMETEOROLÓGIAI KOMPLEX VIZHÁZTARTÁS-MÉRÉS ESZKÖZEI ÉS MÓDSZEREIRŐL tartott előadást *Erdős* László egyet. tanársegéd a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztálya 1961. június 15-i ülésén. Bevezetőben a mezőgazdasági vízháztartás mérések célját és fontosságát ismertette, majd sorra vette a hőháztartás, vízháztartás és kicserélődés egyenleteit, amelyekkel közvetett módon határozható meg a talaj felső rétegének vízháztartása. Az előadás során ismertette azt a komplex mérési módszert, amelynek segítségével a talaj vízháztartása megnyugtatóan meghatározható. E módszer elemei: hetenként két alkalommal 2 méter mélységig és naponta 50 cm mélységig történő talajmintavétel a talajnedvesség meghatározására; a talajpárolgás meghatározása liziméterekkel, a szabad vízfelszín párolgásának mérése párologtató kádakban, a talajpárologtató képesség, lefolyás, beszivárgás és vízvezetőképesség meghatározása. E felsorolt elemek mérésére alkalmas műszereket az előadó behatóan ismertette és vetített képeken is bemutatta, köztük az előadó által tervezett vagy módosított több műszer is bemutatásra került.

A nagy érdeklődéssel kísért előadás utáni vitában *Sa amin* Pál nagy örömmel üdvözölte a liziméteres mérések megindulását, s hangsúlyozta, hogy e műszerek hálózatban való alkalmazása az öntözési normák megállapításához nyújtanának népgazdaságilag is jelentős segítséget. Rámutatott arra, hogy a vízháztartás elemei közül a párolgás és a transpiráció meghatározása a legfontosabb, egyben ez a legnehezebb feladat is. *Csala* István a különböző talajművelési módok talajnedvességre gyakorolt vizsgálatára hívta fel a figyelmet, végül *Vladár* Endre és *Sandelhausen* Miklós intézett néhány kérdést az előadóhoz. Az ülést az elnöklő *Kulin* Istvánnak az előadó önálló és eredményes munkásságát méltató szavai zárták be. *(Sz. J.)*

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felelel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban — 613499 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

Околовић, В. (Варшава): Понятие климата 193

B. Jakus, E.: Effects of the Change of Front-Structure on the Distribution of the Precipitation in Space and Time..... 202

Mészáros, E.: Erosion des gouttes de pluie..... 212

Sz. Lőrincz, A.: Connection between the Soil Tractionability and the Soil-Moisture 215

Kozma, F.—Stollár, A.—Szilágyi, T.: The Role of the Snow-Cover in the Formation of Air-, Soil-, and Plant-Temperatures..... 220

Zsuffa, I.: Precipitation Gage Shields..... 225

Endrődi, G.: Über die Bildung der Kaltluftseen..... 232

Aujeszky, L.: Eine Bemerkung zu Prof. F. Baur's Formel für die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Vorhersagen..... 235

Kápovits, A.: On the Turbulence-Criterion of Richardson..... 239

Titkos E.: Einige Bemerkungen über die Struktur der stationären Zyklonen..... 243

B. Jakus, E.: Ist die Geschwindigkeitdivergenz geeignet als Grundlage für eine Berechnung der Vertikalgeschwindigkeit zu dienen?..... 245

Pletser, J.: Temperatur der verunkrauteten und mit Chemikalien entkrauteten Böden 246

Bartha, Zs.—Probáld, F.: Untersuchungen über den Tages-und Jahresgang des Trübungsfaktors in Ungarn..... 249

LITERATURE

Agrobotanika. Mitteilungen des Landesinstituts für Agrobotanik, Bd. I. *(Szakály, J.)* 252

Landsberg, H.: Physical Climatology (K. Tóth. E.)..... 253

Conklin, G.: The weather conditioned house *(P. Gubola, M.)* 253

CHRONICLE..... 254

IDŐJÁRÁS

5

1961. SZEPTEMBER—OKTÓBER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET

HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYŃSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:
BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON : 353-500

★

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Frank Miklós: Ein chemisches Verfahren zur Messung der ultravioletten Strahlung der Sonne (Az ibolyántúli sugárzás mérése kémiai eljárással) 257

Kapovits Albert: Вычисление числа Ричардсона с учетом температуры (Nomogram a Ri-szám kiszámítására a hőmérséklet figyelembevételével) 265

Füstös Kálmán (Kolozsvár): Számolóléc a légnedvesség meghatározásához 272

Szász Gábor : Makro- és mikroklímatikus hatások a köszméte bogyók növekedésére és beltartalmára 279

Berkes Zoltán: Légtömeg- és front-fajták a Kárpát-medencében 289

Popovicsné Gubola Mária: A Linke-féle érzet-hőmérséklet óraértékei Budapesten 294

Koppány György: Az általános légkörzés és a naptevékenység 298

Bodolainé Jakus Emma: Néhány megjegyzés a frontok és a csapadék kapcsolatáról 301

Tänczer Tibor: Az 1960. augusztus 19-i zivatarfrontról 305

IRODALOM

Scherhag, R : Bevezetés a klimatológiába *(Sz. Lőrincz A.)* 309

Hrgian, A. H.: A felhők fizikája *(Mészáros E.)* 309

Knighting—Corby—Bushby—Wallington: Numerikus előrejelzési kísérlet *(Ambrózy P.)* 310

Geraszimov—Budiko—Taljcov: A földfelszín hő- és vízrendszere *(Endrődi G.)* 310

Walter—Lieth: Klímadiagram Világatlasz *(Sz. Lőrincz A.)* 311

Ahijzer—Beresztyeckij: Kvantumelektrodinamika *(Titkos E.)* 311

KRÓNIKA 312

IDŐJÁRÁS

65. ÉVFOLYAM 5. SZÁM 1961. SZEPTEMBER—OKTÓBER

M. Frank (Budapest):*

Ein chemisches Verfahren zur Messung der ultravioletten Strahlung der Sonne

Измерение ультрафиолетовой радиации химическим способом. В работе излагается фотохимический способ измерения ультрафиолетовой радиации. Принцип измерения: Из смеси растворов аммониумоксалата и сублимата с применением феррихлоридного катализатора происходит (преимущественно под влиянием ультрафиолетовой радиации) каломель, которая, как тяжелый осадок, необратимо оседает. В результате разложения каломели после добавления едкого натрия получается хлористый натрий. Таким образом определение каломели производится простым титрованием хлорида. Для измерения радиации Дорно употребляется т. н. воронка Бэкстрэма. При помощи прибора возможно практическое проведение одновременных измерений в разных точках. Этот метод употребляется для установления и картографирования радиационных условий курортов и промышленных районов и дает информацию для специалистов растениеводства и животноводства.

*

Die Lebenserscheinungen die sich auf der Erde abspielen, Hygiene der Erholung, Siedlung und Arbeit, Pflanzenbau, Tierzucht sind Alle der Wirkung der ultravioletten (U. V.) Strahlung ausgesetzt. Die Bestrebung der Erforschung der U. V.-Strahlung machte zwingend das Ausarbeiten solcher Messmethoden notwendig, die zur Bestimmung der qualitativen und quantitativen Verhältnissen der U. V.-Strahlung geeignet sind. Zur Messung der U. V.-Strahlung werden elektrische Messgeräte und photochemische Verfahren verwendet. Die folgenden Auseinandersetzungen beschäftigen sich mit den photochemischen Methoden.

Von den verschiedenen photochemischen Verfahren soll die *Leonard Hill*'sche Azetonmethode mit Methylenblau erwähnt werden. Die U. V.-Strahlung zersetzt das Azeton, es bildet sich Azetaldehyd, von welchem Methylenblau farblos wird. Der Vorgang ist wärmeempfindlich, reversibel und das Azetaldehyd bildet sich bei trübem Wetter zu Azeton zurück. Der Nachteil des Azeton-Verfahrens *M. Bender*'s besteht darin, dass die entstehende Azetaldehyd-Menge nur in den ersten Stunden mit der Strahlung proportional ist. Bei der Oxalsäure-Methode zersetzt sich die Oxalsäure in Gegenwart von Uranylsulfat als Katalysator. Ihr Messbereich beginnt bei 470 mμ. Das Zinksulfid Verfahren hat sich nicht bewährt, weil die Empfindlichkeit der verschiedenen Zinksulfide gegen die U. V.-Strahlung eine wechselnde ist. Lange beschäftigte die Fachleute das I. G.-Dosimeter. Durch Einwirkung der U. V.-Strahlung verfärbt sich die Fuchsin-Leukosulfit Verbindung durch Bildung von Triphenylmetan-Rot, welches mit einem grünen Filter bestimmt wird. Der Nach-

* Verfasser dieses Aufsatzes ist Prof. Dr. med. habil. *M. Frank*, Leitender Primararzt des Staatlichen Instituts für Rheuma und Bäderwesen Budapest, II. Frankel Leó u. 17/19.

teil des Verfahrens, dass die rote Farbe sich im Dunklen zurückbildet und die Farbreaktion sogar über 30° C selbst im Dunklen zustande kommt. Gewisses Interesse besitzt das Verfahren von *Eschke*, der Bakteriofagen zur Strahlungsmessung verwendete. Natürlich ist die Aufzählung der verwendeten Methoden keine vollständige, aber weist auf die grosse Arbeit hin, die zur Lösung der Frage der U. V.-Strahlungsmessung bis zum heutigen Tag eingesetzt wurde.

Pfleiderer meint, dass die Messschwierigkeiten für die therapeutisch wichtigen U. V.-Spektralbereiche sich lähmend auswirken. Die Umständlichkeit der Messung wirkt vielfach abschreckend, noch mehr aber die Unsicherheit der Gerätkonstanten. Soll das Interesse an der U. V.-Forschung aktiviert werden, ist als erster Schritt die Schaffung einwandfreier und krisensicherer Messmethoden unbedingt erforderlich.

Das Erwecken des Aufmerksamkeit für eine neue Methode, welche mit chemischen Mitteln die U. V.-Strahlung misst, ist kein leichtes Vorhaben. Die Schwierigkeit liegt zum Teil darin, dass die chemischen Verfahren in der Vergangenheit der kritischen Prüfung nicht standhielten, zum Teil aber — und das scheint von kleinerer Bedeutung zu sein, — müssten die Fachleute für Strahlungsmessungen sich bestimmte einfache chemische Methoden aneignen.

Rein theoretisch betrachtet müsste ein allen Forderungen entsprechendes Messgerät den folgenden Bedingungen Genüge leisten:

1. einfache technische Ausführung,
2. leichte Handhabung,
3. vergleichbare Messergebnisse,
4. die Fähigkeit zur Bestimmung der Strahlung von längeren Zeitabschnitten,
5. die Irreversibilität des zugrunde liegenden chemischen Vorganges,
6. in absoluten Einheiten reproduzierbare Messergebnisse,
7. der Erythemkurve entsprechende spektrale Empfindlichkeit,
8. die Sicherung der Temperaturkonstanz während der Messung,
9. mässige Herstellungskosten,
10. das Messgerät sei selbst bei schwierigen Verhältnissen zu gebrauchen,
11. die Bestimmung der Messergebnisse soll auch in einem entfernt gelegenen Laboratorium ausführbar sein.

Um diesen Forderungen gerecht zu werden, war die erste und wichtigste Aufgabe die Wahl einer entsprechenden Photometerlösung. Nur diejenige Photometerlösung ist zu gebrauchen, in welcher das Endprodukt der photochemischen Reaktion sich nicht zurückbildet und die Wärmeempfindlichkeit der Photometerlösung nicht ausgesprochen ist. Aus diesem Grunde fiel die Wahl auf die Eder'sche Photometerlösung. Nach einer Bestrahlung fällt — überwiegend auf Einwirkung von U. V.-Strahlen — aus den Lösungen von Ammoniumoxalat und Sublimat in Gegenwart von Ferrichlorid — als Katalysator — Kalomel aus und es entstehen ausserdem Ammoniumchlorid und Kohlensäure.

$$(NH_2)_2\,C_2O_4 + 2\,Hg\,Cl_2 = Hg_2Cl_2 + 2\,NH_4Cl + 2\,CO_2$$

Eder beschäftigte sich auch mit der quantitativen Bestimmung der U. V.-Strahlung und schlug die gravimetrische Kalomel oder die volumetrische Kohlensäure Bestimmung vor. Beide Verfahren sind aber Umständlich, ihre Ausführung setzt eine chemische Ausbildung und ein gut eingerichtetes Laboratorium vor. Den Forderungen der Praxis kann nur ein solches Verfahren enstprechen, welches die Kalomelbestimmung in leicht ausführbarer Weise löst.

Um die methodischen Schwierigkeiten auszuschalten arbeiteten wir das folgende Verfahren aus: Kalomel wird mit Natronlauge zersetzt, es bilden sich Kochsalz und Quecksilberoxyd

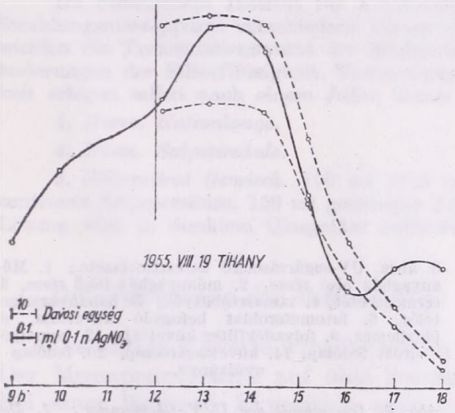
$$Hg_2Cl_2 + 2\,NaOH = 2\,NaCl + Hg_2O + H_2O.$$

Die ganze Chloridmenge des Kalomels wird quantitativ in das leicht lösliche Natriumchlorid überführt und die Kalomelbestimmung vereinfacht sich zu einer massanalytischen Chloridbestimmung.

Die ersten Modellversuche wurden in Jahre 1955 in Tihany ausgeführt. Die Photometerlösung wurde in einem Quarz-Reagensglas exponiert und gleichzeitig Messungen mit dem Dorno'schen Apparate ausgeführt. Die Versuche verglichen zeigten eine gute Korrelation *(Abb. 1)*.

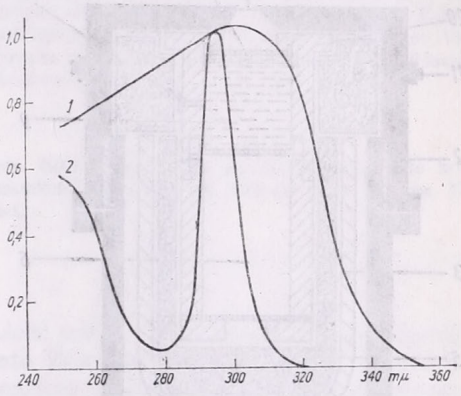
Die Messungen führten I. *Örményi*, I. *Ried* und L. *Gajzágó* unter Kontrolle von L. *Takács* aus.

Bei der Analyse der erhaltenen Resultaten machten wir die Beobachtung, dass mit der Quecksilber-Photometerlösung mehr Strahlung bestimmt wird. Die Lösung ist empfindlicher, weil sogar bei trübem Wetter Kalomel ausgeschieden



1. ábra. Cd-fotocellával és fotométerrel nyert mérési eredmények összehasonlítása

Abb. 1. Vergleich der mit Cadmium Photozelle und Photometerlösung gewonnenen Messergebnisse



2. ábra. Bäckström-filter relatív spektrális áteresztőképessége (1), bőrerythema-görbe (2)

Abb. 2. Die relative spektrale Transmission des Bäckströmfilters (1), Hauterythemkurve (2)

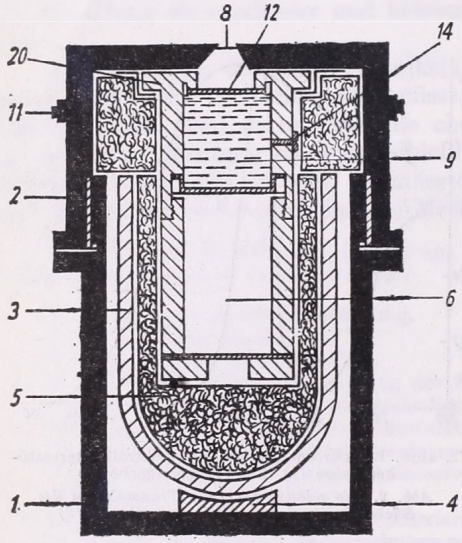
wird, ihr Nachteil ist die Empfindlichkeit gegen die sichtbare Strahlung. Dementsprechend musste eine Filtervorlage vorgeschaltet werden, welche die sichtbare Strahlung ausschaltet und nur die Dorno Strahlung durchlässt.

Eine entsprechende Filtervorlage ist umsomehr erwünscht, weil die Filtervorlagen der verschiedenen Messapparate eine verschiedene spektrale Empfindlichkeit besitzten und die Messergebnisse beziehen sich auf verschiedene spektrale Gebiete. Ein Vergleich der erhaltenen Resultate stösst auf Schwierigkeiten.

Auf diesen Umstand wies auch *Pfleiderer* hin bei Vergleich des Messergebnisse der Kadmiumzelle und I. G. Dosimeter. Die Kadmiumzelle ist empfindlicher gegen kurzwellige Strahlen und ihre Transmissionskurve ist steiler. Der Dosimeter in Vergleich mit der Kadmiumzelle ist gegen die längere U. V.-Strahlung empfindlicher. Obzwar die Kadmiumzelle zweifellos der empfindlichere Apparat ist, doch entspricht seine spektrale Empfindlichkeit nicht der Erythemkurve.

Zur Ausschaltung der sichtbaren Strahlung verwendeten wir zuerst Schottfilter U. G. 11. Von seiner Anwendung musste Abstand genommen werden, weil die spektrale durchlässigkeit bei 3850 Å eine bedeutende ist und ausserdem noch in Rot und Infrarot durchlässt. Aus diesen Gründen wurde der Flüssigkeitfilter von *Bäckström* verwendet. Der Filter ist ein Gemisch der wässrigen Lösungen von Kobaltsulfat und Nickelsulfat. Diese Kombination bedeutet eine doppelte Sicherung : die Kobaltsulfatlösung lässt nur Strahlen unter 3800 Å, die Nickelsulfatlösung unter 3200 Å durch *(Abb. 2)*.

In weiteren Versuchen — um das Messgerät je kleiner zu gestalten, — wurde die kleinste Menge der Photometerlösung bestimmt, welche sich auch nach einer mehrstündigen Exposition nicht erschöpft. Nach unseren Erfahrungen genügen 100 ml Photometerlösung. Aus 100 ml Photometerlösung scheidet theoretisch 1428 mg Kalomel aus. Nach Ausscheidung von 1000 mg Kalomel tritt die Erschöpfung der Lösung ein, in welchem Falle eine grössere Strahlungsmenge zur Ausscheidung derselben Kalomelmenge erforderlich ist. Nach unseren Erfahrungen war die grösste beobachtete ausgeschiedene Kalomelmenge: 353 mg. Die Grösse der Kalomelausscheidung kann durch Änderung einer Diaphragma geregelt werden.



3. ábra. UV-sugárzásmérő keresztmetszete: 1. Műanyagház alsó része, 2. műanyagház felső része, 3. termoszbetét, 4. támasztóbütyök, 5. habanyagszigetelés, 6. fotométeroldat befogadó küvettája, 8. plexilemez, 9. folyadékfilter küvettája, 12. homályosított fedőlap, 14. küvettazárócsap, 20. fedőlap nyúlványa.

Abb. 3. Querschnitt des U. V.-Chemometer: 1. Der untere Teil des Kunststoffhauses. 2. Der obere Teil des Kunststoffhauses. 3. Thermosflasche. 4. Stützнocken. 5. Schaumstoffisolierung. 6. Küvette der Photometerlösung. 8. Plexplat'e. 9. Küvette des Flüssigkeitsfilters. 12. Obere matte Fläche. 14. Verschlusszapfen der Küvette. 20. Fortsatz der oberen Fläche

Von grösser Bedeutung war die Auswahl der Materialien. Bei dem Bau des Messgerätes konnten wir nur solche Materialien verwenden, die vom Sublimat nicht angegriffen und für die U. V.-Strahlung durchlässig sind. Diesen Forderungen entspricht nach den Untersuchungen von *Fröhlich* das Plexiglas. Zur Herstellung des Apparatmantels ist jeder Kunststoff geeignet.

Im Messgerät sind zwei zylinderförmige, aus Plexiglas hergestellte Küvetten, die mit einem Schraubengang zusammengehalten werden. In der Oberen ist die Bäckström-Lösung, in der Unteren die Photometerlösung enthalten. Die Oberfläche der oberen Küvette ist matt, damit das einfallende Strahlenbündel zerstreut in die Photometerlösung gelangt. Die Küvetten können mit einem einzigen Griff an den Deckel des Messgerätes befestigt werden. Die Temperaturbeständigkeit wird mit 3 Schichten gesichert — äussere Hülle, — Thermosbehälter und Schaumstoffisolierung. Der Deckel des Messgerätes ist zum unteren Teil mit einem Schraubengang befestigt. In der Mitte des Deckels ist eine kreisrunde Öffnung mit Plexiglas verschlossen um die Küvette von Staub und Regen zu schützen. Nach Beendigung der Bestimmung wird die Öffnung mit einem Deckel verschlossen. Zur Erleichterung des Transportes ist ein Griff am Deckel angebracht *(Abb. 3)*.

Die zur Bestimmung erforderliche Lösungen:

1. Photometerlösung. A) 40 g Ammoniumoxalat in 1000 ml dest. Wasser gelöst; B) 50 g Sublimat in 1000 ml dest. Wasser gelöst. (Um die Chemikalien rascher in Lösung zu bringen ist warmes Wasser zweckdienlich.)

Die Photometerlösung ist ein Gemisch von 2 Tl. Ammoniumoxalat- und 1 Tl. Sublimatlösungen. Zur Steigerung der Lichtempfindlichkeit wird 1000 ml Photometerlösung mit 2,5 ml einer 10%-gen Ferrichlorid Lösung versetzt. Die Lösungen werden wegen Lichtempfindlichkeit bei rotem Licht vermischt.

Da bei der ersten Gelegenheit der Beginn der Kalomelausscheidung eine bestimmte Zeit beansprucht, wird die Photometerlösung vor Gebrauch auf eine kurze Zeit — bis zum Beginn der Kalomelausscheidung — Lichteinwirkung ausgesetzt. Die entstandene Trübung bei rotem Licht abfiltriert und die gebrauchsfähige Photometerlösung in dunklem Glasgefäss im Dunkeln aufbewahrt. Wenn sich nach einer gewissen Zeit ein Kalomelniederschlag bemerkbar macht, wird die Lösung nochmals filtriert.

2. Flüssigkeitsfilter von Bäckström. 492 g Nickelsulfat + 7 H_2O in dest. Wasser gelöst, 141 g Kobaltsulfat + 7 H_2O in dest. Wasser gelöst. Die zwei Lösungen werden in gleichem Verhältniss miteinander vermischt.

Im Staatlichem Institut für Physikalische Forschung wurden in Verbindung mit dem Strahlungsmessapparat verschiedene Untersuchungen eingeleitet. Unter Leitung von K. *Kántor* wurden die Transmissionswerte der Bäckström-Lösung bestimmt zur Kontrolle etwaiger Veränderungen der Filterflüssigkeit. Transmissionswerte der luftdicht verschlossenen Filterflüssigkeit erlagen selbst nach einem Jahre keiner Änderung.

3. Norm. Natronlauge.

4. Norm. Salpetersäule.

5. Silbernitrat Gemisch. 100 ml 1/10 norm. Silbernitrat, 400 ml nicht rauchende konzentrierte Salpetersäure, 150 ml gesättigte Ammoniumsulfat Lösung, 350 ml dest. Wasser. Die Lösung wird in dunklem Glasgefäss aufbewahrt.

Die Ausführung der Bestimmung:

Die untere Küvette wird bei rotem Licht mit der Photometerlösung aufgefüllt. Der Messapparat wird auf eine bestimmte Zeit der Sonnenstrahlung ausgesetzt. Bei einer längeren Exposition oder intensiver Bestrahlung ist die Verwendung eines kleineren Diaphragmas zweckdienlich. Nach Beendigung der Exposition wird die Photometerlösung bei rotem Licht auf einen mit Wattebausch versehenen Kelchtrichter gegossen. Die Küvette wird mit dest. Wasser mehrmals gespühlt. Zur Entfernung etwaiger Kalomelrückstände wird die Küvettenwandung mit einem Gummiansatz versehenen Glasstab abgerieben, und auf den Kelchtrichter gebracht. Der Niederschlag wird mit dest. Wasser zur Entfernung der etwaigen Photometerlösungrückstände mehrmals gewaschen. Die weitere chemische Arbeit kann schon bei Tageslicht ausgeführt werden.

Wir setzen ein Messkolben von 25 ml unter dem Kelchtrichter *(Abb. 4)*. Das Kalomel wird mit 2 ml normaler Natronlauge zersetzt. (Aus praktischen Gründen pflegen wir die vorgeschriebene Laugenmenge auf das 3-4fache mit dest. Wasser zu verdünnen.) Aus dem Kalomel entsteht Kochsalz und Quecksilberoxyd. Der schwarze kolloidale Niederschlag wird mit dest. Wasser mehrmals leicht durchmischt, um das Natriumchlorid ganz entfernen zu können. Wenn die ersten Milliliter noch trüb wären, wird es zurückgegossen und nochmals filtriert.

Der Inhalt des Messkolbens wird mit 2 ml Salpetersäure neutralisiert und auf 25 ml mit dest. Wasser aufgefüllt.

Aus dem Messkolben pipettieren wir in Hagedorn-Röhren 3×1 ml ab, wir fügen je 2 ml Silbernitratgemisch hinzu, es entsteht Silberchlorid und wir bestimmen mit n/100 Ammoniumrhodanid die nicht verbrauchte Silbernitratmenge. Jeden Tag wird ein „leer" Versuch eingestellt. Silbernitratgemisch wird mit Ammoniumrhodanid titriert. Wenn die Normalität der verwendeten Lösungen übereinstimmend ist, dann werden auf 2 ml Silbernitratgemisch 2 ml Ammoniumrhodanid verbraucht.

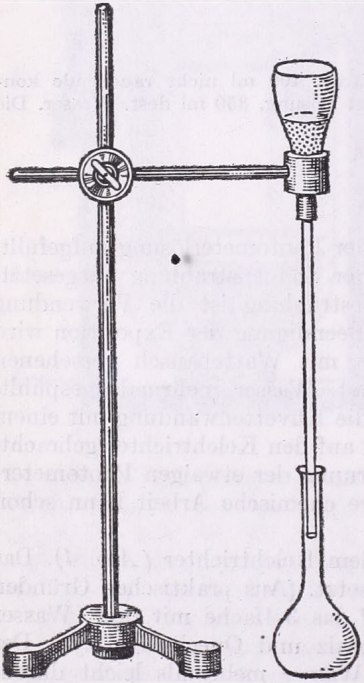
Bei unserem Vorgehen bestimmen wir die Menge des nicht verbrauchten Silbernitrats. Wenn wir die verbrauchte Menge des Ammoniumrhodanid in ml aus der

hinzugefügten 2 ml Silbernitrat subtrahieren, erhalten wir die von Natriumchlorid gebundene Silbernitratmenge im ml.

Die bei der Bestimmung verbrauchte Ammoniumrhodanidmenge in ml wird aus der bei dem Leerversuch verbrauchten ml Zahl abgezogen. Die erhaltene Differenz wird nötigenfalls mit dem Faktor der Rhodanlösung multipliziert. Aus den 3 Bestimmungen wird ein Mittelwert gebildet. Da die bei dem Titrieren erhaltenen Silbernitrat ml auf 1 ml Lösung zu beziehen sind, müssen folglich die Werte mit 25 multipliziert werden. Diese Zahl gibt in n/100 Silbernitrat ml die Menge der U. V.-Strahlung während der Beobachtungszeit an.

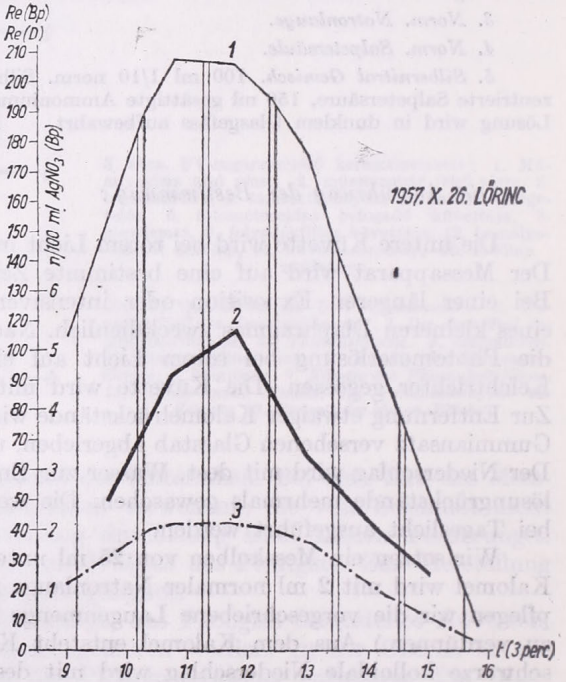
Gang der Rechnung:

2,36 mg Kalomel entsprechen 1 ml n/100 Silbernitrat. Die Milliliter Zahl mit 2,36 multipliziert gibt die während des Versuchs auf Einfluss der U. V.-Strahlung



4. ábra. Kehelytölcsér a kalomel szűréséhez

Abb. 4. Kelchtrichter



5. ábra. Összehasonlító mérés Cd-fotocellával (1), Cd-fotocella + minoszüvegszűrővel (2), UV-Chemometerrel (3)

Abb. 5. Vergleichende Messung mit Cadmium-Photozelle (1), Photozelle und Minosglasfilter (2), U. V.-Chemometer (3)

gebildete Kalomelmenge an. Um die Ergebnisse der einzelnen Bestimmungen besser vergleichen zu können, werden die Werte auf 1 cm² und 1 min (Langley Einheit) bezogen ausgedrückt.

Z. B. sei der Mittelwert der Bestimmungen 0,74 ml, dann entsprechen 25 ml—18,5 ml n/100 Silbernitrat. Diese Menge ist mit 43,65 mg Kalomel aequivalent. Wenn die Bestimmung von der Dauer 1 St. war, so entspricht die U. V.-Strahlung in 1 min auf 1 cm² 0,12 mg Kalomel. (Wenn der Flächeninhalt des Diaphragma 6,15 cm² beträgt.) Um die Werte der U. V.-Strahlung in Langley Einheiten auszu-

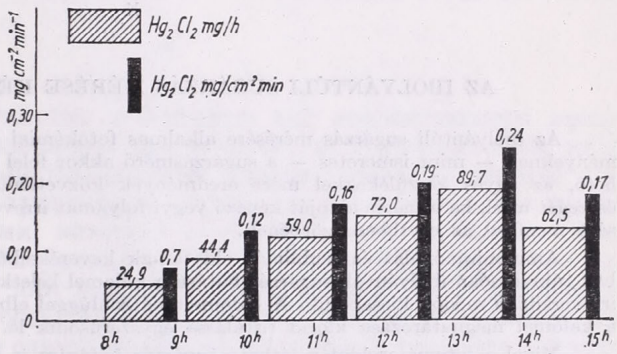
drücken, haben wir aus den in der Rechnung vorkommenden Konstanten eine Multiplikationszahl gebildet. Z. B.:

$$\frac{2{,}36 \text{ mg}}{6{,}15 \text{ cm}^2 \cdot 60'} = 0{,}0064 \text{ mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} = C$$

$$K = CA$$

In dieser Gleichung ist C auf das Diaphragma bezügliche Konstante, A die Zahl der Silbernitrat ml, K die Kalomelmenge in mg · cm^{-2} · min^{-1} Einheiten.

Von den seit Jahren durchgeführten Untersuchungen möchten wir zwei hervorhaben. Die eine Untersuchungsreihe stammt aus dem Jahre 1957 und wurde von I. *Örményi* im Aerologischen Observatorium in Pestlőrinc ausgeführt. Die gleichzeitigen Reihenbestimmungen mit dem Dorno Apparat und U. V.-Chemometer zeigten gute Korrelation *(Abb. 5)*.



6. ábra. UV-sugárzás napi menete 1959. március 22-én

Abb. 6. Tagesgang der U. V.-Strahlung (22. 3. 1959)

Die zweite Untersuchungsreihe wurde in 1959 im Staatlichen Institut für Rheuma und Bäderwesen aufgenommen. Zur Bestimmung des Tagesganges der U. V.-Strahlung wurden die Messungen stündlich ausgeführt *(Abb. 6)*. Die breiteren Säulen zeigen die stündlich ausgeschiedene Kalomelmenge, die schmäleren die auf cm²/min umgerechneten Werte. Beide Darstellungen zeigen charakteristisch den Tagesverlauf der U. V.-Strahlung.

Die Kalomelbestimmungsmethode besitzt einige praktische Vorteile. Da das Endprodukt der Reaktion keiner Änderung unterworfen ist, müssen die Bestimmungen nicht unbedingt an Ort und Stelle ausgeführt werden. Die exponierte Photometerlösung kann in einer dunklen Flasche in ein zentralgelegenes Laboratorium überführt werden. Der Gang der Bestimmungen ist im Bedarfsfalle ohne Störung zweimal unterbrechbar. Kalomel kann nach Filtrieren und Waschen ohne weitere Änderung im Kelchtrichter aufgehoben werden. Die Kochsalzlösung im Messkolben ändert sich auch nicht nach Zersetzung des Kalomels mit Lauge.

Während der Konstruktion des U. V.-Chemometers war mein Vorhaben die Herstellung eines Gerätes, mit welchem die Möglichkeit gegeben ist, die Ausführung gleichzeitiger Messungen an verschiedenen Punkten eines Gebietes zu bewerkstelligen. Ähnliche Bestimmungen sind von Bedeutung, wenn eine Aufnahme der U. V.-Strahlungsverhältnissen von Kurorten, Industriegebieten in Frage kommt und bei fortlaufenden Bestimmungen der strahlungsklimatischen Verhältnissen von Jahreszeiten. Von ähnlicher Bedeutung ist die Kenntnis der quantitativen Strahlungsverhältnissen für die in Pflanzenbau und Viehzucht beschäftigten Fachmänner.

Bei der Ausarbeitung des U. V.-Chemometers sicherte mir Prof. F. *Dési* Direktor des Meteorologischen Institutes die Unterstützung der Fachmänner. Ständige, wertvolle Hilfe erhielt ich von B. *Béll*, und L. *Takács*. K. *Farkas* Direktor des Staatlichen Institutes für Rheuma und Bäderwesen ermöglichte die Herstellung des Prototyps. Das Gesundheitsministerium gab die Mittel zur Herstellung 3 Messgeräte. Für ihre unermüdliche Mitarbeit bin ich Frau Zs. *Beöthy*, meiner Assistentin zum Danke verpflichtet.

SCHRIFTTUM

[1] *Bäckström*, H. L. I.: Archiv för Kemi, Mineralogi och Geologi, 13 A, 24.
[2] *Eder*, I. M.: Handbuch der Photographie, I., 3. Teil.
[3] *Eschke*, W.: Angew. Meteorologie, Bd. 2. H. 28.
[4] *Fröhlich*, K.: Kunststoffe, Bd. 30. S. 266—273.
[5] *Meyer*, A. E. H. und *Seitz*, E. O.: Ultraviolette Strahlen, 2. Aufl. Gruyter, Berlin.
[6] *Pfleiderer*, H.: Strahlenther. 83, 1 (1950).

*

AZ IBOLYÁNTÚLI SUGÁRZÁS MÉRÉSE KÉMIAI ELJÁRÁSSAL

Az ibolyántúli sugárzás mérésére alkalmas fotokémiai eljárást mutatunk be. A követelményeknek — mint ismeretes — a sugárzásmérő akkor felel meg, ha egyszerű, könnyen kezelhető, az egyes készülékekkel mért eredmények közvetlenül összehasonlíthatók, a sugárzás összegét méri, ha a mérés alapját képező vegyi folyamat irreverzibilis, és ha spektrális érzékenysége megfelel az erythema görbének.

Ammoniumoxalát és szublimát oldatainak keverékeiből ferriklorid katalizátor jelenlétében túlnyomóan ibolyántúli sugárzás hatására kalomel keletkezik, amely mint súlyos csapadék, irreverzibilis módon kicsapódik. A kalomelt nátronlúggal elbontva konyhasó keletkezik. Tehát a kalomel meghatározása klorid titrálássá egyszerűsödik le.

Mivel a fotométeroldat a látható sugárzás hatására is bomlik, fényszűrő közbeiktatására van szükség, amely csak a Dorno sugárzást engedi át. A látható sugárzás kiszűrésére a Bäckström-féle folyadékszűrőt használjuk, amely kobaltszulfát és nikkelszulfát vizes oldatainak keveréke. Áteresztőképessége megfelel az erythema görbének (Hausser—Vahle). Az eddig használt készülékekkel mért eredmények más és más spektrális tartományra vonatkoztak és az eredmények összehasonlítása nehézségekbe ütközött.

Sugárzásmérő készülékünkben két hengeralakú, plexiből készült küvetta van, amelyek csavarmenettel illeszkednek egymáshoz. A felsőben van a folyadékszűrő, az alsóban a fotométeroldat. A tartály a készülék fedőlapjához erősíthető. A hőállandóságot habanyag-szigetelés és termosz-edény biztosítja. Az egészet ezüstszürke műanyagház foglalja magába. A fedél közepén köralakú plexi lemezzel lezárt nyílás van, amelyet fedőlap takar.

Mérés után az exponált fotométeroldatot vörös fény mellett vattaszűrővel ellátott kehelytölcsérre öntjük, a csapadékot gyűjtjük és mossuk a fotométeroldat eltávolítása céljából. A további műveletek már világosban történnek. A kalomelt n. nátronlúggal elbontva, a keletkező nátriumkloridot mérőlombikban fogjuk fel. Az oldatot salétromsavval semlegesítjük, és 50 ml-re kiegészítjük. Lemérünk belőle 3x1 ml-t, hozzáadunk 2-2 ml ezüstnitrátot; ezüstklorid keletkezik és a fel nem használt ezüstnitrát mennyiségét ammoniumrhodaniddal határozzuk meg. Az elfogyott ezüstnitrát milliliterek számát 2,36 mg-mal szorozzuk, megkapjuk a kalomel menynyiségét.

A Dorno készülékkel egyidőben végzett összehasonlító mérések kedvező korrelációt mutattak. Óránként végzett meghatározások jellemzően mutatták az ibolyántúli sugárzás napi menetének alakulását.

A meghatározásokat nem kell a helyszínen elvégezni; sötét üvegben elszállítható. A kalomel szűrés és mosás után a kehelytölcsérben félretehető. Elbontás után a konyhasó oldat sem változik állás közben.

A készülékkel a gyakorlati igényeket kielégítő módon megoldható egyes területek számos pontján egyidejű mérések végzése. Üdülőhelyek, iparvidékek sugárzási viszonyainak feltérképezésére szolgál; tájékoztatást nyújt a növénytermesztéssel és állattenyésztéssel foglalkozó szakemberek számára.

A. Kapovits (Budapest) :

Вычисление числа Ричардсона с учетом температуры

Computation of Richardson's number by taking account of temperature influences. Nomograms that are in current use for obtaining the value of Richardson's number are not suitable for the preparation of charts showing the distribution of this quantity over the whole troposphere or along a given air route, because they are not taking account of the influence of temperature differences. By neglecting the differences in temperature, errors amounting to 30% or more may arise in the case of flights at heights that are now customary in air traffic. Accordingly, a new type of nomogram has been constructed, based on the coupling of the original nomogram, by which uncorrected values of Richardson's number are furnished, with a scale of temperature corrections. By this device, through a single transposition of a ruler, Richardson's number can be obtained for any level within the troposphere, using the appropriate temperature values. Beside its simplicity, the nomogram has the advantage of diminishing, by the use of Richardson's number in its original form, the errors due to interpolation, and finally allowing a determination of this important parameter of atmospheric turbulence with an accuracy of 1% approximately.

*

В последнее десятилетие вследствие все возрастающего применения в воздушном транспорте реактивных и турбовинтовых типов самолетов поле деятельности авиации переместилось в верхние слои тропосферы. В верхней тропосфере самолет должен бороться с такими атмосферными явлениями, которых в низких слоях не бывает вовсе, или которые на верхних уровнях более интенсивны и представляют повышенную опасность для авиации. Самое важное из этих опасных явлений — турбулентность. Турбулентность на низких уровнях, развивающаяся вследствие сдвига ветра, неустойчивой атмосферной стратификации или топографических причин основательно исследованное явление.

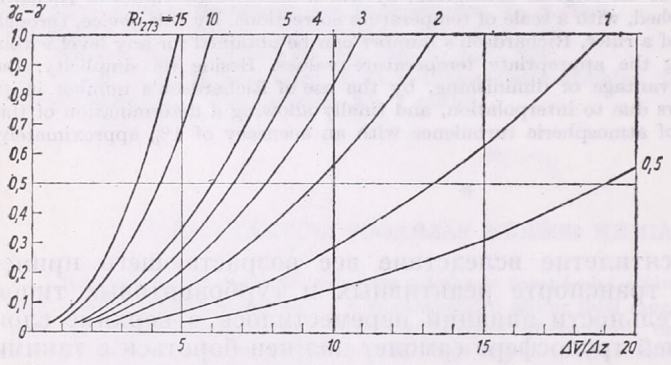
Но турбулентные вихри, наблюдаемые на больших высотах, отличаются по своей структуре от турбулентности нижних слоев и, по опыту летчиков, они значительно силнее. Метеорологическое исследование, учитывая требования современной авиации усиливает внимание к турбулентным движениям, развивающимся в больших высотах.

Для целей исследования и предсказания атмосферной турбулентности, несмотря на свои недостатки, наиболее широко применяемой характеристикой является число Ричардсона :

$$Ri = \frac{g}{\overline{T}} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial z}\right)^2} \qquad (1)$$

В его математическом выражении (1) сдвиг ветра $(\partial \overline{v} / \partial z)$ и характеризирующие условия стратификации и температуры величины $(\gamma_a — \gamma,\ \overline{T})$ легко определяются из данных высотного радиозондирования, шаропилотных наблюдений или подъемов радиоветровых зондов. Таким образом вычисление числа Ричардсона принципиально простая, но трудоемкая задача ; в оперативной службе применение формулы в указанном виде невозможно.

Поэтому для быстрого определения числа Ричардсона построены номограммы с группами кривых. При построении номограмм принимали во внимание только две переменных величины: сдвиг ветра и градиентную разность (разность между адиабатическим и фактическим вертикальными градиентами). Третья переменная величина — температура — считалась постоянной; утверждалось, что это упрощение дает лишь очень малую ошибку [2]. Построенные таким образом номограммы представляют уравнение (1) как функцию двух переменных величин, однопараметровой группой кривых. Разница между имею-



1. ábra — *Рис. 1*

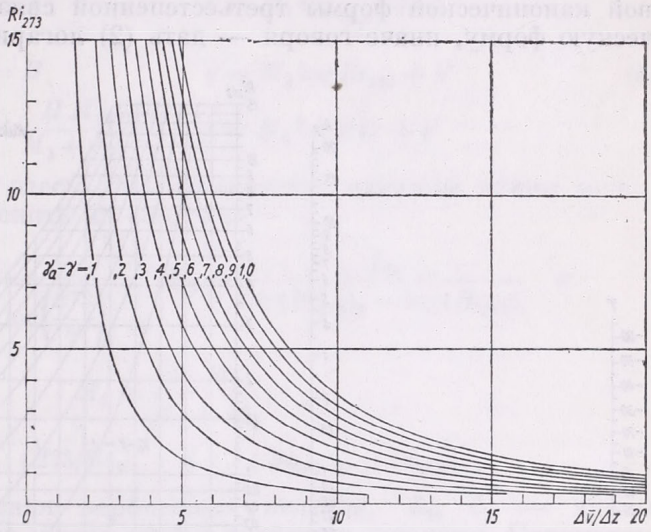
щимися в употреблении номограммами незначительна; в одном случае по оси ординат отложена величина $\gamma_a - \gamma$, а по оси абсцисс — сдвиг ветра *(рис. 1)*, в другом случае на оборот; поэтому группы кривых на обоих номограммах лежат симметрично относительно прямой 45°.

Из-за пренебрежения температурой эти номограммы непригодны для составления карты характеристик атмосферной турбулентности, т. е. числа Ричардсона, на отдельных воздушных трассах во всей пространстве тропосферы. По нашему мнению при выполнении таких задач нельзя оставлять без внимания фактическую среднюю температуру тех слоев воздуха, для которых вычисляется число Ричардсона.

Средняя температура тропосферных слоев изменяется самое большее от +25 — +30°С у земной поверхности до —65 — —70°С на тропопаузе. Применение такой номограммы, где средняя температура в любой части тропосферы одинакого равна нулю ($\overline{T} = 273°К$) создает значительную ошибку на высотах полета реактивных и турбовинтовых самолетов (7—12 км), где фактическая температура —30 — —65°С. Вблизи тропопаузы эта ошибка может быть больше 30 %, что можно доказать простым расчетом. В уравнении (1) величина фактора $g/\overline{T}$ при $\overline{T} = 273°К$ равна 0,0359, а при температуре —65°С, которая соответствует $\overline{T} = 208°К$, величина этого фактора 0,0472. Правда разность этих двух величин количественно очень мала (0,0113), но все-же число 0,0472 на 31,5 % больше, чем 0,0359. Это означает такую ошибку, которая ни в коем случае недопустима!

В этом докладе предлагается такая номограмма, которая дает возможность быстро и легко вычислить число Ричардсона для всей тропосферы принимая во внимание и до сих пор неучитываемый температурный фактор.

Номограмма *рис. 1* представляет уравнение (1) в форме $\gamma_a - \gamma = \gamma_a - \gamma\,(\partial\bar{v}/\partial z,\ Ri_{273})$. Нам казалось целесообразнее, если (1) будет представлено в своем оригинальном виде $Ri_{273} = Ri_{273}\,(\gamma_a - \gamma,\ \partial\bar{v}/\partial z)$ в функциональной связи *(рис. 2)*. Правильность этого от обычного отличающегося рода представления доказывается более точной применимостью номограммы. Таким образом уменьшается ошибка интерполяции, неизбежная при употреблении номограмм. Наш способ изображения дает группу кривых γ_a—γ, форма которых похожа на изотермы, представляющие изменение состояния идеальных газов



2. ábra — *Рис. 2*

и хорошо показывает функциональную связь числа Ричардсона со сдвигом ветра и условиями неустойчивости. Можно ясно видеть, что при малых значениях вертикального сдвига ветра условия неустойчивости играют решающую роль, а при больших величинах сдвига ветра роль атмосферной стратификации минимальна. Из-за сильного сгущения кривых γ_a—γ, которое возникает при росте $\partial\bar{v}/\partial z$, показалось правильным применить по оси ординат (Ri_{273}) логарифмическую шкалу (см. *рис. 3* справа). Отсюда уже при элементарном знании номографии очевидно, что нужно соединить составленную упомянутым способом группу кривых — по которым можно точно отсчитать число Ричардсона для $\bar{T} = 273°\text{K}$ — со шкалой поправок на температуру. Этим путем составляем так называемую номограмму с бинершкалой *(рис. 3)*, которая позволяет учитывать изменения $\bar{T}$ в пределах от $+25$ до $-65°\text{C}$.

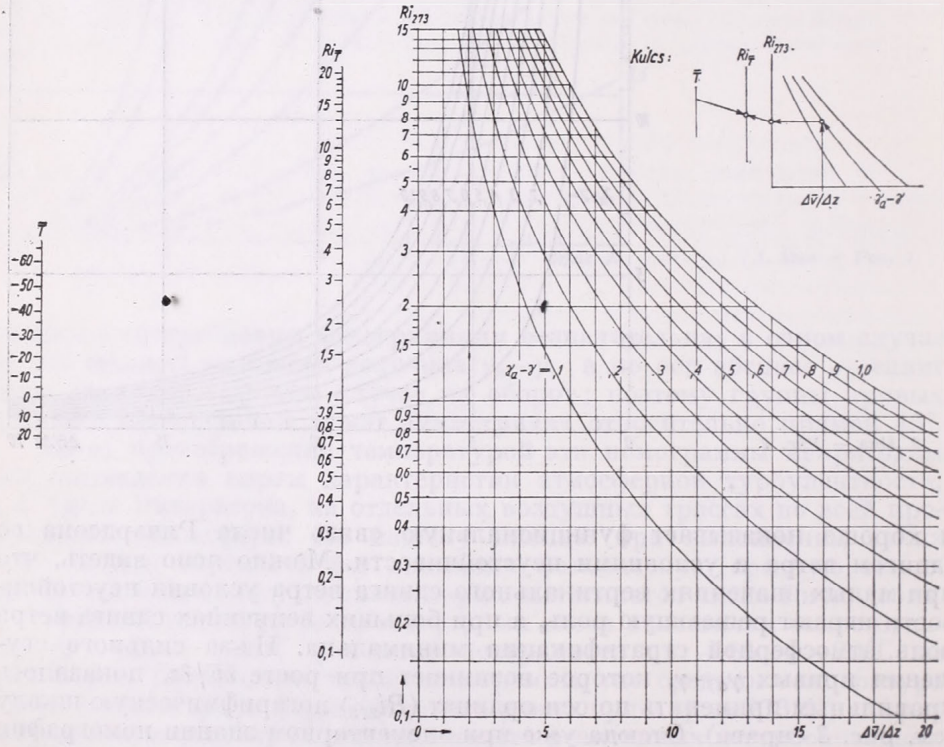
В предположении, что средняя температура воздушных слоев всегда $\bar{T} = 273°\text{K}$ и что $g = 9{,}81$ м. сек$^{-2}$ и при расчете $\partial\bar{v}/\partial z$ на слой воздуха в 1000 м, число Ричардсона дается формулой

$$Ri_{273} = 0{,}0359\,\frac{\gamma_a - \gamma}{(\partial\bar{v}/\partial z)^2}\cdot 10^4 \qquad (1a)$$

или-же номограммой с группами кривых, вычисленной на основе формулы (рис. 2 или рис. 3, справа). Для слоя с любой средней температурой $\overline{T}$ действительна формула

$$Ri_{\overline{T}} = \frac{273}{\overline{T}} \cdot Ri_{273} \qquad (2)$$

Уравнение (2) в сущности — как это называют в номографии — первая каноническая форма связи третьей степени (см. здесь и дальше [1] §§ 12, 14, 16, затем 51 и 52). Так как раньше мы сочли целесообразным взять для Ri_{273} логарифмическую шкалу, логично перейти от первой канонической формы третьестепенной связи на вторую каноническую форму, иначе говоря — дать (2) логарифмическую форму.



3. ábra: Binér skálás nomogram a Ri-szám kiszámítására a hőmérséklet figyelembevételével

Рис. 3: Номограмма с бинершкалой для вычисления числа Ri с учетом температуры

Для дальнейшего необходимо зафиксировать предельные значения переменных величин. Пусть они будут следующие:

$$0{,}1 \leqq Ri_{273} \leqq 15, \qquad 0{,}1 \leqq Ri_{\overline{T}} \leqq 20,$$

и соответственно

$$208 \leqq \overline{T} \leqq 298$$

$$1{,}313 \geqq \frac{273}{\overline{T}} \geqq 0{,}916$$

Шкалы направляем так, чтобы шкала $Ri_{\overline{T}}$ лежала между шкалами $\overline{T}$ и Ri_{273} (рис. 3, слева) и шкала $\overline{T}$ была-бы обратной по отношению к двум другим шкалам.

После этого логарифмируем обе стороны уравнения (2); получим уравнение (3):

$$\log Ri_{\overline{T}} = \log \frac{273}{\overline{T}} + \log Ri_{273} \qquad (3)$$

Уравнения шкал номограммы:

$$\frac{273}{\overline{T}} : x = 0 \qquad y = M_1 \log \frac{273}{\overline{T}} + a'$$

$$Ri_{273} : x = H \qquad y = M_2 \log Ri_{273} + b' \qquad (4)$$

$$Ri_{\overline{T}} : x = \frac{H M_1}{M_1 + M_2}; \qquad y = M_3 \log Ri_{\overline{T}} + c'$$

M_1, M_2, M_3 означают здесь логарифмические единицы длины шкал, которые можно определить из связей:

$$M_1 \approx \frac{L_1}{\log\left(\frac{273}{\overline{T}}\right)_2 - \log\left(\frac{273}{\overline{T}}\right)_1} \qquad M_2 \approx \frac{L_2}{\log (Ri_{273})_2 - \log (Ri_{273})_1} \quad \text{и}$$

$$M_3 = \frac{M_1 M_2}{M_1 + M_2};$$

— где $(273/\overline{T})_2$, $(273/\overline{T})_1$ и $(Ri_{273})_2$, $(Ri_{273})_1$

— предельные значения переменных велечин, L_1, L_2 — длины шкал; H — расстояние между двумя крайними шкалами. Параметры a', b', c' не нужно рассчитывать, потому что положение начальных точек шкал дается графическим путем. Если длины шкал $L_1 = 7{,}8$ и $L_2 = 27{,}5$ см, то соответствующие логарифмические единицы шкал — учитывая прежние предельные значения — следующие: $M_1 = 50$, $M_2 = 12{,}5$ и $M_3 = 10$ см.

Отношение расстояний шкалы $Ri_{\overline{T}}$, измеренных от шкал $\overline{T}$ и Ri_{273} — $M_1{:}M_2 = 4{:}1$. В соответствии с этим — так как расстояние между шкалами $\overline{T}$ и Ri_{273} выбрано 15 см — шкалу $Ri_{\overline{T}}$ придется поместить на 12 см от шкалы $\overline{T}$ и на 3 см от шкалы Ri_{273}. Этим построение бинершкальной номограммы по существу кончается; деление шкал $\overline{T}$ и Ri_{273} легко можно произвести с помощью логарифмических лекал, а результативной шкалы $Ri_{\overline{T}}$ — путем вычисления.

Употребление построенной таким путем номограммы просто, и она хорошо применима в оперативной службе. Сначала мы вычисляем сдвиг ветра. Для этого самым простым способом является круг Молчанова или метод, применяемый в аэрологической службе для определения термического ветра.

Сдвиг ветра в нашей номограмме расчитывается на 1000 м. Правда это слой большой толщины; но при подъемах шаров-пилотов и радиоветровых зондов в нижнем 5 километровом слое направление и скорость ветра даются через каждый километр, а выше только на главных изобарических поверхностях. Поэтому выбор толщины слоев в 1000 м

Füstös Kálmán (Kolozsvár):

Számolóléc a légnedvesség meghatározásához

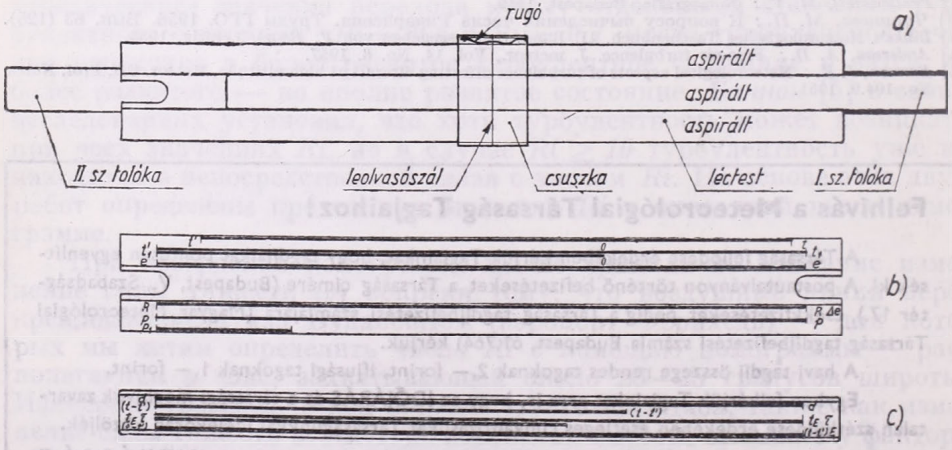
Расчетная линейка для определения влажности воздуха. Автор на основе психрометрической постоянной из уравнения для упругости пара сконструировал счетную линейку, пригодную для вычислений характеристик влажности из наблюдений по аспирационному психрометру, а также по психрометру Августа. Температуры сухого и смоченного термометра могут быть установлены с точностью до десятых долей градуса. С помощью счетной линейки можно определить : поправку упругости пара Δe на давление воздуха, упругость пара e, дефицит влажности d упругость насыщения E и значения относительной влажности с точностью до 0,1 мб или 0,5%. Механизм и способ употребления счетной линейки такие-же, как у логарифмической линейки.

*

A Román Népköztársaság meteorológiai hálózatában 1961. január 1-től kezdve a pszichrometrikus adatokat az addig megszokott mm Hg oszlop (Torr) helyett millibárban (mb) fejezik ki. Az új rendszer bevezetése szükségessé tette egy segédlet megszerkesztését, annál is inkább, mivel a mb-ban kifejezett adatokat tartalmazó szovjet Szávics-féle [1] táblázatok rendszere eltér a román szolgálatban eddig használt Assmann-féle táblázatok [2] rendszerétől. Azonkívül az [1]-ben hivatkozott táblázatok csak az August-rendszerű pszichrométer adatait tartalmazzák, a Román Népköztársaságban pedig kizárólag aspirált pszichrométerek vannak fölszerelve. Így a táblázatok alkalmazásakor minden egyes érték kikeresése után a megfelelő korrekciót is meg kell határozni, ami lényeges munkatöbblettel és tévedések lehetőségével jár.

Ilyen körülmények között látott hozzá a szerző az alábbiakban ismertetendő számolóléc megszerkesztéséhez, amelyet a Román Meteorológiai Intézet javaslatai szerint többször kiegészített és helyesbített. A Román Meteorológiai Intézet első lépésként 300 db számolóléc megrendelését és a hálózatba való bevezetését határozta el.

A szerző a lécet 43752/1960. VIII. 6. sz. alatt, mint találmányt, bejelentette a Román Szabadalmi Hivatalnál. A Román Meteorológiai Intézet, mint újítást, elfogadta. Az ismertetés alapján hasonló számolóléc mm-értékekre is készíthető.



1. ábra. A pszichrometrikus számolóléc általános elrendezése : *a)* a léc aspirált lapjának vázlata *b)* a léctest, *c)* a tolóka vázlata

A pszichrometrikus számolóléc ismertetése

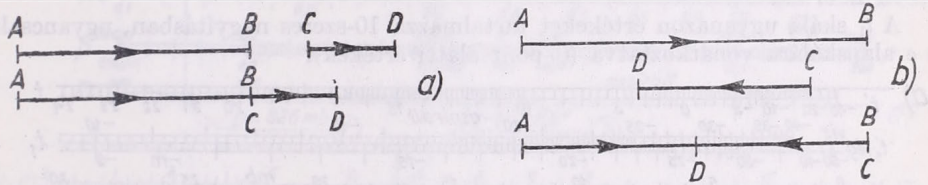
A pszichrometrikus számolóléc, akárcsak a közönséges logarléc, léctestből *(1. a—c. ábra)*, két mozgatható tolókából, nyelvből *(1. c. ábra)* és a leolvasószálat tartalmazó futóból, csúszkából áll. A számolóléc mindkét oldala ki van használva, az egyik az aspirált, a másik az August-féle aspirálatlan pszichrométer adatait szolgáltatja.

A nyelvek a léctest vájatában elcsúsztathatók. A futó a gyors és pontos leolvasást teszi lehetővé. A futó átlátszó műanyag plattján a skálák irányára egy merőleges karcjel van bevésve. A léchez tartozó egyetlen csúszka mindig a lécnek arra az oldalára helyezendő, amilyen pszichrométer adatait értékeljük ki. Ezzel elkerüljük a léc oldalainak felcserélését számolás közben.

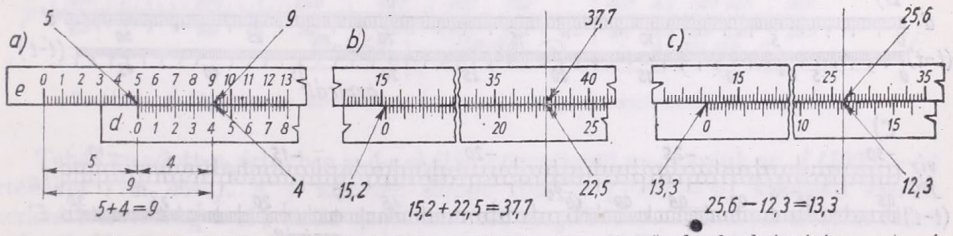
A számolóléc mindkét oldalán a skálaelrendezés azonos, de a pszichrometrikus konstansnak megfelelően különböző a beosztásuk.

A számolóléc szerkesztésének elmélete

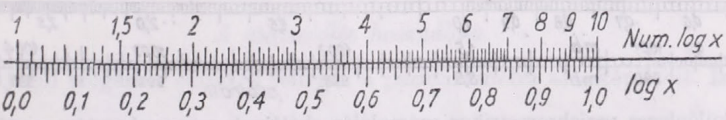
Tudjuk, hogy minden számolóléc nyíltan vagy burkoltan a távolságok összeadásán és kivonásán alapszik. Az elemi mértanból tudjuk, hogy két AB és CD távolság *(2a. ábra)* összegét úgy kapjuk meg, hogy a két távolságot úgy illesztjük egymáshoz, hogy az egyik eleje a másik végével essék össze. Ha a két távolság vége esik össze, a *2b. ábra* szerint, akkor kivonást végeztünk. Az összeadás szemléltetésére a *3a.* és *3b. ábra*, a kivonásra a *3c. ábra* szolgál.



2. ábra. A léc felépítését képező grafikus számolás szemléltetése: *a)* összeadás, *b)* kivonás



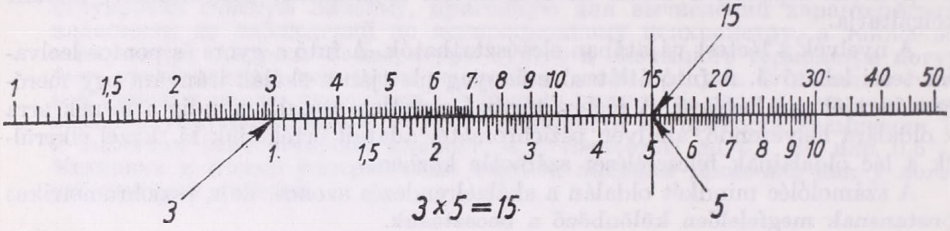
3. ábra. A léc *e* és *d* jelzésű skáláinak felhasználása számtani műveletek elvégzésére: *a)* egész számok összeadása, *b)* tizedes számok összeadása, *c)* tizedes számok kivonása



4. ábra. A logaritmus (Num log) skála szerkesztése osztásváltással (anamorfoz) egyenletes beosztású (log x) skálából

A pszichrometrikus számolólécen az *e—d* skálapár egyenletes beosztású, összeadásra, kivonásra használható skálák.

Ha az egyenletes beosztású skála mellé, azt logaritmusnak képzelve, a *4. ábra* alsó skálája szerint hozzárendeljük a megfelelő Num log értékeket, a 4. ábra felső skálája szerint elkészítettük a logarléc alapskáláját. Ennek a skálának a segítségével a log értékek összeadásával és kivonásával szorzás-osztás műveleteket végezhetünk *(5. ábra)*.

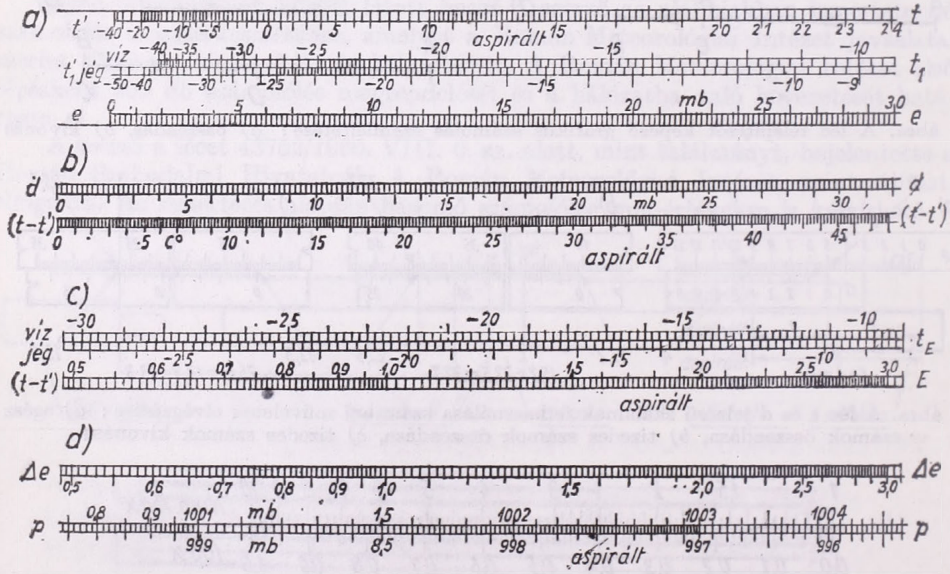


5. ábra. A log beosztású skálák felhasználása szorzási műveletek elvégzésére

A pszichrometrikus számolólécc *E*, *R* skálapárja közönséges logaritmus beosztású, 3 egységnyi skála, 0,1—100 határértékekkel. E két alapskálapár segítségével készültek az összes többi skálák.

a) A telítési gőznyomás *(E)* táblázata segítségével az *e* alapskála értékeihez hozzárendeltük a megfelelő *t* hőmérséklet értékeket *(6a. ábra* legfelső skálája). A *t* skála bármely értékének irányában az *e* skálán leolvashatjuk a megfelelő táblázatbeli *E* értéket.

A t_1 skála ugyanazon értékeket tartalmazza 10-szeres nagyításban, ugyancsak az *e* alapskálára vonatkoztatva (0 pont alatti értékek).



6. ábra. A különleges pszichrometrikus számolólécc skáláinak megszerkesztése osztásváltással: *a)* az *E* telítési gőznyomás (táblázat szerinti) $t = f(E)$ skálájának, *b)* $(t - t') = f[A(t - t')]$ skálájának, *c)* $t_E = f(E)$ skálájának, *d)* $p = f[A(1000 - p)]$ skálájának szerkesztése

b) A tolókán a *d* alapskála értékeihez hozzárendeltük a megfelelő $1000 \cdot A \cdot (t - t')$ értékeket $(t - t')$ különbségnek megfelelően *(6b. ábra)*. A $(t - t')$ skála bármely

értéke fölött a d skálán az $1000 \cdot A \cdot (t - t')$ értéket kapjuk. Mint imeretes, itt A = a pszichrometrikus konstans.

A = 0,00066225 aspirált pszichrométer esetében,

A = 0,0007947 August-rendszerű pszichrométer esetében,

t = a száraz hőmérő jelzése,

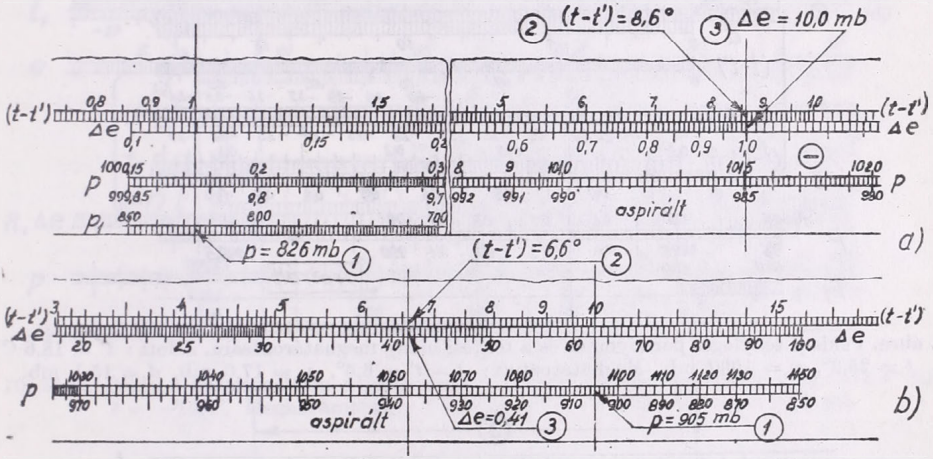
t' = a nedves hőmérő jelzése.

c) Az *a)* pont szerinti szerkesztést megismételjük, de most a *log* osztású τ skáláját véve alapul, a táblázatok segítségével megszerkesztjük a t_E skálát *(6c. ábra)*.

d) A léctest alsó részének legfölső, R, e jelzésű, logaritmus beosztású skáláját véve alapul, megszerkesztjük a számolóléc p_1 jelzésű skáláját az alábbi kifejezés szerint:

$$e_1 = A\,(1000 - p),$$

ami a páranyomás 1 C° száraz-nedves hőmérők jelzései különbségének megfelelő korrekcióját adja a p (mb) légnyomás esetén *(6d. ábra)*. (A táblázatok 1000 mb légnyomásra készültek és adott p mb légnyomás esetén egy korrekciós tényezőt határoznak meg, amelyet hozzáadunk vagy kivonunk a táblázati értékből aszerint, hogy a légnyomás 1000 mb alatti vagy fölötti.)



7. ábra. A légnyomás szerinti Δe korrekció meghatározásának szemléltetése.

Tehát az adott p_1 értékhez a Δe skálán közvetlenül megkapjuk az $A\,(1000 - p)$ értékeket *(7a. ábra)*. A p középső skálát $1000 \cdot A \cdot (1000 - p)$ kifejezés szerint szerkesztettük meg a Δe skála beosztásainak megfelelően. Ebben az esetben tehát a Δe skálán leolvasott értékeket 1000-rel kell osztani *(7b. ábra)*.

Ezzel elkészítettük a számolóléc valamennyi skáláját.

A számolóléc használata

A könnyebb megértés céljából felírjuk a pszichrométer alapképleteit. Ismeretes, hogy

1. *a páranyomást*

$$e = E' - A \cdot p \cdot (t - t')$$

képlettel számoljuk; ha hozzáadunk és kivonunk a kifejezésből egy $A \cdot 1000 \cdot (t - t')$ tagot és rendezzük, így az az alábbiak szerint módosul:

$$e = [E' - 1000 \cdot A \cdot (t - t')] + A \cdot (1000 - p) \cdot (t - t') = e_0 + \Delta e,$$

ahol e_0 az 1000 mb légnyomásnak megfelelő páranyomás (táblázatban található érték), a kifejezés második tagja

$$\Delta e = A \cdot (1000 - p) \cdot (t - t')$$

a páranyomás korrekciója az 1000 mb és a tényleges légnyomások különbségének megfelelően ;

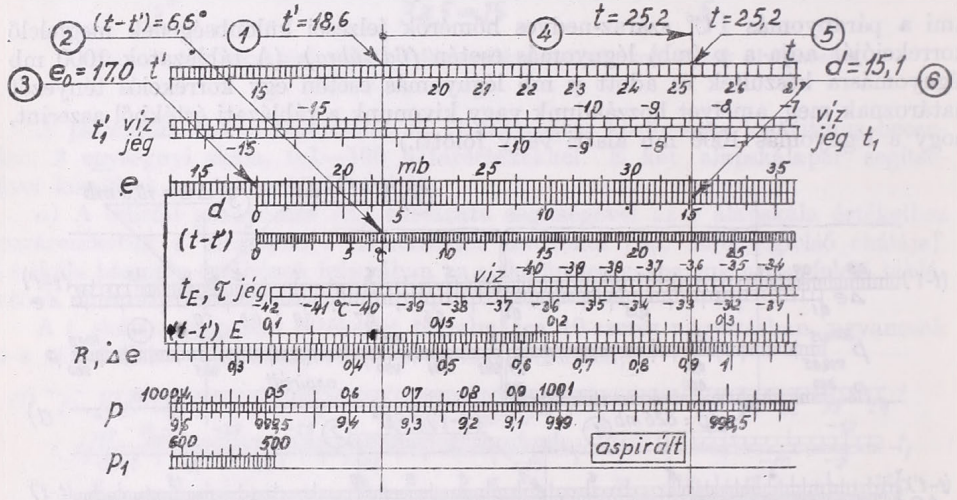
2. *a telítettségi hiányt*

$$d = E - e \ (mb) \ ;$$

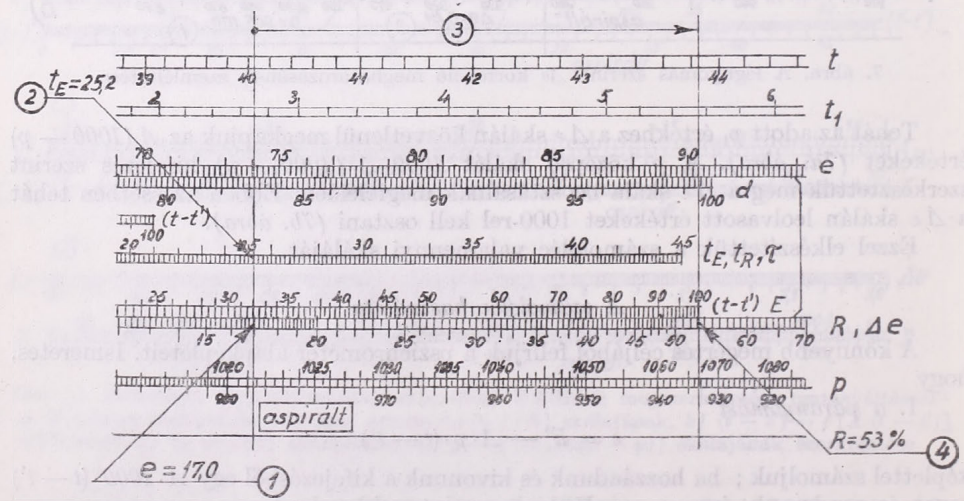
3. *a relatív nedvességet*

$$R = 100 \cdot \frac{e}{E} (\%)$$

kifejezések adják.



8. ábra. Példa a tényleges páranyomás és a telítési hiány meghatározására. Adott : $t' = 18{,}6$ C°, $t = 25{,}2°$, $p = 1000$ mb. Meghatároztuk : $t - t' = 6{,}6°$, $e_0 = 17{,}0$ mb, $d = 15{,}1$ mb.



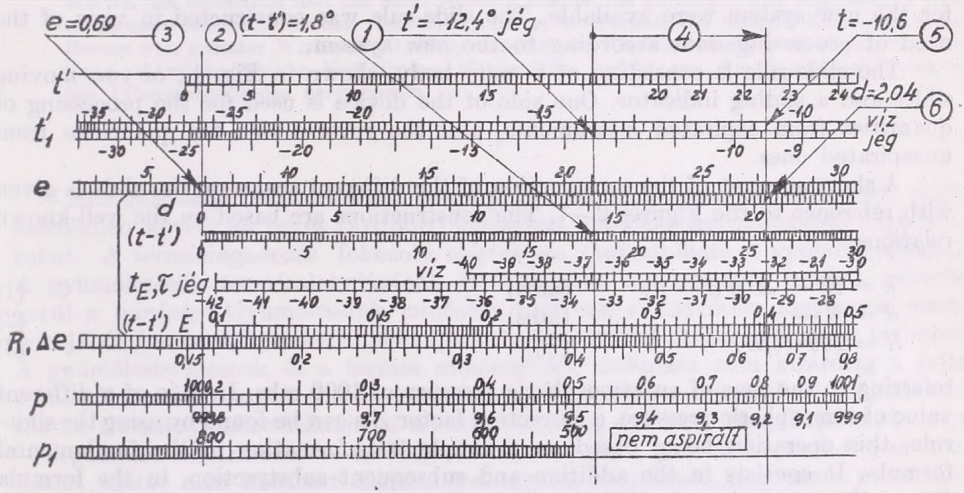
9. ábra : Példa a relatív nedvesség meghatározására. Adottak 8. ábra szerint : $t = 25{,}2°$ és e_0 17 =,0 mb. Meghatároztuk : $R = 53\%$

A számolólécc ésszerű kihasználása érdekében a műveleteket az alábbi sorrendben végezzük:

Megállapítjuk:
1. $t - t'$ (C°)
2. Δe (mb)
3. e_0 (mb)
4. $e = e_0 + \Delta e$ (mb)
5. $d = E - e$ (mb)
6. $R = 100 \cdot (e/E)$ (%)

értékeket. Valamennyi művelet a skálák szerkesztésénél elmondottak alapján és a közönséges logarléc kezelésének ismeretében minden nehézség nélkül elvégezhető.

A számolóléchez részletes használati utasítás tartozik, amelyben az egyes műveletekhez szemléltető ábrák és utasítások vannak. Ezen utasítások részletes ismertetésétől itt eltekintünk.



10. ábra. Példa a léchasználatra a jeges nedves hőmérő esetén. Adottak: $t' = -12{,}4°$ jeges, $t = -10{,}6°$. Meghatároztuk: $t - t' = 1{,}8°$, $e = 0{,}69$ mb, $d = 2{,}04$ mb

A *8.*, *9.* és *10. ábrán* bemutatjuk a léc három részletét közel kétharmad nagyságban úgy, ahogyan a használati utasításban kiadtuk. A körökben levő számok a műveletek sorrendjét jelölik.

IRODALOM

[1] (Pszichrométer táblázatok). Leningrád, 1957.
[2] (Aspirált pszichrométer táblázatok). Herausgegeben vom Deutschen Wetterdienst. Akademie-Verlag Berlin, 1955.

*

A SLIDE-RULE FOR THE COMPUTATION OF HYGROMETRICAL QUANTITIES

This paper is an account of the slide-rule devised by the Author peculiarly for the computation of hygrometrical quantities.

The device in question has been based on arithmetical and geometrical considerations dealing with the so-called psychrometrical constant in the vapour-

pressure formula. It can be utilized for the processing of data from observations executed either on aspirated or on non-aspirated instruments, and even in the case of ice-covered thermometers. Dry bulb and wet bulb temperatures are fed into the device with an accuracy of one-tenth of a degree centigrade. The following quantities may be determined: correction Δe of the vapour-pressure value according to barometric pressure; values of the vapour-pressure e, of the saturation deficit d, the saturation vapour-pressure E, and the relative humidity R; accuracies are of 0,1 mb and 0,5%, respectively.

Structural pattern and use of the slide are the same as in the case of conventional logarithmic slide-rules.

As an introduction to the paper, some preliminaries of the construction of the slide-rule are given. In the Roumanian Popular Republic, beginning with January 1-st, 1961, the millibar system was introduced for expressing hygrometrical data, in the place of the customary mm (Torr) system. No appropriate tabulations for the new system were available. The slide-rule was constructed in view of the need of processing data according to the new system.

The slide-rule is consisting of a main body, shown in Fig. 1., of two moving slides and a sliding indicator. One side of the device is used for the processing of quantities from aspirated instruments, and the reverse side for quantities from unaspirated ones.

A short account of the construction of the different scales on the slide is given with reference to the Figures 2—7. The constructions are based on the well-known relations

$$e = E' - A \cdot p\,(t - t') \quad \text{(mbs)} \tag{1}$$

$$d = E - e \quad \text{(mbs)} \tag{2}$$

$$R = 100 \cdot (e/E) \quad (\%) \tag{3}$$

referring to the case of an atmospheric pressure of 1000 mbs. In case of a different value of atmospheric pressure, a correction factor Δe can be found by using the slide-rule, this operation being based on a simple transformation of the fundamental formula. It consists in the addition and subsequent substraction, in the formula (1), of the expression $A \cdot 1000\,(t - t')$ leading to

$$e = [E' - 1000\,A\,(t - t')] + A\,(1000 - p)\,(t - t') = e_0 + \Delta e \tag{4}$$

The correction value

$$\Delta e = A\,(1000 - p)\,(t - t') \tag{5}$$

is obtained from the slide-rule as shown in Fig. 7.

A detailed instruction is added to the slide-rule.

In Fig. 8., 9. and 10., details of the device are pictured according to the printed instruction and in a scale of about two-thirds. The order of subsequent partial operations is given by the incircled numbers. In the same way, slide-rules for mm units could be equally constructed.

This slide-rule constitutes an appropriate substitute for tabulations, its use is an easy one. A quick processing of data is assured, and the accuracy is the same as in the case of using tables.

Szász Gábor

Makro- és mikroklímatikus hatások a köszméte* bogyók növekedésére és beltartalmára

Makro- und mikroklimatische Einwirkungen auf die Grössenentwicklung und auf den Innenwert der Stachelbeere (Ribes glossularia L.). Messungen der Gewichtszunahme und der Qualität des Innengehaltes wurden an den Beeren in dreitägigen Zeitabständen durchgeführt. Auf Grund der gewonnenen Angaben werden für beide Parameter sog. „Entwicklungskurven" gezeichnet. Aus den Gleichungen derselben können die durch Arteigenschaften bestimmten Geschwindigkeiten der Vergrösserung bzw. der Inhaltsbereicherung festgestellt werden. Doch zeigt die tatsächliche Gewichts- und Gehaltszunahme kein so regelmässiges Bild, wie es aus der aufgestellten Gleichung zu erwarten wäre. Entsprechend einer günstigen oder ungünstigen Gestaltung des Wetters wird die Zunahme beschleunigt, bzw. verlangsamt. Auf Grund der Abweichung zwischen tatsächlichen und errechneten Werten des Gewichtes und des Innengehaltes können die günstigen und ungünstigen Wetterfaktoren bestimmt werden. Dieselben sind in der Periode der raschen Entwicklung der Beeren von grösster Wirksamkeit. Makroklimatische Einflüsse werden oft durch die Wirkung mikroklimatischer Verhältnisse übertroffen, welche aus der besonderen Struktur des Pflanzenbestandes hervorgehen.

*

Mezőgazdasági és kertészeti növényeink terméshozama és minősége nagymértékben követi az egyes (kritikus) időszakok időjárásában mutatkozó ingadozásokat. A termésingadozás fokozott mértékben tapasztalható a gyümölcsféléknél. A gyümölcsösök termésalakulásának értékelésekor a mennyiség mellett előtérbe kerül a minőség. Gyümölcseink minősége nemcsak a közvetlen fogyasztás szempontjából, hanem a kereskedelmi és ipari célokra történő értékesítés miatt is fontos. A gyümölcstermésnek és a termés minőségének alakulása nem kizárólag a fajta és az alkalmazott agrotechnika kérdése, de függvénye a mindenkori időjárásnak, sőt az állomány mikroklímája is döntő a minőség értékére. Megállapítható, hogy — legalábbis hazánkban — az időjárás és a minőség közötti kapcsolat nem közismert, illetve nem kutatott téma. A tervszerűen telepítendő, nagyüzemi gyümölcskultúrák létesítése kezdetén feltétlenül tisztázni kell a gyümölcs fejlődése, minősége és az időjárás között fennálló kapcsolatokat.

Az alábbi dolgozat csupán egy kísérletet jelent a fenti célkitűzések sorában. A megfigyelések eredményei igazolják azt, hogy az időjárás szerepe nem vitatható és vizsgálatának nagy fontosságot kell tulajdonítanunk.

Az ismertetésre kerülő vizsgálatok a következő *módszerek* szerint történtek. A különböző korú köszméte állományokban végeztünk fenológiai, fenometriai és állományéghajlati vizsgálatokat. Az idősebb állomány 15 éves, a legfiatalabb állomány pedig 4 éves volt, mindkettő 150×80 cm-es kötésben. A megfigyelt köszmétefajta: „Zöld óriás." Az állomány laza homoktalajon terült el Debrecenben.

Az 1960 tavaszán és nyarán több mint 600 súly-, és ugyanannyi térfogatmérés, valamint 700 bogyóminőség-mérés alapján élesen kibontakoztak azok az összefüggések, amelyek a bogyó tömege, minősége és az időjárás között fennállanak. Hangsúlyoznunk kell azonban azt, hogy egy évi vizsgálat alapján részletkérdések nem oldhatók meg, csupán körvonalazhatók azok az általános jelenségek, melyek további kutatási feladatokat szabnak meg ezen a téren. Mintavétel háromnaponként történt. Egy-egy alkalommal 25 bogyón végeztünk növekedés (súly, hossz- és ke-

* Tiszántúl „köszméte", az ország más vidékein „piszke", „pöszméte", sőt sok helyen „egres", latin nevén Ribes grossularia L.

resztmetszet) kimutatását célzó méréseket, 10 bogyón pedig minőségi méréseket. Minthogy az állomány szerkezete sajátos mikroklímatikus jelleget alakított ki, feltételezhető volt, hogy a különböző mikroklímatikus adottságok között növekedő bogyók nemcsak mennyiségileg, de minőségileg is különböznek egymástól. A feltételezést a megfigyelések igazolták.

Az ilyen irányú kutatásoknál feltétlenül ki kell emelnünk *a fenometria jelentőségét*. A rendszeresen felvett *fenometriai adatok sok olyan részletkérdésre* és jelenségre *adnak* felvilágosító *magyarázatot, mely a szokásos fenológiai adatok alapján nem lenne lehetséges*. Csak a fenológiai és fenometriai adatok együttese segítségével követhetők a növekedés szűkebb időre terjeszkedő jelenségei s csak ily módon ismerhető meg a tenyészidőszak alatti növekedés részleteiben.

Ami a *minőségvizsgálatokat* illeti, ezek igen *sok irányban végezhetők* el. Mivel a jelentősebb jellemző beltartalom-anyagok oldatformában találhatók meg a bogyókban, ezért csak az oldott állapotban levő *szárazanyagtartalom vizsgálatára terjeszkedtünk ki*. Az erre vonatkozó adatok refraktométeres mérések 20 C°-ra redukált értékei. A szárazanyagtartalom értéke nemcsak a közvetlen fogyasztás, de konzervipari szempontból is fontos jellemző adat. Szabó Béla nyomán *Mohácsy* és *Porpáczi* [2] a következőket írja: „A gyümölcslevek értékelése a gyakorlatban szárazanyagtartalom szerint történik. Minél nagyobb a lé szárazanyagtartalma, annál tartalmasabb, annál ízesebb."

A vizsgálatok elsősorban azt célozták, hogy a *fenti* jellemző *adatok* hogyan változnak *az időjárástól függően*. Erre a célra az egyszerű mennyiségi megfigyelések nem alkalmasak, mivel ezekben két hatás jut együttesen kifejezésre. Az egyik a fajta tulajdonságából eredő hatás. A növekedés sebessége az időjárástól függetlenül is eltérő lehet, ha az a fajta tulajdonságából ered. Egyes időjárásjelenségek azonban jelentős mértékben gyorsíthatják, vagy fékezhetik a fajta-tulajdonság által megszabott növekedési sebességet. A fajta-tulajdonságból származó növekedési sebesség a fiziológiai változások által szabályozott periodikus jelenség, míg az időjárási hatások ezen belül a periodikus ingadozásokat váltanak ki. Ha feltételeznénk, hogy a gyümölcs fejlődése, növekedése folyamán az egyes időjárási elemek változékonysága elhanyagolhatóan kicsiny és csak a teljesen zavartalan, ideális napi és évi periódusok, ill. változások uralkodnának, akkor sem a súlygyarapodásban, sem pedig a beltartalom értékében ingadozások nem lépnének fel s csak a fajta-tulajdonság által megszabott, teljesen kiegyenlített, szabályos növekedési görbe (szigmagörbe) tükrözné az aperiodikus változásoktól mentes súlygyarapodást, illetve minőségi változást. Természetesen a valóságban a növekedés és a minőségváltozás alakulása ilyen tiszta formában nem található meg, mivel ezt az időjárás hol pozitív, hol pedig negatív irányban módosítja. Ha az időjárás hatását kívánjuk megkapni, akkor a növény tulajdonságától függő súly-, illetve minőségváltozás adatait ki kell szűrni a ténylegesen észlelt értékekből. Az így kapott különbség fogja szolgáltatni azokat a változásokat, amelyeket ténylegesen az időjárás váltott ki. Amennyiben ez az érték a fajtatulajdonság által megszabott értéknél nagyobb, az időjárás a súlygyrapodást, illetve a minőségi gyarapodást sietteti, ha pedig kisebb, akkor az az időjárás fékező hatásáról tanúskodik.

Külön figyelmet kell fordítanunk a fajta-tulajdonság által megszabott növekedési görbe meghatározására. Ez két módszerrel is végrehajtható. Az egyik, az egyszerűbb, az ún. mozgóközépértékek (változó „n" számból számított közepek) alapján határozza meg a növekedési görbét, amelytől az eltérések az időjárás hatását fejezik ki. A mozgó-középérték számításánál egyedül a tagok számának a kiválasztására kell figyelemmel lennünk. Ennek során a legfontosabb szempont az, hogy a leghosszabb időtartamú ingadozásnál hosszabb időről származzanak a mozgó közepek. Ily módon kielégítő pontosságú görbét nyerünk, amely a fajtatulajdonság által

megszabott görbének felel meg. Sokkal pontosabb azonban a másik módszer, amely az analitikus trend-számítást alkalmazza. A feldolgozás során a *Pearl — Reed* típusú görbét [1, 3] használtuk, amelynek az általános alakja a következő:

$$Y = \frac{k}{1 + m},$$

ahol m az alábbi kifejezést jelenti:

$$m = exp.\ (a + bx)$$

A k, a és b állandók. Az állandó értékek meghatározására az alábbi egyenletek szolgálnak:

$$k = \frac{2\,Y_0\,Y_1\,Y_2 - Y_1^2\,(Y_0 - Y_2)}{Y_0\,Y_2 - Y_1^2}$$

$$a = \ln \frac{k - Y_0}{Y_0}$$

$$b = \frac{1}{n} \ln \frac{Y_0\,(k - Y_1)}{Y_1\,(k - Y_0)}$$

A módszer lényege az, hogy a fejlődés három szakaszáról származó adatok alapján a megfigyelési sort két részre bontjuk. Az adatsor középső tagja (esetleg két szomszédos tagja alapján számított középérték) alkotja az Y_1 értékét, míg a kezdeti és végszakasz középső értéke az Y_0-át, illetve Y_2-t.

Az időjárás által kiváltott súly és minőségi változásra vonatkozó ily módon nyert adatokat további feldolgozás alá vethetjük. Ennek során először az érdekelhet bennünket, hogy az egyes elemek hogyan hatnak a vizsgált jellemzők ingadozására. A kapcsolat szorosságának a jellemzésére a korrelációs együtthatókat használtuk.

E módszerrel kíséreltük meg az 1960. évi fenometriai és minőségi vizsgálati anyagot az időjárás függvényében elemezni.

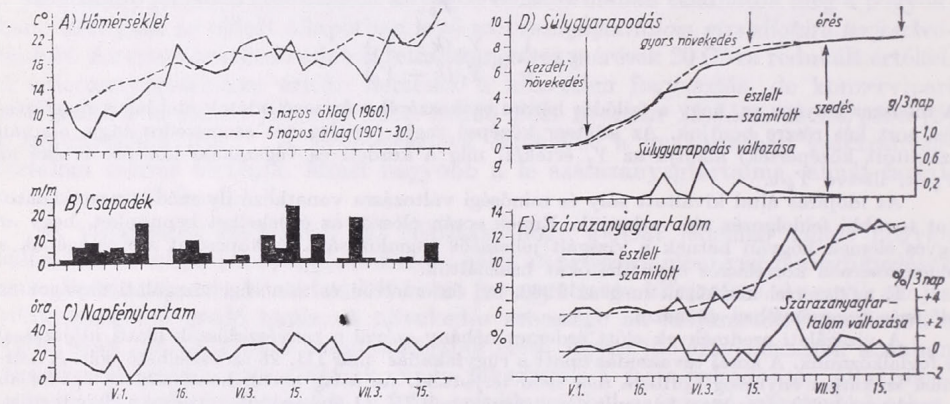
A vizsgálati eredmények előtt érdemes néhány szóval a tenyészidőszak alatti időjárással is foglalkoznunk. A korai tavaszodás miatt a rügyfakadás már III. 26-án észlelhető volt. A márciusi szokatlan enyheség áprilisra már nem terjedt ki. Az átlag körüli hőmérsékletű áprilisban a lombozat kifejlődése kissé lelassult s a virágzás csak IV. 11-én kezdődhetett meg s 20-ig tartott. Így a korábbi virágok nyomán IV. 22-én apró bogyók is találhatók voltak s ekkor kezdtük el a fenometriai felvételezéseket, majd pedig egy hét múlva a minőségi vizsgálatokat. A gyümölcsfejlődés IV. 22-től a félérett állapotban történt szedésig tartott, mivel a termést konzervipari célokra használták fel. A gyümölcsfejlődés idejének első felében az időjárás kedvezőtlennek bizonyult. A május átlag alatti hőmérséklete szárazsággal és napfényhiánnyal párosult, s ez a bogyó fejlődését számottevően akadályozta. Június már kedvezőbb volt enyhébb és csapadékosabb jellege miatt. A bogyók szedését VII. 2-án végezték el, azonban a megfigyelések az erre a célra háborítatlanul hagyott állományban tovább folytak egészen VII. 21-ig, amikorra a bogyók beértek. Júliusban a hőmérséklet az átlagos alatt maradt ($\Delta -1{,}3°$), s egyidejűleg csapadék- és napfényhiány uralkodott.

Az elvégzett elemzések alapján megvizsgáltuk *az időjárás és a bogyók növekedése közötti kapcsolatot.* A bogyó súlygyarapodását és a fontosabb időjárási elemek alakulását az *1. ábra* szemlélteti. (A elemzéshez a Debreceni KLTE Meteorológiai Intézetének adatait használtuk fel.) A bogyók nagysága két adattal jellemezhető: a súllyal és a térfogattal. Minthogy a mi méréseink pontosságának határain belül a két adatsor között teljes párhuzam áll fenn, ezért e közlemény keretében csak a súlyváltozás adataival érdemes foglalkoznunk. Az 1. ábra szerint a bogyó növekedésében elsődleges a fajtatulajdonság. Ha csupán *a tényleges össznövekedés és a hőmérséklet* közötti kapcsolatot keressük, akkor a korrelációszámítás *0,7531* értéket ad. Téves lenne azonban ezt az értéket túlbecsülnünk és véglegesnek elfogadnunk, mert ebben az értékben az évi hőmérsékleti periódus, a növekedési periódus, valamint az időjárás által kiváltott súlyváltozások egyaránt benne vannak. Ha kizárólag az időjárás által kiváltott súlyváltozás és a hőmérsékletváltozás közötti kapcsolatot keressük, lényegesen eltérő eredményre jutunk. Azonban a kapcsolat-számítás elvégzéséhez először meg kell határoznunk a fajtatulajdonság által megszabott

növekedési görbét *(Y)*, valamint az ettől való eltéréseket. Az ismertetett módszer alapján nyert egyenlet az alábbi:

$$Y = \frac{8{,}450}{1 + e^{\,3{,}324 - 0{,}43047\,X}}$$

X helyébe a kezdőponttól számított idősorrendi számot helyettesítve, a nyert *Y* értékek sorozata a fajta növekedés görbéjét adja meg. Ezt mutatja az *1. ábra D.* részén a szaggatott vonallal kihúzott görbe. Az ábrából már az első rátekintésre kitűnik, hogy a gyors növekedés második szakasza a számított görbe alatt helyezkedik el, amely világosan utal a májusi átlagon aluli hőmérséklet kedvezőtlen voltára. Ha a számított és ténylegesen észlelt gyarapodás közötti különbség és a hőmérséklet átlagtól való eltérése közötti kapcsolatot keressük, lényegesen kisebb értékhez jutunk: *0,589*. A korrelációs együttható értékében bekövetkező csök-



1. ábra. A fontosabb időjárási elemek, valamint a köszmétebogyó súlygyarapodásának és szárazanyagtartalmának alakulása 1960-ban

Фиг. 1. Значительные элементы погоды и формирование прироста веса и сухого вещества крыжовника в 1960.

kenés egyértelműen arra enged következtetni, hogy a hőmérsékletnek a bogyó növekedésében nincs olyan határozott szerepe, mint azt korábban gondoltuk, de a hőmérsékleti hatás ennek ellenére még mindig igen fontos, hiszen az utóbbi korrelációs koefficiens is szignifikánsan különbözik (P = 5% esetén) nullától.

Ily módon a hőmérsékletnek a bogyó növekedésére gyakorolt hatását nem sikerül teljes részletességgel megismernünk. A további vizsgálatok céljaira a *súlygyarapodás változását* kell felhasználnunk. Minthogy ennek az érték eminden esetben nullánál nagyobb, ezért az előjel használatától eltekinthetünk. A tenyészidőszak alatti súlygyarapodás változását az *1. ábra D. része* szemlélteti. Megállapítható, hogy a súlygyarapodás legnagyobb változásai a „gyors növekedés" szakaszában találhatók, míg a kezdeti fejlődés idején, de különösen az érési szakaszban az időjárási hatások teljesen eltompult formában észlelhetők, vagy teljesen elmaradnak. Ha meghatározzuk azokat az összefüggéseket, amelyek a súlygyarapodásnak az egyes növekedési szakaszok alatti változása és a hőmérséklet között fennállnak, korábbi feltételezésünk megerősítést nyer, ugyanis:

súlygyarapodás változása — hőmérséklet korrelációk:

kezdeti bogyófejlődés szakasza	0,111
gyors bogyónövekedés szakasza	0,626
bogyóérési szakasz	0,173

E három korrelációs koefficiens határozottan mutatja azt, hogy a hőmérséklet szerepe főként csak a bogyó rohamos növekedése idején domborodik ki.

Mivel a hőmérséklettel csak bizonyos határig tudjuk a növekedést jellemezni, ezért figyelembe kell vennünk a másik igen fontos időjárási elemet, *a csapadékot* is. Közismert, hogy a bőséges csapadékkal általában nagyarányú vegetatív növekedés párosul. Ezt a törvényszerűséget — ha részleteiben ellenőrizzük — a jelen esetben bizonyos fenntartással kell fogadnunk, ugyanis a növekedés gyorsaságát nemcsak a csapadék mennyisége, hanem a csapadékos időszak hossza is meghatározza. Csupán a szóban forgó egyévi megfigyelésre támaszkodva is kiderül, hogy a csapadék csak abban az esetben hat serkentőleg a növekedésre, ha rövid periódusokban hull le s közben a biológiai folymatokhoz szükséges magas hőmérséklet uralkodik. Így pl. június 6-tól kiindulva 15 nap alatt 50 mm csapadék hullott, s ez időszak alatt a hőmérséklet jelentősen az átlag alatt volt, sőt napfényben is hiány mutatkozott. Tehát annak ellenére, hogy csapadékbőség volt, mégis csak lassú bogyónövekedésnek lehettünk tanúi. Különös súlyt kell adni ennek a jelenségnek, mivel ez a gyors növekedés idején következett be. A legnagyobb mértékű növekedést az időjárás olyan alakulásakor találjuk meg, amikor *a rövid, pár napos csapadékos időszakot napsütéses periódusok szakítják meg.* A megfigyelési időszak alatt ilyent találunk a bogyó rohamos növekedésének első felében.

Arra vonatkozólag, hogy a csapadék milyen mértékben fokozza a növekedést, szintén történtek vizsgálatok. A felvetett kérdésre legegyszerűbben úgy felelhetünk, ha kiszámítjuk az 1 mm csapadékra eső abszolút súlyváltozást. Kezdeti növekedés szakaszaira: *0,017 g/mm-t, gyors növekedés szakaszaira; 0,120 g/mm-t, az érés szakaszára; 0,021 g/mm-t* kapunk. Ezek az átlagos növekedési sebességek elég tekintélyesek, mivel szerepel bennük a növekedési periódusból származó súlygyarapodás is. Ha tisztán a csapadéknak a növekedési sebességre gyakorolt hatását akarjuk megtudni, a fenti értékekből, mint ahogyan ezt a hőmérsékleti hatások vizsgálatánál is tettük, ki kell szűrni a vegetatív növekedési periódusból származó súlygyarapodást. Ha a grafikus úton meghatározott aperiodikus súlyváltozás és a csapadék hányadosát képezzük, lényegesen kisebb értékekhez jutunk. Ezek rendre a következők: kezdeti növekedés szakasza: *0,004 g/mm, gyors növekedés szakasza 0,039 g/mm, érési szakasz 0,008 g/mm.* Minthogy a felsorolt, csapadékegységre eső növekedési sebesség értékek csupán átlagok, amelyektől jelentős eltérések léphetnek fel attól függően, hogy a csapadékos időszak hány napra terjeszkedik, ez a megállapítás különösen a gyors bogyónövekedés idejére vonatkozik.

Amikor a csapadék hatását elemezzük, feltétlenül meg kell emlékeznünk arról is, hogy a csapadék mennyisége és a bogyónövekedés sebessége között milyen mértékű kapcsolat áll fenn. A kezdeti bogyónövekedés és az érés idején a szignifikancia határán aluli csekély értékű kapcsolati együtthatót kaptunk s ezért ezek közlésétől eltekintünk. A gyors növekedés idején azonban, ha csupán az időjárási viszonyok által kiváltott növekedési sebesség ingadozás és a csapadék nagysága közötti kapcsolatot határozzuk meg, feltűnően magas értéket, 0,613-at kapunk, amely messze túllépi a szignifikancia határát.

A harmadik vizsgált elem *a napfénytartam.* Bár ennek az elemnek a növekedésre gyakorolt hatása kisebb az előző elemekéhez képest, mégis utalnunk kell arra, hogy a napfényes órák számának a gyarapodtával a növekedés gyorsul. Ez a megállapítás ellentétesnek látszik a korábbiakkal szemben. A csapadék hatásának elemzése során is egyenes összefüggést találtunk, viszont a csapadék és a napfénytartam között fordított a kapcsolat. Tavasszal, de különösen nyáron, a konvektív zivatarokból származó csapadék nem csökkenti jelentős mértékben a napfényes órák számát.

A növekedést meghatározó időjárási elemek hatásának vizsgálata után összefoglaljuk azokat az eredményeinket, amelyeket *a makroklímatikus viszonyok és a bogyó szárazanyagtartalma* között találtunk. A vizsgálatok a korábbi módszerrel azonosan történtek. Mindenekelőtt meg kellett határoznunk a szárazanyagtartalom mennyiségi gyarapodásának *(Y')* görbéjét. A számítások elvégzése során az alábbi egyenletet nyertük :

$$Y' = 4{,}00 \frac{8{,}69}{1 + e^{3{,}1461 - 0{,}3416\,X}}$$

ahol *X* helyébe a megfigyelési sorozatot alkotó egyes értékek sorrendi számát helyettesítve, a bogyó szárazanyagtartalom-változását kapjuk meg. Az ily módon számított görbét az 1. ábra E. része szemlélteti. Ha a növekedés és a beltartalom értékét ábrázoló görbét hasonlítjuk össze, az tapasztalható, hogy a növény fejlődése során először a mennyiségi, majd a minőségi gyarapodás következik be. Az ábrából látható, hogy a szárazanyagtartalom sokkal tágabb határok között ingadozik, mint a növekedés, ami arra utal, hogy *a szárazanyagtartalom sokkal nagyobb mértékben függ az időjárástól, mint a növekedés.* Ennek a ténynek a felismerése termesztési szempontból igen fontos.

A szárazanyagtartalom és a hőmérséklet közötti kapcsolat gyengébbnek mondható, mint a növekedés esetében, bár ezúttal is elég bonyolult összefüggéssel állunk szemben. A hőmérsékleti eltérések és a gyarapodási tendenciától mentes, időjárás által kiváltott szárazanyagtartalom-ingadozás között számított korrelációs együttható a szignifikancia határát nem éri el. E szerint feltételezhető, hogy *a szárazanyagtartalom ingadozásában a hőmérsékletnek csekély a szerepe.*

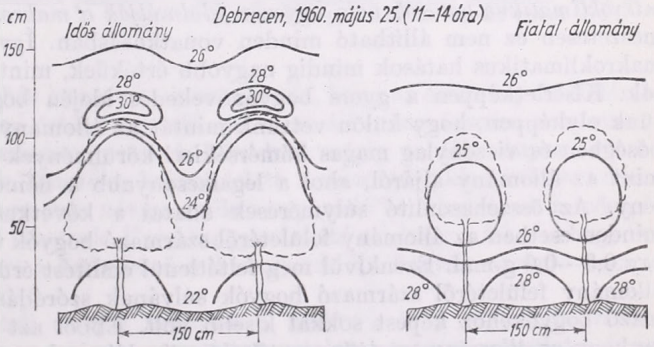
Sokkal fontosabb *a csapadék* hatása. Az *1. ábra* görbéi szerint a csapadék mennyiségének és a szárazanyagtartalom alakulásának menete teljesen ellentétes. Bőséges csapadék idején a bogyó nedvességtartalma felhígul s a szárazanyag koncentráció csökken. Ezzel a magyarázattal teljesen indokolt az ellentétes összefüggés. *A csapadék mennyisége és a szárazanyagtartalom ingadozás közötti összefüggés igen szoros : —0,817.* Az eddigiek során itt található a legszorosabb kapcsolat. Ha a csapadék korábban tárgyalt növekedés-serkentő, és a szárazanyag koncentrációt csökkentő hatását együttesen értékeljük, arra a megállapításra juthatunk, hogy a csapadékban bőséges időszak során a bogyó súlya tekintélyes mértékben növekszik, azonban beltartalmának értéke erősen csökken és fordítva. A csapadéknak a szárazanyag ingadozásában mutatkozó aktív szerepe nem mindig egyenlő mértékű. Főként a gyors bogyónövekedés és az érés idején tapasztalható ez a hatás, azonban már a kezdeti növekedés szakaszában is felismerhető. Ezek a megállapítások a kapcsolati tényezőkben is igazolást nyernek : kezdeti növekedés szakasza —0,365, gyors növekedés szakasza —0,587, érés szakasza —0,596. E három korrelációs együttható közül csak az utóbbi kettő haladja meg a szignifikancia határát, míg az első, részben a kevés tagszámból kifolyólag, bizonytalan és alatta marad a küszöbértéknek. Csupán mint érdekesség említendő meg, hogy a csapadékos időszak elmúlásával a szárazanyag-koncentráció igen hamar visszaemelkedik előző értékére, sőt több esetben jelentősen túl is haladja. Az utóbbiból származik a növekedő tendencia. A szárazanyag koncentráció gyors visszaállásában feltehetően az időjárási viszonyok is fontos szerepet játszanak, mivel a transpiráció intenzitását a talajmenti légtér állapota nyilván nagymértékben szabályozza. Hangsúlyozzuk, hogy ez csak feltevés, ilyen irányú vizsgálatokat nem végeztünk.

A csapadékviszonyok mellett ugyancsak fontos tényezőnek kell tekintenünk *a napfényt* is. Közismert, hogy a napsugárzás jelentős fotokémiai hatást fejt ki. Megfigyeléseink ezt határozottan igazolják. A napfény a bogyó szárazanyagtartal-

mának alakulásában fokozó hatású. Rendszeres jelenség az, hogy amikor a napfényes órák száma nagy, akkor a szárazanyagtartalomban jelentős növekedés tapasztalható *(1. ábra. E. rész)*. Az előbbiek kiegészítéseképpen megemlíthető az a feltételezés is, hogy egy csapadékos periódust követő száraz időszak alatt a beltartalomban beálló hirtelen növekedésben a fény — a többi mellett — jelentős tényező lehet. A fény szerepe a csapadéknál nem kisebb, és azzal ellentétes. A szárazanyagtartalom ingadozása és a napfényes órák változása közötti kapcsolat szorosnak tekinthető: 0,793. E szoros kapcsolat azonban csak az egész vizsgált időszakra érvényes. *A napfénynek legintenzívebb a hatása a gyors növekedés idején és az érés szakaszában,* míg a bogyó növekedésének kezdeti időszakában csak mérsékelt szerephez jut (0,396, 0,826, 0,600).

Az eddig tárgyalt makroklímatikus hatásokon kívül feltétlenül figyelmet érdemelnek *a mikroklímatikus hatások* is. A sajátos állományszerkezet nyomán kialakuló állományághajlat hatása a makroklímatikus hatásokat helyenként fokozza, helyenként mérsékli attól függően, hogy az állomány mely „térségéről" esik szó.

Mielőtt a mikroklímatikus hatások taglalásába bocsátkoznánk, kissé részletesebben kell foglalkoznunk a köszméte állomány éghajlatával. Erre vonatkozólag részletesebb megfigyelések is folytak. A rövidség kedvéért azonban csak annak az időszaknak az ismertetésére térünk ki, amelyben a fenometriai és a beltartalom értékére vonatkozó méréseket végeztük. *A bogyófejlődés idejére* az állomány tekintélyes zöld-tömegre tesz szert, azonban e szakasz első felében jelentős mértékű további gyarapodás következik be. Vizsgálataink során — mint már korábban említettük — egy idősebb, — 15 éves —, és egy fiatalabb, — 4 éves —, állományban történtek a megfigyelések. Az idősebb állomány felülről lényegesen zártabb s így az állományba a napsugárzás alig hatol be. Ezzel szemben a ritka, fiatal állomány szinte alig jelent akadályt a napsugárzás útjában. Ennek megfelelően most már szinte természetes is, ha jelentős mikroklímatikus különbség áll fenn a két különböző korú állomány között. Az állományklíma ismertetése során *a hőmérsékleti viszonyokat* tárgyalva először megállapítható, hogy az idősebb állomány koronatere, valamint a korona alatti tere sokkal alacsonyabb hőmérsékletű, mint a fiatal állományé, ezzel szemben közvetlenül a koronaszint felett elhelyezkedő légréteg nappal sokkal jobban felmelegszik, mint a fiatal állomány felett. Az idősebb állomány felett nappal, sugárzásban gazdag időjárás során meleg „légpárna" húzódik végig a sorokon s ez a vegetatív fejlettség előrehaladtával egyre szélesebb és vastagabb. Mivel az aktív felszín ebben az esetben maga



2. ábra. A hőmérséklet térbeli alakulása egy idős és egy fiatal köszméteállományban

Фиг. 2. Территориальное формирование температуры молодой и старой растительности крыжовника.

az állomány felszíne és a felmelegedés is innen indul el, feltehető, hogy éjjel ez a légtér a leghűvösebb s a dús koronatér pedig jelentős akadályt jelent a kisugárzás számára. Az állományban uralkodó hőmérsékleteloszlást a *2. ábra* az 1960. V. 25-én végzett megfigyelések alapján szemlélteti. A keresztmetszeti rajz szerint világos, hogy az idősebb állományban sokkal nagyobbak a mikroklímatikus hőmérsékleti különbségek, mint a fiatalabban. Az ábra adatai alapján kitűnik az is, hogy a koronaszint feletti légtér környezetéhez képest melegebb, még a fiatalabb állomány felett is, viszont a korona és a korona alatti tér jelentősen hűvösebb.

Mivel a növény transpirációja szempontjából igen fontos a levegő telítési állapota, ezért a hőmérséklet mérésével egyidejűleg *légnedvesség mérések* is folytak. A tapasztalatok a követ-

kezőkben foglalhatók össze. Az idősebb állomány tekintélyes légnedvességű mind az állomány belsejében, mind pedig az állomány feletti légtérben. A kialakult viszonyok szemléltetésére az alábbi táblázat szolgál, amely az 1960. V. 25-i mérési nap déli óráiról (11—14 óra) származó adatok átlaga:

	Szabad terület %	Fiatal áll. %	Idősebb áll. %	Talajfeletti magasság cm
Koronaszint felett 10 cm	50	59	76	135
Koronatérben	46	69	88	100
Korona alatt	41	65	83	30

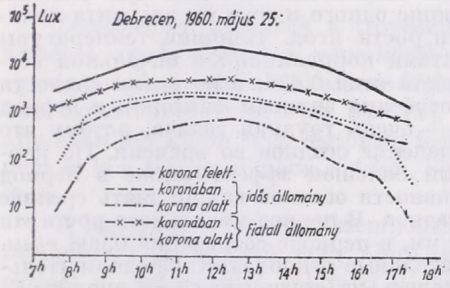
A táblázatban szereplő adatok bizonyítják a környezethez képest nagyobb légnedvességet, különösen az idősebb állományban, amelyben a légmozgás igen csekély volt, de a párologtató felülete lényegesen nagyobb, mint a fiatal állományé.

A makroklímatikus viszonyok elemzése során megállapítást nyert, hogy a fényviszonyok mennyire döntők a beltartalom szempontjából. A vizsgálatok megkezdésekor feltételeztük, hogy *az állomány fényviszonyai* épp oly fontosak lehetnek, ezért a mikroklímatikus méréseinket fénymméréssel egészítettük ki. Talán egyik elemnél sem mutatkoznak olyan nagyarányú különbségek az állományon belül, mint éppen a fény esetében. A fény napi menetét a *3. ábra* mutatja be. A grafikon adatai szerint óriási különbségek állanak fenn az állomány felett és az állomány belseje, illetve az idős és fiatal állomány belseje között. Az ábrán közölt mérési adatok azonban nem a legszélsőségesebb esetet szemléltetik. Később, amikor az állomány vegetatív tömege tovább nagyobbodott, egyes szintek közötti fénykülönbség tovább fokozódott.

A mikroklímatikus viszonyok rövid összefoglalása azonban önmagában nem sokat jelent. Kérdés, hogy ezek a sajátos adottságok váltanak-e ki növekedésbeli és beltartalmi értékbeli különbségeket és milyen mértékűek ezek. A megfigyelések alkalmával azt tapasztaltuk, hogy az *egyidőben jelentkező, mondhatni; halmozódó mikroklímatikus hatások* nem egyszer *felülmúlják a makroklímatikus hatásokat.* Természetesen ez nem állítható minden vonatkozásban. Így pl. a növekedés során a makroklímatikus hatások mindig nagyobb értékűek, mint a mikroklímatikus hatások. Kísérletképpen a gyors bogyónövekedés idején bogyósúly-méréseket végeztünk olyképpen, hogy külön vettünk mintát az állomány felületéről, melyek fénybőségben és viszonylag magas hőmérsékleti körülmények között növekedtek, valamint az állomány aljáról, ahol a legalacsonyabb a hőmérséklet és legkevesebb a fény. Az összehasonlító súlymérések adatai a következő eredményeket adták: minden esetben az állomány felületéről származó bogyók voltak súlyosabbak, mintegy 0,3—0,6 g-mal. Ezenkívül még feltétlenül említést érdemel az a tény, hogy az állomány felületéről származó bogyók súlyának szóródása a koronatér alól származó bogyókéhoz képest sokkal kisebb volt. Ebből azt a következtetést vontuk le, hogy *az állomány szintjében uralkodó mikroklímatikus viszonyok jobban kedveznek a növekedésnek, mint az alacsony hőmérsékletű és fényben szegény állománytér.* Ez a növekedésbeli különbség azonban csak az idősebb állománynál volt megtalálható. A fiatal, ritka lombozatú, kiegyenlítettebb mikroklímatikus viszonyokkal rendelkező állomány felső és alsó terében fejlődő bogyók tömege között különbség úgyszólván nem található.

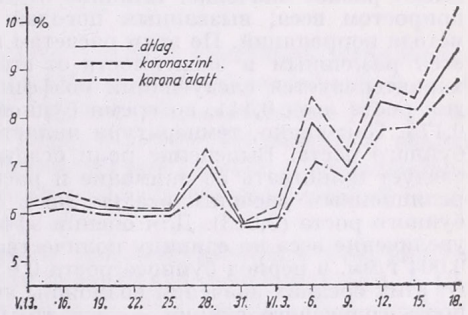
Sokkal jellegzetesebb és *nagyobb mértékű hatást fejt ki a mikroklímatikus különbség a szárazanyagtartalom alakulására.* A szárazanyagtartalomra kifejtett mikroklímatikus hatások felderítése érdekében az állomány három szintjéből vettünk

mintákat: az állomány felszínéről, a koronatér közepéből és a korona aljáról. A minőségi elemzések az idősebb állománynál mindig arra az eredményre vezettek, hogy az alacsonyabb szintről származó bogyók szárazanyagtartalma mindig kisebb volt. Úgy véljük, hogy a koronaszerkezet metszés útján való kialakítása során figyelembe kell vennünk ezt a tényt, különösen olyan esetekben, amikor nemcsak a termés mennyiségét, hanem minőségét tartjuk fontosnak. A mikroklímatikus viszonyoknak a bogyó szárazanyagtartalmára kifejtett hatását szemlélteti a *4. ábra*, amely az átlagos, a koronaszintről és alulról származó bogyók szárazanyagtartalmát mutatja be 1960. V. 2-től VII. 3-ig. Az ábra görbéi világosan igazolják a mikroklímatikus hatások fontos szerepét. Az állomány felszínéről származó bogyók szárazanyag %-ának ingadozása lényegesen nagyobb, mint a korona minden terében megtalálható, tehát feltehetően makroklímatikus ingadozás. A fiatal és idős állomány felszínéről származó bogyók szárazanyagtartalmának változékonysága sem egyenlő. Mivel az idősebb, zárt állomány felületén a fényvisszaverődés csaknem minden oldalról bőséges fényellátottságot biztosít, ezért ott a fényingadozást sokkal szorosabban követi a szárazanyagtartalom ingadozása.



3. ábra. A fény napszakos változása különböző korú köszméte állományban

Фиг. 3. Интердиурное изменение солнечной лучи в растительности крыжовника разного возраста.



4. ábra. Különböző szintből származó bogyók szárazanyagtartalmának változása a bogyónövekedés idején

Фиг. 4. Изменение сухого вещества ягод из различных уровней, во время роста ягод.

Az eddigiek alapján hibás lenne az a következtetés, hogy az állomány felületéről származó bogyók beltartalmi értéke egyenlő, mivel az állomány felszíne nem sima, hanem a sorokkal párhuzamosan gerincek húzódnak végig az állományon, sőt e gerinceken is kiemelkedések láthatók a bokrok felett. A viszonylag kis területre kiterjedő égtájszerinti lejtők vagy más néven „mikro-expozíció"-s adottságok minőségbeli értékkülönségek okozói lehetnek. Ezzel magyarázható az, hogy a felszíni bogyók sem egyenlő értékűek, mivel a különböző mikroexpozíciójú bogyók egyenlő sugárélvezete sincsen biztosítva.

Az elvégzett vizsgálatok szerint nemcsak a makro-, de a mikroklímatikus hatások is igen jelentősek s az e téren szerzett tapasztalatok a tenyészterület helyes megválasztásában tekintélyes segítséget nyújtanak.

IRODALOM

[1] *Hauser J.*: A termőhely természeti adottságainak befolyása néhány hazai dohányfajta növekedésének menetére. Dohánykutató Intézet Évkönyve. 1951—52. Budapest. 5—17. p.

[2] *Mohácsy M.—Porpáczi A.*: Ribizke- és köszmétetermesztés. Budapest, 1957.

[3] *Smith, J. G.—Duncan, A. J.*: Elementary Statistics and Applications. New York, 1944

ВЛИЯНИЕ МАКРО- И МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ НА РОСТ И СОДЕРЖАНИЕ ЯГОД КРЫЖОВНИКА (Ribes grossularia L.)

Автором в течение года проводились исследования влияния погоды на скорость роста крыжовника и на прирост сухого вещества т. е. на изменение качества ягод. С этой целью каждые 3 дня систематически измерялись вес и содержание известного числа ягод. По мнению автора количественный и качественный рост вызывается отчасти сортовыми особенностями, а отчасти погодой. Для выяснения влияния погоды нужно исключить эффекты, вызванные сортовыми особенностями. С этой целью автор установил т. н. уравнение «кривой прироста» для количественного и качественного роста. Если предположить неизменное состояние погоды, то скорость роста количества и качества определялась бы особенностями сортов. В действительности, однако, изменения роста и качества не существуют в такой идеальной форме : они модифицируются условиями погоды то в положительном, то в отрицательном направлении. Для определения эффекта погоды вычисляется разность между значениями вычисленного и действительного роста и качества. На основе вышеупомянутого уравнения и действительных значений, полученных изменений — это нетрудная задача.

С точки зрения прироста в весе ягод разные метеорологические элементы имеют разное значение. Влияние отдельных элементов и связь между ними и приростом веса, вызванным погодой были вычислены автором при помощи метода корреляций. По этим расчетам влияние одного и того же элемента является разлчиным в зависимости от степени роста ягод. Влияние температуры характеризуется следующими коэффициентами корреляции : в начальной стадии роста ягод 0,111, во время буйного роста ягод 0,626, и во время спелости 0,173. Как видно, температура является особенно важным фактором в период буйного роста. Выяснение роли осадков — очень трудная задача, потому что следует принимать во внимание и распределение осадков во времени. По корреляционным расчетам осадки дают самый большой эффект также в период буйного роста (0,613). Для оценки эффективности осадков важно знать среднее увеличение веса на единицу количества осадков. В период начального роста это 0,004 г/мм, в период буйного роста 0,039 г/мм, в периоде созревания 0,008 г/мм. От этих средних значений возможны значительные отклонения. Продолжительность солнечного сияния — как это оказалось из статистического анализа — играет незначительную роль в росте ягод.

Из анализа связи между погодой и изменением сухого вещества выяснилось, что последнее в большей мере зависит от условий погоды, чем рост. С этой точки зрения самое большое значение имеют осадки. Между количеством осадков, выпавших в течение роста ягод, и изменением сухого вещества существует тесная связь —0,817. Однако, эта связь уменьшается, если ее определять для разных этапов роста в отдельности. В период начального роста она —0,365, в период буйного роста —0,587, в период созревания —0,596. Осадки оказались активным фактором роста только в период буйного роста : но с точки зрения качества количество осадков, выпавших в период роста, является решающим. В изменениях сухого вещества температура играет незначительную роль. Эффект солнечного сияния напротив, является очень значительным для качества ягод. Солнечное сияние имеет самое интенсивное влияние во время буйного роста и созревания : в начальной же стадии роста ягод роль его незначительна (0,396, 0,826, 0,600).

Из анализов следует, что, кроме макроклиматических условий, очень важную роль играют и микроклиматологические условия, особенно в формировании качества. Причина этого лежит в специфической структуре растительности. Как видно из рисунка 2, на поверхности развитой растительности наблюдается высокая температура, которая с точки зрения качества ягод является благоприятным фактором. Микроклиматические условия молодой редкой растительности уже не так благоприятны, так как из-за неплотной структуры растительности деятельная поверхность находится близко к почве. В верхнем ярусе развитой густой растительности температура высока, но содержание водяного пара в воздухе очень мало, и это имеет благоприятный эффект, особенно при погоде с осадками, потому что оно повышает транспирацию, и излишняя вода легко испаряется растениями. В отношении солнечной радиации редкая растительность является более благоприятной, так как ягоды в нижних слоях яруса получают достаточно солнечного света.

Berkes Zoltán:

Légtömeg- és front-fajták a Kárpát-medencében

Luftmassen und Fronttypen im Karpatenbecken. Teils laut der *Scherhag*'schen Klassifikation, teils auf Grund selbständiger Erwägungen gibt der Verfasser eine ausführliche Kategorisierung der im Karpatenbecken vorkommenden Luftmassen und Fronttypen. Mit Inbetrachtnahme der orographischen Eigenschaften des Karpatenbeckens wird zweck Luftmassen- und Frontanalysen, bezw. zu statistischen Zwecken die Anwendung von 21 Arten von Luftmassen und 21 Fronttypen vorgeschlagen.

*

Воздушные массы и типы фронтов в Карпатском бассейне. По классификации Шерхага, а также на основе самостоятельных исследований автора, дается типизация воздушных масс и фронтов для Карпатского бассейна. Принимая во внимание орографические характеристики бассейна, автор предлагает выделить 21 типов воздушных масс и 21 типов фронтов для целей фронтологического анализа и для статистических подсчетов.

*

Légtömegnek nevezzük a troposzféra olyan nagyobb kiterjedésű levegőmennyiségét, amely egészében véve közel azonos tulajdonságokkal rendelkezik és mint egységes egész vonul az általános légkörzés valamely alapáramlásában [1]. Újabban légtesteknek is nevezik őket [2]. *Az időjárási frontok* két oldalán a talajon általában két külön *fajta* légtömeg foglal helyet, sokszor azonban a választófelület nem ér le a talajig, amikor is *felső-*, illetőleg elzáródott *(okklúziós)* frontokról beszélünk.

A légtömegek egységes szempontok szerint nem definiálhatók a Föld minden területére, s így érthető, hogy nincs egységes (nemzetközi) elnevezésük sem. A felosztást ui. végezhetjük földrajzi (légkörzési) alapon, de termodinamikai szemlélet alapján is. Ez utóbbi szerint megkülönböztetünk *hideg*, *meleg* és *helyi* légtömegeket. A hozzánk érkező hideg levegő rendszerint labilis állapotú, a meleg viszont stabilis. A helyi légtömeg lehet közömbös egyensúlyi helyzetben, de labilizálódhat, vagy stabilizálódhat is.

A földrajzi elhatárolást az általános légkörzés celláihoz rendelhetjük, és így megkülönböztethetünk *arktikus* (sarki), *poláris* (mérsékeltövi), *szubtrópusi* (térítővidéki) és *ekvatoriális* (egyenlítői) *légtömegfajtákat.* (Régebben csak poláris és trópikus levegőről beszéltek.) *Hromov* a *légtömegek földrajzi típusairól* beszél, nálunk ehelyett az eredő hely szerinti *levegőfajta* fogalmát vezették be [2]. A következőkben mi a *légtömeg-fajta* elnevezést használjuk.

Tekintettel arra, hogy a levegő vendéganyagai (páratartalom, szennyeződések) nagy különbséget mutatnak a tengeri, illetőleg a szárazföldi levegőben, ezért a fenti 4 típus mindegyike lehet tengeri, m = (maritim), vagy szárazföldi, c = (kontinentális) fajta. A hideg (rendszerint labilis), illetőleg a meleg (rendszerint stabilis) állapotot is figyelembe véve, és K, illetőleg W betűkkel jelölve, Közép-Európa részére 8 féle légtömegfajtát állapíthatunk meg az eredőhelyek alapján: mA, cA, mPK, mPW, cPK, cPW, mT és cT [2].

Amennyiben a légtömegtranszformációk miatt esetleges bizonytalanság mutatkoznék az elbírálásnál, akkor használjuk még az AM, TM, mM és cM jelöléseket is, ahol M a „massza" szó kezdőbetűje. (*Linke* és *Dinies* szerint [3] van indifferens, I és közömbös, X levegő is. Ők egyébként csak a P és T, illetőleg C és M betűket használják, tehát csak 6 féle légtömegfajtát.) A „poláris" megjelölés történeti eredetű és az arktikus fajta mellett némileg félrevezető is, ezért a magyar szolgálat-

ban a P betűt nem használjuk, mert az mKM, mWM, cKM és cWM megjelölések önmagukban is világosak. Így tehát végső fokon az elmúlt évtizedben térképes jelentéseinkben és légtömegnaptárunkban a fent megjelölt 12 féle légtömegfajtát, illetve betűjelölést használtuk. Kitűnt azonban, hogy kárpát-medencei viszonylatban további alfajták (és fronttípusok) bevezetése is indokolt. Eddig ui. nem használtuk a *Scherhag* által 1948-ban bevezetett (és *Hromovnál* is szereplő) ún. „visszatérő" légtömegfajtákat [4]. Régebben nem tettünk mindig különbséget az atlanti-, illetőleg földközi-tengeri levegőfajta között sem. Némelykor még a fekete-tengeri levegő is megkülönböztethető, úgyhogy kb. 10 évvel ezelőtt bevezettük az m′ (földközi-) és m″ (fekete-tengeri) légtömegeket is. Csak legújabban (1961-ben) került sor a visszatérő légtömegek megkülönböztetésére, amelyeket *Scherhag* cT_P, mT_P, cP_T és mP_T betűkkel jelöl. Mi ezeket (a „rückkehrende", illetőleg „rendellenes" szavak kezdőbetűje szerint) „r" betűvel jelöljük. Van tehát (főleg télen) rW, illetőleg nyáron rK légtömeg is. Az előbbi lényegében magasabb szélességekre jutott trópusi, vagy tengeri meleg levegőfajta, amely hozzánk nyugat-európai anticiklon peremén körüláramolva, északnyugat, észak felől áramlik be (mT_P). A második fajta viszont olyan poláris észak-kanadai levegő, amely az azóri térségből felmelegedve („erwärmte Polarluft") jut el hozzánk, valamely V/b-szerű ciklon hátoldalán (mP_T).

Kelet felől is kaphatunk visszatérő légtömegeket, amelyek részére az r′ jelölést javasoljuk. A téli félévben előfordul, hogy a poláris (vagy sarki) levegő Ukrajna déli része, illetve Románia felől áramlik be hozzánk a medencébe (nemere vagy kossava széllel), ekkor r′K légtömegről beszélhetünk, ami azonban cK-val is jelölhető (cP_T). Kárpát-medencei ciklon esetében lehetséges, hogy a trópusi, vagy feketetengeri légtömegfajta északkelet felől áramlik be (főként a magasban), ekkor meg r′W jelölés használható, de ezt az m″W légtömeggel azonosíthatjuk (cT_P, vagy mT_P).

Az m′ légtömegnél még K és W formát is megengedhetünk. Az m′K azonban alig választható el az rK-tól, az m′W pedig a TM-től.

Dél felől, a nyári félévben tulajdonképpen csak m′T fajtát kaphatunk, mert a szaharai cT fajta mindig átjön a tengeren és így páramennyisége erősen megnő. Szaharai, SM levegőt legfeljebb a magasabb szintekben kaphatunk (pl. szaharai porhullás alkalmával). Ezeket *Scherhag* mT_S, ill. cT_S betűkkel jelöli. Ő egyébként az arktikus fajták jelölésére a cP_A és mP_A jeleket használja.

Mindezekhez hozzá kell fűznünk még, hogy a légtömegfajták tulajdonságaikat tisztán csak a magasabb szintekben mutatják, mert a talajközeli légrétegek mindig erősen zavartak, különösképpen medencékben. Az elkülönítés tehát sokszor nagy nehézségekbe ütközik pl. főnhatások miatt is. A jövőben tehát jóval nagyobb figyelem lenne szentelendő a *Schneider-Carius*-féle *alaprétegeknek* is. Szerinte ui. a talajközeli légrétegnek 6 féle alaptípusa van, amelyeknek magassága 500 m-től 5000 m-ig terjed. Legvékonyabb az inverziós alapréteg (500 m) majd (sorban) nő a vastagság a talajmenti „hideg-bőr" típusnál, a normáltípusnál, illetőleg a konvekciós típusoknál. A bőr-típus és a felszakadási típus vastagsága már 3—5 km között van [5]. Jelenleg még nem állanak rendelkezésünkre adatok a medencéből arra nézve, hogy ezek az alaptípusok itt miképpen és milyen gyakorisággal fordulnak elő. (Ez a kérdés alapos aerológiai vizsgálat tárgya lehetne.)

Összefoglalva tehát az eddigieket, medencékben az alább következő táblázat szerinti légtömeg-fajták lehetnek jelen. (Itt megjelöljük az eredő helyet is, valamint az utat; a Multanovszkij-féle „tengelyeket" is, amelyen a légtömeg ideérkezett.) Megjegyezzük, hogy a légtömegfajták megállapításánál éppen a pálya a döntő (amelyet időben visszafelé követhetünk a napi időjárási térképeken), mert a levegőfajták tulajdonságait jellemző számértékek (hőmérséklet, ennek függélyes

gradiense, nedvesség, ekvivalens- és potenciális hőmérséklet, látástávolság, stb.), részben a transzformáció, részben pedig éppen medencehatások (alapréteg!) miatt erősen módosulhatnak.

I. TÁBLÁZAT

A légtömegfajták, eredőhelyeik és pályáik a Kárpát-medence számára

1.	cAM	= szárazföldi sarki levegő. A sarki jégvilágból érkezhet, főként a SZU európai területein át, ultrapoláris tengelyen. Egész éven át (nyár dereka kivételével).
2.	mAM	= tengeri sarki levegő. Grönland és a Spitzbergák közötti térségből az Északi-tengeren át, poláris tengelyen egész évben (nyár dereka kivételével).
3.	cKM	= szárazföldi hideg levegő. Észak-Szibériából a SZU európai területein át, ultrapoláris tengelyen a téli félévben.
4.	mKM	= tengeri hűvös levegő. Izland—Skócia térségből, poláris tengelyen, egész évben (tél dereka kivételével).
5.	cWM	= szárazföldi meleg levegő. Nyáron a SZU európai területeiről, esetleg Nyugat-Európából.
6.	mWM	= tengeri meleg levegő. Télen az Atlanti-óceán 40—50° N közötti szélességeiről, W és SW irányból.
7.	mM	= tengeri levegő. Az 50° N szélesség tájáról, egész évben.
8.	cM	= szárazföldi levegő. Az 50° N szélesség tájáról, egész évben.
9.	rWM	= visszatérő (rendellenes) tengeri meleg levegő. Télen NW—N-ről érkező átalakult szubtrópusi, vagy tengeri meleg levegő.
10.	rKM	= visszatérő (rendellenes) tengeri hűvös levegő. Nyári félévben SW-ről.
11.	r'WM	= visszatérő meleg levegő (m"W, vagy TM) a Fekete-tenger felől a nyári félévben, NE irányból.
12.	r'KM	= visszatérő poláris levegő. Télen SE-ről (cKM).
13.	m'M	= Földközi-tengeri levegő. Egész évben.
14.	m'WM	= Földközi-tengeri meleg levegő. Télen, SW-ről.
15.	m'KM	= Földközi-tengeri hűvös levegő (= rKM). Nyári félévben, SW-ről.
16.	m''M	= Fekete-tengeri levegő. Egész évben.
17.	TM	= szubtrópusi levegő. Egész évben.
18.	mTM	= azóri levegő. Egész évben, W és WSW felől.
19.	cTM	= szárazföldi szubtrópusi levegő. Közel-keletről, nyáron, SE-ről.
20.	SM	= szaharai cT levegő (csak a magasabb szintekben). Egész évben.
21.	m'TM	= szaharai levegő a Földközi-tengeren át. Egész évben.

Megjegyezzük még, hogy a hosszabb időn át a medencében tartózkodó levegőt, mint indifferens légtömeget cM-mel jelöljük. A K levegő általában nálunk labilis, a W pedig stabilis állapotú. Ha keverék levegő van jelen, azt a kétféle fajta törtjeles szétválasztásával tüntethetjük fel. A légtömegek eredőhelyeinek eloszlását és a pályákat egyébként az 1. ábrában is szemléltetjük.

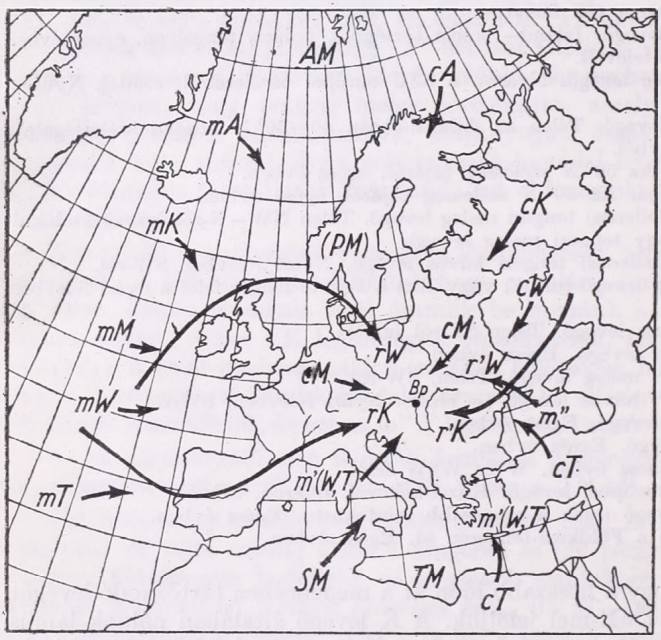
A fronttípusok

Frontnaptárunkban és az időjárási térképeken eleinte csak a *betörési* és *felsiklási* frontokat, illetőleg a *lesiklási* felületeket tüntettük fel. Később bevezettük a légtömegen belüli (másodlagos, vagy *instabil*-) hideg frontokat és *okklúziókat* is. Ezek jelölésére a B, F, B_i, O és L betűket használtuk. (A front erősségének megfelelően e betűket a 0, 1, 2 hatványkitevőkkel látjuk el.)

Az elmúlt évtizedben a frontfogalom is fejlődött. *Tverszkoj* szerint [6] pl. a hidegfrontoknak két fajtája van, aszerint, hogy a frontra merőleges szélkomponens a függélyes mentén gyengül-e, vagy erősödik (I és II fajtájú front). 1950-ben *Faust* a front két oldalán levő légtömegek egyensúlyi állapota szerint az I típusnál kettő, a II típusnál három alfajtát vezetett be. Ezeket passzív, ill. aktív típusoknak nevezi [7]. Ez a megkülönböztetés azonban nem azonos az aktív-, ill. passzív választófelület (l. [1] 66. old.) fogalmával. Van tehát passzív labil és stabil, illetőleg aktív labil, stabil és vegyestípusú hideg front (az utóbbit *Faust* főtípusnak nevezi).

A melegfrontoknál is megkülönböztethető labil és stabil típus (ezeket *Raethjen* „fiatal" és „öreg" melegfrontoknak nevezi). *Scherhag* nyomán megemlítjük, mint harmadik lehetőséget a *hátráló* (szembefutó) melegfrontot. *Faust* megkülönböztet még *felső-, anticiklonális (száraz-)* és *légtömegen belüli* hidegfrontokat is. A front magassági fejlettsége alapján beszélhetünk *talajközeli-* és troposzférikus méretű fejlett frontokról is.

A felső hidegfrontoknak különleges esete az *álcázott* (leplezett) hidegfront. Ez főleg télen fordul elő, midőn a tengeri hűvös levegő maga előtt hideg szárazföldi levegőt (inverziós alapréteget) talál [8]. Van álcázott-, vagy felső melegfront is, főleg nyáron, de elég ritkán. Télen is előfordulhat, akkor, ha a medencét hideg



1. ábra. A Kárpát-medencében előforduló légtömegfajták eredőhelyeinek eloszlása és a légtömegfajták pályája

levegő tölti ki és a front nem elég erős ahhoz, hogy szelével átkeverje az alapréteget. A körülövezett légtömegek mindig *paradox* frontokkal kapcsolatosak. (Az elnevezés *Aujeszky L.*-tól ered.) Ilyen pl. az rK hűvös légtömeggel SW-ről érkező paradox betörés, vagy pedig a SE-ről jövő r'K levegő hideg frontja. Az NW, N-ről közelgő rW levegő, vagy az NE-ről jövő r'W levegő *paradox* melegfronttal érkezhet hozzánk. Meg kell még emlékeznünk az *okklúziókról*, illetőleg a *stacionér* (veszteglő, vagy ingázó) frontok típusairól is. Hideg-, meleg és semleges formájuk lehet. (Ingázó frontoknál a beérkezés, ill. távozás miként tje szerint.) Jelölésük az O_B, O_F és O, illetőleg V betűkkel történhet. Speciális medence-front az *Ozorai Z.* által bevezetett *orografikus okklúzió* [9], amelyik a semleges okklúzió különleges esete.

Az ingázó frontoknak elvileg 4 esete lehet, aszerint, hogy a front milyen jelleggel került a medencébe és milyen jelleggel hagyta el azt. Így azután beszélhetünk V_{BB}, V_{FF}, V_{BF}, illetőleg V_{FB} formájú ingázó frontról.

Mindezeket tekintetbe véve 20 féle front-típusról lehet szó, de akkor még nem különböztettük meg a Faust-féle hidegfronttípusokat és a melegfrontok 3 féle lehetőségét (labil, stabil, hátráló) sem. További tipizálási lehetőséget adnának a *Csadezs* által részletezett orografikus hatások [10]. Megjegyezhetjük, hogy Faust

csak a hidegfrontok részére 20 fajtát állapít meg, a Schneider-Carius-féle alapréteg típusok figyelembevételével. *Csadezs* pedig az okklúziónak 4 típusát adja. Ily módon a frontfajták száma megközelíthetné a 30-at is. Az aktív és passzív lesiklás megkülönböztetése is indokolt lenne.

Pillanatnyilag azonban a Kárpát-medencében csak 21 féle légtömeg-fajta és 22 választófelület megkülönböztetésére van mód. (Makroszinoptikus helyzettípusaink száma *Péczely* szerint 13, illetőleg a nyereghelyzet felvételével 15.) A légtömeg fajták számának növelése már aligha lehetséges, azonban a fronttípusok száma még növelhető a jövőben. Ehhez azonban elengedhetetlen a függélyes légállapot minél gyakoribb és minél pontosabb megállapítása. Semmi esetre sem elegendő a

II. TÁBLÁZAT

A frontfajták jelölése, illetve szimbóluma (Scherhag nyomán)

1.	F_f	= Felső melegfront
2.	F_t	= Talajközeli melegfront
3.	F	= Fejlett melegfront
4.	$F_á$, F_p	= Álcázott, ill. paradox melegfront
5.	B_f, B_i	= Felső, vagy instabil hidegfront
6.	B_t	= Talajközeli hidegfront
7.	B	= Fejlett hidegfront
8.	$B_á$, B_p	= Álcázott, ill. paradox hidegfront
9.	O	= Semleges okklúzió
10.	O_F	= Melegjellegű okklúzió
11.	O_B	= Hidegjellegű okklúzió
12.	V	= Stacionárius (veszteglő) front
13.	O_{or}	= Orografikus okklúzió
14.	V_{BB}	= Ingázó frontok
15.	V_{FF}	
16.	V_{BF}	
17.	V_{FB}	
18.	K	= Konvergencia vonal
19.	L	= Lesiklási felület, divergencia vonal

napi 1 szonda-felszállás, mert frontstatisztikánk tanúsága szerint 2 naponként átlagban 3 választófelület vonul át Budapest felett és így legalább 12 óránkénti, de inkább 6 óránkénti szondázásra van szükség [12]. A 3 óránkénti szabadlégköri szélmérés (pilot) nagy segítséget nyújthat a fronttípusok megállapításához.

A II. táblázatban a 21 frontfajta illetőleg a lesiklófelület *Scherhag* [3] szerinti (illetve a Tägl. Wetter- bericht-ben módosított) szimbólumait adjuk, saját kiegészítéseinkkel [11].

IRODALOM

[1] *Hromov, Sz. P.:* A szinoptikus meteorológia alapjai. 245 old., Bp., 1952. Akad. Kiadó.
[2] *Aujeszky L.:* A légkör fizikája. (Ált. geofizika. III.) Bp., 1957. 60 old. Akad. Kiadó.
[3] *Scherhag, R.:* Wetteranalise, und Wetterprognose. 206 old. Berlin, 1948.
[4] Die Grosswetterlagen Mitteleuropas. 2. évf. 3. szám, 1949. 17. old. Bad Kissingen.
[5] *Schneider-Carius, K.:* Die Grundschicht der Troposphäre. (Probl. der kosm. Phis. Bd. XXVI.) Leipzig, 1953.
[6] Idézve: *Hille, A.:* Repülési meteorológia. 184. old. Bp., 1955. Akad. Kiadó.
[7] *Faust, H.:* Kaltfronten und Gewitter. Ber. d. D. Wetterdinst. No. 24. 1951. Bad-Kissingen.
[8] *Sugár Margit:* Álcázott hidegfront átvonulása Magyarországon. (Időjárás. 55. évf. 9. old. 1951. Bp.)
[9] *Ozorai, Z.:* Az orografikus okklúzió a Kárpát-medencében. (Időjárás, 60. évf., 329. old. 1956. Bp.)
[10] *Csadezs, M.:* A légkör diszkontinuitási felületeinek alakjáról. Időjárás, 61. évf., 243. old. 1957. Bp.
[11] Täglicher Wetterbericht. Offenbach am Main. Havonkénti melléklet hátoldalain.
[12] *Graics Á.:* A budapesti frontgyakoriság. OMI Beszámolók. 1958. 63. old. Bp.

Popovicsné Gubola Mária:

A Linke-féle érzet-hőmérséklet óraértékei Budapesten

Stundenwerte der Linke'schen Empfindungstemperatur in Budapest. Auf Grund der in der Zentralanstalt für Meteorologie, Budapest, ausgeführten Beobachtungen werden Stundenwerte der biologischen Temperatur (Empfindungstemperatur) auf die einzelnen Monaten mitgeteilt. Die Errechnung dieser Werte erfolgte auf Grund der *Linke*'schen Gleichung. Als Resultat der Berechnungen kann festgestellt werden, dass die Empfindungstemperatur — abgesehen von den Werten mit entgegensetzten Vorzeichen der Monate April bis September, welche von der erhöhten Strahlung hervorgerufen wird, — im allgemeinen mit einigen Graden niedrigere Werte ergab als die Werte der Lufttemperatur.

*

Ежечасные значения ощущаемой температуры по Линке в Будапеште. На основе наблюдений, произведенных в Метеорологическом Институте в Будапеште, сообщаются ежечасные значения биологической температуры (ощущаемой температуры) за отдельные месяцы. Вычисление этих величин произведено на основе уравнения *Ф. Линке.* Согласно вычислениям, ощущаемая температура вообще ниже на несколько градусов, чем температура воздуха, но между апрелем и сентябрем бывают и разности противоположного знака, что вызывается повышенной солнечной радиацией.

*

Az ember által érzett ún. biológiai hőmérséklet — a hőérzet — komplex hatások eredője. Ezt a hőérzetet a léghőmérséklet, a napsugárzás intenzitása, a szél erőssége, a légnedvesség, stb. együttesen alakítja ki. Ha biológiai szempontból akarjuk megítélni a légkör hőhatását, előnyös, ha a hatótényezők közül az említetteket, mint a legjelentősebbeket, együttesen vesszük figyelembe.

Kidolgoztak olyan formulákat, amelyek — felhasználva az egyes időjárási elemek egyidőben mért adatait — a biológiai hőmérsékletet ún. elemegyüttesekkel adják meg.

A biológiai hőmérséklet számszerű kifejezésére *F. Linke* [1] 1935-ben az *érzet-hőmérséklet* fogalmát vezette be, s azt a következő egyenlettel írta le:

$$T = t - 4\sqrt{v} + 12\,j,$$

ahol T az érzet-hőmérséklet C°-ban, t a léghőmérséklet C°-ban, v a szélerősség m/sec-ban, j a napsugárzás erőssége gcal/cm² min-ban.

Ez az egyenlet alkalmas arra, hogy segítségével megkíséreljük az *egyedi értékek* helyett *a havi óraközepek* alapján az érzet-hőmérséklet értékeinek megadását.

Dolgozatunkban elsőként *Linke* egyenlete alapján kiszámítottuk a Meteorológiai Intézet budapesti regisztrátumainak (Fuess-féle szélíró, Robitzsch-féle sugárzásíró, hőmérsékletíró) adatai alapján az 1950-től 1959-ig terjedő tíz évre az érzet-hőmérséklet *átlagos óraértékeit.* Az *I. és II. táblázatban* közöljük az érzet-hőmérséklet és — összehasonlítás kedvéért — a léghőmérséklet óraértékeit az egyes hónapokra. Mindkét táblázat utolsó sorában feltüntettük az egyes hónapok közepes értékeit is. A két táblázatot összevetve megállapítható, hogy az év folyamán *az érzet-hőmérséklet a léghőmérsékletnél általában alacsonyabb, vagyis a léghőmérsékletet alacsonyabbnak érezzük a valóságosnál.* Ezt szemlélteti az érzet-hőmérséklet és a léghőmérséklet tízévi havonkénti valódi középértékei közötti különbségek sora (az eltérések negatív előjele az alacsonyabb érzet-hőmérséklet értékét jelöli):

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Átlag
−5,6	−5,3	−4,5	−3,5	−3,0	−2,7	−2,5	−2,7	−3,5	−4,0	−5,3	−5,5	−4,0

I. TÁBLÁZAT

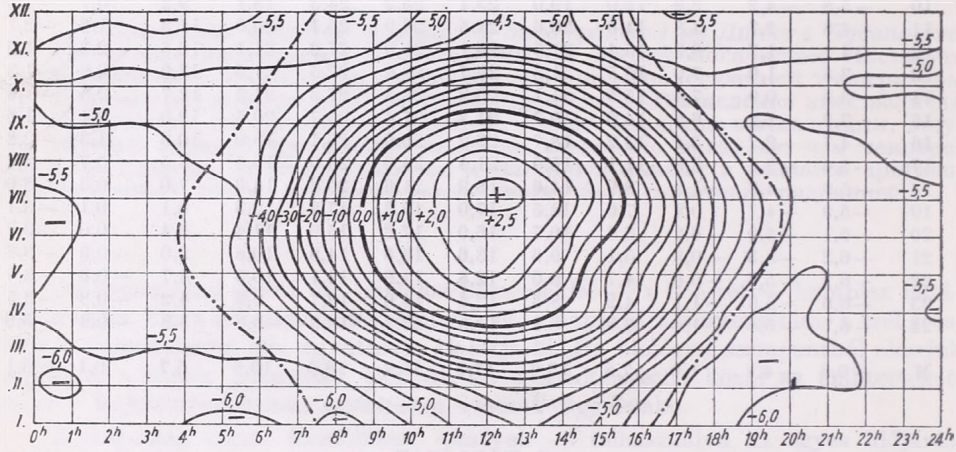
Óra	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
1	−6,7	−6,4	−1,8	3,3	7,8	11,4	13,4	13,0	9,5	3,8	−0,7	−3,7
2	−6,8	−6,3	−2,2	2,9	7,4	11,1	12,9	12,5	9,1	3,5	−0,8	−3,8
3	−7,0	−6,5	−2,6	2,6	7,1	10,7	12,5	12,6	8,7	3,4	−0,9	−3,9
4	−7,1	−6,6	−2,8	2,3	6,8	10,4	12,3	11,9	8,5	3,1	−1,0	−4,0
5	−7,2	−6,7	−2,9	1,9	6,6	10,5	12,0	11,7	8,1	2,9	−1,2	−4,0
6	−7,2	−6,8	−3,1	2,1	8,0	12,4	13,5	12,3	8,0	2,8	−1,2	−4,0
7	−7,2	−6,9	−3,0	4,0	11,1	15,4	16,9	14,8	9,7	3,0	−1,3	−4,1
8	−7,4	−6,7	−1,6	6,6	14,2	18,3	19,9	18,9	12,5	4,6	−1,2	−4,0
9	−7,0	−5,7	0,7	9,5	16,8	20,9	22,8	21,6	15,5	6,8	−0,4	−3,6
10	−5,8	−4,2	2,9	12,0	19,0	23,1	25,2	24,3	18,1	9,2	0,7	−2,9
11	−4,8	−2,7	4,8	14,0	20,5	24,5	26,9	26,1	20,0	11,3	1,6	−2,1
12	−4,1	−1,7	6,2	15,4	21,5	25,1	28,0	27,2	21,1	12,5	2,3	−1,5
13	−3,5	−1,0	7,0	15,5	21,5	25,7	28,4	27,5	21,5	13,0	2,6	−1,3
14	−3,6	−0,9	7,4	15,5	21,1	25,3	28,4	27,3	21,5	12,7	2,5	−1,3
15	−3,9	−1,2	6,8	14,6	19,7	24,3	27,4	26,7	20,5	12,0	2,1	−1,6
16	−4,7	−2,2	5,4	13,2	18,7	23,2	26,0	25,1	18,9	10,6	1,3	−2,2
17	−5,4	−3,4	3,6	11,1	16,9	21,4	24,0	23,0	16,5	8,5	0,7	−2,7
18	−5,9	−4,3	1,9	8,9	14,6	18,9	21,6	20,2	14,3	7,0	0,3	−3,0
19	−5,9	−4,7	0,8	7,0	12,5	17,0	19,3	17,8	12,3	6,1	0,1	−3,1
20	−6,1	−5,0	0,2	5,8	10,7	15,0	17,2	15,9	11,4	5,4	0,0	−3,2
21	−6,2	−5,3	−0,3	5,1	9,6	13,6	15,5	14,8	10,8	5,0	−0,3	−3,3
22	−6,2	−5,6	−0,6	4,7	9,0	12,8	14,6	14,1	10,3	4,7	−0,6	−3,5
23	−6,6	−5,6	−1,1	4,2	8,5	12,4	14,0	13,7	9,9	4,2	−0,8	−3,5
24	−6,7	−5,8	−1,4	3,8	8,1	11,9	13,7	13,3	9,6	3,8	−0,8	−3,6
M	−0,6	−4,7	1,0	7,8	13,2	17,3	19,4	18,6	13,6	6,7	0,1	−3,1

II. TÁBLÁZAT

Óra	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
1	−1,0	−0,4	3,6	8,7	13,2	16,9	18,9	18,1	14,5	8,7	4,7	1,9
2	−1,1	−0,5	3,3	8,3	12,8	16,5	18,3	17,7	14,1	8,4	4,6	1,8
3	−1,3	−0,7	2,9	7,9	12,4	16,1	17,9	17,3	13,7	8,1	4,5	1,7
4	−1,4	−0,9	2,7	7,6	12,1	15,7	17,6	16,9	13,3	7,9	4,4	1,7
5	−1,5	−1,0	2,5	7,3	11,8	15,6	17,4	16,6	13,0	7,7	4,2	1,6
6	−1,5	−1,1	2,3	7,2	12,2	16,3	17,9	16,7	12,8	7,5	4,1	1,5
7	−1,5	−1,2	2,3	8,2	13,8	17,8	19,5	18,0	13,7	7,0	4,1	1,5
8	−1,5	−1,1	3,0	9,5	15,4	19,2	21,0	19,9	15,1	8,6	4,2	1,5
9	−1,3	−0,5	4,4	10,9	16,7	20,5	22,4	21,5	17,0	10,3	4,7	1,8
10	−0,6	0,4	5,6	12,2	17,9	21,6	22,6	22,9	18,5	11,7	5,4	2,2
11	0,0	1,3	6,7	13,3	18,8	22,4	24,6	24,0	19,8	13,0	5,9	2,7
12	0,4	1,9	7,5	14,2	19,5	23,0	25,3	24,9	20,6	14,0	6,5	3,1
13	0,8	2,5	8,3	14,7	19,9	23,6	26,0	25,6	21,3	14,6	6,9	3,4
14	1,2	2,9	8,9	15,2	20,3	23,9	26,4	26,0	21,8	14,9	7,3	3,7
15	1,2	3,0	9,1	15,4	20,5	24,0	26,5	26,2	21,9	15,1	7,3	3,7
16	1,0	3,0	9,1	15,3	20,3	24,0	26,5	26,1	21,7	14,7	7,0	3,5
17	0,6	2,5	8,5	14,7	19,9	23,6	26,1	25,5	20,8	13,6	6,6	3,1
18	0,3	1,9	7,8	14,0	19,0	22,7	25,2	24,4	19,6	12,3	6,2	3,0
19	0,0	1,4	7,0	13,0	18,0	21,8	24,2	23,0	17,9	11,3	5,8	2,8
20	−0,3	1,0	6,2	11,9	16,7	20,5	22,7	21,5	16,9	10,6	5,6	2,6
21	−0,4	0,7	5,6	11,0	15,6	19,4	21,3	20,4	16,2	10,1	5,3	2,5
22	−0,6	0,5	5,1	10,4	14,8	18,6	20,5	19,6	15,6	9,6	5,2	2,3
23	−0,8	0,2	4,6	9,8	14,2	18,0	19,8	19,0	15,1	9,2	4,9	2,2
24	−1,0	0,0	4,3	9,3	13,7	17,5	17,1	18,5	14,7	8,8	4,8	2,0
M	−0,4	0,6	5,5	11,3	16,2	20,0	21,9	21,3	17,1	10,7	5,4	2,4

Ez az egyértelműen negatív előjelű eltérés természetesen nem áll fenn az adatok közötti egyenkénti különbségek képzésekor. Noha ezt a különbséget a szél hűtőhatása okozza, mert a testfelületen kialakuló vékony, adhéziósan kötött légréteget a szél eltávolítja és a testfelület hőleadása fokozódik, mégis a szél hatását a nyári hónapokban az erős besugárzás a déli órákban annyira ellensúlyozza, hogy ekkor középértékben az érzet-hőmérséklet meghaladja a léghőmérsékletet. Ezek a megállapítások természetesen csakis szabadtéri viszonyokra érvényesek, vagyis a napsugárzásnak és a szél hűtőhatásának akadálytalanul kitett egyén esetében.

Elkészítettük az érzet-hőmérséklet és a léghőmérséklet különbségének izoplétás ábrázolását is *(1. ábra)*. Az izoplétán az eltéréseket 0,5 C°-onként ábrázoltuk. A vas-



A léghőmérséklet és az érzethőmérséklet óraértékeinek átlagos különbségei Budapesten, 1950—1959.

tagon húzott görbe a 0°-os eltérést jelzi. Szaggatott vonallal jelöltük a napkelte és napnyugta időpontját. Pozitív előjelű az eltérés, ha az érzet-hőmérséklet magasabb értékű ; ennek megfelelően a negatív eltérések a léghőmérsékletnél alacsonyabb érzet-hőmérsékleteket jelzik. A negatív eltérések napkelte előtt és napnyugta után a legnagyobb értékűek, de változásuk nem nagy (5—6° között). A napi menet leszálló ágában nagyobbak az eltérések, mint a felszálló ágban. A napfelkelte idejét némi késéssel követi az eltérés csökkenése, viszont a napnyugta időpontjával szinte egybeesik a leszálló ág maximális negatív eltérés értéke. A napfelkelte időpontjától kezdve erősen csökken a negatív eltérések nagysága, a görbék sűrűsödnek, a legnagyobb változásokat mutatva. A déli órákban, a kisebb változások idején a görbék ritkulnak. Pozitív eltérések április és szeptember, illetőleg 9 és 15 óra között jelentkeznek. A pozitív értékekbe való átmenet időpontja az egyes hónapokban különböző. A maximális pozitív eltérések 12 óra körül tömörülnek, a zavartalanabb sugárzással megegyezően. A negatív eltérések maximuma januárban van. Júniusban a görbék alakváltozása a monszunális hatást mutatja. Évi menetben a maximális pozitív eltérés szintén júniusban mutatkozik, ami jól megegyezik a maximális napsugárzás értékével. A görbék jobban tömörülnek az őszi, mint a tavaszi átmeneti időszakban ; ősszel gyorsabbak a változások.

Érdeklődésre tarthatnak számot az érzet-hőmérséklet (T) és a léghőmérséklet (t) terminus-középértékei [(7 + 14 + 21)/3], melyek a valódi középértékektől természetszerűen különböznek :

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
T:	−5,7	−4,4	1,4	8,2	13,9	18,1	20,3	19,0	14,0	6,9	0,3	−2,9	7,4
t:	−0,2	0,8	5,6	11,5	16,6	20,4	22,4	21,5	17,2	10,7	5,6	2,6	11,2
Δ:	−5,5	−5,2	−4,2	−3,3	−2,7	−2,3	−2,1	−2,5	−3,2	−3,8	−5,3	−5,5	−3,8

A *napi menetet* részletesebben megvizsgálva mind az érzet-hőmérsékletnél, mind a léghőmérsékletnél kitűnt, hogy a nyári hónapokban az óraértékek minimumai a korábbi órákra tolódnak. A maximumok időpontjai viszont meglehetősen azonos időpontban vannak a különböző hónapokban, az érzet-hőmérsékletnél 13 óra körül, a léghőmérsékletnél 14 óra, illetve 15 óra között. A napi ingás az érzet-hőmérsékletnél a nyári hónapokban lényegesen magasabb, mint a léghőmérsékletnél. Július hónapban az érzet-hőmérséklet ingása 16,4 C°, a léghőmérsékleté csak 9,1 C°, januárban azonban csak 3,9 C°, illetve 2,7 C°. A nyári félév erősebb napi menetét a besugárzás fokozódása idézi elő. *Évi menetben* az érzet-hőmérséklet maximuma júliusban, minimuma januárban van.

A középértékeket kialakító, gyakran szélsőséges egyedi értékekről adnak számot az érzet-hőmérséklet 10 év alatt előfordult maximális és minimális havi óraközepei:

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Maximális óraközepek:											
− 1,1	3,7	13,9	19,7	30,1	32,3	33,4	29,8	24,8	17,0	5,3	0,2
Minimális óraközepek:											
−11,9	−15,6	−8,0	−1,8	4,0	8,5	9,8	9,7	5,8	1,3	−4,7	−6,1

Az abszolút különbség 49,0 C°. Azonos időpontban a léghőmérséklet abszolút különbsége 37,0 C° (27,6 C° és —9,4 C°).

Az érzet-hőmérsékletre vonatkozó feldolgozásunkat a jövőben szeretnénk kiegészíteni, többek között az évi menetet részletesebben mutató napi átlagos adatokkal is.

Feldolgozásunkban a légnedvesség biológiai hatását figyelmen kívül hagytuk. Jövőbeni munkánkban megkíséreljük a légnedvességet is, mint biológiai szempontból ható légköri tényezőt, figyelembe venni.

Úgy véljük, hogy a biológiai hőmérséklet értékeinek közelítő megadására *Linke* érzet-hőmérsékletet kifejező egyenlete jól alkalmazható, s így olyan adatokkal egészíti ki éghajlatunk megismerését, ami biometeorológiai szempontból is használható.

IRODALOM

[1] Linkes Meteorologische Taschenbuch, III Band. Leipzig, 1957. S 215.

Koppány György:

Az általános légkörzés és a naptevékenység

Über den Zusammenhang der allgemeinen Luftzirkulation und der Sonnentätigkeit. (Zusammenfassung). In der Arbeit werden die neuesten Ergebnisse der Forschungen über den Zusammenhang zwischen der Sonnentätigkeit und Atmosphäre zusammengefasst, insbesondere die Untersuchungen der sowjetischen Forscher, welche sich einerseits mit den Zusammenhängen zwischen der sekulären Änderung der Sonnentätigkeit und der allgemeinen Zirkulation, und andererseits zwischen der 27-tägigen Periode der Sonnenrotation und der Periodizität der Witterungserscheinungen befassen.

*

Az időjárás hosszabb periódusú kilengései a hosszú megfigyelési sorozatokból ismeretesek. Fölvetődik a kérdés: az időjárásnak tartósabb kilengései kapcsolatban állnak-e az általános légkörzés átalakulásával? Ha pedig az általános cirkuláció kisebb-nagyobb mértékben megváltozik, újabb kérdés, hogy ez a megváltozás mennyiben vezethető vissza kozmikus tényezőkre, nevezetesen a naptevékenység erősödésére vagy gyengülésére.

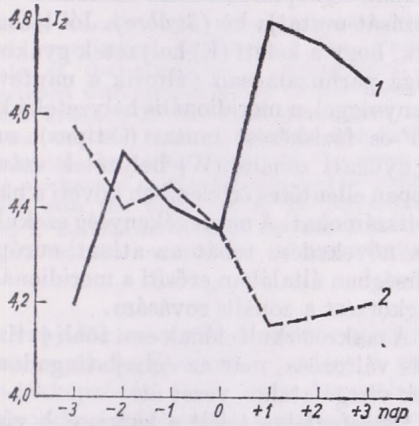
Ezzel a kérdéssel az elmúlt évtizedekben sok és terjedelmes vizsgálat foglalkozott, amelyeknek áttekintésére jelen rövid dolgozatunkban nem vállalkozhatunk. Inkább a legújabb eredményeket szeretnénk összefoglalni, különös tekintettel a Szovjetunióban folyó vizsgálatokra.

A Szovjetunióban a legutolsó években főként az egyes időjárási elemek hosszabbtartamú ingadozásai és a naptevékenység szekuláris változása közötti kapcsolatot vizsgálták. *Miskarjev* pl. a kazáni csapadék menetében, a *Vangenheim*-féle cirkulációs típusok tekintetbe vételével egy kb. 60 évi periodicitást állapít meg [1], ui. 1902-től 1929-ig a nyugati zonális áramlás (W-típus) az uralkodó, normál-fölötti csapadékkal, 1929-től 1959-ig pedig a keleti és meridionális áramlás (E- és C-típusú cirkuláció) túlsúlya mellett a csapadék az átlagérték alatt maradt. Hasonló eredményekről számol be egy másik szovjet kutató nemrég megjelent távprognosztikai tankönyvében (*Girsz, A. A.*: A hosszabblejáratú előrejelzések módszerei, 159—170. old.).

Meg kell jegyeznünk, hogy a napfoltok gyakorisága már 1917-től, de különösen az 1930-as évektől rohamosan emelkedni kezdett. A 11 éves ciklus is kimutatható, főleg a W-típusú cirkuláció uralma esetén. *Klimenko*, a Szovjetunió európai területének téli hőmérsékletét vizsgálva, mind a szekuláris, mind a 11 éves napfolt-tevékenységi ingadozást kimutatja [2]. Világosabb képet kapunk ennek a vizsgálatnak értelmezésére *Vityelsz* és *Rakipova* munkáiból [3], [4], [5]. *Vityelsz* elsősorban a makrocirkulációs viszonyok megváltozásával foglalkozott. A kutatás céljára a *Vangenheim*-féle cirkulációs típusok 1891-től összeállított katalógusát használta fel. Vizsgálatai szerint a naptevékenység szekuláris emelkedésének idején a zonális nyugati áramlás háttérbe szorul, és a keleti és meridionális forma válik gyakoribbá [3]. *Rakipova* megállapítja, hogy az erősebb naptevékenység az általános légkörzés intenzitásának megnövekedését okozza. Ez együtt jár a makroturbulens hőcsere megnövekedésével is, ezért nagy naptevékenységű években télen a hőmérséklet pozitív anomáliái a magas, negatív anomáliái az alacsony szélességeken jelentkeznek [5].

Ismeretessé vált azonban a kutatók előtt, hogy az évek bizonyos során talált korreláció a naptevékenység és az időjárási jelenségek között egy következő időszakban eltűnik, sőt ellenkezőjére is fordulhat. Ezt a jelenséget *Rakipova* próbálta elméletileg magyarázni. Szerinte a légkör egymás fölötti rétegeiben az alacsony és magasnyomású képződmények váltogatják egymást a troposzférától az ionoszféráig. A nagyobbsebességű korpuszkulák mélyebben hatolnak be a légkörbe, és így pl. elérhetik az E-ionréteget, a lassúbbak már az F-rétegben elnyelőd-

nek. *Rakipova* sémája nyomán a gyorsabb és lassúbb részecskék hatása a földi légkörben különböző lesz. A gyorsabb részecskék egy mélyebben fekvő rétegben nyelődnek el, és fölmelegedést okozva erősítik az anticiklonális cirkulációt vagy gyengítik a ciklonálisat. A hatás az alatta levő rétegben ennek megfelelően erősíti a ciklonális cirkulációt vagy gyengíti az anticiklonálisat, stb. A lassúbb részecskék beáramlásánál az elnyelődés-okozta fölmelegedés magasabb rétegben indítja el



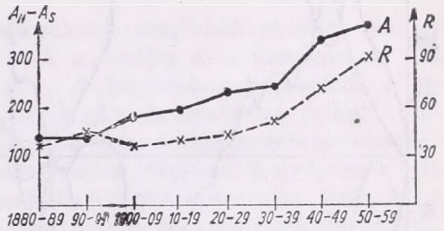
1. ábra. A ciklonok intenzitásának változása Izland körzetében igen erős (1) és erős mágneses viharok (2) napjain, *Vityelsz* szerint

a fenti folyamatot, és így éppen ellenkező értelemben érvényesülhet az egyes rétegekben s a talajon.

Az elmélet igazolására megvizsgálták egyebek között Izland térségében a ciklonok intenzitását *erős* és *igen erős* mágneses viharok esetében [4]. Azt találták, hogy az igen erős mágneses vihar utáni napokban a ciklonosság erősödik, erős mágneses vihar után éppen fordítva, gyengül *(1. ábra)*.

A napforgás 27 napos periódusának az általános cirkulációban való jelentkezését is számos dolgozat tárgyalja a szovjet szakirodalomban [6], [7]. A vizsgálat céljára 27 napos ún. szoláris kalendáriumot szerkesztettek, amelynek mindenegyes napján meghatározták a napi átlaghőmérsékleteket. Így kimutatható volt, hogy a hideg napok a kalendárium bizonyos időszakában (második felében) jóval gyakrabban fordulnak elő, mint a megmaradó időszakban. Mint a szinoptikus vizsgálatokból kiderült, az ultrapoláris hidegkitörések is ugyanabban az időszakban gyakoribbak, amit már *Rubasev* is kimutatott.

A jelenség magyarázatával a szovjet csillagászok is foglalkoznak, és az ún. aktív szoláris zónákra vezetik vissza.



2. ábra. Az északi és déli anticiklonális helyzetek gyakoriságának különbsége 1880—1959 között (A) és a napfoltszámok évtizedes átlagai (R)

(E. P. Musztelj : A Nap korpuszkuláris áramlatai és ezek hatása a Földre c. előadása a MTA-n, 1961. január 10-én.) Eszerint a Napnak meghatározott hosszúságú zónáiból aktív korpuszkuláris sugárzás indul ki, amely csőalakban a Föld pályáig terjed. Így a Föld 27 naponként kerül bele egy-egy ilyen sugárnyalábba. Az aktív zónák élettartama sok napforgásnyi időtartamot tesz ki, egyes vizsgálatok szerint 10—14 évet is elérhet [7].

Az utóbbi évek kutatásai tehát nagy mértékben hoztak közelebb bennünket a

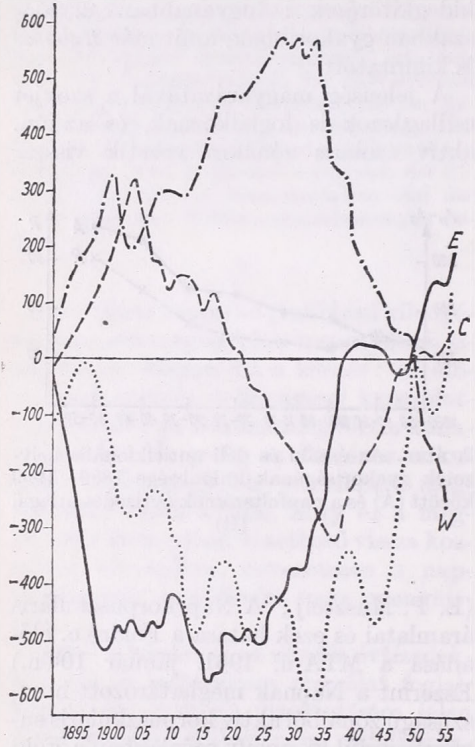
I. TÁBLÁZAT

(Chapman nyomán)

A napsugárzás komponense	Közepes mágn. zavarhoz szüks. energiaáram erg. cm^{-2}. sec^{-1}	Erős mágneses zavarhoz szüks. energiaáram erg. cm^{-2}. sec^{-1}	Magasság, amely fölött az energia alaprésze elnyelődik
Röntgen sug.	3.10^{-3}	3.10^{-1}	50
Elektronok	3.10	3.10^{3}	80
Protonok	$1{,}6.10^{3}$	$1{,}6.10^{5}$	100

(Napállandó = $1{,}6.10^{6}$ erg.cm^{-2}.sec^{-1})

Nap és a földi légkör közötti kapcsolatok fizikai értelmezéséhez. Egyes kutatók szerint a kapcsolatot olyan sugárzások okozzák, amelyek a Napból érkeznek a Föld légkörébe, de nem érik el a felszínt. *Chapman* elméletileg meghatározta azt a sugárzási energia mennyiséget, amely az észlelt mágneses zavarokat előidézheti a légkörben [8]. A napjainkban fellőtt műholdak méréseiből megállapíthatjuk, hogy az egyes napkitörések során a különböző sugárzások milyen mértékben változtatják intenzitásukat.



3. ábra. A W, C, E típusú cirkulációk gyakoriságának integrált havi anomália-görbéi és a Wolf-számok évi anomáliáinak integrált görbéje, Girsz szerint

A *Vityelsz*-féle cirkulációs vizsgálatok alátámasztására hazai vonatkozásban is megnéztük az utolsó 80 évben a makrocirkulációs típusok gyakoriságának változását. A *Péczely*-féle cirkulációs formák alapján — *Berkes Z.* javaslatára — először az északi anticiklonális és déli anticiklonális helyzetek számának évtizedes különbségét vizsgáltuk meg közelebbről *(2. ábra)*. Az északi anticiklonális helyzetek gyakorisága határozottan megnőtt, ugyanakkor a déli anticiklonális gyakoriság csökkent, ami arra vall, hogy a naptevékenység egyidejűleg tapasztalt erősödésével az anticiklonok határozottan észak felé tolódtak [9].

Girsz fentebb említett munkájából közöljük még a következő ábrát, amely a *Vangenheim*-féle cirkulációs típusok számának és napfoltszámnak szekuláris változását mutatja be *(3. ábra)*. Jól láthatjuk, hogy a keleti (E) helyzetek gyakorisága párhuzamosan változik a naptevékenységgel, a meridionális helyzeteké kb. 90°-os fáziskésést mutat (C-típus), míg a nyugati zonális (W) helyzetek száma éppen ellentétes értelemben követi a napfoltszámokat. A naptevékenység szekuláris növekedése tehát az atlanti-európai térségben általában erősíti a meridionális légkörzést a zonális rovására.

A makrocirkulációnak ez a több évtizedes változása, már az éghajlatingadozások vizsgálatához vezet át.

Összefoglalva tehát a legfrissebb vizsgálatok eredményeit, tény, hogy a naptevékenység hatása kimutatható az általános cirkuláció rövid és hosszabb idejű változásaiban, de a hatás pontos mechanizmusa csak az állandó sugárzásmérések (műholdak) révén lesz majd megállapítható.

IRODALOM: [1] *Miskarjev, A. J.:* A cirkulációs típusok, Wolf-számok és a cirkulációs indexek felhasználása a csapadék előrejelzésére Kazánban. Metyeorologija i gidrologija, 12. sz. 26—28. o., Moszkva, 1959. — [2] *Klimenko, L. V.:* A téli hőmérsékleti rendszer kapcsolata a Szovjetunióban a naptevékenységgel. Metyeorologija i gidrologija, 9. sz. 26—29. o., Moszkva, 1960. — [3] *Vityelsz, L. A.:* A légköri cirkulációs formák és átalakulásuk gyakoriságának sokéves változásai a naptevékenységgel kapcsolatban. Trudi G. G. O. 90. sz. 95—115. o., Leningrád, 1960. — [4] *Vityelsz, L. A.:* A Nap-légkör kapcsolatok változásának lehetséges okairól. Metyeorologija i gidrologija, 7. sz. 9—13. o., Moszkva, 1960. — [5] *Rakipova, L. R.:* A naptevékenység hatása az általános légkörzésre. Trudi,

G. G. O. 87. sz. 40—45. o., Leningrád, 1959. — [6] *Vityelsz, L. A.:* A Nap aktív hosszúságainak tartós hőmérsékleti hatása és ennek statisztikai ellenőrzése. Trudi G. G. O. 89. sz. 66—72. o., Leningrád, 1 : 59. — [7] *Vityelsz, L. A.:* Az ultrapoláris folyamatok szoláris kalendáriuma. Trudi G. G. O. 90. sz. 116—129. o., Leningrád, 1960. — [8] *Petrov, V. A. — Hvosztnyikov, I. A.:* A meteorológiai kutatások perspektívái a Föld műholdjainak segítségével. Informacionnij Szbornyik, 5. sz. 3—11. o., Leningrád, 1958. — [9] *Berkes, Z.:* A naptevékenység hatása a légnyomás eloszlására. Időjárás, 1961. 1. sz., Budapest, 1961.

Bodolainé Jakus Emma:

Néhány megjegyzés a frontok és a csapadék kapcsolatáról

Some remarks on the connection between fronts and precipitation. (Summary.) The present state of the synoptics of precipitation is discussed with special regard to the development attained in this field during the last years. On the basis of English and Soviet literature, the author deals with the views on the mechanism of precipitation and in accordance with the works of A. D. Dyoubyouk and I. Bodolai he stresses the importance of fronts in the mechanisms of precipitation.

*

Napjaink szinoptikus meteorológiájának egyik legfontosabb kérdése a csapadékképződés és a vele kapcsolatos szinoptikus folyamatok tanulmányozása. Ezért nagyon tanulságos, ha arra a fejlődésre utalunk, amely a csapadékképződésről alkotott felfogásunkban különösen az elmúlt évtizedben bekövetkezett.

Régóta ismeretes a szinoptikában, hogy a közepes és magas szélességek depressziói a levegő nagy tömegeinek felemelkedését okozzák. Az is ismeretes volt, hogy a csapadékhullás ezen emelkedő mozgások nyomán beálló lehűlés és kondenzáció eredménye. E tudás azonban túlságosan általánosnak bizonyult és sem a talajközeli, sem a magassági mérések anyaga nem volt alkalmas arra, hogy mélyebb ismeretek származzanak ebből az időszakból. Részletesebb szinoptikus ismereteink a csapadékfolyamatokról csak a norvég iskola frontológiai felfogása nyomán alakultak ki. A ciklonok csapadékrendszere a különböző típusú frontokhoz kapcsolódott, amelyek termodinamikai és kinematikai jellegüknek megfelelő emelést biztosítottak a lehűlés és a kondenzáció számára. A frontokhoz kapcsolódó légtömeg elmélet és gyakorlat pedig, a légtömegek termo-higrometrikus klasszifikálása révén, támpontot nyújtott a gyakorlati szinoptikus számára, hogy a bonyolult csapadékhullási folyamatokban eligazodjék. Ez a periódus egyben a csapadék-szinoptika minőségi korszaka, amely számos ország szinoptikus gyakorlatában ma is fennáll.

E meglehetősen hosszú időszak után újabb szemlélet csak a negyvenes évek végén, az ötvenes évek elején kezdett kialakulni. Ezen újabb szemlélet annak köszönhető, hogy részletes tanulmányozás tárgyává váltak a különböző fizikai okok alapján létrejövő vertikális mozgások.

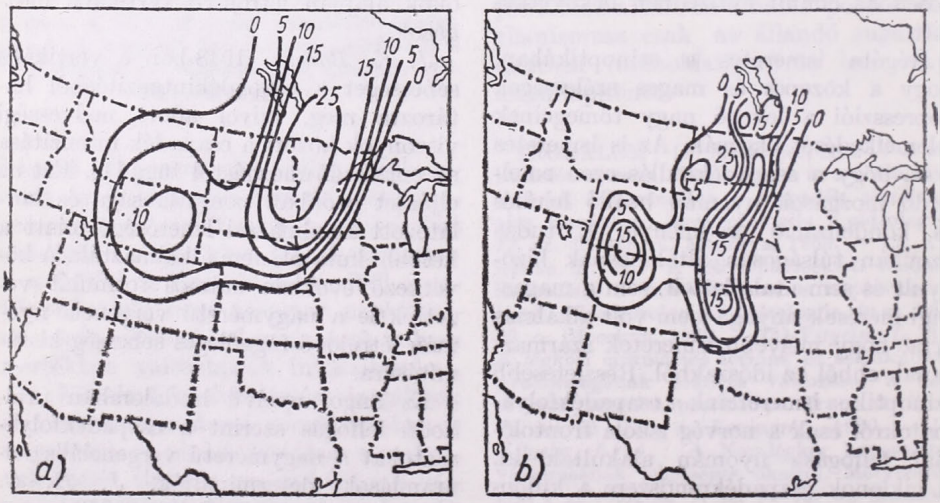
J. K. Bannon 1948-ban a vertikális sebességet a csapadékintenzitásból határozta meg, mivel adott nedvességi viszonyok között a csapadék intenzitása az emelkedő mozgástól függ [1]. Ezt az eljárást azonban pontatlansága és korlátozott alkalmazási lehetősége miatt a későbbi kutatók nem alkalmazták. A következő években számos formulát vezettek le a nagyméretű vergencia nyomán létrejövő függőleges sebesség kiszámítására.

Az angol nyelvű irodalomban uralkodó felfogás szerint a csapadékfolyamatokat a nagyméretű vergenciális feláramlások determinálják. *J. H. C. Thompson* és *G. O. Collins* 1953-ban a vertikális sebességet a kontinuitási

egyenlet integrációja alapján határozta meg [2]. A divergencia kiszámításánál fellépő hibák kiküszöbölésének módját az integrálandó rétegek számának növelésében jelölik meg. *M. A. Estoqe* kétszintű előrejelzési modelljét alkalmazta a vertikális sebesség kiszámítására [3]. Csapadékelőrejelzése — bár területi átlagokat nyújt — mindenütt kevesebb mint a valóságos, különösen a ciklon déli területein. Az eltéréseket a konvekció és a domborzat hatásának tulajdonítja. *S. Smebye* 1958-ban finomabb eljárást dolgozott ki [4]. A nagytérségű vertikális mozgás pontosabb meghatározásán kívül a nedvességi mezőt is finomabban analizálta. Az előrejelzési egyenletbe bevonta a felszabaduló látens hőt és a domborzat hatását is figyelembe vette. Előrejelzései igen változatos időjárási helyzetekben elég jól tükrözik a nagyméretű csapadékeloszlást. Térképeinek figyelmes áttekintése azonban *(1. ábra)* azt mutatja, hogy módszere az említett finomítások ellenére is csak nagyméretű képet nyújt s olyan területek, mint Magyarország előrejelzési módszerénél nem jöhetnek tekintetbe. A számított és a valóságos csapadékmennyiségek közötti eltéréseket a szerző ugyancsak a konvekció hatásának tulajdonítja. *G. Hollmann* és *K. O. Wegner* 1959-ben közölt dolgozatukban [5] a nagyméretű feláramlások kiszámítására kétféle módszert alkalmaznak, az örvényegyenlet megoldását a közepes szintre és az ún. termotrop modellt. E modellek segítségével 40 kiválasztott időjárási helyzetben szinoptikus-statisztikai modellt nyújtanak a ciklonban uralkodó feláramlásokról. E térképek alapján adják meg az átlagos csapadékintenzitás eloszlását is *(2. ábra)*. Az ábra szerint a legintenzívebb csapadékhullást az okkluzió előtt találjuk, míg a hideg front mögött igen kis intenzitási érték adódik. A szerzők ezt azzal magyarázzák, hogy a teknőben a csapadék többnyire zápor és zivatar jellegű, térben pedig korlátozott.

Az említett munkák alapján nem maradhat kétségünk szerzőik azon felfogásáról, hogy a ciklonok csapadékának döntő részét a nagytérségű feláramlásokkal indokolják. A tényleges és a számított csapadékmennyiség közötti eltérést pedig a konvekció és a domborzat hatásának tulajdonítják.

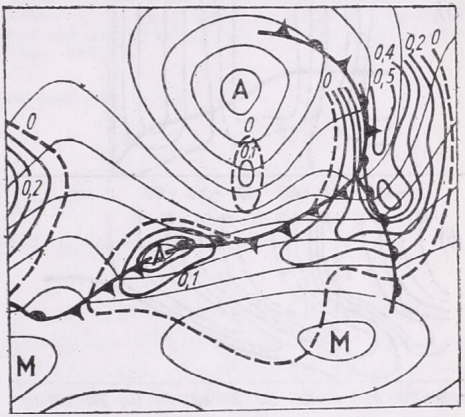
E szemléletnél sokkal mélyebb, s a valóságos folyamatokhoz közelebb álló szemléletet tükröz a szovjet csapadékszinoptikai irodalom. Az elmúlt évek során szovjet kutatók is számos módszert



1. ábra. A csapadék számított (a) és megfigyelt (b) területi eloszlása mm-ben 1958. X. 25-én az Egyesült Államokban

dolgoztak ki a nagyméretű vergenciális feláramlás kiszámítására (*V. N. Lebegyeva, A. F. Gyubjuk, I. A. Kibel, E. M. Orlova* stb.). Ezek közül némelyek alkalmazást is nyertek a gyakorlati szinoptikában [6]. Alapos és eredeti módszereket dolgoztak ki a vertikális sebességek egyéb formáinak kiszámítására is. Főként *Lebegyeva* munkáira kell itt hivatkoznunk, aki kidolgozta a légköri konvekció modelljét a termikus, termodinamikus és frontális konvekció esetére [7, 8]. Nagyjelentőségű *A. A. Bacsurina* és *Z. L. Turketti* csapadékszinoptikai munkássága. A hideg félév csapadékának kialakulásával és prognózisával foglalkozó tanulmányuk az idevágó irodalom legigényesebb munkájának tekinthető [9]. Anélkül, hogy e munka részletes ismertetésére kitérnénk, kiemeljük azt a részt, amely a különböző fizikai természetű vertikális áramlásokkal foglalkozik. Itt valamennyi olyan vertikális mozgásforma leírását megtaláljuk, amely a csapadék mechanizmusa szempontjából számításba jöhet. Vizsgálataik kiterjedtek a csapadék kialakulásának egyéb kedvező feltételeire is (a hőmérséklet és nedvesség advekciójára, a nemadiabatikus folyamatokra és a frontokra). A szerzőknek a csapadék kiszámítására szolgáló módszere kétféle feláramlást vesz figyelembe, a vergenciális és a talajközeli súrlódásból eredő függélyes mozgást. Módszerüket nagy anyagon kipróbálták s az minőségileg elég jól megközelíti a valóságos viszonyokat.

Nem tekintve az imént említett munkát, az lehet a benyomásunk, hogy a front fölöslegessé vált a csapadék létrejöttének magyarázatához, mert csapadék ott alakul ki, ahol nagy a vergenciális feláramlás és kedvezők a különböző légrétegek telítési viszonyai. Ez első pillanatra igaznak is látszik, különösen akkor, ha tekintetbe vesszük, hogy a frontális siklómozgásból, illetve a szélsebesség frontmenti szakadásából származó vertikális mozgást a kontinuitási egyenlet megoldásai tartalmazzák. S valóban csapadék hullhat front nélkül is, ha a ciklonális izobárok területén megfelelő vertikális feláramlás és elegendő nedvességtartalom van jelen. Ugyanakkor viszont termikusan jól fejlett frontok hosszú ideig fennmaradhatnak anélkül, hogy lényegesebb csapadékot adnának. *Bacsurina* és *Turketti* idézett munkájukban a front csapadékkeltő mechanizmusáról szólva a következőket állapítják meg: „A frontális csapadék fejlődése teljesen független lehet a front



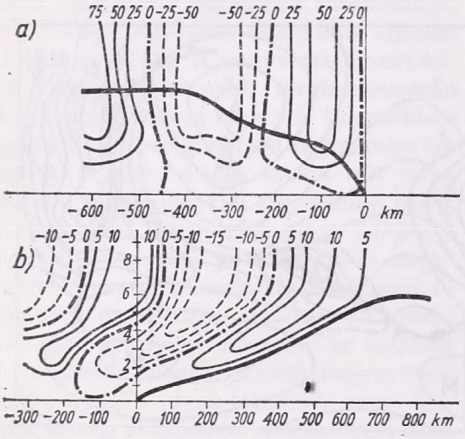
2. ábra. A csapadék eloszlása mm/órában

térbeli szerkezetének változásától . . . a front hajlása, vertikális kiterjedése, a hőmérsékleti kontraszt változatlan maradhat, ugyanakkor mind a csapadék intenzitása, mind területi eloszlása szempontjából lényeges változás következhet be. Ez természetes, mert a frontális csapadék kialakulása nemcsak a fronttól, hanem egész sor tényező változásától függ."

E megállapítások megnyugtatóknak tűnhetnek, hiszen a front matematikai és dinamikus meteorológiai szempontból elég nehezen kezelhető jelenség. Mindenesetre e felfogás elméleti egyszerűsége és kecsegtető volta nem feledtetheti el azt a tényt, hogy az ilyen elvi felfogás nyomán készülő előrejelzések csak meglehetősen nagyvonalú képet nyújtanak a lehullott csapadékról. Feltehető, hogy a nagyméretű vergenciális feláramlásnál kisebb léptékű mozgásforma determinál-

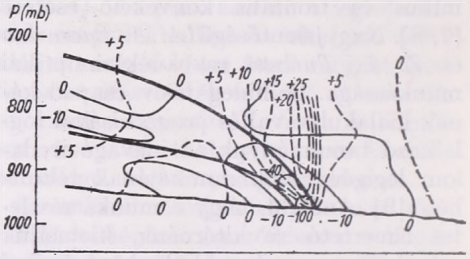
ja a térben és időben igen változatos csapadékeloszlást.

A. F. Gyubjuk 1956-ban publikált munkájában [10] a mozgó hideg front szerkezetéből eredő feláramlást írja le olyan feltétel mellett, ha a szélsebesség és ennek differenciálhányadosai nem szenvednek szakadást, a nyomási gradienseknek ellenben szakadásuk van. *Gyubjuk* formulája szerint a front által



3. ábra. A front szerkezetéből származó feláramlás mozgó hideg (a) és meleg (b) front esetén cm/sec egységekben

keltett függőleges áramlás a front sebességétől, hajlásszögének négyzetétől, a horizontális hőmérsékleti kontraszttól, a földrajzi szélességtől és a viszkozitástól függ. E feláramlás periodikus, mert a formula integrálja alatt cosinus függvény szerepel. A formula elvi megoldásán alapuló frontális feláramlási modellt mind a hideg, mind a meleg frontra a *3. ábrán* mutatjuk be. Az ábra tanúsága szerint a front szerkezetéből származó feláramlás mindkét frontnál eléri a dm-es nagyságrendet, sőt adott esetekben meg is haladhatja azt. E mozgásforma felfedezése döntő jelentőségű, mert az intenzív frontális csapadékot az ilyen nagyságrendű feláramlás már indokolhatja. Azt a tényt, hogy a frontok környezetében igen erős feláramlás lehetséges, *F. Sanders* vizsgálata is bizonyítja [11], aki a frontálzóna szerkezetét a ciklogenezis illetve ciklolízis szempontjából vizsgálta. Dolgozatában bemutatja a divergencia és a rendezett feláramlás eloszlását egy éles frontálzónán áthaladó metszeten. Bár vergenciális feláramlásról van szó, a finomabb léptékű számítás segítségével a front zónájában dm-es nagyságrendű függélyes sebességek mutathatók ki *(4. ábra)*. Munkája azonban



4. ábra. A horizontális divergencia és a vertikális sebesség eloszlása egy éles talajközeli front zónájában. A folytonos vonalak a divergenciát jelölik 10^5 sec^{-1}, a szaggatott vonalak pedig a vertikális sebességet cm/sec egységekben

nem tartalmaz csapadékszinoptikai következtetéseket, jóllehet az emelkedő mozgások szélső értékeit illetően a frontálzóna kitüntetett szerepe nyilvánvaló. *Bodolai István A. F. Gyubjuk* elméleti eredményeit használta fel a frontális csapadék meghatározására [12, 13]. Az elméleti formula egyszerűsítése révén megoldotta a formula numerikus integrációját s ezzel lehetőség nyílt a frontszerkezet által determinált feláramlás kiszámítására. Tekintetbe véve a csapadékképződés több fontos karakterisztikáját, a szerző sikeres előrejelzéseket végzett mozgó hideg és meleg frontok csapadékának kiszámítására. Vizsgálatai bebizonyították, hogy a front szerepe nem hanyagolható el a csapadékszinoptikai folyamatoknál. Úgy látszik, hogy a front fogalmának más értelmezésére van szükség akkor, ha a frontot mint csapadékkeltő mechanizmust, és ismét másra, ha a frontot mint ciklogenetikus mechanizmust tekintjük. Folya-

matban levő vizsgálataink is arra mutatnak, hogy az intenzív és tartós csapadékok okvetlenül fronthoz kötöttek, térbeli és időbeli intenzitásváltozásuk a frontszerkezet térbeli és időbeli változását követi.

IRODALOM

[1] *J. K. Bannon:* The estimation of large-scale vertical currents from the rate of rainall. Qarterly Journal of the R. Met. Soc. 1948. II. — [2] *J. H. C. Thompson—G. O. Collins:* A Generalized Study of Precipitation Forecasting. Part I. Computation of precipit. from the Filds of Moisture and Wind. Monthly Weather Review, 1953. 4. — [3] *M. A. Estoqe:* An approach to qvantitative precipitation forecasting. Journal of Meteorology 1957. 1. — [4] *S. J. Smebye:* Computation of precipitation from largescale vertical motion. Journal of Meteorology 1958. 6. — [5] *G. Hollmann—K. O. Wegner:* Approximative Berechnung der Vertikalbewegung ausgewählter Wetterlagen. Beiträge zur Physik der Atmosphäre 1959. 3/4. — [6] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ленинград, 1955. — [7] *В. Н. Лебедева:* Коневкция на фронтах и в циклонических областях. Труды ЦИП, вып. 38. Ленинград, 1955. — [8] *В. Н. Лебедева:* Вынужденная конвекция на теплом фронте. Труды ЦИП, вып. 77. Ленинград, 1958 — [9] *А. А. Бачурина—З. Л. Туркетти:* Условия образования осадков холодного полугодия и возможности их прогноза. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1955. — [10] *А. Ф. Дюбюк:* О вертикальных скоростях в области движущихся фронтов. Известия Академии Наук СССР, сер. геофиз. 9, 1956. — [11] *F. Sanders:* An investigation of the structure and dinamics of an intense surface frontal zone. Journal of Meteorology 1955. 6. — [12] *Bodolai I.:* Опыт количественного прогноза осадков при прохождении холодного фронта. Метеорология и Гидрология, 12, 1959. — [13] *Bodolai I.:* Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фр9нта. Időjárás, 1960. 1.

Tänczer Tibor:

Az 1960. augusztus 19-i zivatarfrontról

On the squall line of August 19, 1960. (Summary.) The author studies one of the severe storms in 1960, which resulted in some gusts more than 30 m/sec in region Balaton. The synoptic situation in Central Europe was characterized by pushing forward of the Azores high, to which a sharp frontal zone corresponded on 500/1000 thickness. The storm was in connection with a squall line appeared in advance of the strong cold front. The examination analizes the conditions of formation and the features of passage. Furthermore it is also investigated, to what extent this could be expected on base of the weather situation.

*

Az 1960-as esztendő szélviharai közül kiemelkedik az augusztus 19-i, amely egy zivatarfronttal (squall line) kapcsolatban lépett fel és legnagyobb hevességét a Balaton térségében (Siófok 37 m/sec-os széllökés) érte el. A ritkaság számba menő jelenség megérdemli, hogy szinoptikailag kissé közelebbről megvizsgáljuk. Az alábbiakban megvizsgáljuk, hogy a zivatarfront hogyan alakult ki, előrehaladása folyamán milyen sajátosságokat mutatott és a légköri viszonyok alapján mennyiben volt előre várható.

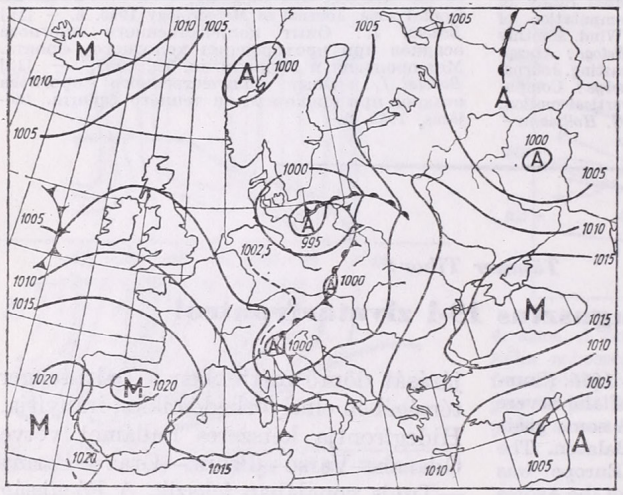
Az 1960. augusztus 19. 00 GMT-kor fennálló szinoptikus helyzet *(1. ábra)* a következő volt: Közép-Európa időjárását döntő mértékben a Balti-tenger térségében elhelyezkedő ciklon irányítja. Hidegfrontja kétszeres hullámot vetve Gdansk—Varsó—Brünn—Graz—Parma—Tunis vonalában fekszik. A Pó-síkság felett található depresszió az Alpok nyugati oldalán lezúduló hideg levegő örvénykeltő hatásának a következménye. Ez a hullámképződés azzal jár, hogy a front átmenetileg lefékeződik és az Alpok vidékén mint melegfront jelentkezik. Ausztria fölött gyenge magasnyomású nyúlvány észlelhető (azori orr). Az ilyen szinoptikus helyzetek jellemzője, hogy a hidegfront további előrehaladását a Pósíksági depresszió töltődése, illetve kelet felé való elmozdulása és erős nyomásemelkedés kíséri, amely a magasnyomás további terjeszkedését, esetleg önálló anticiklon képződését eredményezi. A frontátvonulás a Kárpát-medencében rendszerint erős széllel, záporos csapadékkal, zivatarral jár együtt. Az azori orr előretörésével járó szélerősödés már régóta ismeretes [1].

A hidegfront erősségét jól szemlélteti a termobárikus mező *(2. ábra)*. Ezen erős hidegadvekció vonul Közép-Európa fölé. Az 500/1000 mb-os relatív topográ-

fián az Északi-tengerről hidegteknő nyúlik le a Földközi-tenger nyugati medencéje fölé. A front normálisának irányában 1000 km-re mintegy 20 dkb geopotenciálkülönbség esik, azaz az alsó troposzférában ezen a távolságon belül közel 10 fokos átlagos hőmérsékletcsökkenés mutatkozik. Minthogy az egyes időjárási paraméterek (függőleges sebesség, dinamikus nyomásváltozás, szélsebesség, stb.) értékét a frontálzóna élessége szabja meg, a hőmérsékleti kontrasztot a front energetikai jellemzőjének tekinthetjük. Míg a talajtérkép szerint kevésbé nyilvánvaló a frontátvonulás várható erőssége, addig a magassági mező azt mutatja, hogy itt erős hidegfrontról van szó.

A hajnali órákban a hideg levegő előretörése nyomában a Dráva felső folyásánál nagy, összefüggő zivataros terület alakult ki. Létrejöttében kétségtelen szerepe volt a délies irányból áramló levegő domborzat által kiváltott kényszerű felemelkedésének. Ez a zivataros terület az uralkodó magassági szélnek megfelelően kelet—északkeleti irányban mozgott. Ha a dunántúli szélvihar kitörésének közvetlen előzményét keressük, ennek a zivatargócnak döntő fontosságot kell tulajdonítanunk. Erről a postfrontális zivatarcsoportról vált le az az intenzív zivatarfront, amely rövid ideig tartó szélrohamok kíséretében az ország nagy részén átvonult.

A zivatarfrontok dinamikája még kevéssé ismert [2]. Mindenesetre feltételezhető, hogy a hidegfront mögötti zivatarzóna esőhűtötte hideg levegője előresiet a meleg szektorba és mintegy impulzust ad az ott elhelyezkedő konvektive meg-



1. ábra. Szinoptikus helyzet 1960. augusztus 19-én 00 GMT-kor

lehetősen instabilis levegőnek az emelkedő mozgásra, illetve a zivatarképződésre.

A zivatarfront fejlődését a Dunántúl délnyugati részén rendkívül gyorsan fejlődő hatalmas cumulonimbus megjelenése jelezte. Körülbelül ezzel egyidőben északnyugat felől zivatartevékenység kíséretében betört a hidegfront. A zivatarfront — nagyobb sebessége miatt — a hidegfronttól elválva egyre előbbre került. Átvonulását a szélrohamon kívül erős hőmérsékletcsökkenés (a Dunántúlon 10 fok körüli), záporeső, helyenként jégeső kísérte.

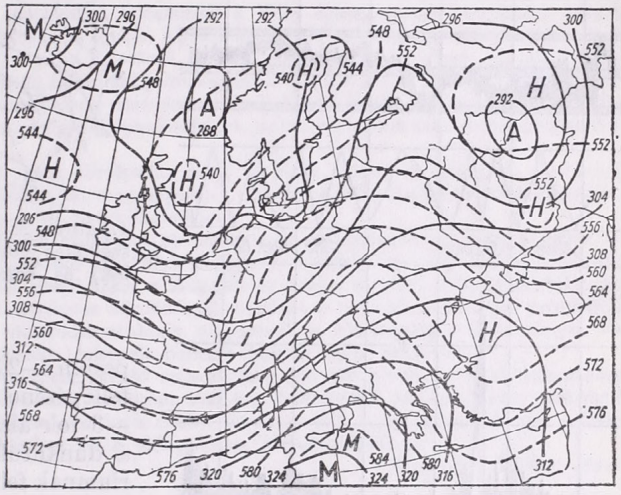
Példaképpen bemutatjuk a siófoki szélszalagot *(3. ábra)*. Az ábrán jól különválasztható a squall-line és a hidegfront, amely az előbbit mintegy másfél órai késéssel követte. A zivatarfronttal a korábbi SW szél WSW irányba fordult, majd a hidegfront után NW irányúvá vált. Látható az is, hogy a hidegfront átvonulása kissé elmosódott. A zivataros

csapadéktól áthűlt levegő a talajközelben nem nagyon különbözött a hidegfront után közvetlenül áramló levegőtől. Ezért a szél csak fokozatosan erősödött meg és állt be az NW irányba.

12.00 GMT-kor a zivatarfront 100 km-rel előzte meg a hidegfrontot. További három óra múltán ez a távolság 200 km-re nőtt. Ebből következik, hogy a hideg-

veredés eredményeképpen a rétegeződés nedvesadiabatikus lett. A 12.00 GMT-kor végzett budapesti felszállás alapján 7000 m-ig —0,525°/100 m-es függőleges hőmérsékleti gradiens alakult ki.

Hátra van még annak a kérdésnek a megválaszolása, milyen mértékben lehetett előre számítani a zivatarfront kialakulására?



2. ábra. Termobárikus mező 1960. augusztus 19-én 00 GMT-kor. Folytonos vonalak — a 700 mb-os AT izohipszái, szaggatott vonalak — az 500/1000 mb-os RT izohipszái.

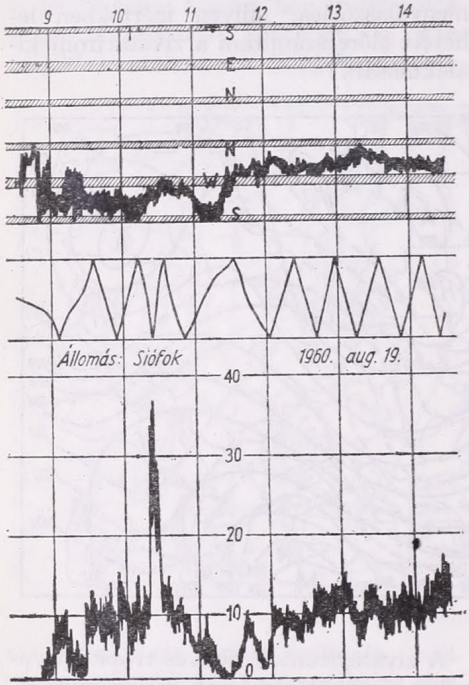
fronthoz képest kb. 100 km/3 órás relatív sebességgel mozgott. Abszolút sebessége 65 km/h volt, a hidegfront sebességének kétszerese. Hazánkon 6 óra leforgása alatt vonult át. Kelet felé haladva energiájából fokozatosan vesztett, amit az egyre csökkenő szélrohamok igazoltak. A zivatarfrontot kísérő szélroham eloszlását és bekövetkezésének izochronjait tünteti fel a *4. ábra*. A dunántúli orkánszerű széllökésekkel szemben a Tiszántúlon már csak 15 m/sec körüli értékek mutatkoztak.

A zivatarfront hevességét mutatja a nagyméretű nyomáseloszlásra gyakorolt hatása. Keskeny alacsonynyomású tekn̈őben vonult, melyet átmeneti magasnyomású gerinc követett. A zivatarfrontot megelőző és az azt követő derülés arra enged következtetni, hogy az erőteljes feláramlást az ezeken a területeken fellépő leáramlás kompenzálta. Az átvonulással együttjáró függélyes átke-

A zivatarfrontok nedves trópusi levegőben, mélyülő ciklonok melegszektorában alakulnak ki igen éles hidegfrontok előtt. Megjelenésüknek döntő feltétele a nagyfokú zivatarhajlam a légtömegben. Ez alapjában véve a következő feltételek teljesülését jelenti: 1. nagy nedvességtartalom a talajközeli rétegekben, 2. erőteljes függélyes feláramlás, hogy számottevő mennyiségű vízgőz nagy magasságba (a —20 fokos izoterma fölé) jusson, 3. erős hőmérsékletcsökkenés a magassággal (konvektív instabilitás), amely feltétlen szükséges erős feláramlás bekövetkezéséhez.

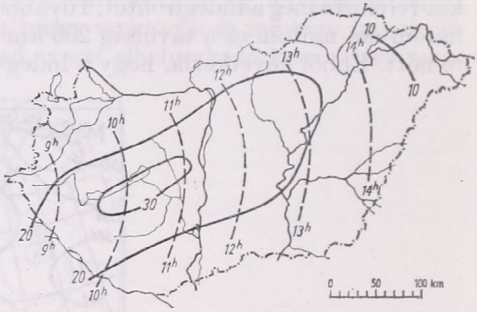
Mint már a bevezetőben említettük, tőlünk nyugatra éles frontálzóna feküdt; a Kárpát-medencében meleg, a talajközelben nedves trópusi, míg nyugatra hideg óceáni légtömeg helyezkedett el. A hőmérsékleti ellentét főleg a déli órákban domborodott ki, amikor a Tiszántúl és a hideg levegőtől már elárasztott

dunántúli területek között 10—15 fokos hőmérsékleti különbség volt tapasztalható. Eszerint komoly frontális emelőmozgásra volt kilátás. Hazánkon északkelet—délnyugati irányban mélyülő tek-



3. ábra. A siófoki szélszalag 1960. augusztus 19-én

nő húzódott végig. Ez a talajközelben konvergenciát jelent, ami kedvezően hat a feláramlásra. A Kárpát-medence fölé pozitív örvényesség advektálódott, s ez szintén elősegítette az emelkedő mozgást. A talajközeli levegő magas nedvességtartalmára mutatnak a 16—18 fokos harmatpontok. Ezzel szemben a magasban száraz volt a levegő. Budapest fölött az 500 mb-os szinten mindössze 20% volt a levegő relatív nedvessége. Az ilyen erős vertikális nedvességkülönbség általában jellemző a zivatarfront előtti helyzetre. A nagy függőleges hőmérsékletcsökkenés is megvolt. A konvektív instabilitás mértékét kifejező *Showalter*-féle index [3] az éjféli felszállás alapján Bécs és Zágráb fölött egyaránt —4,5, Budapesten —2,5 fok volt. Az erős zivatarok fellépésének kritériuma, hogy az index —3 fok alatt legyen. Esetünkben tehát a dunántúli területeken ennek a kritériumnak feltétlenül teljesülni kellett. Ebbe a zivatarképződésre különösen hajlamos légtömegbe tört be az alsó-ausztriai zivatarcsoport hideg levegője, amely mintegy impulzust adott az emelkedő mozgásra és elindította a zivatarfront kialakulását. A légköri viszonyok alapján tehát a nagyfokú zivatartevékenység várható volt. Ha továbbá figyelembe vesszük, hogy ehhez még igen erős hidegfront járult, a zivatarfront megjelenését egyáltalán nem tekinthetjük meglepőnek.



4. ábra. A zivatarfrontot kísérő maximális széllökés eloszlása m/sec-ban (folytonos vonalak) és bekövetkezésének ideje (szaggatott vonalak)

IRODALOM

[1] *Róna Zs.*: Éghajlat, II. rész. Budapest, 1909. — [2] *Petterssen, S.*: Weather analysis and forecasting. Ed. 2. New York, 1956. — [3] *Showalter, A. K.*: Bulletin Am. Met. Soc. Vol. 34, No. 6, 1953.

IRODALOM

SCHERHAG, R.: **Einführung in die Klimatologie** *(Bevezetés a klimatológiába).* 128 (14×21 cm) old. 12 tábl., 9 ábra, XI melléklet. Das Geographische Seminar, Georg Westermann Verlag, Braunschweig 1960.

A korszerű klimatológiai szemléletű kutatónak a Föld éghajlatának tanulmányozásakor figyelembe kell vennie a megfigyelések újabb, különösen a ma már világszerte elterjedt rádiószonda felszállások eredményeit is, ha bővíteni akarja eddigi ismereteinket, pl. az általános cirkulációról, a monszunról s egyéb éghajlati jelenségekről. Az utóbbi években számos dolgozat jelent meg az új mérések eredményeinek alapján, melyek közül néhány jelentősen finomította a Föld éghajlati képéről alkotott eddigi elképzeléseinket, néhány viszont nem mutatkozott helytállónak.

Scherhag könyvében nem arra törekszik, hogy a Föld általános éghajlati problémáira új bizonyítást adjon, hanem a gondosan megalapozott, jól átgondolt, általános érvényű törvényszerűségeket mutatja be, részben új megvilágításban.

Tankönyvszerűen összeállított művében röviden érinti a klimatológia legfontosabb területeit. A meteorológia alaptörvényeiből kiindulva tárgyalja a planetáris cirkulációt, a természetes légnyomás- és szélövezeteket, majd áttér a *Köppen* és *Geiger* szerinti éghajlatosztályozásra. Az éghajlatváltozás és éghajlatingadozás kérdéseinél rámutat a paleoklimatológiai problémákra is. Rövid áttekintést adva a mikroklimatológia alapjairól, a klimatológia tudományos módszereinek tárgyalásával és időjárási térképek bemutatásával zárja könyvét.

A könyv íróját idáig elsősorban kiváló szinoptikusként tiszteltük, s most klimatológusként is megismertük. Bár könyvének csaknem minden fejezetéből kitűnik, hogy szinoptikus írta, főleg ahol újat ad, ez azonban a műnek csak előnyére válik, mert közelebb visz a háromdimenziós klimatológiai szemlélethez és a szinoptikus klimatológiához.

Szepesiné Lőrincz Anna

ХРГИАН, А. Х. *(szerk.)*: **Физика облаков** *(A felhők fizikája).* 460 old., 158 ábra, 83 táblázat. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád 1961.

A. H. Hrgian irányításával és közreműködésével szovjet szakemberek közösen írták ezt a könyvet, mellyel a felhőfizika irodalma jelentősen gazdagodott. Felhőfizika címen mindezideig nem jelent meg orosz nyelven megfelelő kézikönyv, ezért a munka hézagpótlónak is tekinthető. A napjainkban leghasználatosabb angol nyelvű kézikönyvvel *(B. J. Mason: The Physics of Clouds, Oxford, 1957)* szemben, melyet nemrég orosz nyelvre is lefordítottak, a jelen munka legnagyobb érdekessége az, hogy a mikrofizikai kutatások mellett, nagy figyelmet szentel a makrokiterjedésű felhőképződési folyamatoknak is. A szerzők szerint a felhőfizikának a makrofizikai vizsgálatokra való kiterjesztése jelenti a légkörfizika ezen ágának további fejlődését. A tizenegy fejezetből álló könyv másik érdekessége, hogy nem tárgyalja részletesen a felhők elektromos és optikai jelenségeit, mint például *J. Bricard Physique des nuages* c. 1953-ban kiadott műve, mely a szakemberek körében szintén világszerte ismert.

Az I. fejezet a felhőképződés alapvető folyamataival, míg a II. fejezet a felhők mikrostruktúrájával (természetesen főleg szovjet anyag alapján) foglalkozik. A felhőképződés makrofolyamatai, valamint a felhőformák bemutatása után (III. fej.) a szerzők, szakterületüknek megfelelően, a különböző sajátosságú és formájú felhők tulajdonságait és keletkezési feltételeit írják le (V—VIII. fej.). Külön fejezet tárgyalja a felhőkben fellépő repülőgépjegesedést (IX. fej.). A ködökre és felhőkre gyakorolt mesterséges hatások kutatásának és lehetőségeinek jelenlegi állásáról a X. fejezetben *I. I. Gajvoronszkij* számol be igen érdekesen.

Számunkra a könyv utolsó, XI. fejezete a legértékesebb, melyben *V. V. Kosztarjev, V.E. Minervin* és *A. H. Hrgian* foglalja össze jó érzékkel a felhőkutatás gyakorlati módszereit. A felhők mikrostruktúrájának kutatására szolgáló eljárások például egyetlen eddig megjelent kézikönyvben sem találhatók meg ilyen tömören és áttekinthetően.

A hasznos és újszerű problémákat felvető könyvben talán részletesebben lehetett volna tárgyalni a csapadékképződés mikrofizikai folyamatait is, mely, véleményünk szerint, szintén fő probtémája a felhőfizikának. A tetszetős kivitelű és jó papíron előállított könyvnek sajnálatos hibája, hogy a szövegben előforduló irodalmi utalások számozása sok esetben pontatlan. A könyvet egyébként bő (632 db-ból álló) irodalomjegyzék zárja le.

Mészáros Ernő

KNIGHTING, E.—CORBY, G. A.—BUSHBY, F. H.—WALLINGTON, C. E.: **An Experiment in Numerical Forecasting** *(Numerikus előrejelzési kísérlet)*. Air Ministry Meteorological Office, Scientific Paper No. 5., London 1961. 68 oldal, 2 ábra, 30 térkép, 5 táblázat és Függelék.

Az angol meteorológiai szolgálatban 1959 januárjában állították üzembe az első elektronikus számológépet. E berendezés segítségével hosszabb időn keresztül végeztek kísérleti előrejelzéseket. Az így összegyűlt tapasztalatok ösztönözték a szerzőket a kiadvány megírására.

A bevezetésben a *Sawyer—Bushby*-féle kétszintű baroklín modell rövid leírását találjuk, olyan formában, ahogy az felhasználásra is kerül. Az egyenletek megoldása derékszögű ponthálózaton véges különbségekkel történik a *Liebmann*-féle iterációs eljárás alapján.

A nyomáselőrejelzéseket kétféleképpen hajtották végre, először úgy, hogy a kiindulási mezőt számológéppel (objektíve), másodszor pedig kézzel (szubjektíve) analizálták. A számológépes analizálást *Bushby* és *Huckle* módszere alapján végezték. Az eljárás ismertetése után foglalkoznak ennek fogyatékosságával is: adathiányos helyen (óceán) az intenzív, de kis kiterjedésű alacsony-nyomású képződmények centrumának becslése gyakran helytelen. A hiba okát több tényezővel magyarázzák.

A kísérleti időszakok alatt végzett előrejelzések (500 mb, 1000 mb, 500/1000 mb) sikerességét számos karakterisztika kiszámításával igazolják.

Külön fejezetben vizsgáltak meg négy kevésbé sikerült előrejelzést, ahol a hibát vagy a módszer fogyatékossága (hamis anticiklogenezis, peremérték hiba), vagy a helytelen analizálás okozta. Ezt a vizsgálatot több térkép bemutatása teszi szemléletessé.

A függelék a kísérleti időszakok valamennyi előrejelzéséről részletes beválási karakterisztikákat tartalmaz.

A számos térkép és táblázat jó áttekintést nyújt e nagy munkáról. Talán kissé túlment volna a dolgozat eredeti célján, de hasznos lett volna a hibás előrejelzések okainak részletesebb, mélyrehatóbb vizsgálata.

Ambrózy Pál

ГЕРАСИМОВ, И. П. — БУДЫКО, М. И. — ТАЛЬЦОВ, А. П. *(szerk.)*: **Тепловой и водный режим земной поверхности** *(A földfelszín hő- és vízrendszere)*. 26×17 cm alak, 192 oldal, 9 táblázat, 50 ábra. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád 1960.

A cikkgyűjtemény a Vojejkovról elnevezett Geofizikai Obszervatórium tudományos tanácsának 1959. áprilisi ülésén elhangzott 17 előadás szövegét tartalmazza.

A talaj közelében a légkör sajátságainak kialakításában fontos szerepe van a földfelszínnek, közelebbről a talajfelszín hő- és vízháztartásának. Elengedhetetlen ennélfogva a Föld hő- és vízgazdálkodásának ismerete.

A cikkek részben a földfelszín hő- és vízháztartásának elméleti kérdéseit tárgyalják, a meghatározásukra alkalmas különböző módszereket, részben a nyert adatok gyakorlati alkalmazhatóságát. Az egyes területek (szántóföld, erdő) hő- és vízgazdálkodásának ismerete különösképpen fontos a mezőgazdasági tervezéseknél, valamint öntözött területeken az öntözés helyes normájának megállapításához. A Szovjetunióban, ahol az ország területének kb. a felét erdő borítja, fontosak azok a módszerek, amelyek segítségével meghatározható az erdővel borított felszínek, illetve magának az erdei állománynak a hő- és vízháztartása *(Dzerdzejevszkij és Raunyer)*.

A vizsgálatok alkalmával számos tényező figyelembevétele szükséges, mivel a hőháztartás összetevőinek változása kétféle eredetű lehet:

1. a külső tényezők által kiváltott (földrajzi szélesség, évszak, felhőzet) nagyméretű változások, amelyek az éghajlat alakulásának fizikai alapját jelentik;
2. olyan változások, amelyek a helyi, kisméretű meteorológiai jelenségeket jellemzik.

Galjcov szerint, aki az éghajlat kialakulásának kérdéseivel és az éghajlatalakító tényezőkkel foglalkozik, nem hagyhatja figyelmen kívül az éghajlatgenezis vizsgálatakor a hő- és vízforgalom szerepét, az általános légköri cirkuláció, valamint az óceán és a légkör közötti kölcsönhatás mellett.

A talajközelben a hőháztartás ismerete lehetővé teszi egyrészt, hogy a mikroklíma alakulását a legteljesebb mennyiségi formában vizsgálhassuk, másrészt alapot ad a meglevő karakterisztikák számítására és ezenkívül azokat a mikroklímatikus sajátságokat is kiszámíthatjuk, amelyek a különböző természetjavító intézkedésekkel kapcsolatosak *(Tyimofejev)*.

Tekintve, hogy a földfelszín hőháztartása nemcsak a talaj közelében hat, hanem az időjárási viszonyokat is befolyásolja, a hőháztartás adatait felhasználhatjuk hidrometeorológiai prognózisok készítésénél is.

A cikkek rendkívül részletes áttekintést adnak a hő- és vízháztartás kutatások jelenlegi állásáról, módszereiről, az ezen a téren még megoldatlan problémákról és röviden összefoglalva rámutatnak a kutatások feladataira.

Endrődi Gabriella

WALTER, H.—LIETH, H.: **Klimadiagramm Weltatlas 1. Lieferung** *(Klímadiagram Világatlasz 1. részlet)*. 8 oldalas német, angol, francia, orosz és spanyol nyelvű bevezetővel; 10 db 42×60 cm méretű térképlap, 66 ugyanolyan méretű lapon 2836 klímadiagram és 7 klímatogram. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena 1960.

A föld éghajlatának osztályozására idáig számos figyelemre méltó kísérlet történt, de éppen az újabb és újabb kísérletek bizonyítják, hogy egyik sem adott lehetőséget arra, hogy egy meghatározott terület éghajlatáról gyors, világos s közelítőleg pontos képet nyújtson.

A Klímadiagram Világatlasz szerzői: Heinrich *Walter* professzor és Helmuth *Lieth* docens, a Stuttgart—Hohemheim-i Mezőgazdasági Főiskola Növénytani Intézetének igazgatója, ill. asszisztense, a Föld hasonló vegetációjú vidékeinek összehasonlíthatósága érdekében a világ valamennyi számottevőbb meteorológiai állomásának csapadék és hőmérsékletadatait klímadiagramokba foglalták, és világatlasz keretében publikálták.

A klímadiagramok *Gaussen*-szerinti szerkesztésekor a hőmérséklet és a csapadék értékeit 1 : 2 arányban ábrázolták, vagyis 10° C hőmérséklet egyenlő 20 mm csapadékkal. Az évnek az a része, amelyben az ily módon felállított koordináta rendszerben ábrázolt csapadékgörbe a hőmérséklet görbéje felett van, a *humid* évszak, amelyben pedig alatta, az az *arid* évszak. A területek függőleges kiterjedése adja meg a humiditás, ill. az ariditás mértékét, vízszintes kiterjedése pedig a tartamát. A diagramokban feltüntették azokat a hónapokat, melyekben a közepes napi minimum hőmérséklet 0° C alatti, az a hideg évszak, és megjelölték azt az időszakot is, ahol csak az abszolút havi minimum száll 0° C alá, vagyis amikor fagy lehetősége fennáll ugyan, de nem minden évben következik be. A megfigyelő állomásokra vonatkozó legfontosabb adatokat, pl. a tengerszint feletti magasságot, a megfigyelés éveinek számát, stb., nemkülönben a legfontosabb közép- és szélsőértékeket, pl. átlagos évi középhőmérsékletet, csapadék évi összegét, a leghidegebb hónap közepes és abszolút minimumát, a legmelegebb hónap közepes és abszolút maximumát, stb., számértékek tüntetik fel a diagramokon mindig azonos helyen. A klímadiagramok alapján az egész Földre vonatkozólag tíz éghajlati típust különböztettek meg, mégpedig a Hettner és Aliszov-féle osztályozásra támaszkodva, amelynek alapját a planetáris szél és a légtömegek dinamikája képezte.

A klímadiagramok területi eloszlásának ábrázolásával állították elő a klímakartogramokat.

Az Atlasznak jelen első részlete az Ibériai-félsziget 158, Nyugat-Európa 422, Elő-Ázsia 242, Elő-India 217, Afrika 1102, Madagaszkár 27, Dél-Amerika 279, Ausztrália 389 klímadiagramját mutatja be. Az Atlasz 2. és 3. részlete a szerzők ígérete szerint valamivel később jelenik meg.

A klímadiagramokban ábrázolt éghajlati elemek változékonyságának megismertetése a célja a klímatogramoknak, melyek évről évre ábrázolják a főbb éghajlati elemek évenként megfigyelt sorozatát. Helyhiány miatt azonban az Atlasz csak néhány ilyen példát mutat be.

Bár kétségtelen, hogy az éghajlat sokkal sokrétűbb annál, hogy 10 típusba sorolható lenne, mégis, minthogy a klímadiagramok csak a legfontosabb adatokra korlátozódnak és csak áttekintést kívánnak nyújtani az éghajlati viszonyokról a lehető legegyszerűbb módszer alkalmazásával, az Atlasz célkitűzését helyesnek kell mondanunk: a diagramok ugyanis gyorsan, világosan áttekinthetővé teszik az egyes területek éghajlatát. Vitatható, hogy vajon a Gaussen-féle ábrázolás a Föld minden területén alkalmas-e az éghajlat arid vagy humid jellegének eldöntésére. Az összehasonlításra való törekvés azonban feltétlenül megkívánja az egységes módszer alkalmazását, a feldolgozandó állomások sokasága pedig a módszer egyszerűségét. Mindenesetre az Atlaszban foglalt nagyszámú klímadiagram mind a gyakorlati feladatoknak, mind az éghajlatkutatás klímaklasszifikációs kérdéseinek megoldását jelentősen segíti.

Szepesiné Lőrincz Anna

AHIJEZER, A.—BERESZTYECKIJ, V.: **Kvantumelektrodinamika.** Fordította: Györgyi Géza és Nagy Károly. 718 (B/5 old.). Akadémiai Kiadó, Budapest 1961.

Napjainkban igen sok részecske ismeretes; ezeknek különböző kvantált terek felelnek meg, amelyek egymással kölcsönhatásban állnak. A természetben létező nagyszámú fizikai kölcsönhatás közül azonban jelenleg csak az elektromágneses kölcsönhatást ismerjük elegendő részletességgel. A kvantumelektrodinamika ezzel a kölcsönhatással foglalkozik.

A szóban forgó mű a kvantumelektrodinamika következetes kiépítése során részletesen foglalkozik az elmélet általános elvi kérdéseivel, nevezetesen a hullámterek általános relativisztikus elméletével, a Green-függvények elméletével, a kovariáns perturbációszámítással, a szórásmátrixszal, a renormálással. Nagy helyet foglalnak el a könyvben a kísérleti és elméleti kutatókat egyaránt érdeklő alkalmazások.

Ahijezer és *Beresztyeckij* magyarra fordított könyve az eredeti mű jelentős mértékben átdolgozott második kiadása. Már az első kiadás nagy sikert ért el mind a Szovjetunióban, mind külföldön. Több nyelvre lefordították és a kvantumtérelméletek alapkérdéseivel foglalkozó elméleti fizikusok mindennapos kézikönyve lett. A második kiadásról joggal mondhatjuk, hogy páratlan a fizikai szakirodalomban.

Titkos Ervin

P. A. Molcsanov, a rádiószondázás úttörője

Megemlékezés halálának 20. évfordulóján

Az 1920-as évek elején a prognosztikai munka minőségi javításának és a meteorológiai kutatások kiszélesítésének fontos feltétele volt a meteorográf-adatok gyors továbbításának megoldása.

Az elektrotechnika és a rádiótechnika akkoriban megindult gyors fejlődése folytán már megvoltak a meteorográf útján nyert adatok távközléséhez szükséges technikai feltételek.

Pável Alexandrovics *Molcsanov* (1893—1941) szovjet meteorológus vetette fel első ízben a rádiótechnika aerológiai mérésekhez való felhasználásának gondolatát. Molcsanov „Légtenger" című, 1923-ban megjelent népszerű tudományos munkájában olyan mérőműszer készítését javasolja, amely hasonló a meteorográfokhoz, de az adatokat nem rögzíti, hanem azonnal továbbítja a felbocsátó állomásra. Így az adatok függetlenné válnak a készülék további sorsától. Molcsanov volt az első aki felismerte, hogy a légkör fizikai állapotának meghatározására használt műszereknek jeladó és rádióadó berendezéssel történő összekapcsolása lehetővé teszi a kapott adatoknak a méréssel csaknem egyidejű kiértékelését és felhasználását.

PAVEL ALEKSZANDROVICS MOLCSANOV
1893—1941

Molcsanov nem állt meg az ötlet felvetésénél, hanem hozzálátott az új műszer tervezéséhez. A rádióadás technikája akkor még kezdetleges állapotban volt, a rádióhullámok terjedéséről csak hiányos ismeretekkel, inkább csak föltételezésekkel rendelkeztek a fizikusok. Az intervenciós háborútól sokat szenvedett országban ritkaság volt a rádió-vevőkészülék, a rádiócső, még ritkább az adócső. A magaslégkörbe felküldött műszernek szélsőséges hőmérséklet közepette, esőben, hóban egyaránt jól kell működnie, a rázást és a nagy széllökéseket is el kell viselnie. A műszer belső szigetelését úgy kell tervezni, hogy sem a csapadék, sem a felhőzet ne okozzon elektromos zárlatot. Ilyen követelmények mellett a műszer elkészítése nagy technológiai felkészültséget igényel. A problémákkal tisztában levők körében a rádiómeteorográf gondolatának megvalósítása sokak számára még korainak látszott.

A nehézségek ellenére fáradhatatlanul tovább dolgoztak a rádiómeteorográf elvi kidolgozásán, úgyannyira, hogy 1925-ben Molcsanov és kutatócsoportja — a Leningrád közelében levő Pavlovszk-i Aerológiai Intézetben — megkezdhette a műszer elkészítéséhez szükséges kísérleteket. A rádióadó szerkesztését I. G. *Freiman* professzor vállalta, azonban munkája befejezése előtt meghalt, s így az adó végleges formáját munkatársainak kellett kialakítaniok. A kutatás egyik legnehezebb problémáját, a meteorológiai elemek távmérésének kidolgozását, az adatoknak az adóhoz való eljuttatását, a kód-rendszer tervezését stb., Molcsanov oldotta meg.

1927-ben, az aerológiai kérdésekkel foglalkozó lipcsei konferencián Molcsanov már sikeresen haladó kísérletekről számolhatott be, és ismertethette a rádió-távmérés különböző le-

hetőségeit. Molcsanov bejelentését szinte nemzetközi versengés követte a rádiószondák tervezése terén. Molcsanov, M. R. Bureau, P. Duckert és V. Väisälä most már párhuzamosan terveztek rádiómeteorográfokat, amelyeket a lipcsei konferencián neveztek először rádiószondának. Molcsanov 1927 végén mutatta be a rádiószonda első modelljét, amely még laboratóriumi körülmények között működött és jeleit csak kis távolságon belül lehetett venni.

Moszkvában, az 1928-ban megtartott meteorológus értekezleten mutatták be az első rádiószondát. A készüléket és a rádióvevőt különböző emeleteken helyezték el, így az értekezlet részvevői személyesen is meggyőződhettek a műszer működéséről.

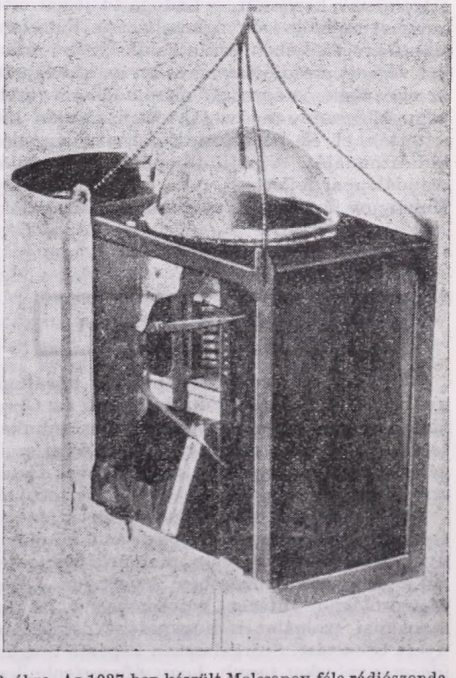
Az első sikeres szabadlégköri rádiószonda felbocsátása 1930. január 30-án 13.44 órakor történt a Pavlovszk-i Obszervatórium kertjéből. A négy kis gumiléggömbhöz erősített műszer nyomás- és hőmérsékletadatokat mért. Az utolsó, még kiértékelhető jelzést az indulás utáni 32. percben, 8300 m magasságból nyerték. A készüléket nem találták meg. Ez volt a meterológiai méréstechnikában mérföldkőnek tekinthető első sikeres rádiószondázás.

A Molcsanov által tervezett ún. „fésűs rádiószonda" — a kisebb tökéletesítéseket nem tekintve — napjainkig változatlan maradt. A rádiószonda mérőelemei: gyűrű alakba meghajlított bimetall, Bourdon-cső, ill. később Vidi-szelencék és hajszál-köteg. A meteorológiai elemek változásával bekövetkező elhajlás vagy térfogatváltozás mechanikus úton hosszú mutatók mozgásába tevődik át. A mérőegységek által mozgatott mutatók egymástól szigetelt fogak, ún. fésű-rendszerek felett siklanak el. Minden fésű-foghoz kalibrálással meghatározott nyomás, hőmérséklet, vagy nedvesség érték tartozik. A mérő-mutatók helyzetét a kommutátor szerkezet kód-(morse) jelekké alakítja át. A jelek helyes sorrendjét, a kommutátor forgatását és az adó, valamint a kód-rendszer közötti kapcsolatot biztosító főtengelyt széllapát forgatja.

Molcsanov és kutatócsoportja 1930 és 1935 között többször módosította a műszer szerkezeti felépítését. Többek között ismételten változtattak a kód-rendszeren, a mérőelemek elhelyezésén, egyszerűsítettek a forgó részek és az áttételek mechanizmusán, közös vázra szerelve, közös dobozban helyezték el az adót és a mérőműszert, stb. A módosításokkal a súly jelentős csökkentését érték el, a kód-rendszer finomításával a mérések intervallumát szűkítették, az állapotgörbe részletességét fokozták. Ebben az időszakban a higrométer beépítése jelentette a leglényegesebb fejlesztést. Az újabb rádiószondákat már nedvességmérő és felhő-magasságmérő egységekkel is felszerelték (2. ábra). Zsírtalanított hajszál-köteget alkalmaztak a relatív nedvesség mérésére. A felhőmérő két egymás fölött elhelyezett bimetall lemez volt, amelyek elektromos úton kapcsolódnak a higrométer fésű-rendszeréhez. A matt-feketére festett felső bimetall a napsugárzás hatására erősebben deformálódik és ezáltal megszakítja az áramkört. Ha a bimetallokat nem éri sugárzás, akkor azok a környezet hőmérsékletváltozására párhuzamosan deformálódnak, az áramkör tehát záródik, vagy zárva marad. A higrométer kommutátora a nedvességadatok jelzése közben három pontból álló kontroll jelzést ad. A felhőréteg alsó szintje meghatározható a higrométer adataiból, vagy teodolittal. A felhőzet felső szintjét a mérőegység oly módon jelzi, hogy — a felhőből kiérő szondában, a sugárzástól erősebben meghajló fekete bimetall kikapcsolja a kommutátor egyik érintkezőjét, és így — a higrométer három kontroll jel helyett csak kettőt ad. Később felhőmérő nélkül készítették a rádiószondákat, mivel az csak teljes borultságnál volt használható és működése sem volt megbízható.

A rádiószondák nagyüzemi sorozatgyártása 1934-ben indult meg. 1937-től kezdve higrométereket is építettek a szondákba, és új módszereket alkalmaztak a felbocsátáskor is. Molcsanov javaslatára az eddigi 3-4 kis léggömb helyett egy nagy léggömbre erősítik a műszert.

Kisebb elrendezésbeli, valamint rádiótechnikai újítások jellemezték az RZ-043 és RZ-043M típusú rádiószondákat. Jelentősebb mó-



2. ábra. Az 1937-ben készült Molcsanov-féle rádiószonda, tetején a felhőmérő védőbúrájával

dosítást végeztek az RZ-049 típusú szondán, amelybe Bourdon-cső helyett bimetall-hőkompenzátorral ellátott Vidi-szelencéket építettek. Az RZ-053 típusú műszeren a nagy tehetetlenségű hajszálakat szerveshártya higrométerrel pótolták.

Az említett rádiószonda típusok turbulencia vizsgálatokhoz is felhasználhatók. Az idevonatkozó vizsgálatokat még Molcsanov indította el, de befejezni már nem tudta. Molcsanov elgondolása alapján azonban P. F. *Zajcsikov* kidolgozta a fel- és leáramlás-mérésének elméletét és gyakorlati módszerét.

Molcsanovot a már elért eredmények további munkára serkentették. A rádiószondák állandó tökéletesítésén fáradozott. Több mérőmódszert dolgozott ki, számos szerkezeti és technikai módosítást javasolt, sok ötlettel és tanáccsal segítette munkatársait. Molcsanov tanításának szellemében dolgoztak és dolgoznak ma is a szovjet rádiószonda-konstruktőrök, akik egyre tökéletesebb és pontosabb mérőműszereket terveznek.

Az első rádiószonda óta az aerológiai műszerek és a méréstechnika sokat fejlődött, és a jövőben még tovább fejlődik. A fejlődés hosszú, fáradságos útján Molcsanov tette meg az első lépéseket, és mint javaslataiból, felvetett gondolataiból kitűnik, előre látta az előtte levő út további szakaszait is. Elképzeléseinek megvalósulását, munkatársainak és tanítványainak újabb eredményeit már nem érhette meg. 1941 októberében, Leningrád ostromának kezdetén, a Ladoga-tó jegén érte a német repülők szőnyegbombázása. Fiatalon, alkotó ereje teljében érte a halál. Úttörő munkát végzett a rádió-távmérés terén, kidolgozta az első rádiómeteorográf mérőmódszert (kódvagy Molcsanov-módszer), tervei alapján készítették el és bocsátották fel a világ első rádiószondáját. A rádió-távmérés és a rádiószondák mai fejlettségi foka bizonyítja, hogy Molcsanov fáradozásai nem voltak hiábavalók.

(Pápai L).

*

PÁPAI LÁSZLÓ 1933—1961

1961. szeptember 11-én tragikus körülmények között meghalt *Pápai* László, az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa. Halálával a magyar meteorológiai szolgálat és tudomány sokat ígérő, értékes fiatal szakemberét s aerológus-kutatóját vesztette el.

Pápai László 1933. január 9-én született Gyömrőn. Középiskolai és egyetemi tanulmányait Budapesten végezte, melynek befejeztével, 1956 szeptemberében lépett az Orsz. Meteorológiai Intézet kötelékébe, s itt az aerológiai szolgálat rádiószondázó osztályára nyert beosztást. Szorgalmasan képezte magát, idegen nyelveket tanult, hogy műszertechnikai ismereteit gyarapíthassa. Érdeklődését a rádiószondák mérőelemeinek problematikája kötötte le. Első tanulmánya is, mely folyóiratunk 1958. évfolyamában jelent meg, a nedvességmérés aerológiai kérdéseivel foglalkozott. Ezt az első tanulmányt rendre további, hasonló tárgyú dolgozatok követték az *Időjárás*ban és az Intézet egyéb tudományos kiadványában is. Aerológiai kutatómunkájának első figyelemre méltó eredménye az *Időjárás*ban angol nyelven közölt tanulmánya a Budapest fölötti tapasztalati Ekman-modellről. Pár nappal halála előtt írta meg jelen számunkban közölt megemlékezését *Molcsanov*ról, a rádiószondázás úttörőjéről.

Pápai László sokat dolgozott, sokat olvasott, s első munkái arra a reményre jogosítottak, hogy nagy szorgalmával, szakmai lelkesedésével értékes eredményekkel gyarapítja a magyar meteorológiai szakirodalmat. Korai, hirtelen halála e reményeket megsemmisítette.

Halálhíre őszinte, mély megdöbbenést keltett barátai s munkatársai körében egyaránt. Hamvainak október 27-én a Farkasréti-temetőben történt végső nyugalomra helyezésekor az Orsz. Meteorológiai Intézet nevében *Béll* Béla, az aerológiai obszervatórium vezetője, az Intézet KISZ-szervezete nevében pedig *Baráth* József KISZ-titkár vett kegyeletes szavakkal búcsút a fiatalon elhúnyt *Pápai* Lászlótól, kinek emlékét szakirodalmi munkássága és dolgozótársainak, barátainak nagyrabecsülése őrzi. *(K. J.)*

*

SZABÓ IGNÁCZ 1905—1961

Az Orsz. Meteorológiai Intézet szerény, halkszavú, szorgalmas dolgozója távozott el az élők sorából 1961 augusztusában *Szabó* Ignácz halálával. Életútja a felszabadulás előtti magyar parasztfiatalság sorsának jellemzője volt. Fiatal éveiben a Heves megyei Sarudon szüleinek kisgazdaságában dolgozott, míg az 1929-ben kezdődött gazdasági válság az ő kezébe is vándorbotot kényszerített: Kanadába ment gyári munkásnak. Onnét azonban négy év múlva kiábrándultan hazatért. Ám itthon is csak alkalmi munka jutott számára 1938-ig. Ekkor került a honvédséghez polgári alkalmazottként. 1957-ben lépett az Orsz. Meteorológiai Intézet szolgálatába az expedíciós ügyek intézésére. Itt szorgalmával, szerénységével, kifogástalan munkájával és szolgálatkészségével egyaránt elnyerte fölötteseinek s munkatársainak teljes bizalmát s megbecsülését. Folyóiratunk négy éven át az ő kezén keresztül jutott el olvasóinkhoz. Ez év júniusában szervezetét váratlanul súlyos kór támadta meg, s ezen a műtéti beavatkozás sem tudott már segíteni: augusztus 13-án a halál megváltotta szenvedéseitől. Megnyerő egyéniségének emlékét kegyelettel őrzik az Intézet munkatársai. *(K. J.)*

SZÓFIAI IGAZGATÓI KONFERENCIA. A Szovjetunió és az európai népi demokratikus államok meteorológiai szolgálatainak igazgatói — régebbi elhatározásuknak megfelelően — az idén október 2. és 9. között Szófiában ültek össze, hogy a szolgálatok közös problémáit és az együttműködés kérdéseit megbeszéljék. A tárgyalások fontosságára jellemző, hogy valamennyi delegációt a szolgálat igazgatója vezette, a tárgysorozat sokrétűségét pedig az bizonyítja, hogy a küldöttségek tagjainak a száma konferenciáról konferenciára növekszik. Így pl. a Német Demokratikus Köztársaság meteorológiai szolgálatát 7, a Lengyel Népköztársaságét 6, a Szovjetunióét pedig 4 fő képviselte. A magyar delegációt *Dési* Frigyes igazgató, egy. tanár vezette, tagjai Bodolai István és Ozorai Zoltán tud. osztályvezetők voltak. A delegátusok nagy száma lehetővé tette, hogy a szokásos két munkacsoporton kívül az igazgatók külön csoportban tárgyalhattak, s ennek következtében a tárgyalási idő jelentékenyen megrövidült. A konferencia elnöke a Bolgár Hidrometeorológiai Szolgálat igazgatója, Sz. J. *Sztefanov* volt. A távközlési munkacsoport tárgyalásait M. *Novotny*, a csehszlovák delegáció tagja, a repülésmeteorológiai munkacsoportét A. V. *Popov*, a szovjet delegáció tagja vezette.

A konferencia összesen 25 határozatot hozott. Legtöbbjük egy-egy részletkérdést tisztázott, vagy egy-egy speciális feladat: megoldására szakértő csoportot állított fel. Így munkacsoport alakult a légiútvonalak repülésléghajlati leírásának kidolgozására, egy másik a levegő-radioaktivitás mérések programjának felülvizsgálatára, ismét másik a legfontosabb éghajlatkutatási kérdések megvitatására, ugyanakkor létrehoztak egy állandó távközlési szakértő bizottságot is. A csoportok feladatkörét részletesen körvonalazták.

A konferencia megállapította, hogy az alap meteorológiai jelentések közlésére kiépített, ill. tervbevett (ún. SOMS) hálózatot bővíteni nem kell, de annál inkább törekedni kell a központok automatizálására. A repülésmeteorológiai hálózat (az ún. SOAS) keretében azonban újabb vonalak létesítését határozták el.

A konferencia újból, nyomatékosan felszólította a részvevő szolgálatokat a repülőtereknek korszerű műszerekkel végrehajtandó fölszerelésére, valamint a fakszimile készülékek és rádiógéptávírók beszerzésére.

A vendéglátó Bolgár Hidrometeorológiai Szolgálat érdeme, hogy a tárgyalásokat programszerűen és sikeresen le lehetett bonyolítani. A tárgyalásokat Szófia legújabb szállójában, a Hotel Balkánban, a delegációk szálláshelyén tartották. A konferenciát két és fél napos autóbuszkirándulás fejezte be, amelynek során a kiküldöttek megismerkedhettek Bulgária legszebb és történelmileg legnevezetesebb tájaival. *(O. Z.)*

75 ÉVES A SONNBLICK-OBSZERVATÓRIUM. Az idei esztendőben 75 éves fennállásához érkezett el Európa legmagasabb hegyi obszervatóriuma, a Sonnblick-obszervatórium. 1886. szeptember 2-án indultak meg a meteorológiai megfigyelések az Osztrák Alpok-beli Magas Tauern egyik, 3106 m-es tengerszintfeletti magasságú csúcsán, a Sonnblickon, s azóta — dacolva az időjárás és a háború viszontagságaival — megszakítatlanul folynak itt az észlelések és szolgáltatja az obszervatórium az időjáráskutatás szempontjából szerfölött értékes adatokat.

1879-ben, a római Nemzetközi Meteorológiai Kongresszuson vetődött fel először egy hegyi állomás létesítésének a gondolata azzal az igénnyel, hogy a magashegyi obszervatórium — *J. Hann* szerint — adatokat szolgáltasson az időjárásjelenségek *háromdimenziós* vizsgálatához. *I. Rojacher* ausztriai bányatulajdonos ajánlotta fel, hogy a birtokán fekvő Sonnblick-csúcson építsenek fel ilyen magashegyi obszervatóriumot, minthogy ottani bányájának szállítóberendezései megkönnyítik az építkezés munkáját. Nemsokára, 1886 nyarára el is készült a Sonnblick-csúcsán Európa azóta is legmagasabban fekvő hegyi obszervatóriuma. A bánya azonban hamarosan csődbejutott és az obszervatórium fenntartását csak az Osztrák Meteorológiai Társaság által létrehozott Sonnblick-Verein alapítványa biztosította. 1899-ben már a bécsi Központi Meteorológiai Intézet vette át az obszervatóriumot s fenntartásáról azóta is az osztrák meteorológiai szolgálat gondoskodik. Ma már drótkötélpálya biztosítja ugyan a korszerűen berendezett obszervatórium anyagellátását, ez azonban zord idő esetén néha még most is nehézségekbe ütközik az obszervatórium téli évszakban nehezen megközelíthető volta miatt.

A Sonnblick-obszervatórium tudományos jelentőségét kiemeli az a tény, hogy az alpi hóhatár fölött az egyetlen meteorológiai állomás, amely 75 év óta teljesen homogén adatsort szolgáltat, ennélfogva különösen alkalmas klímaingadozások vizsgálatára. Az obszervatórium a rendszeres napi észleléseket végzőkön kívül otthont nyújt a légkör különféle jelenségeit tanulmányozni kívánó kutatóknak is. A III. Nemzetközi Geofizikai Év alkalmából újonnan épített tornya kiválóan alkalmas magaslégköri sugárzásmérésekre, az obszervatórium közelében pedig lehetőség nyílik a gleccserek energiaháztartásának vizsgálatára is. Jól felszerelt laboratóriumok állanak a felhőfizikával, a légszennyeződéssel s a légköri elektromossággal foglalkozó kutatók rendelkezésére. Értékes adatokat szolgáltat az állomás a szinoptikus, a légköri jelenségek három dimenziós vizsgálatához, hiszen az obszervatórium műszerparkja — ellentétben a meghatározott helyeken és időközökben felbocsátott rádiószondákkal — folyamatosan re-

gisztrálja a 3100 méteres szintben a légállapot-határozók változásait.

A Sonnblick-obszervatórium nemzetközi tudományos jelentőségét emelik azok a tanulmányok, melyeknek megszületését az obszervatóriumban folyó mérések tették lehetővé. *J. Hann* az itteni mérések alapján bizonyította be, hogy az anticiklonok felső része melegebb, mint az alsó része, míg a ciklonok esetében fordított a helyzet. *W. Trabert* menynyiségi különbséget mutatott ki a konvektív hőátadás és az elnyelt sugárzás folytán nyert hőmennyiség között. *H. Ficker* a Sonnblick és más hegyi állomás adatainak egybevetésével az időjárás előrejelzésében használható több szabályt állapított meg a hőmérsékletnek és a nyomásnak az alsóbb és a magasabb szintekben történő egyidejű változásaira vonatkozóan. A Sonnblick-obszervatórium első 50 esztendejében végzett megfigyelések anyagát külön monográfiában *F. Steinhauser* publikálta.

A Sonnblick-obszervatórium 75 éves jubileumának megünneplésére az Osztrák Meteorológiai Társaság háromnapos tudományos ülésszakot hívott össze a Sonnblick lábánál fekvő Raurisba. Az 1961. szeptember 7—9-én tartott ülésszakon nagy számban gyűltek össze az osztrák és külföldi meteorológusok. Az ülésszakon elhangzott előadások három téma köré csoportosultak. Az első témakör a magashegységek meteorológiai kérdéseivel, a második a domborzat és az általános cirkulációnak a kapcsolatával, a harmadik az alpi kutatások kérdéseivel foglalkozó tanulmányokat tömörítette. Szeptember 9-én délután került sor a Sonnblick-verein ünnepi ülésére. 10-én délelőtt az ünnepi ülésszak résztvevőinek jelenlétében koszorúzták meg az obszervatórium felépítőjének, *I. Rojacher*nek a raursi-i temetőben levő sírját. 10-én délután az 1600 m magasságban fekvő Kolm-Saigurnban tartott ünnepségen *H. Tollner*, a salzburgi repülőtér meteorológiai szolgálatának vezetője ismertette az obszervatórium történetét, majd az obszervatórium hóviharban életét vesztett két észlelőjének sírjára helyezte el a kegyelet koszorúját. Végül 11-én az ünnepi ülésszak részvevői kisebb csoportokra oszolva nekiindultak a Sonnblick-csúcsnak az obszervatórium megtekintése végett.

Az ötnapos ünnepségsorozaton tíz állam meteorológiai szolgálata és egyéb tudományos intézménye képviseltette magát. A magyar meteorológiai szolgálat képviseletében *Hajósy* Ferenc, az Orsz. Meteorológiai Intézet osztályvezetője vett részt az ünnepségeken, a Magyar Meteorológiai Társaságot *Szakály* József főtitkár, az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Intézetét *Dobosi* Zoltán docens és *Rákóczi* Ferenc tanársegéd képviselte. Meleg ünneplésben részesítették az ülésszak részvevői *Réthly* Antal professzort, az Orsz. Meteorológiai Intézet nyug. igazgatóját, aki a Sonnblick-obszervatórium 35. és 50. évi fennállása alkalmából rendezett ünnepségeken is már jelen volt, s most Svájcból hazatérőben magas életkora ellenére vállalta a 75. évforduló ünnepségeivel járó fáradalmakat is. *(Dunay S.—Kakas J.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÉCSI, VII. VÁNDORGYŰLÉSE. A Magyar Meteorológiai Társaság idei, immár hetedik vándorgyűlését Pécsett tartotta 1961. augusztus 25—27. között. A vándorgyűlés első két napján előadások hangzottak el a Mecsek és Délkelet-Dunántúl földrajzi, éghajlati viszonyairól, mezőgazdasági termelésének problémáiról, valamint a levegőszennyezettség és bányaklíma kérdéseiről. Az előadássorozat végeztével tanulmányi kirándulásokra került sor.

A Vándorgyűlést augusztus 25-én délelőtt 9 órakor *Hille Alfréd*,a MMT elnöke nyitotta meg, nagy vonalakban ismertetve a vándorgyűlés programját.

Az elnöki megnyitó után *Simor Ferenc* „*Délkelet-Dunántúl éghajlatának kutatási problémái*" című előadásában a terület általános földrajzi, majd részletes éghajlati jellemzését adta. Hangsúlyozta, hogy a népgazdasági tervezések és a mezőgazdaság fejlesztése érdekében igen nagy szükség van terepklimatológiai mérésekre. A vita során *Aujeszky László* a légszennyeződés vizsgálatára hívta fel a figyelmet, ugyanis a nagy gyakoriságú, de gyenge délkeleti szél sokszor okoz Pécs fölött erősen szennyezett ködöt. *Kulin István* a fenológiai megfigyelések, *Bacsó Nándor* az előadóval egyetértésben terepklimatológiai mérések megindítását sürgette. *Szabó Pál Zoltán* a Mecsek hegységet felépítő mészkő vízgazdálkodására hívta fel a figyelmet.

Hajósy Ferenc „*A mediterrán éghajlat jellemző vonásai*"-ról szóló előadásában ismertette a mediterrán éghajlatú területek jellemzőit, Földön való elterjedésüket. Megállapítása szerint a Délkelet-Dunántúl nem sorolható mediterrán éghajlatú területek közé. A szubmediterrán vonásokat tükröző éghajlati sajátosságok és növénytársulások, véleménye szerint, a Mecsek déli lejtőinek sugárzási és áramlási viszonyaival magyarázhatók.

„*A szubmediterrán klímajelleg tér és időbeli változásai Magyarországon*" c. előadásában *Péczely György* a csapadék mennyisége és területi eloszlása alapján jelölte ki a szubmediterrán jellegű vidékeket. A Mecsek környékén kívül a Budai hegyvidék és Kecskemét környéke sorolható e klímatípushoz. Alaposabb kutatások keretében, az előadó szerint, hőmérsékleti s növényföldrajzi vizsgálatok is szükségesek még. *Mőcsényi Mihály* az előadottakkal kapcsolatban az őszibarack termesztésére legkedvezőbb területek és a szub-

mediterrán klímajellegű vidékek között keresett kapcsolatot. *Szepesi Dezső* az előadó szavait még határozottabban emelte ki, amikor a szubmediterrán klímajelleg vizsgálatánál a csapadékon kívül más meteorológiai tényezők figyelembevételét is feltétlenül szükségesnek tartotta. *Tardos Béla* a szubmediterránnak minősített éghajlati vonásokat a domborzatból származó dinamikus hatásnak tekinti.

Duck Tivadar „*Csapadékviszonyok hatása az erózióra*" című előadásában az MTA Talajtani és Talajeróziós Kutatóintézetének Lovászhetényben folyó kísérleteiről számolt be. Hangsúlyozta, hogy viszonylag erős lejtésnél is csaknem teljesen megszüntethető az erózió, ha megfelelő talajművelést alkalmaznak. A vitában *Máthé Kálmán, Kulin István, Stefanovits Pál, Zalavári Lajos, Bacsó Nándor, Fekete Zoltán* vettek részt.

A Vándorgyűlés délutáni ülésszakát 3 órakor *Bacsó Nándor* előadása nyitotta meg. „*A tájtermesztés éghajlati alapjai Baranyamegyében*" c. előadása abból a tényből indult ki, hogy „ahol a természet segít, ott a legkisebb költséggel és fáradsággal jutunk el a legjobb eredményhez". Bemutatta a legfőbb mezőgazdasági termékek járásonkénti természetátlagait, és néhány módosítást javasolt a vetésterületek megváltoztatására. Az előadást követő vita során *Baracs József* megyei főagronómus arról szólt, hogy a termelőszövetkezetek eredménnyel használják a félhavi előrejelzéseket. *Fekete Zoltán, Szandelhauser Tibor* és *Heltmann Lajos* vetett fel még néhány gondolatot az előadással kapcsolatban.

Mőcsényi Mihály „*Települések, városok klímatényezői*"-ről szóló előadásában kifejtette, hogy feltétlenül szükséges a városrendezők, klimatológusok és zöldterületi szakemberek együttműködése, mert enélkül nem teremthetők meg az egészséges városi életkörülmények. Ismertette az új városok vagy városrészek telepítésekor figyelembe veendő szempontokat. *Aujeszky László, Tardos Béla, Papp László, Kassai Béla, Heltmann Lajos* és *Fekete Zoltán* fűztek értékes megjegyzéseket az előadáshoz.

A Vándorgyűlés második napjának délelőttjén *Somfai Jenő* főorvos tartotta az első előadást *(Bányaklíma kérdések, tekintettel a liaszbányászat mélységbe hatolására)*. A bányákra általában jellemző klimatikus viszonyok ismertetése után beszámolt az elmúlt években végzett mérésekről, és a bányákban dolgozók munkakörülményeinek vizsgálatáról.

Szabó Lajos főorvos „*Pécs város levegőszennyeződése a meteorológiai viszonyok tükrében*" c. előadásában ismertette a szennyeződésnek a KÖJÁL által végzett szedimentációs módszerű méréseit. E mérések során kitűnt, hogy Pécs nagy része az erősen szennyezett levegőjű városok közé tartozik. *Béll Béla, Mőcsényi Mihály, Tardos Béla* és *Kovács Loránd* szavai egészítették ki a tartalmas előadást.

Noszmüller Sándor és *Urbán Aladár* „*Klímavizsgálatok az abaligeti cseppkőbarlangban*" címmel az ott végzett biológiai és meteorológiai mérésekről számoltak be. *Csomor Mihály* és *Zalavári Lajos* az aggteleki cseppkőbarlangban végzett hasonló jellegű méréseik közben tapasztaltakat vetették össze az előadottakkal.

Aujeszky László „*A Délkelet-Dunántúl szinoptikai problémái*" c. előadásában bemutatott néhány olyan időjárási helyzetet, amely a Mecsek környékén az ország többi részétől erősen eltérő időjárási jelenségekkel járt együtt. Hangsúlyozta, hogy a misinai obszervatórium nagy segítséget nyújt megfigyeléseivel az időjárási helyzet alaposabb felismerésében.

„*A Mecsek vegetációjá*"-ról *Horváth A. Olivér* tartott részletes előadást, amelyet másnap Pécs környékén helyszíni bemutató egészített ki.

Az előadások befejeztével *Szakály József* főtitkár a vándorgyűlés vitáinak eredményeképpen határozati javaslatot terjesztett elő, amely többek között hangsúlyozza:

1. A Vándorgyűlés az elhangzott előadások és javaslatok alapján kívánatosnak tartja Délkelet-Dunántúl éghajlatának behatóbb megismerése céljából a jelenlegi gyér meteorológiai megfigyelőhálózat sűrítését, elsősorban a mezőgazdasági követelmények kielégítésére; az említett területen a terepklimatológiai mérések megkezdését, különös tekintettel a lejtők hideg lefolyási viszonyainak (fagyzúgoknak) megismerése céljából.

2. A Társaság elnöksége az MTA Elnöki Meteorológiai Bizottságával karöltve 1962. év elején rendezzen egy terepklimatológiai kérdésekkel foglalkozó ankétot, amely hivatva lenne a terepklimatológiai mérések módszertani és műszer kérdéseit megvitatni, és egy olyan egységes metodikát kidolgozni, amely lehetővé teszi az ország különböző vidékein folyó terepklimatológiai mérések eredményeinek összehasonlítását; a terepklimatológiai műszeres mérések megkezdése előtt fenológiai megfigyelések lennének végzendők, mert az ilyen természetű adatok közvetlenül felhasználhatók valamely terep éghajlatának megítélésekor.

3. Javasolja a Vándorgyűlés a szubmediterrán klímajelleg további kutatását átfogóbb módszerekkel; eróziós kísérletek végzését az ország több részén, folyamatosan több éven keresztül; tájtermesztési kérdések további vizsgálatát szűkebb termesztési területekre vonatkozóan; új városok, vagy városrészek tervezése előtt meteorológiai felmérések elvégzését; bányaklíma vizsgálatok folytatását élettani vizsgálatokkal összekapcsolva; a városklíma vizsgálatok metodikájának záros határidőn belüli kidolgozását, és a fővárosra, vagy egy nagyobb ipari településre vonatkozóan egy minimális program végrehajtását; légszennyeződési kérdések behatóbb megisme-

rése céljából inverziók feldolgozását hosszú időtartamra vonatkozóan; gépkocsival történő városklíma mérések végzését különleges időjárási helyzetekben; azon szinoptikai folyamatok beható tanulmányozását, amelyek a Délkelet-Dunántúlon különleges időjárási eseményeket váltanak ki.

A határozati javaslat elfogadása után *Hille Alfréd* elnök azzal zárta be a vándorgyűlés előadássorozatát, hogy az „bizonyára felvetett több olyan gondolatot, melyeknek gyümölcsei később fognak beérni".

Augusztus 26-án délután városnézés és a misinatetői obszervatórium megtekintése volt a Vándorgyűlés programja, 27-én pedig autóbuszkirándulás keretében a résztvevők megtekintették a lovászhetényi erózióvédelmi kísérleteket, Pécsvárad nevezetességeit, Komlót és Sikonda gyógyfürdőt. *(Ambrózy Pál)*

*

GYAKORLATI KLIMATOLÓGIAI ÚTMUTATÁS. A Meteorológiai Világszervezet (WMO) egyik célkitűzése az, hogy elősegítse a meteorológiai megfigyelések szabványosítását és biztosítsa a megfigyelések és statisztikai feldolgozások egységes publikálását. Ennek a célkitűzésnek a szem előtt tartásával adta ki a WMO a Technikai Szabályzatokat, amelyek meghatározzák a Szervezet tagállamai által követendő irányvonalat a meteorológiai gyakorlatot és eljárásokat illetően. Ezeknek a Technikai Szabályzatoknak a kiegészítésére szolgálnak a különböző útmutatások, amelyek részletesebben írják le az egyes speciális területeken javasolt eljárásokat és előírásokat. A most kidolgozás alatt álló klimatológiai útmutatás eredetét a WMO Végrehajtó Bizottságának IV. ülésére vezethetjük vissza, amikor is a Végrehajtó Bizottság azzal a megjegyzéssel fogadta el a Klimatológiai Bizottság első (Washington, 1953. márciusi) ülésének a határozatait, hogy azok egy megfelelő útmutatásba foglalandók. A „Gyakorlati klimatológiai útmutatás" több fejezetét már a Klimatológiai Bizottság II. (Washington, 1957. januári) ülésszaka elé terjesztették, s ekkor hozták azt a határozatot, hogy az útmutatást a WMO Titkárság közreműködésével egy erre a célra létrehozott munkacsoport egészítse ki.

A munkacsoport nehéz feladat előtt állt, nemcsak az eredeti szöveget kellett újból átnéznie, kiküszöbölnie a fölösleges ismétléseket és pótolnia a hiányokat, de egységesítenie kellett a többirányú együttműködésből eredő stíluskülönbségeket is. A munkacsoport sikeres munkáját tanúsítja a Klimatológiai Bizottság III. (London, 1960. decemberi) ülésszaka elé terjesztett 13 fejezet, amelyek közül 9 már nyomtatásban, 4 pedig tervezet formájában került megvitatásra. A Klimatológiai Bizottság III. ülésszakán elhangzott javaslatok alapján sor került az első kilenc fejezettel kapcsolatos javítások keresztülvitelére, a további négy fejezet-tervezet részbeni átírásával és kiegészítésével speciális munkacsoport foglalkozik.

Az útmutatás bevezető fejezete röviden áttekinti a klimatológia kettős szerepét, továbbá két főterületét: a makro- és mikroklimatológiát. A második fejezet a klimatológiai szervezettel foglalkozik és az a célja, hogy segítséget nyújtson a nemzeti meteorológiai szolgálatoknak annak megítélésében, hogy milyen szervezeti formában tehetnek eleget mind a nemzeti, mind a nemzetközi klimatológiai követelményeknek. Megvitatja a klimatológiai részleg fő célkitűzéseit, közötte és egyéb meteorológiai részleg közötti felelősség felosztását, más szervekkel való kapcsolatait, szervezeti felépítését, személyzeti problémáit, az észlelők díjazását és külső, nem meteorológiai szervekkel való együttműködését.

A harmadik fejezet az éghajlati elemeket és megfigyelésüket tárgyalja. Az éghajlati elemek definíciója után a megfigyelési programot és kívánalmakat ismerteti, majd rátér a klimatológiai állomások osztályozására, a hálózati követelményekre, különösen kiemelve az állomások reprezentatív jellegét és a hosszú sorozatokkal rendelkező, ún. „referencia"-állomások jelentőségét. Felhívja a figyelmet az állomásjegyzék pontos vezetésének a fontosságára, az állomások rendszeres ellenőrzésére és az észlelők jó kiképzésére.

A következő fejezet a klimatológiai adatok begyűjtésével, felülvizsgálatával, a katalogizálás, raktározás és a központi archivum kérdéseivel, végül az adatszolgáltatással foglalkozik.

A statisztikai számítások klimatológiai felhasználását taglalja az 5. fejezet. Ismerteti az egyszerűbb statisztikai eljárásokat (középértékek, gyakorisági eloszlások, átlagos négyzetes eltérések, valószínűségszámítás), megvitatja a minőségi ellenőrzést (pl. a homogénitás kérdése), kronológikus sorozatok vizsgálatát és a korrelációk meghatározását. Ezt a fejezetet mellékletek egészítik ki a statisztikai eljárások részletesebb ismertetésével.

A gépi adatfeldolgozásokat tárgyalja a 6. fejezet. Elsősorban a 80 oszlopos lyukkártyarendszert ismerteti, részletesen foglalkozik a lyukkártya-tervezéssel, az adatok előkészítésével, a lyukkártyáknak az éghajlati kiadványok és a kutatás céljaira történő felhasználásával. Tájékoztatást ad egyéb gépi adatfeldolgozásokról (papiros lyukasztó szalag, mágneses szalag), a számoló és statisztikai gépekről és más speciális berendezésekről.

A „Leíró klimatológia" c. fejezet, amely még nem jelent meg nyomtatásban, tárgyalni fogja a klimatológiai anyagot grafikus formában ábrázoló módszereket, megfelelő szöveggel ellátott diagramokat, térképeket, és irányítást fog adni klimatérképek és atlaszok készítésére vonatkozóan.

A 8. fejezet tárgya a mikroklimatológia. A mikroklimatológiai folyamatok után a mérési módszereket és eljárásokat ismerteti, majd

példákat mutat be a mikroklimatológiai vizsgálatokra és javaslatot tesz a kapcsolatos kutatásokra.

Az éghajlattan két speciális ágával : a tengerészeti és magaslégköri klimatológiával foglalkozik a további két fejezet, elsősorban az adatok begyűjtését és feldolgozását tárgyalva. Mindkét fejezet végleges átdolgozása folyamatban van. A 11. fejezet beszámol a CLIMAT és CLIMAT TEMP jelentésekkel kapcsolatos rendelkezésekről, a jelenleg érvényben levő kulcsformákról, a normálértékekről és ezen adatok publikálásáról. A klimatológiai adatok publikálásával általánosságban a következő fejezet foglalkozik, különös utalással a nemzetközi gyakorlatban bevezetett rendszeres és nem rendszeres kiadványokra.

Az útmutatás „A klimatológiai adatok alkalmazása" című, egyelőre nyomtatásban még meg nem jelent fejezettel zárul, amely talán egyike a legfontosabbaknak, s éppen ezért ennek különös figyelmet szentelt a Klimatológiai Bizottság. A tervezet tanulmányozásakor megállapította, hogy az egyes alfejezeteket az alkalmazási módok viszonylagos fontossági sorrendje szerint át kell rendezni. Mivel e fejezet célja, hogy megmutassa, hogyan lehet a klimatológiai ismereteket a gyakorlati problémákra a legeredményesebben alkalmazni, a Bizottság speciális munkacsoportot hozott létre a fejezet-tervezet példákkal való kiegészítésére. Ezek a példák érinteni fogják a repülést, hajózást, mezőgazdaságot, vízgazdálkodást, ipart, kereskedelmet és közegészségügyet, tehát az emberi tevékenység csaknem valamennyi területét. Hogy a munkacsoportnak minél teljesebb anyag álljon rendelkezésére, a WMO titkárság körlevélben kérte a tagállamok közreműködését gyakorlati példák közlésével.

Már e rövid beszámolóból is következtetni ehet e kiadvány rendkívüli hasznosságára, amit a Klimatológiai Bizottság III. ülésének résztvevői azzal a javaslattal is kihangsúlyoztak, hogy az angol és francia nyelvű kiadásokon kívül az útmutatást orosz és spanyol nyelven is — tehát a WMO mind a négy hivatalos nyelvén — jelenjék meg, ezáltal megkönnyítve e hatalmas nyelvterületeken a közvetlen használatot. *(Békeffy J.né)*

*

A MTA ELNÖKSÉGI METEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGA szeptember 11-én tartott ülésén Berkes Zoltán ismertette a távelőrejelzési kutatások hazai eredményeit. A vita során az a vélemény alakult ki, hogy hasznos lenne a jövőben a hidrológia igényeinek kielégítése céljából a csapadékok éves vagy féléves előrejelzése, valamint a hőmérséklet kéthetes előrejelzése a jéges árvizek prognózisa céljából. Tekintettel a meteorológia és a hidrológia szoros kapcsolatára, a Bizottság elhatározta, hogy javaslatot tesz hidrometeorológiai albizottság felállítására a Meteorológiai és a Hidrológiai Bizottságok közös szervezésében.

A Bizottság felkérésére 17 kutató intézet küldte el koordinálás céljából meteorológiai vonatkozású munkaterveit és beszámolóját. A Bizottság elhatározta, hogy az ősz folyamán a kutató intézetek bevonásával koordináló értekezletet rendez.

A Magyarországon novemberben összeülő II. Kárpátkonferencia rendezésében a Bizottság támogatja az Országos Meterológiai Intézetet és a Magyar Meteorológiai Társaságot. A Bizottság javaslatára a rendezőség hidrometeorológiai tárgyú előadásokat is beiktatott a konferencia programjába.

A TMB meteorológiai szakbizottsága a folyó évben benyújtott kandidátusi értekezéseket a felkért opponenseknek átadta, megvédésükre a TMB által kijelölendő időpontban kerül majd sor.

Az MTA Elnökségének folyó év május hóban hozott határozata értelmében a Bizottság adminisztratív, technikai ügyintézését a Műszaki Tudományok Osztályának szervei végzik. Az ELTE Meteorológiai Intézete által kért és a Bizottság által javasolt céltámogatást az MTA a Műszaki Tudományok Osztálya útján kiutalta.

A Bizottság keretében működő Éghajlati és Sugárzási Albizottság megalakult s első, alakuló ülését még az ősz folyamán megtartja.

A Bizottság folyó évi programja értelmében októberben koordináló értekezletet rendez, novemberben résztvesz a Kárpátkonferencia szervező munkájában, decemberi ülésén pedig jövő évi munkatervét dolgozza ki. *(B. B.)*

*

SUGÁRZÁS-METEOROLÓGIAI KONGRESZSZUS BÉCSBEN. A Meteorológiai Világszervezet általában két-három évenként rendez sugárzási kongresszust. Ez idén augusztus 14—18. között Bécs volt a színhelye a sugárzási kongresszusnak s azon első ízben vettek részt magyar kutatók : *Takács* Lajos, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. osztályvezetője és *Tárkányi* Zsuzsanna, az Intézet tudományos munkatársa.

A vendéglátó osztrák Intézet nevében *F. Steinhauser* professzor nyitotta meg a kongresszust. Öt napon keresztül több, mint ötven előadás hangzott el a sugárzás-kutatás legidőszerűbb kérdéseiről és legújabb eredményeiről.

Az első nap előadói az arid zónák sugárzás-egyenlegének és -éghajlatának kérdéseit tárgyalták, valamint jelentőségüket a mezőgazdaságban, ill. hidrológiában. A következő két nap előadásai a légköri gázok elnyelő sajátosságaival, valamint a szórás, ill. elnyelés útján történő sugárzásátvitel problémájával foglalkoztak. Utolsó két napon került sor annak a témakörnek megbeszélésére, milyen újabb

eredmények láttak napvilágot a sugárzás felső légkörben gyakorolt hőhatásának, valamint a sugárzás és a légköri mozgás kölcsönhatásának vizsgálata területén. A sugárzáskutatás előterében ui. az a kérdés áll, milyen légkörfizikai folyamatok útján fejti ki hatását a Nap sugárzó energiája a légköri képződményekre, hogyan hat alakulásukra a sugárzás. Ehhez elkerülhetetlenül szükséges a sugárzásnak a szabad légkörben való mérése ballonokra vagy rakétába szerelt műszerek segítségével. A mérések ilyen fajta módszerei és a velük nyert eredmények szintén több előadás tárgyát képezték.

A résztvevők meglátogatták a bécsi Meteorológiai Intézetet, ahol megismerkedtek az ott folyó sugárzás-kutatásokkal, majd megtekintették az Intézet műszerparkját. *(T. Zs.)*

*

ÜVEGALATTI PAPRIKA-KULTÚRÁBAN VÉGZETT MIKROKLIMA VIZSGÁLATOK eredményeiről számolt be *Simon* Sándor mezőgazdasági mérnök és *Stollár* András, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkatársa a Magyar Meteorológiai Társaság agrometeorológiai szakosztályának 1961. szeptember 28-i ülésén. Ismertették a cserkeszőlői termálvíznek a primőrárutermelésben történő felhasználásával kapcsolatos vizsgálataikat.

A termálvizek felhasználásának kérdése a népgazdaság szempontjából is fontos, hiszen a hazánkban található természetes energiaforrások helyes kihasználása lényegesen csökkentené a primőráruk előállításának költségeit. A vizsgálatok során a kertészeti és meteorológiai méréseket párhuzamosan végezték. A kapott eredmények indokolttá teszik a kísérletek további kiszélesítését, amelyhez a hozzászólók, *Bacsó* Nándor, *Kulin* István, *Szakály* József és *Ács* Ferenc értékes szempontokat adtak. *(V. H. Z.)*

*

A CSEHSZLOVÁK TUDOMÁNYOS AKADÉMIA III. BIOKLIMATOLÓGIAI KONFERENCIÁJÁT 1961. október 4—7-e között tartotta Prágában, *V. Novák* akadémikus elnöklétével. A konferencia alaptémája a légszennyeződés volt. A plenáris üléseken és az egyes szekciókban e téma különböző variációi szerepeltek. A plenáris ülések anyag mintegy összefoglalása volt az egyes szekciókban később elhangzott résztémáknak. Előadásai főleg a lakosság egészségügyi viszonyaival és a légszennyeződés mezőgazdasági termelésre ható kártételeivel foglalkoztak. Megdöbbentő nagyságú mezőgazdasági káradatokat közöltek a megnőtt iparosítás folyományaként, melyek ma már felvetik a levegő tisztításának kérdését. A humán szekció referátumai *P. Pachner* elnökletével a légszennyeződést kimosó csapadékmennyiséggel, a mezőgazdasági munkák során fellépő szenny-ártalommal, a légszennyeződés számszerű előrejelzésének lehetőségével foglalkoztak. A mezőgazdasági szekció *V. Novák* vezetésével vízháztartás, sugárzásmérés, városi mikroklíma témájú előadásai közül számunkra különösen érdekesként emelkedett ki a szedimentáció-mérésekről és a dohányperonoszpóra felléptéről szóló referátum. A *B. Maran* akadémikus elnökletével ülésező több előadásán szereplő fő téma volt az ipari üzemek exhalációja miatt létrejött erdőkárosodás. Foglalkoztak a gyökérrendszerbe beépülő káros légszennyeződési anyagok hatásával. Elektromos és izotópos erdőbioklimatológiai mérőmódszereket ismertettek, mint a jövőbeni kutatások elősegítőjét.

A résztvevők a konferencia negyedik napján félnapos autóbuszkiránduláson vettek részt a Prágától északra elterülő vidéken.

A nemzetközi konferencián Magyarországot *Mórik* József osztályvezető (Orsz. Közegészségügyi Intézet), *Gajzágó* László, *Wirth* Endre, *Popovics* Ivánné tudományos munkatársak (Orsz. Meteorológiai Intézet) képviselték.

A konferencia során hallott számos, sok mérési adattal alátámasztott, átfogó előadás hazai bioklimatológiai munkánknak is hasznos segítője lesz. *(P. G. M.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG 1961. október 12-én a Technika Házában választmányi ülést tartott, amely a közgyűlés előkészületeivel és szervezeti kérdésekkel foglalkozott. Bizottságokat küldött ki a szakirodalmi és fénykép-pályaművek elbírálására, a Steiner Lajos-érem odaítélésére, valamint a Társaság új tisztikarának jelölésére.

Részletesen megvitatta a Választmány az alapszabály módosítására kidolgozott javaslatokat. Határozatot hozott a vezetőségnek szerkesztővel történő kiegészítésére — akinek feladata a Társaság kiadványainak szerkesztése —, továbbá a tisztségviselők 3 évenkénti és a Választmány tagjai egyharmadának évenként történő újraválasztására, végül a Társaság tagjai közé felvette *Nyulasi* Antalnét, *Szokol* Gyulát, *Szokol* Gyulánét, *Máté* Gyulánét (az Orsz. Meteorológiai Intézet dolgozói), dr. *Molnár* Lorándot, a péceli MÁV kórház főorvosát, *Vigh* Jánosné ápolónőt (Pécel, MÁV kórház) és *Máté* Gyulát (Budapest). *(V. E.)*

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban — 614370 Athenaeum Nyomda. (Felelős vezető: Soproni Béla igazgató)

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

Frank, M. (Budapest): Измерение ультрафиолетовой радиации химическим способом 257

Kapovits, A. (Budapest): Computation of Richardson's number by taking account of temperature influences 265

Füstös, K. (Cluj): A Slide-rule for the computation of hygrometrical quantities 272

Szász, G.: Влияние макро- и микроклиматических эффектов на рост и содержание ягод крыжовника (Ribes grossularia L.) 279

Berkes, Z.: Luftmassen und Fronttypen in Karpatenbecken 289

P. Gubola, M.: Stundenwerte der Linke'schen Empfindungstemperatur in Budapest 294

Koppány, G.: Über den Zusammenhang der allgemeinen Luftzirkulation und der Sonnentätigkeit 298

B. Jakus, E.: Some remarks on the connection between fronts and precipitation 301

Tänczer, T.: On the squall line of August 19, 1960 305

LITERATURE

Scherhag, R.: Einführung in die Klimatologie *(Sz. Lőrincz, A.)* 309

Хргиан. А. Х.: Физика облаков *(Mészáros, E.)* 309

Knighting, E.—Corby, G. A.—Bushby, F. H.—Wallington, C. E.: An Experiment in Numerical Forecasting *(Ambrózy, P.)* 310

Герасимов, И. П. — Будыко, М. И. — Тальцов, А. П.: Тепловой и водный режим земной поверхности *(Endrődi. G.)* 310

Walter, H.—Lieth, H.: Klimadiagramm Weltatlas *(Sz. Lőrincz, A.)* 311

Ahijezer, A—Bresztyeckij, V.: Kvantumelektrodinamika *(Titkos, E.)* 311

CHRONICLE 312

IDŐJÁRÁS

6

1961. NOVEMBER—DECEMBER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET

HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА ★ WETTER ★ TEMPS ★ WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRI M.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ (Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER (Wien)

★

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:
BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1
TELEFON : 353-500

★

ELŐFIZETÉS:
EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70. ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV. SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764. METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Bodolai István: О вертикальной составляющей уравнения вихря (Az örvényességi egyenlet vertikális összetevőjéről).... 321

Borbély Edit: Die Tropopause über Budapest (A tropopauza Budapest fölött) 326

Barát József—Tóth Pál: Ein mechanisches Hilfsgerät zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre (Mechanikus számolósegédlet a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására)..... 333

Pápainé Szalay Gabriella: Légáramlás Magyarországon zónális irányítású makroszinoptikus helyzetekben 338

Endrődi Gabriella: Hideg légtavak a Tihanyi-félszigeten 345

Németh Tivadar: A hőmérséklet és földmágneses térerősség összefüggéséről..... 351

Béll Béla: Szélmérés kötött léggömbökkel..... 355

Saikó János: Az 1961. február 15-i napfogyatkozás hatása az ionoszféra-rétegekre..... 361

Péczely György: Adatok a Balaton-helyi szélrendszeréhez 362

Dobosi Zoltán: Megjegyzések az albedó klimatológiai alkalmazásához 364

Bognár Károly—Kozma Ferenc: Együttes szőlőgyümölcstermesztés mikrometeorológiai vizsgálatáról 366

Aujeszky László: A maximum- és minimum-hőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai felhasználásának kérdése 370

IRODALOM

Grubich Vilmos: Az időjárás és az ember *(Predmerszky T.)* 371

Stoenescu, S. M. (szerk.): A Román Népköztársaság éghajlata II. köt. Éghajlati adatok *(Péczely Gy.)* 372

Szamojlenko, V. Sz.: A tengerek hőrendszerének kialakulása *(Antal E.)*..... 373

KRÓNIKA 374

IDŐJÁRÁS
65. ÉVFOLYAM 6. SZÁM 1961. NOVEMBER—DECEMBER

I. Bodolai (Budapest):

О вертикальной составляющей уравнения вихря

On the Vortex-Tube Term in the Vorticity Equation. By an investigation of the order of magnitude of the vortex-tube term in the vorticity equation, it is shown that the vortex-producing influence of this term may become, within the areas of frontal zones, of importance. Taking into account the occurrence of the ascending air current produced by viscosity in the frontal zone, it is demonstrated that, for a given latitude, the vortex-tube term is, in first approximation, proportional to the inclination of the frontal surface, and inversely proportional to atmospheric pressure.

*

В современной динамической и синоптической метеорологии для анализа изменений давления и вихря скорости применяется уравнение вихря. Согласно этому индивидуальное изменение по времени вертикальной составляющей вихря скорости:

$$\frac{d\Omega}{dt} = \frac{l}{T}\left(u_g\frac{\partial T}{\partial x} + v_g\frac{\partial T}{\partial y}\right) - \beta v - (\Omega + l)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) + \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z}, \quad (1)$$

где $\Omega = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ — вертикальная составляющая вихря скорости; t — время; u, v, w — составляющие скорости ветра в правой системе координат, в которой ось x лежит в направлении касательной к широтному кругу; $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; u_g, v_g — составляющие геострофического ветра; T — температура; $\beta = \partial l/\partial y$ — изменение параметра Кориолиса вдоль меридиана.

По уравнению (1) индивидуальное изменение по времени вертикальной составляющей вихря скорости определяется геострофической адвекцией температуры, изменением параметра Кориолиса вдоль меридиана, горизонтальной дивергенцией скорости ветра и пространственным распределением составляющих скорости.

При качественном анализе изменения вихря во времени некоторыми членами уравнения (1) пренебрегают; так, между прочим, не принимают во внимание из-за причин порядка величин член, содержащий влияние вертикальной составляющей

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_w = \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z}. \quad (2)$$

Роль этой составляющей, согласно прежним качественным исследованиям, значительна только в особых орографических условиях.

Порядок величин членов уравнения (1) 10^{-11} — 10^{-10} [1, 2]. Этого порядка величин вообще достигают также оба члена правой части

MAGYAR

выражения (2); и так как знак изменения по высоте составляющих скорости u и v в известных случаях противоположен, влияние этих двух факторов может суммироваться. Поэтому вызывающим вихрь влиянием вертикальной составляющей можно пренебрегать не во всех случаях.

В дальнейших исследуется роль вертикальной составляющей в возникновении вихря во фронтальных зонах.

Вызывающее вихрь влияние пространственного распределения составляющих скорости может играть важную роль во фронтальных зонах, где изменение по высоте горизонтальных составляющих скорости значительно вследствие сильной адвекции температуры. Наряду с упорядоченным восходящим движением, обусловленным конвергенцией течений, возникает и так называемое фронтальное восходящее течение, связанное с внутренним трением в зоне фронта. Как теоретически было доказано *А. Ф. Дюбюком* [3], фронтальное восходящее течение является функцией горизонтального температурного контраста, его порядок величин достигает 10 см/сек. Следовательно, во фронтальных зонах порядок величин членов, составляющих выражение (2), следующий:

$$\Pi\left(\frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial w}{\partial y}\right) = \frac{10\ \text{cm/sec}}{100\ \text{km}} = 10^{-6}\ \text{sec}^{-1};$$

$$\Pi\left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}\right) = \frac{1\ \text{m/sec}}{1\ \text{km}} = 10^{-3}\ \text{sec}^{-1},$$

т. е. вертикальная составляющая выражается членами порядка величины 10^{-9}.

По нашим опытным вычислениям, основанным на наблюденных в действительности данных, порядок величин выражения (2) — в зависимости от знака — во фронтальных зонах во многих случаях достигает 10^{-10}, в отдельных случаях даже 10^{-9} сек$^{-1}$. В виду этого влияние вертикальной составляющей может иметь решающее значение для индивидуального изменения вихря.

В целях дальнейшего анализа напишем уравнение (2) в системе координат x, y, p:

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_\tau = \frac{\partial \tau}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \tau}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial p}, \tag{3}$$

где $\tau = dp/dt$. Если, $w > 0$, то $\tau < 0$, и наоборот.

Предположим, что во фронтальной зоне ветер в первом приближении изменяется по высоте так, как геострофический ветер. Тогда, как известно

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{lp}\frac{\partial T}{\partial y}; \qquad \frac{\partial v}{\partial p} = -\frac{R}{lp}\frac{\partial T}{\partial x}, \tag{4}$$

где R — универсальная газовая постоянная, T — температура.

Подставляя выражения (4) в уравнение (3) получим:

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_\tau = \frac{R}{lp}\left(\frac{\partial \tau}{\partial y}\frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial x}\frac{\partial T}{\partial x}\right). \tag{5}$$

Теоретические результаты *Дюбюка* [3] и наши собственные исследования [4, 5] показывают, что в развитых фронтальных зонах восходящее движение, происходящее из фронтального трения, может превышать вергентное восходящее течение на один порядок величины. Поэтому в дальнейшем мы принимаем во внимание только вертикальное восходящее движение, вызванное фронтальным трением, которое является линейной функцией горизонтального температурного контраста, на изобарических поверхностях, т. е.

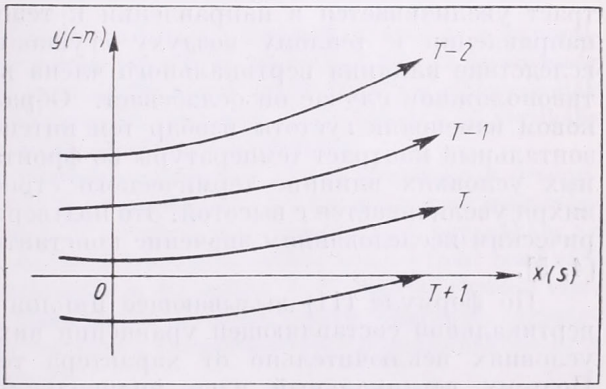
$$\tau = k \, . \, T_v \, , \tag{6}$$

где k — коэфициент пропорциональности, зависящий от высоты (давления), T_v — горизонтальный температурный контраст в направлении нормали фронтальной зоны:

$$T_v = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \, . \tag{7}$$

Если подставить выражения (6), вернее (7), в уравнение (5) и продиференцировать, получим следующее уравнение:

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_\tau = \frac{Rk}{lpT_v}\left[\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + 2\frac{\partial T}{\partial x}\frac{\partial T}{\partial y}\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y}\right] . \tag{8}$$



1. ábra. Az s és n természetes koordinátákra való áttérés.
Рис. 1. Переход на натуральные координаты s и n.

В целях более удобного физического анализа целесообразно представить уравнение (8) в натуральных координатах. За натуральные координаты мы выбираем касательную s к изолинии T = const., т. е. к изотерме (это направление вообще параллельно фронту) и нормаль к изолинии T = const. Соответственно этому положительное направление оси x должно лежать в направлении касательной кривой T = = const. Направление оси пусть будет положительным, если меньшие значения T находятся слева от оси; за положительное направление оси y берем направление отрицательной нормали к изотерме (отрицательного асцендента). Таким образом координата x соответствует координате s, а координата y, соответствует координате $(-n)$ (рис. 1.).

Входящие в уравнение (8) производные в натуральных координатах будут иметь следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial s} = 0; \quad \frac{\partial T}{\partial y} = -\frac{\partial T}{\partial n}; \quad \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 T}{\partial n^2};$$
$$\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y} = -\frac{\partial^2 T}{\partial s \partial n}; \quad \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{1}{r}\frac{\partial T}{\partial n}. \tag{9}$$

На основании этих выражений уравнение (8) получает такую форму:

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_v = \frac{Rk}{lpT_v}\left[\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)^2 \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right]. \tag{10}$$

Так как $\partial T / \partial n = T_v$, то

$$\left(\frac{d\Omega}{dt}\right)_\tau = \frac{Rk}{lp} T_v \frac{\partial T_v}{\partial n}. \tag{11}$$

По уравнению (11) во фронтальной зоне вертикальный член индивидуального образования вихря на данной географической широте прямо пропорционален горизонтальному градиенту температуры и изменению градиента, измеренного в направлении к теплому воздуху, и обратно пропорционален давлению воздуха.

Если $\partial T_v / \partial n > 0$, т. е. если горизонтальный температурный контраст увеличивается в направлении к теплому воздуху (изотермы в направлении к теплому воздуху сгушаются), $(d\Omega\, \partial t)_\tau > 0$, т. е. вследствие влияния вертикального члена вихрь усиливается; в противоположном случае он ослабевает. Образование вихря при одинаковом изменении густоты изобар тем интенсивнее, чем сильнее горизонтальный контраст температуры во фронтальной зоне. При идентичных условиях влияние термического строения фронта на развитие вихря увеличивается с высотой. Это подтверждается и тем, что по эмпирическим исследованиям значение константы k с высотой тоже растет [4, 5].

По формуле (11) вызывающее циклон или антициклон влияние вертикальной составляющей уравнения вихря зависит при принятых условиях исключительно от характера термического поля фронта. Поэтому вертикальный член индивидуального образования вихря может вызвать возникновение циклонов или антициклонов одинаково и на холодных и на теплых фронтах. Так как зависимость (11) относится к изобарической поверхности, интенсивность образования вихря тем больше, чем толще тот слой воздуха, в котором существуют определенные уравнением условия.

На основе результатов *С. И. Титова* [6] можно дать зависимости (11) наглядное истолкование. *Титов*, исследуя динамические условия атмосферных фронтов в своей формуле, определяющей угол наклона фронта получил выражение, подобное (11). Он доказал, что если во фронтальной зоне температурный контраст увеличивается, то растет и значение производной $\partial T_v / \partial n$. Увеличение этих двух факторов вызывает рост и угла наклона фронта.

Учитывая результаты *Титова* по уравнению (11) вертикальный член индивидуального образования вихря во фронтальной зоне на данной географической широте прямо пропорционален наклону фронтальной поверхности и обратно пропорционален давлению воздуха. Последнее утверждение означает, что при одинаковом угле наклона вызывающее вихрь влияние вертикальной составляющей значительнее на более высоких изобарических поверхностях.

Изложенное влияние вертикальной составляющей на индивидуальное изменение вихря может считаться только первым приближением. При выводе мы предполагали, что ветер изменяется с высотой по геострофическому закону; но действительный ветер, вследствие ускорений возникающих во фронтальной зоне, чаще всего отклоняется от геострофического ветра.

IRODALOM – ЛИТЕРАТУРА

[1] *Raethjen P.:* Dynamik der Zyklonen. Leipzig, 1953.
[2] *Panofsky H.:* Introduction to Dynamic Meteorology. Pennsylvania, 1956.
[3] *Дюбюк А. Ф.:* О вертикальных движениях в областях движущихся фронтов. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 9. 1956.
[4] *Bodolai I.:* Опыт количественного прогноза осадков при прохождении холодного фронта. Метеорология и гидрология № 12. 1959.
[5] *Bodolai I.:* Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта. Időjárás, 1960–1.
[6] *Титов С. И.:* О динамическом условии на атмосферных фронтах. Метеорология и гидрология № 4. 1961.

*

AZ ÖRVÉNYESSÉGI EGYENLET VERTIKÁLIS ÖSSZETEVŐJÉRŐL

A nyomás- és örvényességváltozás analízisére a korszerű dinamikus és szinoptikus meteorológiában az (1) örvényességi egyenletet használják fel. Az örvényesség időbeli változásának analízisénél nagyságrendi okok miatt általában elhanyagolják a vertikális összetevő hatását tartalmazó (2) kifejezést. A tanulmány a (2) vertikális összetevő örvénykeltő szerepét vizsgálja frontálzónák területén.

A (2) kifejezésben szereplő sebességkomponensek térbeli eloszlásának örvénykeltő hatása fontos szerephez juthat frontálzónákban, ahol e komponensek magassággal való változása az erős hőmérsékleti advekció miatt jelentékeny, ugyanakkor az áramlási vergenciából származó rendezett feláramlás mellett fellép a front belső súrlódása által előidézett frontális feláramlás is. Ez utóbbi *A. F. Gyubjuk* elméleti vizsgálatai szerint [3] a horizontális hőmérsékleti kontraszt lineáris függvénye, nagyságrendje eléri a 10 m/sec-ot. Ennek hatására a vizsgált összetevő frontálzónákban 10^{-9} nagyságrendű tagokból tevődik össze.

A (2) kifejezés x, y, p koordináta rendszerben a (3) alakú formát ölti. Ha feltételezzük, hogy első közelítésben a szél a geosztrofikus törvénynek megfelelően változik a magassággal (4), akkor az örvényesség vertikális tagjára az (5) egyenletet nyerjük. Ha tekintetbe vesszük, hogy a frontális súrlódásból származó feláramlás mellett a vergenciális feláramlás elhanyagolható, és az előbbi a hőmérsékleti kontraszt lineáris függvénye (6), akkor a vertikális összetevőre a (8) egyenletet nyerjük. Ha ezt az egyenletet s és n természetes koordinátákban fejezzük ki, ahol s az izotermákhoz vont érintő, n pedig az izotermák normálisának iránya, akkor a (11) egyenletre jutunk.

A (11) szerint frontálzónákban az individuális örvényképződés vertikális tagja azonos földrajzi szélességen egyenesen arányos a horizontális hőmérsékleti gradienssel és e gradiensnek a meleg levegő irányába eső változásával, fordítottan arányos a légnyomással. Ha az izotermák a meleg levegő irányában sűrűsödnek, akkor az örvény

erősödik és viszont. Az örvényképződés mértéke azonos izoterma sűrűségváltozás mellett annál intenzívebb, minél erősebb a hőmérsékleti kontraszt. Az individuális örvényképződés vertikális tagja mind hideg, mind meleg frontokon egyaránt eredményezhet ciklon-, illetve anticiklonképződést. Az örvényképződés intenzitása annál nagyobb, minél vastagabb légrétegben alakulnak ki az egyenlet által meghatározott feltételek.

A (11) összefüggésnek *Sz. I. Tyitov* eredményei alapján [6] szemléletes értelmezését adhatjuk. E szerint (11) alapján frontálzónában az individuális örvényképződés vertikális tagja azonos földrajzi szélességen egyenesen arányos a frontfelület hajlásával, fordítottan arányos a légnyomással. Ez utóbbi azt jelenti, hogy azonos hajlásszög mellett a vertikális összetevő örvénykeltő hatása a magasabb izobárfelületeken jelentősebb.

Az örvényesség individuális változását befolyásoló vertikális komponens fenti értelmezése csak első közelítésnek tekinthető, mert a levezetés során feltételeztük, hogy a szél a geosztrofikus törvénynek megfelelően változik a magassággal, holott a tényleges szél a fellépő gyorsulások miatt frontálzónákban tér el leginkább a geosztrofikustól.

E. Borbély (Budapest):

Die Tropopause über Budapest

Тропопауза над Будапештом. Работа представляет статистическое исследование данных о тропопаузе за период 1951—1960. Обработка производилась на основе данных 2446 будапештских радиозондовых подъемов. Приводятся месячные и годовые средние значения температуры и высоты тропопаузы и квадратичный разброс этих значений для отдельных месяцев. Распределение повторяемостей дано по сезонам и за год. Кривая распределения для высот растянута к более низким значениям (левая искаженность); кривая распределения для температур растянута к более высоким значениям (правая искаженность). Наконец дается классификация типов тропопаузы, употребляемая в настоящее время в телеграммах «Темп». Самая большая повторяемость имеется у первого типа, который наблюдается в 64% случаев. За ним следует третий тип; остальные наблюдаются с уменьшающейся повторяемостью.

*

Die Untersuchungen wurden mit der Zielsetzung durchgeführt, eine klimatologische Verarbeitung auf Grund der zwischen 1951 und 1960 in Budapest ausgeführten Radiosonden-Aufstiege vorzunehmen. Dieses Jahrzehnt entspricht der von der Meteorologischen Weltorganisation vorgeschriebenen aeroklimatischen Zeitperiode.

In Ungarn wurde im Jahre 1951 mit der systematischen täglichen Radiosondierung begonnen. Ab 1953 hatten wir täglich 2 und seit 1959 täglich 4 Aufstiege. In dieser Bearbeitung werden, um Strahlungsfehler auszuschalten, nur nächtliche Aufstiege verwendet. Nächtliche Aufstiege wurden bis April 1957 um 03 GMT, seither um 00 GMT ausgeführt.

In dieser Bearbeitung werden Monats- und Jahresmittelwerte für die Höhe und für die Temperatur der Tropopause errechnet, weiter wird die Häufigkeitsverteilung dieser Werte und der auftretenden Tropopausentypen untersucht und Masszahlen für die Streuung der Monatsmittelwerden hergestellt.

Im Laufe der zehn Jahre wurden 3630 nächtliche Radiosonden-Aufstiege durchgeführt. Davon wurde die Tropopause in 2446 Fällen, d. h. in 67 % aller Messungen, erreicht. In Tafel I. wird die Verteilung dieser Aufstiege auf die verschiedenen Monate

des untersuchten Jahrzehnts dargestellt. Bei einer früheren, fünfjährigen Bearbeitung [1] wurde eine ähnliche Tabelle veröffentlicht, in welcher die Fälle aus den Jahren 1953 bis 1957 enthalten sind. Das ist freilich nur eine Teilmenge des jetzt bearbeiteten, zehnjährigen Materials, doch findet man zwischen den beiden Zusammenstellungen nur geringe Abweichungen. Der Grund derselben kann darin erkannt werden, dass bei der Bearbeitung des 5-jährigen Materials nur ein kleinerer Teil der Aufstiege herangezogen wurde. Damals wurden namentlich nur solche Aufstiege verwendet, welche eine Höhe von 2 km über der Tropopause erreichten. Bei der gegenwärtigen Verarbeitung sind auch solche Aufstiege beachtet worden, bei welchen die volle Höhe von 2 km oberhalb der Tropopause nicht erreicht wurde, aber eine Abnahme des Temperaturgradienten auf 2°/km oder auf einen noch geringeren Wert festgestellt werden konnte und somit das Vorhandensein der Tropopause in dieser Schicht anzunehmen war.

Die geringsten Werte in Tafel I. fallen auf das Jahr 1953. Die Erklärung dafür liegt in dem Umstand, dass zu den Aufstiegen Ballone von 300 gr Gewicht verwendet

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A tropopauzát elért felszállások száma

Zahl der die Tropopause erreichten Aufstiege

	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	Σ
I.	22	19	15	16	24	26	23	26	25	25	221
II.	25	15	14	15	24	17	18	27	23	27	205
III.	21	17	6	28	22	26	17	31	29	28	225
IV.	25	13	2	27	25	17	15	30	27	22	203
V.	18	17	8	28	21	26	15	25	28	25	211
VI.	15	27	9	26	24	27	16	24	24	29	221
VII.	12	16	9	28	19	27	23	19	23	30	206
VIII.	12	12	6	23	20	17	17	23	24	28	182
IX.	10	7	9	23	19	17	18	20	21	27	171
X.	18	17	11	22	22	24	25	23	22	26	210
XI.	12	21	7	22	23	6	23	21	22	28	185
XII.	8	15	7	20	26	24	29	24	26	27	206
Év—Jahr	198	196	103	278	269	254	239	293	294	322	2446

wurden und dieselben in sehr geringen Höhen schon zerplatzten. Ab 1954 findet man schon grössere Werte : die Zahl 200 wird alljährlich übertroffen, und für 1961 hat man sogar 322 Fälle, d. h. 88 % der Gesamtzahl der jährlichen Aufstiege.

Im Nachfolgenden werden die zehnjährigen Monatsmittel für Tropopausenhöhe und Tropopausentemperatur, sowie Masszahlen der Streuung und die absoluten Maximal- und Minimalwerte zusammengestellt (Tafel II. und III). In den zehnjährigen Mittelwerten von Höhe und Temperatur *(M)* zeigt sich ein entschiedener jährlicher Gang. Bei der Höhe fällt das Minimum auf den Februar und das Maximum auf den September. Bei der Temperatur fallen die Extremwerte auf Januar und Juli. In Zusammenhang mit diesen Untersuchungen müssen zwei Umstände beachtet werden. Der eine bezieht sich auf das Winterminimum und Herbstmaximum im Jahresgange des Luftdruckes, das auf einen Einfluss der allgemeinen Zirkulation hinweist (dynamische Einwirkung) ; der andere besteht in der sommerlichen Erhöhung und winterlichen Abnahme der Temperaturen (thermische Einwirkung). Beim Luftdruck spielt im Zustandekommen des Winterminimums auch die Tatsache eine Rolle, dass die Laufbahnen der polaren Zyklonen im Winter etwas nach den gemässigten Breiten verschoben werden, wodurch eine vorherrschend tiefere Lage der

Tropopause verursacht wird. Im Herbst hingegen, hauptsächlich in September, treten häufig Antizyklonen auf, welche zu einer hohen Lage der Tropopause führen. Bei der Temperatur ist das Julimaximum und das Januarminimum wahrscheinlich rein thermischen Einflüssen zuzuschreiben.

Die Masszahlen der Streuung *(S)* betragen bei der Höhe Werte, die um 1000 m liegen. Der höchste Wert ergibt sich im Januar : 1424 m, der niedrigste Wert beträgt 1024 m und kommt öfter vor in den Frühlings- und Herbstmonaten. Die Abweichung zwischen Maximal- und Minimalwert beläuft sich ungefähr auf 30%. Die Schwankungen der Temperaturwerte liegen um 5—6°. Im März tritt der grösste Wert auf, 6,12°C, und im August der geringste, 4,52°C. Die Abweichung dieser beiden Werte ist eine 25 %-ige. Auch diese Unterschiede können aus der lebhafteren Zyklonentätigkeit des Winterhalbjahrs erklärt werden. Zur Ermittlung der Streuungswerte wurde bei der Höhe eine Stufeneinteilung von 400 m, bei der Temperatur eine solche von 2° verwendet.

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

A tropopauza magasságának (geopot. dekaméter) jellemző értékei Budapesten

Charakteristische Werte der Höhe (geopot. Dekamet.) der Tropopause in Budapest

	M	S	H_{max}	H_{min}
I.	1007	142	1342	680
II.	*1001*	141	1313	622
III.	1009	130	1377	527
IV.	1024	120	1345	662
V.	1085	102	1343	770
VI.	1122	102	1406	731
VII.	1132	104	1490	845
VIII.	1143	102	1497	886
IX.	*1150*	106	1415	853
X.	1129	133	1490	772
XI.	1085	122	1402	800
XII.	1044	121	1391	660
Év—Jahr	1075	132	1497	527

III. TÁBLÁZAT — TABELLE III.

A tropopauza hőmérsékletének (C°) jellemző értékei Budapesten

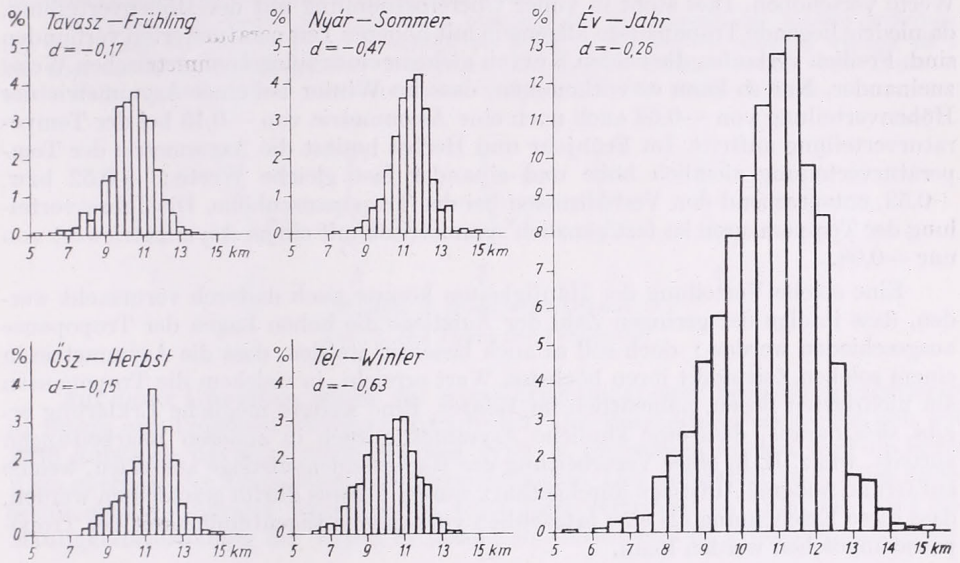
Charakteristische Werte (C°) der Temperatur der Tropopause in Budapest

	M	S	T_{max}	T_{min}
I.	*—61,2*	6,1	—46,0	—75,0
II.	—61,1	6,0	—46,0	—78,0
III.	—60,1	6,1	—37,0	—78,2
IV.	—59,1	4,9	—45,0	—75,1
V.	—58,3	5,0	—39,6	—70,9
VI.	—55,8	5,0	—38,3	—71,0
VII.	*—53,1*	4,8	—39,6	—64,6
VIII.	—54,8	4,5	—39,6	—67,0
IX.	—57,2	5,0	—44,8	—70,7
X.	—59,2	6,0	—44,5	—72,7
XI.	—60,5	5,4	—45,3	—73,0
XII.	—60,5	5,8	—43,7	—77,0
Év—Jahr	—58,5	5,9	—37,0	—78,2

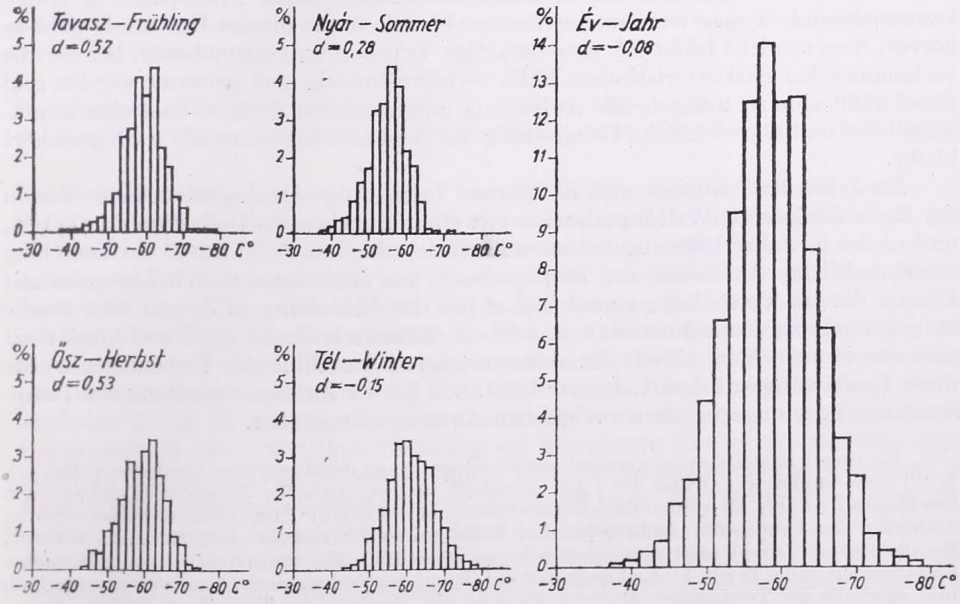
Aus der Untersuchung der Maximal- und Minimalwerte ergibt sich, dass Tropopausenhöhe und Tropopausentemperatur sich in sehr weiten Grenzen verändern können. Die möglichen Werte für die Höhe liegen zwischen 5000 und 15 000 m, die der Temperatur zwischen —37° und —78°.

Die Häufigkeitsverteilungen für Höhe und Temperatur der Tropopause werden in *Abb. 1.* und *2.* dargestellt. Dieselben wurden in jahreszeitlicher und jährlicher Zusammenfassung angegeben, und auch die Masszahlen der Asymmetrie wurden errechnet. Bei der Höhe besitzen alle Jahreszeiten und auch die jährliche Verteilung eine linksseitige Asymmetrie und die Masszahlen der Verzerrung haben einen negativen Wert, somit würde eine das Histogramm von oben einhüllende Kurve auf der linken Seite weniger steil verlaufen, als auf der rechten Seite. Somit verzieht sich das Histogramm mehr zur Seite der niedrigen Werte. In den Abbildungen wurden die Masszahlen der Asymmetrie durch den Buchstaben *d* bezeichnet. Die Asymmetriewerte für Frühjahr und Herbst sind sehr schwach und fast einander gleich : —0,17 bzw. —0,15 ; somit liegt die Verteilung nahe zur Normalen und kann als eine Gauss'sche Verteilung aufgefasst werden. Von der Verteilung der Höhenwerte in den beiden anderen Jahreszeiten kann dies nicht mehr behauptet werden. Dies geht in gleicher Weise aus den Abbildungen wie auch aus den Masszahlen hervor. Am grösse-

ten ist die Asymmetrie bei der winterlichen Verteilung : —0,63. Hier tritt die Verziehung in der Richtung der niedrigeren Werte viel ausgesprochener in Erscheinung. In der Jahresverteilung wird die grosse Asymmetrie im Winter und Sommer durch



1. ábra. A tropopauza magasságának gyakorisági eloszlása (1951—1960)
Abb. 1. Die Häufigkeitsverteilung der Tropopausenhöhe (1951—1960)



2. ábra. A tropopauza hőmérsékletének gyakorisági eloszlás (1951—1960)
Abb. 2. Die Häufigkeitsverteilung der Tropopausentemperatur (1951—1960)

den Einfluss der beiden anderen Jahreszeiten teilweise aufgehoben, so ergibt sich nur ein Wert von —0,26 für das Jahr.

Die Temperaturkurven besitzen, mit Ausnahme des Winters, alle eine rechtsseitige Asymmetrie, d. h. dieselben sind in Richtung auf die höheren (wärmeren) Werte verschoben. Dies steht in voller Übereinstimmung mit der Höhenverteilung, da niedrig liegende Tropopausen allgemein mit höheren Temperaturwerten verbunden sind. Freilich verlaufen die beiden Kurven nicht in einer spiegelsymmetrischen Weise zueinander. Nur so kann es vorkommen, dass im Winter bei einer Asymmetrie der Höhenverteilung von —0,63 auch noch eine Asymmetrie von —0,15 bei der Temperaturverteilung auftritt. Im Frühjahr und Herbst besitzt die Asymmetrie der Temperaturverteilung ziemlich hohe und einander fast gleiche Werte: +0,52 bzw. +0,53, entsprechend den Verhältnissen bei der Tropopausenhöhe. Die Jahresverteilung der Temperaturen ist fast gänzlich symmetrisch mit einem Asymmetriewert von nur —0,08.

Eine solche Verteilung der Häufigkeiten könnte auch dadurch verursacht werden, dass infolge der geringen Zahl der Aufstiege die hohen Lagen der Tropopause ausgeschieden werden; doch soll es auch beachtet werden, dass die Asymmetrie in einem solchen Zeitpunkt ihren höchsten Wert erreicht, in welchem die Tropopausen am niedrigsten liegen, namentlich im Winter. Eine weitere mögliche Erklärung ergibt sich daraus, dass eine ähnliche Asymmetrie auch in anderen Bearbeitungen auftritt, wie z. B. in einer Verarbeitung der Radiosondenaufstiege aus Wien, welche auf Grund höherer Aufstiege durchgeführt wurde. Daraus dürfte geschlossen werden, dass diese Erscheinung als eine tatsächlich vorhandene Eigentümlichkeit der Tropopause angesehen werden kann.

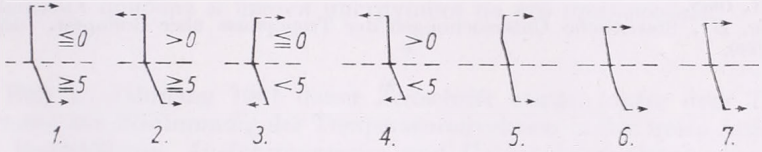
Ein wichtiges Parameter der Tropopause besteht in der vertikalen Temperaturverteilung, auf deren Grund die Typen der Tropopause definiert werden können. In neuerer Zeit erlitt diese Definition zahlreiche Abänderungen. Viele Autoren haben den Versuch unternommen, die vorkommenden Abarten der Tropopause in einige kennzeichnende Typen zusammenzufassen [1]. Schon aus diesem Umstande geht es hervor, dass es nicht leicht ist, eine derartige Typisierung vorzunehmen, bei der die vorkommenden charakteristischen Fälle verhältnismässig gut getrennt werden und dabei nicht eine zu weitgehende Aufteilung vorgenommen wird, so dass eine unumständliche und übersichtliche Behandlung des Beobachtungsmaterials noch gesichert bleibt.

Im Jahre 1957 befasste sich die pariser Tagung der Aerologischen Kommission der Meteorologischen Weltorganisation mit einer eingehenden Definition der Typen, und an der im Jahre 1958 abgehaltenen Konferenz in New Delhi wurde ein Vorschlag zur einheitlichen Definition der Tropopausentypen angenommen. Wir begegnen mit Freude diesem Vorschlage, zumal bisher bei der Einteilung in Typen eine starke Subjektivität zu verzeichnen war, in solchem Masse, wie sie für die Forschungsarbeit unerwünscht erscheint. Nach der später erfolgten Annahme des Vorschlages wurde diese Typisierung seit dem 1. Januar 1960 auch bei der Zusammenstellung der Temp-Sendungen der ungarischen aerologischen Aufstiege eingeführt.

Bei dieser Klassifikation werden 9 verschiedene Typen der Topopause anerkannt (*Abb. 3.*). Die Typen werden auf Grund der 1 km unterhalb und oberhalb der Tropopause vorhandenen Gradienten definiert. Es werden Fälle unterscheiden, in welchen die Tropopause mit einer scharfen Änderung des Gradienten einhergeht, und Fälle, wo so ein Zusammentreffen nicht vorliegt. Bei der letzten Gruppe zeigt sich ein verschwommenes Bild. Die zur ersten Gruppe gehörenden Fälle wurden in die Typen 1—4. eingeordnet auf Grund des Verhaltens der Gradienten γ unterhalb und oberhalb der Tropopause. Als Schwellenwert gilt oberhalb der Tropopause 0°C/km, unterhalb derselben 5°C/km. Mit der gestrichelten Linie auf *Abb. 3.* wird der Wert der Gradienten unterhalb und oberhalb der Tropopause in der Einheit °C/km angegeben.

Die Typen 5. und 6. beziehen sich auf eine verschwommene Tropopause. Unterhalb oder oberhalb einer solchen kann zwar ein scharfer Sprung des Gradienten vorhanden sein, doch leistet diese Fläche den anderen Bedingungen für eine Tropopause nicht genüge. Dabei wird als eine scharfe Änderung eine solche bezeichnet, die den Wert 3°C/km übertrifft. Bei Typus 5. befindet sich eine solche Änderung des Gradienten oberhalb der Tropopause. Bei Typus 6. kann dieselbe unterhalb der Tropopause angetroffen werden.

In Typus 7. ist weder unterhalb, noch oberhalb der Tropopause eine scharfe Änderung des Gradienten vorhanden. Typus 8. enthält die Fälle, in welchen der Aufstieg weniger als 2 km über die Höhe der vermuteten Tropopause hinaufreicht. Endlich werden dem Typus 9. solche Fälle zugeteilt, welche in andere Typen nicht eingegliedert werden können.



3. ábra. A tropopauza típusai

Abb. 3. Die Typen der Tropopause

Auf dieser Grundlage wurde das zehnjährige budapester Beobachtungsmaterial in Bezug auf Tropopausen-Typen verarbeitet. Die Bearbeitung erstreckte sich auf 2446 Aufstiege, davon mussten 574 dem Typus 8. zugewiesen werden, weil die Höhe 2 km oberhalb der Tropopause nicht erreicht wurde. Dies entspricht 24 % aller Fälle. Somit sind die übrigen Typen durch 1872 Fälle vertreten. In Tafel IV. wird die Häufigkeitsverteilung der Typen in absoluten Zahlen und in Prozenten mitgeteilt.

IV. TÁBLÁZAT — TABELLE IV.

A tropopauza típusainak gyakorisági eloszlása

Häufigkeitsverteilung der Tropopausentypen

Típusok — Typen	1	2	3	4	5	6	7	Σ
Esetek száma — Häufigkeit	1197	280	339	53	2	1	0	1872
%	63,94	14,96	18,11	2,83	0,10	0,06	0,00	100,00

Die Prozentzahlen wurden auf Grund von 1872 Fällen errechnet, somit wurden die Fälle von Typus 8. nicht in Betracht gezogen. Aus der Tafel wird es ersichtlich, dass die ersten 4 Typen am häufigsten auftreten, zumal bei einer Einzeichnung in das Adiabatenblatt die Abschnitte mit verschiedenen Gradienten scharf unterschieden werden können. Unter den ersten 4 Typen besteht eine Vorherrschaft des Typus 1, mit 64 % der Fälle. Die Kriterien für das Bestehen dieses Typus sind die folgenden: der Gradient soll oberhalb der Tropopause einen Wert von $\leqq 0°$ C/km und unterhalb derselben einen solchen von $\geqq 5°$ C/km betragen. Als der zweithäufigste Typus erscheint Typus 3., d. h. der Fall mit einem oberen Gradienten von $\leqq 0°$ C/km und einem unteren von $< 5°$ C/km. In Bezug auf den oberen Gradienten stimmen somit beide Typen überein, da in beiden Fällen eine Isothermie oder eine Inversion besteht. Dies ist ein selbstverständliches Ergebnis, denn die Tropopause ist in den meisten Fällen mit einer Inversion oder einer Isothermie verbunden. Bei Typus 2. und 4. findet man noch eine ziemlich hohe Häufigkeit, die Typen 5. und 6. sind insgesamt nur in drei Fällen vorgekommen, und Typus 7. ist in unserem Material überhaupt nicht vertreten. Das Zurücktreten dieser Typen kann verschiedene Gründe haben. Das Vorkommen der verschiedenen Typen kann einerseits durch die Art der

verwendeten Radiosonden und durch das Auswertungsverfahren beeinflusst werden, andererseits dürfte auch die geographische Lage von Bedeutung sein. Ein Vergleich mit Zusammenstellungen, die sich auf andere Gebiete beziehen, würde sehr interessant sein, doch haben wir keine Kenntnis von ähnlichen Bearbeitungen.

SCHRIFTTUM

[1] *Borbély, E.* : A tropopauza típusai és meghatározásuk (Tropopausentypen und ihre Festlegung) *Időjárás*, 62, 110, 1958.
[2] *Steinhauser, F.* : Statistische Untersuchungen der Tropopause über Wien. *Zeitschrift f. Met.* 12, 111, 1958.
[3] *Borbély, E.* : Statistische Untersuchungen der Tropopause über Budapest. *Időjárás*, 63, 333, 1959.

*

A TROPOPAUZA BUDAPEST FÖLÖTT

Jelen cikk az 1951-től 1960-ig terjedő időszak tropopauza adatainak statisztikai vizsgálatát tartalmazza.

A 10 éves időszak 3630 éjszakai mérése közül 2446 érte el a tropopauzát, amely a rádiószonda-felbocsátások 67 %-át teszi ki. Az I. táblázat feltünteti a tropopauzát elért felszállások számát a 10 év egyes hónapjaira vonatkozóan. Az 1950-es évek elején ez a szám igen kicsiny. 1954-től már növekszik s az 1960-as évben az egy év alatt végzett mérések 88 %-át teszi ki.

Tanulmányunkban bemutatjuk a tropopauza magasságának és hőmérsékletének 10 éves havi középértékeit, a szóródási mértékszámokat, valamint a 10 év alatt előfordult legnagyobb és legkisebb értékeket. (II. és III. táblázat.) A magasság középértékeiben mutatkozó téli minimum és őszi maximum a légnyomás változásaira vezethető vissza (dinamikus hatás), a hőmérséklet januári és júliusi szélső értékét pedig a hőmérséklet évi változása okozhatja (termikus hatás). Ugyanezen okok játszanak szerepet a szóródási mértékszámok évi menetének kialakulásában is.

Az 1. és 2. ábrán a tropopauza magasságának és hőmérsékletének gyakorisági eloszlását mutatjuk be. Minden évszak magassági ábrája és az éves eloszlás is bal torzulást mutat. Legnagyobb a téli eloszlás mértékszáma : —0,63. A hőmérsékleti eloszlások a tél kivételével mind jobb torzulásosak. Ez teljes egyezésben van a magassági eloszlással, mert az alacsony szintű tropopauzák általában melegek és fordítva. Mivel más feldolgozásban is megmutatkozik a magassági és hőmérsékleti értékek torzulása, ezt valószínűleg a tropopauza sajátosságának tekinthetjük.

A következőkben a tropopauza típusainak a Temp táviratokban jelenleg használatos osztályozását mutatjuk be. Az osztályozás 9 féle típust foglal magában. Ezek a típusok a tropopauza szintje felett és alatt 1 km távolságra megállapított gradiensek nagyságán alapulnak. A 3. ábra részletes tájékoztatást ad az egyes típusok formájáról és kritériumáról. Az itt közölt rendszerezés alapján dolgoztuk fel a budapesti tropopauza típusokat 10 évre vonatkozóan. 2446 esetből készült a feldolgozás, ebből 574 esetet a nyolcadik típushoz kellett sorolnunk, mert nem érte el a felszállás a tropopauza feletti 2 km-es magasságot. A megmaradó 1872 eset a IV. táblázatban közölt gyakoriság szerint oszlik el. Túlnyomó többségben az első típus fordul elő, s még a harmadik elég nagy százalékban található meg, azonban a többiek egyre csökkenő arányszámban szerepelnek.

Ennek a csökkenő tendenciának oka valószínűleg a rádiószondák kiértékelési módszerében és Budapest földrajzi elhelyezkedésében található meg.

J. Barát—P. Tóth (Budapest):

Ein mechanisches Hilfsgerät zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre

Механическое счетное приспособление для определения температурной адвекции в свободной атмосфере. В статье описывается механизированный практический вариант номограммы ряда точек, описанный в № 1 журнала «Időjárás» за 1961. На номограмме, выгравированной на металлической пластинке, шкала географической широты является передвижной ; поэтому номограмма может применяться для любой широты. Излагаются детали механизма прибора и дается инструкция по его применению.

*

In Heft 1., Jahrgang 1961 dieser Zeitschrift wurden unter dem Titel „Ein Nomogramm zur Bestimmung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre" [1] die Beschreibung, Ausführungsweise und Gebrauchsanweisung eines Gerätes mitgeteilt, mit dessen Hilfe die Werte der Temperaturadvektion unter der geographischen Breite von Budapest für verschiedene Höhen in einfacher Weise bestimmt werden können.

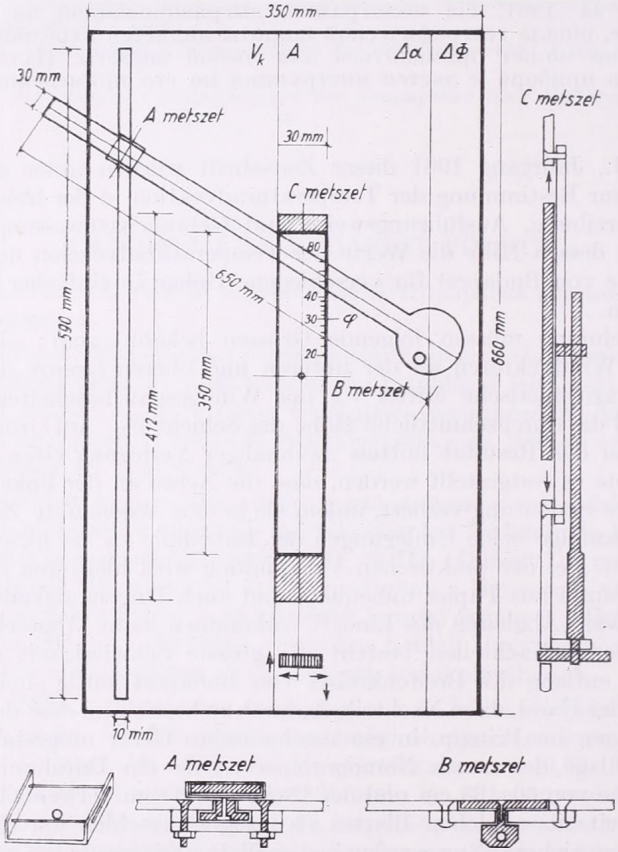
Zur Berechnung müssen folgende Grössen bekannt sein : der Winkel $\Delta \alpha$ zwischen den Windvektoren an der unteren und oberen Grenze der betreffenden Schicht ; das arithmetische Mittel V_K der Windgeschwindigkeiten ; die Schichtdicke $\Delta \Phi$ und die durchschnittliche Höhe der Schicht Φ_K. Auf Grund dieser Angaben erhält man das Resultat mittels zweimaliger Verlegung eines Lineals.

Nun konnte es festgestellt werden, dass die Achse an der linken Seite des Nomogramms ihre Bedeutung verliert, indem sie in eine sogenannte Zapfenlinie übergeht, und demzufolge beide Umlegungen der Indexlinie an der gleichen Stelle diese Achse berühren. Bei der praktischen Verwendung wird hierdurch das Arbeiten an einem Nomogramm aus Papier unbequem und auch Ungenauigkeiten können vorkommen, weil ein Abgleiten des Lineals vorkommen kann. Abgesehen von einigen weiteren kleineren Nachteilen besteht die grösste Schwierigkeit darin, dass die Resultate nur entlang des Breitenkreises von Budapest gültig sind.

Es lag an der Hand, diese Nachteile dadurch zu beseitigen, dass das Nomogramm, ohne Änderungen im Prinzip, in ein mechanisches Gerät umgestaltet wurde.

Als Grundlage des neuen Nomogramms wurde ein Duraluminium-Blatt mit einer Oberfläche von 66×35 cm und der Dicke von 3 mm verwendet, da die mechanische Festigkeit eines solchen Blattes als geeignet erschien um die Ebenheit des Nomogramms zu sichern. Nun wurden in das Blatt drei Gerade in Ordinatenrichtung eingeschnitzt, in einem gegenseitigen Abstand von 125 mm. Entlang der linksseitigen Geraden, die als sog. Zapfenlinie dienen sollte, wurde ein Ausschnitt im Ausmasse von 59×1 cm verfertigt (siehe Abbildung). Darin befindet sich die aus der Abbildung ersichtliche Schlitte, die sehr genau sich in den Ausschnitt hineinfügt. Im Mittelpunkt der Schlitte wurde ein zur Aufnahme des Indexlineals dienender Rahmen von 29×26 mm oberhalb der Ebene des Nomogramms befestigt (s. Abbildung). Der Mittelpunkt des Schlittens befindet sich in jeder Lage im Schnittpunkt der Zapfenlinie und der Indexlinie. Das Lineal kann sich im Rahmen frei bewegen, die Bewegung wird bloss durch zwei Druckfeder gebremst ; ausserdem kann es wannimmer frei gedreht werden um den Schnittpunkt der Zapfenlinie und der Indexlinie. Übrigens wird auch die Schlitte durch eine Feder abgebremst, um zu erreichen, dass der obenerwähnte Schnittpunkt nach einer beliebigen Einstellung keine Verschiebung mehr erleide, und gleichzeitig eine leichte Beweglichkeit des Schlittens mit dem Lineal gesichert wird.

Durch die soeben geschilderte dreifache Bewegungsmöglichkeit des Indexlineals werden alle Forderungen in Bezug auf die zwei aufeinanderfolgenden Linealverlegungen erfüllt. Namentlich bildet sich durch eine erste Verlegung des Lineals und des Schlittens in eine entsprechende Stellung auf der Zapfenlinie ein Fixpunkt, der auch bei der zweiten Verlegung des Lineals unverändert bleibt. Endlich muss das Lienal innerhalb des Rahmens auch noch verschoben werden, um zu erreichen,



dass der Mittelpunkt der konzentrischen Kreise auf die Skala $\Delta\Phi$ liegen kommt. Im Laufe dieser beiden Operationen wird auch eine Drehung ausgeführt.

Durch eine solche Umgestaltung des Nomogramms wurde der Arbeitsprozess beschleunigt und gleichzeitig, infolge der automatischen Fixierung des jeweiligen Schnittpunktes auf der Zapfenlinie, konnte auch eine Zunahme der Genauigkeit erreicht werden.

Wie Eingangs schon erwähnt wurde, ermöglicht diese Mechanisierung auch das Aufheben der Einschränkung auf eine gegebene geographische Breite. Da dieses Problem bisher nicht behandelt wurde, müssen hier die prinzipiellen Grundlagen zumindest in grossen Zügen erörtert werden.

Bekanntlich kann eine Gleichung für alle Skalen des Nomogramms unter Verwendung der Werte der Normalatmosphäre CINA für die Isobarenfläche $p = 600$ mb auf Grund der folgenden Formel gewonnen werden:

$$A = -1{,}01042 \cdot 10 \cdot V_K^2 \cdot \frac{\Delta a}{\Delta \Phi} \tag{1}$$

Alle Bezeichnungen sind die gleichen wie in der Arbeit (1). Bei Verlassen der Fläche 600 mb muss unter Beachtung der vertikalen Temperaturabnahme die Einwirkung der Höhenlage in Betracht gezogen werden, unter Verwendung der Formel

$$A = -1{,}01042 \cdot 10 \cdot V_K^2 \cdot \frac{\Delta a}{\Delta \Phi} \cdot \frac{T_m}{261} \tag{2}$$

Weiter wurde in der vorangehenden Arbeit [1] festgestellt, dass der Multiplikation mit einer beliebigen Zahl eine Skalenverschiebung entspricht. An einem Papiernomogramm kann dies nicht verwirklicht werden, dafür wurde eine equivalente Verschiebung der Indexlinie, eingeführt. Aus diesem Grunde wurden konzentrische Kreise in das Indexlineal eingeschnitzt.

Diese einfache Anbringung einer Höhenkorrektion wurde auch am neuen Gerät beibehalten. Eine Skalenverschiebung erscheint unumgänglich bei Veränderung der geographischen Breite, zumal im Laufe der Arbeit verhältnissmässig selten eine Änderung dieses Parameters vorkommt, doch würde deren Vernachlässigung zur Quelle eines bedeutenden Fehlers. In diesem Falle tritt an Stelle von 2) die Formel

$$A = -1{,}01042 \cdot 10 \cdot V^2 \cdot \frac{\Delta \alpha}{\Delta \Phi} \cdot \frac{T_m}{261} \cdot \frac{\sin \varphi}{\sin 47{,}5} \tag{3}$$

die einer Multiplikation durch den Faktor

$$K(\varphi) = \frac{\sin \varphi}{\sin 47{,}5}$$

entspricht. Nun behaupten wir, dass durch die Anwendung einer Transformation, welche zu entsprechender Verschiebung der Ergebnisskala A führt, schon der Wirkung einer Aenderung der geographischen Breite φ Rechnung getragen wird und diese Lösung in praktischer Hinsicht als die günstigste angesehen werden kann. Namentlich nimmt die Resultatenskala eine mittlere Lage ein, ausserdem erleidet sie eine nur halb so grosse Verschiebung, als diejenige, die im Falle auftreten würde, wenn man die eine oder die andere Seitenskala in beweglicher Form konstruieren würde.

Die tatsächliche Ausführung und die damit verbundene Rechnungen werden in folgender Weise erläutert.

Wie erwähnt, befindet sich die Skala A auf der rechten Seite der mittleren Achse des Nomogramms, somit wird das Blatt an dieser Stelle ausgeschnitten, um einen Raum für die Skala zu sichern. Nach Durchführung von Rechnungen, die hier nicht angeführt werden können, erhält man den Wert der grössten Verschiebung für das hier behandelte Gebiet von $\varphi = 20°$ bis $\varphi = 80°$ aus der Formel

$$\log \frac{\sin \varphi}{\sin 47{,}5} \cdot \frac{250}{2} \text{ [mm]} \tag{4}$$

Die Verschiebungen für 25 ausgewählte Werte von φ werden in tabellarischer Form mitgeteilt. Freilich wird die der Breite $\varphi = 47{,}5°$ entsprechende Lage der Skala als eine Ausgangsstellung aufgefasst und es konnte festgestellt werden, dass im Falle einer höheren Breite die Skala nach unten, im Falle einer niedrigeren Breite hingegen nach oben verschoben werden muss. In Tafel I. wird die Grösse der Verschiebung in Millimetern angegeben, die Richtung wird durch ein entsprechende Vorzeichen ausgedrückt.

Tafel I.

20°	22°	24°	26°	28°	30°	32°	34°	36°
−41,36	−36,76	−32,29	−28,22	−24,50	−21,08	−17,93	−15,05	−12,30
38°	40°	42°	44°	46°	48°	50°	52°	54°
− 9,66	− 7,30	− 5,00	− 2,95	− 1,23	+ 0,43	+ 2,08	+ 3,61	+ 5,04
	56°	58°	60°	65°	70°	75°	80°	
	+ 6,51	+ 7,93	+ 8,88	+11,21	+13,47	+14,66	+15,72	

Die volle Verschiebung beträgt somit 57,08 mm. Der Ausschnitt an der Aluminiumfolie wurde im Ausmass $3 \times 41{,}2$ cm ausgeführt, um für die Resultatenskala von 3×35 cm eine volle Verschiebung von 6 cm zu ermöglichen. Die Fortbewegung der Skala wurde durch eine Schraube verwirklicht (s. Abbildung). Die Schraubenstange wurde an der Rückseite des Nomogramms angebracht. Mit Hilfe eines Knopfes am Ende der Stange kann die Resultatenskala in die gewünschte Stellung gebracht werden. An der rechten Seite wird (an beliebiger Stelle) eine Hilfskala angebracht, welche die Werte der geographischen Breite enthält. Daneben wurde auf das Blatt eine Linie eingeschnitzt, durch welche in jeder Lage der eingestellte Wert der geographischen Breite angegeben wird.

Das Gerät ruht auf einem zur Sicherung der Starrheit dienenden Eisenrahmen in derartiger Befestigung, dass eine schiefe Lage gesichert ist. Dadurch wird die Betätigung des Lineals bequem und die Skalenwerte können gut abgelesen werden. Das Indexlineal von 3 cm Breite, 60 cm Länge und 3 mm Dicke wurde aus einem durchsichtigen Material verfertigt. In der Mitte verläuft die eingeschnitzte Indexlinie, rechts befindet sich die aus konzentrischen Kreisen bestehende Skala. Die Skalen haben eine logarithmische Teilung, dieselbe wurde von einem Rechenschieber kopiert. Die Skala für $\Delta\alpha$ enthält ganze Bogengrade von 3° bis 90°; die für V_K erstreckt sich von 1 m/s bis 60 m/s, und die Skala der Schichtdicke bezieht sich auf Kilometer im Wertbereich von 0,1 bis 5,5. An der Resultatenskala können in Einheiten C°/Stunde die Werte von 0,005 bis 2,5 abgelesen werden. Eine metallige Spiegelung des Blattes wurde durch Oxalieren beseitigt. Die Ziffern wurden durch Gravierung aufgetragen.

Endlich einige Worte über den Gebrauch des Nomogramms. In der Praxis erweist es sich am günstigten, dass eine tabellarische Zusammenstellung der Windbeobachtungen verwendet wird. Die zweckmässigste Eintelung wird in Tafel II. vorgeführt.

Tafel II.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
α_1		V_1			Φ_1		
	$\Delta\alpha$		V_K	$T\,\Delta\Phi$		Φ_K	A
α_2		V_2			Φ_2		

Die rohen Beobachtungswerte werden in die Spalten 1., 3. und 6. eingetragen. Namentlich gelangt in die erste Spalte die im Niveau Φ_1 beobachtete Windrichtung α_1, in die dritte die entsprechende Geschwindigkeit V_1 und in die sechste die Höhe Φ_1. Nach freilassen einer Zeile werden die entsprechenden Angaben für das nachfolgende höhere Niveau eingetragen. Aus der Kenntniss all dieser Grössen erhält man durch einfache Rechnung die Werte de Scherungswinkels $\Delta\alpha$ als die Differenz $|\alpha_1 - \alpha_2|$; V_K ergibt sich als arithmetisches Mittel von V_1 und V_2; $\Delta\Phi$ wird durch Subtrahieren von Φ_1 aus Φ_2 gewonnen, und Φ_K entsteht als arithmetisches Mittel dieser beiden Werte. Endlich wird die Advektion A mit Hilfe des Nomogramms ermittelt. Dieser Arbeitsprozess besteht aus folgenden Schritten: Die

geographische Breite wird eingestellt. Durch die entsprechenden Punkte für $\Delta\alpha$ und V_K wird die Indexlinie eingestellt, wodurch der Schlitten an der entsprechenden Stelle der Zapfenlinie fixiert wird. Sodann wird die Indexlinie zur entsprechenden Stelle der Skala $\Delta\Phi$ verschoben und auf Grund des in Spalte 7. unserer Tabelle befindlichen Wertes Φ_K wird die Korrektion mit Hilfe der am Lineal sich befindlichen konzentrischen Kreise vorgenommen; endlich wird der Advektionswert abgelesen. Sollte es vorkommen, dass ein Wert an irgendwelcher Skala nicht vorhanden ist, dann wird der zehnfache Wert oder ein Zehntel dessen eingestellt und die Grössenordnung des Endresultats entsprechend abgeändert. Eine Ausnahme bildet die Skala für V_K, da diese Grösse in der Grundformel (1) auf dem Quadrate vorkommt. Dementsprechend wird durch die Verwendung eines zehnfachen Wertes für V_K ein hundertmal grösseres Endresultat hervorgerufen. Es folgt aus dem Gesagten, dass durch die gelichzeitige Einstellung von Zehntelwerten des $\Delta\alpha$ und $\Delta\Phi$ und eines zehnfachen Wertes von V_K eine richtige Grössenordnung des Ergebnisses erzielt wird.

Die praktische Verwendung des Nomogramms wird durch keinerlei Unstände eingeschränkt. Die günstigste Eigenschaft des Geräts besteht darin, dass beliebige Schichtdicken verwendet werden können, und dass es im ganzen Breitenbereich unserer synoptischen Arbeitskarten überall verwendet werden kann. Durch die Mechanisierung konnte die Arbeitsgeschwindigkeit wesentlich gesteigert werden und gleichzeitig wurde auch eine grössere Genauigkeit erreicht. Obzwar das Nomogramm für Forschungszwecke geschaffen wurde, kann es ohne Schwierigkeiten auch im operativen Dienst verwendet werden, und man erhält dadurch Resultate, welche kongruent zu denjenigen ausfallen, welche durch die in der Praxis schon seit längerer Zeit angewendeten Verfahren gewonnen wurden.

SCHRIFTTUM

[1] *P. Tóth:* Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására (Ein Nomogramm zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre), *Időjárás*, 65., 1961. Heft 1.

*

MECHANIKUS SZÁMOLÓSEGÉDLET A SZABADLÉGKÖRI HŐMÉRSÉKLETI ADVEKCIÓ MEGHATÁROZÁSÁRA

Az Időjárás 1961. 1. számában megjelent „Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekció meghatározására" c. cikkben [1] olyan új segédeszköz elvi leírása, gyakorlati megszerkesztése és használati utasítása szerepel, aminek segítségével Budapest földrajzi szélességére vonatkozólag a hőmérsékleti advekció függélyesmenti értékeit egyszerű úton határozhatjuk meg. A gyakorlati munka során szerzett tapasztalatok szerint, ezzel a papírnomogrammal való számolás kissé nehézkes, azonkívül csak Budapest földrajzi szélességén használható, ezért tökéletesített, mechanizált nomogramot készítettünk.

A nomogram síkját ebben a kivitelben egy 66×35 cm méretű, 3 mm vastagságú duralumínium lap képezi. Erre a lapra karcoltuk rá a skálákat, amelyek változatlanul ugyanazok, mint a papírnomogramon voltak. A mechanizálás egyik legfőbb mozzanata megkívánta, hogy az úgynevezett csapvonal helyén 59×1 cm méretű kivágást készítsünk. Ebben a kivágásban mozog ugyanis a fémrugóval ellátott műanyag csúszka, melyhez forgathatóan csatlakozik egy foglalat, benne elcsúszhat az indexvonal vonalzója. Mint az ábrából is kitűnik, ez a megoldás kielégíti az egymást követő két vonalzóátfektetéskor támasztott azon követelményt, hogy az indexvonal eme két helyzetében képzett metszéspont mindig a csapvonalra essék és egy munkafolyamat alatt mozdulatlan maradjon. A foglalatban való elcsúszás azért szükséges, mert mint ismeretes [1], a vonalzó szabad végén levő koncentrikus körsor középpontjának mindig a skálán kell feküdnie.

A földrajzi szélesség figyelembevétele a nomogram (2) egyenletének a $K(\varphi)$ tényezővel való szorzása útján történik, ahonnan kapjuk a (3)-at. Az is ismeretes, hogy a szorzás művelete

nomogramunkban mindig skálaeltolással egyenértékű. Legcélszerűbb az A eredményskála mozgatása, mert ez a középső tengely jobboldalán helyezkedik el. Ehelyütt nem részletezhető számítások után, az általunk választott $\varphi = 20°$ és $\varphi = 80°$ tartományban a teljes elmozdulás nagyságát a (4) formulából kaphatjuk meg. A középső tengely jobboldalán $3 \times 41{,}2$ cm-es kivágatot készítettünk, hogy a 3×35 cm hosszúságú mozgóskálának helyet biztosítsunk. Ennek jobboldalán a földrajzi szélesség beállítására segédskálát szerkesztettünk (ábra). A szerkesztés alapjául szolgáló adatokat az I. táblázatunkban közöljük.

A szerkezet merevítő vaskereten nyugszik, ferde hajlásszöget biztosító tartóalapzatra erősítve. A földrajzi szélesség értéke a lap alsó részén levő csavar segítségével állítható. Az index vonal vonalzója 3 cm széles, 60 cm hosszú és 3 mm vastagságú átlátszó anyagból készült. Közepén fut a bekarcolt indexvonal, jobbvégén pedig a koncentrikus körök 0—11 km közötti skálája foglal helyet.

A nomogram ilyen kivitelben gyorsan kezelhető és pontos eredményt ad. A munkasebesség növekszik, ha a számítás alapjául szolgáló nyers adatokat célszerűen a közölt II. táblázat szerint rendezzük el. A skálák mindegyike logaritmikus eloszlású, így a kezdőadatok nagyságrendje megváltoztatható, amit a végeredményben figyelembe kell vennünk.

A nomogram nagy előnye az, hogy tetszőleges rétegvastagság figyelembe vehető vele és szinoptikus térképeink szélességtartományán belül mindenütt alkalmazható. Amellett, hogy a nomogram kutatási célokra készült, alkalmazható az operatív szolgálatban is. A már régebben használatban levő módszerekkel egybevágó eredményeket ad.

Pápainé Szalay Gabriella:

Légáramlás Magyarországon zónális irányítású makroszinoptikus helyzetekben

Air-flow over Hungary in macrosynoptical situations with a zonal pattern. This is a three-dimensional investigation in synoptical climatology, dealing with macrosynoptical situations of the zonal type. Using data from the 5 years 1951 to 1955, the cases pertaining to the following macrosynoptical situations have been selected: the type denoted as *zC* (cyclonal situations with a zonal current over Hungary), type *As* (anticyclone to the south of Hungary), and type *Aw* (anticyclone to the west of Hungary). Compiling upper wind data from the observing stations Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, distribution data of the vectorial wind have been obtained for ground level and for the altitudes of 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000 and 5000 m.

*

Valamely terület éghajlatának kutatásához szervesen hozzátartozik a terület fölötti légtérben lejátszódó szinoptikai folyamatok klimatológiai vizsgálata is. Az ilyen természetű vizsgálatok érdekében az első lépés a hazánkra jellemző makroszinoptikus helyzetek megállapítása volt [1]. További feladatunk ezen makroszinoptikus helyzetek klimatológiai sajátosságainak földerítése azáltal, hogy megvizsgáljuk fennállásuk alkalmával a különböző éghajlati elemek területi, esetleg magasság szerinti eloszlását, évi menetüket. Magyarország különleges földrajzi fekvése következtében az ilyen vizsgálatok szempontjából az egyik legfontosabb elem a *szél*. A légáramlás háromdimenziós szinoptikus-klimatológiai vizsgálatát a keleti, északi és déli irányítású időjárási helyzetekre vonatkozólag az elmúlt években már elvégeztük [2, 3].

Jelen tanulmányunkban a zónális nyugati irányításhoz tartozó „zónális áramlású ciklonális" *(zC)*, „anticiklon Magyarországtól délre" *(As)* és „anticiklon Magyarországtól nyugatra" *(Aw)* makroszinoptikus helyzetek alkalmával létrejövő légáramlás függélyes alakulásával, az egyes szintekben uralkodó vektoriális szél sebességének és irányának eloszlásával kívánunk foglalkozni.

Feldolgozásunkhoz kiválogattuk a makroszinoptikus helyzetek katalógusa alapján [1] az 1951—55-ig terjedő öt évből a fent említett három típusba tartozó makro-

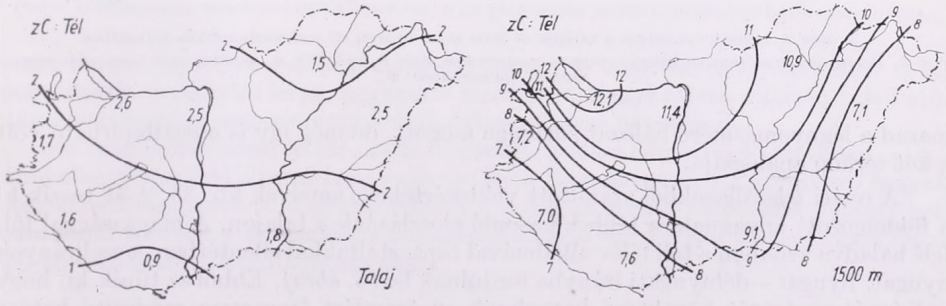
szinoptikus helyzeteket és mindegyikhez külön-külön kiírtuk az összes pilótaadatot a következő állomásokra : Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, Szeged, Pécs és Nagykanizsa. Vizsgálatunkhoz a talaj 500, 1000, 1500, 2000, 2500 és 3000 m-es szintadatait dolgoztuk föl. Olyan állomásokon, ahol 4 és 5000 m-en legalább harminc adat állt rendelkezésünkre, ott ezen szintek adatait is figyelembe vettük. Annak eldöntése érdekében, hogy a feldolgozott helyzetek valóban egységesen ugyanazt a szinoptikai folyamatot írják-e le, megvizsgáltuk a 700 mb-os abszolút topográfia alapján az általános irányítottságot. Eredményeink szerint az esetek 85%-ában a magassági áramlás iránya délnyugat, nyugat, ill. északnyugati. Vizsgálati anyagunk tehát egységesnek tekinthető. A szélirányokat a négy fő és négy mellékirány szerint csoportosítottuk. Az eredő szélvektort az ismert *Lambert*-féle képlet segítségével számítottuk ki [4]. A helyzeteket a nyári és téli félévre különválasztva vizsgáltuk meg.

A *zC* makroszinoptikus helyzet fennállásakor az áramlási mező nyugat—kelet irányú, Észak-Európában kb. az 50° szélességi körtől északra ciklonok vonulnak az Atlanti-óceánról. Frontrendszerük Magyarországot is érinti [1].

Az áramlás függélyes alakulása a téli félévben a következő : A talajon Győr, Szombathely, Nagykanizsa, Pécs és Debrecen állomásokon délnyugati, Budapest, Szeged és Miskolc térségében pedig északnyugati az áramlás. 500 m-en csupán annyi a változás, hogy Győrött is északnyugati lesz az áramlás iránya. 1000 m-en már csak az ország délnyugati és északkeleti részén van nyugat-délnyugati irányú áramlás. 1500 m-ben és ettől fölfelé pedig mindenhol egységesen nyugat-északnyugati irányból fúj a szél.

A szélsebességet vizsgálva megállapítható, hogy az a talajon átlagosan 2 m/sec. Győr, Budapest és Debrecen vonalán a legnagyobb a szélsebesség, s Pécs állomás adata szolgáltatja a minimumot *(1. ábra)*. 500 m-en ugrásszerűen megnövekszik a szél sebessége, a talajértéknek kb. két és félszeresére. 1000, 1500 m-ben pedig a legnagyobb szélsebesség Győr—Budapest—Szeged tengely mentén található.

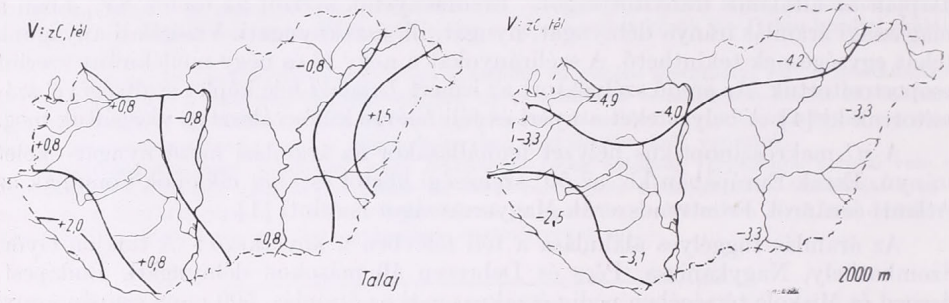
Vizsgálatunk alaposságának érdekében elvégeztük a vektorértékek x és y tengely menti *u*, ill. *v* összetevőinek analízisét is. A tárgyalt helyzet alkalmával a következő eredményt kaptuk : A talajon a nyugat—keleti összetevő, az ún. *u* komponens az ország délnyugati és északkeleti részén mutat alacsonyabb sebességértékeket. 500 m-en a maximum Győr és Szeged, valamint Budapest és Debrecen térségében található. Figyelemre méltó, hogy 1000 és 1500 m-en — a sebességeloszláshoz hasonlóan — a Győr—Szeged tengely mentén van az *u* komponens maximuma. Nem érdektelen megemlítenünk, hogy *mCc* makroszinoptikus helyzet fennállásakor, amikor észak—nyugati a vezetőáramlás iránya, szintén hasonló elosztást kaptunk az *u* komponenst illetően.



1. ábra A sebességértékek eloszlása a talajon és 1500 m-en télen *zC* makroszinoptikus helyzetben

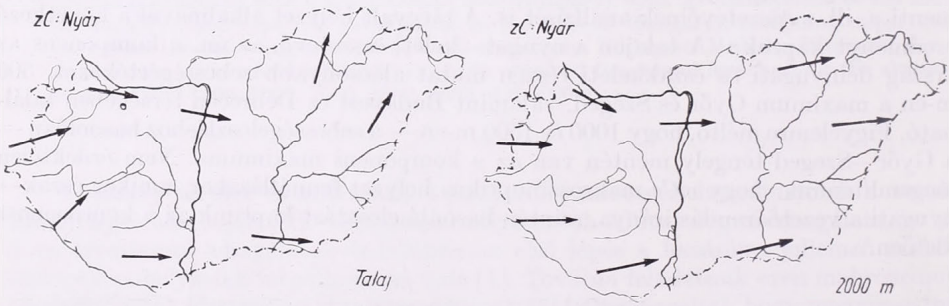
Рис. 1. Распределение значений скоростей в приземном слое и на 1500 м, зимой, при макросиноптическом положении zC.

Az észak—déli összetevőnek, a v komponensnek az eloszlását bemutató *2. ábra* szerint az az ország nyugati és keleti felében déli, a közbeeső területen pedig északi irányítottságú. A magassággal fölfelé haladva a negatív előjelű terület délnyugat és kelet felé egyre terjeszkedik és 2000 m-en egységesen az északi irányú összetevő válik uralkodóvá. A v komponens ilyetén eloszlásából arra következtethetünk, hogy a szél-



2. ábra A v komponens eloszlása a talajon és 2000 m-en télen *zC* helyzetben
Рис 2. Распределение компонента v в приземном слое и на 2000 м, зимой, при положении zC.

irány követi az izobárfelület föltételezett hullámzását. Ezt az elképzelésünket a helyzet nyomáseloszlását ábrázoló térképpel tudnánk megerősíteni. Ilyen természetű vizsgálatokat szinoptikus klimatológiai kutatócsoportunk már folytat, s a kezdeti fázisban levő kutatások eredményeként négy év anyagából készített nyomáseloszlási térkép máris igazolja elképzelésünket. Sajnos, a pilotállomások száma messze el-



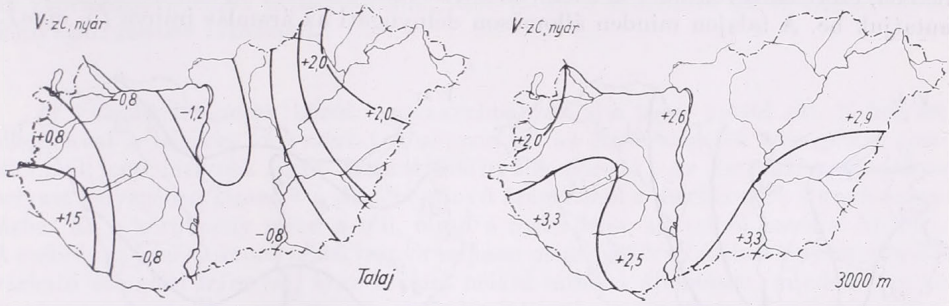
3. ábra A szélirány eloszlása a talajon és 2000 m-en nyáron *zC* makroszinoptikus helyzetben
Рис 3. Распределение направления ветра в приземном слое и на 2000 м, летом, при макросиноптическом положении zC.

marad a légnyomásmérő hálózat sűrűsége mögött, de még így is megállapítható volt a két térkép analógiája.

A nyári felszállásokból számított vektorértékek, amelyek kb. 35 %-át teszik ki a földolgozott anyagnak, a télihez hasonló eloszlásúak a talajon. A magassággal fölfelé haladva azonban a téli félév alkalmával tapasztaltakkal ellentétben, a szélirányok nyugat, nyugat—délnyugati irányba fordulnak be *(3. ábra)*. Ebből az tűnik ki, hogy a Kárpát-medencét körülvevő hegyeknek az áramlást *lényegesen* módosító hatása nem terjed 2—3000 m-nél magasabbra. Az *uv* analízisből is legott kitűnik ez. A talajon hazánk nyugati, délnyugati és keleti területén pozitív, azaz déli irányú a v kom-

ponens, és a téli adatokkal ellentétben, a függélyes mentén a déli irányú v komponens hódít magának mind nagyobb, s nagyobb teret. 3000 m-en egységesen nyugat—délnyugati lesz a szél iránya, tehát az ország egész térségében pozitív a v komponens *(4. ábra)*.

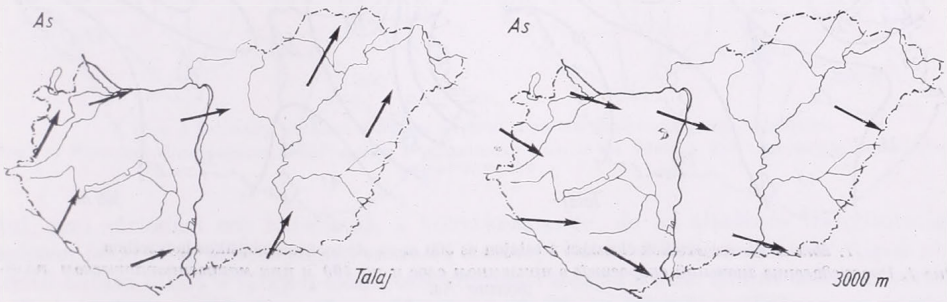
A nyári félév sebességértékei általában alacsonyabbak, mint a téli félév során



4. ábra A v komponens eloszlása a talajon és 3000 m-en zC helyzetben nyáron

Рис 4. Распределение компонента v *в приземном слое и на 3000 м, летом, при положении* zC.

tapasztaltak, ami abból következik, hogy télen a mérsékelt övben nagyobbak a meridionális gradiensek, mint nyáron. A talajon hazánk nyugati határvidékén észlelhető a legkisebb szélsebesség, ami az Alpok közvetlen közeli védőhatásával magyarázható, a maximum viszont Budapest térségében van. 500 és 1500 m között a legnagyobb a szélsebesség Győrött, a minimum pedig Szombathelyen található. Budapest, Deb-



5. ábra Az áramlás iránya a talajon és 3000 m-en *As* makroszinoptikus helyzetben

Рис 5. Направление течения в приземном слое и на 3000 м при макросиноптическом положении As.

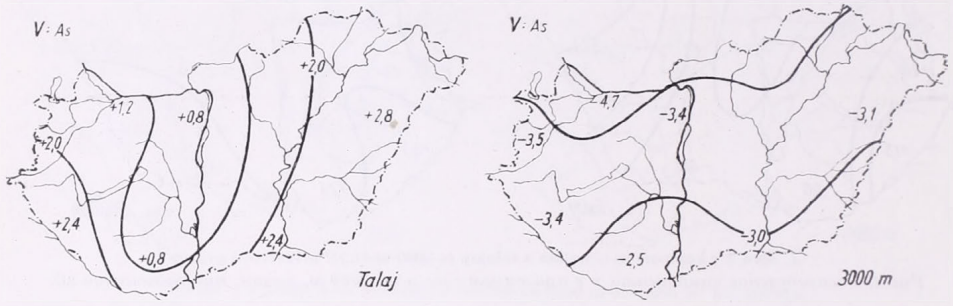
recen, Szeged, sőt Pécs vidékén majdnem azonos a szélsebesség értéke. 2000 m-en megváltozik az eloszlás képe, ugyanis a maximum Nagykanizsa vidékén található, utána nagyságrendben az ország keleti, délkeleti része következik.

Az áramlásmódosító hatás mechanizmusát tisztázandó vizsgálatainkban, a korábbi elképzelésekkel ellentétben, valószínűleg a Kárpát-medencét körülvevő hegyek által keltett nagyméretű léghullámoknak a nyomási mezőt deformáló hatását kell keresnünk, s ennek a hatásnak az áramlási mezőben mutatkozó jelenségekkel fennálló kölcsönhatását kell földerítenünk.

*

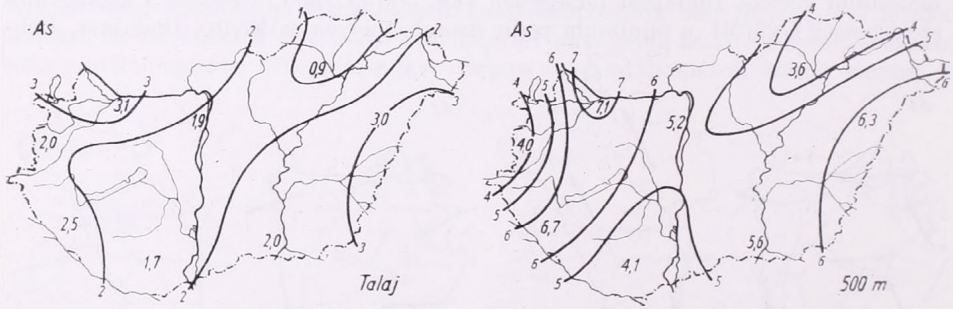
Az *As* makroszinoptikus helyzet alkalmával létrejövő áramlást vizsgálva meg kell állapítanunk, hogy e helyzet fennállásakor a bárikus kép a következő : Hazánk-

tól délre, a Földközi-tenger középső részén anticiklon helyezkedik el. Kb. a 60° szélességi körtől északra ciklonok vonulnak nyugat-keleti irányba, s frontrendszerük csak néha érinti Magyarországot [1]. E helyzet meglehetősen ritkán fordul elő, öt év alatt mindössze 45-ször. Relatív gyakoriságának évi menetét decemberi, ill. októberi maximum jellemzi. A földolgozás téli és nyári félévre szétválasztva történt, de a két félév folyamán hasonló eloszlási képet kaptunk mind az áramlást, mind a sebességet illetően, ezért összevontuk a két félévet, s a következőkben csupán az évi értékeket mutatjuk be. A talajon minden állomáson délnyugati az áramlás iránya *(5. ábra)*.



6. ábra A *v* komponens eloszlása a talajon és 3000 m-en *As* makroszinoptikus helyzetben

Рис. 6. Распределение компонента v в приземном слое и на 3000 м при макросиноптическом положении As.



7. ábra A sebességértékek eloszlása a talajon és 500 m-en *As* makroszinoptikus helyzetben

Рис 7. Распределение значений скоростей в приземном слое и на 500 м при макросиноптическом положении As.

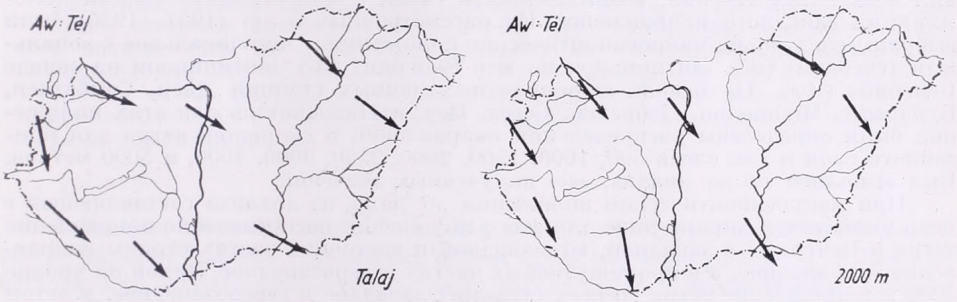
1000 m-en már a Győr—Budapest—Szeged tengely mentén északnyugati irányú szél fúj. A magassággal fölfelé haladva a szélirány nyugat, nyugat—északnyugatra fordul. 2000 m-en csak Nagykanizsa és Debrecen térségében van nyugat—délnyugat irányú áramlás, s 3000 m-en az összes pilotállomás északnyugati szelet mért. Az *uv* analízis során a következő eredményt kaptuk : A talajon a *v* komponens déli irányú, 500 m-en azonban már kezd kialakulni — a *zC* helyzet alkalmával is tapasztalt — hullámszerű változás, ugyanis Győr és Budapest térségében már északi a *v* komponens iránya. 1000 m-en Győr—Budapest—Szeged tengely mentén található északi irányítottság. 2000 m-en már csak Nagykanizsa és Debrecen vidékén van déli irányú összetevő, 3000 m-en pedig egységesen északi lesz a *v* komponens irány *(6. ábra)*. Az *u* komponens maximuma minden szintben Győrött található.

A sebességértékek a következőképp oszlanak el : A maximum minden szinten Győr állomáson észlelhető. A talajon és 500 m-en a minimum Miskolc térségében

van *(7. ábra)*. Amint látjuk, ebben a helyzetben magasabbak a sebességértékek, mint a *zC*-ben, ami azzal magyarázható, hogy *As* makroszinoptikus helyzet alkalmával az anticiklon pereme kerül Magyarország fölé, az pedig ismert tény, hogy a perem felé nő a gradiens, következésképpen a szél sebessége is megnövekszik, míg a *zC* helyzet fennállásakor a ciklon alsó része található országunk térségében, ezáltal a csökkenő sebesség zónája húzódik fölöttünk. 500 m-en a *zC* helyzethez hasonlóan, erőteljes sebességnövekedést tapasztaltunk. 1000 m-től a minimum az ország nyugati, délnyugati felében észlelhető.

*

A vizsgált helyzetek közül leggyakrabban az *Aw* típus fordul elő. E helyzet alkalmával a bárikus kép szerint középponttal az Azóri-szigetek térségében anticiklon áll fenn, melynek „orra" hazánk fölé nyúlik előre [1]. Az *Aw* makroszinoptikus helyzet lényegében átmenet a zónális irányú áramlásból a meridionális irányú áramlásba. Ez a körülmény mind a téli, mind a nyári félév adataiból azonnal kitűnik. A szélirányt jelző vektorértékek iránya teljesen megegyezik a bárikus helyzet alapján várható áramlási iránnyal, azaz kivétel nélkül minden állomáson, minden szinten északnyugati irányú a szél. Szombathely kivételével a magassággal a szél jobbra for-



8. ábra A szélirány eloszlása a talajon és 2000 m-en *Aw* makroszinoptikus helyzetben

Рис. 8. Распределение направления ветра в приземном слое и на 2000 м при макросиноптическом положении Aw.

dul, ami súrlódási erő hatásának a következménye, de az általános irányítottság egészen 5000 m-ig északnyugati marad *(8. ábra)*. Szombathelyen a Keleti-Alpok eltérítő hatása miatt a talajon észak-északnyugati irányú a szél. Amint csökken vertikális irányban az Alpok hatása, akként közeledik az állomás széliránya az északnyugathoz.

Az izotaha térképek tanúsága szerint télen nagyobbak a sebességértékek, mint nyáron, viszont mindkét félévben a talajon Győr—Budapest—Szeged térségében észlelhető a legnagyobb sebesség. Ez a *sebességeloszlás törvényszerűen jelentkezik minden északnyugati irányítású helyzet alkalmával.* A minimum területe a Győr—Budapest—Szeged tengelytől délnyugatra, ill. keletre esik. Nyáron 1000, télen 1500 m-től, a maximum Győr, Szombathely vidékén található ; a minimum pedig továbbra is Debrecen vidékén van.

A vizsgált három makroszinoptikus helyzet közül a bárikus kép alapján várható áramlási iránytól a legnagyobb eltérést a *zC* makroszinoptikus helyzet fennállásakor uralkodó szélirány mutat. A *zC* helyzet alkalmával a jellegzetes szélirányeloszlás : az ország nyugati, délnyugati és keleti részében az áramlás iránya délnyugati, a közbeeső területen pedig északnyugati. Véleményünk szerint a szélirány ily módon

történő eloszlásának okát a Kárpát-medencét körülvevő hegyek által keltett nagyméretű léghullámoknak a nyomási mezőt deformáló hatásában, valamint a nyomási mező és az áramlási mező kölcsönhatásában kell keresnünk.

IRODALOM :

[1] *Péczely, G.* : Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest Nr. 30. Budapest, 1957.

[2] *Pápainé, Szalay G.* : Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén. *Időjárás*. 63. évf. 356. old. Budapest, 1959.

[3] *Pápainé, Szalay G.* : Légáramlás Magyarországon északi és déli irányítású makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás* 65. évf. 2. szám. Budapest.

[4] *Conrad, V.—Pollak, L. W.* : Methods in Climatology. Cambridge, 1950.

*

ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В ВЕНГРИИ ПРИ МАКРОСИНОПТИЧЕСКИХ ПОЛОЖЕНИЯХ ЗОНАЛЬНОГО НАПРАВЛЕНИЯ

В статье излагаются трехмерные синоптико-климатологические исследования воздушных течений, возникающих в связи с макросиноптическими положениями западного направления. Из рассмотренных 5 лет (1951—1955) были выбраны следующие макросиноптические положения : «циклональное с зональным течением» (*zC*), «антициклон на юге Венгрии» (*As*) «антициклон на западе Венгрии» (*Aw*). На основе шаропилотных данных станций Дьер, Сомбатхей, Будапешт, Мишкольц, Дебрецен, Сегед, Печ, и Надьканижа для этих положений были определены распределения направлений и скоростей ветра для приземного слоя и для слоев 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000, и 5000 метров. Был выполнен также анализ, «*uv*» полученных значений.

При макросиноптическом положении *zC* даже из анализа составляющей *v* ясно выявляется характерное для этого положения распределение направление ветра в Венгрии : в западной, югозападной и восточной частях страны направление югозападное, а в промежуточных частях северозападное. Зимой на уровне 2000 м направление ветра во всех станциях западное и северозападное, а летом западно-югозападное. На основе карт изотах в приземном слое самая большая скорость ветра обнаруживается по линии Дьер—Будапешт—Дебрецен. На уровне 500 м значения скорости повышаются скачкообразно. На уровнях 1000—1500 м максимум наблюдается по оси Дьер—Будапешт—Сегед. Летом наблюдаются меньшие значения скорости ветра : максимумы находятся — повышаясь с высотой — во-первых в районе Будапешта, во вторых у Дьера и Надьканижа.

При положении *As* воздушные течения являются подобными тем, которые наблюдаются в зимном полугодии при положении *zC*. Значения скоростей выше, чем при макросиноптическом положении *zC*. На уровне 500 м здесь также имеется скачок. Выше 1000 м максимум наблюдается в районе города Дьер, а минимум у Сомбатхей.

При самом частом макросиноптическом положении *Aw* распределение направления ветра такое, какого можно ожидать на основе барического положения, т. е. везде и на всех уровнях северозападным. Максимум значений скорости находится вдоль оси Дьер—Будапешт—Сегед : это почти закономерное явление при всех положениях северозападного направления.

Из распределения направлений автор приходит к заключению, что при анализе механизма эффекта, модифицирующего направление воздушных течений, нужно обратить внимание — в отличие от прежних мнений — главным образом на влияние воздушных волн большого размера (порожденных окружающими горами), деформирующих поле давления, а также на взаимодействие полей давления и ветра.

Endrődi Gabriella:

Hideg légtavak a Tihanyi-félszigeten

Kaltluftseen an der Halbinsel von Tihany. An heiteren, windstillen Nächten während einer antizyklonalen Wetterlage sammelt sich in den Niederungen die kalte Luft und es entsteht ein Kaltluftsee. Das Gebiet des sogenannten Äusseren Sees in Tihany ist als ein idealer Sammelbecken für kalte Luft anzusprechen. Es wurde auf Grund von Beobachtungen vom 12. bis 26. September 1959 die Gestaltung der nächtlichen Temperaturen untersucht. Die auffallendste Erscheinung besteht darin, dass die Temperatur im Gebiete des Äusseren Sees während der Nachtstunden nicht gleichmässig abnimmt, es gibt zeitweise bedeutende Temperaturerhöhungen. Nach Ansicht der Verfasserin dürfte dies dadurch erklärt werden, dass ein Überfluten des Beckens durch Kaltluft erfolgt, wobei ein Ausströmen über dem niedrigeren nordöstlichen Rand zustandekommt und eine Mischung verschieden temperierter Luftmassen vor sich geht.

*

Озера холодного воздуха над полуостровом Тихань. При антициклональных положениях с ясными тихими ночами в долинах накапливаются холодные воздушные массы и возникают озера холодного воздуха Идеальным бассейном для такого накапливания холодного воздуха является территория т. н. Внешнего озера на полуострове Тихань. В статье исследуется формирование ночного температурного режима на основе наблюдений, произведенных на полуострове с 12 по 26 сентября 1959. Особенно заметное явление состоит в том, что температура Внешнего озера в ночные часы не понижается равномерно, но временами значительно повышается. Это автор объясняет тем, что воздушные массы переполнившегося озера холодного воздуха переливаются через невысокий северо-восточный край и, таким образом, воздушные слои с разными температурами перемешиваются.

*

A Balaton környéke rendkívül gazdag különböző felszíni formákban és joggal tehető fel, hogy hatásuk visszatükröződik az éghajlati viszonyokban is. A Balaton-felvidék, a tó partjára nyíló festői szépségű patakvölgyek, a lösszel borított somogyi partvidék, a lápos Nagyberek, a Tihanyi-félsziget különálló éghajlati körzeteket alkotnak. Az éghajlati körzetek pontosabb határait és bennük a jellemző hőmérséklet-, nedvesség-, szélviszonyokat és egyéb jelenségeket csak részletes vizsgálatok útján ismerhetjük meg. Ahhoz, hogy hű képet alkothassunk a Balaton vidékének éghajlatáról, nem elegendő a hosszú sorozattal rendelkező néhány balatonparti megfigyelőhely adataira támaszkodnunk. A helyi sajátosságokat csak speciális terepklimatológiai megfigyelések segítségével tárhatjuk föl.

Az erősen tagolt térszín fölött a meteorológiai elemek közül a hőmérséklet alakulása a legváltozatosabb. A domború és homorú térszíni formákban bővelkedő területen más a hőmérséklet napi maximuma és minimuma, beállásának időpontja, más a napi ingás a különböző expozíciójú lejtőkre érkező különböző sugárzásmennyiség miatt. A legszélsőségesebb hőmérsékletjárás a mélyedésekben, völgyekben alakul ki, mivel a légáramlás átkeverő hatása bennük kevésbé érvényesül, mint a magasabb tereprészeken. A kisebb-nagyobb völgyekben nappal a levegő erőteljesen fölmelegszik és éjszaka szélsőségesen lehűl. Derült, szélcsendes vagy gyenge légmozgású éjszakákat biztosító anticiklonális időjárási helyzetekben a völgyekben kialakulnak a *hideg légtavak.*

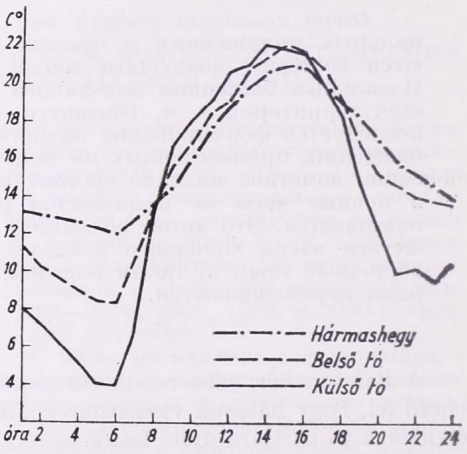
A hideg légtavakkal foglalkozó kutatások eddigi álláspontja szerint a hideg légtó az egy és ugyanazon helyen a kisugárzás hatására lehűlt és a környező lejtőkről odaáramló hideg levegőből alakul ki. Létrejöttének oka tehát a kisugárzás és a lejtőmenti hideglefolyás. A leglényegesebb az a körülmény, hogy a hideg levegő

a völgyben összegyűlik, mivel nincs módja elfolyni és a kisugárzás útján tovább hűl.

A hideg légtavak kialakulásával, az előálló különböző jelenségekkel és a velük kapcsolatos különböző nézetekkel e tanulmány keretében nem foglalkozunk, mivel e kérdéseket egy előző tanulmányunkban [1] már kifejtettük.

Sugárzási éjszakákon, különösképpen völgyekben vagy lejtők aljában levő megfigyelőhelyeken gyakori jelenség, hogy egy és ugyanazon mérőhelyen a hőmérséklet nem egyenletesen csökken, hanem ismételten visszatérő törések figyelhetők meg a hőmérséklet alakulásában, amelyek sem időjárásváltozással, sem felhőzet felléptével nem magyarázhatók meg [2]. A hőmérséklet alakulásában hasonló sajátságokkal találkoztunk a tihanyi Külső-tóban végzett méréseink alkalmával.

1. ábra. Megfigyelőhelyeink a Tihanyi-félszigeten



2. ábra. A hőmérséklet átlagos napi menete derült napokon

A változatos felszínű Tihanyi-félszigeten 1959. szeptember 12-től 26-ig terepklimatológiai megfigyeléseket végeztünk, amelyeknek alapján megismerhetjük a hőmérséklet idő- és térbeli változásának sajátosságait. 2 m magasságban, hőmérőházakban elhelyezett termográfokkal regisztráltattuk a léghőmérsékletet, ezenkívül minimumhőmérőkkel és Assmann-féle pszichrométerrel alkalomszerűen is végeztünk méréseket. Megfigyelőhelyeink *(1. ábra)* :

1. *Külső-tó ;* tengerszintfeletti magassága 115 m. A félsziget belső részének legmélyebb területe. Kiterjedése mintegy 1 km². A kiszárított tófenék jelenleg tőzegtalajú kaszáló, egyöntetűségét kiemelkedések nem zavarják meg. A medencét minden oldalról dombok veszik körül: nyugat—délnyugaton a meredeken emelkedő, 200 m magasságot meghaladó Nyereg-hegy, keleten is 200 m magas domb, délen a 180 m magas Hosszú-hegy, északon a Diósi tető (160 m) határolja.

2. *Belső-tó ;* 130 m tengerszinfeletti magasságú, mintegy 0,3 km² kiterjedésű vízfelszín. A tőzegtalajú medencét délen a 211 m magas Hármashegy, keleten 160, észak—északnyugaton 200 m magas domb határolja. A tó medencéjének legalacsonyabb pereme a nyugati, a Külső-tó felé eső, amely alig néhány méterrel magasabb, mint a Belső-tó területe. Közvetlenül a vízparton helyeztük el a megfigyelőállomást.

3. *Hármashegy;* a hegytetőn mértünk (211 m), a mésztufát borító gyér növényzet fölött.

A kutatás időszakában az átlagos hőmérséklet legmagasabb a Hármashegyen, 16,1°, legalacsonyabb a Külső-tóban, 14,4°. A leghűvösebb tehát a legmélyebben fekvő terület. Ennek oka az, hogy a Külső-tóban a levegő éjszaka erőteljesen lehűl. Míg a két megfigyelőhely maximumhőmérsékletei (a hőmérőházikókban mért értékek) rendkívül közelállók — mindössze átlagosan hat tizedfokkal melegebb a Külső-tó — addig az átlagos minimumhőmérsékletek között hat fok különbség van. A Belső-tó a jelenlevő sekély vízfelszín miatt sokkal kiegyenlítettebb hőmérsékletjárású terület, mint a Külső-tó: átlagos hőmérséklete 15,8°. Derült éjszakákon a legszembetűnőbb a megfigyelőhelyek lehűlésbeli különbsége: a minimumhőmérséklet a Külső-tóban átlagosan 0,95, a Belső-tónál 7,6, a Hármashegyen 11,3°.

A megfigyelőhelyek közti hőmérsékletkülönbség legkifejezettebben a derült napok hőmérsékletének napi menetéből tűnik ki *(2. ábra)*. A hőmérséklet a Külső-tóban változik a leggyorsabban mind a kora reggeli, mind a kora esti órákban. A legszembetűnőbb, hogy a Külső-tóban a hőmérséklet nem egyenletesen csökken. 21 és 23 óra után a hőmérséklet emelkedik és csak éjfél után csökken ismét egyenletesen. A Hármashegyen 21 óra után is egyenletesen változik a hőmérséklet. A Belső-tónál azonban 20 óra után észrevehetően lassúbbodik a hőmérséklet csökkenése, amely igen jól látható a lehűlési sebesség értékéből. A lehűlési sebesség 15 órától — amikor a hőmérséklet már mindhárom megfigyelőhelyen elérte a maximumot — 21 óráig a Külső-tóban 2,0, a Belső-tónál 1,25, a Hármashegyen 0,7°/óra. 21 és 24 óra között a Belső-tónál 0,3°/óra a lehűlés sebessége, tehát negyedére csökken, a hegytetőn változatlan. A Belső-tónál 24 óra után ismét gyorsan csökken a hőmérséklet: a lehűlés intenzitása 0,9°/óra. A Külső-tóban 21 óra után a hőmérséklet emelkedése annyira kifejezett, hogy megtalálható az egész szeptemberi kutatás hőmérsékletének menetében is.

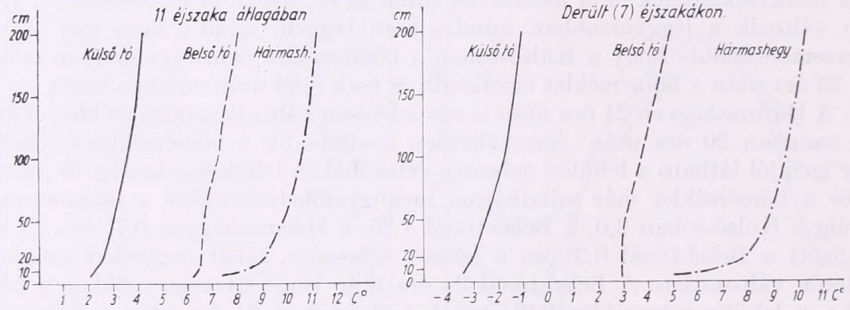
Hasonló jelenséget több helyen észleltek a völgyben vagy a lejtő aljában levő megfigyelőhelyek hőmérsékletének vizsgálatakor. *Berg* a Hohe Venn északi lejtőjén levő meteorológiai állomás termográf adatai alapján a napnyugta utáni órákban, különösen éjfél körül a hőmérséklet erős emelkedését állapította meg [3]. A jelenség közelebbi vizsgálata végett derült éjszakákon részletes megfigyeléseket végeztek. Az adatok alapján *Berg* arra a következtetésre jutott, hogy a meleg lejtőszél okozza a hőmérséklet menetében észlelhető éjszakai fölmelegedést.

A Külső-tónál szerintünk a hőmérsékleti nyugtalanság azzal függ össze, hogy a környező lejtőkről folytonosan leáramló levegő következtében a hideg légtó túlárad. Ha a hideg légtó eléri az északkeleti legalacsonyabb perem (128 m) magasságát, a levegő átfolyik a lejtős országút mentén a Diósi rétek felé, miközben a különböző hőmérsékletű légrétegek átkeveredtek. Amikor a Diósi rét (110 m) területe is megtelik hideg levegővel — ez feltehetően éjfél után bekövetkezik — a hőmérsékleti pulzáció megszűnik. A Külső-tóban a hőmérséklet a kisugárzás hatására ismét erőteljesen csökken.

Hasonlóképpen magyarázhatjuk a Belső-tónál 21 óra után a kisebb mérvű lehűlést. A tó medencéjéből a levegő a nyugati alacsony peremen keresztül átfolyik a Külső-tóba és a hideg légtavat táplálja.

A hőmérséklet éjszakai időbeli és magasság szerinti változásának közelebbi vizsgálata végett 11 éjszakán mindhárom megfigyelőhelyen minimumhőmérőket helyeztünk el 5, 10, 20, 50, 100, 150, 200 cm magasságban. A reggeli leolvasások eredményeképpen rendelkezésünkre állnak az egyes szintek minimumhőmérsékletei

(3. ábra). A Hármashegyen, ahol 11 éjszaka átlagában a legmagasabb minden szintben a minimumhőmérséklet, a legnagyobb a különbség a 2 m-es és az 5 cm-es szint minimum-értékei között, azaz a hőmérsékleti gradiens a legnagyobb a Hármashegyen: —2,0, míg a Belső-tónál —0,9, a Külső-tónál —1,2°/m. Derült éjszakákon *(3. ábra)* a hőmérsékleti gradiens a hegytetőn —2,2°/m, míg a másik két helyen változatlan. A Hármashegyen tehát a minimumhőmérséklet a talajfelszíntől távolodva gyorsan nő. Nyilvánvalóan ez abból következik, hogy a talajfelszín hatása csak az alsó, felszínközeli légrétegeknél jelentős. A Belső-tónál változik a legkevésbé a minimumhőmérséklet a magassággal, és az alsó 50 cm-es légrétegben csaknem azonos, amely kétségtelenül a tó vízének mérséklő hatásával függ össze. Derült éjszakákon a Külső-tóban a minimumhőmérséklet minden szintben 0° alatti, míg a hegytetőn 2 m-ben a 10 fokot is eléri. A hőmérsékletkülönbség a 2 m-es légrétegben a Külső-tó és a Hármashegy között 10—11 fok, míg a Külső- és a Belső-tó között csak 5 fok. Formája



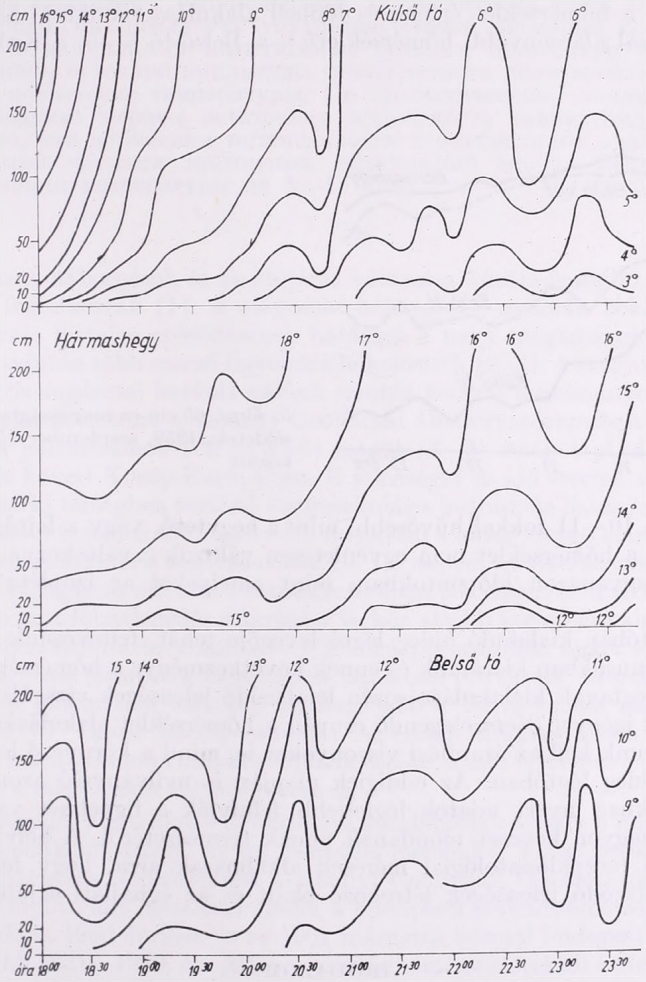
3. ábra. Az átlagos minimumhőmérséklet

következtében a Belső-tó is kedvez a hideg légtó kialakulásának, azonban a vízfelszín fölött a levegő kevésbé hűl le, mint a Külső-tóban.

A hőmérséklet időbeli változásának pontosabb megismerése végett a felszín fölött különböző szintekben elhelyezett minimumhőmérőket 15 percenként olvastuk le. A szeptember 15-i 18 órától 24 óráig tartó mérések adatait mutatjuk be izopléta ábrázolásban *(4. ábra)*. A hőmérséklet mind az idő, mind a magasság szerint a három megfigyelőhely közül a Külső-tóban változik a leggyorsabban, különösképpen gyorsan csökken a hőmérséklet 18 és 19 óra között. Az egyes szintek között a hőmérsékletkülönbség még csekély ebben az időközben. 19 óra után azonban az időbeli változás mérséklődik és az izotermák, különösen az alsó 20—30 cm-es légrétegben, fokozatosan vízszintessé válnak. Ha semmiféle zavaró körülmény nem játszana közre, a különböző hőmérsékletű légrétegek egymás fölött helyezkednének el, azaz az izotermák vízszintes futásúak lennének. 20 óra után azonban az izotermák menetében kisebb-nagyobb hullámokat láthatunk, amelyek a levegő fölmelegedését és lehűlését jelzik. A hőmérséklet 20.45-től 24 óráig kb. egyórás ritmusokban emelkedik : 20.45, 22, 22.45, 23, 23.45 óra. Ezen időpontok között ugyancsak kb. egyórás ritmusban a hőmérséklet csökken. A hőmérséklet változása annyira erőteljes, hogy a legalsó 10—20 cm-es légrétegben is észrevehető.

A Hármashegyen az izotermák már a mérés kezdetekor is csaknem vízszintesek. A hőmérséklet mind az időben, mind a magasság szerint sokkal kisebb mértékben változik, mint a Külső-tóban. A hegytetőn 18 és 24 óra között csak 2—3 fokkal csökken a hőmérséklet az egyes rétegekben, a Külső-tóban ugyanakkor 10 fokkal változik. A hőmérséklet a Hármashegyen sem egyenletesen változik a mérés tartama alatt, az izotermák nem teljesen vízszintes futásúak. Nyilvánvalóan a keveredés

hatásának tulajdonítható a kisebb-nagyobb hullámok jelenléte. Keveredés előállhatott részben azáltal, hogy a felszín közelében lehűlt levegőrészecskék a hegyről lefolytak és helyükbe a magasabb szintek levegője áramlott, részben a légáramlás hatására. Az a körülmény, hogy a hideg levegőnek nincs módja összegyűlni, hanem



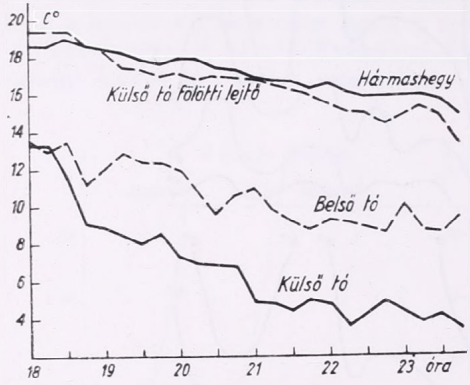
4. ábra. A hőmérséklet izoplétái 1959. szeptember 15-én 18—24 óra között

ellenkezőleg, lefolyik, okozza, hogy a magasabb tereprészek, különösképpen a dombtető, derült, szélcsendes éjszakákon jóval melegebbek, mint a völgyek.

A Belső-tónál a hőmérséklet 18 és 20 óra között az időben és a magasság szerint is meglehetősen gyorsan változik. Míg azonban a Külső-tóban megtaláljuk a hőmérséklet kisugárzási típusát, a Belső-tónál már 18 órától kezdve többé-kevésbé vízszintes elrendeződésűek az izotermák, illetve észlelhető a hőmérsékleti nyugtalanság. Mint már említettük, a Belső-tó medencéje is ideális hideg levegőgyűjtő terület, azonban az összegyűlt hideg levegő igen könnyen átfolyik az alacsony peremen

keresztül a Külső-tó felé és hamarabb észlelhető a hőmérsékleti pulzáció. Ennek időpontja 20.30-tól igen jól megegyezik a Külső-tónál említett ritmusokkal.

Szeptember 15-én 18 és 24 óra között Assmann-féle pszichrométerrel a talajfelszín fölött kb. 60 cm magasságban is mértük a levegő hőmérsékletét, mindhárom megfigyelőhelyen, valamint a Külső-tótól észak—északkeleti irányban emelkedő domb lejtőjén is *(5. ábra)*. A Hármashegyen és a Külső-tótól északkeletre emelkedő domb lejtőjén a hőmérséklet értéke és időbeli alakulása rendkívül hasonló. A két tómedence jóval alacsonyabb hőmérsékletű : a Belső-tó 5—6, a Külső-tó kezdet-



5. ábra. 60 cm-es magasságban mért hőmérsékletek, 1959. szeptember 15-én 18—24 óra között

ben 6, később 10—11 fokkal hűvösebb, mint a hegytető, vagy a lejtő. A Külső- és a Belső-tóban a hőmérséklet nem egyenletesen változik : váltakozva emelkedik és csökken kb. ugyanazon időpontokban, mint amelyeket az izopléta ábrázolásnál említettünk.

A Külső-tóban kialakuló hideg légtó levegője tehát, feltevésünk szerint, meghatározott ritmusokban kiáramlik és ennek következménye a hőmérsékleti pulzáció.

A hideg légtavak kialakulása során lejátszódó jelenségek vizsgálata széleskörű kutatómunkát igényel. Nem elegendő csupán a hőmérséklet alakulásának ismerete, tanulmányoznunk kell az áramlási viszonyokat is, mind a környező lejtőkön, mind magában a hideg légtóban. Az eddigiek alapján is nyilvánvaló azonban, hogy a hőmérőházikókban nyert adatok legfeljebb felhívják a figyelmet valamely sajátosságra, de nagyon keveset mondanak annak természetéről. A helyi adottságoknak megfelelő terepklimatológiai mérések alkalmasak arra, hogy feltárják a kis térségben lejátszódó jelenségek létrehozó okait és az éghajlati sajátosságokat.

IRODALOM

[1] *Endrődi, G.* : A hideg légtavak kialakulásáról. Időjárás, 65. évf., 1961. 232—235. old.

[2] *Lehmann, P.* : Abkühlung und Erwärmung in nächtlichen Kaltluftfluß. Ber. d. Dtsch. Wetterd. Nr. 38. 113—116. old.

[3] *Berg, H.* : Kleinmeteorologische Messungen im Hohen Venn. Z. f. Meteor. 5. 1951. 229. old.

Németh Tivadar:

A hőmérséklet és a földmágneses térerősség összefüggéséről

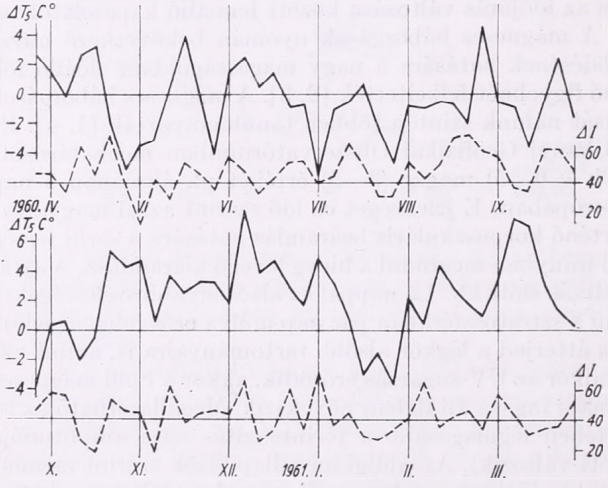
О связи между температурой и интенсивностью геомагнитного поля. Суточные колебания интенсивности геомагнитного поля, как величины, отражающие интенсивность ультрафиолетовой радиации солнца ставятся в связь с аномалиями пятидневных средних температур Будапешта. За увеличением суточной амплитуды геомагнитного поля вообще через 7 дней следует повышение температуры. По статистическому анализу данных за исследованный период остаточная вероятность совпадения меньше 5%. Показано, что изменения интенсивности геомагнитного поля вместе с характерными числами магнитных возмущений можно использовать для предсказания температуры на 5—15 дней.

*

A mágneses háborgások és az időjárás változása között fennálló kapcsolatokkal már többen foglalkoztak [1]. A mágneses háborgások nyomán bekövetkező ultraviola-besugárzás hirtelen erősödésének hatására a nagy magasságokban előálló fölmelegedések szintén több szerző figyelmét felkeltették [2, 3]. A mágneses háborgások (korpuszkuláris sugárzás) hatását nálunk szintén többen tanulmányozták [1, 4]. Ez utóbbi vizsgálatok szerint a tihanyi Geofizikai Obszervatóriumban meghatározott földmágneses jellemszámok (Ch = 0—5) magas (3—5) értékét pl. általában 5 nap múlva lehűlés követi Közép-Európában. E jelenséget ez idő szerint azzal magyarázzuk, hogy a sarki térségben történő korpuszkuláris beáramlás hatására a sarki térség légkörének alsó rétegeiben több irányban megindul a hideg levegő kiáramlása. A sarki térséget érő korpuszkuláris sugárzás előtt kb. 1,5 nappal az alacsonyabb szélességeket erőteljes UV-besugárzás éri, ami a sztratoszférában pár nap múlva erős fölmelegedést okoz. Később ez a fölmelegedés átterjed a légkör alsóbb tartományaira is, amint azt *Scherhag* [2]-ben kimutatta. Amikor az UV-sugárzás erősödik, akkor a Föld mágneses terében a mágneses térerősség napi ingása általában növekszik. Megállapítható az is, hogy a kettes jellemszám esetében legmagasabb a térintenzitás napi amplitudója (ΔI = 60—99·10^{-3} Gauss között változik). Az eddigi megállapítások szerint mennél magasabb az intenzitás napi amplitudójának értéke, annál erősebb az UV-besugárzás, s vele együtt a felső légkör fölmelegedése is.

A fölmelegedés mértékének elbírálására alkalmasnak látszik a napi középhőmérsékletek ötnaponkénti átlaga, az ún. pentádhőmérséklet. Vizsgálatunk arra irányul, hogy a földmágneses térerősségnek a tihanyi Geofizikai Obszervatóriumban észlelt naponkénti amplitudóit összehasonlítsuk a budapesti pentádhőmérséklet változásaival. 1. ábránk az 1960 áprilisa és az 1961 márciusa közötti budapesti pentádhőmérsékleteknek az 1851—1950. évi átlagos pentádhőmérsékletektől számított eltéréseit (ΔT_5) tünteti fel. A ΔT_5 értékeit párhuzamba állítottuk a mágneses térerősség pentádértékeivel, mégpedig kétféle időbeli eltolás alkalmazásával. Az említett időszak első felében, 1960. áprilistól szeptemberig 8 napos, a második felében, 1960. októbertől 1961. márciusig 13 napos eltolást alkalmaztunk, minthogy feltételeztük, hogy az UV-besugárzás hatása hazánkban a talaj közeli légréteg hőmérsékletében 10—13 nap múlva jelentkezik. Mindkét görbe számanyagát megvizsgáltuk abból a szempontból, hogy nem véletlen-e a fennálló párhuzamosság. A matematikai-statisztikai elemzés szerint a véletlen egybeesés valószínűsége mindössze 0,7% körül van, értéke tehát jóval alatta marad az ilyen vizsgálatok esetében megkívánt 5%-nyi határértéknek, ami az elfogadhatóság legfelsőbb szintjét jelenti. (*Baur* szerint a legszigorúbb kritérium a 0,27%-os szint.)

A pentádhőmérséklet anomáliáinak és a térerősség ingásainak párhuzamba állításakor a két félévi adatok különbözőképpen végrehajtott időbeli eltolására a következő meggondolások indítottak: A két félév egyes hónapjai folyamán az átlagtól számított eltérések sora lényegesen különbözik egymástól. Az első félév havi hőmérsékletei többnyire átlag körüliek, inkább átlag alattiak, a második félévéi pedig átlag fölöttiek; csak a január átlagos. A két félévnek az adatok szempontjából különböző természetére lényegesen rávilágítanak a napfoltszámok havi értékei is. Az áprilistól szeptemberig terjedő időszakban a napfoltszámok havi átlaga 121 ± 10, az októbertől márciusig terjedő másik félévben pedig 66 ± 20. Körülbelül ilyen csökkenés állt be a mágneses háborgás mértékét kifejező *Ch* jellemszámokban is. Az első szakaszban 55 olyan nap volt, amikor a $Ch \geq 3$, a másodikban ellenben csak 40. Ilyen eltolódásra rámutatott már *Berkes* is [4], aki a mágneses háborgás jellemszámai és az 5 nappal későbbi pentádhőmérséklet között talált kapcsolatot az 1957. év nyári időjárásában. Vizsgált időszakunk első felében az egyezés nem olyan jó, mint a másodikban. Mint-



1. ábra. A tihanyi földmágneses térerősség pentádonkénti ingásai (ΔI) és a budapesti pentádhőmérséklet anomáliái (ΔT_5)

Fig. 1. Pentade-variations of the geomagnetic field intensity in Tihany (ΔI), and anomalies of pentade-temperature in Budapest (ΔT_5)

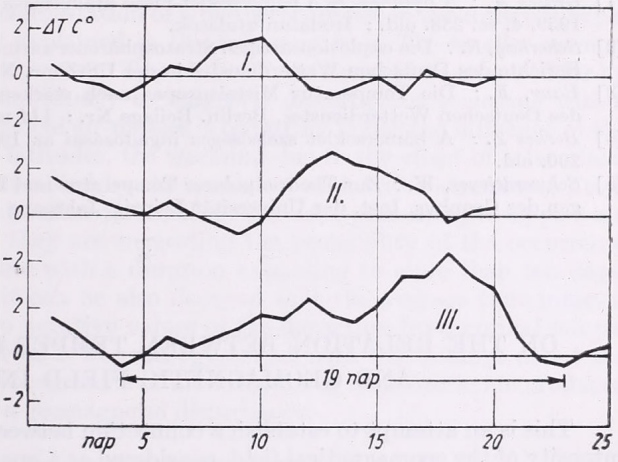
hogy a görbék erős mágneses háborgáskor 5 napnyi különbséggel, az UV-besugárzás megnövekedtekor pedig 10—13 napnyi különbséggel hozhatók fedésbe (ugyanakkor az első félévben több volt az erős mágneses háborgás), joggal tehető fel, hogy a hőmérséklet eltérései az első félévben 8 napi késéssel követték a mágneses térerősség ingadozásait, a másodikban pedig később, kb. 10—13 nap múlva.

Vizsgálataink folyamán sorra vettük azokat az eseteket, amikor a $\Delta I \geq 80 \cdot 10^{-3}$ Gaussnál. Megvizsgáltuk, hogy ilyen esetek után hány nap múlva következett erős korpuszkuláris háborgás ($Ch \geq 3$). Ezen szempontok figyelembevételével háromféle típust határolhattunk el: 1. A $\Delta I \geq 80 \cdot 10^{-3}$ kulcsszám után a földmágneses jellemszámokban már 4 napon belül legalább 3-as érték jelentkezett; az egy évi szakaszban 13 ilyen eset volt. A 2. típusba soroltuk azokat az eseteket, amikor csak 5—8 nap között volt található legalább 3-as jellemszám. Ilyen eset az egy év alatt 7 ízben fordult elő. A 3. típusba sorolt eseteknél a korpuszkuláris zavar csak a 8. nap elmúltával fordult elő. Ilyen esetünk 9 alkalommal volt az egy év alatt. Azokat az eseteket, amidőn egy 3-as érték több 2-es jellemszám között fordult elő, nem vettük figyelembe. Ilyenkor ugyanis a 3-as mágneses jellemszám hatása nem számottevő. A háromféle típusból előállított átlaggörbéken (2. ábra: I., II., III. görbe) jellegzetesen azonos a hőmérséklet változásának tendenciája.

Az 1. és a 2. típus anomália-görbéjének előállításakor a $\Delta I \geq 80 \cdot 10^{-3}$ kulcsszám bekövetkezésétől számított 20 napos hőmérsékleti anomáliájának átlagát vettük tekintetbe, míg a 3. típusnál már 25 napot.

Az első típus esetében a fölmelegedés kb. 1 hét múlva következik be és nemcsak rövid, de egyúttal nagyon gyenge is ; alig haladja meg az 1 fokot. Ennél a görbénél az egyes esetek menetei külön-külön nagyon eltérők, csupán a meleg szakaszban mutatnak egyezést : 13 esetből 9 eset megfelelő. A második típus — mint említettük — hét esetből készült, közülük csak két eset mutat lényegesebb eltérést a többiektől. A maximális fölmelegedés ekkor később következik be, de nagyobb a pozitív irányú eltérés nagysága és a meleg szakasz hossza már hét napot is elér.

A fölmelegedés a leghatározottabban a harmadik típus esetében mutatkozik. Ilyenkor, hasonlóan az első típushoz, a fölmelegedés a 7. naptól kezdődik és a pozitív eltérések a 14—20. nap között elérik a 3—4 fokot is ; csupán egy esetben volt ennél kisebb a hőmérséklet pozitív anomáliája. Éppen azért kellett 25 napot tekintetbe vennünk, hogy láthassuk, meddig tart a fölmelegedés.



2. ábra. A hőmérséklet változása a földmágneses térerősség erős napi ingásai ($\Delta I \geq 80$) után

Fig. 2. Temperature-changes after strong diurnal variations of the geomagnetic field intensity ($\Delta I \geq 80$)

Az 1. és 2. típus esetében a hőmérsékleti anomália csekélyebb mérvének oka az, hogy a 8 napon belül bekövetkező korpuszkuláris zavarok hatására a sarki térségből hideg levegő áramlik ki. E hatás következtében a mi szélességünkön a hideg levegő beáramlása csökkenti az UV-besugárzás okozta fölmelegedést. Távprognosztikai szempontból a harmadik típus a legjelentősebb, mert általános, több mint tíz napra terjedő pozitív hőmérsékleti anomália bekövetkezésének föltételezését teszi lehetővé. A III. görbe alapján az is megállapítható, hogy a két negatív érték között a különbség 19 nap, ami megfelel annak az elméleti számításnak, hogy a sarki térségből a hideg levegő kiáramlása kb. 20 naponként valószínű, még abban az esetben is, ha mágneses háborgás, ill. napfolttevékenység nincs vagy nagyon gyenge [5].

Számításainknak a 2. ábrán bemutatott eredményeiből tehát 10—15 napra lehet következtetni a hőmérséklet várható menetére. Az erős mágneses háborgások (Ch ≥ 3) idején és után a sarkvidékről kiáramló hideg levegő hatására, amely egyúttal a légnyomás értékeit is átalakítja, megváltozik a cirkuláció jellege [1]. A változás általában 5—10 nap alatt zajlik le. *Scherhag* [2] a berlini felszállásokban a nagy magasságoktól az alsó troposzféráig végig követte a mágneses háborgások hatását mutató erős, 20—30 fokos fölmelegedést. *Baur* megvizsgálta az UV-besugárzás erősödését követő talajmenti fölmelegedéseket. Megállapításai szerint a fölmelegedés a nyugat-

európai országokban az UV-besugárzás után kb. 3—7 nap múlva jelentkezik [3]. Az eddigi eredményekből megállapítható, hogy a mágneses háborgások (korpuszkuláris sugárzás) és az UV-besugárzás erősödése által a légkörben kiváltott folyamatok kölcsönhatásban vannak egymással, mert *mindkettő hat az általános cirkulációra.* Az 1. és 2. ábrán bemutatottak is arra engednek következtetni, hogy ha a napfolttevékenység, s ezzel együtt a mágneses háborgások gyengülnek, akkor a légköri cirkuláció is meglassul. Ebben az esetben a meleg, illetve a hideg szakaszok meghosszabbodnak, vagyis az időjárás általános menete nehezebben, tehát lassan változik meg. Alátámasztja e föltevésünket az a körülmény is, hogy a napfoltmaximum évei körül a hőmérséklet változékonysága sokkal nagyobb, mint a minimum évei körül [4]. Ha ezeket a körülményeket is figyelembe vesszük, és vizsgálatainkat nagyobb térségre és a légkör felső határáig kiterjesztjük, az így nyert eredmények komoly segítséget nyújthatnak a hőmérséklet egy-két hétre szóló előrejelzéséhez.

IRODALOM:

[1] *Graics Á.:* A nyomás- és a hőmérséklet-mező átalakulása erős napkitörések után. *Időjárás.* 1959. 4. sz. 238. old.: Irodalmi utalások.

[2] *Scherhag, R.:* Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinters 1951/1952. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone. Nr. 38. Seite 51. 1952.

[3] *Baur, F.:* Die Temperatur Mitteleuropas nach starken Sonneneruptionen. Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes, Berlin. Beilage Nr.: 114 u. 115. Juli 1957.

[4] *Berkes Z.:* A hőmérséklet szélsőséges ingadozásai az 1957. évben. *Időjárás.* 1957. 4. sz. 290. old.

[5] *Schwerdtfeger, W.:* Zur Theorie polarer Temperatur und Luftdruckwellen. Veröffentlichungen des Geophys. Inst. der Universität Leipzig, Jahrgang 1931, Seite 255.

*

ON THE RELATION BETWEEN TEMPERATURE CONDITIONS AND GEOMAGNETIC FIELD INTENSITY

This is an attempt to establish a connection between the diurnal variation of the intensity of the geomagnetical field, considered as a quantity expressing the intensity of solar ultra-violet radiation, on the one hand, and the temperature conditions at Budapest, represented by the departures from the normal of five-day average temperatures. Data of the period from April, 1960 to March, 1961, have been investigated. A comparison of the five-day average values of the geomagnetical field intensity with air temperature data has been made according to two different assumption on time-shift. Namely, in the first half of the period under investigation, a time-shift of 8 days, and, in the second half of the period, a time-shift of 13 days has been applied. These values have been selected on the ground that from earlier investigations it appeared that solar ultra-violet radiation outbreaks may exert an influence on the surface temperature conditions in this country with a delay of 8 to 13 days. The similarity found in the behaviour of the two sets of values has been corroborated by applying tests of mathematical statistics. It has been found that the probability for the fortuitous production of such a coincidence of values amounts to less than 5 per cents.

In the second part of the paper, the cases are discussed in which the daily variation of the geomagnetic field intensity was equal to or greater than $80 \cdot 10^{-3}$ gauss. These are cases of the strongest ultra-violet radiation. In every such case, the delay time (number of days) was equally taken into consideration, by which a subsequent strong magnetic perturbation (Ch = 3, 4, or 5) has been observed. The following 3 types of events could be established:

Type 1 has been defined by the occurrence, not later than on the fourth day after a daily variation of 80 or more units in the magnetic field intensity, of a perturbation with a value of Ch at least equal to 3.

In Type 2, the perturbation was observed with a delay time between 5 to 8 days.

In Type 3, the perturbation due to solar corpuscular radiation occurred with a delay greater than 8 days.

By drawing curves of temperature variations it is found that the general behaviour of these curves is rather characteristic for each of the three types. In Type 1, a slight rise in temperature is observed within about a week ; this phenomenon is, however of a transitory character and its numerical value amounts seldom to more than 1 degree centigrade. In this type, the temperature curves drawn for individual are exhibiting, among each other, a rather poor degree of similarity. In the curves cases of average temperatures for Type 2, the rise in temperature is much more marked, it has a greater duration, and the number of ensuing days with a positive departure from the normal is equal to 7. Type 3 is characterized by a very strong rise in temperature, leading occasionally to departures of 4 degrees centigrade.

These differences in the manifestation of a temperature rise in the different types under consideration could by explained in the following way. The smaller amount of the rise in temperature in the cases of Type 1 and Type 2 could be accounted for by a mechanism in which, concomittantly to magnetic disturbances occurring within 8 days, an invasion of cold Arctical air-masses is occurring under the influence of the solar events. Thus, in middle latitudes, the warming due to the effect of solar ultraviolet could be partially counteracted by the arrival of cold Arctic air-masses. From the stand-point of long-range weather forecasting, the cases pertaining to Type 3 are the most significant ones, as they are suggesting the probability of the occurrence of a general rise in temperature with a duration extending to more than ten days. From the curve for Type 3, it can be also deduced that the average time interval between the occurrence of two negative values of the departure from normal temperatures is equal to 19 days. This is in good agreement with the findings about the length of time needed for the occurrence of an outbreak of cold Arctic air produced without the manifestation of a geomagnetic disturbance.

Béll Béla :

Szélmérés kötött léggömbökkel

Wind Measurements by Means of Tethered Ballons. (Summary.) A method of measuring wind speeds and directions, that can be used under peculiary conditions, was developed by the Author for obtaining air flow data in the vicinity of burning oil containers. Balloons filled with hydrogen were fastened on vertical rods by strings of the length of 10 m (Fig. 3), and the distance of the balloons from the rods has been determined by photogrammetry. This distance d can be used as an approximating value for the actual wind speed (Fig. 4). It was found that the direction and speed of the air current may be subjected to appreciable modifications due to thermal influences emanating from the fire of oil tanks (Figures 5, 6, and 7). This method is suitable also to application in field-climatological measurements.

*

A terepklimatológiai kutatások igen gyakran különleges követelményeket támasztanak a mérőmódszerekkel szemben. A különböző elhelyezkedésű völgyek szélstruktúráját, erdősávok szélmódosító hatását stb. a talajközeli néhány 10 m magas légrétegben lehetőleg sok mérőponton kell mérni, illetőleg regisztrálni. Gyakran ez a feladat leküzdhetetlen ne-

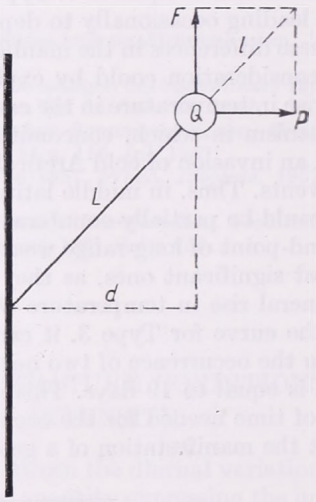
hézségekbe ütközik a műszerek hiánya miatt.

Hasonló feladat merült fel az Országos Tűzrendészeti Parancsnokság ún. tűzkísérleténél, amelyet az egyik hazai nagy olaj- és benzintároló telepen 1960 októberében hajtottak végre. A kísérletek során egy 5000 m^3 űrtartalmú tartályban benzint gyújtottak meg. A kísérleteknek az volt a célja, hogy részleteiben megvizsgálják az égés és az oltás technikai körülményeit (milyen mértékben közelíthető meg az égő tartály, melyek a legmegfelelőbb oltási módszerek, mekkora veszélyt jelent a leggazdaságosabb sűrűségben elhelyezendő szomszédos tartályokra a benzin égése stb.). A termikus hatások vizsgálata céljából megmérték a hőmérsékletet és a légáramlás alakulását az égő tartály környezetében. A hőmérsékletméréseket a Magyar Tudományos Akadémia Műszerügyi Szolgálata végezte, a szélméréseket pedig meteorológus munkacsoport vállalta.

A kísérleti tartály átmérője 22 m, magassága kereken 10 m volt. A szomszédos tartályok között 55 m volt a távolság. A kísérletek során a felül nyitott tartályban 15 000—40 000 liter benzin volt. A meggyújtott benzin 7—8 percig zavartalanul égett, majd a tüzet 2—3 perc alatt eloltották.

A hőmérsékletet vas-konstantán és nikkel-krómnikkel termoelemekkel és bizonyos hőmérsékleti küszöbértékeket színváltással jelző festékekkel mérték. Termoelemeket helyeztek el a tartály falán, a lángtérben, az égő folyadékban és a tartálytól 4 sugár irányában 22, 33, 44, 55 m távolságban felállított oszlopokon 2, 5, 8, 11 m magasságban. A hőmérsékletmérések kimutatták, hogy az égés alatt olyan rövid ideig tartó hőlökések is felléptek, amelyek az alkalmazott hőmérők tehetetlensége miatt csak kis mértékben voltak regisztrálhatók. A lángtérben a nikkel-krómnikkel termoelem megolvadt, a hőmérséklet itt 1300 C°-nál magasabb volt. Az égő felszíntől 13 m távolságban 137 C° maximális hőmérsékletet mértek, a tartálytól 12 m távolságban húzódó védősáncon 90°-ot, a mögötte levő védőgödörben 50°-ot mutattak a hőmérők. A tartály falán 800—900° C volt a maximális hőmérséklet. A nyers hőmérsékletértékek a sugárzás, a hőelvezetés stb. miatt különböző korrekciókra szorulnak. Az alább ismertendő szélmérések egyik célja a hőmérsékleti korrekciók számára a széladatok megállapítása volt.

A hőmérők elhelyezéséhez alkalmazkodva a szelet kb. 10 m magasságban a tartálytól négy sugár irányában 22, 33, 44 és 55 m távolságban mértük. Miután



1. ábra.

az áttüzesedett tartály közelében magas hőmérsékleteket vártunk, a rendelkezésre álló 4 elektromos távszélmérőt (DMSZ—N—53 típusú szovjet kanalas anemométer szélzászlóval) a legtávolabbi oszlopokon helyeztük el, s a tartályhoz közel más, kevésbé értékes mérőeszközökről kellett gondoskodnunk.

A különleges körülményeket figyelembe véve a szélmérésre a következő módszert dolgoztuk ki. Erősítsünk egy függőleges rúd valamely pontjához egy L hosszúságú vékony zsinórra kötött léggömböt. A léggömbbe annyi hidrogént töltsünk, hogy szabad felhajtó ereje (az a súly, amellyel megterhelve lebeg) F kg legyen (lásd az *1. ábrát*). A szélnyomás

következtében a léggömb eltávolodik a rúdtól s lamináris áramlás esetén az oszloptól mért d vízszintes távolsága a szélsebességtől függ. Ha a szélnek a léggömbre ható vízszintes nyomóerejét P-vel jelöljük, akkor az 1. ábra alapján könnyen kiszámítható, hogy

$$P = \frac{Fd}{\sqrt{L^2 - d^2}} \qquad (1)$$

A mérés természete megengedi a léggömbre ható nyomóerőnek a következő ismert kifejezését :

$$P = cQN = cQ\,\frac{V^2}{16} \qquad (2)$$

ahol Q a léggömb keresztmetszete m²-ekben, N a Newton-féle szélnyomás, v a szél sebessége m/sec egységekben, c a léggömb ún. alaki tényezője (1-nél kisebb szám), a P pedig a szél nyomóereje kg/m² egységekben. A Q nehezen mérhető, helyette bevezethetjük a léggömb és a zsinór összesített súlyát *(B)* és a szabad felhajtó erőt *(F)*. Ugyanis a hidrogénnel töltött gumiléggömb sugara :

$$R_m = \sqrt[3]{\frac{F + B}{5}} \qquad (3)$$

A három egyenlet felhasználásával a szélsebességre a következő kifejezést kapjuk:

$$v = \frac{3{,}9}{\sqrt{c}} \cdot \frac{1}{\sqrt[3]{F + B}} \cdot \sqrt[4]{\frac{F^2 d^2}{L^2 - d^2}} \qquad (4)$$

Ha az F-et és B-t kg-okban, a d-t és az L-et m-ekben mérjük, a szélsebességet m sec egységekben kapjuk. Méréseinknél az egyes mérőelemeket a következőképpen választottuk :

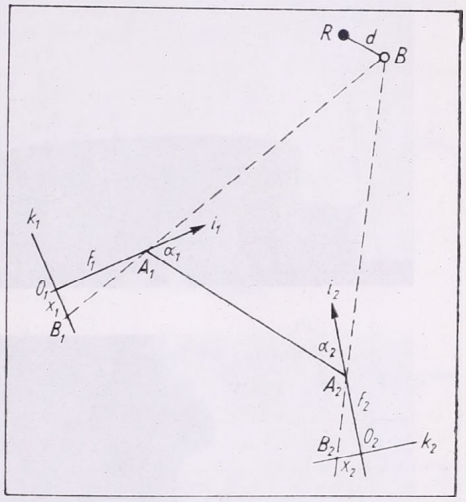
$$\begin{aligned} L &= 10\ \text{m} \\ F &= 0{,}2\ \ \text{kg} \\ B &= 0{,}035\ \text{kg} \end{aligned}$$

Ebben az esetben a (4) egyenlet így egyszerűsödik :

$$v = \frac{2{,}8}{\sqrt{c}} \sqrt[4]{\frac{d^2}{100 - d^2}} \qquad (5)$$

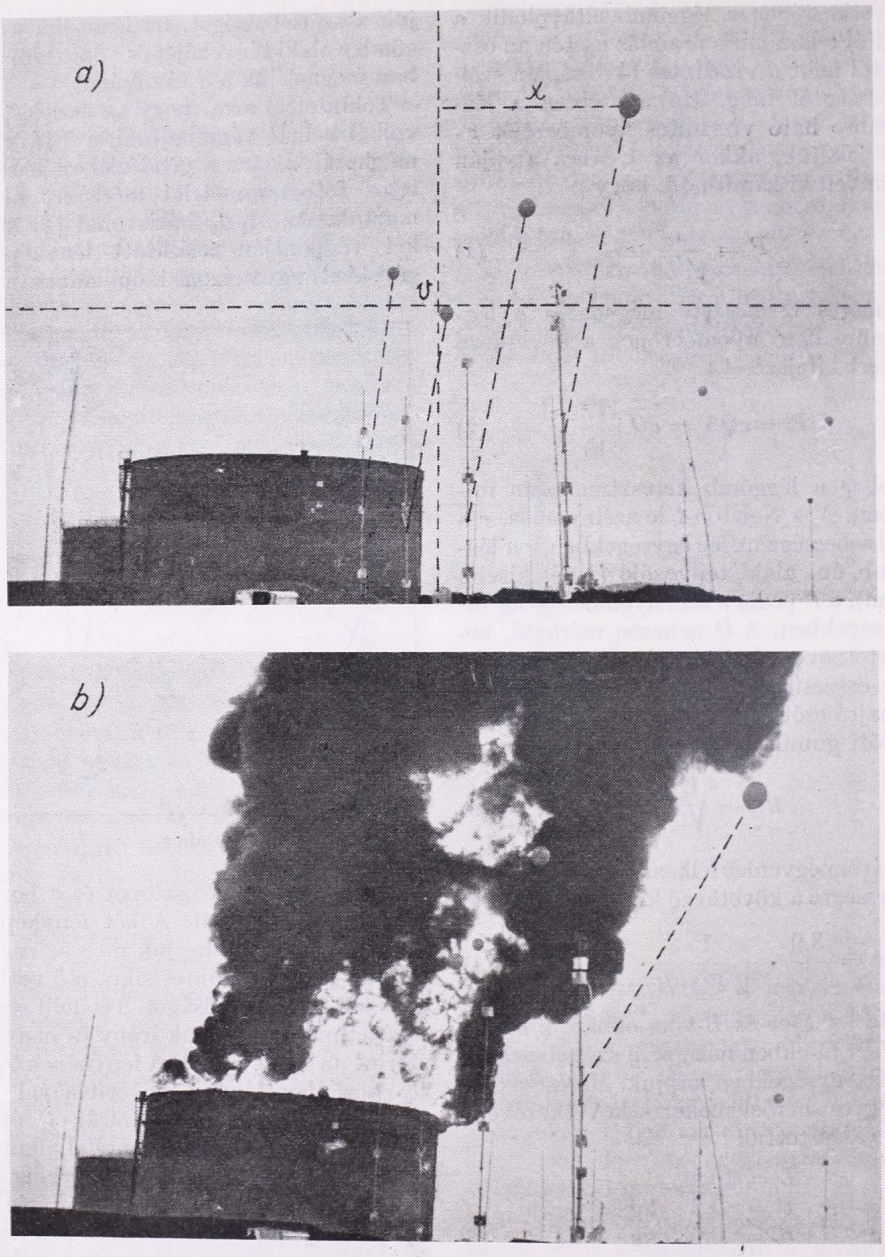
Az (5) egyenlet segítségével lamináris légáramlást feltételezve meghatározhatjuk a szélsebességet, ha ismerjük a léggömb c alaki tényezőjét és adott időpontban megmérjük a d távolságot.

Tekintettel arra, hogy az észlelést távolból kellett végrehajtani, a d távolság meghatározására a geodéziában használatos fotogrammetriai módszert alkalmaztuk. Az A_1A_2 bázisvonal *(2. ábra)* két végpontján felállított fényképezőgépekkel ugyanazon időpillanatban le-



2. ábra.

fényképezzük az R oszlopot és a hozzákötött B léggömböt. A két fényképből grafikusan határozhatjuk meg az oszlop és a léggömb vízszintes síkra eső vetületét s ebből a d távolságot. Teodolit segítségével meghatározzuk irány és nagyság szerint az A_1A_2 bázist. A fényképek O_1 és O_2 középpontjának azonosításával kijelöljük a fényképező kamrák i_1 és i_2 irányvonalainak a bázisvonallal alkotott α_1 és α_2 hajlásszögeit. A fényképeken *(3. ábra)* lemérjük az $O_1B_1 = X_1$ és az $O_2B_2 = X_2$ képkoordinátákat. Ha az i_2 és i_2 irányvonalakra alkalmasan választott méretarányban felmérjük az f_1 és f_2 képtávolságokat (gyakorlatilag az objektív gyújtótávolságát), megrajzolhatjuk a képsíkok k_1 és k_2 vízszintes vetületeit, az X_1 és X_2 képkoordinátákat s a képpontok B_1 és B_2 vetületeit. A képkoordinátákat ugyanazon egységekben mérjük

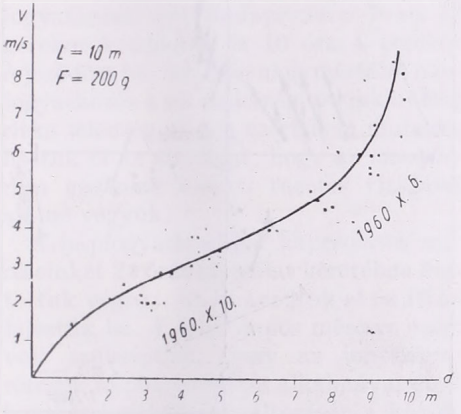


3. ábra. Méröoszlopsor a II. A_1 állomásról fényképezve

fel, mint a gyújtótávolságokat. A B_1A_1 és a B_2A_2 sugarak metszéspontja meghatározza a léggömb képének vízszintes vetületét. Ugyanígy megkaphatjuk a rúd R képpontját s a rajzból kivehetjük irány és nagyság szerint az $RB = d$ távolságot.

Az (5) egyenletben szereplő c alaki tényező legvalószínűbb értékét két napon, gyenge és erősebb széljárás mellett határ-

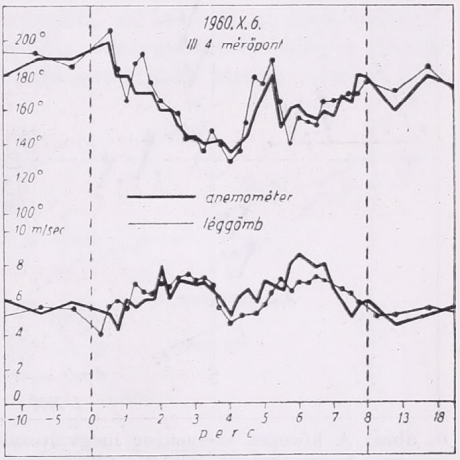
roztuk meg. A léggömböt anemométer rúdjára kötöttük (3. ábra) és a fényképezéssel azonos időpontokban (félpercenként) leolvastuk a szélsebességet. Az összetartozó v és d értékek a *4. ábra* ponthalmazát adják. A pontok között meghúzott elméleti görbe az (5) egyenlet alapján készült s az alaki tényező számára $c = 0{,}4$ valószínű értéket ad. A görbe egyenes szakasza 2—8 m/sec között a feladat követelményeit figyelembe véve alkalmas volt a légáramlás megállapítására.



4. ábra.

Az eltérések oka elsősorban a szél turbulens természetében keresendő. A talaj közelében a szél nem egyenletesen, hanem lökésekben fúj, ami a vízszintes légáramlásban a szélerősség gyors és szabálytalan ingadozásával jelentkezik. A különböző szélműszerek ezt az ingadozást érzékenységükre jellemző tehetetlenséggel követik és kisebb-nagyobb mértékben elmossák. Ez a tehetetlenség a kanalas anemométereknél a forgó szélkanalak tehetetlenségi nyomatékában, a Fuess-féle univerzális szélműszernél az úszó harang bemerülési tehetetlenségében, a hődrótos anemométereknél az izzószál hőkapacitásától függő hőmérsékleti tehetetlenségben, a léggömbös módszernél pedig a függőleges helyzet felé törekvő léggömbre kifejtett légellenállásban jut kifejezésre. Az egyes műszerfajták tehetetlenségi tényezői természetesen különbözők, ennek megfelelően a szél struktúrájáról is eltérő képet adnak.

Ennek ellenére a szélirány és szélsebesség hosszabb időtartamú változásait a kanalas anemométerek és a léggömbök egyaránt kimutatták. Az *5. ábrán* ugyanazon rúdra erősített anemométer és léggömb mérési adatait látjuk. A leolvasást és a fényképezést 15 mp-ként végeztük. Ezt a mérési módszert, amely egyébként *terepméréseknél is alkalmazható*, az Országos Tűzrendészeti Parancsnokság tűzkísérleténél próbáltuk ki.



5. ábra. Anemométerrel és kötött léggömbbel nyert mérési eredmények

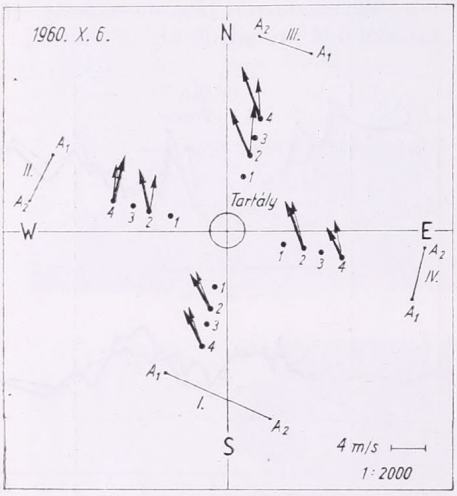
A terep vázlatát a benzintartállyal és a mérőhelyekkel a *6. ábrán* látjuk. A római számokkal jelzett négy oszlopsoron a 2. jelzésű oszlopokra léggömböket, a 4. jelzésűekre léggömböt és anemométert erősítettünk (lásd a 3. ábrát). Az A_1, A_2 pontokról történt a szinkron fényképezés. Egy másik napon a II. és III. oszlopsor mind a négy rúdjára kötöttünk léggömböt, a 4. számú rúdakon pedig anemometer is volt *(7. ábra)*. Ezeken kívül még 4 alkalommal végeztünk szélmérést a 4. oszlopokon levő anemometerekkel.

Az égés előtt és után 5 percenként, az égés kb. 8 perces időtartama alatt 15 mp-enként észleltük a szelet. A tartálytól kb. 1 km távolságban szabad felállításban Fuess-rendszerű univerzális szélműszer jelezte a zavartalan szelet.

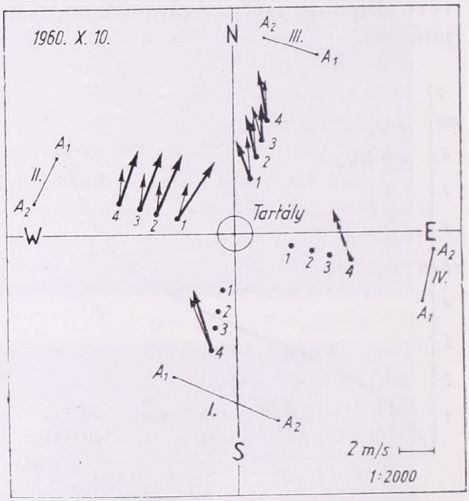
A méréseket az 5. ábrához hasonló módon dolgoztuk fel. A kapott grafikonokon mind a szélirányban, mind a szélsebességben jellegzetes ingadozás figyelhető meg, amely a szél turbulens jellegének következménye. Az állandóan megfigyelhető turbulencián kívül a benzin égése alatt különböző irány- és sebességváltozások jelentkeztek (lásd az 5. ábrát).

hogy a légmozgás iránya 5—30°-kal a tartály felé fordult (6. ábra III. és IV. oszlopsora, 7. ábra I., II., III. oszlopsora). Az égés idején a szél sebessége általában megnőtt. A növekedés 10—30 %-ot, középértékben a szélsebesség 22 %-át tette ki.

A termikus hatás vizsgálatánál figyelembe kell vennünk, hogy a szélcsendben



6. ábra. A közepes szélvektor megváltozása az égő benzintartály környezetében szeles napon



7. ábra. A közepes szélvektor megváltozása az égő benzintartály környezetében gyenge szél esetén

A változások számszerű értékelése végett kiszámítottuk a szél vektorális középértékeit az égés előtt, az égés alatt és után. Az égés előtti és utáni szélvektorokból interpoláció útján kiszámítottuk az égés idején feltételezhető zavartalan szelet. Ennek megállapítására segítségül vettük a Fuess-szélműszer adatait is. A számításokból 2 kísérlet eredményeit a 6. és 7. ábrákon közöljük. A megfelelő pontokhoz rajzolt nyilak nagyság és irány szerint a levegőmozgás sebességét ábrázolják a megadott léptékben. A vékony nyilak a zavartalan, a vastagok az égés alatti sebességeket mutatják.

A mérések tanúsága szerint az égés következtében a légáramlás a tartály körüli 50—60 m-es körzetben megváltozott. Ez a változás több esetben abból állt, függőleges, kürtőszerű feláramlás szél esetén megdől, amint azt a tartály fölött a széllel együtt mozgó füstszázló mutatja (3 b. ábra). Az így kialakult ferde áramcsőben turbulens mozgással felfelé haladó levegő a környezetből pótlódik, ezért az általános szélsebességnövekedés a léggömbök talajközeli magasságában érthető. Az áramlási viszonyok részletesebb értelmezése nem egyszerű feladat, mivel figyelembe kell vennünk a zavartalan légáramlásban az égés alatt bekövetkező változásokat, az áramcső elhelyezkedését és erős turbulenciáját. Erre a célra, valamint energetikai számításokra jóval több pontban, különböző szinteken kellett volna mérni a hőmérsékletet és a szelet, ami feladatunkat meghaladta.

Saikó János:

Az 1961. február 15-i napfogyatkozás hatása az ionoszféra-rétegekre

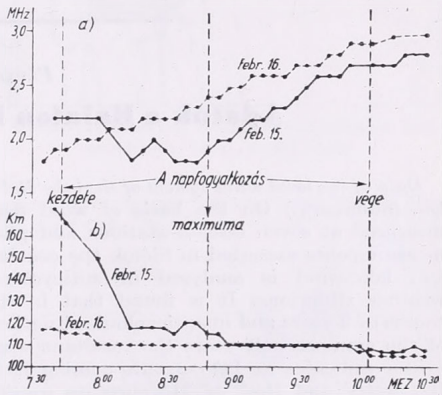
Effects of the solar eclipse of the 15th February 1961 produced on the ionospheric layers. (Summary.) The author summarizes the results of the ionospheric measurements made during the solar eclipse of the 15th February 1961. It is stated that the most characteristic changes took place in the layers E and F1.

*

1961. február 15-én 95%-os napfogyatkozás volt Budapesten: 7 óra 43 perckor kezdődött és 10 óra 4 perckor fejeződött be. Az ilyen nagymértékű napfogyatkozás a mi szélességi övünkön elég ritka jelenség, éppen ezért nem mulaszthattuk el az alkalmat, hogy az *ionoszférára gyakorolt hatását* tüzetes vizsgálat alá ne vegyük.

A napfogyatkozással kapcsolatos méréseinket 24 órás szolgálat keretében hajtottuk végre: 11-én kezdtük el és 19-én fejeztük be. A több napos mérésre azért volt szükségünk, hogy az ionoszféra-rétegek napfogyatkozás alkalmával mért karakterisztikáinak változását a közönséges napok adataival is össze tudjuk hasonlítani. A fent említett időszakban 611 ionoszféra-mérést hajtottunk végre, s filmen rögzítettük őket. Az esti és éjszakai órákban a méréseket óránként, nappal még sűrűbben végeztük, különös tekintettel a napfogyatkozás időszakára, amikor is 5 percenként készítettünk ionoszféra-regisztrátumokat. A napfogyatkozás maximumában pedig 8 óra 40 perctől 9 óra 20-ig percenkénti észlelések folytak.

Mielőtt rátérnénk a napfogyatkozás ideje alatt mért egyes ionoszféra-rétegek viselkedésének ismertetésére, röviden vázoljuk, mi tette szükségessé ezt a nagyszámú észlelést és milyen eredményeket vártunk tőle. A különböző magasságokban elhelyezkedő ionoszféra-rétegek viselkedése elsősorban a Nap ultraibolya sugárzásától függ, melynek erősödésével nő, ellenkező esetben pedig csökken a rétegek ionsűrűsége és vastagsága. Ez a hatás legkifejezettebben a 100—200 km közötti *E* rétegnél mutatkozik meg, mely napkeltekor a napsugárzás hatására keletkezik, ionsűrűsége ennek erősödésével növekszik, míg végül napnyugtakor megszűnik. Az *E* réteg szempontjából a napfogyatkozás tehát olyan, mint egy gyorsan múló, rövid éjszaka. A 200 km feletti *F* réteg ionsűrűsége és vastagsága jóval nagyobb, az ionizált atomok rekombinációja, újraegyesülése pedig a ritkább levegő miatt jóval kisebb, mint az *E* ré-



Az *E* réteg határfrekvenciájának *(a)* és magasságának *(b)* változása a napfogyatkozás időtartama alatt

tegé, s így az aránylag rövid ideig tartó napfogyatkozás nem elegendő ahhoz, hogy éles változást idézzen elő benne. Nappal ez a réteg több részre hasadhat szét *(F1* és *F2)*, az alacsonyabban fekvő *F1* hasonló tulajdonságokat mutat, mint az említett *E* réteg, itt azonban a rekombináció kisebb, mint az *E* rétegben, de még mindig sokkal nagyobb, mint a felsőbb rétegekben.

A fentiek ismeretében ábránkról leolvasható, milyen változásokat idézett elő a napfogyatkozás az egyes ionoszférarétegekben. Az *E* réteg ionsűrűségének és magasságának változása február 15-én és 16-án a következőképpen ala-

kult: amíg február 16-án a napfelkeltétől fokozatosan emelkedik a határfrekvencia, addig február 15-én, a napfogyatkozás kezdetétől annak maximumáig jelentékeny csökkenés, majd innen kezdve ismét emelkedés tapasztalható. Ez azt jelenti, hogy az *E* réteg ionsűrűsége jól követte a napfogyatkozás menetetét. Ugyanennek a rétegnek a magassága február 16-án — a napfelkelte körüli értékeket kivéve — állandónak mondható, viszont február 15-én már jelentős magasságváltozásokat észleltünk. A napfogyatkozás maximumáig az értékek meglehetősen magasak voltak, és ez szintén arra mutat, hogy ez a réteg a napfogyatkozás alatt ritkább volt, mint a következő napon. Az *F1* réteg határfrekvenciájának menete hasonló volt az *E* rétegéhez, a napfogyatkozás maximumáig az ionsűrűség csökkenése, majd innen ismét fokozatos növekedése mutatkozott. Meg kell még említenünk, hogy a napfogyatkozás időtartama alatt az *F* réteg sokszor 3 részre is hasadt, amely körülmény e rétegnek igen zavart voltát tükrözi. Az *F2* rétegnél szabályos változást nem tudtunk kimutatni a fenti időszakban, bár végső következtetést erre vonatkozólag csak a napfogyatkozás anyagának teljes feldolgozása után vonhatunk le.

A 100 km alatt fekvő *D* rétegnek a mérését és regisztrálását Szegeden és Baján végeztük. E regisztrátumok feldolgozása még folyamatban van.

Péczely György:

Adatok a Balaton helyi szélrendszeréhez

Data of the local wind system of the lake Balaton. (Summary.) On the basis of wind data measured at seven coastal stations and pilot measurements executed in Siófok the coastal- and lake-wind is analysed in anticyclonic weather situations. It is found that in the course of 3 years and in anticyclonic situations of the summer half years the resultant wind vector indicates at 14^h currents coming from the water and that of 21^h currents coming from the coast. The day-line of the circulation is more developed than the night-line. By the aid of pilot measurements it can be proved that during day-time the wind, coming from the water comprises only the lower layer of the thickness of some hundred meters. Beginning from 500 m. a wind coming from the opposite direction, i. e. from the coast, can be observed.

*

Ismeretes, hogy advektív légmozgásoktól csekély mértékben zavart derült anticiklonális helyzetekben nagyobb vízfelületek és a szárazföld között az eltérő hőgazdálkodás miatt szabályos légcsere alakul ki. A nappali órákban, amikor a szárazföld felszíne jobban felmelegszik, mint a vízfelület, a szél a víz felől a part felé fúj, míg éjszaka a hűvösebb szárazföldről a melegebb víztükör irányába áramlik a levegő a talajközeli szintben. Az áramlás iránya a magasabb szintekben ellentétes a fennálló cirkulációs rendszer értelmében.

Vitorlás tapasztalatok alapján régóta ismeretes a parti szél a Balaton térségében, s az elmúlt évek során történt néhány kezdeti vizsgálódás annak érdekében, hogy a jelenséget szélmegfigyelések alapján is kimutassák [1, 2, 3]. E vizsgálatok, melyek csak néhány állomás rövid adatsorára támaszkodtak, egyértelműen igazolták a cirkuláció nappali ágának létezését a talajközeli légtérben, s egyben kimutatták, hogy az éjszakai cirkulációs rendszer csak gyengén elmosódva jelentkezik. A [3] tanulmány ezenkívül néhány pilotszélmérés alapján kísérletet tesz arra, hogy a parti szél nappali ágának magassági kiterjedését meghatározza. A kérdés további megvilágításához kívánunk a következőkben néhány adattal hozzájárulni.

A Balaton vízfelülete által keltett helyi szélrendszer a nyári félév anticiklonális napjain fejlődhet ki zavartalanul, ezért az 1958—1960. időszak három nyári félévéből kiválogattuk azokat a napokat,

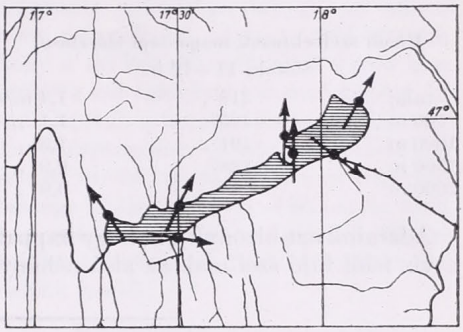
amikor *A* makroszinoptikus helyzet (anticikloncentrum vagy divergencia Magyarország fölött) állott fönn. Hét Balaton-parti állomás (Kenese, Balatonfüred, Tihany, Badacsony, Keszthely, Balatonfenyves, Siófok) szélmegfigyeléseiből kiszámítottuk az említett makroszinoptikus helyzetre az eredő szélvektort a 14 és 21 órás időpontokra. Első a helyi cirkuláció nappali, utóbbi az éjszakai ágáról nyújt tájékoztatást. Az eredő szélvektorokat, melyeket 70 esetből számítottunk, az alábbi táblázatban közöljük :

Eredő szélvektorok

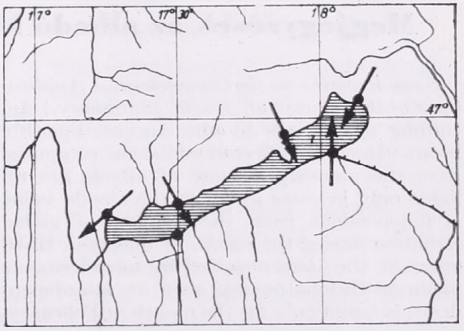
Az A makroszinoptikus helyzet, nyári félév 1958—60

Állomás	14 h	21 h	irányváltozás
Kenese	211°, 0,7 m/s	29°, 0,2 m/s	178°
Balatonfüred	179°, 1,4 „	336°, 0,4 „	157°
Tihany	180°, 0,3 „	334°, 0,1 „	—
Badacsony	209°, 0,3 „	330°, 0,3 „	119°
Keszthely	147°, 1,0 „	51°, 0,3 „	96°
Balatonfenyves	276°, 0,5 „	338°, 0,1 „	—
Siófok	308°, 0,9 „	183°, 0,6 „	125°

Táblázatunk *meggyőzően igazolja a parti—szárazföldi cirkuláció létezését a Balaton egész térségében*. Főként a Balaton nagyobb szélességű északkeleti medencéjében jellegzetes a szélfordulás : Kenesén majdnem pontosan ellentett a 14 és 21 órás terminusok szélvektorának iránya, de Balatonfüred és Siófok is erőteljes szélfordulást bizonyít. A Balaton hosszabb, de keskenyebb délnyugati medencéje fölött is kialakul a helyi szélrendszer, azonban itt a szélfordulás kisebb, s a szélirányok nagyobb szöget zárnak be a partvonal normálisával (1. és 2. ábra). Adataink igazolják, hogy a cirkuláció nappal erősebben fejlett, a szélvektor sebessége nagyobb, míg az esti víz felé fújó szél nagyon gyenge, sok a szélcsend, illetve a hálózati műszereinkkel nem érzékelhető gyenge szellő. Különösen Tihany és Balatonfenyves esti észlelései jegyeznek sok szélcsendet, ami az eredő szélvektor 0,1 m/s-ot mutató sebességéből is kitűnik. E két állomás esti szélvektorát ezért nem is vehettük figyelembe a szélfordulás vizsgálatánál. Sajnálatos, hogy a Balaton déli partjáról jelenleg nem áll rendelkezésünkre több állomás, pedig a helyi szélrendszer itt zavartalanabbul kifejlődhet a domborzati adottságok miatt. A Balaton parti—vízi szélrendszerének mélységi kiterjedé-



1. Eredő szélvektor iránya anticiklonos helyzetekben, 14 h, nyári félév



2. Eredő szélvektor iránya anticiklonos helyzetekben 21 h, nyári félév

séről vizsgált parti állomásaink nem tájékoztatnak, a [3] tanulmány azonban a Siófoktól délre 4 km távolságban levő Papkutapuszta néhány hetes megfigyelései alapján kimutatja, hogy itt már csak ritkán jelentkezik hasonló helyzetekben nappal a víz felől fújó szél.

A siófoki obszervatóriumban évek óta folynak pilot-szélmérések. Ennélfogva módunkban áll már a helyi cirkuláció függőleges kiterjedéséről is tájékoztató jellegű adatok közlése. A vizsgált napok-

ról a Siófokon végzett pilot-szélmérések alapján kiszámítottuk az eredő szélvektorokat a talaj, 500 m, 1000 m, 1500 m és 2000 m. szintekre Sajnos csak a nappali (11—12 óra közötti) szélmérések adatait dolgozhattuk föl, tekintve, hogy az éjszakai polotok száma nagyon csekély volt. Alábbiakban közöljük a szélvektorokat, melyeket 45 esetből számítottunk :

Eredő szélvektorok magassági eloszlása

Siófok, 11—12 h.

talaj	318°,	1,4 m/s
500 m	185°,	1,1 „
1000 m	191°,	1,3 „
1500 m	228°,	0,9 „
2000 m	288°,	0,9 „

Adataink azt bizonyítják, hogy nappal a víz felől fújó szél csak az alsó néhány száz méteres rétegre terjed, s már 500 m-en a szárazföld felől fúj a szél az alsóbb rétegekben a víz felől kiáramló levegő pótlására. 1500 m-en már délnyugatiba fordul a szél, s a partvonallal párhuzamosan fúj, míg 2000 m-en már nyugat-északnyugati irányt vesz fel. Ezek szerint a *Balaton által keltett helyi légkörzés átlagosan másfél km-es magasságig terjed ki.*

IRODALOM : [1] *Czelnai L. R. :* A Balaton partmenti cirkulációs rendszerének néhány sajátossága. *Időjárás*, 59. évf. 224. old., Budapest, 1955. — [2] *Czelnai, R. :* Adatok a Balaton szélviszonyaihoz főbb időjárási helyzettipusaink idején. Orsz. Met. Int. Hivatalos Kiadványai XX. 137. old., Budapest, 1955. — [3] *Endrődi, G. :* A talajközeli légréteg szélviszonyai a Balaton térségében. *Időjárás*, 63. évf. 215. old. Budapest, 1959.

Dobosi Zoltán :

Megjegyzések az albedó klimatológiai alkalmazásához

Some Remarks on the Climatological Applications of the Concept of Albedo. (Summary.) According to findings by the Author, monthly mean values of reflected radiation computed from the monthly avegare of albedo are reliable only in cases in which the albedo value is independent from the amount of global radiation during the month in question. However, in the data obtained by measurements made at Erdőhátpuszta, such an interdependence is found only for the month of February.

*

Elterjedt fizikai meghatározás szerint valamely felszín albedója az adott felületre jellemző szám : merőleges beesés mellett, fehér fény esetében a visszavert és a beeső sugárzás erősségének hányadosa. Ez a meghatározás a fehér fény feltételezése miatt egyetlen számot jelöl meg mint az albedó értékét. Az értelmezést bővíteni kell amidőn a felszín viselkedését különböző hullámhosszú fény esetében vizsgáljuk. A meghatározásban ekkor fehér fény helyett adott hullámhosszú monokromatikus sugárzás veendő.

A meteorológiai értelmezés a fogalom további bővítését kívánja : az albedó itt a visszavert és a beeső globális sugárzás hányadosát jelenti. Az így meghatározott albedó már nem konstans, hanem periódikus napi és évi menete, valamint aperiódikus változásai is vannak az alábbi okokból :

1. A napmagasság és a felhőzet változásával változik a beeső sugárzás hajlásszöge.

2. Változik a sugárzás hullámhossz szerinti összetétele.

3. Adott természetes felszínen időbeli leg is változik a felület minősége : nedves, száraz talajállapot, hótakaró s a növényzet időbeli változásai révén.

4. A felsoroltakhoz még hozzá kell tennünk azt is, hogy a természetes felszínek mért albedója tulajdonképpen területi átlag s emiatt az sem közömbös, hogy a mérés milyen magasságban történik. Ugyanis a magasság növelésével távolabbi területekről visszavert sugárzás növekvő sze-

repet kap a visszavert sugárzás mért értékeiben.

A felsorolt okok azt eredményezik, hogy sugárzásklimatológiai s hőháztartási számításokban általában az albedó területi és időbeli átlagaival szokás számolni.

Az átlagértékek használata itt is felveti a kérdést : úgy számolhatunk-e az átlagokkal, mint az egyes értékekkel? Nem vezet-e tévedéshez, ha képletekben konkrét értékek helyett átlagértékeket használunk? Pl. az elnyelt sugárzás számításához használatos képlet (E az elnyelt, G a globális sugárzás, A albedó) pillanatnyi értékek esetében érvényes. Használható-e a sugárzás havi összegei és havi átlagos albedó alkalmazása esetén?

A következőkben bemutatjuk, hogy számításainkban havi átlagalbedót csak abban az esetben használhatunk, ha nincs összefüggés az albedó, valamint a globális sugárzás erőssége között az adott hónapban. Ezt a tényt az alábbi hozzávetőleges számítás jól bemutatja. Erdőhátpusztán a januári napok számának kb. fele hótakarós nap. A csupasz felszín albedója gyanánt 0,18, a hótakaró átlagos albedójául 0,64-et véve, a január havi albedóátlag 0,41. A globális sugárzás átlagos összege ebben a hónapban Erdőhátpusztán 3,1 kgcal/cm². Az átlagalbedóval számított visszavert sugárzás $0{,}41 \cdot 3{,}1 = 1{,}27$ kgcal/cm² hónap. Abban az esetben, ha hótakaró és a globális sugárzás között feltételezünk olyan kapcsolatot, hogy a hótakarós napok derültek, a hótakaró nélküliek borultak s a derült napokra 190 gcal/cm², a borult napok esetében 20 gcal/cm² sugárzásösszegekkel számolunk, akkor a visszavert sugárzás havi összege 2,0 kgcal/cm² értéknek adódik. A kapcsolatot megfordítottnak : a hótakarós napokat borultnak s a hótakaró nélkülieket derültnek tételezve fel, a havi visszavert sugárzásösszeg 0,7 kgcal/cm² értékű.

Természetesen ilyen szélsőségesen szoros kapcsolat a talajállapot és a globális sugárzás között a valóságban nem képzelhető el. Feltételezhető azonban, hogy vannak olyan klímaterületek, ahol található kapcsolat a felszín albedója és a globális sugárzás erőssége között. Ilyen kapcsolat még nyáron is elképzelhető : előfordulhat, hogy a kicsiny albedóval járó nedves talajállapot borult időjárásban nagyobb gyakoriságú, mint derült égbolt esetén.

Amennyiben az albedó és a globális sugárzás között kapcsolat van, amint feltételezett példákban láttuk, az albedó nem átlagolható. Annak felderítésére, hogy a mi éghajlatunk alatt van-e kapcsolat a két éghajlati jellemző között, kiszámítottuk a korrelációs koefficienseket Erdőhátpusztára, a talajállapotból számított albedó és az illető nap sugárzásösszege között az 1951—1960-as évekből.

A számításban előforduló talajállapotokhoz a következő albedó-értékeket rendeltük hozzá :

száraz talaj	0,18
nedves talaj	0,12
hóréteg	0,65
hófoltok	0,41
növénytakaró	0,18

A számított korrelációs együtthatók : I : —0,05 ; II : —*0,24* ; III : 0,07 ; IV : 0,01 ; V : —0,06 ; VI : 0,02 ; VII : —0,07 ; VIII : 0,07 ; IX : 0,09 ; X : 0,05 ; XI : —0,02 ; XII : 0,10

A táblázat értékeihez tartozó legnagyobb véletlen érték az 5 %-os szinten $r' = 0{,}11$. Látjuk, hogy csupán a február havi érték különbözik szignifikánsan 0-tól, a decemberi érték csupán megközelíti a fenti határt. A február havi korrelációt feltehetően az okozza, hogy a hóréteg átlagos megszűnése február 24-re esik. Ebben a hónapban a napmagasság erősen nő, s így a felszín albedójának a hóolvadás következtében bekövetkező csökkenése sugárzásnövekedéshez kapcsolódik. Decemberben a hóréteggyakoriság nő, tehát a felszín átlagalbedója is. A várható negatív korreláció hiányát feltehetően a hónap borult jellege okozza, s az a tény, hogy a napmagasság december első felében csökken, a hónap vége felé gyakorlatilag alig változik. A vegetációs időszak kezdetéhez és végéhez kapcso-

lódó albedóváltozás hatása azért nem jelentkezik az adatokban, mert a zöld növényzet albedója alig tér el a csupasz felszínétől.

Összefoglalva: éghajlatunk alatt február kivételével felhasználhatjuk a havi átlagalbedókat a visszavert sugárzás átlagos havi összegeinek kiszámításához. Az átlagalbedó használata okozta hibát februárban a hónap két részre osztása s ezekre külön átlagok alkalmazása révén csökkenthetjük.

Bognár Károly — Kozma Ferenc:

Együttes szőlő-gyümölcstermesztés mikrometeorológiai vizsgálatáról

Über mikroklimatologische Untersuchung eines Gartenbaubetriebes für gleichzeitige Weinrebenerzeugung und Obstbaumkultur. (Zusammenfassung.) Die Untersuchungen ersteckten sich auf in beschatteten und dem Sonnenschein ausgesetzten Weinrebenbeständen durchgeführte Messungen der Boden- und Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit, sowie der Temperatur der Traubenaggregate und der einzelnen Beeren. Temperaturen wurden mittels Thermistore, Luftfeuchtigkeiten mittels Psychrometer gemessen. Aus den Ergebnissen geht es hervor, dass in einer Höhe von 1,5 m über dem Boden die Lufttemperatur in beschatteten und von der Sonne beschienenen Weinrebenbeständen tagsüber nahezu den gleichen Wert aufweist, in der Nachtzeit aber der beschattete Bestand wärmer ist. In den Bodentemperaturen ergeben sich sehr wesentliche Abweichungen, zur Zeit des höchsten Sonnestandes bestehen in der Oberflächenschicht auch 20 Grade erreichende Temperaturunterschiede. Ebenfalls bedeutende Temperaturabweichungen ergaben sich zwischen den Temperaturen im inneren der Beeren. Im beschatteten Bestande ist die Beerentemperatur bei Nacht höher, bei Tage niedriger, als im besonnten Gebiete. Im Extremfalle können die Beeren an der Sonne um 10 Grade wärmer sein, als diejenigen Beeren, welche sich im Schatten der Laubkrone eines Obstbaumes befinden.

*

A Duna—Tisza köze mintegy 180 ezer kat. hold szőlőterületének megközelítőleg 96 %-án folyik gyümölcsfával köztes szőlőtermesztés. E sajátos homoki termelési formának eredete visszanyúlik még a XI—XII. századra, de igazi jelentőségre csak a XIX. század első felében, az elhomokosodás elleni küzdelemben tett szert, amikor a szőlővel vegyesen ültetett gyümölcsfa az ember nagyszerű szövetségesének bizonyult a homokveszedelem megfékezésében.

A gyakorlati termesztés jól ismeri az együttes termesztés előnyeit a homokvándorlás megakadályozása, a kiegyenlítettebb jövedelem biztosítása terén, és azt is tudja, hogy a ritkásan ültetett gyümölcsfák foltosan beárnyékolva a szőlő talaját, jótékonyan mérsékelik annak felmelegedését, csökkentik a kései és korai fagyok okozta károsodásokat. Kevéssé tisztázottak azonban e termelési mód meteorológiai, főleg mikrometeorológiai vonatkozásai. A korábbi években csak tájékoztató jellegű adatokkal szolgáltak az árnyékos és mélyárnyékos fekvésű szőlőkben a talaj-, talajfelszín- és a levegő hőmérsékletének alakulásáról a napos fekvéshez képest.

Szükséges volt tehát a korábbi megfigyeléseink eredményét teljesen megbízható, a célnak megfelelő és pontos műszerekkel ellenőrizni, de felmerült a növényállomány és maga a növényhőmérséklet vizsgálatának szükségessége is.

Az 1960. év nyarán megkezdett vizsgálataink kiterjedtek a talaj- és léghőmérséklet, a légnedvesség, valamint a szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérsékletének mérésére. A méréseket 1960. augusztus 29-én és 30-án 24 órán keresztül végeztük, óránkénti észlelés formájában. A vizsgálatokhoz kizárólag távleolvasást biztosító elektromos műszereket (termisztorokat) alkalmaztunk, melyek nélkül a szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérsékletét nem tudtuk volna mérni. A 24 órán át

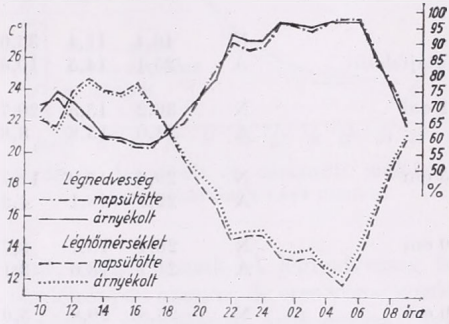
tartó észlelések adatai nemcsak egyes értékeket nyújtanak, hanem képet adnak a mért hőmérsékletek és a légnedvesség napi menetéről is.

Az észlelések napjának időjárása nem volt a legkedvezőbb. Az ilyen mikrotérben végzett mérésekhez derült, szélcsendes és meleg időjárás a kedvező, ugyanis a talajközeli légtérben, de a talajban is ténylegesen meglevő hőmérsékleti különbségek inkább anticiklonális időjárási helyzetekben mutathatók ki. Ez a megállapítás fokozottabban vonatkozik a mi vizsgálatunkra, hiszen éppen a lombkorona árnyékának a talaj-, lég- és növényhőmérsékletre gyakorolt hatását szándékoztunk megállapítani.

A mérés folyamán egész nap változó felhőzet (1—8 tized) volt, és változó irányú (W—WSW) s erősségű (1—7 m/sec) szél uralkodott. A napi középhőmérséklet 29-én 21,1 fok, míg a mérés ideje alatt a hőmérőházban észlelt legmagasabb hőmérséklet 25,0 fok, a minimum 12,8 fok, a radiációs minimum pedig 10,3 fok. A változó felhőzet és változó erősségű szél, valamint a nem túl erős felmelegedés ellenére is a vizsgálat — amint az eredményekből kitűnik majd — sikeresnek mondható. A derült éjszaka ugyanis a talajfelszín és a növényzet erős kisugárzását biztosította, nappal pedig a változó felhőzet ellenére mind a talaj, mind a szőlőfürtök folyamatos direkt sugárzást élveztek. Ennek köszönhető, hogy az árnyékolás miatt kialakuló különbségek nemcsak, hogy egyértelműen kimutathatók, hanem számottevők is.

Léghőmérséklet és légnedvesség

A léghőmérséklet és légnedvesség mérését szellőztetett termisztoros pszichrométerrel [1] végeztük a fa lombkoronája alatt és napsütötte területen, 1,5 m magasságban. A mérési adatokból és a napi menetből kitűnik, hogy légnedvességben az egész nap folyamán lényeges különbség nincs. A 22 és 24 óra között észlelt 3%-os nedvességkülönbséget valószínűleg a légáramlás erősségének változása okozta. Ebben az időpontban a hőmérséklet görbéje is emelkedik, amely a légáramlás erősödésének a következménye. Az erősebb légáramlás feltehetően a szabad terület függőleges nedvességrétegzettségét is összekeverte, s emiatt a légnedvesség csökkent. A szélárnyékban levő lombkorona alatt ugyanekkor a légnedvesség továbbra is magas maradt. Valószínűleg hasonló okokra vezethető vissza a délelőtti órákban mutatkozó nedvességkülönbség is *(1. ábra)*.



1. ábra. A léghőmérséklet és légnedvesség napi menete árnyékolt és napsütött szőlőállományban, 1,5 m magasságban (Kecskemét, Szőlészeti Kutató Intézet, 1960. augusztus 29—30.)

A besugárzás idején a léghőmérsékletben sem találhatunk különbségeket, de az éjszakai órákban a fa lombkoronája alatt a levegő 0,3—0,9 fokkal melegebb, mint a szabad területen. Ez a hőmérsékleti eltérés a két terület között napnyugta után, vagyis a besugárzás megszüntével kezdődik, és napkelte után rövidesen megszűnik. A csurgó alatti magasabb hőmérséklet a lombkorona kisugárzást gátló hatásának köszönhető, míg a tartós különbség kialakulását az éjszakai szélcsend segítette elő.

Talajhőmérséklet

A talajhőmérsékletet 2TH—4 típusú hőmérőtermisztorokkal mértük [2], ugyancsak a fa lombkoronája alatt és napsütötte területen 2, 5, 10 és 20 cm mélységben. A talajfelszín hőmérsékletét a felszínre helyezett termisztor segítségével mértük oly módon, hogy a hőérzékelőt vékony földréteggel szórtuk be, s ez-

által a hőmérő sugárzás okozta felmelegedését megakadályoztuk. Az árnyékos terület a 24 óra folyamán egyáltalán nem kapott közvetlen sugárzást, s így a két terület talajhőmérsékletei között igen nagy különbségeket találhatunk *(2. ábra, I. táblázat)*.

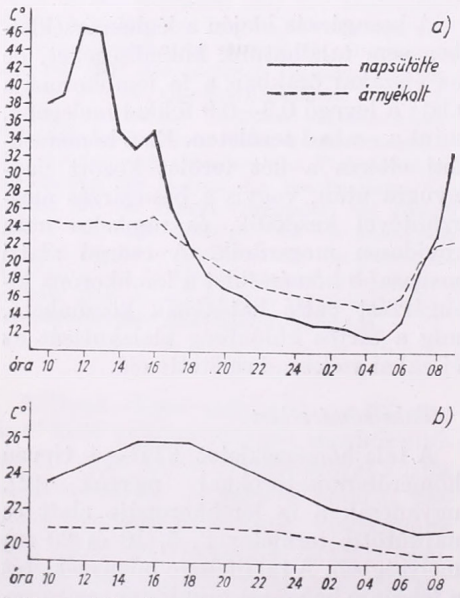
I. TÁBLÁZAT

A talajhőmérséklet szélső értékei napsütött és árnyékolt szőlőállományban

(N = napsütésben, Á = árnyékban)

		Max.	Min.	Ingás
Talajfelszín	N	46,4	11,4	35,0
	Á	25,1	14,5	10,6
2 cm	N	36,2	15,5	20,7
	Á	24,6	15,8	8,8
5 cm	N	29,6	17,9	11,7
	Á	22,3	18,1	4,2
10 cm	N	28,4	19,7	8,7
	Á	21,7	18,6	3,1
20 cm	N	25,8	20,8	5,0
	Á	21,0	19,5	1,5

A napsütötte talajfelszín a déli órákban 46,4 fokig fölmelegedett, és az éjszaka folyamán 11,4 fokig hűlt le, így a napi hőmérsékleti ingás 35 fokot tett ki. Az árnyékos felszín mindössze 25,1 fokig melegedett fel, és 14,5 fokig hűlt le, vagyis itt a napi ingás csupán 10,5 fok. A maximum idején a két felszín hőmérséklete közötti különbség több mint 20 fok, a minimum közötti eltérés pedig meghaladja a 2,5 fokot. Ez a különbség a mélységgel csökken, de még 20 cm-en is jelentékeny. Ugyanez vonatkozik a napi ingások különbségeire is.



2. ábra. *a)* Az árnyékolt és napsütött talajfelszín hőmérséklete; *b)* az árnyékolt és napsütött talaj hőmérséklete 20 cm-ben

Az erős árnyékolásra jellemző, hogy a fa lombkoronája alatt a talajfelszín nem tudott annyira felmelegedni, mint a napsütötte talaj 20 cm-es mélységben. A talajhőmérséklet függőleges eloszlását tekintve megállapíthatjuk, hogy a maximum idején a napsütötte talaj hőmérsékleti gradiensei az árnyékos talajénak többszörösét teszik ki. A minimum értékekből ugyanakkor kitűnik, hogy a lombkorona kisugárzást gátló hatása következtében az árnyékos talaj felső 5 cm-es rétege kevésbé hűlt le, mint a szabad területé.

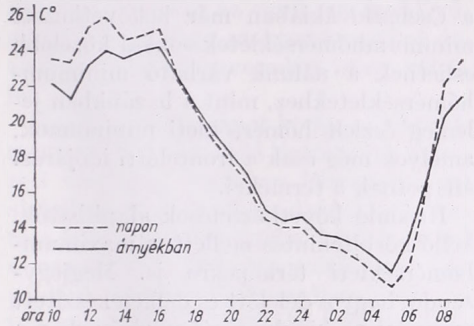
Szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérséklete

A szőlőfürt hőmérsékletét a talajfelszín felett kb. 15 cm magasságban levő fürtök bogyói közé helyezett 2 TH típusú termisztorokkal mértük oly módon, hogy a hőérzékelő sem közvetlen sugárzást ne kapjon, sem a szőlőbogyók felületéhez ne érjen. Ezzel tulajdonképpen a bogyókat körülvevő, ill. a fürt belső mikroterének hőmérsékletét kívántuk meghatározni. Mind a vizsgált szőlőfürtök, mind a szőlőbogyók közel azonos érési állapotban voltak *(3. ábra)*.

A hőmérséklet napi menete szerint a napsütötte szőlőfürt a besugárzás idején melegebb, éjszaka pedig hidegebb, mint a csurgó alatti tőkék szőlőfürtjei. Ez a különbség a maximum idején majdnem eléri a 2 fokot, minimum idején pedig 1 fok. A fürthőmérséklet menete hasonló a talajfelszín és levegő hőmérsékleti menetéhez: nappali kettős maximum (13 és 16 órakor) és 05 órai hajnali minimum. A „zavart" éjszakai menet, akár csak a

léghőmérsékletnél, itt is tapasztalható, s ennek oka a légáramlás időnkénti fölerősödése, és valószínűleg a gyenge talajközeli harmatképződés is.

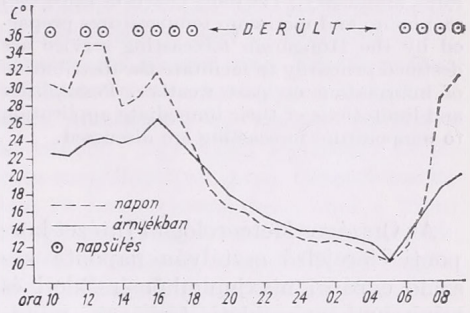
A szőlőbogyó hőmérsékletét MT—54 típusú mikrotermisztorral mértük [3],



3. ábra. Árnyékolt és napsütött szőlőfürt bogyók közötti hőmérsékletének napi menete (Kecskemét, Szőlészeti Kutató Intézet, 1960. aug. 29—30.)

ugyancsak a talajfelszín felett kb. 15 cm magasságban levő fürtökben. A termisztor vékony érzékelő fejét a bogyóba szúrtuk, és így 24 órán keresztül tudtuk annak belső hőmérsékletét követni *(4. ábra)*. A hőmérsékleti menet a fürt hőmérsékletéhez hasonló, vagyis az árnyékban levő bogyó nappal hűvösebb, éjszaka melegebb, mint a napsütött. A felhősödés következtében fellépő kettős maximum és a hajnali minimum itt különösképpen élesen jelentkezik, a lombkorona árnyékolása pedig jóval nagyobb különbségeket okoz, mint a fürthőmérsékletnél. Az első maximum idején a napsütött és árnyékos bogyó hőmérséklete között a különbség meghaladja a 10 fokot, és a második maximumnál is csaknem 6 fok. Ugyancsak 10 fokkal eltér a két görbe menete 30-án már a reggeli órákban is. Az éjszakai különbségek a fürthőmérséklethez hasonlóan nem nagyok, a 2 fokot el sem érik. Az éjszakai menet eléggé „sima", tehát a légáramlás és a harmatképződés a bogyó belsejének hőmérsékletét jelen esetben már kevésbé befolyásolta.

A vizsgálat eredményei azt igazolják, hogy a csurgó alatt és a szabad területen mért léghőmérsékletek, amint az várható



4. ábra. Árnyékolt és napsütött szőlőbogyó hőmérsékletének napi menete

volt, megegyeznek. A légnedvesség hasonlóképpen azonos, de erre vonatkozóan további vizsgálatok szükségesek. Igen nagy különbségeket tapasztalhatunk azonban a talaj- és növényhőmérsékletekben, ami a vizsgáltnál szélcsendesebb és melegebb napokon még fokozódhat is. A mérési eredmények szerint a szőlőfürt és szőlőbogyó hőmérséklete a talajfelszín és a levegő hőmérséklete közé esik. A szőlőfürt hőmérséklete közel van a levegőéhez, a bogyó hőmérséklete viszont messze meghaladja a levegő hőfokát. Ez természetesen csak a napsütötte fürtre és bogyóra vonatkozik. Az árnyékos fürt és bogyó hőmérséklete és annak menete is igen közel esik a levegő hőmérsékleti görbéjéhez.

IRODALOM: [1] *Kozma F.—Stollár A.—Szilágyi T.:* Szellőztetett termisztoros pszichrométer. *Időjárás*, 64. évf. 1. szám, 1960. — [2] *Pletser J.—Pusztai A.:* Talajhőmérsékletmérés termisztorokkal. Agrokémia és Talajtan, Tom. 8. Nr. 3. 1959. — [3] *Erdős L.—Pletser J.—Pusztai A.:* A növényhőmérséklet mérése termisztorral. *Időjárás*, 63. évf. 5. szám, 1959.

Aujeszky László:

A maximum- és minimumhőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai felhasználásának kérdése

The problem of an immediate prognostical use of charts of maximum and minimum temperatures. (Summary.) The daily charts of European maximum and minimum temperatures prepared by the Hungarian forecasting service are destined primarily to facilitate the distribution of information on past weather. Possibilities and limitations of their immediate application to temperature forecasting are discussed.

*

Az Országos Meteorológiai Intézet központi előrejelző osztályán naponta készülő európai maximumhőmérsékleti és minimumhőmérsékleti térképek mindegyike 150—200 észlelési adatot tartalmaz. Ezeknek a térképeknek kettős rendeltetésük van.

Egyik feladatuk, hogy meggyorsítsák az Intézethez forduló külkereskedelmi vállalatok részére adott rendszeres tájékoztatásokat az időjárás jelenlegi és közelmúlt állapotáról. A térképekről a kívánt adatok időveszteség nélkül, közvetlenül beolvashatók az érdekeltek számára a telefonba.

A szélsőhőmérsékleti térképek másik rendeltetése, hogy a szinoptikus saját használatára is gyors áttekintést nyújtsanak a különféle légtömegek jelenleg már meglevő hőmérsékleti állapotáról és a hőmérsékleti amplitudó alakulásáról. Ez az áttekintés több becses tünetet szolgáltat az időjárási helyzet pontosabb átértéséhez és ezáltal *közvetve* a prognosztikai munkát is támogatja.

Felmerül azonban az a kérdés, vajon nem használhatók-e fel a szélső hőmérsékleti térképek *közvetlenül* a hőmérsékleti prognózis kidolgozásához is. A légtömegek és az időjárási állapot ismert vonulásai miatt kézenfekvőnek látszik, hogy a felénk közeledő időjárásnak mintegy az előretükrözött képét pillanthatjuk meg egyes külföldi területek már meglevő időjárásában. Legtöbb szinoptikai helyzetben a tőlünk nyugatra vagy északra eső területek adatainak van ilyen előremutató jellege. Így például északnyugat felől érkező hideghullám esetén a Csehszlovákiában már bekövetkezett minimumhőmérsékletek sokkal közelebb eshetnek a nálunk várható minimumhőmérsékletekhez, mint a hazánkban jelenleg észlelt hőmérsékleti minimumok, amelyek még csak a frontelőtti időjárási állapotnak a termékei.

Hasonló következtetések alapíthatók, kellő körültekintés mellett, a maximumhőmérsékleti térképekre is. Megjegyzendő, hogy a délelőtt és délben készített prognózisok kidolgozásában elsősorban a *minimumhőmérsékleti* térkép tehet szolgálatot, mert adatai időbelileg még eléggé közel esnek a másnap reggeli állapothoz. De sokkal óvatosabban lehet csak felhasználni a maximumtérkép adatait, mert ezek régebbi keletűek (az előző nap kora délutánjáról származnak) és az előrejelzendő másnapi maximumhőmérsékletek beállásától 48 órás időbeli távolság választja el őket. Felesleges volna részleteznünk, hogy 48 óra az időjárási helyzetek fejlődésében rendkívül hosszú időtartamnak számít. Ennyi idő alatt az eredeti levegőfajták erősen transzformálódnak, a frontok átalakulnak, a bárikus képződmények feloszolhatnak vagy regenerációt szenvedhetnek. Éppen ezért igen bajos a tegnapi külföldi maximumhőmérsékletekről a holnapi magyarországi csúcsértékekre következtetni. Ezért a napközben kiadott prognózisok szempontjából legtöbb esetben a minimumhőmérsékleti térképek közvetlen felhasználására kell szorítkoznunk.

Ellenkező a helyzet az este és éjjel készülő prognózisoknál. Este 21 óra körül a (18 gmt szinoptikai anyagban közölt) maximumhőmérsékleti anyag már rendelkezésre áll, és igénybevehető a másnapi, tehát nem egészen 24 órával előre fekvő csúcshőmérsékletek megítéléséhez.

Az időjárási helyzetek sorában számos olyan van, amelyben ilyenfajta következ-

tetések nagy óvatossággal kezelendők vagy egyáltalán nem is használhatók. Ilyen mindenekelőtt az a helyzet, amidőn nincsenek jelen gyorsan vonuló és egymástól hőmérsékletileg erősen különböző légtömegek, és az időjárás alakulásában a helyi hatások jutnak túlsúlyra. Ilyen eset az is, amikor az egyik uralkodó vonulási irányt (egy makroszinoptikai átalakulás idején) új vonulási irány váltja fel.

Különleges figyelmet kíván az a körülmény, hogy a vándorló légtömegek felhőzeti viszonyai útközben lényegesen átalakulhatnak. Ennek rendkívül nagy hatása lehet mind az éjszakai lehűlés, mind a nappali felmelegedés mértékére. Így például, ha az érkező levegőben a Kárpátok külső oldalán torlódási felhőzet képződik, a Magyarország felé néző oldalon ellenben főnhatás érvényesül, akkor a torlódási területen észlelt hőmérsékleti értékek félrevezethetők lehetnek.

Az áramlásban előttünk fekvő országok területén észlelt hőmérsékleti értékek transzpozícióját az is erősen megzavarja, hogy a hőmérséklet napi menete nagymértékben változik a talajfelszín minőségével és pillanatnyi állapotával, vízfelületek és hófelületek hatása alatt, valamint a földrajzi szélesség hatása alatt is.

Mindebből kitűnik, hogy a szélsőhőmérsékleti térképek közvetlen prognosztikai használata nagy óvatosságot és körültekintést követel meg. Általában csak jellegzetesen *a fortiori* típusú meggondolások alapíthatók rá, aminek példája a következő: egy hideg légbetörés folyamán megállapítjuk, hogy Csehszlovákiában és Lengyelországban, ahol a hideg levegő már az előző éjszakán nyugalomba jutott, mindössze mínusz 2 fokos legalacsonyabb hőmérséklet fordult elő. Ebből azt következtetjük, hogy az adott esetben a levegő dél felé folyó áthelyeződése közben sem fog erősebb éjszakai lehűlés fellépni. Mindenesetre e térképek figyelembe vétele okvetlenül segíti az előrejelző munkát, mellőzésük viszont könnyen hibás prognózisokra vezethet.

IRODALOM

GRUBICH VILMOS: **Az időjárás és az ember.** Medicina Könyvkiadó. Budapest, 1961. 202 (B/5) old. 37 ábra, 1 melléklet.

A szerző sokirányú személyes tapasztalata alapján azt a célt tűzte maga elé, hogy összefoglalja mindazokat az ismereteket, melyek az időjárás változásaihoz való alkalmazkodás révén az edzettséggel, kialakulásának elméleti és gyakorlati alapjaival, megszerzésének módjaival függenek össze. Ilyen értelemben a könyv tartalmát sokkal inkább az alcím fejezi ki: A bioklimatológiai edzés általános és sportorvosi vonatkozásai.

A mű öt főrészre tagozódik. Az 1. fejezetben a szerző meteoro-biológiai bevezetőt ad. Ismerteti az egyes légköri tényezőket (légnyomás, hőmérséklet, páratartalom, légmozgás, elektromosság), melyek az edzettség vonatkozásában ingerként szerepelhetnek, illetve a szervezeti reakciókat kiváltó komplex biotrop hatásokat (klíma, időjárás, légköri front). A sokféle adat közlésénél a szerző célja elsősorban a sport és üdültetés szempontjainak szem előtt tartása volt és nem törekedett meteoro-biológiai teljességre.

A 2. fejezet a meteoro-biológiai edzés élettani alapjait ismerteti és ezen belül különösen részletesen foglalkozik a hőszabályozás kérdésével. A hőszabályozás zavarai közül a megfázást és fagyást emeli ki. E fejezet keretében ismerteti a lehűlésen alapuló komplex mikroklíma vizsgáló módszereket.

A 3. fejezet a levegő edzést, a 4. a nap- és fényfürdő edzést, az 5. a vízzel való edzést tárgyalja nagyszámú kísérleti adat ismertetésével a gyakorlat számára igen jól használható táblája-

tok és utasítások közlésével. A részletes tárgyalás során minden fejezetben külön foglalkozik a mindenkire vonatkozó általános szempontokon kívül a sportolók, lábadozók, kisgyermekek edzésének speciális kérdéseivel is.

A könyv elsősorban sportorvosok és egyéb, üdültetést irányító és véleményező orvosok, pedagógusok részére készült, így részben ismeretközlő, részben közvetlen gyakorlati célkitűzései vannak. A szerző a szerteágazó anyagot jó stílusban tárgyalja és mindenütt sikerült érvényesíteni a maga elé tűzött gyakorlati szempontokat. Éppen ezért nem tartható szerencsésnek, hogy a kiadó a szép kiállítású könyvnek „*Az időjárás és az ember*" főcímet adta, mivel ebből nem tűnik ki, hogy a mű a bioklimatológiai edzés elméleti és gyakorlati kérdéseivel foglalkozik. Ez könnyen arra vezethet, hogy a maga nemében a hazai irodalomban úttörő jellegű könyv az edzéssel foglalkozó szakemberek figyelmét elkerüli s nem nyújt minden felmerülő biometeorológiai kérdésre választ azok számára, akik a cím alapján azt e speciális irányú műtől várnák.

Predmerszky Tibor

STOENESCU, S. M. (szerk.): **Clima Republicii Populare Romine Vol. II. Date Climatologice** *(A Román Népköztársaság éghajlata II. köt. Éghajlati adatok)*. XXX + 284 (A/4) oldal, 72 táblázat. Bukarest, 1961.

A kiadvány a román klímaatlasz számanyagát tartalmazza a következő felosztás szerint: léghőmérséklet, talajhőmérséklet, légnedvesség, felhőzet, napfénytartam, csapadék, evapotranspiráció, légnyomás, szél és légköri jelenségek. A táblázatok címét feltüntető tartalomjegyzék a románon kívül orosz és francia nyelven ad tájékoztatót a kiadvány gazdag anyagáról.

A közölt átlagok a fő elemeknél (hőmérséklet, légnedvesség, felhőzet, csapadék, légnyomás) túlnyomórészt az 1896—1955 közötti időszakra vonatkoznak, bár több állomásnál az 1916—20 közötti éveket el kellett hagyni a hiányos észlelések miatt.

A hőmérséklet törzsértékeit 117 állomásról közlik, ebből azonban 10 állomásnál csak az 1901—30-as normálok állnak rendelkezésre. Több szempontból értékes az az adatközlés, mely 12 állomás teljes hőmérsékleti adatsorát tartalmazza, általában a múlt század hetvenes éveitől kezdve. 97 állomásról közlik a havi középhőmérsékletek legmagasabb és legalacsonyabb értékeit, ezenkívül a hőmérséklet dekádonkénti átlagait. Az átlagos napi maximumokat és minimumokat 54 állomás alapján mutatják be, de csak az 1926—55-ös időszakból. Az első és utolsó fagy átlagos dátumát 65 állomásról, a téli, fagyos, nyári és hőségnapok átlagát 59 állomásról látjuk. A talajhőmérséklet 20 cm-es mélységig történő változását a nyári félévben 14 állomás 5 éves átlaga (1953—57) szemlélteti. Ezenkívül ugyanezen 5 év alapján 3 állomásról közlik a talajhőmérséklet havi átlagait 100 cm mélységig, továbbá Bukarest teljes talajhőmérsékleti megfigyeléseit látjuk (havi átlagok) 1931—57-ig.

A relatív nedvesség havi átlagait 52 állomásról publikálják, a páranyomását csak 39 állomásról s csak az 1926—55 közötti évek alapján. 35 állomásról adják meg a magas és alacsony légnedvesség bekövetkezési valószínűségét, különböző, általában 30 éves időszakok alapján.

A felhőzet havi átlagai 87 állomásról állanak rendelkezésre, ezenkívül 9 állomás 10 évi megfigyelései alapján közlik a felhőzet napi menetét is. Ugyancsak megtaláljuk a derült, felhős és borult napok relatív gyakoriságát is 86 állomásról. (Derült napnak veszik azt, ha a felhőzet napi közepe 0—35 %, míg borús a napnál a napi közép 76—100 % közé esik.)

A napfénytartam havi összegeit 35 állomás alapján szemléltetik, a megfigyelési periódus azonban csak az 1948—55 közötti 8 esztendő. Ugyanezen állomásokról közlik a napsütés nélküli napok átlagát, ezenkívül 4 állomás hosszabb (1928—43, 48—55) sorozata alapján a napsütés óraátlagait.

A csapadék havi átlagai 417 állomásról állanak rendelkezésre az 1896—1915, 1921—55 időszak alapján. Hasonlóan a hőmérséklethez, 12 állomás teljes csapadéksorozatát is közlik. 270 állomásról látjuk a csapadékösszegek havi maximumát és minimumát, továbbá havi bontásban a 24 órás csapadékmaximumokat. 73 állomásra határozták meg az egytized mm-t elérő s meghaladó csapadékú napok számát, míg az egy mm-t elérő és meghaladó csapadékkal rendelkező napok számát 189 állomásról sikerült összeállítani. A táblázatok bemutatják a csapadékintenzitást is, valamint a havas és hótakarós napok számát (előbbit 73, utóbbit 36 állomás alapján az 1926—55 időszakból), továbbá az utóbbi 36 állomásról közlik a hótakaró dekádonkénti átlagos vastagságát is.

A *Thornthwaite* módszerrel számított potenciális és tényleges evapotranspiráció havi értékét 97 állomásról közlik az 1896—1955 periódus éghajlati átlagai alapján.

A légnyomás átlagait 57 állomásról közlik, a szélirányok gyakoriságát és irányonkénti átlagos sebességét 59 állomásról, általában az 1941—55-ös évek alapján.

Átlapozva a gazdag és kitűnő nyomdai előállítású kiadványt, megállapíthatjuk, hogy a bőséges, és a gyakorlati élet igényeit mindenkor szem előtt tartó adatközlés nélkülözhetetlen kiegészítője valamely terület éghajlati térképsorozatának. A közölt adatokat hazai éghajlatkutatóink is értékesíthetik.

Péczely György

САМОЙЛЕНКО, В. С.: **Формирование температурного режума морей** *(A tengerek hőrendszerének kialakulása)*. Гидрометеоиздат, 1959. Moszkva. 144. old., 17 ábra, 26 táblázat, 5 térkép.

A szerző három fő részben foglalja össze a tengerek hőháztartásával kapcsolatos problémákat.

Minthogy a tengerek hőmérsékleti rendszere elsősorban a sugárzási viszonyoktól függ, a monográfia első részében négy fejezet foglalkozik a földrajzi fekvéstől és az éghajlati viszonyoktól függő napsugárzás és a tenger felszíne által elnyelt, valamint visszavert sugárzás meghatározásának módszereivel. A földrajzi szélességen és a légkör átlátszóságán kívül a tengerfelszín sugárzási egyenlegét igen nagymértékben befolyásolja a felhőzet mennyisége és fajtája. A szerző szerint a felhőzet alakulása igen nagy mértékben függ a tengerfelszín visszaverő képességétől. Az eddigi kutatások során azonban a felhőzet mennyisége mellett csak kevés gondot fordítottak a felhő fajták hatására. Ez a hiány a legfőbb oka annak, hogy a tenger felszínére érkező sugárzásra vonatkozólag csaknem az összes rendelkezésünkre álló számítások nem bizonyulnak olyan pontosnak, amilyen szükséges a tengerek hőmérsékleti rendszerének számítására és elemzésére. Ezt a hiányt igyekezett a szerző pótolni a tengerek fölötti felhőzet és a sugárzás közti összefüggések részletes vizsgálatával.

A második rész a turbulens hőcsere és a párolgásra fordított hő meghatározására vonatkozó elméleti és empirikus összefüggésekkel, valamint a tényleges hőforgalom kiszámításával foglalkozik. Megállapítja, hogy a tengerek fölött a sugárzási hőforgalomhoz képest a többi hőcsere rendszerint kisebb jelentőségű és sokkal kifejezettebb évi menetet mutat. Kétségtelen, hogy a levegő turbulens hőszállítása és a párolgásra fordított hő szoros kapcsolatban van egymással, mivel ugyanaz a talajközeli turbulens átviteli folyamat hozza létre és tartja fenn őket. Ezért értékük arányos a szélsebességgel, s ezt a megfigyelések is igazolják. A hőcsere és a párolgás meghatározására kidolgozott egyenletek együtthatóit a szerző még nem tartja véglegesnek, minthogy ezek az együtthatók elméleti számítások útján jöttek létre és fizikailag még nincsenek kellőképpen tisztázva.

A harmadik rész az előző fejezetekben kapott eredmények alapján néhány tengerre bemutatja a tenger felszín és a tenger fölötti légréteg hőmérsékletének évi menetét a földrajzi helyzet, a felhőzet és a légnedvességi viszonyok, valamint a szélsebesség függvényében.

A monográfiához csatolva néhány térképet találunk, amelyek a 33°—47° közötti beltengerek hőmérsékleti transzformációját, a tenger átlagos évi és havi felszíni vízhőmérséklet eloszlását tartalmazzák. A vízfelszín hőmérsékletének változását a felhőzet, a nedvesség, a szélsebesség, a párolgás és a tengeren létrejövő turbulens hőcsere összes lehetséges változata mellett tünteti föl.

A monográfiában közölt módszerek és eredmények felhasználhatók a hidrometeorológiai számítások, a prognóziskészítés, valamint az éghajlatkutatás során. Részünkről főleg az alkalmazott módszerek tarthatnak érdeklődésre számot a Balaton vízfelszínével kapcsolatos éghajlati vizsgálatainknál.

Antal Emánuel

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjakat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, V., Szabadságtér 17.), 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

A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia Budapesten

Az Országos Meteorológiai Intézet, a Magyar Meteorológiai Társaság és a Magyar Tudományos Akadémia Elnökségi Meteorológiai Bizottsága támogatásával a csehszlovákiai Szmolenicében 1959 őszén tartott I. Kárpát-meteorológiai Konferencia ajánlásának értelmében megrendezte Budapesten a II. Kárpát-meteorológiai Konferenciát 1961. november 13—18. között. A konferencián részt vett David Arthur *Davies*, a Meteorológiai Világszervezet (WMO) főtitkára, Milisav *Perović*, a WMO VI. (európai) Régiójának alelnöke, továbbá a Szovjetunió (Prof. Szergej Petrovics *Hromov*, Genadij Fjodorovics *Prihotyko)*, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság (Prof. Mikulaš *Konček*, Andrej *Dobrota*, František *Smolen*, Otakar *Zikmunda)*, a Lengyel Népköztársaság (Prof. Wincenty *Okolowicz*, Kazimierz *Chomicz*, Michal *Orlicz*, Stanislaw *Zych)*, a Román Népköztársaság (Stefan *Stoenescu)*, a Német Demokratikus Köztársaság (Wolfgang *Böer)*, a Jugoszláv Szövetségi Népköztársaság (Prof. Marijan *Čadež*, Prof. Marko *Milosavljević*, Katarina *Milosavljević)* és Ausztria (Prof. Ferdinand *Steinhauser*, Walther *Friedrich)* meteorológusai.

A Konferenciát 1961. november 13-án 9 óra 30-kor nyitotta meg *Dési* Frigyes egyetemi tanár, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója. Megnyitó beszédében emlékeztetett az 1959 őszén Szmolenicében tartott első konferencia célkitűzéseire, melyek szerint a Kárpát-országok meteorológusai két-három évenként megrendezésre kerülő konferenciákon ismertetik főbb kutatási eredményeiket, és megbeszélik azokat a tennivalókat, melyek szükségesek ahhoz, hogy a Kárpátokkal kapcsolatos meteorológiai és hidrológiai kutatásokat koordinálják.

A megnyitó után elsőnek D. A. *Davies*, a Meteorológiai Világszervezet főtitkára üdvözölte a konferenciát és kívánt sikert munkájához, majd M. *Perović*, az Európa-Régió alelnöke mondott rövid üdvözlőbeszédet. G. F. *Prihotyko* az Ukrán Hidrometeorológiai Szolgálat, M. *Konček* a Szlovák Tudományos Akadémia, W. *Okolowicz* a lengyel meteorológusok, S. M. *Stoenescu* a Román Hidrometeorológiai Szolgálat, W. *Böer* az NDK Hidrometeorológiai Szolgálata és F. *Steinhauser* az Osztrák Meteorológiai Szolgálat nevében mondták el üdvözletüket.

A délelőtti ülésszakon három előadás hangzott el. M. *Konček* „Havazás és hótakaró Szlovákiában" c. referátumában ismertette azokat a széleskörű vizsgálatait, melyek célja a szlovákiai terület hóviszonyainak feltárása, főként a vízügyi és erdész szakemberek igényeinek szem előtt tartásával. Az előadáshoz *Salamin* Pál szólt hozzá. G. F. *Prihotyko* „A Kárpátok hidrometeorológiájára vonatkozó néhány ukrajnai kutatás" c. előadása áttekintő képet nyújtott az Ukrán Hidrometeorológiai Szolgálat keretében végzett vizsgálatokról, melyek a Kárpátokkal kapcsolatos legkülönbözőbb meteorológiai és hidrológiai problémákat felölelik (agrometeorológia, hóolvadás, vízhozam kérdések, záporos csapadékok előrejelzése). Az előadáshoz W. *Böer* fűzött megjegyzéseket. *Lászlóffy* Woldemár „A dunai vízgyűjtő közösen megoldandó meteorológiai feladatai vízügyi szempontból" címmel tartott előadásában rámutatott arra, hogy a dunai államok meteorológiai és hidrológiai vonatkozásban egymásra vannak utalva, s ebből fakad, hogy az adatgyűjtéstől kezdve a kutatási feladatok kitűzéséig sürgősen meg kell valósítani az együttműködést, amiek érdekében nemzetközi munkabizottságot volna kívánatos alakítani.

A délutáni előadóülésen M. *Čadež* a Kárpátok által módosított hidegbetörésekre, s a medencében kialakuló nagyméretű hideg lég-

tavakra vonatkozó kutatásairól számolt be „Különböző irányú egyidejű hidegbetörések a Pannon síkságra" c. előadásában. Az előadáshoz *Kálmán* Ferencné és *Péczely* György fűzött megjegyzéseket. *Béll* Béla „A domborzat széliránymódosító hatásának változása a magassággal" címmel hazai pilotszélmérések alapján beszámolt arról, hogy az Alpok és Kárpátok miként módosítják az áramlás irányát különböző magasságokban. Az előadáshoz F. *Steinhauser*, M. *Čadež* és W. *Böer* tett megjegyzéseket. *Péczely* György „A Kárpátok védőhatása Magyarországon téli hidegbetörések alkalmával" c. előadásában bemutatta, hogy a Kárpátok vonulata milyen mértékben gátolja meg, illetve mérsékli az északkeleti hidegbetörések által a medence belsejében bekövetkező lehűléseket. Az előadáshoz M. *Konček* és M. *Čadež* szólt hozzá.

Másnap, november 14-én délelőtt az előadások párhuzamosan két szekcióban folytak. Az „A" (klimatológia és agrometeorológia) szekcióban F. *Steinhauser* „A hegyvidékek éghajlati térképeinek szerkesztési problémái" c. előadásában a hőmérséklet és csapadéktérképek összeállításának kérdéseit ismertette kiindulva abból a tényből, hogy hegyvidékeken az észlelő állomások zöme a völgyekben helyezkedik el. Az előadáshoz *Kakas* József és W. *Friedrich* szólt hozzá. W. *Okolowicz* előadása, „Kísérlet új izotermák szerkesztésére valamely tényleges szintre vonatkoztatva Lengyelország területén" hasonló problémakört ölel fel, rámutatva annak fontosságára, hogy hőmérsékleti térképeknél az átlagokat tényleges szintre kell megadni. Az előadás hozzászólója *Szepesi* Dezsőné volt. S. M. *Stoenescu* „A Kárpátok hőmérsékleti viszonyairól" című előadásában a keleti és déli Kárpátok különböző szintjeinek hőmérsékleti átlagait mutatta be, kitérve a téli évszak gyakori inverzióinak szerepére. Az előadást követő megbeszélés során G. F. *Prihotyko*, *Rajkai* Ödön és *Aujeszky* László szólalt fel.

A „B" (szinoptikus meteorológia) szekcióban O. *Zikmunda* „Az 500 mb-os abszolút topográfiák grafikus barotróp előrejelzésének hibái a Kárpátok körzetében" c. referátumában azt a megállapítást szögezte le, hogy a Kárpátok az 500 mb-os abszolút topográfiák előrejelzésében nem okoznak szisztematikus hibát. Az előadással kapcsolatban *Ambrózy* Pál és *Tänczer* Tibor tett megjegyzéseket. *Bodolai* Istvánné „A súr-

A II. Kárpát meteorológiai Konferencia megnyitó ülésének elnöksége. Balról jobbra: *Réthly* Antal, az Orsz. Meteorológiai Intézet nyug. igazgatója, *Hille* Alfréd, a Magyar Meteorológiai Társaság elnöke, David Arthur *Davies*, a WMO főtitkára, *Dési* Frigyes, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója, Milisav *Perović*, a WMO európai régiójának alelnöke.

Präsidium der Eröffnungssession der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie. Von links nach rechts: Prof. A. Réthly, *vorm. Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie, A.* Hille, *Präsident der Ung. Meteorologischen Gesellschaft, D. A.* Davies, *Generalsekretär der WMO, Prof. F.* Dési, *Leiter der Ung. Meteorologischen Dienstes, M.* Perović, *Vizepräsident der AR VI. der WMO.*

Президиум первого заседания II Конференция карпатской метеорологии. Слева направо: Проф. А. *Ретли*, отст. Директор Центр. Метеорологического Института, А. *Хилле*, Президент Венгерского Метеорологического Общества, Д. А. *Дэвис*, Ген.-Секретарь ВМО, Проф. *Деши*, Директор Венгерской Метеорологической Службы, М. *Перович*, Вице-президент АР VI. ВМО

(Foto: Kemény L., Budapest)

lódási réteg hatása a frontális csapadékok térbeli eloszlására" c. előadása a csapadékeloszlás tér- és időbeli különbségének okait fejtegette, kapcsolatot keresve a függőleges mozgások sebességének időbeli változásai és a csapadék térbeli eloszlása között. Az előadáshoz *Bodolai* István szólt hozzá. *Kálmán* Ferencné „Az alsó troposzférikus hidegcentrumok mozgásáról" c. beszámolója ismertette, hogy a hideg légtömegek milyen pályákon érkeznek a Kárpát-medence térségébe. Az előadást követő vitában M. *Čadež*, W. *Böer*, *Béll* Béla, *Péczely* György és *Tardos* Béla vett részt. *Szepesi* Dezső „A Kárpát-medence hegyeinek orográfikus csapadékkeltő hatásáról" c. előadásában meghatározta azt a csapadéktöbbletet, illetve hiányt, melyet hegyeink idéznek elő különböző áramlás esetén. Az előadáshoz M. *Čadež*, W. *Böer* és *Bodolai* Istvánné szólt hozzá.

A délutáni előadóülésen *Berkes* Zoltán „A sugárzási és advekciós energia aránya éghajlati elemeinkben" címmel tartott előadásában a hőmérséklet átlagos napi ingása és napközi változékonysága alapján megbecsülte a kétféle eredetű energia nagyságát. Az előadáshoz W. *Böer* szólt hozzá. *Simor* Ferenc „Advekciós hatások a Kárpát-medencében a hőmérsékleti anomáliák tükrében" c. előadása hőmérsékleti havi átlagok anomáliáinak gyakorisági eloszlását vizsgálva az eloszlás jellegéből következtetést vont le az anomáliákat létrehozó advekciós hatásokra. Az előadáshoz *Berkes* Zoltán és Sz. P. *Hromov* fűzött megjegyzéseket. *Hajósy* Ferenc „A csapadék évi járása a Kárpátok körzetében" c. előadásában a hegységeknek a csapadék éven belüli eloszlására gyakorolt hatását ismertette. Az előadást követő vitában W. *Böer*, M. *Konček* és S. M. *Stoenescu* szólalt fel. *Tardos* Béla „Domborzat okozta jelenségek a Kárpát-medence időjárásában" c. előadása a hullámfelhő-képződés és a felhő regisztrálás problémáit ismertette. Az előadáshoz G. F. *Prihotyko* fűzött megjegyzéseket.

November 15-én délelőtt az „A" szekcióban alábbi előadások hangzottak el: N. *Chomicz* „Hó- és lavinakutatások a Magas Tátrában" címmel ismertette a Lengyelországban végzett ez irányú kutatásokat, s a hómérésekénél használatos szondákat. Az előadáshoz *Láng* Sándor és *Salamin* Pál szólt hozzá. K. és M. *Milosavljević* a hegységeknek a csapadékeloszlásra kifejtett hatásáról számoltak be „A hegyek hatása Kelet-Szerbiában a csapadék eloszlására" c. előadásukban. A referátumhoz *Hajósy* Ferenc fűzött megjegyzéseket. Főként hidrológiai alapon történő párolgásszámítással és ariditás-vizsgálattal foglalkozott *Szesztay* Károly „A Kárpát-medence víz- és hőháztartásának néhány kérdése" c. előadásában.

A „B" szekcióban *Kozma* Béla a szél előrejelzésével kapcsolatos kutatásairól „Szeles időszakok szélnyomás maximumainak vizsgálata" c. előadásában számolt be. Az előadáshoz M. *Čadež* és *Berkes* Zoltán fűzött megjegyzéseket. A szinoptikus és dinamikus klimatológiában használatos tipizálások alapelveit és újabb szempontjait vázolta W. *Böer* „Adalékok a szinoptikus klimatológia alapjaihoz" c. előadása. A számos problémát felvető előadáshoz Sz. P. *Hromov*, *Berkes* Zoltán, *Péczely* György, *Kozma* Béla és *Szepesi* Dezső szólt hozzá. A hidrológiai előrejelzések néhány kérdését tárgyalta *Vancsó* Imre „A Tisza árhullámait előidéző időjárási helyzetek" c. referátuma.

A konferencia utolsó előadó ülésére november 15-én délután került sor. *Kéri* Menyhért „Hóviszonyok a Magyar-Középhegységben" c. előadásában főként a hótakaró időtartamának magassággal történő növekedését elemezte. Az előadáshoz M. *Konček*, W. *Okolowicz*, K. *Chomicz* és M. *Čadež* szólt hozzá. *Szilágyi* Tibor „A magyarországi szőlőtermelés éghajlati vonatkozásai, különös tekintettel Kecskemét környékére" c. előadása a szőlő terméseredménye, a must cukorfoka és az időjárási elemek közötti kapcsolatról nyújtott tájékoztatást. Magyarország sugárzásviszonyaira, a sugárzásháztartás alakulására vonatkozó kutatásairól számolt be *Dobosi* Zoltán „A sugárzási mérleg Magyarországon" c. előadásában, melyhez F. *Stein-*

D. A. *Davies*, a WMO főtitkára *Dési* igazgatóval az Orsz. Meteorológiai Intézet könyvtárában. Balról *Dési* Frigyes, jobbról D. A. *Davies*.

D. A. Davies, *der Generalsekretär der WMO mit Direktor F.* Dési *in der Bibliothek der Zentralanstalt für Meteorologie. Von links nach rechts F.* Dési, *D. A.* Davies.

Д. А. *Дэвис*, Ген.-секретарь ВМО с Директором Ф. *Деши*, в библиотеке Центрального Института. Слева направо Ф. *Деши*, Д. А. *Дэвис*.

(Foto: Nagy Á. Budapest)

hauser, G. F. *Prihotyko* és *Szalai* Miklós fűzött megjegyzéseket.

A konferencián elhangzott 26 előadás nagymértékben hozzájárult a Kárpát-országok meteorológusainak együttműködéséhez, és a viták, felszólalások során számos olyan konkrét, a közös munka megszervezését célzó javaslat hangzott el, melyek alapján a konferencia határozatszerkesztő bizottsága a következő határozati javaslatokat állíthatta össze :

„A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia a Kárpát-országok területén és annak környezetében folyó meteorológiai megfigyelések és kutatások egységesítése céljából az alábbiakat javasolja ;

1. Adatgyűjtés, adatcsere egységesítése.

a) Meteorológiai és hidrológiai megfigyelések egységesítése különös tekintettel a párolgás mérésére, talajnedvesség-mérésre, sugárzás-, hósűrűség-mérésre és légáramlás-mérésre.

b) Hóadatok azonos elvek szerint való gyűjtése, cseréje a Kárpát-országokban.

c) Sugárzásháztartás-vizsgálatok céljából szükséges lenne éghajlati megfigyelések során különböző (magas, középmagas, alacsony) felhőfajták mennyiségének rendszeres észlelése.

d) Felhők és egyéb meteorológiai jelenségek fényképes rögzítése.

e) Kívánatos, hogy a Kárpát-országok azonos időszakra vonatkozó éghajlati adatokat közöljenek közös klímatérkép szerkesztése céljából. Ennek érdekében alapidőszak lehetne az 1951—60 közötti 10 év, mely relatív összehasonlításokra már alkalmas. Lehetőség szerint ezt az időszakot későbbiek folyamán visszafelé ki kell terjeszteni a hiányzó adatok pótlásával.

f) Kívánatos a hegységekben és magasabb fekvésű helyeken újabb meteorológiai állomások létesítése az éghajlati viszonyok részletesebb feltárása érdekében. A hegységi állomások mérőprogramjának elsőrendű feladatai a gyakorlati felhasználás szempontjából nagy jelentőségű egységes zúzmaramérés kidolgozása, és ilyen adatok gyűjtése, továbbá a hegységek igen változatos csapadékviszonyainak összehasonlító mérések alapján történő feltárása.

g) A Kárpát-országok területén és környezetében levő aerológiai állomások méréseinek rendszeres összehasonlítása az alkalmazott különböző rádiószondák miatt. Kívánatos a „Rawin"-szélmérések kiterjesztése, és e téren is az adatcsere biztosítása.

2. Közös kutatóprogram kidolgozása.

a) A Kárpát-országok csapadék- és hóviszonyainak koordinált kutatása. A kutatási módszerek egységesítése céljából kívánatos egy, e kérdésekkel foglalkozó konferencia megrendezése.

b) A Kárpátok éghajlatának egységes módszerekkel közös munkaprogram keretében történő vizsgálata. (A hegységek változatos éghajlatának felmérése szükségessé teszi egységes elvek szerint folytatandó, expedíciószerű helyi klimatológiai mérések megszervezését, illetve elméleti vizsgálatok szélesebb körű bevonását.)

c) A Kárpát-országok jellegzetes szinoptikus folyamatainak koordinált, azonos elvek szerinti kutatása, beleértve a domborzat légköri frontokra gyakorolt módosító hatásának vizsgálatát is.

d) Kívánatos, hogy a Kárpátok térségére vonatkozó eddigi makroszinoptikus tipizálásokat azonos elvek szerint egységesítsük, és cseréljük ki az erre vonatkozó tapasztalatokat. A jövőben a tipizálásnál az advekció mellett a lehetőség szerint energetikai szempontokat is figyelembe kell venni (hő, vízháztartás), és gondoskodni kell a megfelelő adatcseréről.

3. Általános kérdések.

a) Évről évre minden Kárpát-ország cserélje ki meteorológiai kutatási terveit, és ezen az alapon koordinálják a kutatómunkát.

b) Az elkövetkező évek során minden Kárpát-ország állítsa össze meteorológiai és hidrológiai irodalmának bibliográfiáit (orosz és német nyelven), és ezt folyamatosan egymás között cserélje ki.

c) A II. Kárpátmeteorológiai Konferencia előadásai, hasonlóan az előzőhöz, kiadvány formájában jelenjenek meg a Konferenciát követő év folyamán.

A Konferencia javaslatait kidolgozó bizottság az eddigi tapasztalatok és a II. Kárpátmeteorológiai Konferencián elhangzott előadásokban feltárt problémák alapján egyhangúlag leszögezte, hogy a konferenciák nagymértékben hozzájárulnak az érdekelt országok gazdaságilag fontos meteorológiai és hidrológiai problémáinak megoldásához (zúzmara és hóviszonyok feltárása, vízellátottság kérdései, erdészet, szervezett üdülés). Ennek alapján szükségesnek tartja a Bizottság, hogy az együttműködésnek ez a formája továbbra is fennálljon, és 1963-ban az érdekelt országok valamelyikében a III. Kárpátmeteorológiai Konferencia megrendezésre kerüljön."

A konferencia szakmai programját a külföldi vendégek és résztvevők tiszteletére rendezett baráti összejövetelek, intézetlátogatások, városnézés és tanulmányút egészítették ki. Ebből a kiegészítő programból kiemelkedik *Dési* Frigyes egyetemi tanár, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatójának és *Hille* Alfréd elnöknek a Magyar Meteorológiai Társaság nevében tartott fogadása november 13-án este a Technika Háza klubhelyiségeiben, amelyen a konferencia külföldi vendégein kívül a rokontudományok hazai képviselői, a Külügyminisztérium munkatársai és a budapesti követségek több delegátusa — közöttük a Szovjetunió, a Lengyel Népköztársaság, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság, a Román Népköztársaság és a Német Dem. Köztársaság nagykövete, az angol és jugoszláv sajtó képviselői vettek részt. November 15-én este a külföldi vendégek fehér asztalnál találkoztak magyar kollégáikkal és vendéglátóikkal.

Budapest nevezetességeinek egy délelőtti autóbusz-séta kereteibe beszorítható csekély, de mégis reprezentatív részét látogatták meg a vendégek november 16-án. Ugyanaznap este pedig az Áll. Operaház előadásának megtekintése tette lehetőleg teljessé hazánk fővárosának kulturális életéről szerzett benyomásaikat.

Ismét szorosan szakmai jellegű volt a pénteki, november 17-i program, amikor a délelőtti órákban az Orsz. Meteorológiai Intézet pestlőrinci „Marcell György" Aerológiai Obszervatóriumában, délután pedig a központi székházban elhelyezett kutató és operatív osztályokat, valamint a többi részlegeket tekintették meg a külföldi résztvevők. Ezen a napon délután 5 órai kezdettel ült össze a „Határozati javaslatok"-at szerkesztő bizottság is az OMI tanácstermében.

A konferencia záróeseménye egésznapos tanulmányút volt Budapest—Dunaújváros—Dunaföldvár—Kecskemét—Budapest útvonallal. Az első magyar szocialista városnak és kulturális létesítményeinek megtekintése után a Duna—Tisza közi homokbuckák egyik legjellegzetesebb, ősi, érintetlen darabját mutattuk be Ágasegyháza határában, majd a Kecskeméti Agrometeorológiai Obszervatóriumban tett látogatás, és a Duna—Tisza közi Mezőgazdasági Intézet futó megtekintése fejezte be a nap szakmai programját. A késő délutáni órákban a Helvéciai Áll. Gazdaságban tapasztalhatták külföldi vendégeink, hogy a futóhomokon is lehet virágzó és jól jövedelmező mezőgazdasági kultúrát teremteni.

D. A. *Davies* főtitkár, akit a Konferencia programján kívül a Magyar Meteorológiai Szolgálat szervezete és munkája is messzemenően érdekelt, *Dési* Frigyes igazgató társaságában november 14—16 között ismerkedett meg az Orsz. Meteorológiai Intézet létesítményeivel, nevezetesebb vidéki objektumaival, s közben alkalma nyílt arra is, hogy hazánk tudományos, társadalmi és kulturális életébe is betekintést nyerjen. Budapestről november 16-án utazott el. Többi külföldi vendégünk sok tapasztalat birtokában, a vendéglátókkal megerősített barátság tudatában november 19—21-én utazott vissza hazájába. *(Kéri M.—Péczely Gy.)*

II. КОНФЕРЕНЦИЯ КАРПАТСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ В БУДАПЕШТЕ

Центральный Метеорологический Институт Венгерской Народной Республики при содействии Венгерского Метеорологического Общества и Метеорологической Комиссии Президиума Венгерской Академии Наук во смысле резолюции, принятой осенью 1959 года в Смоленицах I. Карпатско-метеорологической Конференцией устраивал II. Карпатско-метеорологическую Конференцию в Будапеште от 13 до 15 ноября 1961-го года. Участвовали в Конференции: Давид Артур *Дэвис*, генеральный секретарь Всемирной Метеорологической Организации (ВМО), Милисав *Перович*, заместитель председателя VI. Европейской области ВМО, а также эксперты-метеорологи следующих стран: Советский Союз (Проф. Сергей Петрович *Хромов*, Генадий Федорович *Прихотько)*, Чехословацкая Социалистическая Республика (Проф. Микулаш *Кончек*, Андрей *Доброта*, Франтишек *Смолен*, Отакар *Зикмунда)*, Польская Народная Республика (Проф. Винценти *Околович*, Казимиерс *Хомич*, Михал *Орлич*, Станислав *Зих)*, Румынская Народная Республика (Штефан *Стоенеску)*, Германская Демократическая Республика (Вольфганг *Боер)*, Югославянская Федеративная Народная Республика (Проф. Марцян *Чадеж*, Проф. Марко *Милосавлевич*, Катарина *Милосавлевич)*, Австрия (Проф. Фердинанд *Штейнгаузер*, Вальтер *Фридрих)*.

Конференцию открыл Проф. Фридеш *Деши*, Директор Центрального Метеорологического Института в 9 ч. 30 мин. 13-го ноября 1961-го года. В своем вступительном слове он напомнил постановления первой Конференции, состоявшейся в Смоленицах осенью 1959-го года, которые рекомендуют метеорологам Карпатских Стран сообщать главные результаты своих исследований на симпозиях, устраиваемых по 2—3 годам и обсуждать мероприятия, которые считаются необходимыми для координирования метеорологических и гидрологических исследований в области Карпат.

После открытия первым Д. А. *Дэвис*, генеральный секретарь Всемирной Метеорологической Организации приветствовал Конференцию и пожелал много успехов в работе, потом М. *Перович*, заместитель председателя Европейской области ВМО держал короткую приветственную речь. Передали еще приветы: *Г. Ф. Прихотько* от имени Украинской Гидрометеорологической Службы, *М. Кончек* за Словацкую Академию Наук, *В. Околович* от имени польских метеорологов, *Ш. М. Стоенеску* от имени Румынской Гидрометеорологической Службы, *В. Боер* со стороны Гид-

рометеорологической Службы Германской Демократической Республики и *Ф. Штейнгаузер* от имени Метеорологической Службы Австрии.

Совещания Конференции продолжались 3 дня (13—15 ноября) в двух параллельных секциях (климатология и синоптическая метеорология); в течение этого времени было послушано 26 докладов, из которых 10 прочитали наши гости из зарубежных стран.

Все на Конференции прочитанные доклады в большей мере способствовали содействию метеорологов Карпатских Стран и в течение дискуссий и выступлений было высказано много конкретных желании касающихся организации общей работы на основе которых Редакционная Комиссия Резолюций Конференции предложила принять следующие резолюции:

» *В целях согласования метеорологических наблюдений и исследований, проводимых на территории Карпатских Стран и в их окрестностях* II. *Конференция Карпатской Метеорологии предлагает принять следующие резолюции:*

1. Унификация сбора данных и их обмена.

а) *Координация метеорологических и гидрологических наблюдений с особым учетом измерения испарения, влажности почвы, радиационных явлений, плотности снега, воздушных течений.*

б) *Сбор данных о снеге в Карпатских Странах на основании стандартных методов.*

в) *В целях исследования радиационного баланса регулярное наблюдение за количеством разных типов облаков (высоких, средних, низких) является необходимым в рамке климатологических наблюдений.*

г) *Фотографические снимки облаков и других метеорологических явлений.*

д) *В целях составления совместных климатологических карт желательно, чтобы Карпатские Страны публиковали климатологические данные, касающиеся тождественного периода времени. В интересах этого предлагается принять основным периодом 10 летие 1951—60, которое пригодит для относительных сравнений. Этот период — по возможности — будет желательно ублинить дополняя нéхватающие данные.*

е) *Желательно установка новых метеорологических станций в горных районах и на отдельных высоких горах в интересах подробного изучения климатологических условий. Первичными задачами программы измерений горных станций являются: выработка единого метода измерений изморози, которые имеют большее значение с точки зрения практического использования и сбор таких данных, потом объяснение на основе сравнительных измерений очень разновидных условий осадков горных районов.*

ж) *Регулярное сравнение измерений находящихся на территории Карпатских Стран и в их окрестностях аэрологических станций из-за разности примененных радиозондов. Желательно расширение радио-ветровых измерений и обеспечение обмена данными и на этой области.*

2. Выработка общей исследовательской программы.

а) *Координированное исследование условий осадков и снега в Карпатских Странах. В целях унификации исследовательских методов желательно созвать совещание по этим вопросам.*

б) *Исследование климата Карпат при помощи единых методов в рамках общей рабочей программы. Изучение разнообразного климата гор требует проведение местно-климатологических измерений, в роде экспедиции, по единым принципам и три широком использовании теоретических исследований.*

в) *Согласованное, и проводимое по общим принципам исследование характеристических синоптических процессов Карпатского бассейна, включая изучение влияния орографических факторов на атмосферные фронты.*

г) *Считается желательным объединить по единым принципам существующие макросиноптические типизации для Карпатского бассейна и обменять опытами этой работы. При типизации в будущем необходимо учитывать кроме адвекции — по возможности — и точки зрения энергетики (тепловой и водный баланс) и надо заботиться о соответствующем обмене данными.*

3. Общие вопросы.

а) *Считается необходимым, чтобы из года в год все Карпатские Страны обменивались планами метеорологических исследований и на етой основе согласовывали исследовательские работы.*

б) *В течение слебующих лет всем Карпатским Странам должны составить библиографию своей метеорологической и гидрологической литературы (на рус-*

ском и немецком языках) и продолжать в обмене эмих информаций.

в) *Публиковать доклады* II. *Конференции Карпатской Метеорологии подобно прежным, в форме книжного издания, в течение следующего за Конференцией года.*

Комиссия, поверенная составленем резолюций Конференции на основе проблем, раскрытых в докладах, послушанных на II. *Конференции Карпатской Метеорологии единогласно констатировала, что эти конференции в большой мере способствуют метеорологам в решении важных с хозяйственной точки зрения метеорологических и гидрологических проблем участвующих стран (изучение условий снега и изморози, вопросы увлажнения, лесоводство, организованный отдых). По этому Комиссия считает необходимым, чтобы эта форма содействия сохранилась и в будущем, и* III. *Конференция Карпатской Метеорологии созвалась в 1963. году в одной из заинтересованных стран.«*

Специальная программа Конференции дополнилась дружескими встречами, устроенными в честь заграничных гостей и участников Конференции, осмотром некоторых учреждений Венгерской Метеорологической Службы (Центральный Метеорологический Институт, Аэрологическая Обсерватория в Будапеште, потом в рамке экскурсии ознакомление с Агрометеорологической Обсерваторией в Кечкемете).

Кроме того устраивали прием директор проф. Ф. *Деши* от имени Центрального Метеорологического Института и А. *Хилле* председатель Венгерского Метеорологического Общества вечером 13-го ноября в клубных помещениях Дома Техники, на котором — кроме наших гостей из заграницы — участвовали многочисленные отечественные представители родственных наук, делегаты будапештских посольств (послы Советского Союза, Польской Народной Республики, Чехословацкой Социалистической Республики, Румынской Народной Республики, Германской Демократической Республики, представители английской и югославянской прессы) и некоторые сотрудники Министерства Иностранных Дел.

Официальная программа Конференции закончилась в 18-го ноября с продолжающейся весь день экскурсией (Будапешт—Дунауйварош—Кечкемет—Хелвеция—Будапешт). Наши заграничные гости возвратились на родину между 19 и 21 ноября.

DIE II. KONFERENZ FÜR KARPATENMETEOROLOGIE IN BUDAPEST

In Sinne der Rekommendation der im Herbst desJahres 1959 in Smolenice (Tschechoslowakei) abgehaltenen I. Konferenz für Karpatenmeteorologie wurde die II. Konferenz für Karpatenmeteorologie durch die Zentralanstalt für Meteorologie und die Ungarische Meteorologische Gesellschaft, unter der Mitwirkung des Meteorologischen Präsidiumskomitees der Ungarischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1961 vom 13. bis 18. November in Budapest veranstaltet. Auf der Konferenz nahm der Generalsekretär der Meteorologischen Weltorganisation (WMO), David Arthur *Davies*, der Vizepräsident der VI. (Europäischen) Region der WMO, Milisav *Perović*, weiters Meteorologen aus der Sowjetunion (Prof. Sergei Petrowitsch *Chromow*, Gennadij Fjodorowitsch *Prichotjko)*, der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik (Prof. Mikulaš *Konček*, Andrej *Dobrota*, František *Smolen*, Otakar *Zikmunda)*, aus der Polnischen Volksrepublik (Prof. Wincenty *Okolowicz*, Kazimier *Chomicz*, Michael *Orlicz*, Stanislaw *Zych)*, der Rumänischen Volksrepublik (Stefan *Stoenescu)*, der Deutschen Demokratischen Republik (Wolfgang *Böer)*, der Jugoslawischen Föderativen Volksrepublik (Prof. Marijan *Čadež*, Prof. Marko *Milosavljević*, Katarina *Milosavljević)* und aus Österreich (Prof. Ferdinand *Steinhauser*, Walther *Friedrich)* teil.

Die Konferenz wurde am 13. November 1961 um 9^{30} Uhr vom Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie, Universitätsprofessor Frigyes *Dési* eröffnet. In seiner Eröffnungsansprache erinnerte er an die Zielsetzungen der im Herbst 1959 in Smolenice abgehaltenen ersten Konferenz, wonach die Meteorologen der Karpatenländer im Rahmen eines zwei-dreijährlich zu veranstaltenden Symposiums von den wichtigsten Resultaten ihrer Forschungen einen Überblick geben und über die Koordinierung der Forschungen bezüglich der Meteorologie und Hydrologie der Karpatengebirge Besprechungen führen.

Nach der Eröffnungsrede begrüsste der Generalsekretär der Meteorologischen Weltorganisation, D. A. *Davies* die Anwesenden und wünschte viel Erfolg zur Arbeit der Konferenz. Nach ihm ergriff der Vizepräsident der Europäischen Region der WMO, M. *Perović*, sodann G. F. *Prichotjko*, M. *Konček*, W. *Okolowicz*, S.

M. *Stoenescu*, W. *Böer* und F. *Steinhauser* das Wort und gaben im Namen ihrer Dienste, Kollegen, bezw. M. *Končck* im Namen der Slowakischen Akademie der Wissenschaften den Wunsch für eine erfolgreiche Arbeit der Konferenz Ausdruck.

Die Vorträge der Konferenz wurden während drei Tage (vom 13. bis 15. November) in zwei Sektionen parallel (Klimatologie, bezw. synoptische Meteorologie) abgehalten. Aus den insgesamt 26 Vorträgen wurden 10 Vorträge von unseren ausländischen Gästen abgehalten.

Die im Laufe der Konferenz abgehaltenen Vorträge lieferten einen bedeutenden Beitrag zur Förderung der Zusammenarbeit der Meteorologen der Karpatenländer und an den nach den Vorträgen folgenden Diskussionen wurden zahlreiche Vorschläge bezüglich der konkreten Organisation der gemeinsamen Arbeit gebracht, auf Grund welcher die folgenden Rekommendationen zusammengestellt wurden :

„Zum Zwecke der Vereinheitlichung der auf dem Gebiete der Karpatenländer und deren Umgebung durchgeführten meteorologischen Beobachtungen und Forschungen werden von der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie folgende Vorschläge gemacht.

1. Vereinheitlichung der Angabensammlung und des Angabenaustausches.

a) Homogenisierung der meteorologischen und hydrologischen Beobachtungen mit besonderer Hinsicht auf die Verdunstungsmessung, der Messungen der Bodenfeuchte, Strahlung, Schneedichte und Luftzirkulation.

b) Nach einheitlichen Prinzipien erfolgende Sammlung und Austausch der Schneeangaben in den Karpatenländern.

c) Zwecks Untersuchungen des Strahlungshaushaltes systematische Beobachtung der Menge der verschiedenen Wolkenarten (hoch, mittelhoch, niedrig), im Rahmen von klimatologischen Beobachtungen.

d) Photographische Festhaltung der Wolken und sonstiger meteorologischen Erscheinungen.

e) Es wäre erwünscht, dass die Karpatenländer klimatologische Angaben identischer Perioden veröffentlichen zum Zwecke der Zusammenstellung einer einheitlichen Klimakarte. Dazu könnten die 10 Jahre 1951—1960 als Grundperiode dienen : diese Periode wäre auch zu Zwecken der relativen Vergleichungen geeignet. Diese Periode sollte — wofern es die Beobachtungsserien gestatten — auch rückgängig ausgedehnt werden.

f) Zum Zwecke einer ausführlicheren Erforschung der klimatischen Verhältnisse ist die Errichtung neuer meteorologischen Stationen im Gebirge und an höher liegenden Punkten erwünscht. Die wichtigsten Aufgaben des Messungsprogrammes der Gebirgsstationen sind : die Ausarbeitung der vom Standpunkte der praktischen Verwendung äusserst bedeutsamen einheitlichen Rauhreif-, bzw. Rauhfrost-messungen ; die Sammlung solcher Angaben, sowie die Erforschung der sehr wechselhaften Niederschlagsverhältnisse der Gebirge auf Grund komparativer Messungen.

g) Infolge der verschiedenen verwendeten Radiosonden die Durchführung systematischer Vergleiche der Messungen der auf dem Gebiete und in der Umgebung der Karpatenländer befindlichen aerologischen Stationen. Eine Erweiterung der Rawin-Messungen und ein Angabenaustausch wäre auch auf diesem Gebiete erwünscht.

2. Ausarbeitung eines gemeinsamen Forschungsprogrammes.

a) Koordinierte Untersuchung der Niederschlags- und Schneeverhältnisse der Karpatenländer. Zwecks Ausarbeitung einer einheitlichen Forschungsmethode ist die Veranstaltung eines Symposiums über diese Fragen erwünscht.

b) Untersuchung des Klimas der Karpaten mit einheitlichen Methoden und im Rahmen eines gemeinsamen Arbeitsprogrammes. (Die Vermessung des abwechslungsreichen Klimas der Gebirge macht die Organisierung der nach einheitlichen Prinzipien erfolgenden expeditionsartigen lokalklimatologischen Messungen, bezw. eine ausgedehntere Einbeziehung und Anwendung von theoretischen Untersuchungen erforderlich.)

c) Die koordinierte und nach einheitlichen Prinzipien erfolgende Erforschung der charakteristischen synoptischen Prozesse des Karpatenraumes, mit Einbeziehung der Untersuchung der modifizierenden Auswirkung der orographischen Verhältnisse auf die Frontentätigkeit.

d) Es erscheint wünschenswert, dass in den Karpatenländern die sich auf den Karpatenraum beziehenden und bisher aufgestellten makrosynoptischen Typisierungen nach identischen Prinzipien vereinheitlicht und die diesbezüglichen Erfahrungen ausgetauscht werden. In der Zukunft sollen bei der Typisierung ausser der Advektion auch energetische Standpunkte (Wärme- und Wasserhaushalt) nach Möglichkeit in Betracht gezogen werden und es soll auch für einen entsprechenden Angabenaustausch Sorge getragen werden.

3. Allgemeine Fragen.

a) Jährlich erfolgender Austausch der meteorologischen Forschungspläne der Karpatenländer und auf dieser Grundlage erfolgende Koordinierung der Forschungsarbeiten.

b) Im Laufe der folgenden Jahren auszuführende Zusammenstellung der Bibliographie der meteorologischen und hydrologischen Fachliteratur (in russischer und deutscher Sprache) in

jedem Land des Karpatengebietes und ein ständiger Austausch dieser Literatur.

c) Im Laufe des auf die Konferenz folgenden Jahres Veröffentlichung der auf der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie abgehaltenen Vorträge.

Das die Empfehlungen der Konferenz zusammenfassende Komitee stellte auf Grund der bisherigen Erfahrungen und auf Grund der auf der II. Konferenz für Karpatenmeteorologie aufgeworfenen Probleme fest, dass die Konferenzen für Karpatenmeteorologie einen bedeutenden Beitrag zur Lösung der vom wirtschaftlichen Standpunkt wichtigen meteorologischen und hydrologischen Probleme (Erforschung der Rauhreif- und Schneeverhältnisse, Wasserwitschaftsprobleme, Forstwirtschaft, Erholungswesen) leisten. Das Komitee erachtet diese Form der internationalen Zusammenarbeit als nützlich und die Veranstaltung der III. Konferenz für Karpatenmeteorologie in einem der interessierten Staaten als wünschenswert. Mit rücksicht darauf stellt das Komitee fest, dass die Aufrechterhaltung dieser Form der internationalen Zusammenarbeit nützlich erscheint und dass es anzustreben sei die III. Konferenz für Karpatenmeteorologie im Jahre 1963 in einem der beteiligten Staaten zu veranstalten."

Das Fachprogramm der Konferenz wurde mit zu Ehren der ausländischen Gäste und Teilnehmer veranstalteten freundschaftlichen Zusammenkünften, mit der Besichtigung einiger Anstalten des ungarischen meteorologischen Dienstes (Zentralanstalt für Meteorologie, Aerologisches Observatorium in Budapest, und im Rahmen eines Studienausfluges das Agrarmeteorologische Observatorium in Kecskemét) ergänzt.

Aus diesem Programme ist der von Direktor Prof. F. *Dési* seitens der Zentralanstalt für Meteorologie und vom Präsidenten A. *Hille* seitens der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft am 13. November abends in den Klubräumen des Hauses der Technik veranstaltete Empfang, an welchem ausser unseren ausländischen Gästen zahlreiche inländischen Vertreter der Grenzwissenschaften der Meteorologie, die Vertreter der in Budapest akkreditierten Gesandtschaften (die Botschafter der Sowjetunion, der Polnischen Volksrepublik, der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik und der Deutschen Demokratischen Republik), sowie die Vertreter der englischen und jugoslawischen Presse und mehrere Mitarbeiter des Ungarischen Aussenministeriums teilnahmen.

Das offizielle Programm der Konferenz schloss mit einem ganztägigen Ausflug am 18. November (Budapest—Dunaújváros—Kecskemét—Helvécia—Budapest). Unsere ausländischen Gäste verliessen unser Land zwischen dem 19—21 November.

A MTA ELNÖKSÉGI METEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGA keretében — amint arról ez évi 3. számunkban már beszámoltunk — Klimatológiai és Sugárzási Albizottság alakult. Az albizottság létrehozását az a körülmény tette szükségessé, hogy éghajlattani kutatásaink iránt sok gyakorlati igény jelentkezik elsősorban a határtudományok, de számos más tudományszak részéről is, s összefogásukat az Elnökségi Meteorológiai Bizottság egymagában nem tudja elvégezni.

Az albizottság 1961. október 26-án tartotta első ülését, melynek során *Bacsó* Nándor egyetemi tanár, az albizottság elnöke vázolta az albizottság célkitűzéseit, majd *Péczely* György titkár beszámolt az éghajlatkutatás (klimatográfia, mikro- és helyklímakutatás, szinoptikus és aeroklimatológia, éghajlati jelenségek energetikájának tanulmányozása) időszerű feladatairól.

A beszámoló fölötti vita során az albizottság leszögezte azt, hogy számos területen új, speciális éghajlati adatgyűjtésre van szükség (pl. zuzmaraviszonyok felmérése); kifejezte továbbá annak szükségességét, hogy az országban több helyen folyó éghajlati kutatásokat koordinálni kell. Elsősorban a mikro- és helyi klíma vizsgálatok, ugyanakkor azonban a városklíma kutatások terén is kívánatos az összhangot biztosítani; itt nemcsak műszertani, hanem elsősorban elvi kérdések szorulnak tisztázásra. Az albizottság megállapodott abban, hogy kéthavonta tartandó ülésein a beszámolóban megjelölt felosztás szerint részletesen megvitatja az éghajlatkutatás egyes részterületeit, s így ténykedése első szakaszában felméri mindazokat a tennivalókat, melyek hazai éghajlatkutatásunk továbbfejlesztéséhez, koordinálásához szükségesek. *(P. Gy.)*

*

A FÉNYNEK A SZÁRAZ ÉS NEDVES TALAJOKRÓL TÖRTÉNŐ VISSZAVERŐDÉSÉRŐL *Goll György* egyetemi docens tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság 1961. október 19-i ülésén.

Bevezetőjében rámutatott a talaj fényvisszaverő képességének meteorológiai vonatkozásaira, s arra, hogy a különböző talajfelszínek albedója más és más, erősen függ a talajfelszín mechanikai állapotától, nedvességétől, a növényzettel való borítottságától. Az előadó hipotézist állított fel arra vonatkozólag, hogy a talajszemcsék mint másodlagos fényforrások szerepelnek. Megállapította az albedó napi menetét: reggel és este magas albedó értékeket kapott, míg a minimum a dél körüli órákra esett. Kísérletileg kimutatta, hogy a talaj reflektáló képessége a nedvességtartalom növekedtével nem az irodalomban

található összefüggés szerint változik, hanem valamilyen bonyolult függvénykapcsolat szerint. Kitért ennek részletes optikai magyarázatára. Végül méltatta az albedó komplex értékének meteorológiai fontosságát.

Az előadást követő érdekes vitában többek között *Béll* Béla, *Dobosi* Zoltán és *Tardos* Béla fűzött néhány megjegyzést az elmondottakhoz. *(S. J.)*

*

A SZOVJETUNIÓBAN FOLYÓ KLIMATOLÓGIAI KUTATÁSOK tanulmányozása céljából a magyar—szovjet műszaki-tudományos együttműködés keretében *Kakas* József, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. osztályvezetője és *Antal* Emánuel, az éghajlati osztály terepklimatológiai kutatócsoportjának vezetője 1961. október 5-től 18-ig tapasztalatcserét folytatott a Szovjetunió éghajlatkutatással foglalkozó különböző intézményeinél.

Moszkvában az Állami Lomonoszov Egyetem földrajzi fakultásának éghajlattani intézetében, ill. meteorológiai obszervatóriumában, majd a Szovjetunió Tud. Akadémiájának Aeroklimatológiai Kutató Intézetében folyó kutatások tanulmányozása után megtekintették a Központi Prognosztikai Intézetet is, ahol a gépi adatfeldolgozás berendezéseiről és módszereiről, valamint az agroklimatológiai kutatásokról tájékozódtak.

Leningrádban a Vojejkovról elnevezett Geofizikai Főobszervatórium egyes osztályain a hőháztartással s a talajközeli légrétegek fizikájával foglalkozó kutatások időszerű kérdéseinek megbeszélése után megtekintették a Vojejkovo-i obszervatóriumot, végül a főobszervatórium éghajlati részlegében az alkalmazott klimatológia terén folyó vizsgálatok, valamint a Szovjetunióban a mezőgazdaság fejlesztésének érdekében kifejtett mikroklíma-kutatások irányelveiről, módszereiről s eredményeiről folytattak a magyarországi terepklimatológiai vizsgálatok szempontjából is tanulságos konzultációt. *(K. J.)*

*

A FELHŐFIZIKA ÉS A LÉGKÖR RADIOAKTIVITÁSA kérdéseivel foglalkozó kutatások tanulmányozása végett az Orsz. Meteorológiai Intézet két tudományos munkatársa: Mészáros Ernő és Simon Antal 1961. szept. 13-án a Csehszlovák Szocialista Köztársaságba utazott. A kéthetes tanulmányút célja a Csehszlovák Tud. Akadémia Hradec Kralovéban működő Légkörfizikai Obszervatóriumában folyó munka megismerése volt.

A küldöttek tanulmányozták a klorid és szulfát kondenzációs magvakra vonatkozó Vittori módszerrel végrehajtott repülőgépes vizsgálatokat, a ködcseppek eloszlásának az angol gyártmányú ún. „cascade impactor"-ral történő vizsgálatát, valamint a ködös levegő víztartalmának meghatározását. Ezeken kívül az obszervatóriumban végzett radioaktív aeroszol, csapadék és „fall out" méréseket, továbbá a *Findeisen* által megkezdett és jelenleg ismét felújított repülőgépes és talajközeli légelektromos méréseket tekintették meg. A fenti témák tanulmányozása után került sor a Findeisen-féle alacsonynyomású ködkamra berendezéseinek, és a vele elvégezhető munka elvi megismerésére.

A vendéglátók lehetővé tették, hogy a Tudományos Akadémia Prágában levő, hasonló témával foglalkozó intézeteit is meglátogassák a magyar kutatók. A látogatások során jártak a Fiziko-Kémiai Intézet aeroszol osztályán, valamint a Geofizikai Intézet meteorológiai részlegében, ahol a numerikus előrejelző, klímakutató és főleg a levegőkémiai csoportok munkáját nézték meg.

A tanulmányút utolsó napján még látogatást tettek a Hidrometeorológiai Szolgálat központjában is. *(S. A.)*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG „Róna Zsigmond" Ifjúsági Köre 1961. nov. 2-án klub-délutánt tartott a Technika Házában. A programon a különféle külföldi kongresszusokon, ill. tanulmányutakon a közelmúltban részt vett meteorológusok élménybeszámolója szerepelt. A beszámolókat két kisfilm vetítése követte Moszkva városáról és a cseh üvegiparról. *(S. A.)*

*

A BOLGÁR AGROMETEOROLÓGIAI KUTATÁSOK tanulmányozása céljából a magyar—bolgár műszaki-tudományos együttműködés keretében *Szilágyi* Tibor és *Kozma* Ferenc, az Orsz. Meteorológiai Intézet kecskeméti agrometeorológiai obszervatóriumának vezetője, ill. munkatársa 1961. szeptember 25-én kéthetes tanulmányútra ment Bulgáriába.

Az agrometeorológiai szolgálat operatív és kutatómunkáján kívül az egyes mezőgazdasági és kertészeti tudományos intézmények munkáját is tanulmányozták. Bulgáriában a fenológiai állomásokon kívül 27 agrometeorológiai állomás működik, amelyeken az észlelők a szokásos meteorológiai megfigyelések mellett a termesztett, és vad növényekre vonatkozó pontos és részletes fenológiai, ugyanakkor számos kultúrnövényre vonatkozó fenometriai megfigyeléseket is végeznek, valamint 4, előre meghatározott területen 1 m mélységig (havonta egyszer 2 méterig) tíznaponként talajnedvességet mérnek. Megfigyelik és följegyzik még a kultúrnövények mindenkori állapotát, a kártevők jelentkezését, a gyomosodás mérté-

két, az őszi vetések áttelelését, a hóviszonyokat, a vándormadarak vonulásának idejét, fontosabb rovarok rajzását stb. Megfigyeléseiket tíznaponként távirati úton közlik a hidrometeorológiai szolgálattal. A beérkező adatokból a központban ugyancsak tíznaponként, s ezenkívül minden hónap végén tájékoztatót készítenek a mezőgazdasági, vízügyi és más vezető szervek részére. E megfigyelések birtokában vált lehetővé az ország agrometeorológiai körzetesítésének végrehajtása is.

A bolgár agrometeorológiai kutatásokban különösen kidomborodik a talajnedvesség és az erdészet meteorológiai kérdéseinek tanulmányozása. A szófiai és a plovdivi mezőgazdasági, ill. kertészeti egyetem meteorológiai tanszékei az oktatáson kívül jelentős kutatómunkát is végeznek. Plovdivban a „Marica" Kertészeti Kutató Intézet főleg paradicsommal és paprikával foglalkozik. Plevenben a Szőlészeti és Borászati Kutató Intézetben a telepítési módok és az erózió elleni küzdelem terén elért eredmények jelentősek. *(Sz. T.)*

*

FELHŐFIZIKAI TANULMÁNYÚT A SZOVJETUNIÓBAN. A szovjet—magyar műszaki-tudományos együttműködés keretében *Wirth* Endre, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkatársa 1961. november 21. és december 7. között felhő- és csapadékfizikai tanulmányúton vett részt Leningrádban. A tanulmányút célja a mérések azon módszereinek és eszközeinek, valamint a kutatások elvi irányának és konkrét szervezési kérdéseinek a megismerése volt, amelyeket a felhőfizikai kutatások terén jelenleg a gyakorlatban alkalmaznak. Ennek megfelelően a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumban és a Vojejkovo-i obszervatóriumban tanulmányozta a felhő-és csapadékfizikai osztály, ill. a csapadék-kémiai osztálynak főleg gyakorlati vonatkozású munkáját. Így — többek között — megismerkedett a hidegkamra, az elektronmikroszkópos és a spektrográfiai vizsgálatokkal. Moszkvában felkereste a Központi Aerológiai Obszervatórium felhőfizikai osztályát, a Lomonoszov Egyetemen pedig *Hrgian* professzor tájékoztatta a meteorológiai tanszéken folyó kutatások irányáról. *(W. E.)*

615057
Athenaeum Nyomda
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 950 példányban

INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

Bodolai, I. (Budapest): On the Vortex-Tube Term in the Vorticity Equation 321

Borbély, E. (Budapest): Тропопауза над Будапештом 326

Barát, J.—Tóth, P. (Budapest): Механическое счетное приспособление для определения температурной адвекции в свободной атмосфере 333

P. Szalay, G.: Air-flow over Hungary in macrosynoptical situations with a zonal pattern 338

Endrődi, G.: Kaltluftseen an der Halbinsel von Tihany 345

Németh, T.: On the Relation between Temperature Conditions and Geomagnetic Field Intensity 351

Béll, B.: Wind measurements by Means of Tethered Balloons 355

Saikó, J.: Effects of the solar eclipse of the 15th February 1961 produced on the ionospheric layers 361

Péczely, G.: Data of the local wind system of the lake Balaton 362

Dobosi, Z.: Some Remarks on the Climatological Applications of the Concept of Albedo 364

Bognár, K.—Kozma, F.: Über mikroklimatologische Untersuchung eines Gartenbaubetriebes für gleichzeitige Weinrebereinzeugung und Obstbaumkultur 366

Aujeszky, L.: The problem of an immeadiate prognostical use of charts of maximum and minimum temperatures 370

LITERATURE

Grubich, V.: Wetter und Mensch *(Predmerszky, T.)* 371

Stoenescu, S. M. (Red.): Clima Republicii Populare Romine Vol. II. Date Climatologice *(Péczely, G.)* 372

Самойленко, В. С.: Формирование температурного режима морей *(Antal, E.)* 373

CHRONICLE 374