

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. KÉRIM.
 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. TAGDIJ 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 Sonnen-tätigkeit auf die Luftdruckverteilung)	7
Tóth Pál: Nomogram a szabadlégköri hőmérsékleti advekcio 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 (Aujeszký 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 szám-szerű előrejelzésének módszerei (Ambrózy P.)	58
KRÓNIKA	59
A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hirdet-ményei	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 (Warszawa), 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 advekcio 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 tropaupauza 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 légtövek a Tihanyi-félszigeten 345
- Erdős László—Morvay Anna:* Néhány talajfajtánk nedvességjárása 47
- *Papp Béla:* A felszíni lefolyás műszerez mérése 169
- Frank Miklós:* Az ibolyántúli sugárzás mérése kémiai eljárással (német nyelven) 257
- Füstös Kálmán (Kolozsvár):* Számolóélc 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.—Kasnci, 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
- Kasnci, P.—Jaho, S. (Tirana):* A hőmérséklet és csapadék néhány jellemző vonása Albániában (francia nyelven) 86
- Kiss István:* A hófelületek vegetációs színzöldéséről 110
- Kissné Tóth Erzsébet:* A talajhőfoglalmánál 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 télerősség összefüggéséről 351
- Okolowicz, W. (Warszawa):* Az éghajlat fogalmáról (német nyelven) 193
- Papp Béla:* Talajnedvesség mérése laboratóriumban radioaktív kobalt segítségével 160

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

II. Kisebb tanulmányok

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

III. Irodalom

a) Belföldi

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

b) Külföldi

<i>Ahijezer, A. — Bresztyeckij, V.: Kvantum-elektrodinamika (Titkos Ervin)</i>	311
<i>Battan, Louis J.: Radar Meteorology (Kallósné Sugár Margit)</i>	187
<i>Böer, W.: Das Klima von Potsdam (II). Die mittlere Windversetzung in Potsdam (Pápainé Szalay Gabriella)</i>	57
<i>Conklin, G.: The weather conditioned house (Popovicsné Gubola Mária)</i>	253
<i>Fiziceseszkij Enciklopediceseszkij Szlovarj (Aujeszkij László)</i>	122
<i>Girsz, A. A.: Osznovi dolgozrosznih pogodi (Koppány György)</i>	57
<i>Gangyin, L. Sz. — Dubov, A. Sz.: Csiszlenyije metodi prognoza pogodi (Ambrózy Pál)</i>	58
<i>Geraszimov, I. P. — Budiko, M. I. — Taljcov, A. P.: Tyeplovoj i vodnij rezsim zemnoj poverhnosztji (Endródi Gabriella)</i>	310
<i>Hahalin, V. Sz.: Szovremennije radiozondi (Pápai László)</i>	188
<i>Hrgian, A. H.: Fizika oblakov (Mészáros Ernő)</i>	309

<i>Iszajev, E. A.: Katalog szinoptyiceszkijh processzov nad Atlantyiceszkim Okeanom i Jevraziej (Péczely György)</i>	121
<i>Knighthing, E. — Corby, G. A. — Bushby, F. H. — Wallington, C. E.: An Experiment in Numerical Forecasting (Ambrózy Pál)</i>	310
<i>Koitzsch, R.: Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage (Szepesiné Lőrincz Anna)</i>	56
<i>Landsberg, H.: Physical Climatology (Kissné Tóth Erzsébet)</i>	253
<i>Lauscher, A. — Lauscher, F. — Printz, H.: Die Phänologie Norwegens I — II. (Szakály József)</i>	121
<i>Scherhag, R.: Einführung in die Klimatologie (Szepesiné Lőrincz Anna)</i>	309
<i>Schneider-Carius, K.: Das Klima, seine Definition und Darstellung; zwei Grundsatzfragen der Klimatologie (Endródi Gabriella)</i>	187
<i>Stoiculescu, S. M.: Clima Republicii Populare Romine Vol. II. Date Climatologie (Péczely György)</i>	372
<i>Szamojlenko, V. Sz.: Formirovanyije temperaturno rezsima morzej (Antal Emánuel)</i>	373
<i>Walter, H. — Lieth, H.: Klimadiagramm Weltatlas (Szepesiné Lőrincz Anna)</i>	311
<i>Zajcev, V. A. — Ledohovics, A. A.: Pribori i metogyika isszledovanyija oblakov sz szamoljeta (Aujeszkij László)</i>	56

IV. Krónika

<i>Ambrózy Pál: A Magyar Meteorológiai Társaság pécsi, VII. vándorgyűlése</i>	316
<i>— 40 éves az Amerikai Meteorológiai Társaság</i>	40
<i>Aujeszkij László: Az Antarktisz hőseinek emlékezete</i>	59
<i>— A földkerekség legfontosabb mikro-meteorológiai észlelőárbcái és észlelőtornyai</i>	127
<i>Békeffy Józsefné: Első meteorológiai világnap</i>	124
<i>— Magyar meteorológusok ENSZ ösztöndíja</i>	126
<i>— Meteorológiai műbolygók a világűrben</i>	190
<i>— Gyakorlati klimatológiai útmutatás</i>	318
<i>Béll Béla: A „Nyugodt Nap Nemzetközi Éve”</i>	124
<i>— A Magyar Tudományos Akadémia Elnökségi Meteorológiai Bizottsága</i>	189
<i>— A MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottsága</i>	319

<i>Bodolai István: Szinoptikusok tanulmányútja a Szovjetunióban</i>	190
<i>Dunay Sándor — Kakas József: 75 éves a Sonnblick-obszervatórium</i>	315
<i>Kakas József: A MMT előadó ülése (Kérdő I., Kéri M., Péczely Gy. előadása)</i>	62
<i>— Makro- és mikroklimatikus hatások a közmeteobogyók növekedésére és beltartalmára (Szász G. előadása)</i>	63
<i>— Rádiólokátorok alkalmazása a repülés-meteorológiában (Csaplak A. előadása)</i>	63
<i>— A MMT agrometeorológiai szakosztálya (Osváth J. előadása)</i>	126
<i>— Dési Frigyes Jugoszláviában</i>	189
<i>— A Magyar Földrajzi Társaság XV. vándorgyűlése</i>	255
<i>— Pápai László emlékezete</i>	314
<i>— Szabó Ignác emlékezete</i>	314
<i>— A Szovjetunióban folyó klimatológiai kutatások</i>	383
<i>— — Dunay Sándor: 75 éves a Sonnblick-obszervatórium</i>	315

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

B) TÁRGYMUTATÓ¹

Advekcio 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 csapadéokra 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
Hőfelületek 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 advekción 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
Kicsérélődési együttható 113
Klimadiagram 311*
Klíma-atlasz 315*, 372*
Klimatológiai kutatások a Szovjetunióban
383
Klimatológiai útmutató 318
Köszméte állományéghajlata 63, 279
Kötött légömbös szélérés 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 szülő-állományban 366
Légnyomáseloszlás 1, 17, 65
Légpályák 1, 202, 289
Légszennyeződések 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 szélénergiaja 191
Makroklima 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
Mikroklima 193, 320, 366
Mikrometeorológia 63, 127, 366
Minimum-hőmérsékleti térképek 370
Molesanov, P. A. emlékezete 312
Monzun 65
Munkahelyklíma 256
Műbolygók 190
Napfogyatkozás 361
Napfolt 17, 351
Naptevékenység 17, 298, 351
Nomogramok 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 mikroklimája 320
 Paradicsombogyó hőmérséklete 179
 Passzát szél 65
 Potenciálesés mérése 164
 Pszichrometrikus számológéc 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
 Számológéc 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

IDŐJÁRÁS

65. ÉVFOLYAM I. SZÁM 1961. JANUÁR—FEBRUÁR

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.

*

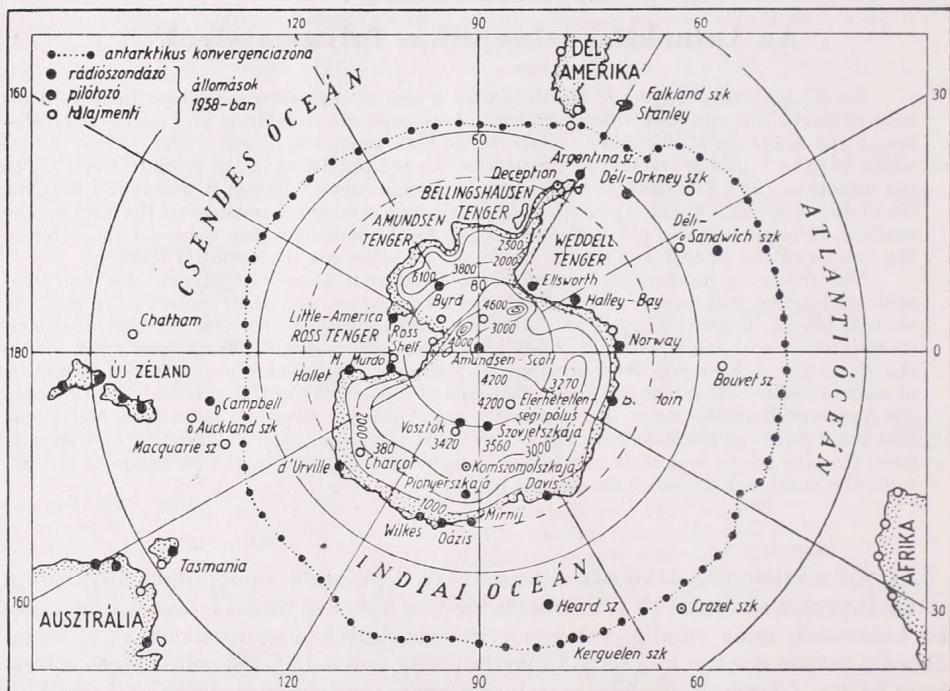
Az Antarktiszon és a környező tengereken lejátszódó szinoptikus folyamatok tanulmányozása az utolsó 15 év munkája, de különösen az utolsó 5 éve. A klimatológiai kutatások, mint mindig, valamennyire megelőzték a szinoptikait. A 2. világháborúig csupán néhány különálló tapasztalatunk volt a Déli-félgömb 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 analizisének 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 Antarktison az új állomások fokozott szervezése a többi állomásokkal karöltve. A Mirnij állomáson megkezdtek a szinoptikus térképek összeállítását — magáról az Antarktiszról. 1957-ben, a Nemzetközi Geofizikai Év kezdetén, az Antarktison (először annak történetében) már léteztek szárazföldi mérőállomások elég távol a partoktól a földrajzi és az ún. elérhetlenségi pólus felé. A meteorológia



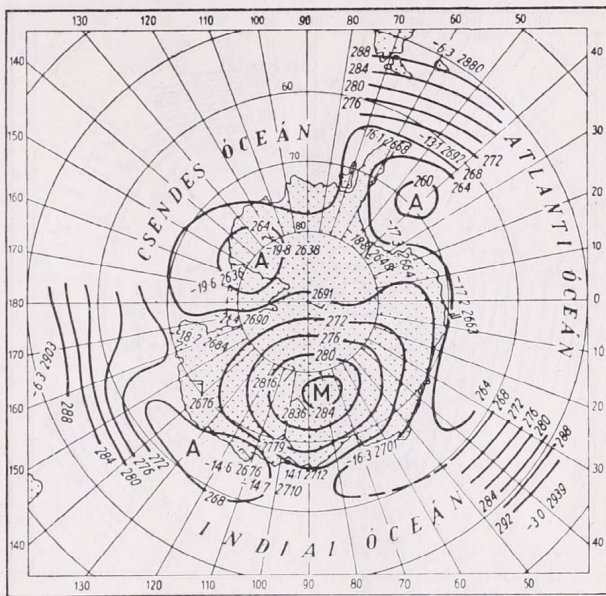
1. ábra. Az Antarktisz térképe. Domborzat és állomáshálózat
Рис. 1. Карта Антарктики. Рельеф и расположение станций.

állomások közös hálózata az Antarktison a N. G. É. végéig nem kevesebb, mint 40 állomásra növekedett. Fejlődött tovább a központi időjárás 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 fölvetések 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.

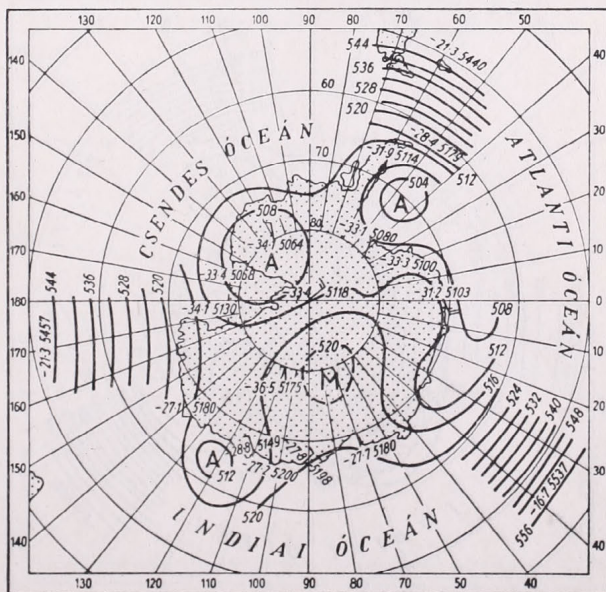
Az Antarktisz szinoptikus tanulmányozása 20—25 évet elmaradt az Arktiszétől. Már a 30-as évek végén helyes elképzelést kaphattunk az Arktisz cirkulációs sajátosságairól. Ugyanakkor tárgyatlaná váltak bizonyos túl sematikus a priori föl-

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 jégén csak úszó állomások lehetőségek, 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 tíze rúgott. Az Antarktiszon a 40-es és 50-es években már elterjedt az aerológiai szondázás egész sor állomáson, úgyhogy a felbecsátott rádiószondák száma már ezreket tett ki.



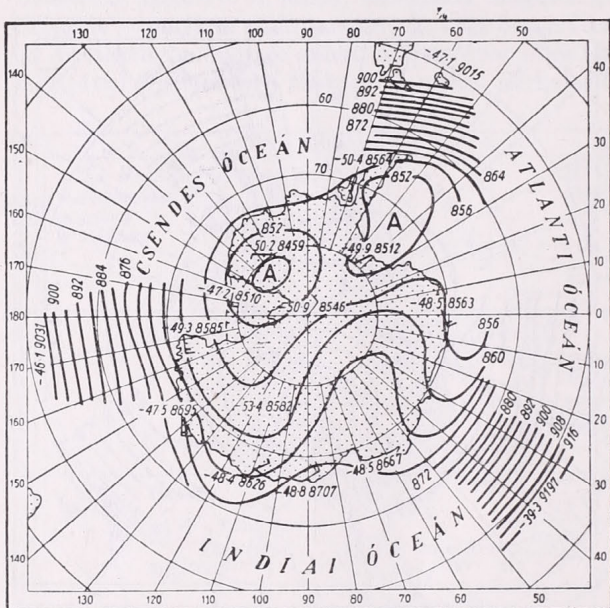
2. ábra. 700 mb AT. Január — Рис. 2. AT 700. Январь

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 lejátsszódniuk, mint az Arktiszon. A fizikai-földrajzi körülményekben, mindenekelett a szárazföldre és tengerek eloszlásában fennálló különbségek természetesen a jelenségek részleteit módosítják, de nem változtathat-

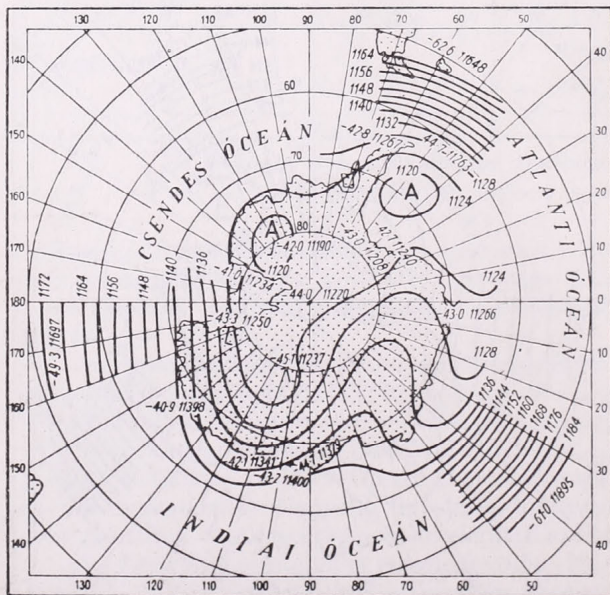


3. ábra. 500 mb AT. Január — Рис. 3. AT 500. Январь

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. Mest 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

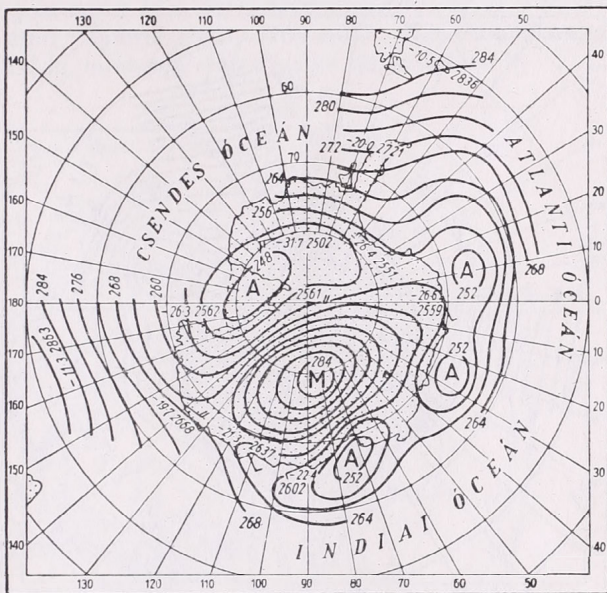
Tudjuk, hogy az Északi-félgömbön a cirkuláció és az időjárás alakításában minden szélességen lejátszódó energiaátalakulás részt vesz, és aligha lehet a trópus kevésbé fontos e vonatkozásban. Hasonló előítéletek az Antarktiszra vonatkozóan még ma is élnek. De az Antarktisz szinoptikai anyagának feldolgozásakor teljesen bebizonyosodott, hogy az Északi-félgömbre vonatkozó frontológiai elképzelések a Déli-félgömb környezetében is érvényesülnek.

Kezdjük az antarktikus anticiklonnal. A magas jeges szárazföld rendkívül erős sugárzási lehűléssel 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 *statistikai* 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-

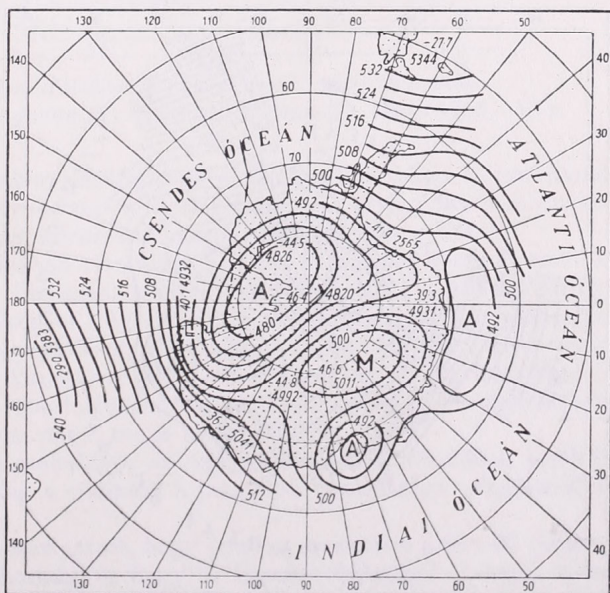
zódnek és megszűnnek a szárazföldön, helyüket változtatják és úgy látszik, átmennek a fejlődés különböző fázisain, a többi szélességek anticiklonjaihoz hasonlóan. V. P. Gutnyikov véleménye szerint az antarktikus anticiklon, egyetlen képződménynek tekintve, 5—10 napos periodicitással pulzál.

A termikus mechanizmus csupán kísérő szerepet játszhat az anticiklogenezis folyamatában. Természetesebb feltételezni, hogy bizonyos nyomásnövekedést nem a lehülés 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 periferiáját, melyeknek centruma a szárazföld közelében az óceánon van. Időnként azonban igen szabályos lehet a szárazföldön többé-kevésbé fejlett anticiklonok kialakulása.

Az antarktikus anticiklonok elszakíthatatlan kapcsolatban állnak a szubpoláris ciklogenezis folyamataival az Antarktiszot 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 fellépnek, mégis ott a leggyakoribbak, ahol ritkán lépnek fel



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

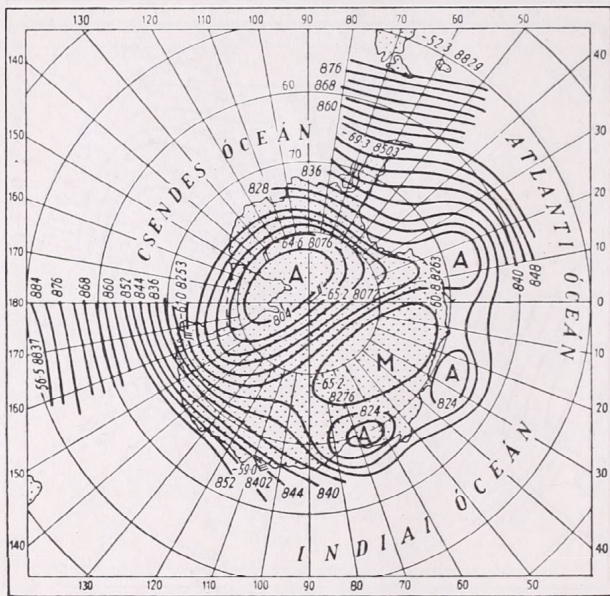


7. ábra. 500 mb AT. Július — Рис. 7. AT 500. Июль

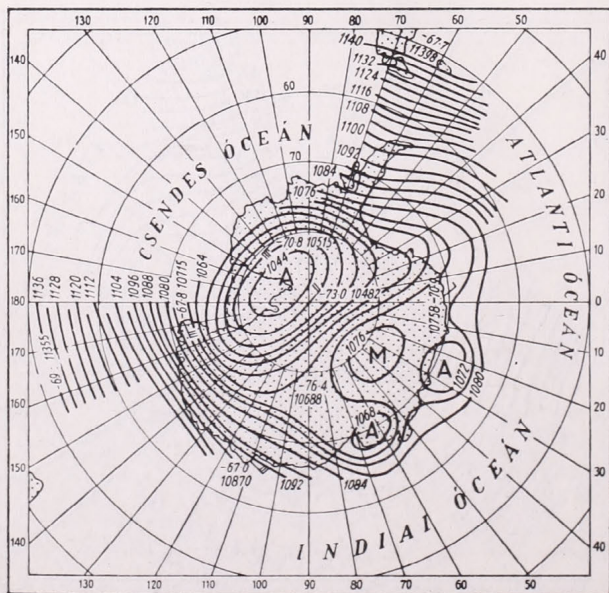
ciklonok, azaz a Kelet-Antarktiszon. Érthető, hogy a szárazföldet körülvevő ciklonok tengelyhajlása következtében, a hőmérsékleti gradiens ellenére, a ciklonok centruma áthelyeződik a magassággal a szárazföld fölé. Bizonyos szinten a kontines fölött már egy vagy több depressziót találunk, melyek ezen a szélességen a szárazföld körül vándorló ciklonok eredményei. Klimatológiai szempontból ez azt jelenti, hogy

mint az Arktiszon is, bizonyos magasságtól kezdve az átlagtérképeken az anticiklonok cirkumpoláris depresszióvá változik.

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 kevésbé emelkedik a szárazföld fölé. Az 1957-es év átlagos térképén, amit *Rasztorgujev* szinoptikusunk és az argentin *Alvarez* szerkesztett, tényleg megtaláljuk az év valamenyi hónapjában a magasnyomású centrumot kb. a 75–80° S, ill. 75–90°. E koordináták között, vagyis a szárazföld legmaszszívabb része, Kelet-Antarktisz fölött. Az 500 mb-os felszín topográfiáin az alacsony nyomás jobbabb 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 örvénycentruma, mint várható volt, a pólustól a Ross-tenger felé hajlik, az utóbbi gyakran látogatják ciklonok, méghozzá stacionárius ciklonok.



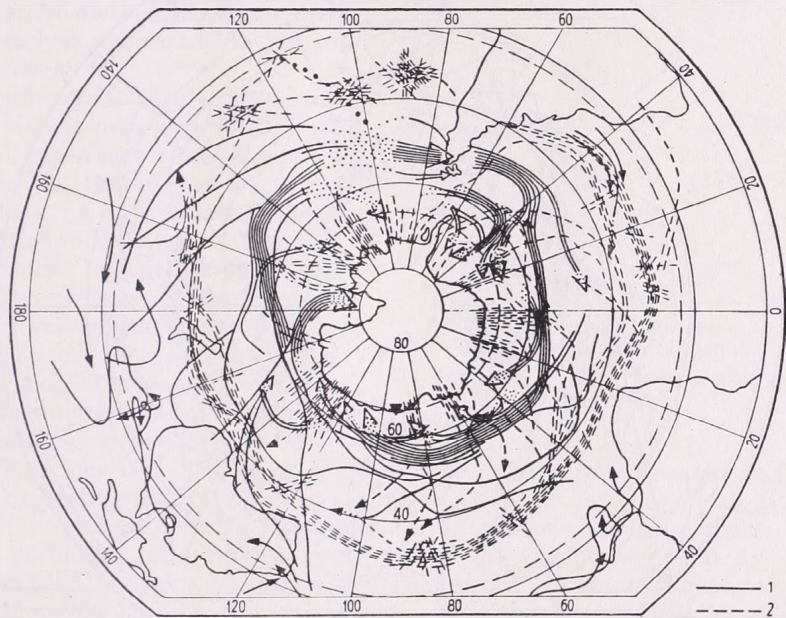
8. ábra. 300 mb AT. Július — Рис. 8. AT 300. Июль



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

De mint már mondtuk, ez az átlagterkép nem mond ellent annak, hogy egyes esetekben magas ciklonok fejlődnek, amelyek 300 mb fölél 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 Americán 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 depresszióknak adja át a helyét. A depresszió télen eléri a 30 mb-t, nyáron csak a 100 mb-t. Következésképpen fölötté 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 Antarktisz körülvevő hatalmas depressziós gyűrűt.

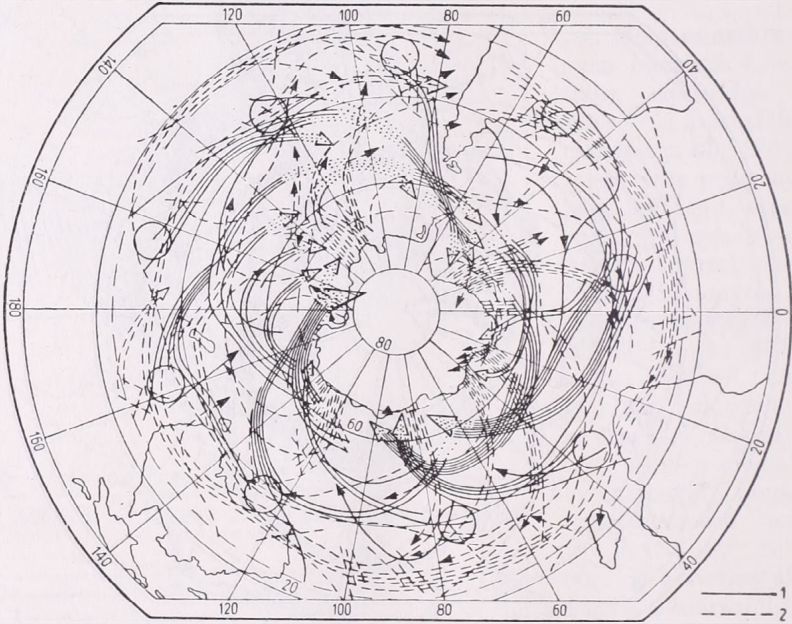
Az itteni ciklonok vonulásának vizsgálata távolról sem olyan könnyű, mint az Északi-félgömb ciklonjainál. De mégis régóta megállapították, hogy az Északi-félgömbtől nagy szabályszerűséggel különbözik. A trajektóriák sűrű nyalábokban haladnak, a sebességük nagy egyenletességgel tűnik ki (10., 11. ábra). 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 télen 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 leg-sűrűbb 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 télén

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

mégis bemutat egy évben néhány esetet, amikor kis területű, kevésbé 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 csapadéköna 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 számálhatunk össze zárt izobárokkal. Bizonyos adatok szerint ez a szám

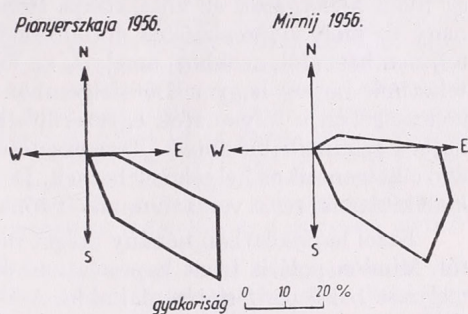
3—4-re csökken, ha a ciklonok alig mozognak, amiről alább beszélni fogunk. De meg kell jegyezni, hogy minden szárazföld körüli ciklon egész ciklonsorozat lehet lényegében. Ugyanakkor a különálló centrumok összeolvadhatnak, de ugyanígy ki is maradhatnak a számolásból a megfigyelési hálózat ritkasága miatt.

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 antarktisi 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 havonta szélső esetben 13 ciklont szelünk át, melyek nyomása 976—953 mb volt (13. ábra).

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 Antarktiszot. De az alacsony szélességeken e ciklonok természetesen kevésbé fejeződnek

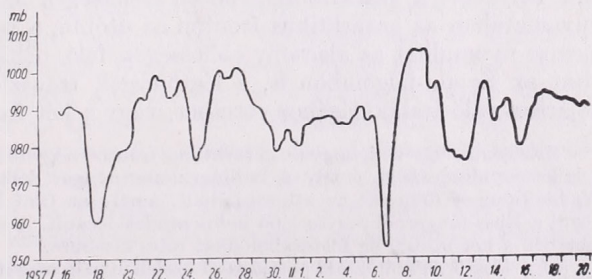
ki a bárikus mezőben. A nagy nyomás-gradiens a szubtrópusi anticiklonok és a szubpoláris depressziós gyűrű között arra vezet, hogy a 40. és 50. szélességek között újra keletkező ciklonok csak deformációk maradnak, pontosabban a zónális futású izobárok görbülései, zárt izobárú önálló centrumok képződése nélkül. Az állandó nyugati szeleket, melyek a 40-es szélességeken „fújnak”, viszonylag kevésbé 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.

Másrészt a pólus körüli trajektória-nyalábok indul-



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

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



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.

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 végmegy, 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 hasonlóak 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 periferiáján alakul ki. A Déli-félgömbön azonban az ilyen szubtrópusi anticiklonok száma és velük együtt a trópusi front elágazásainak száma — nem három és nem négy, mint ezt a klímaterképekből 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 polárisá 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 öbölénél 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 előredett 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 maritimá váló 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 álló-jellegűvé 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 Antarktisz 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, Amundszen-tenger, Bellingshausen-tenger, Weddell-tenger, Maud királynő-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.

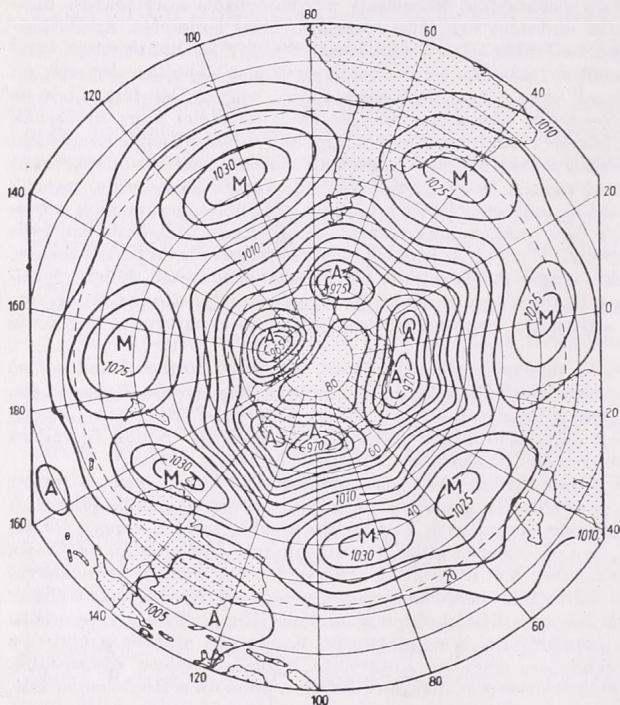
Az Antarktisz talajmenti nyomásának sok éves átlagtérképe, melyet nemrég a moszkvai Központi Prognosztikai Intézetben állítottak össze, ugyancsak világosan rávilágított néhány centrum létezésére zárt izobárral az antarktikus depresszió belsejében. Alacsony nyomású centrumok *Rasztorgujev* és *Alvarez* 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 gerincek kell találnunk mind a föld felszínén, mind a magasabb rétegekben. Ilyen gerincek az Antarktisz-nak 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 kitérésének 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 abszurdá válik. Megerősítették például, hogy a nyugati szelek övezete a 40-es szélességeken alighanem teljes akadályt jelent a Déli-félgömb magas és alacsony szélessége 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 meridióálisan 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 északon : *zónális* és *meridióális 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 hatolnak be, elég 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 eléri 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.

lették. 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 szélességet mértek.

Az Északi-félgömbbel szemben a különbség csak mennyiségi: az Antarktiszon a zonális típus jobban kifejlődik, jellemzőbb és jelentősebb területeket foglal magában mint az Északi-félgömbön. 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 vártlanoknak bizonyultak. Csaknem mindannyian egyetértenek abban, hogy a meridionális típus gyakorisága semmi esetre sem kisebb, ha nem nagyobb, mint a zonális. 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 1958-as adatai szerint a szárazföld belső részében a 80. szélesség körül végbement futóáramlások háromnegyed részét meridionális cirkuláció mellett ész-

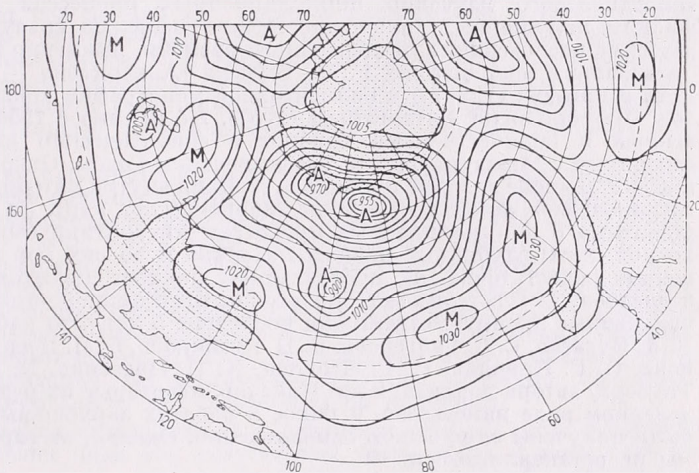
Asztapenko az 1958-as adatok alapján megállapította, hogy a meridionális cirkulációs forma az Antarktiszon kb. az összes napok 65%-át teszi ki, a zónális pedig 35%-ot. A két alapvető cirkulációs formán belül azonban nem sikerült altípusokat megállapítania (14–15. ábra).

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

Sz. Sz. Gajger azonban később kimutatta, hogy 1956–57 nyarat 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 északon. 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.

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 Antarktis 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 határvonal. Ez a sajátosság éppen



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 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 разворачивается 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 проследиваться 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 околосамоматерикового 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 околосамоматериковое 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 околосамоматериковому 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 околосамоматерикового кольца отходят пучки траекторий по крайней мере с 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-Прюды), 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 околосамоматериковом 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 материка, 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 внутри-антарктические 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 таяния 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 переносимых 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 зимой; 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. Ронар.* 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.
- Гайгеро С. С.* Некоторые данные аэрологического исследования атмосферы Антарктиды. Труды ЦАО, 27, 1959.
- Гайгеро С. С.* Некоторые особенности циркуляции и строения атмосферы в Антарктике и центральной Арктике. Материалы конференции по метеорологии Антарктики. 1959.
- Горбенко П. А.* Метеорологические условия в период плавания д/э «Лена» вдоль берегов восточной Антарктиды в 1957 г. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп. № 9, 1959.
- Гушников В. П.* Синоптические процессы в южном полушарии. Советская антаркт. экспедиция. Труды, вып. 5, 1959.
- Дзержевский 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. КАЗ 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.
- Рассторгуев 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.
- Толстов 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.

A naptevékenység hatása a légnyomás eloszlására

Влияние солнечной деятельности на распределение атмосферного давления. Analiziruetasja raspredelenije centrov godovyx pozitivnyx anomalij davlenija i ustanavlivajetsja, chto v godax s relativnyimi cislami solneчных pjanen ne men'sze 30, upomjanutyje centry raspolagajutsja k severu ot 55. kruga široty. Dvizhenije centrov kak vo vremja cikla solneчных pjanen, tak i v secuľarnom (vekovom) otnošenii sledujut zakonu, po kotoromu pri usilivajocej'sja solnečnoj dejatelnosti oni peremeszajutsja k severu, a eto javlenie ob'jasnjaetsja s efektom Džul—Vurlicer.

*

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

Róma 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 terasztrikus magyarázatát, mert véleménye szerint: „az idő változékonysága a Napon előforduló változások következménye. Nehéz azonban hidat verni a sugárzás változása és a Föld időjárása között”. Róma e véleményének alátámasztását saját, a csapadék 11 éves periódicitására vonatkozó vizsgálataiban látta, de azt is megsejtette, hogy az effektus nálunk szekuláris fázisváltozásokat mutat fel.

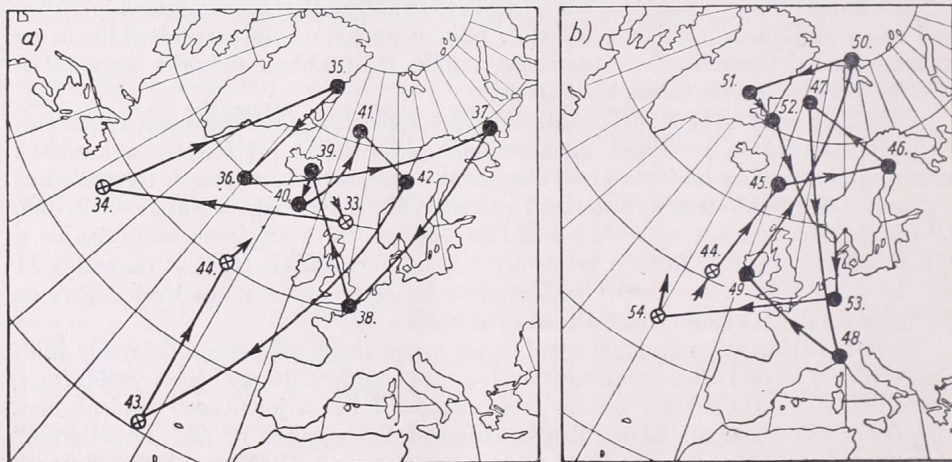
Nyilvánvalóan szó sem lehet arról, hogy a magasabb szélességek bármely földrajzi területén az oda érkező napsugárzás (Napról eredő) változásai érvényesülnének, hanem csakis a cirkulációs rendszer megváltozása lehet a jelentkező hatások oka. A sugárzás változásai ui., ha egyáltalán reálisnak tekinthetők 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 ultra-viola 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 szemrevételeztől 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* kötetiből vettük. Normálértékként általában az 1901—30 évekre vonatkozó törzserkéteket használtuk. Az anomália térképekből megállapítottuk a legerősebb pozitív góccok 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, és pedig 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 egységeiben 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 légnomás többlete állandóan északabbra került. A fent jelzett 60 évi térképanyag alapján elsősorban azt néztük meg, hogy ez a szabályszerűség fennáll-e egy-egy napfoltcikluson 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 keresztet 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 napfoltcikluson 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 lertük, amire Hanzlík 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-

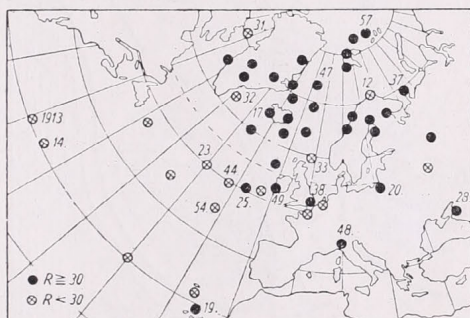
képpen elvégzett vizsgálat bizonyítja 1905 előtt elég lényegesen másként alakultak a viszonyok. Ennek nyilvánvalóan az időközben bekövetkezett — s ma még ismeretlen eredetű — éghajlatváltozás az oka.)

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 nyomásgókok északabbra helyeződése növekvő naptevékenységnél, 39 : 11 arányban áll fenn, ami 56 %-os előjel korrelációt (78 %-o 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 gókok egyforma valószínűséggel lennének található az 55. szélességi fok déli, illetőleg északi oldalán. Amennyiben az 50 év alatt mutatkozó valószínűségi 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.

Az 55. foktól északra elhelyezkedő gókok között csak 4 olyan szerepel, amelyek 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, mely 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 minimum-évnak 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 gókok éveit.)

Végeredményként tehát kijelenthetjük, hogy emelkedő naptevékenységgel az évi pozitív nyomásanomália-gókok 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 nyomásgókok is mind északabbra kerültek. (Eltelkintve a 10 éves cikluson belüli visszaesésektől a minimum, illetve a maximum utáni években, amelyek végered-



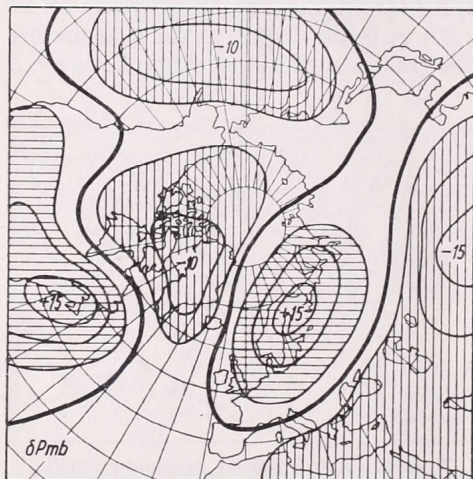
2. ábra. Az évi pozitív nyomásanomália-gókok eloszlása 1910 és 1960 között

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

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 éveken 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 folteikusban 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 csapadékanak elemzése során, ahol Edinburgh légnyomását is elemzi a 11 éves napfoltciklus szerint [9].

Említettük, hogy a múlt században — amennyire a hiányos térképek alapján megítélhető — kissé másként alakultak a viszonyok, mert inkább nyugatkeleti (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



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

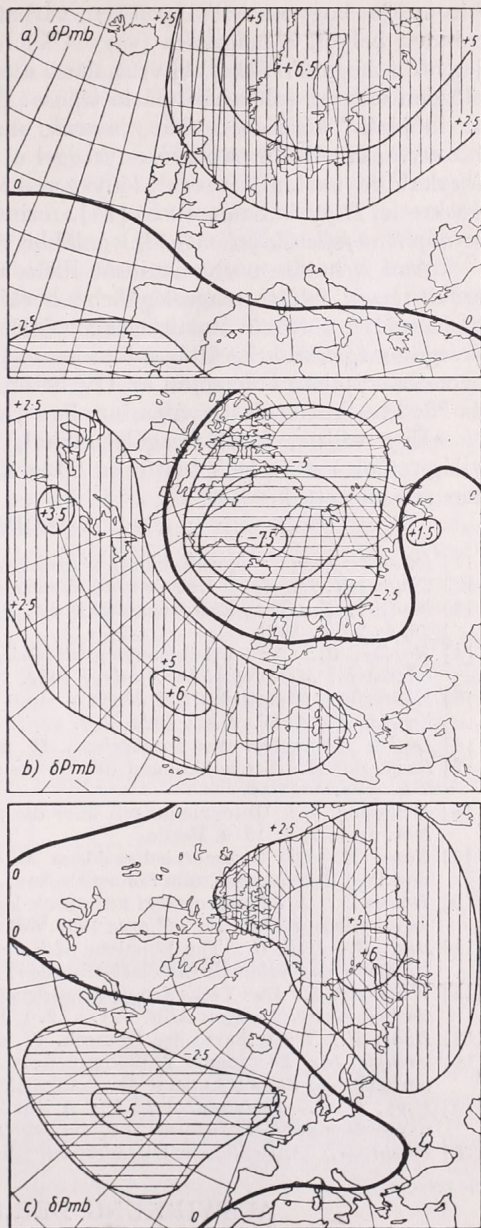
Abb. 3: Luftdruckänderung (δP , mb) während einer nach starken magnetischen Störungen folgenden Woche (Nach Wurlitzer)

az anomáliagócok viselkedéséből. Valószínű tehát, hogy az elkövetkező években, évtizedekben a nyomásgócok helye egyre délrebb tájakra kerül és éghajlatunk fokozatosan ismét tengeribbé válik.

A tény tehát előttünk áll, következnie 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 váltanak ki a sarki hideg

levegő kitérését a mérsékelt öv felé. *Baur* véleménye szerint [13] a korpusz-
kuláris háborgásokat rendszerint mege-
lőzőerőtlen ultra-violet napkitörés lenne
az időjárást változtató ok, amennyiben
szerinte UV kitérés után kb. 3–4 nap
múlva a nyugateurópai partokon fel-
melegedés megy végbe. Valószínűnek
tartjuk, hogy mindkét effektus létrejön
és így bőséges alkalom nyílik a kétféle
naphatás szövődére. Az UV hatás
ugyanis legvalószínűbben a szubtrópusi
öv ozonoszférájában érvényesül. Mind-
két hatás azonban végeredményben a
zónális áramlást meridióállássá igyek-
szik 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 le-
vegő. Bizonyítják ezt *Bradka* eredmé-
nyei is, aki határozottan ki tudta mu-
tatni, hogy az ún. fennoskandináviai
anticiklon téli nagy gyakorisága a fo-
kozott naptevékenység idejére esik.
Szeretnénk azonban itt azt is megje-
gyezni, hogy úgy látszik, a *Düll—Wur-
litzer*-féle hatásnak szekuláris változása
is van, a naptevékenységgel párhuzam-
osan. Említettük, hogy a naptevé-
kenység maximális értékei a 11 évi cik-
lusban egy kb. 90 évi szekuláris vál-
tozást 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 hó-
napok (jan.—márc.) légnyomás anomá-
liáinak változását a napfoltciklus mini-
mumától annak maximumáig (3–3 évi
átlagok változása). A legerősebb pozitív
anomália-góc elhelyezkedése az erős cik-
lusokban (1870 és 1957) tényleg az 50—
55. északi szélességtől északra, észak-
keletre található, a gyenge maximum
évében (1906) pedig az Azóri térségben
(Nyáron ez az effektus sokkal gyen-
gebben jelentkezik, amint arról *Hanzlik*
idézett munkájában is meggyőződhe-
tünk.) 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.

teristich 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 Sonnenfleckenanzahl 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 Sonnenaktivität 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 (korpuskuläre 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 fenno-skandinavische Antizyklonalität 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 advekcio 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 advekcio, 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 hatóránként 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 pilomérek területi és időbeli sűrűsége sokszorosán 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 $[C^\circ/\text{nap}]$ 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 (pontosoros) 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:

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

ahol $\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}\right)_a$ 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 $\omega = 7,292 \cdot 10^{-5}$ [sec^{-1}], φ a földrajzi szélesség, $R = 2868 \cdot 10^3$ [$\text{cm}^2 \text{ sec}^{-2} \text{ fok}^{-1}$], a dS [$\text{cm}^2 \text{ sec}^2$] pedig az ún. elemi advekciós paralelogramma területe, amit az 1. ábrán szemléltettünk.

A formula alkalmazhatóságának első feltétele, hogy az impliciten benne szereplő szélsébségeket [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

$$A = - \frac{0,795 \cdot 10^{-3} \sin \varphi}{\log \frac{p_1}{p_n}} \int_0^{R(p_n)} dS [fok \text{ óra}^{-1}] \quad (2)$$

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

$$A = - \frac{0,58615 \cdot 10^{-3}}{\log \frac{p_1}{p_n}} \cdot S [\text{fok óra}^{-1}]. \quad (3)$$

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

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

alapján

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

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. normálléghőmérsékleti görbét vesszük alapul [5].

Gyakorlati okok miatt egyelőre rögzítsük T_m értékét a 600 mb-os nyomás-szintnek megfelelően ($\approx 261 \text{ K}^\circ$). Ezt az (5)-be beírva, majd a (3)-ba való helyettesítés és az állandók összeszorozása után a 600 mb-ra érvényes alapformulát kapjuk:

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

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

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

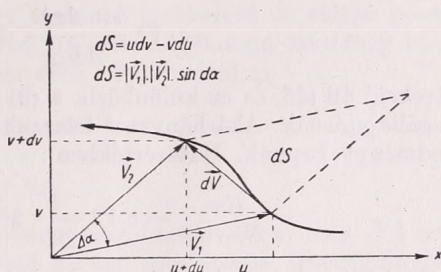
$$udv - vdu = \frac{g}{l} \cdot \frac{1}{T} \cdot A \cdot d\Phi, \quad (7)$$

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 $d\vec{V}$ lesz; így a megfelelő derékszögű összetevőket u, v ill. $u+du$ és $v+dv$ -vel jelölhetjük. Az 1. ábrából láthatólag fennáll a

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

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 $\int dS = \bar{S}$ 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 szélességgel van. Akkor a (6) formulában az \bar{S} helyett $V^2 \sin \Delta\alpha$ írható, azaz



1. ábra.

$$A = -c \cdot V^2 \frac{\sin \Delta\alpha}{\Delta\Phi} \quad (9)$$

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

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

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

$$\lim_{N \rightarrow \infty} -c V^2 \frac{1}{\Delta\Phi} 2^N \sin \frac{\Delta\alpha}{2^N} = -c V^2 \frac{\Delta\alpha}{\Delta\Phi} \quad (11)$$

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

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

áll fenn, ahol a

$$dS = V^2 \cdot d\alpha \quad (13)$$

helyettesítése után az

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

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

$$S = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} V^2 d\alpha \quad (14)$$

áll fenn. Mivel a $V = V(\alpha)$ függvény rendszeresen nem adható meg zárt alakban, 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 -hez a V_2 szélsősebesség tartozik, a V helyébe

$$V_k = \frac{V_1 + V_2}{2} \quad (15)$$

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

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

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. Konkav 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 sajátóságuknál fogva szembetűnő törésekként jelentkeznek.

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

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

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

egyenlet, és az

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

egyenlet szolgál, 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:

$$\log \frac{V_k^2}{c_3} = \log \frac{c_2}{\Delta\alpha} + \log \frac{\bar{S}}{c_1} \quad (17)$$

A nomográfia tételei szerint innen könnyen meghatározhatók a V_k^2 , $\Delta\alpha$ és \bar{S} összetartozó pontjainak Descartes-féle koordinátái. 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 logaritmusos lévén, a 25 cm-es logaritm 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

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

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

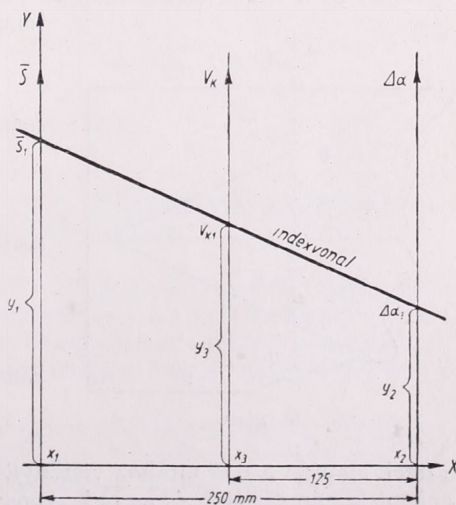
$$\left. \begin{aligned} \bar{S}: x_1 = 0 \quad y_1 = f_1(\bar{S}) \\ \Delta\alpha: x_2 = 1 \quad y_2 = f_2(\Delta\alpha) \\ V_k: x^3 = \frac{1}{2} \quad y_3 = \frac{1}{2} f_3(V_k) \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

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

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

Legyen az $\bar{S} = 4$ [$\text{m}^2\text{sec}^{-2}$] és a $\Delta\alpha = 90^\circ$ 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:

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

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 részegenlet sikeres megválasztásával felére csökkent, ezzel együtt feleslegessé vált az \bar{S} tengely skálázása, azaz ún. csapvonalá alakult át; következőleg a számolás folyamata egyszerűsödött. Az eredmény két-szeri 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 szélesebbeséget [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 szélesebbeségek 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

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

összefüggés és általában a

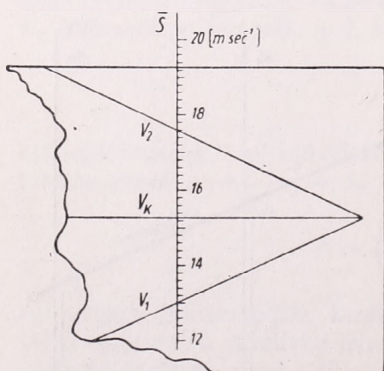
$$\Delta\Phi = -c \frac{\bar{S}}{A} T$$

összefüggés is, ezért

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

Ebből a $\Delta\Phi$ skálakülönbség nyilván

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

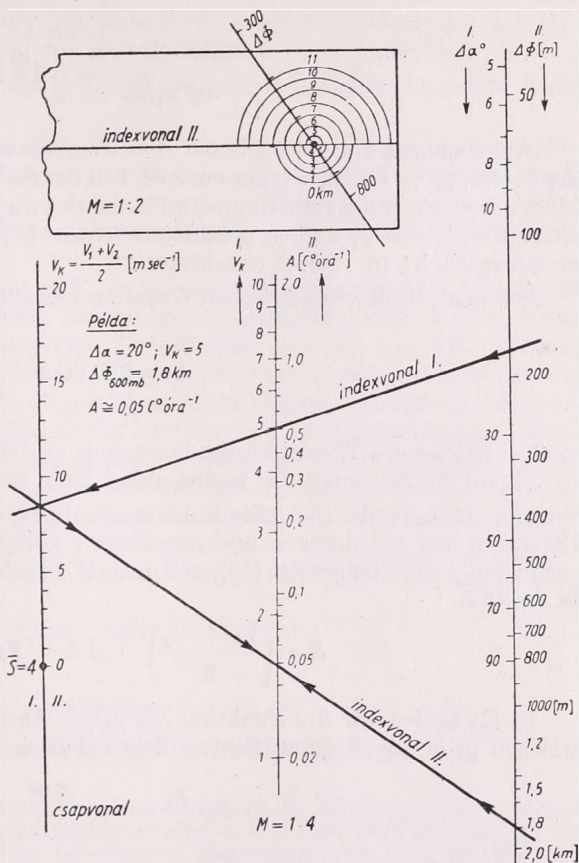


3. ábra.

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 indexvonalról 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 advekcio meghatározása magassági térképeken és pilotmérésekkel. Beszámoló az 1953-ban végzett tudományos kutatásokról, 263–269. o.
- [2] *Béll Béla*: A termikus szél gyakorlati alkalmazása. Beszámoló az 1952-ben végzett tudományos kutatásokról, 214–225. o.
- [3] *Sieland, K.*: Scherungswind-nomogramme. Ann. d. Met. 4. 7–9. 1951.
- [4] *Bodolai István és Dési Frigyes*: A hőmérsékleti advekcio meghatározása a szabadlégtérben. Beszámoló 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 $[C^\circ \text{ Stunde}^{-1}]$ erhalten wird.

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

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 :

$$S = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} V^2 \cdot d\alpha \quad (14)$$

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 $d\alpha$ schreiben wir die Differenz $\alpha_2 - \alpha_1 = \Delta\alpha$ auf, d.h. :

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

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 $\Delta\Phi$ einzuführen :

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

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 ($\approx 261^\circ \text{ K}$) festgelegt, und ebenso wird auch die geographische Breite fixiert ($\varphi = 47,5^\circ$). In diesem Falle erhalten wir anstatt (2) die folgende Form :

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

(6) und (16) sind die Grundgleichungen 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) :

$$\log \frac{V_k^2}{c_3} = \log \frac{c_2}{\Delta\alpha} + \log \frac{\bar{S}}{c_1} \quad (17)$$

Nach den auf den Sätzen der Nomographie beruhenden (18) und (19) können die Descartes'schen Koordinaten der zusammenhängenden Punkte der V_k , $\Delta\alpha$ 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 Korrektur 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 Korrektur 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 Inbetrachtung der Menge der Wassertropfen, sowie der freiwerdenden Kondensationswärme auch die Korrektur 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 освобождающейся теплоты конденсации, определяет поправку виртуальной температуры.

×

A Dalton-féle törvény értelmében

$$p = p_1 + \varepsilon, \quad (1)$$

hol p a nedves, p_1 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 $p_1 + \varepsilon$ összeg. Csak az összeg mutat egyensúlyt a függélyesben, s nem az összeadandók.

A nedves levegő ϱ sűrűségét a

$$\varrho = \varrho_l + d = \varrho_l (1 + m) \quad (2)$$

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

$$m = \frac{d}{\varrho_l} \quad (3)$$

a keverési viszonyt.

Tekintsük még a száraz levegőre vonatkozó

$$\frac{p_l}{\varrho_l} = R_l T \quad (4)$$

és a vízgőzre vonatkozó

$$\frac{\varepsilon}{d} = R_v T \quad (5)$$

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

$$R_v = 1,604 R_l, \quad R_l = 0,623 R_v \quad (6)$$

kapcsolat áll fenn.

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

$$p = (\varrho_l R_l + d R_v) T. \quad (7)$$

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

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

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

$$\frac{p}{\varrho} = \frac{R_l + m R_v}{1 + m} T \quad (9)$$

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

$$R = \frac{R_l + m R_v}{1 + m} = R_l \frac{1 + 1,604 m}{1 + m} \quad (10)$$

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

$$T_v = T \frac{1 + 1,604 m}{1 + m} \quad (11)$$

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

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

$$s = \frac{d}{\varrho_l + d} \quad (12)$$

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

$$s = \frac{m}{1 + m}, \quad (13)$$

vagy m -re megoldva :

$$m = \frac{s}{1 - s}. \quad (14)$$

Helyettesítsük (14)-et (11)-be :

$$T_v = T (1 + 0,604 s) \quad (15)$$

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

$$d = 0,623 \frac{\varepsilon}{R_l T} \quad (16)$$

(4)-ből

$$s_l = \frac{p_l}{R_l T} \quad (17)$$

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

$$s = \frac{0,623 \varepsilon / R_l T}{p_l / R_l T + 0,623 \varepsilon / R_l T} = \frac{0,623 \varepsilon}{p_l + 0,623 \varepsilon} \quad (18)$$

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

$$s = \frac{0,622 \varepsilon}{p - 0,377 \varepsilon} \quad (19)$$

Irjuk s -nek ezen értékét (15)-be :

$$T_v = \frac{T}{1 - 0,377 \varepsilon / p} \quad (20)$$

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

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

kifejezést helyettesítjük (11)-be.

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

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

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 osztérfogatot, vezessük be. Ha ugyanis v térfogatban s tömegű vízgőz és l tömegű száraz levegő van jelen, akkor

$$v_v = \frac{v}{s}, \quad v_l = \frac{v}{l} \quad (23)$$

Egységnyi tömegű nedves levegőről lévén szó, fennáll még az

$$l = 1 - s \quad (24)$$

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

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

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

A függélyesen felszálló és telített nedvesgőzű levegőben — a kondenzáció miatt — állandóan vízcseppek képződnek. Jelöljük m -mel az 1 kg felhőlevegőben kicsapódó 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

$$mr = 1000 c_p \Delta T, \quad (26)$$

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

$$\frac{m}{1000} = \frac{c_p}{r} \Delta T. \quad (27)$$

Ez a relatív sűrűség-növekedés relatív hőmérsékletcsökkenéssel egyenlő:

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

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

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

vagy (15)-öt helyettesítve

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

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 árvizek meteorológiai előrejelzésének lehetőségei

Összefoglalás. A tanulmány kapcsolatot állapít meg a tévégi időjárás 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 связь между положениями погоды конца зимы и ледяными наводнениями. На основе собирательных карт Мультиановского, автор определяет синоптические типы, из которых он отделяет единственный тип который может быть опасным с точки зрения ледяных наводнений на Дунае. В заключение излагается метод заблаговременного распознавания отдельных синоптических типов для целей предсказания.

×

A jeges árvizek időjárás okainak tanulmányozása eddig csak egyes katasztrófális esetekre korlátozódott. *Osorai 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-Afrikaig terjedő terület időjárásának alakulásából eldönthető, hogy veszélyes-e, vagy veszélytelen-e a bekövetkezett enyhülés a jeges árvíz szempontjából. Céлом 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.)

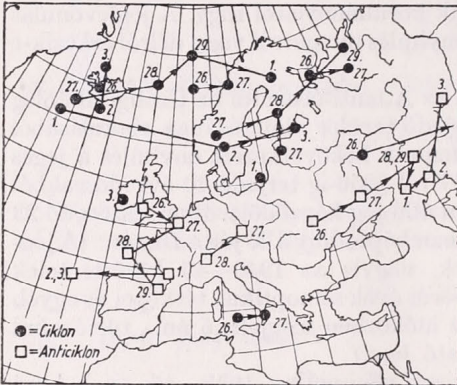
Az említett 40 éves időszakban az árvizek zömmel az 1935—45. évek közé estek (1935, 1938, 1940, 1941, 1945), majd tíz éves szünet után 1956-ban is fellépett jeges árvíz. Az 1956-os jeges árvíz rendkívüli méreteivel azonban arra figyelmeztet,

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	58 gátszakadás
	1938	226	907	98	A magyar—jugoszláv határtól délre	
	1956	623	1010	110	Makád, Dunaföldvár, Dombori	
II.	1937	184	614	63	Kisebb jégtorlasz Mohács alatt	A jégtorlasz elment Mohács alól az árhullám megérkezése előtt
	1950	150	720	76		
III.	1954	72	632	65		
	1929	180	677	71	Nagymarosnál	Lapos árhullám. Vízsintemelkedés 11 napig tartott
IV.	1934	0	388	36	—	
	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 dunaszakaszi jeges árvizek előrejelzésére is.

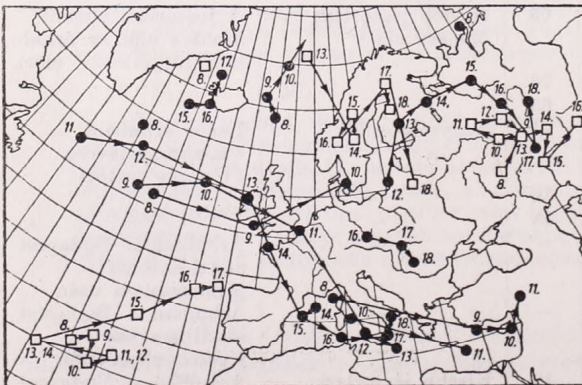
A vizsgálathoz megszereztük Bécs, Budapest, Belgrád naponkénti hőmérsékleti maximum és minimum adatait a téli hónapokról. Ezek alapján szétválasztható a fagyhullám időszaka, amikor a napi legmagasabb hőmérséklet (maximum) is fagypont alatt maradt és az enyhülés időszaka, amikor legfeljebb éjszaka süllyedt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



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

hülési 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

Vizsgálati módszerül Multanovszkij-nak 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.

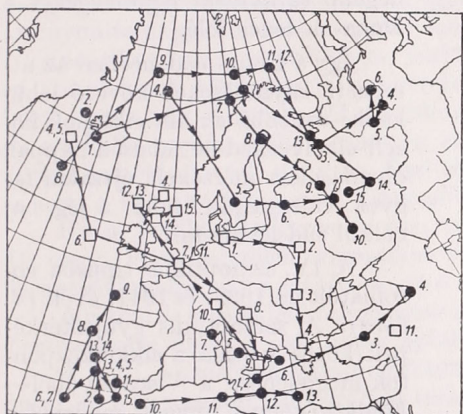
Vizsgálatomban az enyhülési időszakot megelőző 3—4 napról és az enyhülési időszak első 3—4 napjáról, tehát szintén 6—8 napos időszakról készítettem el a gyűjtőtérképeket.

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

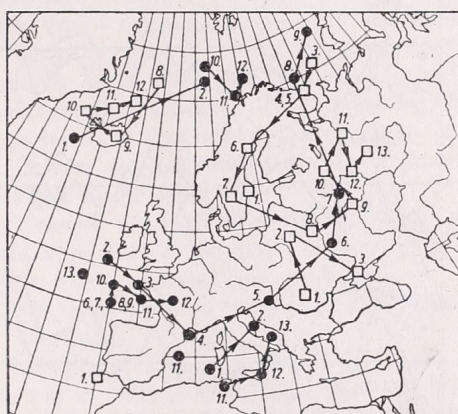
E három év szinoptikus gyűjtőtérképeinek közös vonása, hogy a ciklonok közép-

pontjai az 50. és 65. északi szélességi kör között helyezkednek el és vándorlási irányuk nyugat—keleti. Ciklonközpontot 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 ciklonközpont. Az anticiklonközpontokat 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 jégelvonulási időszakát. Jellemző példaként az 1954. évi térképet közlöm (2. ábra). A gyűjtőtérképek közös vonása, hogy a ciklonközpontok V. a. pályán mozognak, vagy újjak 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 ciklonközpont, amely déli—északi irányban vándorol.

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

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 evaporation, 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 крайние 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 pusztá 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 légterben 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 mikro-klimatológiában, 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 tömeg nélküli 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 (tömegkicszerélődés) 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:

$$R + L \cdot E + Q_l + Q_t = 0 \quad (1)$$

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 (kicszerélődés 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 mérik [3].

A sugárzás egyenlegét az

$$R = G(I - A) - (K - V) \quad (2)$$

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

$$Q_l = f^2 \frac{\rho c_p k^2 (u_2 - u_1) (t_1 - t_2)}{\left(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right)^2} \quad (3)$$

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 szélsősebesség, 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 logaritmikusként tekinthetjük; az f a hőmérsékleti rétegződésnek a kicszerélődésre 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 időtartam, amelyre meghatároztuk a talaj hőforgalmát, S_1 a vizsgált talajréteg hőtartalmának változásával kapcsolatos függvény.

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

*

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 evaporation, 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 крайние 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 pusztá 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 mikro-klimatológiában, 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 tömeg nélküli 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 (tömegkicsérélődés) 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:

$$R + L \cdot E + Q_l + Q_t = 0 \quad (1)$$

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 (kicszerélődés 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 mérik [3].

A sugárzás egyenletét az

$$R = G(I - A) - (K - V) \quad (2)$$

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

$$Q_l = f^2 \frac{\rho c_p k^2 (u_2 - u_1) (t_1 - t_2)}{\left(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right)^2} \quad (3)$$

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 szélsősebesség, 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 kicszerélődésre 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]:

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

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

Végül az $L \cdot E$ 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 várják, 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 sajátosságain 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 óras átlaga < 2 tized) és *borult időjárási típust* vettük alapul. A borult időjárási típusba való sorolásnál 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_1 és a Q_2 napi amplitudója csökken számottevően.

Derült napokon a levegőbe kicserélődés útján szállított hő mennyisége erőteljesen megnövekszik. Míg egy átlagos júniusi napon 72 gcal/cm² hő került a felszínről a levegő felsőbb rétegeibe, addig egy átlagos derült napon 113 gcal növeli a levegő hőmérsékletét, borult napokon pedig mindössze 31 gcal. Derült napokon tehát a kicserélődési folyamat közel négyszer annyi hőmennyiséget szállított el a felszíntől. Természetesen a talajközeli légrétegek (2 m) hőmennyeklete 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 észlelnél 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 párologásának 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 lehülését eredményezi. Amíg 22 nap átlagában naponta 62 gcal/cm² hőmennyiséget adott át a talaj a levegőnek, addig a derült napokon 80 gcal-t, borult napokon pedig 46 gcal-t. A különbség a napi bevétel és kiadás között átlagosan 3 gcal, derült napokon 8 gcal, borult napokon pedig 0,6 gcal 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 menethő tapaszaltakkal 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 felszínnek 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 gcal-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 bizonytalanak 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.

Mintthogy 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 ilyenén 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 másikonál 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 Зубенко, 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 Tuqwell 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. X.: К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. Труды 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] Мунинов, 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.

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 angenehme 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.

*

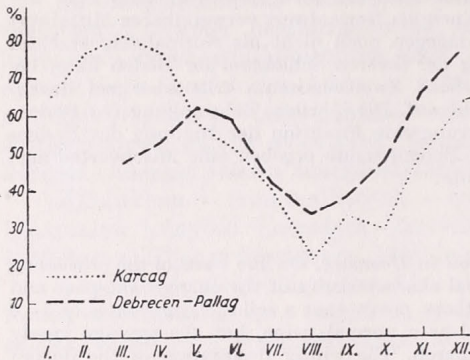
March of the moisture of some types of soil in Hungary. On the basis of the processing of 4 series of soil moisture some climatological characteristics of the changes in space and time of the soil moisture are found. The authors prove that a soil moisture-series of 5—6 years give a mean value which can 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 éghajlatban 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 feldolgozhatjuk és más meteorológiai elemekkel mennyiségi kapcsolatba állíthatjuk, 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 metszövonalára 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 közép-kötött erdei talaj, Kecskemét-Katona-

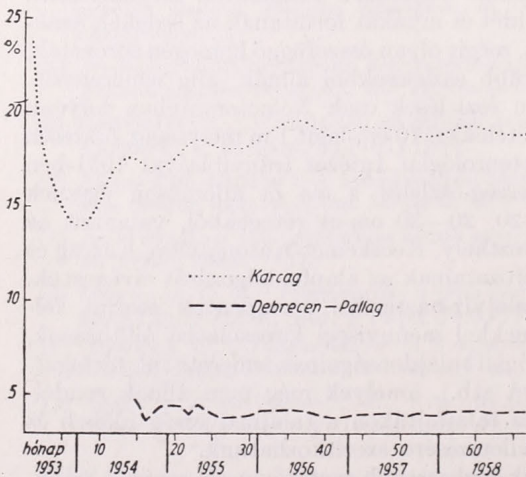
telepen laza homok, Karcagon erősen kötött talaj és Debrecen-Pallagon szintén homoktalaj van. Közismert dolog, hogy a talajnedvesség-érték igen erős kölcsönhatásban van a talajfajtaival, vagyis a talaj szöveti és szerkezeti tulajdonságaival. Ezért különböző talajokon mért talajnedvességértékek alapján a talajok nedvességi



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

Baumann [3] „hasznosítható vízkapacitás”-át a mérési sorozatból lehet előállítani. A felső 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



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

állapotát, illetve ördvességi fokát közvetlenül összehasonlítani nem lehet. Ilyen célra a talajnedvesség súly-százalék értékeket relatív számmal kell kifejezni. Többféle relatív számot vezetnek be az irodalomba, amelyek vagy eltérő talajnedvességtartományt ölelnek fel, vagy előállításuk módjában különböznek.

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.

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-

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 fogyatékoságait 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 hervadásponthoz közeli 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 becserkének 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 < közép ≤ 19,4%) illetve 26 hónap óta 0,2%-on (4,0% < közép ≤ 4,2%) belül marad, ami tűrhető

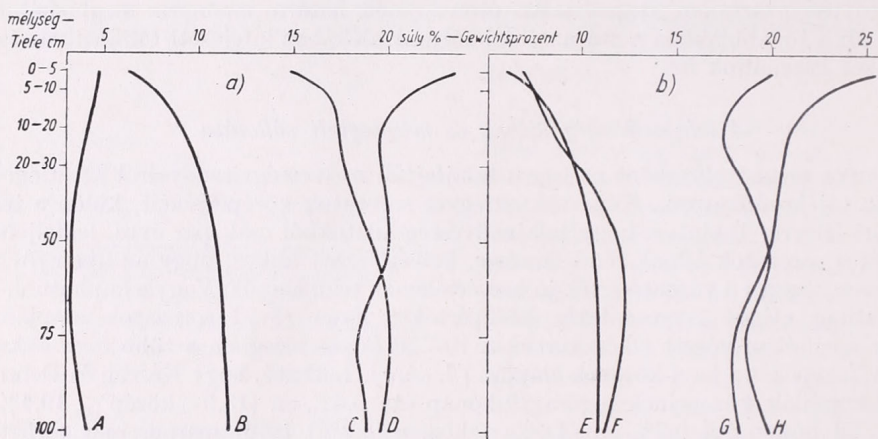
I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

Csapadék havi törzsértékek és a vizsgált időszakok havi csapadéktaljai

Monatliche Normalwerte des Niederschlages und monatliche Niederschlagsdurchschnitte der Untersuchungsperioden

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ÉV
<i>Keszthely</i>													
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
<i>Kecskemét</i>													
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
<i>Karcag</i>													
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
<i>Debrecen-Pallag</i>													
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 középértékűre 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 tautochronjait mutatja. Itt a talajnedvességjárás egyik legérdekesebb sajátossága 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 gőz-állapotban 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
<i>Keszthely (1951—59)</i>												
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
<i>Kecskemét-Katonatelep (1954—58)</i>												
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
<i>Karcag (1953—58)</i>												
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
<i>Debrecen-Pallag (1952—57)</i>												
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 bizonytalaná 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.

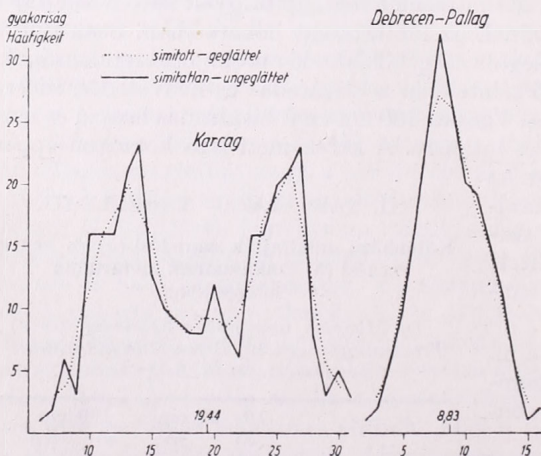
A különböző talajfajtákon a felső szintekben a nedvesség közepes évi menetének a görbéje általában egy hosszabb kiszáradási és rövidebb nedvesedési szakaszra oszlik. Nyilvánvaló, hogy több m-es mélységekben már a nedves állapot lesz hosszabb és a kiszáradási szakasz időtartama lefelé rövidül.

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 időjárás 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 feltüntetett 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 egyesűsű, enyhén jobb felé torzult (középérték a modustól jobbra van) görbét ad.

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



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

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

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 közéértékei igen jó egyezést mutatnak a szabadföldi vízkapacitás és a pseudo-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 pórústérfogat 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 Bodenfeuchtestwerte. 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 Bodewassergehaltes. Met. Rundschau. Jg. 10. H. 6. (1957).
- [5] *Czeratzki, W.*: Beregnung und Wasserhaushalt des Bodens. Wasser u. Nahrung. Heft. I. (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 und 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 mittlere Jahresgang des ausschöpfbaren Bodenfeuchtegehalts. Wasserwirtschaft. 46 (1956)
- [17] *Uhlig, S.*: Netzmässige agrarmeteorologische Beobachtungen. Mitteil d. D. Wetterd. Nr. 14 (1955).

KOITZSCH, R.: **Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage** (*Kísérlet a talaj víztartalmának termikus alapon történő meghatározására*). Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen 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 münchenbergi 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 megfontolásokat 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.

Szepsziné Lőrincz Anna

ЗАЙЦЕВ, В. А. — ЛЕДОХОВИЧ, А. А.: **Приборы и методика исследования облаков с самолета** (*A felhők repülőgépes kutatásának műszerei és módszerei*). Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrad 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 tárgykörrel. 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 tett 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.

Aujesky 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 Szolgálat 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 sűrűlési 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 sűrűlési erő vektora a földfelszín fölött egy bizonyos magasságban — a sűrűlési rétegben 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

ГИРЦ, А. А.: **Основы доллороочных прогнозов погоды.** (A hosszabbtartamú időjáráselőrejelzések alapjai). A SZ. U. Felsőoktatási Minisztériumának kiadása a hidrometeorológiai intézetek és egyetemek részére tanítási segédesszkozként. 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 *Asknazij* és *Pagava* által kidolgozott módszer, amelyet a légköri folyamatok osztályozására alapítottak, jelenti az első lépést ebben az irányban. Az általános planetáris cirkuláció formáinak megállapítására is történt kísérlet, amelynek főbb képviselői *G. Ja. Vangenheim*, *B. L. Dzerdzejev-szkij*, stb. A makroszínoptikai 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 erőségének 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. Első ízben

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 érdemi *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 légközzel 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 időjárás 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 időjáráselőjelzés 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 nyomáselőjelzési 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 nyomáselőjelzési 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 *Hinkelmann* (1953) munkája.

2. A nyomáselőjelzési 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 (*Berghórrson* 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 analízisével, stb.

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

Ambrozy Pál

AZ ANTARKTISZ HŐSEINEK EMLÉKEZETE. 1960. augusztus 3-án az Antarktisz egyik nagy téli orkánja idején megrázó tudós-tragédia történt a Mirnij obszervatórium aerológiai épületében. Nyolc hősiecs önfeláldozással dolgozó szakember – közülük hat szovjet, egy csehszlovák és egy német meteorológus – az obszervatóriumban kitört tüzeset 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 „Szinopticeszkaja Meteorologija” című tankönyve, a hidrometeorológiai technikumok használatára. Ez a munka olyan kitűnő oktatási eszközzé 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 megfékhezvetlen tüzeset áldozatai között van *Dr. Oldrszik 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 Károlyegyetemen, 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 tüzérszben *A. M. Belolikov*, aki 1931-ben született Szemeskovoban, a vologodszki területen és 1955-ben szerezte meg meteorológus-mérnöki oklevelét. Az antarktisi expedícióban szinoptikus beosztásban dolgozott.

A tragédia áldozatainak sorába tartozik *A. L. Gyergacs* meteorológus munkatársa, aki 1923-ban született a krasznajarszki körzetben. Hét esztendőn át mint katonai repülő működtető, 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-mérnöként 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. Szmírnov*, aki az Északi Hajóút Főigazgatóságához tartozó Arktikus és Antarktikus Kutatóintézetnek volt munkatársa. Szmírnov 1932-ben született a kalininszki körzetben és a leningrádi arktikus tanintézetben hidrometeorológiai technikusai képzését, 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 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 időjárás 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-előrejelzési 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 területre, a csapadékos zónákat, a zivatar-központokat és a jegesedés rétegeit.

A fenti térképek és táblázatok minden aznap lehetséges útvonalat egyaránt föllelnek, 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 rajzolniuk.

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

Foglalkozott az értekezlet azzal is, hogy a hajózó személyzet milyen formában adja le az időjárás 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 múzeummal 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 óra 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 időjárás helyzet a következő volt: Az Északi tengeren fekvő 995 mb-os ciklon hidegfrontja a Kárpátmedence közepén kapcsolódott össze egy fejlődő északolaszországi ciklon melegefrontjával és Budapest környékén ingázó (stationer) 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 „hosszafúj” a fronthoz. Ugyanakkor látni lehetett, hogy a sűrű, sötét, gomolygó „füstköd” tömegek érdekes módon nem közvetlenül a talajon, hanem fölötté kb. 100–150 m magasban észak felé nyomultak. Így a sötétedés centrumában okvetlenül feláramlásnak kellett lennie, amelyet a lörinci és a ferihegyi széladatok is bizonyítottak. Pest-lőrincen 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, délnyugatra és 4–5 km/órás átlagsebességű szelet mutatott az ezt követő néhány óras időszakban. A jelenség megfigyelése igen érdekes azok számára, akik a frontok szerkezetének tanulmányozásával foglalkoznak. (S. Gy.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG január 5-án tartotta az évi első előadó-ülését az Orsz. Meteorológiai Intézet kultúrtermében. Kérdő István és Kéri Menyhért a Nemzetközi Bioklimatológiai és Biometeorológiai Szövetség londoni, II. konferenciájának Péczy 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 köszmétebogyo 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 SZOLGÁLTATBAN számottevő segítséget jelent az előrejelzések pontosabbá tétele érdekében. Ezért

kísérte szakkörünk fokozott érdeklődése *Csaplak Andor* alezredesnek a Magyar Meteorológiai Társaság repülésmeteorológiai szakosztályában február 2-án e kérdéstről tartott előadását. Az időjárási radar berendezés a szinoptikus szolgálatnak főleg a rövidtartamú előrejelzések összeállításakor szolgált 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 szövelt 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 hirdetései

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, üveg-házi kultúrák, talajfűtés, öntözés stb.), b) növény- és talajvédelem (állati és növényi kártevők, növénybetegségek, erdőtelepítés, erdészeti és általános növénytanulástan, talajjavítás, erózió stb. meteorológiai vonatkozásai).

2. Az *ipari meteorológia tárgyköre*: a) bányameteorológiai kérdések (karsztvízek, bányáradások, csapadék – párolgás – beszivárgás, hó, hótakaró, és a közlekedési zavarok, külszíni fejtés és szállítás stb.) b) az energiaipar problémái (a hazai szélenergia készlet, a fény-

viszonyok 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 csapadékvizonyok, szél- és hőnyomás, légköri szennyezettség stb.)

3. Az *éghajlatlan 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 prognosztizálás 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 üdülőklimatológia, 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 íróműszer stb.), b) aerológiai 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 hosszuhullámú, az ultrabolyba, 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 legfőljebb 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 fényképek 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

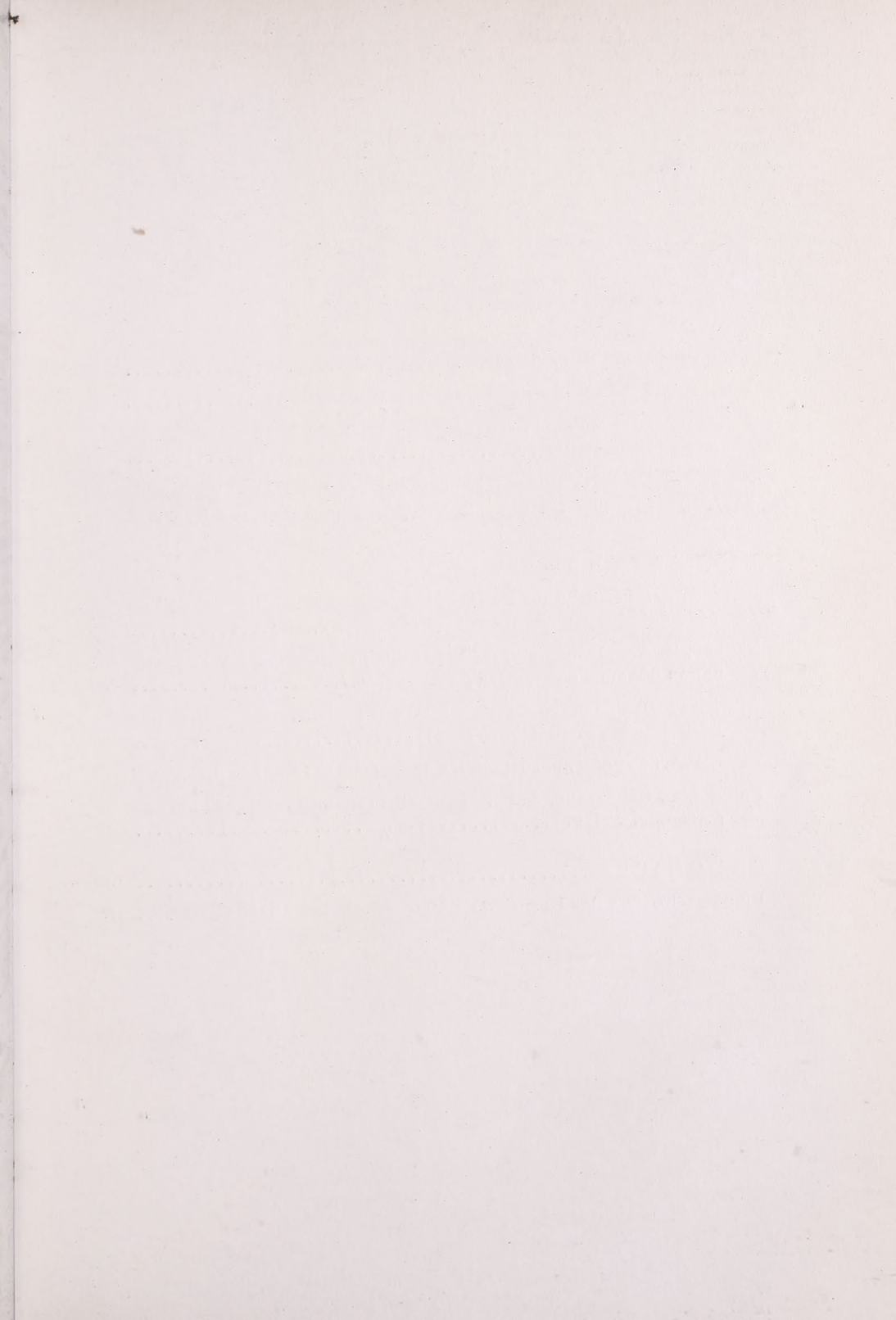
8 db 50 forintos negyedik díjban

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*



INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

<i>Hromov, S. P. (Moscow)</i> : On the synoptic processes of the Antarctic	1
<i>Berkes, Z.</i> : Влияние солнечной деятельности на распределение атмосферного давления	17
<i>Tóth, P.</i> : Номограмма для определения температурной адвекции в свободной атмосфере	23
<i>Dési, F.</i> : Поправка на виртуальную температуру	31
<i>Vancsó, I.</i> : Возможности метеорологического предсказания ледяных наводнений	34
<i>Antal, E.</i> : Measurements of the energy balance on the Tihany peninsula	40
<i>Erdős, L.—Morvay, A.</i> : Feuchtegang einiger ungarischen Bodenarten	47

L I T E R A T U R E

<i>Koitzsch, R.</i> : Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage (<i>Sz. Lőrinc, A.</i>)	56
Заицев, В. А.—Ледохович, А. А. : Приборы и методика исследования облаков с самолета (<i>Aujeszký, L.</i>)	56
<i>Böer, W.</i> : Das Klima von Potsdam (II). Die mittlere Windversetzung in Potsdam (<i>P. Szalay, G.</i>)	57
Гирс, А. А. : Основы долгосрочных прогнозов погоды (<i>Korprány, G.</i>)	57
Гандин, Л. С.—Дубов, А. С. : Численные методы прогноза погоды (<i>Ambrózy, P.</i>)	58
C H R O N I C L E	59
Preisausschreiben der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft	63