

67.
1963

IDŐJÁRÁS

67. ÉVFOLYAM

1

1963. JANUÁR — FEBRUÁR

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26.361

7

IDÓJÁRÁS

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.
 Prof. dr. M. BOSSOLASCO
 (Genova)
 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. HRMOV (Moszkva)
 S. JAHO (Tirana)
 Dr. KAKAS J. szerkesztő
 P. KASNECI (Tirana)
 Dr. KÉRI M.
 Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
 Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
 Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
 Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
 Prof. dr. W. OKOLOWICZ
 (Warszawa)
 Dr. OZORAI Z.
 Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
 Prof. dr. 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. TAGDJ) BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
 EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

<i>Czelnai Rudolf—Dési Frigyes—Rákóczi Ferenc: Az állomáshálózat sűrűségét meghatározó elvekről (angol nyelven).....</i>	1
<i>Petkovšek, Z. (Ljubljana): Frontálzóna domborzati akadályok feletti légáramlásban (német nyelven).....</i>	7
<i>Koppány György: A légnyomás 24 órán belüli erős változásának gyakorisága a Sziklás-hegység és Nyugat-Szibéria közötti területen.....</i>	14
<i>Dobosiné Koltai Margit: Újabb adatok a hóréteg hőmérsékleti hatásához.....</i>	21
<i>Kozák Béla: Nagyérzékenyséű, száraz-nedves hőmérsékletiró berendezés.....</i>	24
<i>Makainé Császár Margit: Az északnyugat felől jövő hidegfrontok késése és az Alpok lee oldalán lejátszódó ciklonképződés.....</i>	28
<i>Péczely György: Csapadékmentes időszakok tartamvalószínűsége Magyarországon.....</i>	33
<i>Adámly László: A konvektív áramlások szerkezete.....</i>	38
<i>Kozma Ferenc—Szilágyi Tibor: A talajhőáramlás hatása a talajközeli légrétegek lehülésére..</i>	43
<i>Bodolainé Jakus Emma—Götz Gusztáv: A mezoszínóptikus képződményekről.....</i>	46
<i>Gajzágó László: A levegő kéndioxid-tartalmáról.....</i>	54
<i>A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hirdetményei.....</i>	55
IRODALOM	
<i>Jastrow, R. (szerk.): Az űr kutatása (Hille A.)....</i>	57
<i>Doneaud, A.—Besleaga, N.—Stoian, R.: A 24 órás előrejelzési térkép numerikus, grafoanalitikus szerkesztési módszere (Ambrózy P.).....</i>	58
<i>Irányi J.—Orovecz B.—Somogyi E.—Irányi K.: A villámsérülések új megvilágításban (Aujeszky L.).....</i>	58
KRÓNKA.....	59

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. BOSSOLASCO (Genova), DR. S. BRANDEJS (Prága), Prof. DR. M. ČADEŽ (Beograd), Prof. DR. F. F. DAVITAJA (Tbiliszi), Prof. DR. H. ERTEL (Berlin), 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. OKOŁOWICZ (Warszawa), DR. OZORAI ZOLTÁN, DR. J. PASZYNSKI (Warszawa), Prof. DR. R. SCHERHAG (Berlin), Prof. DR. F. STEINHAUSER (Wien)

Szerkesztő:

DR. KAKAS JÓZSEF

67. ÉVFOLYAM

1963

BUDAPEST 1963

67. kötet (1963. évfolyam)

A) TARTALOMJEGYZÉK

I. Önálló nagyobb dolgozatok

<i>Adámy László—Máhr Jenő</i> : Néhány statisztikai adat Nyiregyháza és Szeged zivatarklimájáról	226	<i>Dobosiné Koltai Margit</i> : Újabb adatok a hórétég hőmérsékleti hatásához	21
<i>Ambrózy Pál—Götz Gusztáv—Tánczer Tibor</i> : Hirtelen kitörő szélviharok vizsgálata a Balaton térségében	153	<i>Dode, L. (Tirana)</i> : Az időjárás megmaradási hajlamának együtthatója Shkodrában (francia nyelven)	283
<i>Antal Emánuel</i> : A Balaton párolgása	290	<i>Endrődi Gabriella</i> : A tereplíma néhány jellemzője Hévíz térségében	91
<i>Béll Béla</i> : A szabad légkör advektív hőforgalma a Kárpát-medence fölött	65	<i>Felméry László</i> : Adatok a talajközeli légrétegek nedvességi viszonyaihoz	368
<i>Bodolai István—Bodolai Istvánné</i> : Az okkluziós frontok csapadékhozamát kialakító tényezőkről (orosz nyelven)	204	<i>Goll György—Takács Lajos</i> : Az albedómérések változó eredményeinek fizikai magyarázata	97
<i>Bodolai Istvánné—Bodolai István</i> : Az okkluziós frontok csapadékhozamát kialakító tényezőkről (orosz nyelven)	204	<i>Götz Gusztáv—Ambrózy Pál—Tánczer Tibor</i> : Hirtelen kitörő szélviharok vizsgálata a Balaton térségében	153
<i>Czelnai Rudolf—Dési Frigyes—Rákóczi Ferenc</i> : Az állomáshálózat sűrűségét meghatározó elvekről (angol nyelven)	1	<i>Höhne, W. (Berlin-Friedrichshagen)</i> : LiCl-harmatponthigrométer beállási folyamata (német nyelven)	213
— A hőmérsékletmérő hálózat sűrűségének meghatározásáról (angol nyelven)	129	<i>Kakas József—Szepesiné Lőrincz Anna</i> : Éghajlatunk vízháztartási kérdései	75
— A csapadékmérő hálózatok racionális sűrűségének meghatározásáról (angol nyelven)	257	<i>Kissné Tóth Erzsébet</i> : A turbulencia szerepe a felszínközeli légrétegek energiazsárolásában	355
<i>Czelnai Rudolf—Mezősi Miklós—Tánczer Tibor</i> : Automatikus szélmérő berendezések felállításának meteorológiai kérdései a Balaton körzetében	86	<i>Koch, H. G. (Jena)</i> : A tropopauza évi járása a Balkán légterében (német nyelven)	321
— A Balaton-i automatikus szélmérő hálózat létesítésének műszer és híradástechnikai szempontjai	149	<i>Koppány György</i> : A légnyomás 24 órán belüli erős változásának gyakorisága a Sziklás-hegység és Nyugat-Szibéria közötti területen	14
<i>Davitaja, F. F. (Tbiliszi)</i> : A hőellátottság előrejelzésének módszere (orosz és magyar nyelven)	138	— Makroszintoptikai módszer a csapadék középtartamú előrejelzésére	159
<i>Dési Frigyes—Czelnai Rudolf—Rákóczi Ferenc</i> : Az állomáshálózat sűrűségét meghatározó elvekről (angol nyelven)	1	<i>Kozák Béla</i> : Nagy érzékenyséű, száraznedves hőmérsékletiró berendezés	24
— A hőmérsékletmérő hálózat sűrűségének meghatározásáról (angol nyelven)	129	<i>Máhr Jenő—Adámy László</i> : Néhány statisztikai adat Nyiregyháza és Szeged zivatarklimájáról	226
— A csapadékmérő hálózat racionális sűrűségének meghatározásáról (angol nyelven)	257	<i>Mezősi Miklós</i> : Rádiótávmerő készülék a potenciálgradiens abszolút értékének megállapítására (angol nyelven)	339

<i>Mezősi Miklós—Czelnai Rudolf—Tánczer Tibor</i> : Automatikus szélmérő berendezések felállításának meteorológiai kérdései a Balaton körzetében	86
— A Balatoni automatikus szélmérő hálózat létesítésének műszer és híradástechnikai szempontjai	149
<i>Milosev, G. N. (Szófia)</i> : Kondenzációs magvak aktivitása természetes körülmények között és abszorpció esetén (orosz nyelven)	275
— Az abszorpció hatása a kristály-csírák képződésére izomorf kondenzációs magvak esetén (francia nyelven)	333
<i>Orbán László—Pap Géza (Kolozsvár)</i> : A földmágneses elemek változásainak kapcsolata az időjárással	362
<i>Ozori Zoltán</i> : A légtömegek fogalmának értékelése (angol nyelven)	193
<i>Pap Géza—Orbán László (Kolozsvár)</i> : A földmágneses elemek változásainak kapcsolata az időjárással	362
<i>Paszynski, J. (Warszawa)</i> : Kis terek éghajlati osztályozása (angol nyelven)	268
<i>Péczei György</i> : A Magyar Alföld és a környező hegyvidék légeseréje	233
— A helyi éghajlati zónák kijelölésének néhány kérdése	346
<i>Petkovsek, Z. (Ljubljana)</i> : Frontálzóna domborzati akadályok feletti légáramlásban (német nyelven)	7
<i>Rákóczi Ferenc—Czelnai Rudolf—Dési Frigyes</i> : Az állomáshálózat sűrűségét meghatározó elvekről (angol nyelven)	1
— A hőmérsékletmérő hálózat sűrűségének meghatározásáról (angol nyelven)	129
— A csapadékmérő hálózatok racionális sűrűségének meghatározásáról (Angol nyelven)	257
<i>Simon Antal</i> : Erős radioktivitású részecskék a légkörben	287
<i>Szepesiné Lőrincz Anna—Kakas József</i> : Éghajlatunk vízháztartási kérdései	75
<i>Takács Lajos—Goll György</i> : Az albedómérések változó eredményeinek fizikai magyarázata	97
<i>Tánczer Tibor—Czelnai Rudolf—Mezősi Miklós</i> : Automatikus szélmérő berendezések felállításának meteorológiai kérdései a Balaton körzetében	86
— A Balaton-i automatikus szélmérő hálózat létesítésének műszer-és híradástechnikai szempontjai	149
<i>Tánczer Tibor—Ambrózy Pál—Götz Gusztáv</i> : Hirtelen kitörő szélviharok vizsgálata a Balaton térségében	153
<i>Zemplényiné Tárkányi Zsuzsanna</i> : A budapesti légszennyeződés és a levegő homályossági együtthatója	352

II. Kisebbs tanulmányok

<i>Atányi László</i> : A konvektív áramlások szerkezete	38
<i>Bodolainé Jakus Emma—Götz Gusztáv</i> : A mezoszínoptikus képződményekről	46
<i>Endrődi Gabriella</i> : A Tihanyi-félsziget terepklimatológiai jellemzése	244
<i>Gajzágó László</i> : A levegő kéndioxid-tartalmáról	54
<i>Götz Gusztáv—Bodolainé Jakus Emma</i> : A mezoszínoptikus képződményekről	46
<i>Kálmáné Cseh Éva</i> : A középtávu előrejelzések néhány újabb módszere	372
<i>Koppány György</i> : A grönlandi hatásközpont légnvomasíngadozása és kapcsolata a budapesti hőmérséklettel	110
<i>Kozma Ferenc</i> : A hőmérsékleti minimum felszínfeletti kialakulásának feltételei és gyakorisága	104
<i>Kozma Ferenc—Stollár András</i> : A felhőzet hatása a talajközeli légréteg lehűlésére	297
<i>Kozma Ferenc—Szilágyi Tibor</i> : A talajhőáramlás hatása a talajközeli légrétegek lehűlésére	43
<i>Makainé Császár Margit</i> : Az északnyugat felől jövő hideg frontok kése és az Alpok lee-oldalán lejátszódó ciklonképződés	28
<i>Mészáros Ernő</i> : A légköri klorid-részecskék koncentrációjának évi menete	107
— A légköri aeroszol koncentráció összefüggése a légtömegekkel	170
<i>Péczei György</i> : Csapadéktmentes időszakok tartamvalószínűsége Magyarországon	33
<i>Péczei György—Vadkerti Ferenc</i> : Rendkívül erős hőmérsékletemelkedés Magyarországon 1963. február 3-án	300
<i>Popovicsné Gubola Mária</i> : Biometeorológiai kutatások Lengyelországban	172
— Az ekvivalens hőmérséklet napi járása Budapesten	242
<i>Problád Ferenc</i> : Városi energiaforrások jelentősége Budapest éghajlatában	162
<i>Stábel György</i> : Nagy hőmérséklet-különbség kialakulása Magyarországon 1963. január 24-én	100
— Víztólesér a Balatonon 1963. július 11-én	238
<i>Stollár András—Kozma Ferenc</i> : A felhőzet hatása a talajközeli légrétegek lehűlésére	297
<i>Szilágyi Tibor—Kozma Ferenc</i> : A talajhőáramlás hatása a talajközeli légrétegek lehűlésére	43
<i>Szűcs Zoltán—Kardoss László</i> : A világűr-kutatás folyamán alkalmazott meteorológiai mesterséges holdak keringésével kapcsolatos jogi kérdésekről	303

<i>Titkos Ervin</i> : Szélelőrejelzés a Balatonon	168
— A Balaton-felvidék szélárményekelő hatása	249
<i>Vadkertő Ferenc</i> — <i>Péczy György</i> : Rend-	

kívül erős hőmérsékletemelkedés Magyarországon 1963. február 3-án	300
<i>Wirth Endre</i> : Gyakorlati módszerek az időjárás mesterséges befolyásolására	166

III. Alkalmazott meteorológia

<i>Stollár András</i> : Dinnyehőmérsékletek napi menete	117
— Melegágyak takarása műanyagfóliával	180
<i>Szilágyi Tibor</i> : Egyes időjárási tényezők hatása a paradicsom minőségére	113

— Talajhőmérséklet- és horizontkorlátozásmérések ikersoros paradicsom-állományban	174
<i>Varga Hasznóts Zoltán</i> : A füves és a hengerezett talaj hőmérséklete	178

IV. Irodalom

a) Belföldi

<i>Acta Universitatis Debreceniensis de Ludovico Kossuth Nominatae. (Kéri Menyhért)</i>	184
<i>Hille Alfréd</i> (szerk.): A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken (<i>Gajzágó László</i>)	377
<i>Horváth László Gábor</i> : A meteoropszichológiai tényezők szerepe az ipari, vasúti és az autóközlekedési balesetekben (<i>Berkes Zoltán</i>)	250
<i>Réthly Antal</i> — <i>Berkes Zoltán</i> : Északi fény megfigyelések Magyarországon, 1523—1960 (<i>Flórián Endre</i>)	308
<i>Szesztay Károly</i> : A Balaton vízháztartása (<i>Antal Emánuel</i>)	311

b) Külföldi

<i>Crank, J.</i> : Mathematics and Industry (<i>Dési Frigyes</i>)	311
<i>Doneaud, A.</i> — <i>Besleaga, N.</i> — <i>Stoian, R.</i> : Metode numerice grafoanalitice de calculare a hartilor probabile ale cimpului baric pentu 2 de ore (<i>Ambrózy Pál</i>)	58
<i>Golberg, J. A.</i> : Mikroklímat holmisztovo relefa i evo vlijanije na szelszkohozajsztvennije kultur (<i>Endrődi Gabriella</i>)	119
<i>Hendl, M.</i> : Einführung in die physikalische Klimatologie (<i>Szepesiné Lőrincz Anna</i>)	379
<i>Irányi, J.</i> — <i>Orovecz, B.</i> — <i>Somogyi, E.</i> — <i>Irányi, K.</i> : Das Blitztrauma in neuer Sicht (<i>Aujeszký László</i>)	58
<i>Israël, H.</i> : Atmosphärische Elektrizität (<i>Simon Antal</i>)	378

<i>Jastrow, R.</i> (szerk.) The exploration of space (<i>Hille Alfréd</i>)	57
<i>Juggin, M. I.</i> : Novije metodi i problemi kratkosrocnosno prognoza pogodi (<i>Ambrózy Pál</i>)	312
<i>Kalinovszkij, A. B.</i> — <i>Pinasz, N. Z.</i> : Aerologija, csaszty i metodi aerologicseszkih izmerenyij (<i>Mészárosné Nagy Agnes</i>)	185
<i>Kauser, L.</i> — <i>Malkovskij, G.</i> — <i>Scherhag, R.</i> : Zum Einsatz des Radargerätes in der Meteorologie Beispile ausgewählter Fälle (<i>Kallósné Sugár Margit</i>)	121
<i>Keller, R.</i> : Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Eine Einführung in die Hydrogeographie (<i>Szepesiné Lőrincz Anna</i>)	309
<i>Muszaeljan, S. A.</i> : Volni prepjatsztvij v atmosfzere (<i>Adám László</i>)	122
<i>Pesenko, I. G.</i> : Aeroszinopticseszkoje uszlovija boltanki szamoljetov v vernyih szlojah troposzferi i nyizsnyej sztratoszfere (<i>Kapovits Albert</i>)	120
<i>Steinhausser, F.</i> — <i>Cehak, K.</i> : Hőufigkeitsverteilung der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über Wien bis 30 km Höhe, 1952—1960 (<i>Béll Béla</i>)	250
<i>Stommel, G.</i> : Golfstrim (<i>Aujeszký László</i>)	379
<i>Sullivan, W.</i> : Assault on the Unknown (<i>Ozorai Zoltán</i>)	120
<i>Wallington, C. E.</i> : Meteorology for Glider Pilots (<i>Tardos Béla</i>)	185
<i>Weikinn, C.</i> : Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850. Band I. Hydrographie (<i>Réthly Antal</i>)	310

V. Krónika

<i>Ambrózy Pál</i> : A Magyar Meteorológiai Társaság választmányja 1963. január 24-én	64
— Konferencia a numerikus előrejelzés kérdéseiről Moszkvában	255
— Dr. H. Dahler előadása a Meteorológiai Társaságban	383

<i>Ambrózyné Mohácsi Mária</i> : Az Egyesült Államok Nemzeti Meteorológiai Központja	62
— Az USA Nemzeti Meteorológiai Központjáról	191
<i>Aujeszký László</i> : A Duna Bizottság 21. ülészaka	60

<i>Béll Béla:</i> A Nemzetközi Geofizikai Együttműködés Európa-Ázsiai Régiójának ülései az NDK-ban.....	59
— Az MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottságának munkája	60
— Az MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottsága	124
— A Magyar Tudományos Akadémia 1963. évi nagygyűlése	127
— Dr. H. M. Ertel az Időjárás Szerkesztőbizottságában	313
— Az MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottsága	383
<i>Berkes Zoltán:</i> Graics Ágnes (1933—1963)	187
<i>Czelnai Rudolf:</i> Új precíziós aneroid barométer	61
— WMO program a meteorológiai világhálózat fejlesztésére	253
<i>Dunay Sándor:</i> A Magyar Meteorológiai Társaság XI., siófoki vándorgyűlése ..	317
<i>Endrődi Gabriella:</i> A Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Társasága	316
<i>Gajzágó László:</i> A III. Meteorológiai Világnap 1963. március 23.	123
— Az I. Magyar Orvosmeteorológiai Konferencia (1963. május 16—17)	187
<i>Götz Gusztáv:</i> A Román Népköztársaság meteorológiai szolgálata	255
— Magyar meteorológus az Antarktiszon	380
<i>Hille Alfréd:</i> A Magyar Meteorológiai Társaság Orvosmeteorológiai Szakosztálya 1963. február 21-én (Bárány István előadása)	64
<i>Kakas József:</i> Dési Frigyes, a Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsának tagja .	123
— Németh Gusztáv (1901—1963)	317
— A Magyar Földrajzi Társaság vándorgyűlése Győrött	319
— A Magyar Meteorológiai Társaság választmányi ülése 1963. október 17-én	319
<i>Kéri Menyhért:</i> „A tudomány és a technológia alkalmazása a gyengén fejlett területek javára”	63
— Bogdánfy Ödön emlékezete	313
<i>Kleszky István:</i> Kubai meteorológus Magyarországon	253
<i>Kovácsné Pataki Márta:</i> Sugárzásmérő standard műszerek nemzetközi összehasonlítása Taskentben	381
<i>Kozma Ferenc:</i> A Magyar Meteorológiai Társaság szegedi csoportja (Boros József előadása)	317
<i>Lépp Ildikó—Máhr Jenő:</i> A légiútvonal-klimatológiai szakértők munkacsoportjának második budapesti ülése 1963. szeptember 18—21	313
<i>Máhr Jenő:</i> A Magyar Meteorológiai Társaság repülésmeteorológiai szakosztálya (Makainé Császár Maggit előadása)	128
<i>Máhr Jenő—Lépp Ildikó:</i> A légiútvonal-klimatológiai szakértők munkacsoportjának második budapesti ülése 1963. szeptember 18—21	313
<i>Mezősi Miklós:</i> Szféríksz munkaértekezlet Potsdamban	61
<i>Morvai Anna:</i> A Magyar Meteorológiai Társaság agrometeorológiai szakosztálya (Varga H. Zoltán és Papp Béla beszámolója)	314
<i>Ozorai Zoltán:</i> WMO munkacsoport értekezletek Párizsban	59
— Kotta egy meteorológiai kiadványban	61
— Igazgatói Konferencia Varsóban	125
— A meteorológiai távközlési munkacsoport ülése Prágában	380
<i>Örményi Imre:</i> Kérdő István kandidátusi értekezésének nyilvános vitája	128
<i>Péczy György:</i> A városklimatológiai kutatások időszerű kérdései (Az M. T. A. Sugárzási és Éghajlati Albizottságának 1963. márc. 4-i ülése,	126
— A terepklimatológiai kutatások metodikai kérdései (Az M. T. A. Sugárzási és Éghajlati Albizottságának 1963. ápr. 1-i ülése	128
<i>Popovicsné Gubola Mária:</i> A Magyar Meteorológiai Társaság (Dobosiné Koltai Margit előadása)	191
<i>Simon Antal:</i> A légköri aeroszol-koncentráció és a légtömegek kapcsolatáról (Mészáros Ernő előadása)	63
<i>Szepesiné Lőrinc Anna:</i> Dr. C. W. Thorntwaite (1899—1963)	315
— Magyar meteorológusok külföldi tanulmányútjai	315
— Légszennyeződési tanulmányút Csehszlovákiában	384
<i>Tánczer Tibor:</i> Nemzetközi ülészak a numerikus előrejelzésről Oslóban	125
<i>Tölgyesi István:</i> A Meteorológiai Világszervezet IV. Kongresszusa	189
<i>Valent Erzsébet:</i> A Csehszlovák és a Magyar Meteorológiai Társaság együttműködése	380
— A Magyar Meteorológiai Társaság XXXVI. közgyűlése	381
<i>Varga Hasznóts Zoltán:</i> Magyar agrometeorológusok a Szovjetunióban	256

B) TÁRGYMUTATÓ

- Abszorpció 333
Abszorpció 275
Advektív hőforgalom 65
Aerológiai mérések módszerei 185*
Aeroszol koncentráció 63, 170
Agrometeorológia 113, 117, 119*, 174, 178, 180
Akadályhullámok a légkörben 7, 122*
Albédó mérése 97
Alföld szélviszonyai 233
Állományklíma 174, 184*
Állomáshálózat sűrűsége 1, 129, 253, 257
Anroid barométer 61
Antarktisz expedíció (IX., szovjet) 380
Áramlasi mező 7, 38, 46
Áramlások szerkezete 7, 38, 46
- Balaton párolgása 290
Balaton vízháztartása 311*
Balatoni szélviharok 153, 168
Balatoni viharjelző szolgálat 86, 149, 153, 168, 248
Balatoni víztölcésr 238
Barométer 61
Biometeorológia 172, 250*
Bogdányfő Ödön emlékezete 313
Budapest éghajlata 162, 242
Budapest hőmérséklete 107
Budapest légszennyeződése 352
Bukaresti tudományos ülészek 255
- Ciklonképződés 28
Csapadék előrejelzése 159
Csapadékhozam 204
Csapadéktmentes időszakok tartama 33
Csapadékmérő hálózat sűrűsége 257
Csehszlovák Meteorológiai Társaság 380
- Dési Frigyes az Elnöki Tanács tagja 123
Dinamikus meteorológia 7, 28, 46
Dinnye hőmérséklete 117
Domborzat hatása a frontokra 7, 28
Dombvidék mikroklímája 119*
Duna Bizottság 60
- Éghajlat osztályozása 268, 346, 379*
Éghajlat vízháztartása 75
- Ekvivalens hőmérséklet 242
Ellenálláshőmérő 24
Előrejelzés 7, 28, 46, 58*, 138, 159, 168, 372
ENSZ technikai segélynyújtása 63
Ertel, H. M. az Időjárás Szerkesztőbizottságának tagja 313
Északi fény 308*
Európa időjárásának rendkívüliségei 310*
Evapotranspiráció 75
- Felhőzet és lehülés 297
Földmágneses elemek változása és az időjárás 362
Frontális zivatarok 153
Frontálzóna domborzat fölött 7
Frontképződés 7, 28
Frontfeloszlás 7,
Függőleges metszet 28
- Golf-áram 378*
Graics Ágnes emlékezete 187
- Harmatponthigrométer 213
Hegy-völgyi cirkuláció 233
Helyi éghajlati zónák 91, 244, 268, 346
Hévíz éghajlata 91
Hideg front 7, 28, 46
Hidrogeográfia 309*
Hófelszín hűtőhatása 21
Homályosság együttható 352
Hórétteg 21
Hórétteg hatása a hőmérsékletre 21
Horizontkorlátozás paradicsomállományban 174
Hőellátottság 138
Hőforgalom a szabad légkörben 65
Hőmérsékleti kontraszt 100, 300
Hőmérsékletirő berendezés 24
- Hőmérsékletmérő hálózat sűrűsége 129
Hőmérséklet minimuma a talajfelszín fölött 104
Hőmérséklet napi menete 91, 104, 117, 242
Hőmérséklet rendkívüli emelkedése 300
- Időjárás irányítása 166
Időjárás megmaradási hajlama 283
Igazgatói konferencia Varsóban 125
Instabilitási vonal 46
- Kárpát-medence hőforgalma 65
Kéndioxid a levegőben 54
Kéndioxid meghatározása 44
Kérdő István kandidátusi vitája 128
Kicserélődési együttható 355
Klorid részecskék koncentrációja 110, 170
Kondenzációs magvak 275, 333
Konvekció 38
Konvektív zivatarok 153
Középtávú előrejelzések módszerei 159, 372
- Légiútvonalklímológiai munkacsoport értekezlet Budapesten 313
Légköri elektromosság 378*
Légköri radioaktivitás 287
Légnyomás ingadozása 107
Légnyomás interdiurnus változékonysága 14
Légszennyeződés 54, 352, 377*, 384
Légtömegek 63, 170, 193

- Mágneses háborgás és az időjárás 362
Magyar Földrajzi Társaság győri vándorgyűlése 319
- Magyar Meteorológiai Társaság
Ágrometeorológiai szakosztálya 314
előadói ülései 191, 383,
közgyűlése (XXXVI.) 381
Orvosmeteorológiai szakosztálya 64, 187
pályázati hirdményei 55
Repülésmeteorológiai szakosztálya 128
síófoki vándorgyűlése 317
szegedi csoportja 317
választmányi ülése 64, 319
- Magyar meteorológusok külföldi tanulmányúttjai 256, 315, 384
- Magyar Tudományos Akadémia
Elnökségi Meteorológiai Bizottsága 60, 124, 126, 128, 383
évi nagygyűlése 127
- Melegágyak takarása 180
Meleg front 7, 46
Mesterséges holdak 57*, 303
- Meteorológiai Világnap 123
Meteorológiai Világszervezet 59, 189
- Mezociklon 46
Mezoszinoptika 46
Mikroklíma 119*, 268
Moszkvai numerikus előrejelzési konferencia 255
- NDK Meteorológiai Társaságának ülése Lipcsében 316
Nedvesség napi menete 91, 368
Németh Gusztáv emlékezete 317
Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió 125
Nemzetközi Geofizikai Egységműködés 59
Nemzetközi Geofizikai Év 120*
Numerikus előrejelzés 58*, 125, 255
Nyomásugrási vonal 46
Nyíregyháza zivatarklimája 226
Nyugodt Nap Éve 59, 381
- Okkluzió front csapadéka 204
Orografikus hatások a frontokra 7, 28
Orvosmeteorológiai konferencia Budapesten 187
- Paradicsom állományklimája 174
Paradicsom minősége és az időjárás 113
Párolgás 290, 311*
- Potenciálgradiens mérése 339
Potenciális evapotranspiráció 75
- Radarkészülékek a meteorológiában 121*
Radioaktív részecskék a légkörben 287
Rendkívüli időjárási események 310*
Repülésmeteorológia 120*, 122*, 185*
Repülőgépek bukdcsozolása 120*
Román meteorológiai szolgálat tudományos ülésszaka 255
- Shkodra éghajlata 283
Sqall-line 46
Sugárzásmérési konferencia Taskentben 381
Szár az időszakok 33
Szár az nedves hőmérsékletirő 24
Szeged zivatarklimája 226
Szélirányok gyakorisága 233, 250*
Szélmérés automatizálása 86, 149
Szélroham-vonal 46
Szférikus-értekezlet Postdamban 61
- Talajhőáramlás 43
Talajhőmérséklet 43, 174, 178
Talajmenti légrétegek hőmérséklete 21, 43, 104, 180, 297
Talajmenti légrétegek nedvessége 368
Tartamvalószínűség 33
Távközlési munkacsoport ülése Párizsban 59,
Távközlési munkacsoport ülése Prágában 380
Terepklimatológia 91, 119*, 128, 244, 268, 346
Termik 38
Termikus gerinc 28
Thorntwaite C. W. emlékezete 315
Tihanyi félsziget éghajlata 244
Titkos Ervin az Antarktiszon 380
Tropopauza évi járása a Balkánon 321
Turbulens hőforgalom 355
- USA meteorológiai szolgálata 62, 191,
Úrkutatás 57*, 303
- Városklimatológia 126, 162
Vertikális sebesség 38
Villámsérülés 58*
Vizháztartás 75, 309*, 311*
Víztlésér a Balatonon 238
- Zivatar 153, 226
Zivatargyakoriság 226

Czelnai Rudolf—Dési Frigyes—Rákóczi Ferenc:

On the principles determining the density of the network of meteorological stations

О принципах, определяющих густоту сети метеорологических станций.

В настоящем введении к серии статей о рациональной организации метеорологических измерений и наблюдений исследуются основные принципы, которые — при самом генеральном поставлении вопроса — должны соблюдаться при изучении соотношении между измерениями и метеорологическими обслуживаниями, а с другой стороны между этими последними и их влиянием на народное хозяйство. Критерием рациональности измерений считается требование чтобы при данной материальной инвестиции измерения доставили максимальное количество информации относительно атмосферных процессов. Излагается, что при данном «качестве» измерений и данным способе употребления полученных информации проблема ограничивается на исследование чисто количественных вопросов, напр. на рациональную густоту сети метеорологических станций.

✱

The developing technique of measurements and observations always played an important role in the attaining of new results. In meteorology, too, all measurements and observations of higher accuracy or those giving a possibility of obtaining data in dimensions unexplored before, aim at the development of science. As regards the mass of data of measurements and observations it is to be decided first of all whether or not it satisfies the requirements of operative and scientific research work both quantitatively and qualitatively. It is doubtless too, that the qualitative and quantitative development of the measuring and observing technique is closely connected with the development of the corresponding discipline. New scientific achievements give rise to new problems in measuring and observing technique, and this interrelation is the never ceasing basis and source of mutual development. To-day we are able — in addition to making theoretical and general statements — to analyse this interrelation in a complete way and find out how to apply its laws in practical problems. A special branch of science called “organization of operations” deals with problems similar to those mentioned above.

The field of problems of the organization of operations is rather wide and will be discussed in the following. The important problem of a reasonable organization

of meteorological measurements and observations is only a part of the whole. The determination of the rational density of the network of meteorological stations is a still more special problem.

The rationalization essentially means the increasing the content of informations obtained from measurements and observations. It should be clear at once that increasing of the number of measurements and observations in space and time does not necessarily lead to enrichment of the content of informations. In our scientific life a sort of one sided, quantitative attitude often appears stressing so to speak mechanically and without any methodical motivation the necessity of increasing the quantity and territorial density of measurements and observations. That is the case usually when one seeks for an explanation for the shortcomings of one's conclusions. Undoubtedly the information-content of the data should always be increased and the demands of the operative and research work can hardly ever be met by the informations at one's disposal; nevertheless, rationalization can involve also the stopping those of the measurements and observations which give data without informational value. The organization of measurements and observations should result in maximum information under the given circumstances.

It is a well known fact that the network of meteorological stations on the Earth has been organized on the basis of semi-empirical considerations, trying to establish an approximate equilibrium between requirements and possibilities, but without applying scientific methods. That is why the network of stations as it develops in the course of history is sparse on the larger part of the Earth and that is why it is dense in the inhabited areas where it was relatively easy to create technical conditions for establishing of stations. The data obtained from a network of stations more dense than necessary have very little informational value for certain meteorological elements, they report something that we would know with adequate accuracy even from a smaller amount of data. On the contrary there is an insufficiency of data supply from large areas, and special measurements (almost indispensable) are not carried out even where the network is otherwise well-developed.

The problems mentioned above are not indifferent from the economical aspect either. We must be aware of the fact that our material resources assigned to measurements and observations are restricted, therefore if we maintain a network more dense than necessary, we are spending money obviously unnecessarily at the same time when that sum could have been invested in other fields more profitably. The point is that the meteorological services as a whole loses from its value, when it is based on less and worse information. Thus the network of stations when organized unreasonably, decreases the efficiency of the operative and research work, and the loss originating from it exceeds by far the mere sum of the costs of the omisable measurements and observations.

The conclusion can be drawn that an organization disregarding the economical aspect can not be well established from scientific point of view either. In order to see clearly in the matter the more general question must be raised: Do the meteorological services under the circumstances contribute with maximum efficiency to the development of national economy, and is their effect in adequacy with the expenditures for meteorological services. In order to investigate this question an „operational model” can be constructed and the details of the connections outlined above can be fixed on that model. Thus, first of all the quantity and exactitude of the data obtained from measurements and observations must be fixed, because the reliability of the meteorological services (forecasting informations etc.) is a consequence of them — although not in an exclusive form. The quality of the services too, is of importance because services of little use can be afforded even in

possession of exact data, and so their practical, economical benefit depends — again not in an exclusive way — on their effectiveness. This enumeration could be continued, but even from the quoted examples it may be seen that the examination of the complete model is a most difficult task and so the approach towards a solution can be only a gradual one. First of all the appropriate organization of the measurements and observations and the conditions of a rational density of a network is to be analysed.

The most complete survey of the requirements in connection with the observations is to be found in the work of *Bellamy* [1]. A more restricted but essentially similar survey is to be found in Hungarian references. In the following we give a survey of the most important statements.

From the part of specialists of practical synoptic work remarks are often heard as to the little of the data of the existing network concerning the position of fronts secondary fronts etc. [2]. In the opinion of another author a further increasing of the number of recording instruments is required because in the case of certain elements (e. g. wind) — from the data of scheduled observations — little informational material can be gained [3]. Without numerical and objective cloud observations hardly any result can be attained in the field of investigations on cloudiness and precipitation by the methods of numerical forecasting [4]. A more exact determination of the Cu level necessitates information on the forenoon maximum specific humidity in the free atmosphere, and no investigations on thunderstorms can be carried on without direct measurements of the spatial distribution of electric charges within the clouds [5]. Another undecided problem is by what instruments and methods the measurement of vertical air motion is to be executed when carrying out topoclimatological investigations [6]. More fruitful investigations in the field of bioclimatology and air pollution can be expected also only by introducing entirely new methods of measurements [7, 8]. Without aircraft ascent hardly any up-to-date investigations in cloud physics can be imagined [9], without instruments measuring vertical velocities investigations on heavy precipitations can not be carried on with satisfactory results [10]. The fact that some data (divergence) cannot be directly determined is attributed by numerical forecasters to inaccuracies of the radiosonde measurements [11]. This statement refers also to the necessity of horizontalsonde measurements.

The above enumeration is far from being complete but some generalizations can already be made: there are no suggestions as to the reduction of the number of stations or measurements; on the contrary the development of measurements and observations in both quantitative and qualitative respect is called for. First of all it is to be examined whether or not these requirements are reasonable, i. e.: is there any real necessity of increasing the number of stations, measurements and observations?

The dissatisfaction in respect to the available observational material can be traced back to one of the following motives: *a)* the station network is sparse indeed and the number of measurements and observations has to be increased.

b) The number of stations is sufficient but the informational content of the data is not satisfactory because the measurements and observations are not carried out in an appropriate way.

c) The number of stations is sufficient and such is also the informational content of the data but our „previous knowledges” are not fully utilized.

Let us analyse now the complaint made by forecasters according to which the position of the fronts cannot be determined exactly on the basis of the data furnished by the present station network. When acknowledging that the above

statement is completely right may we add that this problem does not come to solution even by increasing the density of the network of stations because a station network of a discrete distribution — however dense it may be — furnishes data only to the construction of the field of such meteorological elements the spatial distribution of which is a continuous one. Under such conditions a good application of methods of interpolation giving the required exactitude can be assured. With the fronts the case is quite different. As it is generally known, the weather elements show a discontinuity along the fronts and so the exact determination of the position of the fronts can be carried out only by the aid of instruments and observational methods giving a continuous record in space of the sudden changes of the weather elements. From this it can be followed that much better results can hardly be expected from the increase of the existing network but only the application of instruments furnishing continuous data in space and time (for example weather radar spherics, satellites etc.). Measurements giving a continuous section along some line (horizontal sonde measurements and weather reconnaissance flights) are also of indisputable use. When choosing this way and by applying a more developed measuring technique, more and better informations can be gained indeed.

A good utilization of the „previous knowledges” is indicated [5] by the procedure taking into account the daily march of the humidity in the free air, instead of an additional radiosonde ascent, when determining the Cu level. This is a correct solution from the point of view of rationalization.

Bellamy [1] refers to another but well known example to illustrate the use of „previous knowledge” in rationalization of work: This is the problem of transmission of pressure values in a digital form. If e. g. the pressure values are to be transmitted with an exactitude of 10^{-1} mb, a five figure number is to be produced in code form. In the case of the sea level pressure observation our previous knowledge is that the „likely” value will be of 1000.0 mb. Making use of that knowledge we commonly report the sea level pressure by three figures of the „corrective value”.

The enumeration of such rationalizations (using the existing or potential „previous knowledges”) could be continued but it must be rather emphasised that the recognition of such possibilities and the obtaining of such „previous knowledges” are the very purposes of investigations. From the aspect of the organization of measurements it is important to know that the new „previous knowledges” are followed by the development of measurements: one of them becoming superfluous and the other desirable. As to the substance of the problem we came back to the mutual effects of the measuring technique and the investigations, which is a basic condition of the development of both of them. When making investigations in questions of the rational organization of the measurements and observations the above rule is consciously applied.

The rational organization of measurements and observations raises considerations of space and time, distribution and quality etc. Selecting e. g. the problem of the territorial distribution of the stations from among the abovementioned complicated connections, the other factors are to be considered as fixed ones, and so are the distribution in time and the quality of the observations, because this is the only way to obtain an unequivocal solution. The concrete solution depends on the objectives, character and exactness of the measurements and since the quality-scale of the measurements is rather wide, starting from visual observations up to automatical measurements, the methods are also different. Different considerations are to be applied when investigating elements of continuous spatial distribution (pressure, temperature, humidity etc.) and when studying elements of discrete distribution (cloudiness, precipitation, thunderstorm etc.). One procedure is to be

followed if the spatial distribution is brought about by quasi-constant physical factors (climatological characteristics), and again another if it is determined by factors hanging markedly in time.

No wonder that the problem of a rational distribution of the stations was raised by the synopticians, specialists of numerical forecasting, almost as a necessary consequence of the method used by them. When carrying out investigations they determined also the characteristic measures of certain atmospheric objects (fronts, frontal zones, turbulence etc.) and had to compute also the minimum distances between stations in order to see whether or not the abovementioned atmospheric objects can be „grasped” by measurements and observations. Thus, as we see the method of numerical forecasting, aiming at mathematical exactitude raises with logical necessity the problem of principles and methods determining the density of station network.

Although the above procedure became a source of useful data [2] it has also some restrictions. It is to be stressed repeatedly that the abovementioned atmospheric patterns are characterized by discontinuity and therefore the interpolation does not give any considerable increase of informations as to their state, location etc. There is no doubt that the density of stations computed by the above method will be rather high. It follows from all this that the rational solution necessitates the using of instruments (radar, spherics, satellites etc.) measuring continuously in both space and time the elements that are discontinuous in space. Thus, when determining the optimum density of the ground station network one has to start from considerations in connection with elements continuous in space and not from the extent of discrete atmospheric objects. In the case of these elements the interpolation for the intermediate points affords usable informations, the exactitude of which attains almost that of the data measured at the stations.

In a further paper a detailed discussion of the so-called „interpolation method” [12, 13] will be undertaken, by the aid of which one may obtain the probable error committed when interpolating for an intermediate point from the data measured at the stations. It is a way to get some criteria concerning the rational density of networks.

(Manuscript received on the 23, X, 1962).

REFERENCES — IRODALOM

- [1] *Bellamy, J. C.* : Meteorological Instruments. Meteorological Research Reviews. Vol. 3. No. 13. 1957 New York (pp. 44—72).
- [2] *Bodolai I.* : Ipari vonatkozások a prognosztikában és az időjárási rendkívüliségek. — Az ipari meteorológia kérdései. Magyar Meteorológiai Társaság Kiadványa. Budapest, 1960. (10—15. o.).
- [3] *Czelnai R.* : Adatok a Balaton szélviszonyaihoz főbb időjárási helyzetitípusaink idején. — OMI hiv. kiadv. XX. kötet. Beszámoló, Budapest, 1955. (137—151. o.).
- [4] *Tóth P.* : Néhány megfontolás a felhőzet és csapadék numerikus előrejelzésével kapcsolatban. — OMI hiv. kiadv. XXII. kötet. Beszámoló, Budapest, 1959. (48—51. o.).
- [5] *Béll B.* : Zivatarok aerológiai vizsgálata. — OMI hiv. kiadv. XXII. kötet. Beszámoló, Budapest, 1959. (70—78. o.).
- [6] *Béll B.* : Függőleges légmozgások mérése a Balaton felett. — OMI hiv. kiadv. XXIII. kötet. Beszámoló, Budapest, 1960. (27—34. o.).
- [7] *Kéri M.* : Néhány hazai gyogy- és üdülőhely bioklimatológiai jellemzése. — OMI hiv. kiadv. XXIII. kötet. Beszámoló, Budapest, 1960. (180—184. o.).
- [8] *Szepesi D.* : A mesterséges radioaktív szennyezőanyagok terjedésének szinoptikai kérdései. — OMI hiv. kiadv. XXIV. kötet. Beszámoló, Budapest, 1961. (81—93. o.).
- [9] *Dési F.* : A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. Időjárás, 59. évf. 2. szám. 1955. Budapest (65—70. o.).
- [10] *Szepesi D.* : A nagyméretű és a frontális függéységek sebességek összefüggése a nagyméretű csapadékos területekkel. Időjárás, 63. évf. 6. szám. 1959. Budapest (344—350. o.).
- [11] *Götz G.—Tünczer T.* : A divergencia mentes szint elhelyezkedése a légkörben. — Időjárás, 64. évf. 4. szám. 1960. Budapest (225—229. o.).
- [12] *Гандин, Л. С. — Базрова, Е. И.* : О структуре поля поверхности 500 мб. Труды Г. Г. О. Вып. 99 — 1959. Ленинград. (77—92 стр.)
- [13] *Гандин, Л. С.* : О принципах рационального размещения сети метеорологических станций. Труды Г. Г. О. Вып. 111-1961. Ленинград (81—93 стр.)

AZ ÁLLOMÁSHÁLÓZAT SŰRŰSÉGÉT MEGHATÁROZÓ ELVEKRŐL

A mérés- és megfigyelés-technika mennyiségi és minőségi fejlődése lényeges szerepet játszik a tudományok újabb eredményeinek megérlelésében, s az új tudományos eredmények is visszahatnak a mérés-technika fejlődésére: új mérésfeladatokat vetnek fel, egyes mérések jelentőségét növelik, másokét pedig csökkentik. Ez a kölcsönhatás — melynek elemzésével és törvényszerűségeinek felhasználásával a művelet-szervezésnek nevezhető tudományág foglalkozik — a meteorológiai tudomány fejlődésének is alapját képezi. A művelet-szervezés problematikája széles kört ölel fel, amelyen belül a mérések és megfigyelések racionális szervezése csak egy részterületet képez.

A racionalizálás lényege az, hogy bővítjük a mérések és megfigyelések útján nyert információk tartalmát. Ezt a célt nem feltétlenül a mérések számszerű gyarapításával érjük el. Arra törekszünk, hogy a rendelkezésünkre álló anyagi eszközök ellenében maximális értékű és tartalmú információt nyerjünk a légkör folyamataira vonatkozóan. Ebből a szempontból az új információt nem nyújtó mérések kára kettős: egyrészt fölösleges költségekkel járnak, másrészt hasznosabb mérések lehetőségét veszik el.

A kérdés — legáltalánosabban felvetve — az, hogy vajon a meteorológiai szolgáltatások az adott lehetőségekhez képest maximális hatást fejtenek-e ki a népgazdaságban? E kérdés vizsgálata az ún. „műveleti modell” elemzése útján történik. A műveleti modell a mérések, meteorológiai szolgáltatások és népgazdasági hatások kapcsolatait ábrázolja. E kérdéskomplexumon belül a megoldásra váró első feladat a mérések információtartalma és a meteorológiai szolgáltatások (előrejelzés, tájékoztatás stb.) közötti összefüggés kvantitatív elemzése.

A hazai s nemzetközi szakirodalmat áttekintve látjuk, hogy a szerzők — akik egyáltalán e kérdésben állást foglalnak — a meteorológiai szolgáltatások javítása érdekében szükségesnek tartják a megfigyelések és mérések mind minőségi, mind mennyiségi fejlesztését [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11]. Ez az erősen megnyilvánuló igény három okra vezethető vissza:

1. Nem kielégítő a mérések és megfigyelések mennyisége.
2. Nem kielégítő ugyanezek minősége, ennek folytán nem nyújtanak megfelelő tartalmú és pontosságú információkat.
3. Nem áll rendelkezésre olyan elméleti módszer, ill. ismeret, amelynek birtokában a mérések és megfigyelések nyújtotta információkat a legteljesebben kihasználhatnák.

A tisztán mennyiségi kérdések vizsgálata csak az utóbbi két ok kizárásával válik jogosulttá. Akkor tehát, ha pl. az állomáshálózat racionális sűrűségének kérdését vetjük fel, előzőleg a kapott információk felhasználásának módját és a mérések minőségét adottnak kell tekintenünk. Ha ezt nem tesszük, akkor a lehetséges megoldások végtelenül sok variációjával kell számolnunk. A mondottak olyan értelemben is igazak, hogy pl. az állomáshálózat racionális sűrűségét illetően a különböző meteorológiai elemekre vonatkozó megfontolásainktól számottevően eltérő eredményeket várhatunk. Különösen nagy lesz az eltérés a *térben folytonos* — és *nem folytonos* elemek között. Az előbbieket (pl. légnyomás, légnedvesség, hőmérséklet stb.) az állomások közötti területszakaszokra meghatározott pontossággal interpolálhatók, tehát az állomások szükséges sűrűségét az interpoláció valószínű hibájának ismeretében megállapíthatjuk [12, 13].

Más a helyzet, ha térben nem folytonos eloszlású elemről (pl. csapadék, felhőzet, köd, zivatar stb.) van szó, mert ilyenkor a megfigyelések által nyújtott információkat nem egészíthetjük ki eléggé megbízható következtetésekkel. Ezért az utóbbi csoportba tartozó elemek esetében sűrűbb állomáshálózat szüksége mutatkozik [2, 14, 15, 17]. E ponton azonban már nem mellőzhető a mérési minőség kérdésének felvetése, mert éppen a térben nem folytonos elemek mérésénél egyre jobban terjed az új minőségű mérések (radar, szférix, műhold stb.) alkalmazása, amelyek térben folyamatos áttekintést biztosítanak, tehát — legalábbis elvileg — megoldják a feladatot [1]. Ezért a hagyományos talajmenti állomásokra vonatkozó megfontolásainkat első közelítésben a térben folytonos eloszlású, interpolálható elemekre korlátozhatjuk. Következő tanulmányunk tárgyát az e célra szolgáló módszerek részletes kifejtese alkotja.

Frontalzone in der Lufterströmung über orographische Hindernisse

Frontal zone in air currents over orographical obstacles. The behaviour of fronts during their crossing the orographic obstacle is examined by a time integration of the three-dimensional frontogenesis. On a simple and much idealised example is shown the largeness of changes of gradient S (of frontal intensity) by crossing the front over the great mountain system (Alps).

*

Einleitung

Auf ihrem Wege über ein Gebirge unterliegt eine Frontalzone verschiedenen Änderungen, die vor allem die Folgen einer Störung des Stromfeldes sind. Wegen der geringer Dichte des aerologischen Stationsnetzes in solchen Gebieten sind unmittelbare Untersuchungen nicht möglich. Nachstehend sollen deshalb einige Betrachtungen unterbreitet werden, die zur Klärung der Prozesse, die sich in einer Strömung über Gebirgen entwickeln, beitragen sollen.

Die Definition der Front, die in der praktischen Meteorologie üblich sind, erweisen sich bei theoretischen Untersuchungen meistens als unbrauchbar, da die, in der praktischen Meteorologie als Frontenkriterien benutzte Wetterwirksamkeit hier nicht als Eigenschaften der Atmosphäre verwendbar sind. Nach der Definition soll die Stärke des Gradienten einer skalaren Grösse, welche an der Front ihren maximalen Wert hat, als ein Mass für die Stärke der Front bzw. Frontalzone betrachtet werden. Die Untersuchung über die Änderung der Frontenstärke bei ihrem Übergang über orographische Hindernisse wird auf die Änderung des Gradienten einer ausgewählten Grösse übertragen. Als solche Grösse nimmt man gewöhnlich die potentielle Temperatur Θ .

Grundgleichungen

Die Entstehung und Erhaltung der Frontalzone sind mit einem frontogenetischen Prozess verbunden, das heisst mit der Entstehung bzw. Erhaltung eines relativ starken Gradienten Θ in demselben Luftquantum der Atmosphäre. Man muss also eine individuelle Frontogenese finden (individuelle Veränderung der absoluten Werte des Grad Θ), welche durch die frontogenetische Funktion

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \Theta| \quad (1)$$

bestimmt wird. Dieser Wert ist positiv bei Frontogenese und negativ bei Frontolyse. In neuerer Zeit hat Miller [1] die frontogenetische Funktion für die dreidimensionale Bewegung entwickelt. Für die Orientierung des Koordinatensystems, bei welchem die x -Achse parallel zu den Schnittlinien zwischen den Flächen konstanter Θ und

* Verfasser des Artikels: Dipl. Met. Dr. Zdravko Petkovšek, Assistent am Lehrstuhl für Meteorologie der Universität in Ljubljana, Jugoslawien.

der Horizontalebene gelegt wird, gilt $\partial\Theta/\partial x = 0$, und die ganze frontogenetische Funktion nach der Entwicklung der obigen Gleichung lautet:

$$F = \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\Theta}{dt} \right) - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\Theta}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial\Theta}{\partial z} \right] \cos \psi + \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{d\Theta}{dt} \right) - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial\Theta}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial\Theta}{\partial z} \right] \sin \psi \quad (2)$$

wobei ψ der Winkel zwischen $\text{grad}\Theta$ und der horizontalen y -Achse ist, v bzw. w die horizontale bzw. vertikale Geschwindigkeitskomponente darstellen. Der Faktor vor $\cos \psi$ stellt die horizontale und der Faktor vor $\sin \psi$ die vertikale Frontogenese dar.

Unter Berücksichtigung, dass in der Atmosphäre die Neigung der Flächen konstanter potentieller Temperatur (isentropen Flächen) klein ist, ist der Winkel ψ im allgemeinen dem Werte $\pi/2$ sehr nahe. Deshalb ist das Glied mit $\cos \psi$ um zwei Grössenordnungen kleiner als das zweite Glied; ausserdem ist der Wert in Klammern, wenn wir nichtadiabatische Einflüsse zulassen, auch um eine Grössenordnung kleiner. Die ganze dreidimensionale Frontogenese wurde deshalb im allgemeinen nur mit den vertikalen Komponenten dargestellt. Nachdem aber die horizontale Frontogenese oft wichtiger ist, wird es besser sein die beiden Glieder zu trennen. Deshalb schreiben wir:

$$F_H = \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial\Theta}{\partial y} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\Theta}{dt} \right) - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\Theta}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial\Theta}{\partial z} \quad (3)$$

$$F_V = \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial\Theta}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{d\Theta}{dt} \right) - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial\Theta}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial\Theta}{\partial z} \quad (4)$$

Einige Autoren [2, 3, 4] haben die horizontale Fröntogenese bei einzelnen Fällen einfacher und ausgeprägter Fronten, die sich über eine ebene Bodenfläche hinziehen, betrachtet. Um die entsprechenden Werte zu erhalten, brauchten sie sorgfältig analysierte Stromfelder an der Θ - oder Izobarenflächen und die Vertikal-schnitte. Aus erhielten diesen sie die Werte für das zweite und dritte Glied der rechten Seite der Gleichung (3), wobei sie das erste-nichtadiabatische Glied vernachlässigt haben. Durch ihre Arbeit bekamen wir einige Interpretationen der Grösse und Verteilung von F_H bei Fronten während ihrer Bewegung über ein Flachland. Unser Problem ist aber ein etwas anderes.

Die Integration der oberen Gleichungen gibt uns die Änderung des horizontalen bzw. vertikalen $\text{grad}\Theta$:

$$\left(\frac{\partial\Theta}{\partial y} \right)_t - \left(\frac{\partial\Theta}{\partial y} \right)_{t_0} = \int_{t_0}^t F_H dt \quad (5)$$

$$\left(\frac{\partial\Theta}{\partial z} \right)_t - \left(\frac{\partial\Theta}{\partial z} \right)_{t_0} = \int_{t_0}^t F_V dt \quad (6)$$

So erhalten wir die Änderung, die ein Luftteilchen in der Zeit dt erfährt, in der es sich über die Hindernisse hinweg bewegt. Wenn wir die gesamte Frontalzone als ein solches Luftteil betrachten, bekommen wir die Intensitätsänderung der Front.

Die Genauigkeit der Analyse von Θ -Feldern, besonders in Gebirgsgebieten ist aber viel zu gering, als dass wir solche Veränderungen verfolgen könnten. Deshalb sind direkte Untersuchungen der Veränderungen des grad Θ bei dem Frontübergang über Gebirgsmassive, wie z. B. über die Alpen, unmöglich. Diese Veränderungen und auch die Gebiete, in denen die Front sich verstärkt oder abschwächt, können wir aus obigen Gleichungen bekommen, wenn wir einzelne Faktoren kennen oder bestimmen können.

Ein Beispiel für sehr idealisierten Bedingungen

Nehmen wir zum Beispiel an, dass das orographische Hindernis im Vertikalschnitt die Form eines Teils der Cosinus-Kurve hat (*Abb. 1*). Der Nullpunkt des Koordinatensystems soll am Fusse der Luvseite des Gebirges liegen, wobei die x -

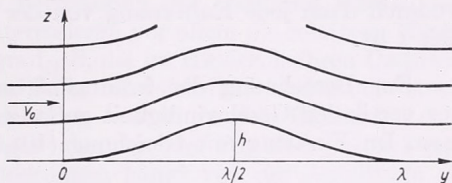


Abb. 1. Vertikalschnitt durch die Strömung der inkompressiblen Atmosphäre über das idealisierte Hindernis

1. ábra. Az összenyomhatatlan légkör idealizált akadály fölötti áramlásának függélyes metszete

Achse parallel zum Hindernis verläuft. Die Ausdehnung des Hindernisses in der x -Richtung sei viel grösser als in den anderen Richtungen. Die Höhe der Abhänge über der horizontalen Ebene ist dann offensichtlich:

$$z = \frac{h}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi}{\lambda} y \right) \quad (7)$$

wobei h die Höhe des Kammes und λ die Breite des Hindernisses ist. Nehmen wir an, dass die Atmosphäre homogen und inkompressibel ist, und dass über der Ebene, in der sich das Hindernis befindet, ein homogener, stationärer Luftstrom ohne Reibung in Richtung der y -Achse strömt. Im Einflussgebiet des Hindernisses verlaufen dann die Stromlinien in allen Höhen parallel zum Abhang. Da die Neigung der Abhänge der grossen Gebirgssysteme in idealisierter Form klein ist ($\text{tg } \beta < 1/25$), setzen wir voraus, dass auch die horizontale Komponente der Geschwindigkeit v_0 über dem Hindernis praktisch die gleiche ist. Für einen solchen Strom gilt dann

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

Die vertikale Frontogenese ist in einem solchen Strom nicht vorhanden, die horizontale reduziert sich aber auf:

$$F_H = - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial z} \quad (9)$$

wobei wir statt Θ ein S geschrieben haben, weil die potentielle Temperatur in einer inkompressiblen Atmosphäre keine Bedeutung hat. S soll eine Eigenschaft dieser Atmosphäre darstellen, die im ungestörten Strom denselben Gradienten hat wie Θ

in der normalen Atmosphäre. Offensichtlich ist die vertikale Komponente der Windgeschwindigkeit im Einflussbereich des Hindernisses:

$$w = v_0 \cdot \operatorname{tg} \beta, \quad (10)$$

wobei β der Neigungswinkel der Abhänge bzw. der Stromlinien ist. Weil $\operatorname{tg} \beta = \partial z / \partial y$ gilt auch mit Rücksicht auf Gl. (7):

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{h\pi}{\lambda} \sin \frac{2\pi}{\lambda} y \quad (11)$$

Wegen der Annahme konstanter horizontaler Geschwindigkeit dürfen wir schreiben

$$y = v_0 t \quad (12)$$

wodurch dann jede Entfernung von der Ebene $y = 0$ eine einfache Funktion der Zeit t ist.

Zur Berechnung der frontogenetischen Funktion müssen wir die Änderung der vertikalen Geschwindigkeit entlang der Strömung über das Hindernis bestimmen. Im Einklang mit Gleichung (10) ist

$$\frac{\partial w}{\partial y} = v_0 \frac{\partial}{\partial y} \operatorname{tg} \beta \quad (13)$$

Daraus folgt wegen (11)

$$\frac{\partial w}{\partial y} = \frac{2\pi^2 v_0 h}{\lambda^2} \cos \frac{2\pi}{\lambda} y \quad (14)$$

Wir sehen, dass auch $\partial w / \partial y$ bei dem Hindernis sich nach der \cos -Kurve ändert und ein Spiegel-Bild der Hindernis-Form ist. Dieser Faktor hat zwei Maxima: bei $y = 0$ und $y = \lambda$. Das Minimum liegt über dem Kamm des Hindernisses, das heisst

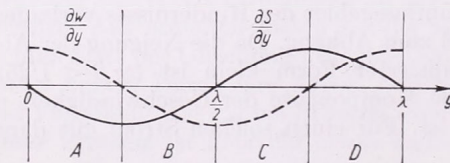


Abb. 2. Verteilung der Werte $\partial w / \partial y$ und $\partial S / \partial y$ der angeführten Beispiele

2. ábra. A felhozott példák $\partial w / \partial y$ és $\partial S / \partial y$ értékeinek eloszlása

bei $y = \lambda/2$. Bei $y = \lambda/4$ und $3\lambda/4$, also in den Punkten, an denen die vertikalen Geschwindigkeiten extrem sind, ist $\partial w / \partial y = 0$ (Abb. 2).

Setzt man nun Gleichung (14) in (9) ein, dann bekommt man

$$F_H = - \frac{\partial S}{\partial z} \frac{2\pi^2 v_0 h}{\lambda^2} \cos \frac{2\pi}{\lambda} y \quad (15)$$

Nehmen wir an es sei $\partial S / \partial z > 0$. In diesem Fall hat F_H das entgegengesetzte Vorzeichen wie $\partial w / \partial y$. Im solchen Strom haben wir deshalb vom Anfang des Hindernisses bis $y = \lambda/4$ Frontolyse, von $y = \lambda/4$ bis $y = 3\lambda/4$ Frontogenese und über den letzten Viertel der Hindernisbreite wieder Frontolyse.

Jetzt können wir die Änderung des $\text{grad}_H S$ und damit in Übereinstimmung mit der Definition, die Änderung der Frontenstärke bestimmen. Aus den Gleichungen (5), (12), (9) und (14) folgt

$$\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right) - \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_0 = \int_{t_0}^t \frac{\partial S}{\partial z} \frac{2\pi^2 v_0 h}{\lambda^2} \cos \frac{2\pi}{\lambda} y dt \quad (16)$$

In Bezug auf die kleine Neigung der Abhänge des Gebirges kann man mit einem kleinen Fehler annehmen, dass $\partial S/\partial z$ praktisch konstant ist und das Integral der oberen Gleichung daher

$$\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right) - \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_0 = -\frac{\partial S \pi h}{\partial z \lambda} \sin \frac{2\pi}{\lambda} y \quad (17)$$

ist. Diese Gleichung ermöglicht auch die Berechnung des absoluten Wertes von $\text{grad}_H S$ in einzelnen Punkten; doch uns interessieren vor allem die relativen Werte, das heisst die Änderungen der Grösse von $\text{grad}_H S$, die im Hindernis ihren Ursprung haben. Diese Änderungen haben in diesem Falle offensichtlich wieder eine sinusförmige Verteilung, bei der $(\partial S/\partial y) - (\partial S/\partial y)_0 = 0$ ist in den Punkten $y = 0$, $y = \lambda/2$ und $y = \lambda$; die Extremwerte liegen aber in den Punkten $y = \lambda/4$ und $y = 3\lambda/4$ (Abb. 2). Die Grösse dieser Änderungen hängt von der Amplitude ab, die aber vom $\text{grad}_V S$ und vom Verhältnis h/λ abhängig ist, was auch aus Gleichung (17) folgt. $2h/\lambda$ stellt die durchschnittliche Neigung der Abhänge dar und somit auch annähernd ein Bild des Hindernisses. Vom Vorzeichen von $(\partial S/\partial y)$, dem Anfangswerte von $\text{grad} S$ in y -Richtung, hängt es ab, ob in einzelnen Gebieten über Hindernissen $\text{grad} S$ verstärkt oder geschwächt wird.

Bei einer Kaltfront soll, nach Analogie mit Θ , $(\partial S/\partial y)_0 > 0$ sein. In diesem Fall wirkt das Hindernis so, dass die Kaltfront auf der Luvseite geschwächt, auf der Leeseite aber verstärkt wird. Bei einer Warmfront, wo $(\partial S/\partial y)_0 < 0$ ist, wirkt der Einfluss des Hindernisses umgekehrt.

Für die Veranschaulichung der Grösse der Werte werden wir ein informatives Beispiel bringen. Den Wirkungskreis des Hindernisses teilen wir in vier gleichbreite Zonen (A, B, C, D) auf. Wir berechnen die durchschnittlichen Werte der frontogenetischen Funktion in jeder Zone und die Änderung von $\text{grad}_H S$ an den Zonengrenzen. Bei den Alpen z. B. soll $h = 3$ km und $\lambda = 200$ km sein. Die maximale Neigung an der Zonengrenze AB und CD ist dann $\text{tg} \beta = h\pi/\lambda = +4,7 \cdot 10^{-2}$. Die Horizontalgeschwindigkeit des Stromes soll $v_0 = 10$ m/s sein, woraus man in Übereinstimmung mit Gleichung (10) die extreme vertikale Geschwindigkeit $w = 0,47$ m/s erhält. Zur Bestimmung entsprechender Werte für $\text{grad}_V \Theta$ bzw. $\text{grad}_V S$ nehmen wir den Vertikalschnitt der Atmosphäre, den *Petterssen* [5] als einen typischen Schnitt bezeichnet hat. Aus diesem Schnitt bekommen wir die Werte, die in Tabelle I gegeben sind:

Tabelle I

Komponenten von $\text{grad} \Theta$ für den typischen Schnitt in der Nähe einer Kaltfront

	vor der Front	in der Frontalzone	
$\partial \Theta / \partial y$	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$^{\circ}/\text{m}$
$\partial \Theta / \partial z$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$^{\circ}/\text{m}$

In der typischen Frontalzone ist $\text{grad}_V \Theta$ also zweimal, $\text{grad}_H \Theta$ aber fünfmal so gross wie im Gebiet vor bzw. hinter der Front.

Nach Gleichung (15) ist im Durchschnitt Frontogenese z. B. für die Zone A:

$$(F_H)_A = - \frac{\partial S \pi^2 v_0 h}{\partial z \lambda^2} \quad (18)$$

Wenn wir für $\partial S/\partial z$ jenen Wert nehmen, den $\partial\Theta/\partial z$ bei *Petterssen* die präfrontale Zone hat, bekommen wir $(F_H)_A = 3,5 \cdot 10^{-8}$ °/m.s. Dieselben Werte findet man auch für die anderen Zonen; das Vorzeichen wechselt aber mit dem $tg\beta$.

Die Änderung von $\text{grad}_H S$, die man nach Gleichung (17) erhält, beträgt $\Delta(\partial S/\partial y) = 2,2 \cdot 10^{-4}$ °/m. Die erhaltenen Werte muss man zu dem primären Wert des $\text{grad} S$ addieren, um die Werte von $\text{grad} S$ an der Zonengrenze zu bekommen. Da das ursprüngliche $\text{grad}_H S$ um zwei Größenordnungen kleiner ist als die Änderung, dürfen wir es vernachlässigen, und der Grenzwert von $\text{grad}_H S$ zwischen Zonen A und B ist $-2,2$ °/10 km. Der Wert an der Grenze der Zonen C und D ist dergleiche aber positiv; $\text{grad}_H S$ über dem Kamm des Gebirges ist gleich dem ursprünglichen Wert. Über dem Hindernis hätten wir bei solchen Bedingungen also zwei „Frontalzonen“ verschiedenen Typs, deren Stärke fünfmal grösser ist als die der typischen Frontalzone nach *Petterssen*. Nach Meinung von *Sanders* [2] finden wir bei der Frontalzone, die im Bereich der Warmluft liegt, in niedrigeren Schichten starke Frontogenese, in oberen aber Frontolyse. Die Werte, die man aus *Sanders'* Vertikalschnitten für intensive Frontalzonen in den USA findet, sind praktisch die gleichen, die wir oben berechnet haben. Mit Rücksicht hierauf und nach Vergleich mit *Petterssens* typischer Zone, dürfen wir sagen, dass Hindernisse sehr starke „Frontalzonen“ verursachen können, oder dass ankommende Frontalzonen in einem Gebiete sehr verstärkt, in einem anderen aber auch abgeschwächt werden. $\text{Grad}_H S$ für einen so einfachen Fall könnten wir auch geometrisch berechnen. In realer, also kompressibler Atmosphäre ist aber das Stromfeld nicht so einfach und deshalb auch die Verteilung der frontogenetischen Effekte gestaltet sich etwas oder sogar bedeutend unterschiedlich.

(Manuskript am 31. X. 1962 erhalten.)

LITERATUR

- [1] *Miller, J. E.* : On the concept of frontogenesis, *Journal of Met.* Vol. 5 p. 169.
- [2] *Sanders, F.* : An investigation of the structure and dynamics of an intense frontal zone, *Jour. Met.* Vol. 12. No. 6.
- [3] *Newton, C. W.* : Frontogenesis and frontolysis as a three-dimensional process, *Jour. Met.* Vol. 11. p. 449.
- [4] *Reed, J. R. and Sanders, F.* : An investigation of a mid-tropospheric frontal zone, *Jour. Met.* Vol. 10. p. 338.
- [5] *Petterssen, S.* : *Weather Analysis and Forecasting*, London, 1956.

*

FRONTÁLZÓNA DOMBORZATI AKADÁLYOK FELETTI LÉGÁRAMLÁSBAN

A hegység, mint domborzati akadály felett átáramló frontálzóna különböző változásokon megy át, melyek elsősorban az áramlási mező zavaraira vezethetők vissza. Ezeket a változásokat közvetlenül nem lehet tanulmányozni az aerológiai hálózat ritkasága miatt. Az alábbiakban a szerző néhány gondolatmenetet közöl, melyek a hegység feletti áramlásban kifejlődő folyamatokkal foglalkoznak.

Elméleti meghatározás szerint egy olyan skaláris mennyiség gradiensek a nagysága, amely a fronton éri el a legnagyobb értékét, a front vagy a frontálzóna erősségének mértékéül szolgálhat. Ilyen mennyiségül általában a Θ potenciális hőmérsékletet szokták venni.

A frontálzóna keletkezése és fenntartása frontképző folyamattal van kapcsolatban, vagyis Θ nagy gradiensek kialakulásával és fenntartásával azonos levegőmennyiségben. Keresni kell tehát egy individuális frontképződést, amelyet az (1) alatti függvény határoz meg, melynek értéke frontképződésnél pozitív, frontfeloszlásnál negatív. Újabbán Miller [1] egy olyan frontképződési függvényt vezetett le, amely 3 dimenziós mozgásra érvényes.

Ha a koordináta-rendszer x tengelyét az állandó Θ felületek és a vízszintes sík által alkotott metszéspontokkal párhuzamosan fektetjük, akkor a frontképződési függvény az (1) egyenlet kifejtése után a (2) egyenlet alakját veszi fel. Ebben ψ a grad Θ és a vízszintes y tengely által alkotott szög, v és w a horizontális és vertikális sebességi összetevő. A tényező $\cos \psi$ előtt a horizontális, a $\sin \psi$ előtti pedig a vertikális frontképződést jelenti. Tekintve, hogy ψ értéke közel van a $\pi/2$ -hez, és mert célszerűnek mutatkozik a horizontális F_H és a vertikális F_V frontképződést elválasztani, felírható a (3) és (4) egyenlet.

Ezen egyenletek integrálása megadja a horizontális, ill. vertikális grad Θ változását [(5) és (6) egyenlet]. Ezek a változások dt idő alatt egy akadály felett áthaladó légrézecsékre vonatkoznak. Ha azonban az egész frontálzónát egy ilyen légrézecséknek tekintjük, ezáltal a front intenzitásváltozását kapjuk meg. E változások közvetlen kutatása pl. az Alpok feletti átáramlásnál nem lehetséges, ellenben az (5) és (6) egyenlet megadja a változásokat, valamint azokat a területeket, ahol a front erősödik vagy gyengül, ha egyes tényezőket ismerünk, vagy meg tudunk határozni.

Az alkalmazás bemutatása egy példán történik, igen erős egyszerűsítések mellett.

Tegyük fel, hogy az akadály metszete a cosinus-görbe egy része (1. ábra). A koordináta-rendszer kezdőpontja a hegység széllel szembeni lába, az x tengely párhuzamos a gerinevonullal. Ebben az irányban az akadály kiterjedése legyen sokkal nagyobb, mint más irányban. A lejtő egyes pontjainak magasságát a sík felett a (7) egyenlet adja meg, ahol h a gerinemagasság, λ a hegység szélessége. Tételizzük fel továbbá, hogy a légkör homogén és összenyomhatatlan, valamint, hogy az akadály előtt a síkon homogén, stacionárius áramlás folyik sűrűlódás nélkül az y tengely irányában. Ilyen körülmények között a (8) viszonylat fennáll, vertikális frontképződés nincsen, a horizontális frontképződés egyenlete a (9). Minthogy összenyomhatatlan légkörben a potenciális hőmérsékletnek nincs jelentősége, helyébe egy S -sel jelzett légköri jellemző került, amelynek a zavartalan áramlásban ugyanolyan gradiense van, mint Θ -nak a normális légkörben.

A szélesebbég vertikális összetevője a (10) egyenlet, melyben a v_0 a vízszintes összetevőt jelenti, β pedig a lejtőszög. A frontképződési funkció levezetése céljából szükség van a vertikális sebesség változására az áramlás mentén az akadály felett, amit a (13) és (14) egyenlet ír le, amiből aztán a horizontális frontképződési függvényt a (15) egyenlet adja meg.

Ha feltesszük, hogy ebben $\partial s / \partial z > 0$, akkor egy ilyen áramban az akadály szélétől $y = \lambda/4$ -ig frontfeloszlás van, $y = \lambda/4$ -től $y = 3\lambda/4$ -ig frontképződés, a szélesség utolsó negyedében szintén frontfeloszlás történik.

A front erősségének a változása az (5), (12), (9) és a (14) egyenlet alapján a (16) egyenletből határozható meg, amelynek integrálját ($\partial s / \partial z$ -t konstansnak véve) a (17) egyenlet képezi. A változások sinus-alakú eloszlást mutatnak. A relatív értékek, melyek a hegység hatására vezethetők vissza, szélső értékeket $y = \lambda/4$ és $y = 3\lambda/4$ pontokban mutatják (2. ábra). Hogy az akadály felett egyes területeken grad S erősödik vagy gyengül, az a grad S -nek y irányban birt kezdeti értékének ($\partial S / \partial y$)₀ előjelétől függ.

Hidegfrontnál, ahol a Θ analógiájára $(\partial S / \partial y)_0 > 0$, ez esetben az akadály miatt a hidegfront a széllel szembeni oldalon gyengül, a szélárnyékos oldalon erősödik. Melegfrontnál az említett érték 0-nál kisebb, a hegység hatása ellenkező értelemben működik.

A továbbiakban a szerző felvett számértékekkel tájékoztató szám példát közöl. Eredményül az akadály feletti frontálzóna erősségére ötször nagyobb értéket kap, mint pl. Petterssen típusos frontálzónájának erőssége. Ez azt mutatja, hogy hegységhez érkező frontálzónák jelentékeny erősítést vagy gyengítést kaphatnak átkelésük közben. A valóságos, összenyomható légkörben természetesen az áramlási mező nem olyan egyszerű, mint az itt feltételezett és ezért a frontképződési hatások is jóval bonyolultabbak.

(Magyar kivonat: Hülle Alfréd)

A légnyomás 24 órán belüli erős változásának gyakorisága a Sziklás-hegység és Nyugat-Szibéria közötti területen

Повторяемость сильных суточных изменений атмосферного давления в области между Скалистыми горами и Западной Сибирью. В статье рассматриваются повторяемость и географическое распределение сильных 24-часовых изменений атмосферного давления, в 1950—1961 гг. на территории между Скалистыми горами и Западной Сибирью в январе, апреле, июле и октябре. Можно установить, что сильные изменения давления наиболее часто распространяются из очагов арктических воздушных масс, например из районов Нью-Фаундленда, Гренландии и Скандинавии. Сезонное распределение повторяемости обнаруживает параллелизм с ходом разности температур между арктическими и тропическими широтами. При сопоставлении условий в отдельные годы, получается такой же параллелизм.

*

Frequency of Strong 24-Hour Changes in Atmospheric Pressure over the Region between the Rocky Mountains and Western Siberia. This is an investigation of the frequency and the geographical extension of intensive 24-hour changes in atmospheric pressure that occurred in the region between the Rockies and Western Siberia during the years 1950 to 1961 and the selected months of January, April, July and October. It appears that intensive pressure changes are originating mainly from the vicinity of the regions where arctic air-masses are produced, for instance, from New Foundland, Greenland, and Scandinavia. The seasonal distribution of the frequencies is exhibiting a parallelity to the value of temperature difference between arctic and tropical latitudes. By comparing conditions in different years, further evidences for the same parallelity are produced.

*

Az általános légkörzés gyors változásai, a hosszabb idő óta meglevő makroszinoptikai helyzetek markáns átalakulásai rendszerint a légnyomási képződmények hirtelen kialakulásával vagy erősségváltozásával egyidejűleg lépnek fel. Ilyenkor a helyi időjárás is lényegesen átalakul. Ezért az általános cirkuláció rövid ingadozásainak vizsgálata szükségessé teszi a gyors és erős nyomásváltozások tanulmányozását. Bár a legerősebb légnyomásváltozások hazánktól távol, a magasabb szélességeken fekvő planetáris fő frontálzónák övezetében fordulnak elő, tanulmányozásuk mégsem érdektelen számunkra.

Bizonyos esetekben, elsősorban amikor az intenzív légnyomáshullámok a 60° N és 40° N szélességek, illetőleg a 30° W és 20° E hosszúságok közötti területet érintik, hazánk időjárásában is lényeges változások következnek be. 1956. január 10-én pl. Írországtól kissé nyugatra 24 óra alatt 60 mb-t süllyedt a légnyomás, s az egyidejűleg kialakult mély ciklon előoldalán meleg légtömegek árasztották el hazánkat; így szokatlanul meleg időjárás következett be. 1957. januárjában az Atlanti-óceánon, a mérsékelt övi frontálzóna mentén szinte egységes érték a nyugat-keleti irányban mozgó erős légnyomáshullámok. Ezek egy korábbi dolgozatban leírt módon [1] a Brit-szigeteken blocking-helyzetet hoztak létre, amely kb. 10 napig tartó hideg időjárást okozott hazánkban. 1952. április 8-ról 9-re Írországtól nyugatra a légnyomás 50 mb-t süllyedt, a következő napokban nálunk igen nagy meleg lett. Az erős légnyomásváltozások következtében tehát vagy ciklonok képződnek, ill. mélyülnek ki, vagy pedig anticiklonok épülnek fel. Egyidejűleg a légtömegek lényeges *meridionális* átrendeződést szenvednek.

Jelen dolgozatunkban csak bizonyos erősségű, önkényesen választott kritikus értéket meghaladó légnyomásváltozások vizsgálatára korlátozódunk. Kutatásunk alapjául az 1950—1961. közötti 12 év anyaga szolgál. Vizsgálatunkhoz a Deutscher

Wetterdienst által kiadott *Täglicher Wetterbericht* 24 órás nyomásváltozási térképeit használtuk. A térképek az Északi-félgömbnek csak a Sziklás-hegységtől Nyugat-Szibériáig terjedő részét ábrázolják, és 0 órától 0 óráig történt nyomásváltozásokat tüntetik fel.

Statistikai áttekintés

Először a légnyomásváltozások évi menetét vizsgáljuk meg. Erre a célra az áttekintés érdekében minden évszaktól egy-egy hónapot választottunk. A telet a január, a tavaszt az április, a nyarat a július, az őszt az október reprezentálja. Az I. táblázat a 24 órás intenzív nyomás-süllyedések és emelkedések előfordulási gyakoriságát mutatja be erősség szerint. Januárban ± 30 mb/24 óra, júliusban ± 20 mb/24 óra, áprilisban és októberben ± 25 mb/24 óra jelenti a küszöbértéket, vagyis csak ezeknél erősebb változásokat vettünk számításba. Ismeretes, hogy a

I. TÁBLÁZAT

A 24 órás nyomásváltozások gyakorisága erősség szerint (1950—1961)

mb nap	Január	Április	Július	Október	Össz.	nap mb	Január	Április	Július	Október	Össz.
-20			63			+20			43		
-25		105	8	149		+25		110	5	139	
-30	117	34	1	75		+30	116	28	—	79	
-35	69	12	—	44		+35	40	15	—	20	
-40	30	3	—	12		+40	16	7	—	6	
-45	18	—	—	4		+45	6	—	—	3	
-50	7	1	—	1		+50	—	—	—	4	
-55	1	—	—	—		+55	2	—	—	1	
-60	3	—	—	—		+60	1	—	—	—	
Össz.	245	155	72	285	757		181	160	48	252	641

légnyomás interdiurnus változékonysága [2] a mérsékelt és a magas szélességekben télen kb. 1,5—2-szer nagyobb, mint nyáron. Az értékhatárokat is ennek megfelelően választottuk. Azonos értékhatárok választásával a nyomásváltozások gyakorisága télen nagyon nagy lett volna, nyáron pedig alig találtunk volna megfelelő esetet. A legintenzívebb változások, mint várható, januárban fordulnak elő: —60 mb/24 óra értéknél is nagyobb intenzitással. Áprilisban és októberben előfordul a legerősebb változás —50 mb/24 óra, míg júliusban csupán —30 mb/24 óra. A légnyomásemelkedések évi menetének alakulása hasonló.

Érdekes a gyakoriság évi menetének alakulása is. Tekintettel a kritikus érték magas voltára (± 30 mb/24 óra), a legnagyobb gyakoriság nem januárban van, hanem a kisebb értékhatárú októberben. Azonos értékhatárok esetén valószínűleg januárban volna a maximális gyakoriság. Mindenesetre feltűnő, hogy októberben jóval több erős nyomásváltozás fordul elő, mint áprilisban. Az arány 1,5 és 2 közé esik, azaz összfel másfélszer-kétszer gyakoribb a jelenség, mint tavasszal. Ugyanakkor tavasszal, szemben a többi évszakkal, a légnyomásemelkedések száma felülmúlja a süllyedéseket. Úgy véljük, az őszi gyakorisági maximum oly módon alakul ki, hogy az Atlanti-óceánon, a szubtrópusi szélességeken még tart a meleg, míg a sarkvidéken és a magasabb földrajzi szélességeken már megkezdődött az erőteljes lehűlés. A szubtrópusi meleg légtömegek képződése tehát még folyamatban van, amikor a magasabb szélességeken már megkezdődött a hideg levegő kialakulása. A kétfajta, hőmérsékletileg egymástól erősen különböző légtömeg találkozása a fő frontálzónák mentén kedvez a légnyomás erős változásainak.

Áprilisban viszont az óceán és a vele érintkező légtömegek a szubtrópusi övezetben még nem melegedtek fel, hiszen évi menetben a hőmérséklet mélypontja éppen márciusban van. A magasabb szélességek és a szubtrópusi öv légtömegeinek hőmérséklete között tehát nincs meg az októberhez hasonló nagyságú különbség. Így a légnyomás változékonysága sem olyan nagy, mint októberben.

Az elmondottak igazolására álljanak itt a *II. táblázat* adatai, amelyek az 500/1000 mb-os RT 10 évi (1949—58) átlagát adják meg a sarki légtömegek forrásvidékén (65° N, 80° W) és az Atlanti-óceán szubtrópusi szélességén (35° N, 50° W).

A *III. táblázatban* közöljük az erős légnyomásváltozások évszakos gyakoriságát a földrajzi szélességek szerint. Megállapítható, hogy a földrajzi elterjedés déli

II. TÁBLÁZAT

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
(65° N) (80° W)	503	506	521	528	537	546	553	551	540	527	518	508	(A)
(35° N) (50° W)	569	567	565	572	578	585	591	593	588	583	579	574	(B)
<i>B</i> - <i>A</i>	66	61	44	44	41	39	38	41	48	56	61	66	

határa a 30° N szélességi kör. (*1—4. ábra.*) Ettől északra haladva fokozatosan növekszik a gyakoriság, maximumát az 50. és 60. szélességek között éri el. Innen a sarkok felé ismét csökken. Az év folyamán lényegében ugyanott találjuk a maximumot, mind a süllyedések, mind az emelkedések gyakoriságában. Az utóbbinál azonban januárban a 40. és 50. szélességek közé tolódik a gyakorisági maximum.

III. TÁBLÁZAT

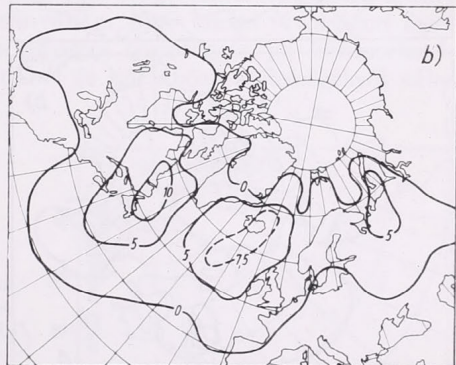
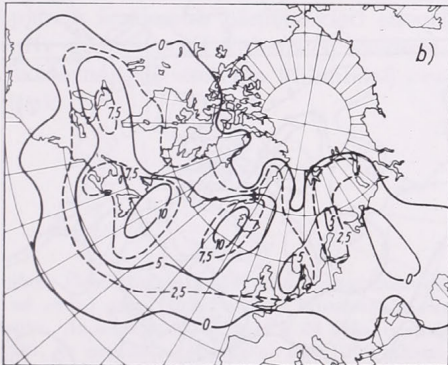
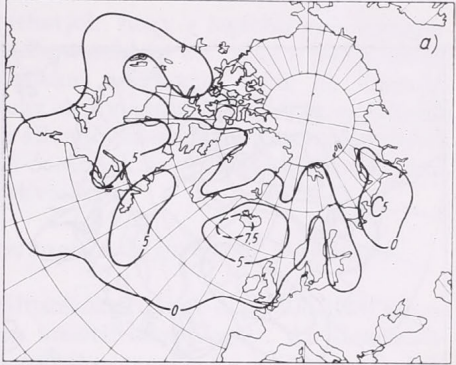
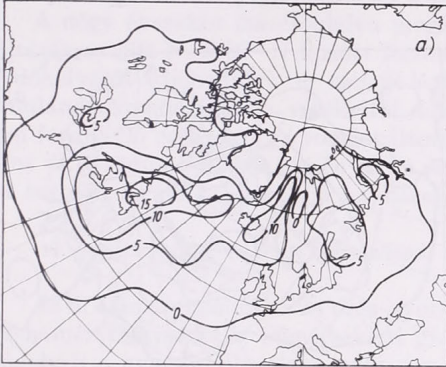
A 24 órás nyomásváltozások gyakorisága földrajzi szélességek szerint (1950—1961)

Légnyomássüllyedések	Légnyomásemelkedések							
	Jan.	Ápr.	Júl.	Okt.	Jan.	Ápr.	Júl.	Okt.
70—NP	30	14	3	39	15	11	8	24
61—70° N	64	39	18	88	41	48	7	82
51—60° N	87	54	41	109	57	58	22	101
41—50° N	56	42	9	38	59	32	11	32
31—40° N	8	6	1	11	9	11	—	13
Össz.	245	155	72	285	181	160	48	252

Az egyes évszakok sajátosságait közelebbről vizsgálva, természetesen az igen erős 24 órás légnyomásváltozások száma ott lesz várakozásunk szerint magas, ahol a légnyomás interdiurnus változékonysága is a legnagyobb. Az interdiurnus változékonyság pedig az erre vonatkozó vizsgálatok szerint [2] éppen a mérsékelt, és részben a magas szélességeken a legnagyobb. Minthogy a fogalom maga a légnyomás aperiódikus változásait foglalja magában, azt várnánk, hogy az interdiurnus változékonyság maximuma egybeessen a mozgó ciklonok vonulásának legnagyobb gyakorisága helyeivel. Erre nézve alapos tájékozódást nyújt *W. H. Kiein*-nek az Északi-földgömb ciklonjainak és anticiklonjainak fő pályáit és átlagos gyakoriságát tárgyaló munkája [3].

A különböző években a legnagyobb gyakoriságot mutató földrajzi szélesség is más és más, bár az évek többségében az 50° és 60° N közé esik. Ennek részletezésére most nem térünk ki. Inkább a 12 évi átlagban mutatkozó évszakos sajátosságokkal szeretnénk bővebben foglalkozni. Januárban 12 év alatt összesen 245 (−30 mb/24 óra értéket meghaladó) süllyedés, 181 (+30 mb/24 óra értékénél nagyobb) emelkedés fordult elő. Az arány 1,35 : 1, azaz kb. 1,4-szer több süllyedés történt, mint emelkedés. Ez arra enged következtetni, hogy télen a ciklonki-

mélyülések alkotják a primér-effektust, amit azután vagy követ erős nyomásemelkedés, vagy nem, illetőleg az emelkedések mértéke általában a süllyedések alatt marad. A legnagyobb gyakorisággal a 40. és 50. szélességek között lépnek fel erős nyomásemelkedések. Télen ui. Észak-Amerika felett a fő frontálzóna délebbre kerül úgyhogy a kimélyülő ciklonok hátoldalán a sarki hideg légtömegek alacsonyabb szélességre hatolnak és ott okoznak erős nyomásemelkedést (1/b ábra). A mozgó ciklonok WSW – ENE irányban haladva magasabb szélességekre jutnak, közben Új-Fundland, Grönland, Izland vagy Skandinávia térségében esetleg többször is kimélyülnek. Az erős süllyedések legnagyobb gyakorisága tehát északabbra, az 50° N és 70° N közé esik (1/a ábra).



1. ábra. A 30 mb/24 óra értéknél erősebb nyomásváltozások centrumainak előfordulása januárban 1950–61. között. a) légnyomás-süllyedések; b) légnyomásemelkedések

2. ábra. A 25 mb/24 óra értéknél erősebb nyomásváltozások centrumainak előfordulása áprilisban 1950–61. között. a) légnyomás-süllyedések; b) légnyomásemelkedések

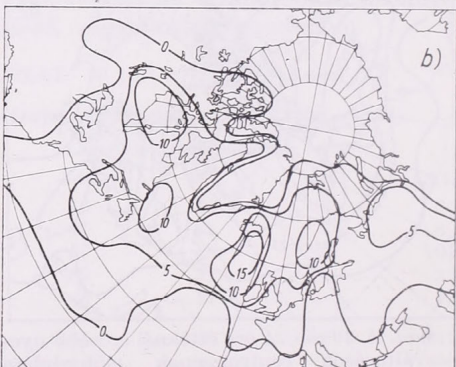
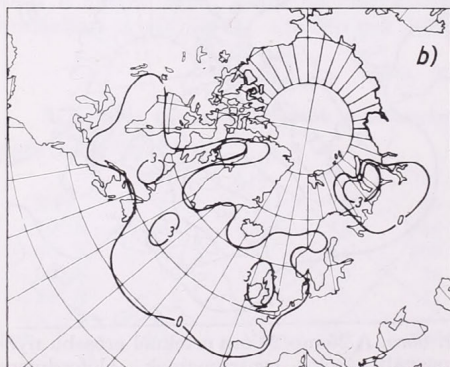
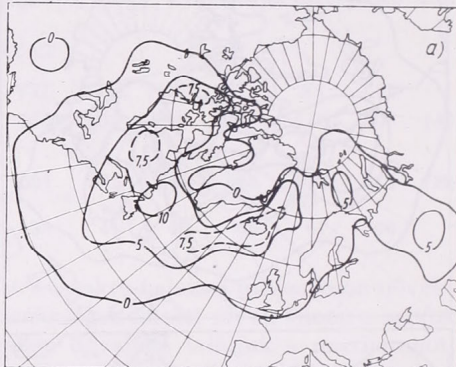
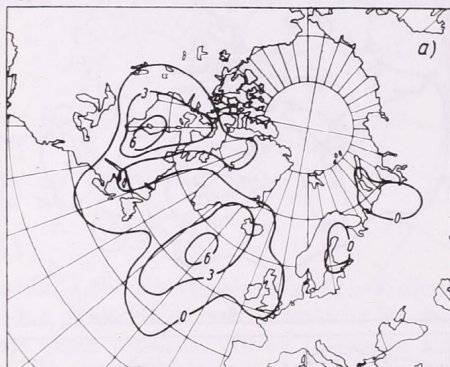
A földrajzi eloszlást feltüntető térképek (1–4. ábra) készítésekor a 10 fok szélességi, 10 fok hosszúsági körök által bezárt gömbi négyzetek területén összeszámláltuk az előfordult erős nyomásváltozási centrumokat, ezáltal megkaptuk a gömbi négyzetövekre a 12 évi gyakorisági számot. Ezt a dél-körök konvergenciája arányában az egyes szélességi övezeteken besoroztuk egy-egy állandóval. Az 50°–60° N között az arányszámot egységnek véve, a 60. szélességtől északra 1-nél nagyobb, az 50. szélességtől délre 1-nél kisebb számmal szoroztuk.

A januári térképek szerint az erős nyomás-süllyedések három nagyobb és két kisebb gyakorisági gócban tömörülnek. Legnagyobb a gyakoriság Új-Fundlandnál, Izlandnál és Skandinávia felett jelezve a kanadai, grönlandi és ultrapolaris hidegkitörések helyét. Egy kisebb gyakoriság van még az amerikai nagy tavaknál és Novaja Zemljánál (1/a ábra). Az emelkedéseknek januárban 5 maximális gyakorisági területe van: 1. Az amerikai nagy tavaknál, 2. Új-Fundlandnál, 3. Grönland és Izland között, 4. Dél-Norvégiánál, 5. Észak-Skandinávia és Novaja Zemlja között. Ezek közül négy a sarki légtömegek eredőhelyének közelében van. Dél-Norvégiánál azonban ettől távol, valószínűleg a Skandináv Alpok hatására, alakult ki egy gyakorisági maximum.

Áprilisban 25 mb/24 óra értéket meghaladó nyomásváltozások között 160 emelkedés fordult elő 155 süllyedéssel szemben. Az emelkedések gyakorisága tehát viszonylag megnőtt, főleg

a 60. és 70. szélességek között (III. táblázat). A 2/b ábra szerint januárral ellentétben csak 3 gyakorisági maximum fordul elő: 1. Új-Fundlandnál, 2. Izland és 3. Novaja Zemlja közelében. Az amerikai szárazföldön és Dél-Norvégiánál tehát csökkent az erős nyomásemelkedések száma. Az előbbi talán az amerikai szárazföldön a frontálzóna gyengülésével, az utóbbi pedig Izland térségében a ciklontevékenység mérséklődésével hozható kapcsolatba. Az erős nyomássüllyedéseknek 3 fő gyakorisági maximuma van: 1. Labrador-félsziget, illetve Új-Fundland és Új-Skócia, 2. Izland és 3. Novaja Zemlja környezetében. Az amerikai nagy tavaknál és Skandináviánál kisebb a gyakoriság (2/a ábra).

Júliusban fordul elő a legkevesebb nagy nyomásváltozás, annak ellenére, hogy a kritikus értéket aránylag alacsonynak választottuk (± 20 mb/24 óra). Feltűnő a magasabb szélességek felé történt eltolódás (III. táblázat). Erős süllyedés a 40. szélességtől délre csak egy volt, emel-



3. ábra. A 20 mb/24 óra értéknél erősebb nyomásváltozások centrumainak előfordulása júliusban 1950–61. között. a) légnomássüllyedések; b) légnomásemelkedések

4. ábra. A 25 mb/24 óra értéknél erősebb nyomásváltozások centrumainak előfordulása októberben 1950–61. között. a) légnomássüllyedések; b) légnomásemelkedések

kedés pedig egyetlen egy sem. Az összes süllyedések száma 72, az emelkedéseké 48. Az arány közöttük 1,5 : 1, azaz másfélszer több a süllyedés, mint az emelkedés, ami januárra emlékeztet. A süllyedések két nagyobb és két kisebb gyakorisági göcbe tömörülnek: 1. Hudson-öbölnél és Labradornál, 2. Grönlandtól délre, továbbá 1. Finnország és 2. Novaja Zemlja környékén (3/a ábra). Az említett körzetek most is éppen a hideg légtömegtartalékok közelében találhatók: Észak-Kanada és Grönland, valamint az Északi Jeges-tenger. Az emelkedések eloszlása kissé más képet mutat. Csak egész kicsiny gyakorisággal jelentkeznek és Angliánál, valamint Novaja Zemljánál van említésre méltó maximum (3/b ábra). Az 50. szélességtől délre alig, a 40-től délebbre pedig egyáltalán nem fordultak elő a vizsgált 12 év alatt, amit a szubtrópusi magasnyomású övezet júliusi megerősödésével magyarázhatunk.

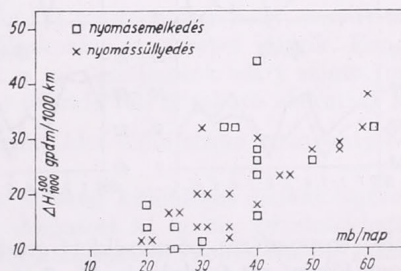
Októberben mind a magasabb, mind az alacsonyabb szélességeken megnövekszik az erős nyomásváltozások gyakorisága, míg a maximális gyakoriság az 50–60. szélességek között található (III. táblázat). A magasabb szélességeken a megélnkülő ciklontevékenységgel, a 40.

szélességtől délre pedig a hurrikánok megjelenésével magyarázhatjuk a nyomás változékony-
ságának növekedését. A süllyedések eloszlását a 4/a ábránk mutatja be. Feltűnő, hogy az amerikai
szárazföld belsejében, Kanada észak-keleti részén mennyire nagy a gyakoriság. Megtaláljuk
ezen kívül Izlandnál a poláris, a Spitzbergáknál az ultrapoláris hidegkitörésekkel összefüggő
gyakorisági gócekat is. A hurrikánok megjelenését árulják el a 40. szélességtől délre talált erős
süllyedések, főleg az Atlanti-óceán nyugati felében. Az emelkedések egy része kapcsolódik a
süllyedések gyakorisági maximumaihoz, tehát Északkelet-Kanadában és részben Izlandnál
fordulnak elő nagyobb gyakorisággal, valamint az Ural-hegység közelében. Másrészt feltűnően
magnövekszik a számuk a Brit-szigetek és a Skandináv Alpok előtt, ami valószínűleg sűrűlódási,
ill. orografikus hatás (1/b ábra).

A négy évszakot összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a legtöbb erős nyomás-
változás az 50° N és 60° N között fordul elő. Pontosabban ott, ahol a hideg levegő
eredőhelyéről kimozdulva a meleg légtömegekkel találkozik, mint pl. Kanada,
Grönland, Novaja Zemlja vidékeitől délre vagy délnyugatra. Alig vagy egyáltalán
nem fordul elő erős, gyors nyomásváltozás az állandó jellegű anticiklonok területén,
mint pl. Grönland északi részén és az Atlanti-óceánnak az Azori anticiklon uralma
alá tartozó területén, továbbá az Északi Sarkvidéken.

A gyakoriság évenkénti változásai. Összefüggés a hőmérsékleti gradienssel

Az 5. ábra szemlélteti a 24 órás nyomásváltozások erőssége és az 500/1000 mb-os
RT-n mért horizontális hőmérsékleti gradiens közötti összefüggést. Az abszcissa-
tengelyen a nyomásváltozások nagysága, az ordináta-tengelyen a változások induló
napján a legélesebb hőmérsékleti ellentét irányában, 1000 km-es távolságon mért
relatív geopotenciál különbség szerepel. Az egyenes összefüggés jól felismerhető:
a felhasznált 35 esetet a különböző évszakokból és különböző szélességekről válo-
gattuk.



5. ábra. Összefüggés a 24 órás légnyomásváltozás és az előző napi horizontális hőmérsékletellentét között. Az abszcissa-tengely a 24 órás nyomásváltozást, az ordináta-tengely az 500/1000 mb-os geopotenciál 1000 km-es távolságon mért különbségét adja

IV. TÁBLÁZAT

- A 24 órás nyomássüllyedések havi és évi gyakorisági összege (1.50—1.61)

	1950.	1951.	1952.	1953.	1954.	1955.	1956.	1957.	1958.	1959.	1960.	1961
Január	26	23	30	21	22	14	9	30	24	14	9	23
Április	13	17	13	8	20	17	2	13	14	12	18	8
Július	4	7	8	7	10	6	2	4	6	8	3	7
Október	26	37	35	21	25	21	30	12	25	23	17	13
Év	69	84	86	57	77	58	43	59	69	57	47	51

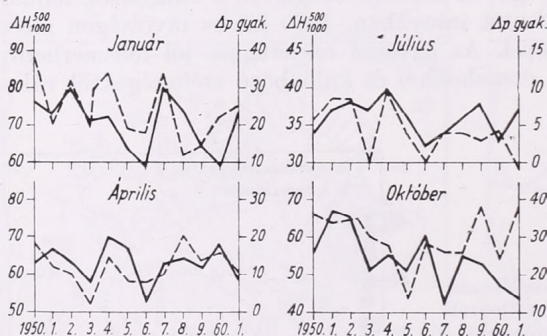
A IV. táblázat a vizsgált 48 (12×4) hónap során észlelt erős nyomássüllyedések
gyakoriságát tartalmazza. Mivel az emelkedések száma lényegében párhuzamosan
változik a süllyedésekével, ezért a rövidség kedvéért ezeket nem közöljük most.
A legkisebb gyakoriság 1956-ban volt, a legnagyobb 1952-ben. A minimális és a
maximális gyakoriság aránya elég nagy, éppen 1 : 2. Ez arra utal, hogy a külön-

böző években az erős nyomásváltozások előfordulása a Sziklás-hegység és Nyugat Szibéria között elég tág határokon belül ingadozik.

A nyomásváltozások erőssége és az 500/1000 mb-os RT gradiense között talált összefüggésre gondolva (vö. 5. ábra), itt is azt várhatnánk, hogy az egyes években vagy hónapokban előfordult erős nyomásváltozások száma egyenesen arányos az amerikai-atlanti-európai térségben található hideg-meleg ellentétel. A *Grosswetterlagen Mitteleuropas* c. kiadvány havi átlagos relatív topográfia térképeit átnézve elég jó összefüggést találtunk az amerikai kontinens keleti részén főnnálló havi átlagos hőmérsékleti gradiens és az erős légnomássüllyedések gyakorisága között. Minthogy ez az összefüggés október hónap kivételével a többi 3 hónap mindegyikében jónak bizonyult, a további kutatást egyelőre mellőzve megállapítottuk, hogy az erős nyomásváltozások havi gyakorisága elsősorban a kanadai hidegcentrum erősségével áll egyenes arányban.

A 6. ábra szemlélteti a 85° W hosszúságon a 70° N és 25° N szélességek közötti havi átlagos relatív geopotenciál különbséget, valamint az erős nyomássüllyedések havi gyakoriságát. A két görbe között meglehetősen szép a párhuzamosság, ami azonban októberben elromlik.

Összefoglalva a fentieket megállapíthatjuk, hogy akár az évi menetben, akár egyedi esetekben, akár egyes hónapok összehasonlításával vizsgáltuk is a 24 órás légnomássüllyedéseket, erősségüket mindig arányosnak találtuk a troposzféra



6. ábra. Az erős nyomássüllyedések havi gyakorisága (folytonos vonal) és a 85° W hosszúságon a 70° N és 25° N szélességek közötti havi átlagos relatív geopotenciálkülönbségek (szaggatott vonal) alakulása 1950–61. években, január, április, július és október hónapokban

(alsó troposzféra) hőmérsékleti gradiensevel. A földrajzi elterjedésük arra mutat, hogy főként ott fordulnak elő, ahol a sarki hideg légtömegek eredőhelyükről elmozdulva meleg légtömegekkel találkoznak. Nyitva maradt még az a kérdés, vajon egyedül a troposzféra hőmérsékleti ellentéte-e az egyetlen tényező, amelyet a légnomás erős 24 órás változásaival összefüggésbe hozhatunk? A kérdés eldöntése nehéz feladatnak látszik, de úgy véljük, a távprognosztika szempontjából igen sok érdekességet rejthet magában. Minthogy 1958 óta rendszeresen készülnek a sztratoszféráról, sőt az ozonoszféráról (10, 50 és 100 mb-os topográfiaikon) napi cirkumpoláris térképek, a további vizsgálatok ebben az irányban is lehetővé váltak.

(Kézirat beérkezett: 1962. júl. 31-én)

IRODALOM

- [1] Koppány Gy.: Példa blocking-helyzet kialakulására az atlanti-európai térségben. *Időjárás*, 63. évf., 5. sz. 280–285. o., Budapest, 1959.
- [2] Berger, Ellensgrüt: Siebenjährige Mittelkarten der interdiurnen Veränderlichkeit des Luftdruckes am Boden. *Meteorologische Abhandlungen*, 14. kötet, 5. sz., Berlin, 1961.
- [3] Klein, W. H.: Principal Tracks and Mean Frequencies of Cyclones and Anticyclones in the Northern Hemisphere. *Research Paper*, 40. szám, Washington, 1957. 17. old. 23. ábra.

Újabb adatok a hóréteg hőmérsékleti hatásához

New study on the temperature effect of the snow cover. From an analysis of the observational data of the stations Sopron, Szeged and Debrecen the author found that frequency distributions of different air masses in Hungary essentially differ according to whether a snow cover exists or not. Previous ideas on the cooling effect of the snow cover should therefore be modified accordingly. It is found that the cooling effect of the snow cover decreases when the vapour pressure increases. Data representing the temperature effect in cases of clear and overcast sky and at different values of vapour pressure are shown.

✱

Новые исследования о влиянии снежного покрова на температуру. На основе анализа данных наблюдений станций Шопрон, Сегед и Дебрецен, автор показывает, что повторяемости воздушных масс в Венгрии значительно различаются в зависимости от наличия или отсутствия снежного покрова. Поэтому ранние представления об охлаждающем эффекте снежного покрова должны быть уточнены. В работе устанавливается, что охлаждающий эффект снежного покрова с повышением давления пара уменьшается. В статье приведены данные о мере температурного эффекта при ясной и пасмурной погоде и при различных значениях давления пара.

✱

Ismeretes, hogy a levegő hőmérsékletét döntően két hatás irányítja. Az advекciós hatás és a felszín hatása.

A felszín hőmérsékleti hatásának vizsgálatakor különös érdeklődésre tarthat számot a hóréteg hatása. Egyrészt különleges tulajdonságai miatt, másrészt azért is, mert a mi éghajlatunk alatt télen nem alakul ki állandó hótakaró. A hótakarós napok száma viszont *Kéri M.* vizsgálatai szerint [1] meglehetősen nagy, emiatt téli hőmérsékleteink váltakozásában a hótakaró váltakozása is szerepet játszik. Ennek a ténynek alapján a hóréteg-hatás vizsgálatát a mi éghajlatunk alatt szinte fontosabbnak látjuk, mint olyan területeken, ahol állandó téli hótakaró alakulhat ki.

Az elmondottak alapján a vizsgálat a hőmérséklet előrejelzése szempontjából is indokolt.

Nálunk először *Takács L.* [2] elemezte a hóréteg különleges fizikai sajátosságait. Jelen tanulmány szerzője [3] módszert dolgozott ki az ún. advекció-hatás kiküszöbölésére és budapesti adatokra módszerét alkalmazta. *Pécze Gy.* [4] rámutatott, hogy a budapesti észlelési anyag a városhatás miatt más hőmérsékleti számértékeket szolgáltat, mint a vidéki állomások adatai. Munkájában anticiklonos eseteket dolgoz fel és szinoptikus térkép segítségével is illusztrálja adatait.

Munkánkban szeretnénk a kérdést egy további lépéssel közelebb vinni a megoldáshoz.

Hangsúlyoznunk kell, hogy a hóréteg hűtőhatásának vizsgálata nem szorítkozhat csupán a hóréteges és a hóréteg nélküli napok hőmérsékleteinek vagy pl. minimumainak összehasonlítására. Ha így járunk el, akkor eleve föltételeztük, hogy a felszínhatást nem tekintve minden más hatás azonosan nyilvánul meg mind hóréteges, mind hóréteg nélküli esetekben, más szóval minden más hatás, amelyet közép-képzéssel ki akarunk szűrni, statisztikailag független a hóréteges, illetve hóréteg nélküli esetektől: a hóréteg nélküli és hóréteges hőmérsékleti közepek tehát csupán a hóréteg hatása miatt térnének el egymástól. Munkánkban rámutatunk arra, hogy ez a föltételezés nem indokolt. Más a hőmérsékleti advекció hóréteges, és más hóréteg nélküli esetben. Hőmérsékleti középértékeik különbségét nagyobb részben az advекciós hatás okozza és csak kisebb részben a felszínhatás.

Első lépésként szorítkozzunk a minimum-hőmérsékletek vizsgálatára.

Figyelembe kell vennünk, hogy új levegőfajta beáramlása a minimumokat két oldalról befolyásolja.

1. Az advektált levegő hőmérsékletén keresztül. Tétélezzük fel pl. hogy $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű levegő beáramlása után az éjszakai lehűlés $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ig terjed. $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű levegő beáramlása után $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ az éjszakai minimum. Az előző esetben az erősebb éjszakai lehűlés sokkal magasabb minimumokat hozott létre, mint a másodikban. Tehát az éjszakai minimum önmagában nem lehet mértéke a felszín lehűlést okozó hatásának, meg kell vizsgálnunk a maximumokat, illetve az amplitúdókat is.

2. A légtömegesere megváltoztatja a levegő vízgőztartalmát. Megváltozik tehát a harmatpont és a légkör üvegházhatása. Mindkét tényező jelentősen befolyásolja a lehűlést, függetlenül a felszín szerepétől.

A most bemutatásra kerülő vizsgálat anyagát Sopron, Szeged és Debrecen meteorológiai állomásán az 1939—1956. években, január hónapban végzett észlelések szolgáltatják. Debrecen anyagából az 1945. és 1946., Szeged anyagából 1945., 1946., 1948. januári adatok hiányoznak. Sopron észlelési anyaga teljes.

I. TÁBLÁZAT

A közepes minimumhőmérsékletek és a levegő gőznyomásának összefüggése

Gőznyomás (mm)		< 1,0	1,0—1,9	2,0—2,9	3,0—3,9	4,0—4,9	> 5,0
Derült, hóréteg nélkül	Debrecen	—	—11,6	— 9,0	—3,6	—1,7	3,7
	Szeged	—	—10,5	— 6,2	—4,0	1,1	3,9
	Sopron	—	—	— 6,4	—2,2	—1,0	1,2
Derült, hóréteggel	Debrecen	—24,2	—16,0	—	—6,2	—	—
	Szeged	—20,5	—15,5	—10,0	—6,6	—	—
	Sopron	—16,1	—13,8	— 8,7	—5,1	—	—
Borult, hóréteg nélkül	Debrecen	—	—11,5	— 6,4	—3,3	—0,5	2,1
	Szeged	—	—12,2	— 7,7	—3,3	—0,2	2,1
	Sopron	—	—11,7	— 6,1	—2,7	—0,4	1,8
Borult, hóréteggel	Debrecen	—22,4	—14,5	— 9,8	—5,6	—1,4	—1,3
	Szeged	—21,9	—15,5	— 9,3	—4,3	—2,7	—1,9
	Sopron	—18,9	—13,7	— 7,9	—4,5	—2,8	—0,3

A különböző levegőfajták természetesen eltérően viselkednek. Ha a leginkább konzervatív tulajdonság, a gőznyomás alapján osztályozzuk a lehűléseket, föltehetőleg közelebb jutunk a hűtőhatás megismeréséhez. Ebből a célból 1 mm-es gőznyomás-közökbe soroltuk a minimumokat s meghatároztuk minden osztályköz átlagát. Ezeket az adatokat az I. táblázat tartalmazza. A táblázatban derült megjelölés a $\leq 20\%$, borult jelzés a $\leq 80\%$ borultsági értékekhez tartozó eseteket jelenti.

Táblázatunk a minimumok s a gőznyomás szoros kapcsolatát bizonyítja, amire az előzőekben rámutattunk. A hazánkban tartózkodó hideg levegőfajták szárazak is. Viszont a nagy nedvességtartalmú meleg légtömegek januári minimumai magasak. Pl. az 5,0 mm-nél nagyobb gőznyomáshoz tartozó átlagok oszlopa mutatja, hogy átlagban már pozitív előjelűek.

II. táblázatunk az I. táblázat alapján készült. A derült időben fellépő hóréteges és hóréteg nélküli minimumok átlagainak különbségeit tartalmazza. Jelölése a táblázatban A; azonkívül ugyanez borult időre B jelöléssel. Bár az egyes állomások átlagainak szórása meglehetősen nagy, növekvő gőznyomással tendencia mutatkozik a hűtőhatás csökkenésére. Ezt a három állomás átlagaiból számított középérték is tanúsítja.

A II. táblázat egy másik, még fontosabb tényre is rámutat: Arra, hogy a minimumok számértékében megnyilvánuló hórétéghatás kisebb, mint az irodalomban szereplő eddigi értékek. Ennek okára a III. táblázat nyomán mutatunk rá.

A táblázat szerint mind a derült, mind a borult hórétég nélküli esetekben a nagy gőznyomás értékek nagyobb gyakoriságúak. Hórétég jelenlétekor viszont az alacsony gőznyomás értékek gyakorisága nagy. A levegőfajták gyakorisági eloszlása

II. TÁBLÁZAT

A hórétég hűtőhatása az éjszakai minimum hőmérsékletekre különböző gőznyomásértékeknél (C°)

Gőznyomás (mm)		1,0—1,9	2,0—2,9	3,0—3,9	4,0—4,9
A	Debrecen	4,4	—	2,6	—
	Szeged	5,0	3,8	2,6	—
	Sopron	—	2,3	2,9	—
	Közép	4,7	3,0	2,7	—
B	Debrecen	3,0	3,4	2,3	0,9
	Szeged	3,3	1,6	1,0	2,5
	Sopron	2,0	1,8	1,8	2,4
	Közép	2,4	2,3	1,7	1,9

eszerint más hórétég jelenlétekor, mint hórétég nélkül. A levegőfajták váltakozása, illetve az azt reprezentáló gőznyomás-változás a hórétég hatásától függetlenül is nagy befolyást gyakorol a minimumokra. Az I. táblázat adataiból ez egyértelműen kitűnik. Ha tehát erre való tekintet nélkül képezzük a minimumok átlagát hórétéges és hórétég nélküli esetben, az átlagok különbsége nagyobbak adódik, mint a hófelszín hatása. A III. táblázatban bemutatjuk a hórétéges, illetve hórétég nélküli esetek gőznyomás-gyakoriságait. Az elvégzett szignifikancia vizsgálat szerint mind a derült, mind a borult esetekben a hórétéges gyakoriság-eloszlás más statisztikai alapsokasághoz tartozik, mint a hórétég nélküli. A derült időhöz tartozó adatok

III. TÁBLÁZAT

Debrecen, Szeged, Sopron gőznyomásainak együttes relatív gyakoriságai hórétéges és hórétég nélküli esetben (%)

Gőznyomás (mm)	< 1,0	1,0—1,9	2,0—2,9	3,0—3,9	4,0—4,9	> 5,0
Derült, hórétég nélkül	0	10	29	31	21	9
Derült, hórétéggel	15	50	25	10	0	0
Borult, hórétég nélkül	0	2	5	24	41	28
Borult, hórétéggel	3	26	30	26	12	3

összehasonlításakor $\chi^2 = 83,6$, a borult eloszlások összehasonlításakor $\chi^2 = 69,4$ eredményre jutunk. A $P = 0,1\%$ -hoz és 5 szabadsági fokhoz tartozó χ^2 kritikus értéke 20,5. Tehát a hórétéges és a hórétég nélküli gőznyomás-eloszlások mindkét esetben szignifikánsan különböznek.

A III. táblázatban bemutatott légtömeg-hatás illusztrálására a debreceni adatokból kiszámítottuk a hórétéges és a hórétég nélküli minimumok különbségét, tekintet nélkül a levegő gőznyomására. A különbség rendkívül nagy, a derült esetekre $-11,1\text{ C}^\circ$, a borult esetekre $-8,9\text{ C}^\circ$ adódott. Ezeket az értékeket összehasonlítva a II. táblázat adataival, megállapíthatjuk, hogy mekkora hibát okoz az advekciónak hatása figyelembe nem vétele.

A hiba fennáll akkor is, ha pl. csak azokra az esetekre szorítkozunk, amikor fölöttünk anticiklon-centrum, vagy magas nyomású hátság helyezkedik el. Nyilván

való ugyanis, hogy ebben a helyzetben szintén különböző levegőfajták tartózkodhatnak fölöttünk.

Összefoglalva az elmondottakat, megállapítható, hogy a hófelszín hűtőhatása a gőznyomástól függően derült időben 3–5 °C között, borult időben 2 °C körül ingadozik. Növekvő gőznyomással a hűtőhatás csökken. Amennyiben a gőznyomásra, illetve levegőfajtákra való tekintet nélkül hasonlítjuk össze a hóréteges és hóréteg nélküli esetek minimumait, a fenti értékeknél lényegesen nagyobb számokat kapunk.

(A kézirat beérkezett: 1962. nov. 10-én).

IRODALOM

- [1] Kéri M.: Magyarország hóviszonyai. Országos Meteorológiai Intézet hivatalos kiadványa. Magyarország Éghajlata, 7. Budapest, 1952.
- [2] Takács L.: A hótakaró tulajdonságai és hatásai. Időjárás, 44. évf. Budapest, 1940. 256–259. old.
- [3] Dobosiné Koltai M.: A hóréteg hőmérsékleti hatása vizsgálatának egy módszere. Időjárás, 61. évf. Budapest, 1957. 1–8. old.
- [4] Péczely Gy.: Adatok a hóréteg hűtőhatásához. Időjárás, 62. évf. Budapest, 1958. 329–331. old.

Kozák Béla :

Nagy érzékenységű, száraz-nedves hőmérsékletirő berendezés

Высокочувствительное устройство для регистрации температуры сухого и влажного термометров. При применении логометра интервал измерения термометром сопротивления не может быть уменьшен ниже 40 С из-за самонагревания. Применяя немного более чувствительный самопишущий прибор типа Депре с множественной записью, можно значительно уменьшить интервал измерений, но питающее напряжение к неуравновешенному мосту должно иметь высокую стабильность. В настоящей работе дается практическое решение задачи стабилизации питающего напряжения, а также описывается принципиальная схема устройства с переменной чувствительностью и с несколькими пределами интервала измерения.

*

Eine hochempfindliche Einrichtung zur Registrierung von Trocken- und Feuchtemperaturen. Beim Widerstandsthermometer kann, unter Benützung eines Kreuzspuleninstruments, infolge des Auftretens der Selbsterwärmung eine Herabsetzung des Messbereiches unterhalb 40° C nicht erreicht werden. Durch die Verwendung des viel empfindlicheren Farbenpunktschreibers mit einem Deprez-Gerät wird es ermöglicht, diese Grenze bedeutend herabzusetzen, doch muss die auf die unausgeglichene Brücke gegebene Speissspannung strengstens stabilisiert werden. In der Arbeit wird eine praktische Lösung für die Erfüllung der letzteren Forderung angegeben und das Bauprinzip für eine Einrichtung mit mehreren Messbereichsgrenzen und mit veränderbarer Empfindlichkeit beschrieben.

*

A mai terepklimatológiai kutatások fontos igénye a talajközeli légtér hőmérséklet-eloszlásának, és a hőmérséklet-eloszlás időbeli változásának pontos ismerete. A hagyományosnak számító ellenálláshőmérők hányadosmérővel, nagy mérési tartományuk miatt nem elégítik ki ezeket a követelményeket. A 40–60 °C-ot átfogó

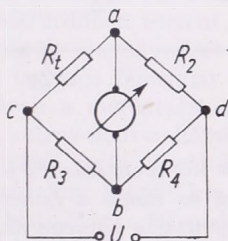
regisztrátumaikon a száraz, ill. nedves hőmérséklet gradienseinek meghatározása kis hőmérsékletkülönbségek esetén nagyon bizonytalaná válik, és használhatóságuk a hőhátartás számításaihoz erősen vitatható.

A hányadosmérő műszerek érzékenységének fokozása a mérőátalakító (ellenálláshőmérő) teljesítményének növelésével az önmelegedés veszélye miatt nem lehetséges. Az aránylag nagy önfogyasztású kereszttekerces műszerek kivezrléséhez szükséges teljesítmény nagyságrenddel nagyobb a pontszíniróban használatos Deprez-műszereknél. Az utóbbiak nagy érzékenységének kihasználása kiegyenlítettlen hídba kapcsolva már régen lehetséges lett volna, ha a szükséges stabilizált tápfeszültség előállítása nem ütközött volna nehézségekbe.

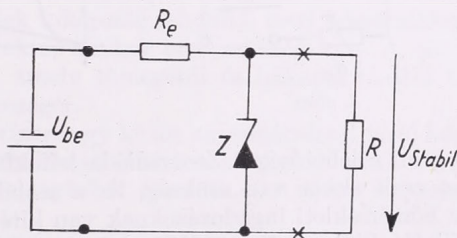
A mérés elvének áttekintése érdekében írjuk fel a Wheatson-hídba kapcsolt (1. ábra) műszeren átfolyó áramot:

$$I_G = U \frac{R_1 R_4 - R_2 R_3}{R_G (R_1 + R_2) (R_3 + R_4) + R_1 R_2 (R_3 + R_4) + R_3 R_4 (R_1 + R_2)}$$

Gyakorlatilag csak az R_1 mérőátalakító (ellenálláshőmérő) ellenállás-változásával kell számolnunk. Könnyen belátható, hogy az I_G értékét az U tápfeszültség konstans értéken tartása mellett csak R_1 értékei határozzák meg, azaz a műszer kitérése



1. ábra



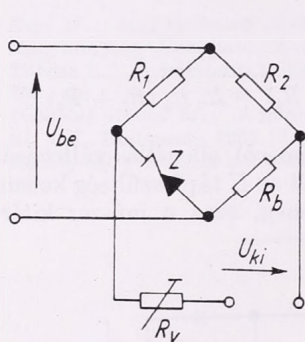
2. ábra

arányos az R_1 értékével. Az U tápfeszültség ingadozása azonban jelentősen befolyásolja a mérés pontosságát. A tápfeszültség változása kiegyenlített hídban (nullázó módszerrel) nem játszik szerepet. Kiegyenlítettlen hídban azonban a mérés pontossága nagymértékben függ a tápfeszültség konstans értékétől. A híd tápfeszültségének stabilizálása a hagyományos módszerekkel csak igen bonyolultan oldható meg.

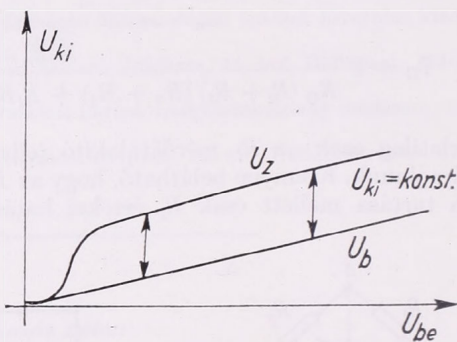
Számos más méréstechnikai feladat megoldása is sürgette a kisfeszültségek nagymérvű stabilizálását. Ezt az igényt a közelmúltban félvezető elemek, ún. Zener-diódák alkalmazásával elégítették ki. A stabilizáció a Zener-dióda azon tulajdonságán alapszik, hogy a diódán átfolyó áram függ a dióda sarkaira kapcsolt feszültségtől. Ha ez a feszültség nő, nő a dióda árama is, és fordítva. Ez belátható a 2. ábrán vázolt kapcsolás alapján. A feszültség bármilyen irányú változásakor a dióda fenti tulajdonsága az R_e előtét ellenállással ellene dolgozik a feszültség változásának: A bemenő feszültség növekedésével a dióda megnövekedett árama miatt nagyobb feszültségesés jön létre az R_e ellenálláson. Hasonló értelemben igyekszik a kapcsolás a feszültség csökkenését is kompenzálni. Ilyen módon a feszültségváltozás amplitudója az R_e alkalmas megválasztásával a kapcsolás kimenetén annak 50-ed, 100-ad részére csökken.

Azonban a híd tápfeszültségének ilyen mérvű stabilizációja nem elég a mérés szükséges pontosságához. Fokozottabb stabilizációhoz a Zener-dióda görbéjének meredekebbé tétele szükséges, azaz a feszültség változására mennél nagyobb áram-

változás következzék be a diódán, ami hídkapcsolásban (3. ábra) valósítható meg. A híd jelenléte azt jelenti, hogy a kimenő feszültséget nem a közös nullpont és a Zener-görbéje közötti szakaszból vesszük, hanem egy bizonyos dőlésszögű egyenes és a Zener-görbéje között (4. ábra). A Zener-görbéje a munkapont környékén közelítőleg egyenes, és a híd méretezésével majdnem tökéletesen párhuzamossá tehető a hidat elektromosan helyettesítő egyenessel. A híd a Zener-dióda jellemzőjének ismeretében méretezhető, a szükséges tápfeszültséget mérés útján könnyen meghatározhatjuk. Ezzel a kapcsolással a feszültségingadozásokat eredeti értéküknek 500—1000-cd részére csökkenthetjük. Ilyen nagyfokú stabilizáció már messzeemenően kielégíti a követelményeket, s ezzel biztosítani tudjuk a kiegyenlítettlen hidas méréshez szükséges állandó értékű feszültséget.



3. ábra



4. ábra

Megvan a lehetőség a Zener-dióda hőfokfüggőségének kompenzálására is. Erre azonban csak akkor van szükség, ha a stabilizáló-egység és maga a Zener-dióda is nagy hőmérsékleti ingadozásoknak van kitéve. A kompenzálás lényege az, hogy a stabilizáló hídba a Zener-dióda hőmérsékleti tényezőjének megfelelő hőmérsékleti tényezőjű ellenállást iktatunk be, a tényezők előjeleinek figyelembevételével. Erre a célra réz és mangán kombináció alkalmas. A stabilizálásra kerülő egyenfeszültséget akkumulátorból, vagy ahol erre lehetőség van, a hálózati feszültségből egyenirányítás útján nyerjük.

A Marcell György Observatóriumban 1962-ben készültek el az első, fenti elven működő berendezések, amelyek a száraz-nedves hőmérsékletet és a talajhőmérsékletet regisztrálják.

A mérőhíd kiegyenlítetttségét a mérési intervallum alsó határához tartozó R_1 értékből számított R_2 , R_3 , R_4 méretezésével biztosítottuk. A mérési intervallumot az ellenállás hőmérőkön melegedés veszélye nélkül átbocsátható áram határozza meg. Ez a szokásos mérőfejeknél (platina, nikkell) 6 mA alatt van. Ilyen átfolyó árammal nikkell ellenálláshőmérővel 15 C°, platinahőmérővel 25 C° végkitérés érhető el. A mérési intervallum természetesen tágítható az átfolyó áram, illetve a tápfeszültség csökkentésével. Műszereinknél kapcsoló segítségével kétféle érzékenység állítható be a fenti elv felhasználásával, azonos mérőfejeknél is. Lehetőség van a mérési tartomány tetszés szerinti eltolására is: A kívánt mérési tartomány alsó hőmérsékleti értékén tesszük kiegyenlítettté a hidat, ellenállásainak alkalmas megválasztásával. Ez egy többáramkörös kapcsoló segítségével történik. Mind az érzékenységet állító, mind a mérési intervallumot eltoló kapcsoló a pontszíníróra van szerelve. A mérési intervallumok száraz-nedves hőmérséklet méréskor erősen átlapolják egymást. Erre azért van szükség, mert a pszichrometrikus különbség igen nagy

lehet, és eshetik éppen a mérési intervallum batárára is. A megépített műszereknél a teljes hőmérsékleti intervallum átfogása 4 fokozatban történik. A méréshatárokat a várható napi menetnek megfelelően állítjuk be. A műszerrel íratott ellenőrző alapvonal regisztrátumi helyzetéből reprodukálhatjuk az érzékenységet és a mérési intervallumot is.

Ellenálláshőmérőkkel történő távregisztráltatás esetén mindig figyelembe kell venni a mérőhelyet a mérőművel összekötő vezetékek hőmérsékletváltozás okozta ellenállás változásait. Tekintettel arra, hogy terepklimatológiai méréseknél a mérőfejek távolsága a mérőműtől jelentős, szükséges a mérővezeték hőfokfüggését kompenzálni. Esetünkben ez a szokásos módon történik: A mérőággal azonos hosszúságú, azonos hőmérsékleti ingadozásoknak kitett vezeték van bekötve a mérőággal szomszédos hídágban. A hőmérsékletváltozás okozta ellenállásváltozás a két ágban kompenzálja egymást. A kompenzáció miatt a híd egyenlőágú.

A mérésekhez 100 ohmos nikkel és platina ellenálláshőmérőket használunk. Az utóbbiak Degussa gyártmányúak, méretük: $3,5 \times 35$ mm. A használt nikkel ellenálláshőmérőket házilag készítettük. Az ellenállás huzalt vékony (7×40 mm) alumínium csövecskékre tekercseltük, melyeket előbb Zappon-lakkal vontunk be. A fejek bemérése 0°C -on történik. Ellenállásuk ezen a hőmérsékleten 100 ohm. A bemérés után a fejeket oldott polisztiroloba mártottuk, s ez teljes vízhatlanságot biztosít számukra a mechanikai védelem mellett.

Hitelesítésük 120 fokon történő mesterséges öregítés után ultratermosztátban, folyadékfürdőben történt. A mérőfejek kiképzése lehetővé teszi hőmérsékleti tehetetlenségük megnövelését olyan esetekre, amikor erre szükség van. A csövek belsőjébe ugyanis fémrudat tolhatunk, amely tömegétől és hőkapacitásától függően megnöveli a mérőátalakító tehetetlenségét.

A száraz-nedves hőmérséklet mérésére egy közös napsugárzástól védő köpenybe két hőmérő kerül, közülük egyiket szívófonattal láttuk el. A nedvesítés a sugárzásvédő oldalára szerelt kis műanyag edényekből történik. Az edény kapacitása 24 órára biztosítja a fej nedvesítését.

A mérőfejek a sugárzásvédővel 10 mm vastag és 60 cm hosszú alumínium csőre vannak szerelve, melynek belsejében futnak a vezetékek. Ez a cső bilincsel rögzíthető eltolhatóan a tartóárboera. A mérési szint tetszés szerint beállítható.

A talajhőmérséklet regisztrálásához szintén nikkel ellenálláshőmérőt használunk, a mérőtestek ebben az esetben krómozott védőhüvelyben nyernek elhelyezést, melyeket a talajba szúrhatunk a kívánt mélységbe.

A mérőfejek sokeres kábelben át csatlakoznak a pontszíníróhoz. A csatlakozást dugaszolás után rögzíthető, ezüstözött foszforbronz érintkezős vízhatlan csatlakozókkal oldottuk meg. A berendezések a gyakorlatban jól deváltak és jelenleg is üzemben vannak.

(Kézirat beérkezett: 1962. szeptember 24-én.)

Az északnyugat felől jövő hidegfrontok késése, és az Alpok lee oldalán lejátszódó ciklonképződés

Delay of the north-western cold fronts and cyclogenesis on the lee of the Alps (Summary). A brief evaluation of the significance of the investigations on orographic cyclogenesis is given, with special attention to Carlson's two parameter model. According to Carlson's theory the lee side cyclogenesis is connected with a characteristic pseudo-front which is determined first of all by the 500 mbs absolute vorticity and wind and by the descending air motions on the lee side. Based on Carlson's theory, an example is given showing the delaying effect of the Alps on the fronts and the cyclogenesis over Northern Italy.

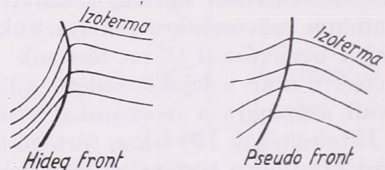
*

Az időjárás-tolyamatok analizisében mindig nagy szerepet játszik a frontális felületek jellege, és ezeknek feltárása. A prognosztizőrnek határozottan kell állást foglalnia különösen olyan esetekben, amikor az időjárás lényeges megváltozása várható. Hazai frontstatisztikánk szerint a leggyakoribb változások nálunk a nyugat, északnyugati irányból jövő hidegfrontokkal kapcsolatosak.

A frontanalízis kb. 35—40 éve vonult be a szinoptikai gyakorlatba. Az eddig használatos szinoptikus módszerek inkább csak minőségi jellegűek, de az utóbbi években egyre nagyobb tér nyer a dinamikus meteorológia kutatási eredményeinek szinoptikai felhasználása. A frontok mozgására vonatkozó eredmények több-kevesebb sikerrel alkalmazhatók is, azonban magukon viselik az elmélet kidolgozásakor bevezetett korlátozó feltételeket. Különösen vonatkozik ez a megállapítás a frontok mozgását leíró elméleti megfontolásokra.

A Kárpát-medence környezetében a frontok haladása szempontjából az Alpok és a Kárpátok hegyvonulata mindig lényeges akadályként jelentkezik. A hidegfrontok mozgásuk során általában megkerülik az útjukba eső akadályokat, mivel ez a mozgás igényli a legkisebb energiafogyasztást. A hegyvidéket átszelő front egyes szakaszainak sebessége

különböző lesz, a front intenzitása megváltozik, esetleg frontfeloszlás történik, vagy a front mentén hullám képződik. Az Alpok keleti oldalán elég gyakori az az eset, amikor a front a domborzat hatására kettészakad, déli szakasza megkerüli a hegyláncot és Észak-Olaszország fölött a hidegfront mentén egy másodlagos ciklon alakul ki (ciklonszegmentáció). Ezt a ciklonszegmentációt nagy-



1. ábra. A hideg és pseudo frontok sematikus diagramja

mértékben elősegíti a hegység lee oldalán megerősödő légmozgás, amely gyakran a periódus első szakaszában még mint főn jelenség észlelhető. Az itt képződött hidegfrontok azonban — főleg fejlődésük első stádiumában — a szabályos hidegfrontok hőmérsékleti mezejétől különböznek. A szabályos hidegfront termikus gradiense a front mögött jól kifejezett, az itt képződött frontok esetében azonban a talajközeli légnyomási teknőben nem találunk éles hőmérsékleti diszkontinuitást, ugyanakkor a szél változása a front mentén jelentékeny lehet. Az izotermák a talajmenti teknő tengelyére majdnem szimmetrikusak, a hőmérséklet maximuma a fronton található és a fronttól távolodva mindkét irányban arányosan csökken. Az ilyen frontokat Carlson [1] pseudo frontnak nevezi (1. ábra).

Az előbbi leírás ugyan hasonlít egy okkludált front hőmérsékleti mezejéhez, az okkludált frontok azonban — mint ismeretes — más dinamikai folyamatok eredményeképpen jönnek létre. Amíg az okkluziós frontokhoz tartozó alacsony nyomás általában fokozato-

san feltöltődik és ez a ciklon előregedéséhez vezet, addig a pseudo frontrendszer egyre intenzívebbé válik, és a hozzátartozó alacsony nyomás tovább mélyül.

Carlson az észak-amerikai Sziklás-hegység lee oldalán vizsgálta meg ilyen frontképződést. Az Alpok lee oldalán lejátszódó ciklonkeletkezésrel is számos kutató foglalkozott, melyek a genovai ciklonok keletkezésének tisztázására irányultak. Ficker [2] a genovai ciklonok eredetét a meleg levegő advekciónak tulajdonítja. Čadež [3] e ciklonok eredetét az orografikus fölemelkedésben keresi. Ez megfelel *Helmholtz* és *Ferrel* [4] elméletének, amely szerint a kondenzációs hő felszabadulása jelentékeny szerepet játszik a ciklonok kialakulásában. Čadež a genovai ciklonok kialakulásához és megmaradásához szükséges energiát a belső energiának (beleszámítva a kondenzációs hőt is) tulajdonítja, amely déli szelek esetén főleg az Alpok déli lejtőjén a felszálló mozgás során szabadul fel.

Petkovšek [5] a Szlovéniába északnyugati felől betörő hidegfrontok sajátosságait, elsősorban az Alpok frontsebességre gyakorolt módosító hatását kinematikai statisztikai módszerrel vizsgálta meg.

Az orografikus ciklonkeletkezés hidrodinamikai elméletével *Blinova* foglalkozott [6], aki a Friedmann-féle örvényárviteli egyenletek alapján készítette el a légköri örvényképződés minőségi analizisét. Elmélete szerint a horizontálisan mozgó légtömegben egy hegygerinc hatására a levegőrészekék a szélnek kitett oldalon felszálló mozgást végeznek, ami a ciklonális örvénylés gyengüléséhez vezet, míg a szélárnyékos oldalon a levegőrészekék fönyszerűen leereszkednek, ami a ciklonális örvénylést erősíti.

Di-Szin-Juan [7] szerint a frontális felület mentén a hőmérsékleti kontraszt növekedése ciklogenezishez vezet. A hőmérsékleti kontraszt növekedését a hegység luv oldalán a felszálló mozgásból származó hőmérséklet-csökkenés, a lee oldalon pedig a leszálló mozgásból adódó hőmérsékletemelkedés segíti elő.

Ez egyáltalán nincs ellentmondásban azzal a kritériummal, amelyet kb. 30 évvel ezelőtt a hullámelmélet szovjet iskolája *Kocsin* vezetésével adott. Eszerint a frontális felületen levő hőmérsékleti kontraszt növekedése a frontális hullámok stabilitásának csökkenéséhez vezet [6].

Pettersen 1955-ben megjelent munkájában [8] a ciklonfejlődéshez kapcsolódó örvényesség változások figyelembevételén alapján munkahipotézist fogalmazott meg: „Tengerszintű ciklonképződés ott és akkor lép fel, ahol egy alacsonyszintű frontális rendszer, vagy egy baroklin zóna fölé jelentős magassági örvényességi advekciónak tevődik”.

Ezt a hipotézist alkalmazta és továbbfejlesztette *Newton* [9] és *Hage* [10]. Eredményeik támogatják a hipotézis érvényességét.

Hage e hipotézist alapul véve a Sziklás-hegység lee oldalán több hirtelen lezajló ciklonképződést vizsgált meg, amelyben a domborzat is lényeges szerepet töltött be. Megállapította, hogy valamennyi vizsgált esetben akkor kezdődik el a fejlődés, amikor egy jelentős magassági pozitív örvényességi advekción terület — megelőzve a közeli magassági hideg alacsony nyomást — a Sziklás-hegység lee oldalának baroklin zónája fölé helyeződött.

Carlson [1] olyan egyenletrendszert állított fel, melynek segítségével a hőmérsékleti mezőben bekövetkező változást a potenciális termikus örvényességi egyenlet segítségével határozza meg. Prognózis egyenlete három tagot tartalmaz: 1. a potenciális termikus örvényesség advekciónját az 500 mb-os szinten; 2. az 500 mb-os abszolút örvényesség advekciónját és 3. tisztán orografikus kifejezést.

$$\frac{d\Phi}{dt} = -V_{mo} \nabla (\zeta_m + f) - k\omega_s$$

ahol $d\Phi/dt$ a potenciális termikus örvényesség időbeli megváltozása, V_{mo} az 500 mb-os szint átlagszele, $\nabla (\zeta_m + f)$ az 500 mb-os szint abszolút örvényességi advekciónja, és a $k\omega_s$ tisztán orografikus kifejezés, azaz a hegység két oldalán fellépő vertikális áramlások e tagon keresztül jutnak kifejezésre.

A $-V_{mo} \nabla (\zeta_m + f)$ és a $-k\omega_s$ erősítő hatásokat jelentenek, melyek hatására a termikus gerincek hirtelen felépítődnek a nagy hegyvonulatok lee lejtőin. Ha az abszolút örvényességi advekción pozitív, a termikus gerinc erősödik. Az orografikus hatást azonban a $-k\omega_s$ tag fejezi ki, azaz, ha $\omega_s > 0$, a magasabb szintekről az alacsonyabb szintek felé fújó szél esetén a lejtőn lefelé fújó szél mindig negatív tényezőként járul hozzá a $d\Phi/dt$ -hez és növelik a termikus gerinc képződését. Elképzelhető, hogy az orografikus járulékos tényező a hőmérsékletet úgy befolyásolja (pl. fön), hogy a $-V_{mo} \nabla (\zeta_m + f)$ maga is megváltozik a domborzatnak közvetett hatásaként. Abban az esetben, amikor az 500 mb-os szinten az örvényességi advekción negatív

tív, de még $\omega_s > 0$, a termikus gerinc addig marad fenn, míg

$$|k\omega_s| > |\nabla_{mo} A(\zeta + f)|.$$

Ez a kifejezés egyébként megegyezik más 2 paraméteres légköri modellnél alkalmazott hasonló kifejezésekkel, amelyeket *Sutcliffe* [11], *Busbhy* és *Sawyer* [12] használtak. Jelen problémánkhoz azonban *Carlson* egyenlete alkalmasabb, mivel kifejezetten a termikus képre vonatkozik.

Ahhoz, hogy kritériumot állítsunk fel a termikus gerinc helyzetére vonatkozóan, mindenek előtt az ω_s értékeket kell meghatározni és ismerni kell az 500 mb-os szint átlagszelét.

Induljunk ki a potenciális hőmérsékletet kifejező egyenletből:

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^k. \quad (1)$$

Állítsuk elő Θ időszerinti teljes deriváltját:

$$\frac{d\Theta}{dt} = \left(\frac{p_0}{p} \right)^k \frac{dT}{dt} - k \frac{T p_0^k}{p^{k+1}} \frac{dp}{dt}. \quad (2)$$

Mivel $\omega_s = \frac{dp}{dt}$;

$$\omega_s = \frac{p}{k} \left(\frac{1}{T} \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\Theta} \frac{d\Theta}{dt} \right), \quad (3)$$

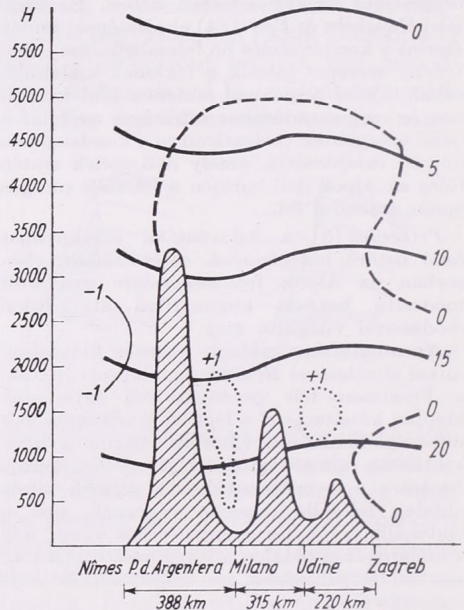
ahol ω_s egy kiválasztott szinten a vertikális sebesség, p , T és Θ e szinten levő nyomás, hőmérséklet és potenciális hőmérséklet. dT/dt és $d\Theta/dt$ ugyanezen szinten a hőmérséklet és potenciális hőmérséklet időbeli teljes változása. Az egyenlet véges különbségek formájában

$$\omega_s \approx \frac{p}{k} \left(\frac{1}{T} \frac{\Delta T}{\Delta t} - \frac{1}{\Theta} \frac{\Delta \Theta}{\Delta t} \right) \quad (4)$$

Számításainkban $\Delta t = 12$ óra, így ΔT és $\Delta \Theta$ is ennek megfelelően a 12 óra alatt bekövetkezett hőmérséklet és potenciális hőmérsékletváltozás. A munkafomula tehát:

$$\omega = \frac{p}{1,3 \cdot 10^4} \left(\frac{\Delta T}{T} - \frac{\Delta \Theta}{\Theta} \right) [\omega_s] = \left[\frac{\text{mb}}{\text{sec}} \right]$$

ω értékét az 500, 1000, 1500, 2000, 3000, 4000 és 5000 m-es szinteken olyan időszakokban vizsgáltuk meg, amikor a prognózis sikertelensége abból eredt, hogy a 36 órás előrejelzésben jelezték a hidegfront betörését, a front azonban nem érte el hazánk területét a jelzett időben, esetenként 2–3, sőt egy esetben 4 napot késett.

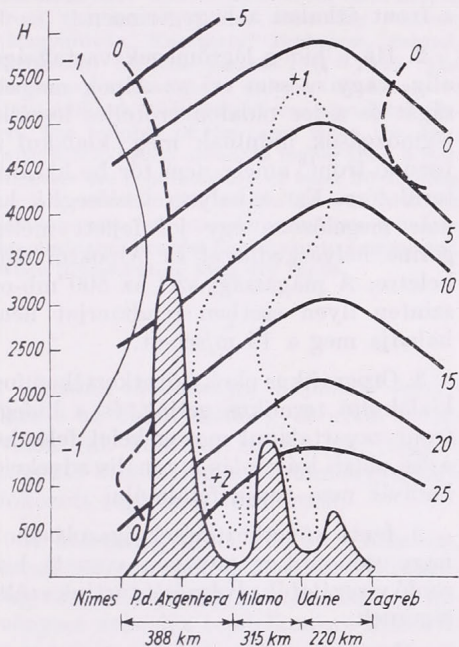


2. ábra. Függőleges metszet Nimes—Milano—Udine—Zagreb vonalán 1961. augusztus 8-án 00 órakor. Az ábrán a vastag szaggatott vonalak a fel- és leáramlás területeit választják el. A pontozott vonalak a $-1 \cdot 10^{-5}$ mb/sec-nál nagyobb vertikális sebességű helyeket, a folytonos vékony vonalak a $-1 \cdot 10^{-5}$ mb/sec-nál kisebb vertikális sebességű helyeket tüntetik fel. Az izotermák helyzetét a folytonos vastag vonalak jelölik

A fenti módszer alapján megvizsgáltuk az 1959. március 23–26., 1960. augusztus 18–19., 1961. augusztus 7–12-ig terjedő időszakot. Az anyag terjedelme miatt csak az 1961. augusztus 7–12-ig terjedő periódusból mutatunk be néhány ábrát, amely a frontnak a nyugati Alpokon való megjelenését, a termikus gerinc teljes kifejlődésének idejét, végül a kelet felé való elmozdulását reprezentálja.

ω_s meghatározása mellett a megfelelő szintek horizontális szélviszonyait is tanulmányoztuk, és a kapott adatok összehasonlítása után igazolódtak Carlson állításai a termikus gerincek kifejlődésére, erősödésére és gyengülésére vonatkozóan.

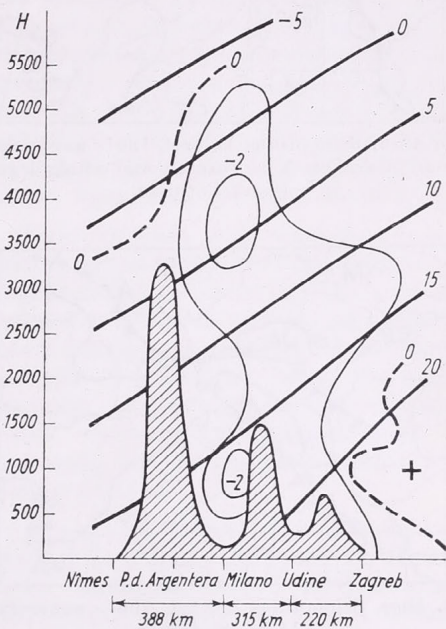
találjuk. Ugyanekkor az Atlanti-óceán felől újabb hűvös légtömegek érkeztek az Alpok fölé (vertikális méretben meghaladta az augusztus 7-én beáramló légtömegek vastagságát), és augusztus 11-től kezdve a horizontális mozgások túlsúlyra jutottak az orografikus



3. ábra. Függőleges metszet Nimes—Milano—Udine—Zagreb vonalán 1961. augusztus 11-én 00 órákor

A rendelkezésünkre álló anyag birtokában négy állomást választottunk ki, amely alkalmasnak látszott a hlv, ill. lee oldali viszonyok tanulmányozására.

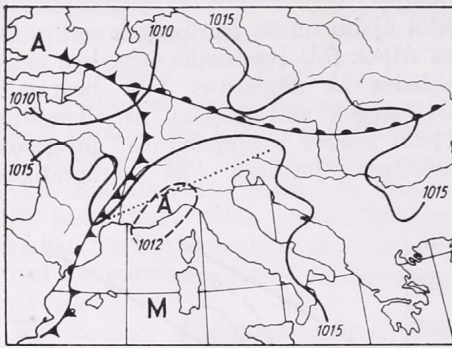
A 2. ábránk szerint a hidegfront odaérkezése pillanatától kezdve Nimes állomáson $\omega_s < 0$, azaz felszálló mozgások uralkodnak. Az Alpok délkeleti oldalán Milano, Udine és Zagreb állomásokon leszálló mozgásokkal találkozunk ($\omega_s > 0$). Megtalálható a termikus gerinc, amely már kifejezett amplitúdóval rendelkezik, tengelye a talaj közeli nyomási teknő tengelyével szinte egybeesik. A termikus gerinc maximális amplitúdóval 11-én 00 órákor rendelkezett (3. ábra) és a legnagyobb pozitív ω_s értékeket is itt



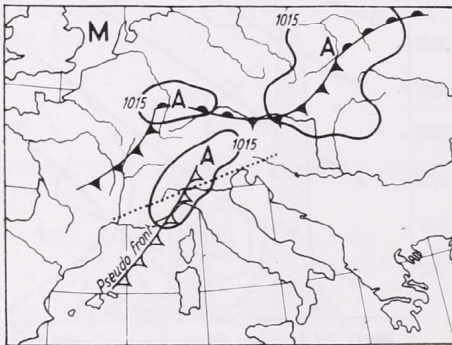
4. ábra. Függőleges metszet Nimes—Milano—Udine—Zagreb vonalán 1961. augusztus 12-én 12 órákor

befolyás felett. Erre világosan utal az 1961. augusztus 12-én 12 órákor készült vertikális metszet (4. ábra). A termikus gerinc amplitúdója csökkent és a frontot követő hideg légtömeg mintegy 6 óra alatt elárasztotta hazánk területét. Az 5., 6. és 7. ábrán a termikus gerinc három fejlődési szakaszának megfelelő talajszinoptikus helyzeteket mutatjuk be.

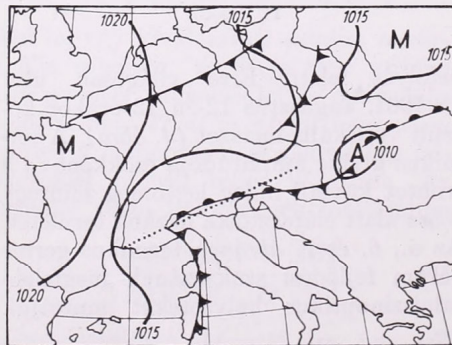
Vizsgálatainkat kiegészítettük egy olyan helyzet analizisével is, amikor a front a jelzett időben elérte hazánk területét. A vizsgálatok azt mutatták, hogy a jelzett periódusban (1961. augusztus 15—16.) nem tudott kialakulni erőteljes leáramlás, a horizontális mozgá-



5. ábra. Szinoptikus helyzet 1961. augusztus 8-án 00 órakor. A pontozott vonal a függőleges metszet vetülete



6. ábra. Szinoptikus helyzet 1961. augusztus 11-én 00 órakor



7. ábra. Szinoptikus helyzet 1961. augusztus 12-én 12 órakor

sok intenzívebbek voltak, és a termikus gerinc nem tudott kifejlődni.

A fenti részletes analizisek és több hasonló szinoptikus helyzet minőségi

vizsgálatából az alábbi következtetések vonhatók le:

1. Olyan esetben, amikor a hideg légtömegek vertikális vastagsága jóval felülmúlja az Alpok magasságát, a hidegfront eléggé erős, és az 500 mb-os szint átlagszele felülmúlja a 20–25 m/sec-ot, a front áthalad a hegygerincen.

2. Ha a hideg légtömegek vastagsága alig, vagy el sem éri az Alpok magasságát és a lee oldalon erőteljes leszálló légmozgások indulnak meg, kialakul a pseudo front, amely nem tör be hazánk területére. Ezt a helyzetet elősegíti, ha már megelőzően egy jól fejlett meleg gerinc helyezkedik el az Alpoktól délkeletre. A magassági szél az 500 mb-os szinten ilyen esetben rendszerint nem haladja meg a 15 m/sec-ot.

3. Orografikus okok következtében fog kialakulni termikus gerinc, és a hidegfront zavartalanul mozog kelet felé, ha a lee oldali leáramlás a zonális advekciónak hatására nem tudja felülmúlni.

A fenti következtetések igazolásához nagy szinoptikus anyagon végzett hasonló vizsgálatok elvégzését tartjuk szükségesnek.

(Kézirat beérkezett: 1962. aug. 22-én.)

IRODALOM

- [1] Carlson, N.: Lee Side Frontogenesis in the Rocky-Mountains. Monthly Weather Review, Vol. 89, N. 5. 1961. — [2] Ficker, H.: Wetter und Wetterentwicklung. Berlin, 1940. — [3] Cadez, M.: Über die orographische Zyklonense und Antizyklonense. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 22. Frankfurt a. M. 1955. — [4] Raethjen, P.: Dynamik der Zyklonen. Leipzig, 1953. — [5] Petkovsek, Z.: Der Einfluss der Alpen auf die Kaltfront-Bewegungen. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 54. Band 8. Offenbach a. M. 1959. — [6] Гандин Л. С., Лайтман Д. П., Юдин М. И., Матвеев Л. П.: Основы динамической метеорологии. Гидрометеоиздат. Ленинград. 1955. — [7] Ду-Сун-Юан: К вопросу о гидродинамической теории фронтального циклогенеза. Труды В. Г. О. В. 99. Гидрометеоиздат. Ленинград. 1959. — [8] Petterssen, S.: A general survey of factors influencing development at sea level. J. Meteor. 12. 36–42. 1955. — [9] Newton, C. W.: 1956. Mechanism of circulation change during a lee cyclogenesis. J. Meteor. 13. 528–539. 1956. — [10] Hage, K. D.: On Summer Cyclogenesis in the Lee of the Rocky Mountains. Bulletin of the American Meteorological Society, Jan. Vol. 42, No. 1. 1961. — [11] Sutcliffe, R. C.: A Contribution to the Problem of Development. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 73. London, 1947. — [12] Sawyer, J. S.—Busby, F. H.: A Baroclinic Model of the Atmosphere Suitable for Numerical Integration. Journal of Meteorology, Vol. 10, No. 1. 1953.

Csapadékmentes időszakok tartamvalószínűsége Magyarországon

Duration probabilities of periods without precipitation in Hungary (Summary). Probabilities of precipitation-free periods of different duration have been computed for each month from the series of five observing stations (Magyaróvár, Keszthely, Budapest, Szeged, Debrecen) for the period 1871—1960. The frequency of periods of at least 10 consecutive days without precipitation was also determined. The number of the cases when the days with precipitation amounts higher than 5 millimeters are separated by at least 30-daylong periods was also calculated in order to facilitate leaving out of consideration precipitation amounts that are less significant to agriculture, when investigating long dry spells.

*

Hazánk szárazságra hajlamos éghajlata s az ebből eredő gyakorlati tennivalók (pl. öntözés) indokolják, hogy e tényező klimatológiai tanulmányozására fokozott figyelmet fordítsunk.

A szárazság mint komplex fogalom, természetesen nem jellemezhető kizárólag csapadékadatok alapján, hisz a növényzet számára rendelkezésre álló vízmennyiség számos egyéb meteorológiai, talajfizikai és biológiai tényező függvénye. A szárazságnak az említett tényezők összhatása tükrében történő jellemzése azonban nagyon bonyolult, s bár a különböző nedvességindexek alkalmazása hazai viszonylatban is számos értékes információt adott [1], nem pótolhatja azt az éghajlati képet, melyet *vízhiánytartásmérések* alapján rajzolhatunk a mezőgazdasági értelemben vett szárazság tér- és időbeli eloszlásáról.

A szárazság legdöntőbb meteorológiai tényezője kétségkívül a csapadék. A lehulló csapadék mennyiségét, gyakoriságát, intenzitását gyakorlatilag kielégítő pontossággal ismerjük, jóval kevesebb olyan adat áll azonban rendelkezésünkre, amely azt mutatná meg, hogy mekkora az egyes csapadék nélküli időszakok hossza, s milyen valószínűséggel

számíthatunk bizonyos időtartamot elérő csapadékmentes szakaszokra.

Nem kétséges, hogy a csapadékmentes időszakok hosszára vonatkozó adatok nélkülözhetetlen kiegészítői csapadékfeldolgozásainknak (elsősorban mezőgazdasági, öntözési, építészeti problémáknál, de üdüléssel kapcsolatos kérdéseknél is), ennek ellenére nagyon kevés és csak tájékoztató jellegűnek tekinthető hazai adatközlés áll rendelkezésünkre.

Indokolt tehát, hogy a kérdéssel ismételtén és az eddigieknél részletesebben foglalkozzunk s olyan éghajlati jellemzőket állítsunk elő, melyek segítségével hozzájárulhatunk e tényező klimatológiai feltárásához addig is, amíg komplex vízhiánytartásmérések alapján teljes részletességgel ábrázolhatjuk a szárazság tér- és időbeli eloszlását hazánk területén.

A csapadékmentes időszakok feldolgozását öt állomás (Magyaróvár, Keszthely, Budapest, Szeged és Debrecen) 1871—1960 közötti 90 éves adatsora alapján végeztük el. Feldolgozásunk során minden egyes olyan napot, melyen mérhető csapadék ($R \leq 0,1$ mm) nem hullott, sorszám indexszel láttunk el annak megfelelően, hogy az a csapadékmentes időszak első, második, ... k -ik napja volt. Ez az adatfelvétel lehetővé tette annak meghatározását, hogy valamely állomáson egy adott hónapban mekkora valószínűséggel számíthatunk legalább 1, 2, 3, ... k napja tartó csapadékhiányra. Gyakorlati szempontból ez az adat jelenti a legértékesebb információt a csapadékmentes időszakok tartamáról, mert így könnyen szétválaszthatjuk azokat a csapadék nélküli szakaszokat, amelyek feltehetően még nem járnak mezőgazdasági kártétellel, s meghatározhatjuk azoknak a napoknak a számát, amelyek már hosszabb ideje (pl. 10 nap óta) fennálló szárazságot

jelentenek s így a növényzet számára károsodást okozhatnak. Ismételten hangsúlyozzuk, hogy a csapadékhiány okozta kártétel nem csupán a csapadékmentes időszak hosszának függvénye, azonban azzal kétségkívül szoros kapcsolatban áll, ezért adataink általános következtetésekre feljogosítanak. Hasonló célszolgálat a Schmidt-féle szárazsági számok alkalmazása is, ahol az egymást követő csapadékmentes napok egyre nagyobb súllyal szerepelnek [2] e feldolgozások során azonban elszakadunk a tényleges adatoktól s az összegezett szárazsági számok már nem adnak arra vonatkozó útmutatást, hogy a különböző hosszú száraz szakaszok milyen gyakorisággal fordultak elő a vizsgált sorozatban. Vizsgálatunk során hasonló módszerrel feldolgoztuk még az $R \leq 5,0$ mm szakaszok tartamvalószínűségét is, hogy a hosszantartó szárazságok értékelésénél kiszűrjünk a kisebb, mezőgazdaságilag kevésbé jelentős csapadékokat.

Tekintve, hogy adataink több elméleti probléma vizsgálatánál (pl. adatsorok függetlensége) is felhasználhatók, s e vizsgálatok további gyakorlati kérdések megoldásánál alkalmazhatók, következőkben röviden vázoljuk a tartamvalószínűségek meghatározásának matematikai módszerét.

Néhány egyszerű valószínűségszámítási tételből kiindulva egymástól függetlenül létrejövő eseményekre vonatkozó megállapításokat vezetünk le. Jóllehet a meteorológiai jelenségek (pl. csapadékmentes vagy csapadékos nap) nem tekinthetők egymástól független események láncolatának, a függetlenség feltételezésével nyert eredményeket a valószínűségek összevetve könnyű kapcsolatot keresni a két érték között. E kapcsolat természetének földerítése lehetővé teszi azt is, hogy a jelenség előfordulására vonatkozó egyszerűen előállítható gyakorisági ill. valószínűségi adatok alapján csekély számolással meghatározzuk a tartamvalószínűségek közelítő értékeit.

Legyen adva egy alternatív sor, amelyben valamely esemény bekövetkezése p valószínűséggel várható, az ellentétes esemény valószínűsége pedig $q = 1 - p$. A valószínűség-számítás szorzási törvénye szerint a legalább k időegység hosszúságú szakasz (ismétlődés) bekövetkezési valószínűségére az alábbi összefüggés vezethető le [3]:

$$P_k = qp^k \quad (1)$$

s az n tagú sorozatban létrejövő legalább k időegység hosszú szakaszok száma:

$$N_k = nqp^k \quad (2)$$

Ha egy adott időszak (vizsgálatunknál hónap) során a csapadékmentes nap valószínűsége p , keressük annak W_k valószínűségét, hogy a hónap valamely napja belesik egy legalább k napja tartó csapadékmentes szakaszba. A (2) összefüggésből következik, hogy a pontosan k hosszúságú szakaszok száma:

$$M_k = nq(p^k - p)^{k+1} \quad (3)$$

Az M_k gyakorisággal előfordult k hosszúságú szakaszokból M_k számú olyan napot kapunk, amelyen az ismétlődés már legalább k napja fennáll, s belátható, hogy ezek száma az $M_{k+1}, M_{k+2}, \dots, M_{k+m}$ napos szakaszoknál rendre:

$$2M_{k+1}, 3M_{k+2}, \dots, (m+1)M_{k+m}.$$

Végeredményben az összes ilyen napok száma:

$$S = M_k + 2M_{k+1} + 3M_{k+2} + \dots + (m+1)M_{k+m}$$

A (3) összefüggést felhasználva némi számolás után nyerjük:

$$S = nqp^k(1 + p + p^2 + p^3 \dots)$$

Miután $p < 1$, a zárójelben levő mértani sor

határértéke $\frac{1}{1-p}$ ezért:

$$S = \frac{nqp^k}{1-p} = np^k$$

s végül a keresett valószínűség:

$$W_k = \frac{S}{n} = p^k \quad (4)$$

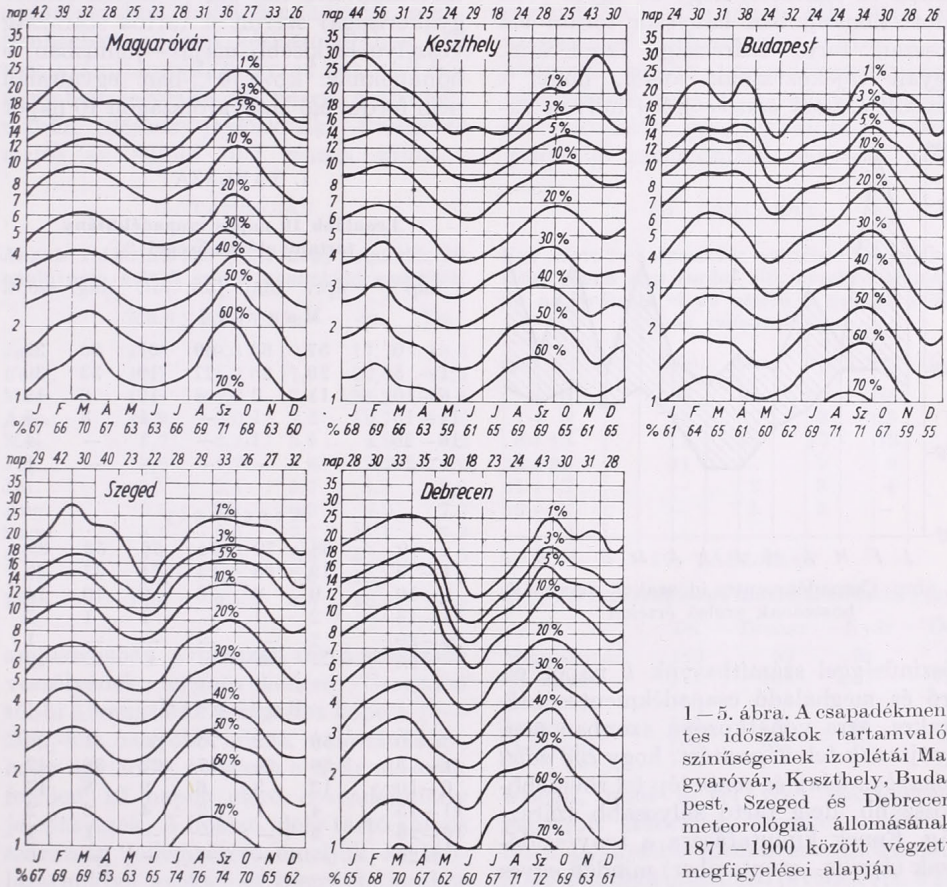
A (4) összefüggés szerint a W_k valószínűség adott k mellett csak p -től függ. Meteorológiai adatsoroknál, ahol egy adott érték sohasem tekinthető függetlennek az előzményektől, az egyes szakaszok hosszabbak mint függetlenség esetén lennének. Ha W'_k -val jelöljük az észlelt tartamvalószínűséget, akkor fennáll hogy:

$$W'_k/W_k > 1.$$

Az adatok gyors áttekintése céljából izopletákkal ábrázoltuk W'_k értékeinek évi változását vizsgált állomásainkról (1-5. ábra). A függőleges tengelyen k értékeit logaritmikus skálában tüntettük föl, a vízszintes tengely alatt p (csapadéknélküli nap valószínűsége) havi értékeit, az izopleta felső részén pedig az egyes hónapokban előfordult leghosszabb csapadék nélküli szakasz tartalmát láthatjuk. Az izopleta görbék W'_k százalékos értékeit tüntetik föl.

Az ábrák segítségével a közvetlenül leolvasható adatok mellett számos információt nyerhetünk a csapadékmentes szakaszokról. Meghatározható pl. bármely k és $k + i$ tartam közé eső szárazság valószínűsége (a $W'_k - W'_{k+i}$ érték),

elején és tél elején pedig csökken a hosszabb szárazságok valószínűsége. Debrecen adatai szerint a Tiszántúlon a tavasz eleji maximum a kifejezettebb, másutt inkább őszi elejére tolódik a tartósabb csapadékmentes időszakok hal-



1—5. ábra. A csapadékmentes időszakok tartamvalószínűségeinek izopletái Magyaróvár, Keszthely, Budapest, Szeged és Debrecen meteorológiai állomásának 1871—1900 között végzett megfigyelései alapján

a W'_k/W'_{k+i} hányados megadja annak valószínűségét, hogy egy k ideje tartó csapadéknélküli szakasz eléri a $k + i$ időtartamot s ez az érték bizonyos prognosztikai támpontot is jelenthet a szárazság tartamának előrejelzésénél.

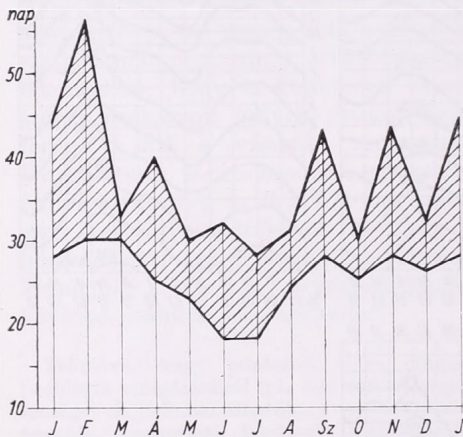
Az izopleták jól tükrözik a W'_k értékek p -től való függését, s az évi menet p -nek megfelelően jól kifejezett kettős hullámot mutat: tavasz elején és őszi elején növekszik, tavasz végén, nyár

mozódása. A hosszantartó száraz szakaszok vizsgált állomásaink mindegyikén május—júniusban a legritkábbak.

A csapadéknélküli szakaszok maximális hosszát a 6. ábrán tüntetjük föl, kiválasztva a vizsgált öt állomás havi szélsőségeiből a legkisebb és legnagyobb értékeket. A legtovább tartó szárazság, ellentétben a csapadékmentes napok valószínűségének évi menetével, január—februárban fordult elő (44 ill. 56 nap),

ezenkívül még szeptemberben és novemberben voltak olyan időszakok, amelyek 40 napot meghaladó száraz szakaszba estek. Harminc napot elérő csapadék nélküli időszak szeptembertől márciusig minden vizsgált állomáson előfordult.

Mezőgazdasági szempontból lényeges annak az ismerete, hogy az egyes évek adott hónapjaiban hányszor fordul elő hosszán tartó szárazság. Izopletáink ugyan tájékoztatnak afelől, hogy a vizsgált időszak összességében milyen va-



6. ábra. Csapadékmentes időszakok maximális hosszának szélső értékei

lósínúséggel számíthatunk k napot elérő és meghaladó csapadékmentes időszakra, arra vonatkozóan azonban nem nyújtanak felvilágosítást, hogy *egy adott hónapban hány év során lép fel rövidebb-hosszabb ideig tartó súlyosabb szárazság*. Ennek kimutatására a tenyészidőszak (április—szeptember) minden egyes hónapjára meghatároztuk állomásainkról azt, hogy évente hány olyan nap fordult elő, amely 10 napja vagy annál hosszabb ideje tartó csapadék nélküli szakaszba esett. A 10 napos határ kijelölését azzal indokoljuk, hogy a vegetációs időszakban ilyen hosszú ideje tartó csapadékhányi általában már a növényzet károsodását előidéző kiszáradáshoz vezet. Természetes, hogy pusztán csapadékatatok alapján ilyen határ kijelölése önkényes, hiszen az a többi meteorológiai elem (pl. harmatképződés)

mellett még a növényfaj és a fejlődési fázis függvénye is, úgy véljük azonban, hogy adataink az általános tájékozódás szempontjából ennek ellenére is több irányú érdeklődésre tarthatnak számot (I. táblázat).

Foglaljuk össze röviden táblázatunk tartalmát. Az első sor (0 esetek relatív gyakorisága) szerint a tartós szárazság veszélye legkisebb május—júniusban, e hónapoknak kb. 70%-ban egyáltalán nem fordul elő Magyarországon 10 napot

I. TÁBLÁZAT

Legalább 10 napos csapadékhányi tartamvalószínűségei %

nap	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.
Magyaróvár						
0	57	66	69	67	58	39
1—5	29	26	27	19	33	30
6—10	11	6	4	12	6	18
11—15	2	1	—	1	3	8
16—20	1	1	—	1	—	4
>20	—	—	—	—	—	1

Keszthely

0	68	70	71	66	52	39
1—5	19	23	23	24	37	39
6—10	9	6	6	9	10	14
11—15	2	1	—	1	1	7
16—20	2	—	—	—	—	1
>20	—	—	—	—	—	—

Budapest

0	56	72	75	65	51	36
1—5	26	24	17	22	38	42
6—10	13	3	6	9	8	17
11—15	4	1	2	4	2	2
16—20	1	—	—	—	1	1
>20	—	—	—	—	—	2

Szeged

0	57	67	69	46	39	31
1—5	29	22	24	33	38	35
6—10	9	9	7	13	11	20
11—15	3	2	—	7	7	12
16—20	2	—	—	1	4	2
>20	—	—	—	—	1	—

Debrecen

0	47	68	87	73	55	36
1—5	32	21	11	22	32	34
6—10	14	10	2	3	11	19
11—15	5	1	—	2	2	9
16—20	2	—	—	—	—	1
>20	—	—	—	—	—	1

elérő csapadékhiány. A tiszántúli kontinentális csapadékjárás kora nyári eső-maximuma jól visszatükröződik Debrecen adataiban, ahol júniusban 87%-os biztonsággal várható, hogy nem fordul elő 10 napos szárazság. A hosszabb szárazság fellépésének valószínűsége a tenyészévszakon belül legnagyobb szeptemberben: az évek kétharmadában kell arra számítanunk, hogy az ősz első hónapjában legalább 10 napos csapadék nélküli időszak jelentkezik. Említésre méltó az Alföld déli részén július—

II. TÁBLÁZAT

Annak valószínűsége (%), hogy legalább 30 napja nem volt 5 mm-t meghaladó esapadék

	Mó.	Ke.	Bp.	Sz.	De.
Jan.	11,8	18,3	10,9	17,7	18,5
Febr.	19,1	21,7	17,8	22,0	21,5
Márc.	17,8	19,6	17,4	25,3	20,9
Ápr.	14,9	9,0	7,6	16,7	16,7
Máj.	7,7	2,2	3,0	4,8	6,2
Jún.	3,9	2,7	1,6	2,7	4,0
Júl.	3,7	2,4	5,0	3,3	2,9
Aug.	2,5	2,1	10,3	4,9	7,0
Szept.	8,5	6,6	13,2	11,1	8,2
Okt.	5,6	6,2	10,6	10,3	8,6
Nov.	9,8	6,2	7,0	10,1	7,9
Dec.	14,0	9,4	6,6	10,3	10,3

augusztusban a hosszán tartó szárazság veszélyének megnövekedése; Szegeden többi állomásaink átlagához képest 15—20%-kal nagyobb annak valószínűsége, hogy egy adott év során a nyár második felében 10 napot elérő csapadékhiány jelentkezzen. A hosszú ideig tartó súlyos szárazság jellemzésére emeljük ki táblázatunkból azokat az eseteket, amikor egy hónap folyamán több mint 10 olyan nap fordult elő, amelyik eleget tett a fenti szárazsághatárnak (a hónap tartamának legalább egyharmadán súlyos csapadékhiány). Az országosan jelentkező szeptemberi maximum mellett figyelemre méltó Debrecen áprilisi nagyobb szárazsághajlama, s még határozottabban kidomborodik Szeged környékének július—augusztusi aszályos-sága.

Ezek után bemutatjuk az $R \leq 5,0$ mm szakaszok gyakoriságának néhány jellem-

ző értékét. A II. táblázatban föltüntetjük annak valószínűségét, hogy egy adott hónap valamely napját már *legalább 30 nap* választja el az utolsó 5 mm-t meghaladó 24 órás csapadéktól. A maximális valószínűség, ellentétben a csapadék nélküli hosszabb szakaszok valószínűségének évi menetével, tél végén ill. tavasz elején jelentkezik, amiben a téli hónapok kisebb csapadékmennyiségei tükröződnek vissza. A másodmaximum ősz első felére esik, ez azonban mezőgazdasági szempontból nagyobb jelen-

III. TÁBLÁZAT

Egy adott év szeptember—október hónapjában hány olyan nap fordul elő, amelyet legalább 30 nap választ el az utolsó 5 mm-es esőtől (%-os valószínűség)

nap	Mó.	Ke.	Bp.	Sz.	De.
0	57	63	50	46	45
1—5	9	7	8	13	19
6—15	13	16	17	18	18
16—30	11	—	9	9	6
31—45	—	2	3	4	1
46—61	—	2	3	—	1

IV. TÁBLÁZAT

$R \leq 5,0$ mm szakaszok maximális hossza (nap)

	Tél	Tavasz	Nyár	Ősz
Magyaróvár	129	99	62	70
Keszthely	118	108	65	125
Budapest	116	100	58	120
Szeged	106	161	55	79
Debrecen	120	134	70	79

tőségű, mint a tél végi számszerűen nagyobb szárazság, amelyet enyhít a télen gyakoribb kisebb csapadékhullás, a hótakaróból származó olvadékvíz, s az, hogy a téli időszakban a párolgási veszteség is csekély. Tájékozódásként közöljük a mezőgazdasági őszi talajmunkák időszakából szeptember—októberből annak valószínűségét, hogy 0, 1—5, 6—15, 16—30, 31—45, 46—61 napra számíthatunk, amelyet legalább 30 nap választ el az utolsó 5 mm-t meghaladó esőtől (III. táblázat).

Táblázatunk szerint a valamivel kedvezőbb adottságú dunántúli állomások kivételével szeptember—október folyamán minden második évben számolnunk

kell az 5 mm-t meghaladó csapadék 30 napnál hosszabb kimaradásával. Előfordultak olyan évek is, amikor a vizsgált kora őszi időszakban 30 napnál hosszabb időszak választotta el a két, legalább 5 mm-es esőt. Ennek valószínűsége Keszthelyen 4%, Budapesten 6%, Szegeden 4%, Debrecenben 2%. Szerencsére az ilyen mérvű őszi csapadékhiány már nem túl gyakori, adataink szerint azonban bekövetkezésével még számolni kell.

Végezetül évszakos összeállításban közöljük az 5 mm-t meghaladó napi csapadékok közötti időszakok maximális hosszát, hogy teljes éghajlati képet nyerjünk a mezőgazdaságilag jelentős csapadék kimaradásának extrém eseteiről. A *IV. táblázat* adatai oly módon értelmezendők, hogy az ott föltüntetett maximális hosszú $R \leq 5$ mm szakasz utolsó

napja az adott évszakba esett. A vizsgált állomások mindegyikén előfordult az 5 mm-t meghaladó 24 órás csapadék 120 napig tartó kimaradása, sőt Szegeden egy alkalommal több mint 5 hónapig nem mértek 5 mm-nél nagyobb csapadékot. (Táblázatunkkal kapcsolatban megjegyezzük még, hogy az emlékeztetés 1961. évi őszi szárazság hossza Szegeden és Debrecenben meghaladta az ott föltüntetett értéket; tartama az előbbi helyen 82, az utóbbin 84 nap volt.)

(*Kézirat beérkezett: 1962. okt. 18-án*)

IRODALOM

[1] Magyarország éghajlati atlasza (Szerk.: *Kakas J.*) 46. 3–4 térképek. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1960. — [2] *Kéri M.*: Szárazsági számok Magyarországról. Időjárás, 1941. évf., 93. o. — [3] *Pécze Gy.*: Tartamvalószínűsések vizsgálata. Időjárás, 1957. évf., 245. o.

Adámy László:

A konvektív áramlások szerkezete

Structure of Convective Currents (Summary). Laboratory methods for the investigation of the structural properties in convectional flow are described. Slow (cellular) convective currents well as the cases of penetrative convection that were experimentally investigated by R. S. Scorer, P. H. Ludlam and B. Woodward, are dealt with. A discussion of the elementary unit in penetrative convection, namely the bubble pattern, follows, as this phenomenon is to be considered as the final form of convective activity in the atmosphere. Finally, a short account of theoretical work on the problem of entrainment is given.

*

A konvekció kifejezés egy mozgásforma megjelölésére szolgál. Ez a mozgás a folyadékok és gázok valamely tulajdonságának — általában hőmenyiségének átvitelét eredményezi. A konvekciónak azt a fajtáját, amikor a mozgást külső erő, külső hatás irányítja, kényszerkonvekciónak nevezzük. A konvekció másik formája a szabad konvekció, ez magában a folyadékban alakul ki, olyan erők hatására, amelyek nem kap-

csolatosak a határoló felületekkel. A szabad konvekciót gyakran termikus konvekciónak is hívják, bár a mozgást közvetlenül előállító tényező inkább a labilitási energia, mint a hő.

Már évezredek óta ismeretes, hogy a folyadékokba merülő szilárd testekre milyen erők hatnak. Azonban csak a legújabb időkben végeztek részletes kutatásokat arra vonatkozóan, hogy milyen mozgás keletkezik, ha az alámerülő test maga is folyékony közeg.

Ha a folyadékba alámerülő folyékony közeg sűrűsége eltér a környezetének sűrűségétől, a hidrosztatikus erők hatására mozgások indulnak meg. Többféle módszerrel tanulmányozhatjuk az ily módon meginduló mozgás jellegét. Ha nincs mozgás, a folyadék belsejében a nyomás minden egyes pontban csak a folyadékoszlop magasságától és a fajsúlyától függ. Ez a hidrosztatikus nyomás. Vizsgáljuk azt az esetet, amikor a folyadékban egy adott tartományban egy olyan közeget helyezünk el, amely-

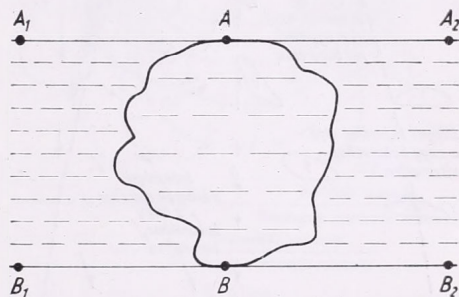
nek sűrűsége a folyadék sűrűségétől eltér (1. ábra). Húzzuk meg a tartomány alsó és felső határánál a folyadék felszínével párhuzamos érintőket. Ezen vonalak mentén a hidrosztatikus nyomás értéke azonos. A B pont felett levő folyadékoszlop súlya azonban a feltételezés szerint kisebb, mint a B pontban uralkodó hidrosztatikus nyomás. Ezért az A és B pont között elhelyezkedő folyadéktömeg mozgásnak indul felfelé, s helyét a B_1 és B_2 pont környezetéből odaáramló folyadékelemek foglalják el. (Lásd Scorer [1].)

A fenti gondolatmenet számos önkényességet tartalmaz. Feltételeztük ugyanis, hogy a folyadék nyugalomban van, és mégis nagy instabilitással rendelkezik. A gyakorlatban nehéz ilyen elképzelni, mivel mielőtt nagymértékben eltérnének az egyensúlyi helyzettől, mozgás indul meg. Ha a folyadék egyes részei mozgásba jöttek, gyorsulásoknak kellett fellépniük, ennek következtében nem lehet könnyen megállapítani, hogy milyen erők hatnak egyes folyadékrészekre, mivel a hidrosztatikus erők mellett a tehetetlenségi erők is szerepet játszanak.

Kíváncsi tehát a folyadékmovás tanulmányozása, amennyire csak lehetséges, a nyomásra való hivatkozás nélkül. Az egyik ilyen mód az energiaátalakulások figyelembe vétele. Ismeretes, ha egy mechanikai rendszer úgy tud mozogni, hogy a mozgás következtében a potenciális energiája csökken, és átalakul a mozgás során hővé, akkor ez a mozgás végbe is megy. Ha a környezeténél kisebb sűrűségű folyadék emelkedik, a környező sűrűbb folyadék süllyedő mozgást végez, ennélfogva az egész rendszer súlypontja alacsonyabbra kerül. Ilyenformán gravitációs potenciális energia szabadul fel, ha a környezeténél kisebb sűrűségű folyadék emelkedik és alakul át mozgási energiává. A bennünket érdeklő kérdés az, hogy a mozgási energia hogyan oszlik meg a folyadékon belül, milyen lesz a sebességi mezőnk alakja. Dolgozatunkban ismertetjük az

így kialakuló konvektív mozgások vizsgálatában elért eredményeket.

A konvekcióknak két, egymástól igen eltérő mozgásformája van. Az elsőt lassú konvekciónak nevezték el. A lassú konvekcióban a gravitációs potenciális energia közvetlenül alakul át hővé, és a tehetetlenségi erők elhanyagolható nagyságrendűek. A konvektív mozgások másik csoportját az jellemzi, hogy az összes felszabaduló gravitációs energia egy jól meghatározható nagyságú folyadéktömeg mozgására fordítódik, s a folyadékmozgásnak ez a jellege hosszabb időn keresztül fennmarad. Ezek a folyadékrészek szállítják a hőmennyiséget, és



1. ábra

méretük a folyadék teljes méreténél jóval kisebb. A konvekciónak ezt a fajtáját Scorer és Ludlam [2] Sir Napier Shaw nyomán áthaladásos (penetratív) konvekciónak nevezte el.

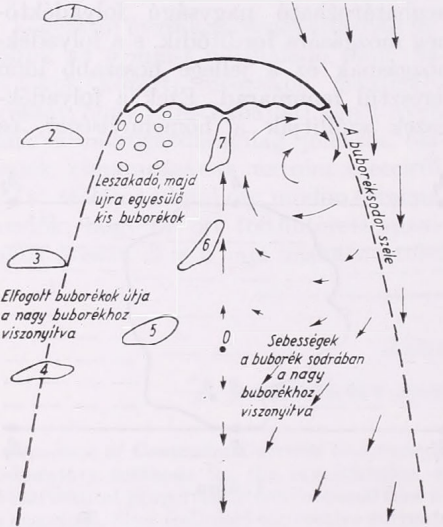
A lassú konvekcióban a folyadék egész tömege részt vesz, s egy igen jellegzetes cellás szerkezetű áramlás alakul ki (Bénard-féle cellák). A cellák alakja független a fizikai mennyiségek tényleges értékeitől, valamint a folyadék minőségétől. Hogy egy ilyen mozgás létrejöhesse és fennmaradjon, a következő feltételek teljesülése szükséges:

A mozgás olyan kis sebességgel menjen végbe, hogy a tehetetlenségi erők elhanyagolhatók legyenek (az R_e Reynolds-szám értéke legyen megfelelően kicsiny);

Legyenek kicsinyek a hőmérsékleti és sűrűségi különbségek, az abszolút értékeiknek csak törtrészei;

Az alsó felületen felvett és a felső felületen leadott hő mennyisége legyen azonos (a közeg ne melegedjék).

Abban a pillanatban, amikor a feltételek valamelyike nem teljesül, a mozgás kaotikussá válik, és elveszti stacionárius jellegét. A meleg folyadék buborékok formájában emelkedik felfelé, ez a buborék a felső felületre érve szétterül, és a környezetét süllyedni kényszeríti.



2. ábra

A cellás szerkezetű konvekció tanulmányozására a következő kísérlet alkalmas: két fémlap közé helyezünk folyadékot, és az alsó fémlapot lassan és egyenletesen melegítjük. Ha a melegítés eléggé lassú és egyenletes, a kezdeti szakaszban a hő szállítása a melegebb felszínről a hidegebb felé molekuláris hővezetéssel történik. Ez a hőszállítási folyamat azonban lassú, és csak igen kevés hőmennyiség átvitelére alkalmas. Ha ennél több érkezik az alsó felszínre, az alsó lappal érintkező folyadékrétegek egyre melegebbek lesznek (sűrűségük egyre csökken). Egy meghatározott kritikus érték elérése után egy olyan folyamat indul meg, amely gyorsabban képes a hőt szállítani, mint a molekuláris hővezetés. Ennek során a folyadék egésze mozgásba jön: egyes részeken felemel-

kedik, más részeken a hidegebb felszínről süllyedés indul meg, és így alakul ki a cellás konvekció tipikus képe.

A természetben a hő gyakran olyan gyorsan érkezik a folyadék alsó felszínéhez, hogy a lassú, cellás konvekció nem képes ezt megfelelő gyorsan elszállítani. Ennek következtében az egyensúlyi helyzet felbomlik. Ez az eset a légkörben általánosan előfordul. A kialakuló áramlás az jellemzi, hogy a hőmennyiség szállítására meghatározott térfogatú folyadékelemek, a légkörben kisebb és nagyobb légtestek szolgálnak, amelyek a hőforrástól, illetőleg a talajfelszínről emelkednek fel. A hőszállítás elemi egységei ezek, Scorer és Ludlam [2] szerint az áthaladásos (penetratív) konvekció protonjai. A következőkben az áthaladásos konvekció protonjának, a termikus buboréknak fizikai sajátosságaival fogunk foglalkozni.

A környezetüktől eltérő sűrűségű buborékok mozgásának vizsgálata már igen egyszerű kísérleti eszközökkel végrehajtható. Ha például levegőbuborékokat engedünk vízrétegen keresztül, a mozgás jellegét és a buborék alakját fényképfelvételek segítségével jól tanulmányozhatjuk (Scorer [1]).

A levegőbuborék felső része gömb alakot vesz fel. A buborék alsó része horizontális és igen egyenletes. Amint a buborék emelkedik, a buborék nyomában bekövetkező gyorsulások hatására a környező folyadékból folyadékelemek áramlanak a buborék mögé, és itt örvénylő, turbulens mozgás jön létre. Ez a térrész a buborék sodra.

A levegő egy esernyő alakú sapkában gyűlik össze, ennek kerületi része igen gyorsan változtatja az alakját. Néha kis buborékok szakadnak le a kerületről, de ez ritka eset. A nagyobb buborékok alakját nem befolyásolja jelentékeny mértékben a felületi feszültség: erre utal az ellapult alak és az igen zavart alap. Ez a gömbhéj alakú sapka az emelkedés során meglehetősen stabilis alakzatnak mutatkozik.

Ha egy buborék kapcsolatba kerül egy nagyobb buborék sodrával, fokozatosan emelkedhet a nagyobb buborék sodrán keresztül egészen addig, amíg vele nem egyesül (2. ábra).

A következő kísérletek során — hogy közelebb kerüljenek a légköri feltételekhez — nem levegőbuborékokat engedtek folyadékon keresztül, hanem vizsgálták a folyadékrészek mozgását sűrűségüktől eltérő sűrűségű közegben. Egy ilyen kísérletsorozatot és annak eredményeit megismerhetjük B. Woodward [3] dolgozatából. A kísérletek során fehér vegyi csapadékkal (bárium-szulfát) láthatóvá tették egy vékonyfalú, félgömb alakú pohárba öntött sóoldatot. A poharat egy víztartály felső széléhez helyezték, majd a pohár gyors felfordításával lehetővé tették, hogy a sóoldat a kezdeti helyzetéből lefelé süllyedjen a vízen keresztül. Kezdetben a folyadék gyorsult, majd miután az átmérőjénél 1,5-szer nagyobb távolságot megtett, lassulni kezdett. A kísérleti eszközt oldalról megvilágították és filmfelvételeket készítettek a folyadék mozgásáról. Egyes kísérletekben apró, kis süllyedési végsebességű üvegyöngyöket helyeztek a folyadékba, amelyek megkönnyítették az egyes folyadékelemek elmozdulásának meghatározását. A sorozatosan végzett felvételekről a buborék-elemnek és környezetének mozgását kielégítő pontossággal meg lehetett kapni.

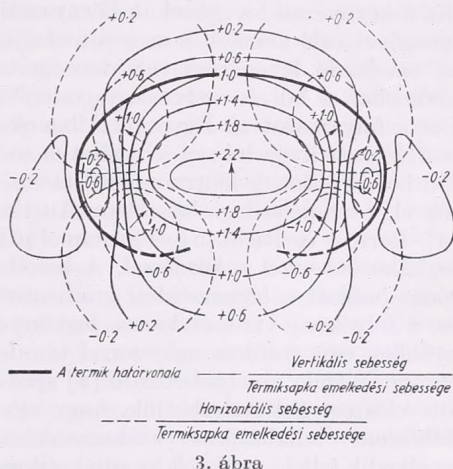
Miután a kísérletnek az volt a célja, hogy a légköri mozgásokkal analóg jelenséget írjon le, a vertikális koordinátát megfordították, és a folyamatot úgy tekintették, mint könnyebb folyadék felfelé irányuló mozgását, sűrűbb környezetben. Az „emelkedő”, „könnyebb” folyadékrészt a légköri folyamatokkal történő összehasonlítás céljából termiknek nevezték el.

A kísérletek tanulságai a következőkben összegezhetők:

A folyadékelemek mozgása sűrűségük-től eltérő sűrűségű környezetben egy örvénylő gyűrűhöz hasonlít. 3. ábrán-

kon feltüntetjük a termik egyenlő vertikális és radiális sebességgel rendelkező vonalait.

A vertikális sebesség a termik közép-pontjában mintegy 2,2-szerese annak a sebességnek, amellyel a termik első része emelkedik. A radiális sebességek vizsgálata azt mutatja, hogy a termik felső részénél szétáramlás, az alsó részénél összeáramlás van. A termik jelenté-



keny mértékű mozgást idéz elő a környezetében is. A folyadék a termik felett felfelé és oldalra lökődik, a termik szélé mentén leáramlik, s az alsó részen a középvonal felé tart. Amint a termik emelkedik, a környezettel állandóan keveredik, és ennek következtében az átmérője egyre növekszik. A kísérletekben ez a növekedés egy olyan kúp mentén történt, melynek fél nyílásszöge mintegy 15 fok volt.

A termik alsó határának megállapítása a környezettel való keveredés miatt nem könnyű. A 3. ábrán a megközelítő helyzetet egy vastagabb vonal jelzi. A laboratóriumi kísérletekben gyakran előfordult, hogy a termik kiüregesedett az alsó része felől tekintve.

A termikus feláramlások fentebb vázolt buborék modelljének helyes voltát jelentékeny mértékben alátámasztják a vitórlázórepülők több évtizedes tapasztalatai. Ez a modell a konvektív elemek

végző formájának tekinthető a légkörben, eltekintve a kibocsátás formájától, vagy a konvektív elem alakjától az alsó szintekben, illetőleg a feloszlás és teljes elkeveredés folyamatától.

Az áthaladásos (penetratív) konvekció elemi részeinek vizsgálata fényt derített arra a folyamatra, amelynek során az emelkedő konvektív elem a környezettel való kölcsönkapcsolata révén keveredik a környezeti levegővel. A környezeti levegővel való keveredés megváltoztatja az emelkedő levegőrész tulajdonságait, elsősorban a hő- és nedvességtartalmát. Ezt a folyamatot az Egyesült Államokban végzett ilyen irányú vizsgálatok során besodródásnak (entrainment) nevezték el, és elméletileg elsősorban Austin [4], Barrett és Riehl [5] és Stommel [6] foglalkozott ezzel a kérdéssel. A besodródás hatását a hőmérsékleti gradiensre és a folyékony-víz tartalomra legkönnyebben egy grafikus módszerrel tanulmányozhatjuk, amelyet Austin [4] ajánlott először. Feltételezhetjük, hogy egy felhőelem adiabatikus szakaszonként emelkedik felfelé, ezeknek az adiabatikus szakaszoknak a végén egy meghatározott mennyiségű környezeti levegő sodródik be a felhőbe, és keveredik a felhő levegőjével. Feltételezzük, hogy ez a keveredés konstans nyomáson megy végbe. A keveredés alkalmával a felhő folyékony-víz tartalmának egy része elpárolog és telítetté teszi a környezeti levegőt. A besodródás hatására a következő változások mennek végbe: csökken az emelkedő levegő hőmérséklet-többlete a környezethez képest, csökken a felhő folyékony-víz tartalma, megnövekszik a felhő térfogata, és a hőmérsékleti gradiens a felhő belsejében meredekebb lesz, mint a nedvesadiabatikus hőmérsékleti gradiens, s csak kis mértékben fog különbözni a környezet hőmérsékleti gradiensétől.

A besodródás elméletére vonatkozó újabb kutatások közül meg kell említenünk Haltner [7] munkáját, aki igen részletes számításokat végzett a bekövetkező állapotváltozásokra. Az alapvető

fizikai elvekkel összhangban Haltner arra az eredményre jutott, hogy a felhő magassága, tömege, víztartalma, vertikális sebessége és a hőmérséklettöbblete növekszik

a kezdeti hőmérséklet emelésével;

a környezeti viszonylagos nedvesség növekedésével;

a környezeti hőmérsékleti gradiens növekedésével;

és a diffúziós együttható feltételezett értékének csökkenésével.

Haltner az egyenletei segítségével tényleges időjárás helyzetére is végzett megközelítő számításokat, és azt találta, hogy egy $k = 1/1000 \text{ sec}^{-1}$ nagyságú diffúziós együttható felhasználása esetében a felhőmagasságra, a vertikális sebességre és a környezet feletti hőmérséklettöbbletre helyes nagyságrendű értékek kaphatók. Mivel a konvektív felhők fejlődése nem stacionárius feladat, az elmélet jó megközelítést ebben a formájában csak a feláramlási szakaszban ad. A tényleges légköri viszonyok között egy konvektív elemre nem is lehet pontos számításokat végezni, mivel a konvektív elemek egymással kölcsönkapcsolatban vannak, és az egyes konvektív elemek fejlődése a környezeti feltételeket lényeges mértékben módosíthatja a következő elem számára. A besodródási elmélet tanulmányozása azonban elengedhetetlenül fontos, ha a konvektív jelenségekkel részletesebben kívánunk foglalkozni.

(Kézirat beérkezett: 1962. ápr. 1.)

IRODALOM: [1] Scorer, R. S.: Natural Aerodynamics. 1958. — [2] Scorer, R. S. és Lüdlam, P. H.: Bubble Theory of Penetrative Convection. Quart. J. R. Met. Soc. Vol. 79. 1953. 94. o. — [3] Woodward, B.: The Motion in and Around Isolated Thermals. Quart. J. R. Met. Soc. Vol. 85. 1959. 144. o. — [4] Austin, J. M.: Cumulus Convection and Entrainment. Compendium of Meteorology. 1951. 694. o. — [5] Barrett, E. W., Riehl, H.: Experimental Verification of Entrainment of Air into Cumulus. J. Meteor. 1948. 5. 304. o. — [6] Stommel, H.: Entrainment of Air into a Cumulus Cloud. J. Meteor. 1947. 4. 91. o. — [7] Haltner, G. J.: On the Theory of Convective Currents. Tellus, Vol. 11. No. 1. 1959. 4. o.

A talajhőáramlás hatása a talajközeli légrétegek lehűlésére

The effect of soil heat streaming on the cooling of the near-ground layers (Summary). Thermal conductivity and specific heat depend mainly on the sort and structure of the soil, but in one and the same soil they may vary in the time, too. Heat parameters of the soil can vary considerably even within a small area, therefore significant differences may occur in the minimum temperatures in the near-ground layers. The rate of cooling of the layers mentioned depends also on the soil moisture. Thermal conductivity and specific heat in wet soil are greater than in dry soil. Consequently, differences arise in heat streaming and hence in the night minimum temperatures in the near-ground layers. Vertical temperature profile over dry soil is also different from that over wet soil due to the good thermal conductivity of the wet soil and the good temperature conductivity of the air. Minimum temperatures measured by thermometers situated in Stevenson-screen and immediately above the ground also show that cooling over wet ground is more moderate.

✱

A talajhőmérsékletet kialakító fizikai, földrajzi, biológiai és meteorológiai stb. tényezők közül a fizikai tényező kis területen és rövid időn belül is gyorsan változhat. Ez a gyors változás nemcsak az egyes talajfajták hőgazdálkodási tulajdonságait változtatja meg, hanem ugyanazon talajnál viszonylag kis területen belül is hőmérsékletkülönbségeket okoz.

A talajban egyedül hatásos tényleges vagy molekuláris hővezetés nem állandó érték, hanem a talajfajtaól és talajszerkezettől függ, és ugyanazon talajnál az idő függvénye is lehet. A talaj hőenergiáját, a hőenergia nagyságát és a hőterjedés sebességét elsősorban a fizikai tényező (hővezetőképesség és fajhő) határozza meg, amely viszont nagyrészt a talajfajta és talajszerkezet függvénye. A hővezetőképességen és fajhőn kívül a felszín elnyelőképessége is számításba jön, mint a hőgazdálkodást befolyásoló tényező.

A hőterjedés sebességét a talajban a hővezetőképesség határozza meg, amely-

nek mértékegysége az a kalóriában kifejezett hőmennyiség, amely a talaj 1 cm^2 -es keresztmetszetén 1 sec alatt áthalad, ha a hőmérsékletkülönbség a keresztmetszetre mérőlegesen 1 fok/cm. A talaj fajhője az egységnyi hőfokemelkedéshez szükséges hőmennyiségről tájékoztat bennünket, s minél nagyobb a fajhő, ugyanazon hőmennyiség a talajt annál kevésbé melegíti fel. A hővezetőképesség, valamint a fajhő és talajsűrűség szorzatának hányadosa a hőmérsékletvezetőképesség, amely a talajban áramló hő melegítőhatását határozza meg. Ez gyakorlatilag azt fejezi ki, hogy hány cm vastag talajréteg hőmérsékletét emeli 1 sec alatt 1 fokkal a rajta áthaladó hőmennyiség, ha a talajban a hőmérsékleti gradiens 1 fok/cm. Mivel a talajban végbemenő hőmérsékleti hatások és folyamatok a hőmérsékletvezetőképességgel jobban kifejezhetők, mint a hővezetőképességgel, alkalmazásuk egyre gyakoribb [1].

A fizikai tényezők nemcsak a talaj hőgazdálkodásának irányítói, hanem fontos szerepet játszanak a talajközeli légrétegek lehűlésében is. Amennyire a fizikai tényezők helyről helyre és időről időre változnak, ennek következtében ugyanúgy a talajközeli lehűlés is kis területen belül különböző lehet. A rossz hővezető talaj felett a hőmérséklet szélsőséges; a nappali erős fölmelegedést éjszaka erős lehűlés váltja föl. A talajfelszín erős lehűlését rossz hővezető talajnál elősegíti, hogy a talajból a hűtánpótlás csak lassan megy végbe. Az erősen lehűlő talajfelszín főleg vezetéssel lehűti a fölötte levő vékony légréteget (határréteg is). A hővezetésen túl a lehűlésnél hatásos még a gyenge kicserélődés és a légrétegek saját kisugárzása is. A kicserélődési együttható növekedésével a talaj befolyása egyre kisebb lesz [1], és erősebb szél esetén a különbségek teljesen meg is szűnhetnek. Ugyancsak gátolja a talaj okozta léghőmérséklet-

különbségek kialakulását a visszasugárzó, illetve effektív kisugárzást gátló felhőzet is.

A viszonylag kis területen belül kialakuló talajközeli hőmérsékletkülönbségeknek legtöbb esetben talajtani okai vannak. A különbségek nagyságára nézve jó tájékoztató adatokkal szolgál a martonvásári Mezőgazdasági Kutató Intézet területén 1955. év tavaszán és őszén végzett vizsgálatok [2]. A 10-10 tavaszi, illetve őszi napon 10 különböző helyre kihelyezett radiációs hőmérők azt mutatták, hogy a mintegy 100 ha területen az egyes mérési helyek között 4–5 fokos különbségek is felléphetnek. Főleg tavasszal nagyok a területi különbségek; több esetben az 5 fokot is meghaladta s egy esetben a 6 fokot is elérte.

A rossz hővezető talaj miatt bekövetkező erősebb talajközeli lehűlés kimutatható még ennél kisebb területen belül is. Az ugyancsak Martonvásárott végzett talajtakarási kísérleteknél [3] mindössze 16 m²-es egymás mellett fekvő különböző szerves és szervetlen anyaggal takart parcellákon végeztünk talajközeli hőmérséklet-vizsgálatokat. Bár a mérések paprikaállományban történtek, amely a kisugárzást csökkenti, mégis pl. a pelyvával takart talaj felett 5 cm magasságban átlagosan 2 fokkal alacsonyabb volt a hőmérséklet, mint a takaratlan (kontroll) parcella felett. Ennek az a magyarázata, hogy a 4–5 cm vastag pelyvatakaró felszíne erősen kisugároz, de hőt alulról csak keveset kap, mivel a pelyva igen jó hőszigetelő. Ennél a kísérletnél lényegében a hővezetőképesség mesterséges megváltoztatásáról van szó, amely *Geiger* [4] vizsgálatai szerint is megváltoztatja a talajközeli mikroklímát. Ugyancsak a hővezetőképesség megváltozását okozzák a különböző talajművelési módszerek is [5].

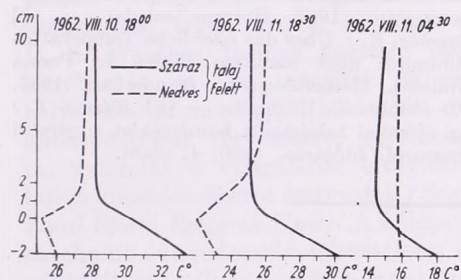
Fontos szerep jut a talajközeli légrétegek lehűlésénél a talaj nedvességtartalmának is [6]. A nedves talaj — mivel a talajban levő levegőüregek vízzel vagy vízgőzzel telítődnek — jó hő-

vezető, benne a hővezetés értéke nagyságrenddel nagyobb, mint a száraz talajé (nedves homok: 0,004, száraz homok: 0,0004). A fajhő szintén megváltozik a nedves talajban, de a száraz talaj fajhőjéhez képest nagyságrenddel nem lesz nagyobb (nedves homok: 0,4, száraz homok: 0,3).

E két fizikai tényező, mármint a hővezetőképesség és fajhő összehatásaként jön létre a nedves talaj fölötti légrétegek hőmérsékletének megváltozása. Befolyásolhatja e két tényezőtől kívül a hőmérsékletet a nedves talaj fölötti páradúsabb légrétegek csökkentett effektív kisugárzása is. A nedves talajnak a talajközeli légrétegekre gyakorolt hatását kísérleti úton állapítottuk meg.

Kecskeméten, az Agrometeorológiai Observatóriumban 1962. augusztus 10-én 1 m² területű homoktalajt 40 mm csapadéknak megfelelő mennyiségű vízzel locsoltunk be, hosszú száraz időszak után. Az így nedvesített és a közvetlen mellette levő száraz terület felett 0 (1 mm), 1, 2, 5 és 10 cm magasságban, valamint a talajban 2 cm mélységben termisztorhőmérőket helyeztünk el s mértük az éjszakai lehűlést. A vizsgálatot szélesened, derült éjszakán végeztük. A talaj belocsolását követő 1 óra múlva, naplemente után, a száraz és nedves talaj fölötti hőmérsékletek már lényegesen eltértek egymástól, s különböző volt a hőmérsékleti eloszlás is (1. ábra, VIII. 10. 18,00). A nedves talaj és talajfelszín a nagyobb fajhő és a víz hűtőhatása miatt jóval alacsonyabb hőmérsékletű, s fölötté a vizsgált magasságokban a levegő is hűvösebb, mint a száraz talaj esetében. Ez a különbség a 2 cm-es talajmélységben 7,5 fok, a talajfelszínen 5,3 fok, a levegőben pedig 2,0 és 0,5 fok között változik. A nedves talaj feletti hőmérsékleteloszlás megfelel a szabályos kisugárzási típusnak; talajfelszín a leghidegebb, ettől fölfelé és lefelé a hőmérséklet emelkedik. A száraz talaj fölötti eloszlás nem egyezik meg a nedves talaj fölötti kisugárzási típusal, hanem az a derült, szélesened

éjszakákra jellemző, felszín feletti hőmérsékleti minimummal rendelkező *sugárzási típust* követi [7, 8]. Időben az eloszlási görbék formája nem változik, de a léghőmérsékleti különbségek 23 órára már megszűnnek s mindössze a talaj felett 1 cm magasságban észleltünk néhány tized fok, valamint a talaj felszínén és 2 cm mélységben 2—3 fok eltérést. Másnap, az előző napival majdnem megegyező időben, ugyanezen két területen végzett mérések szerint az eloszlási görbék formája nem változott (újabb nedvesítést nem végeztünk). A ta-



Függőleges hőmérsékleti eloszlás száraz és nedves talaj fölött

laj és talajfelszín a nedves területen hidegebb, de a levegő a 2 cm-es magasság felett már melegebb, mint a száraz területen (1. ábra, VIII. 11. 18,30). Napkelte előtti időpontig már a hőmérsékleti görbe formája is teljesen megváltozik, s a nedves talaj felett közel izotermia jön létre (1. ábra, VIII. 11. 4,30).

A nedves talaj feletti hőmérsékletek és a hőmérsékleteloszlás időbeli megváltozása a talaj mesterségesen megváltoztatott hővezetőképességével illetve a fajhőt is figyelembe véve, a hőmérsékletvezetőképességével magyarázható. A jó hővezető nedves talajról történő erős hőáramlás a víz hűtőhatását és a megnagyobbodott fajhő okozta gyengébb melegedést igyekszik kiegyenlíteni, ami a reggeli órákra sikerrel is jár. Ugyanekkor a kis térfogatkapacitású, tehát jó hőmérsékletvezetőképességű levegő [4] a nedves talajból történő erőteljesebb hőáramlás következtében napnyugta után

néhány órával már magasabb hőmérsékletű, mint a környező, száraz talaj feletti levegő. Azon tény, hogy a nedves talaj hűvösebb, a fölötte levő levegő pedig melegebb, mint a száraz talaj illetve a talajközeli légrétegek, a nedves és száraz talaj hőmérsékletvezető képességében levő különbségnek köszönhető. Ezt a feltevést megerősítik a két terület talajhőmérsékletének és léghőmérsékletének időbeli változásában mutatkozó különbségek. A száraz talaj hőmérséklete 2 cm mélységben napnyugtától napkeltéig több mint 12 fokot, a levegő hőmérséklete 2 cm magasságban 10 fokot csökkent, a nedves talaj viszont ugyanezen időszakban mindössze 7 fokkal, a levegő pedig közel 9 fokkal hűlt le.

A nedves talaj hőmérsékletmódosító hatásával természetes körülmények között is találkozunk. Ha esapadékos időszak előtti és utáni száraz, illetve nedves talaj hőmérséklet módosító hatását vizsgáljuk, a kísérletben leírtakhoz hasonló jelenségeket tapasztalunk. Ennek bizonyítására az 1958—1962-ig terjedő 5 év nyári féléveiből megvizsgáltuk a derült és szélcsendes éjszakák talajmenti és hőmérőházban mért hőmérsékleti minimum értékeit, hosszabb ideig tartó száraz időszak alatt, továbbá ugyancsak derült és szélcsendes éjszakákon esapadékos időszak után. Ezzel lényegében összehasonlítottuk azonos időjárási helyzetekben (derült, szélcsendes) a száraz és nedves talajnak a talajközeli légrétegekre gyakorolt hőmérséklet módosító hatását. Az eredményeket, vagyis a száraz és nedves talajú éjszakákon mért hőmérőházi (H) és talajmenti (R) minimumértékek s a közöttük mutatkozó különbségek (Δ) ötévi átlagait is, a nyári félév hónapjairól táblázatunk mutatja be:

	H	R	Δ	H	R	Δ
Ápr.	8,3°	2,9°	5,4°	4,5°	2,5°	2,0°
Máj.	9,2	6,5	2,7	9,3	7,8	1,5
Jún.	14,3	11,5	2,8	12,9	11,3	1,6
Júl.	15,2	12,4	2,8	14,3	13,1	1,2
Aug.	16,5	14,0	2,5	13,8	12,8	1,0
Szept.	9,5	6,3	3,2	6,5	4,8	1,7

Az adatokból kitűnik, hogy azokon az éjszakákon, amikor a talaj nedves volt, a hőmérőházban és a talajmentén mért minimumértékek különbségei lényegesen kisebbek (még átlagértékben is), mint száraz talaj esetében. Ez tulajdonképpen azt is jelenti, hogy száraz talaj fölött az inverzió lényegesen erősebb, mint nedves talaj fölött; vagyis a jobb hővezető nedves talajból történő erős hőáramlás meggátolja a talajfelszínnel érintkező néhány cm vastag levegőréteg erősebb lehűlését.

Feltűnő még, hogy áprilisban és szeptemberben, amikor a talaj hőtartaléka még vagy már kisebb, a hőmérőházi és radiációs hőmérők közötti különbség mind a száraz, mind pedig a nedves talaj esetén nagy.

(Kézirat beérkezett: 1962. okt. 11-én.)

[1] *Grasnick, K.*: Der Einfluss der Bodenart auf die nächtliche Temperaturänderung in der bodennahen Luftschicht. Zeitschrift für Meteorologie. Berlin, 1961. 15. kötet, 1—6. füzet. — [2] *Kozma F.*: A harmatpont és a helyi fagyelőrejelzések. Időjárás, 1956. 3. szám. — [3] *Kozma F.*: Talajtakarási kísérletek. Beszámoló az 1958-ban végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos Kiadványai XXII. kötet, Budapest, 1959. — [4] *Geiger, R.*: Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4. kiadás, Braunschweig, 1961., 32—33. old. — [5] *Varga H. Z.*: Különböző művelésű talajok hő- és vízgazdálkodása. Beszámoló az 1956/1957-ben végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos Kiadványai XXI. kötet, Budapest, 1960. — [6] *Berljand—Kraszikov*: Borba sz zamorozkami i ih predszkazanie. Leningrád, 1953. Hidrometeoizdat. — [7] *Raschke, K.*: Über das nächtliche Temperaturminimum über nacktem Boden in Poona (Indien). Meteorologische Rundschau. 1957. 10. évfolyam, 1. füzet. — [8] *Kozma F.*: Az éjszakai talajmenti hőmérséklet sugárzási típusáról. Időjárás, 1960. 4. szám.

Bodolainé Jakus Emma—Götz Gusztáv:

A mezoszintoptikus képződményekről

On the mesosynoptic objects (Summary). The present paper gives a survey on the recently developed branch of the synoptic meteorology: the mesosynoptics. After the most significant American studies the mesosynoptic phenomena investigated so far (squall line, pressure jump line, mesocyclone) are described.

×

A dinamikus és szinoptikus meteorológiában bizonyítást nyert az a tény, hogy a légköri mozgásformák jellegzetes térbeli és időbeli dimenziójúak. A mozgások összessége azonban — amint azt a statisztikus turbulencia elméletből tudjuk — mind a térbeli, mind pedig az időbeli nagyságrendi skálán spektrális eloszlást mutat. A spektrális eloszlás karakterisztikus helyei meghatározott légköri képződményeknek felelnek meg.

A makroméretű mozgások csoportjába tartoznak azok, amelyeknek karakterisztikus hossza 1000—5000 km, karakterisztikus ideje pedig 2—6 nap, tehát

a nagy légköri örvények és planetáris hullámok. Szinoptikus tapasztalat bizonyítja a regionális méretű mozgások létezését — karakterisztikus hosszuk 100—500 km, karakterisztikus idejük 1—1,5 nap —, amelyek többnyire valamely meghatározott földrajzi helyhez kötött szinoptikus képződmények, mint pl. az orografikus ciklonok, bizonyos másodlagos frontok a ciklonok hátoldali konvergencia vonalai stb. A második világháború utáni években az Egyesült Államokban a zivataros jelenségek részletes megismerése, valamint a felhőfizikai kutatások céljára külön állomáshálózatokat hoztak létre. Segítségükkel sikerült leírni a mikroméretű meteorológiai mozgásokat. Karakterisztikus hosszuk 0,1—10 km, időbeli nagyságrendjük pedig 10 perc—3 óra. Ezekkel az állomáshálózatokkal derítették fel azokat a mozgásformákat is, amelyek a makro- és mikroméretű mozgások közé esnek, s amelyek

karakterisztikus hossza 10—100 km, karakterisztikus ideje pedig 1—10 óra. E méreteknél a mezométerű képződmények: szélroham-vonalak (squall line), nyomásugrási vonalak, mezociklonok, zivataros magasnyomások, sodrásai depressziók felelnek meg. Kiderült, hogy ezek a mezostruktúrák általában jobban meghatározottak a lokális időjárás, mint a makroszinoptikus helyzet. Ez a felismerés, valamint az a körülmény, hogy az Egyesült Államokban éppen a fent említett légköri képződmények kialakulásakor időről időre óriási anyagi károk keletkeznek, a mezoszinoptikus objektumok vizsgálatát elengedhetetlenül szükségessé tette. Ezért 1951-ben az U. S. Weather Bureau keretein belül létrehozták az ún. tornádók és erős helyi viharok megfigyelő hálózatát, s az állomáshálózat tervezésére, gondozására, valamint a vizsgálatok elvégzésére külön kutatócsoportot szerveztek (*Severe Local Storm Research Unit*): A hálózatot az elmúlt évtized során fokozatosan továbbfejlesztették és az újabb kutatásokról időről időre beszámolók jelennek meg a szakfolyóiratokban. Az alábbiakban az eddig leírt mezoszinoptikus képződményeket ismertetjük.

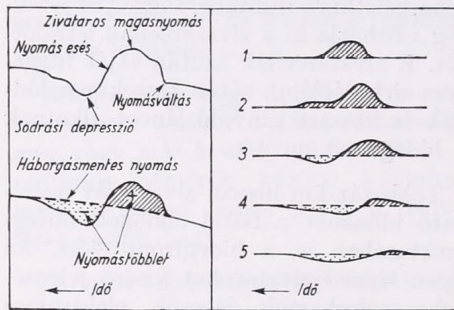
Szélroham-vonal (squall-line)

Régi szinoptikus tapasztalat igazolja, hogy a zivatarképződés sávokba, vonalakba rendeződnek. *Byers* és *Braham* munkái nyomán pedig ismeretessé vált a nagy-kiterjedésű zivatarfelhők függélyes cirkulációja. A zivatarfelhők kifejlődött állapotában az esőzés megindulásával egyidőben a 0°-os szint környezetéből megindul a leáramlás, miközben a leáramló hideg levegő horizontálisan erősen eltávolodik a felhőtömbtől. Ez az eső hűtötte hideg levegő mechanikusan megemeli a környezet potenciálisan instabilis levegőjét, amely így egy újabb zivatarcellát alakít ki. A folyamat láncreakcióként tovaterjedve létrehozza az ún. zivatar-láncot, vagy zivatarsávot. A zivatar-lánc hózivatarok esetében

korlátozott, sokszor csak elszigetelt zivatarképződések alakulnak ki. A létrejött lánc továbbfejlődését rendszerint a hőmérséklet napi menete folytán beálló hőkiegyenlítődés zárja le. Zivatarsáv kialakulhat a hidegfrontok mögött is, első sorban a nyári évszakban. A hidegfront esetében a magassági lehűlés okozta instabilitás és a beérkező hidegfej mechanikus emelése, valamint az intenzív horizontális hőmérsékleti ellentét nyomán keletkező frontális, függélyes sebesség válthatja ki a zivatarcellák létrejöttét. E zivatarcellák azután saját függélyes cirkulációjuk révén összekapcsolódnak és hosszan elnyúló láncot alkotnak a hidegfront mentén.

Több száz km hosszú zivatarsáv található időnként a fiatal ciklonok melegszektorában is, a hidegfront előtt. Az ilyen típusú zivatarképződést kísérő jelenségek: szélrohamok, jégesők, elektromos jelenségek, sokkal intenzívebbek, mint a hidegfrontok vagy a hózivatarok esetében. Ezek a zivatarképződések az erős konvektív aktivitás nyomán keletkeznek. A meleg szektor alsó légrétegeiben erős talajközeli fölmelegedés van folyamatban, ugyanakkor a magasban a hidegfront előtt a hideg levegő előre siet. A melegszektor alsó rétegeinek stabilitása kedvező a zivatar kialakulására, mivel megakadályozza azt, hogy a felső rétegek instabilitási energiája a nagyszámú, de kisméretű konvektív áramlás révén közbömbössé váljék. Ugyanakkor az alsó légrétegek fölmelegedése és a magasabb rétegek lehűlése nagy függélyes hőmérsékleti gradienseket idéz elő a troposzféra vastag rétegében. Ily módon a hidegfront előtt egy keskeny instabilitási zóna keletkezik. Ez a zóna rendkívül kedvező a zivatarképződésre. Az ily módon keletkező zivatarsávot szélrohamvonallaknak, vagy instabilitási vonalnak nevezzük (squall-line). Megjegyezzük azonban, hogy a leírt mechanizmus csak egy lehetséges, bár elég gyakran előforduló keletkezési módja az instabilitási vonalnak. A szélroham-vonalak kialakulásának mechanizmusa ma még nem teljesen

ismeretes, lehetséges, hogy keletkezésük-
kor egyéb mechanizmusok is szerepet
játszanak. A fentiek alapján az instabi-
litási vonalat fenomenológiai szempont-
ból így definiálhatjuk: *Szélroham-vonal-
nak, vagy instabilitási-vonalnak nevez-
zük az erős konvektív aktivitás vonallá ren-
deződött területét, amelyet a szél erős kon-
vergenciája, heves szélrohamok, tornádók, in-
tenzív zivatarok és jégesők kísérnek.* A szél-



1. ábra: A zivataros magasnyomás fejlődésének öt szakasza a barogrammon. Az abszcisszán az idő jobbról balra növekedik (Fujita szerint)

roham-vonalak így minden lényeges tulajdonságukban hidegfrontra emlékeztetnek. Döntő különbség azonban a kettő között az, hogy a szélroham-vonalak azonos légtömegben belül fejlődnek ki és átvonulásuk után a meteorológiai elemek eredeti értéküket veszik fel.

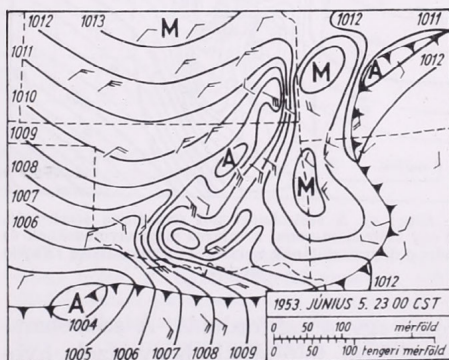
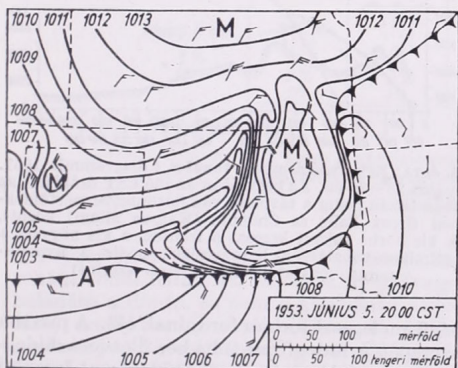
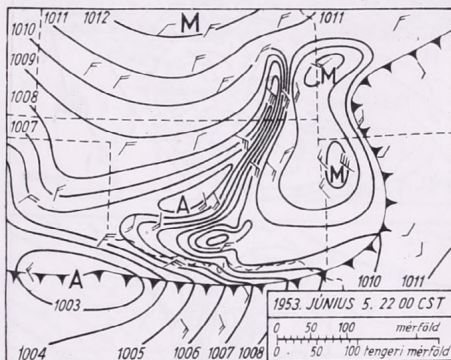
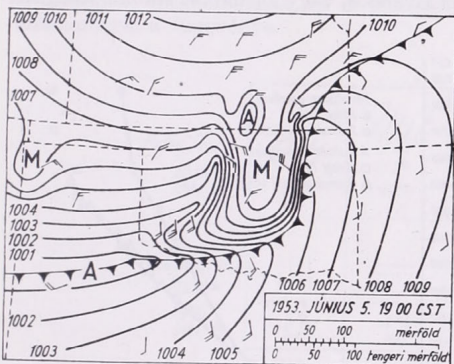
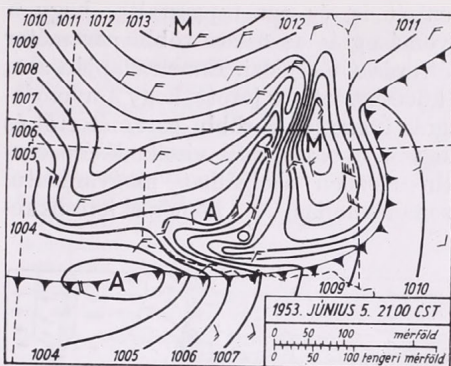
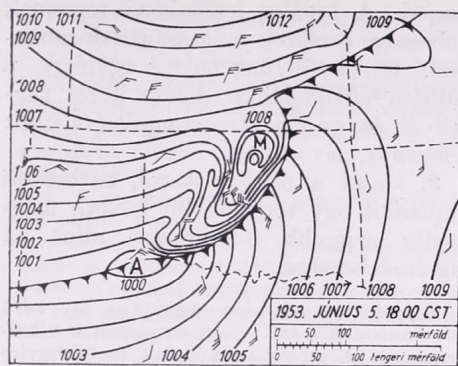
A szélroham-vonalak szerkezetét a mezoszínoptikus analízis tükrében

Ha egy zivatar környezetében a bá-
rikus mezőt részletesen elemezzük, ta-
pasztalásunk szerint a leáramlás terüle-
tén törpe anticiklon foglal helyet. Ezt a
törpe anticiklont *zivataros magasnyomás-
nak* nevezik. A zivataros magasnyomás-
ban a hőmérséklet alacsonyabb, mint a
környező levegőben. Már említettük,
hogy a zivatarok sokszor sávokba, vo-
nalakba rendeződnek és e sávok több
zivatarcsoportosulást foglalnak maguk-
ba. Ilyen esetekben a zivataros magas-
nyomás hosszan elnyúlt alakzatot vesz
fel. Ez a zivataros magasnyomás a

hidegfront előtt helyezkedik el. Elő-
oldalán egy szűk, intenzív nyomás-
gradiensű zóna helyezkedik el, ez a
nyomásszökkenés (angolul: „*pressure
surge*”) zónája. Fujita és Byers surge-
nek nevezik ezt a nagy gradiensű zónát,
hogy megkülönböztessék a Tepper-féle
hidraulikus *jump*-tól, amelyről a később-
biekben szólunk. A szökkenési vonalnál
ugyanakkor egy éles szélugrasi vonal is
található, amely mentén a szelek erősen
konvergálnak. Nagyjából ennél a vonal-
nál következik be a többi elem ugrása is.
A továbbiakban az így leírt nyomás-
szökkenési-vonalra gondolunk, amikor a
szélroham-vonal („*squal-line*”) kifeje-
zést használjuk.

Fujita a zivataros magasnyomás fejlődésé-
nek öt szakaszát ismerte fel. Ha a barogram-
mokat szélroham-vonal rendszerek esetében
vizsgáljuk, legtöbb esetben jellegzetes visel-
kedést tapasztalunk. A barogrammok alapján
a fejlődés öt fázisát a következőképpen írhat-
juk le: Kezdeti állapotban a barogrammon
pozitív szökkenés jelenik meg (1. ábra), ame-
lyet később negatív szökkenés követ. A mezo-
szinoptikus térképen a pozitív szökkenés me-
fele a szökkenési vonalat jelentő nagygradiens-
ű zónának. A kupola a zivataros magas-
nyomásnak felel meg, az ezt követő negatív
szökkenés pedig az ún. sodrási depressziót
alkotja. A vizsgálatok szerint ugyanis a ziva-
taros magasnyomás hideg levegője úgy mozog,
mint amikor egy szilárd test mozog folyadék-
ban. Ennek következtében sodrási depresszió
keletkezik, ami a barogrammon negatív szök-
kenésként jelentkezik. A folyamat végefelé
a zivataros magasnyomás fokozatosan feloszlik,
a sodrási depresszió pedig kiszélesedik és el-
laposodik. Egy szélrohamvonal vonulásának
és fejlődésének talajmenti mezoszínoptikus
képét a 2. ábrarozaton mutatjuk be. E mezo-
analíziseken jól megkülönböztethető a szök-
kenési-vonal, zivataros magasnyomás és a
sodrási depresszió helyzete és fejlődése. Az
instabilitási vonal részletes szerkezetét a
3a, b ábránk mutatja be. Ez az ábra a Fujita-
féle harmadik fejlettségi szakasznak felel meg.
Erősen fejlett a zivataros magasnyomás és a
sodrási depresszió is, amelyen belül erős kon-
vergencia uralkodik.

Magaslégköri mezoanalízisek pillanatnyilag
nem végezhetők, miután az aerológiai állomás-
hálózat ritka volta ezt nem teszi lehetővé.
Azonban a szélroham-vonalak környezetében
végzett magassági légállapot-mérések bizo-
nyos támpontot nyújtanak e vonalak függé-
lyes szerkezetéről. Nyári esetekben a zivata-
ros leáramlás levegője hidegebb, mint a hideg-



2. ábra: Egy szélroham-vonal fejlődésének követése az óránkénti mezoszinoptikus térképeken 1953. június 5-én 18–23 CST óráig (Fujita szerint)

frontot követő levegő. Kora tavasszal azonban, amikor még a poláris levegő nagyon hideg, a leáramló levegő melegebb, mint a hidegfront mögötti levegő.

Nyomásugrási-vonal („pressure jump line”)

A szélroham-vonalak kialakulásának magyarázatára Tepper gravitációs hullámhipotézist dolgozott ki. Egy szélro-

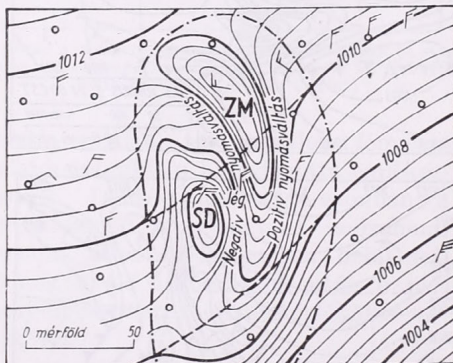
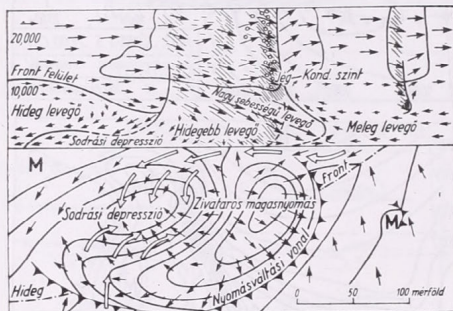
ham-vonal mikroanalízise során azt tapasztalta, hogy a vonal átvonulása nyomásugrással kezdődik, amely ugrás a mikroszinoptikus térképen (percenkénti analízisek) intenzív nyomásgradiensű zónaként jelentkezik. Tepper ezt a zónát a *nyomásugrás zónájának* nevezi. Megvizsgálta a szélroham-vonalat kísérő karakterisztikák időbeli egymásra követ-

kezését is, és azt tapasztalta, hogy a nyomásugrás az összes többi paraméter változását megelőzi. Ennek alapján arra a következtetésre jutott, hogy a nyomásugrás független a többi paramétertől és hogy a nyomásprofil viselkedésére csupán részben szolgálhat magyarázatul csapadék hullás, a hőmérsékletcsökke-

terjed. A hullám különböző részeinek sebessége a részek magasságának monoton, növekvő függvénye, úgyhogy a hullám előoldalának dőlése közel függélyes, és így jön létre az ugrás (angolul: „jump”);

3. amint a piszton lassul, az eredeti hullámot egy töréshullám követi, mégpedig nagyobb sebességgel, mint az ugrás sebessége.

Teppernek a véleménye szerint az így leírt mechanizmus a szélroham vonalakra is alkalmazható. A szélroham vonalak is többnyire az inverziós, vagy legalábbis stabilis rétegzett-

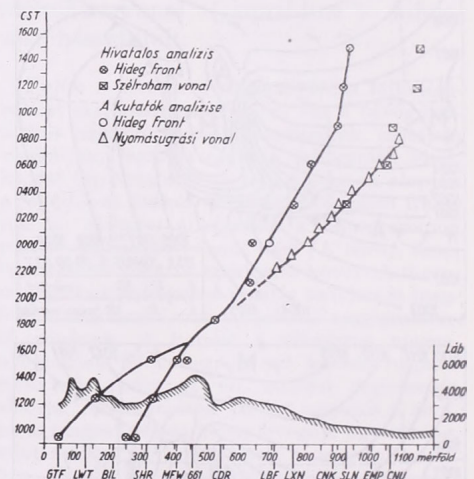


3. ábra: a) A szélrohamvonal sematikus szerkezete, b) egy szélroham-vonal zivataros magasnyomásának és sodrászi depressziójának tényleges mezoanalízise (Fujita szerint)

nés, vagy a szélfordulás. A szélrohamvonalokról feltételezi, hogy azok nyomásugrási vonalak, amelyeknek keletkezése, tovaterjedése és leépülése független a csapadékfolyamattól. Hipotézisének elméleti indokolását gázdinamikai analógiából vezette le, felhasználva Preiswerk és Freemann munkáit. Az elmélet szerint

1. ha egy vertikális síkpisztont gyorsítunk, akkor ez az inverzió szintjén hullámot eredményez;

2. az így létrehozott hullám az áramlás irányában gravitációs hullámként



4. ábra: Egy nyomásugrási-vonal x, t diagrammja 1951. május 28–29-én. Az ordinátán az idő CST órákban, az abszcisszán pedig a távolság van feltüntetve mérföldekben Great Falls és Chanute (Kansas állam) között. A kis körbe rajzolt kereszt a frontot, a kis négyzet a szélroham-vonalat, a háromszögek pedig a nyomásugrási-vonalat jelölik (Tepper szerint)

ségű melegszeletben fordulnak elő. A piszton szerepét a hidegfront tölti be, illetve a hidegfront gyorsulása. Amikor a hidegfront lassulni kezd, a nyomáshullám mögött egy töréshullám alakul ki. A nyomásugrás végül azért enyészik el, mert a töréshullám gyorsabban mozog, mint az ugrás, s végül lerombolja azt. Következésképpen a szélroham-vonalak élettartama a kezdeti gyorsulás intenzitásának, a gyorsulás időtartamának, majd a gyorsulást követő lassulás természetének a függvénye. Mindezek alapján Tepper a következőkben foglalja össze a nyomásugrási vonalakra vonatkozó elgondolásait:

1. A nyomásugrás kialakulása független más paramétereiktől, mivel ezt a hidegfront menti gyorsulás idézi elő.

2. A nyomásugrás a többi paraméter ugrását megelőzi.

3. A csapadék hullás és az alacsony hőmérséklet a nyomásugrás után következik, mivel a nyomásprofil kialakítását döntő módon az ugrási mechanizmus határozza meg és csak részben az intenzív csapadék, vagy az alacsony hőmérséklet.

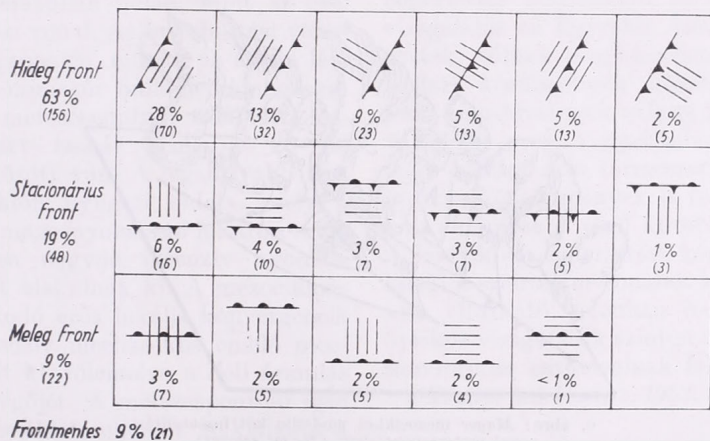
4. A nyomásmaximum nagyobb sebességgel terjed, mint az ugrás.

5. A szélroham vonal gyorsabban mozog, mint a talajmenti szélmező. Ez megfelel a jelenség hullámtérképének. A hidegfronttal való párhuzamosság pedig a mechanizmusból közvetlenül ered.

6. A nyomásugrás sebessége az inverzió erősségének, magasságának és a pillanatnyi szélmezőnek a függvénye.

függően megtörténik a kondenzáció, majd a csapadék hullás. A csapadék — az alsó légréteg nedvességi viszonyaitól függően — vagy eléri a talajt, vagy elpárolog, még mielőtt a talajra érne. Tehát a záporos, zivataros csapadéksáv nemcsak a hidegfront feletti gyorsulásokkal, hanem a stabilitás és nedvesség eloszlás napközi és földrajzi változásaival is benső kapcsolatban van.

Később *Tepper* és munkatársai a mezó-szinoptikus hálózat mikrobarográf regisztrátumainak feldolgozása során részletesen megvizsgálták a nyomásugrások vonalának természetét és kapcsolatukat a heves lokális viharokkal. A statisztikai fenomenológiai vizsgálat során megállapították a nyomásugrások vonalának élettartamát, pályahosszúságát, szélességét, sebességét és a fizikai paraméterek egymással



5. ábra: A nyomásugrások vonalának és a frontok lehetséges helyzetei. A százalékos értékek az összes eset százalékait jelentik (*Tepper* szerint)

Tepper szerint tehát, ha egy területen szélroham vonal halad át, akkor a nyomásugrás haladása a döntő, és nem a konvektív aktivitásé, amely az inverzió átvonuló hullám eredménye. Az események sorrendje tehát a következő: amint a hidegfront gyorsul, az ugrás intenzitása növekszik és a hidegfront előtt halad kelet felé.

A mondottak szemléltetésére bemutatunk egy *Tepper* által készített ún. x, t diagrammot, amelyen két dimezióban láthatjuk a hidegfront és a nyomásugrások vonalának haladását (4. ábra). Ha a nyomásugrások vonalát az időben visszafelé extrapoláljuk, akkor az a frontális gyorsulás régióját metszi. Az ugrások fizikailag mint egy ék hat az inverzióra, hasonlóan a tankönyvek leírásaihoz, ahol a hidegfrontot hideg éknek tekintik. A szélroham-vonal esetében az inverzió fölötti levegő fölfelé kényszerül az ugrások átvonulása során. A levegő termodinamikai sajátosságaitól

való kapcsolatát. A vizsgálatok bebizonyították, hogy a nyomásugrások vonalának sokkal általánosabb jellegűek, mint ahogyan azt első megfogalmazásukkor gondolták: Ha úgy tesszük, a szélroham-vonalak a nyomásugrások vonalainak speciális, bár egyik leggyakoribb eseteit jelentik.

Az 5. ábrán bemutatjuk a nyomásugrások vonalainak a frontokhoz viszonyított elhelyezkedését. A legtöbb nyomásugrások vonal a hidegfronttal kapcsolódik (156 eset, az összes eset 63%-a). Stacionárius frontnál az eredmény 19%, melegfrontnál 9%, frontmentes helyzetben az esetek 9%-ában volt nyomásugrások vonal. Érdekes, hogy a frontokhoz képest igen változatos elhelyezkedés lehetséges. Leggyakoribb azonban a hidegfront előtti és a hidegfront mögötti eset.

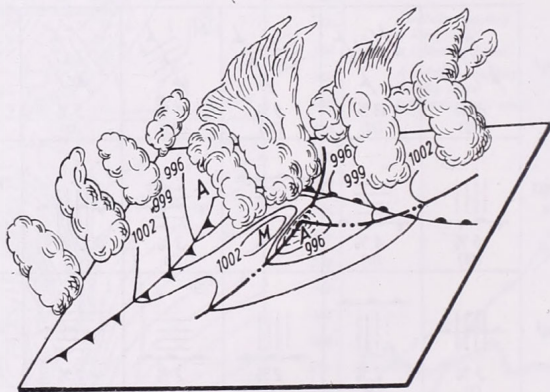
A nyomásugrások vonalának hullámhipotézisét erősíti e vonalok haladási sebességének viselkedése. Számos nyomásugrások vonal haladási

sebességét egybevetették az átvonulást követő és megelőző szélmezővel. Kiderült, hogy sem az átvonulás előtt, sem az átvonulás után a mozgás irányába eső egyetlen szélösszetevőnek sem volt elég nagy a sebessége ahhoz, hogy a vonalat a haladási sebességgel meg egyező erősséggel mozgassák. Kielemezték olyan nyomásugrási vonalakat is, amelyeket egyáltalán nem, vagy alig követett csapadék-aktivitás.

Tepper és munkatársai tehát bebizonyították, hogy a nyomásugrási-vonalak reális mezometeorológiai objektumok. A keletkezésükre és mibenlétükre szolgáló magyarázat azonban még vitás az amerikai meteorológusok között. Fujita

(„micro-low”-ra) a melegszektorban, amikor a helyzet kedvező a tornádó kialakulására. Magor, felhasználva a mezoszintoptikus kutatások eredményeit, s megvizsgálva egy mezociklon időjárási folyamatait, megalkotta a mezociklon („mezo-low”) modelljét. Az alábbiakban az ő vizsgálatai nyomán ismertetjük a mezociklont.

Mezociklonnak az olyan ciklonális cirkulációt tekintik, amelynek legkisebb, még felderíthető átmérője 20 és 80 mérföld között váltakozik. Ezen mezoörvényen belül várható a tornádó ciklon



6. ábra: Magor mezociklon modellje két instabilitási vonal metszéspontjában (Magor szerint)

és Byers a szélroham-vonalakkal kapcsolatos magasnyomást nyomásszökkenésnek (angolul: „pressure surge”) nevezik, amelyeket az igen erős zivatarok eredményének tekintenek, s a szökkenés (surge) megjelöléssel is kifejezik, hogy ezt megkülönböztetésnek tekintik a hidraulikus analógiához kapcsolódó nyomásugrási-vonallal szemben.

Mezociklonok

Az amerikai szinoptikus meteorológiai irodalomban a tornádók előrejelzésének kutatása során többször lérnak mikro-ciklonokat vagy tornádó-fészkeket, amelyek gyakran 1-2 órával előbb megjelennek a tornádó kialakulása előtt. Többször hivatkoznak tornádó-fészkekre

kialakulása. A mezociklonok makroléptékű térképeken csak nehezen deríthetők fel, azonban kialakulásuknak éppúgy, mint az instabilitási vonaloknak is, megvannak a makroszinoptikus feltételei. Ezért a makroszinoptikus térképeken fokozott figyelmet kell szentelni azoknak a területeknek, ahol előfordulhatnak. Magor vizsgálatai szerint a mezociklonok kialakulására legkedvezőbb:

1. a hullám-ciklonok melegszekektora;
2. az instabilitási vonalak környezete, különösen az instabilitási vonalak metszéspontja;
3. az erős talajmenti lokális konvergencia zónája.

E körülmények együtteshatása azért fontos, hogy a konvektív instabilitás

kis területen koncentráldójék. *Magor* megvizsgált 11 mezociklon (mindegyik az instabilitási vonalak metszéspontjánál helyezkedett el), és ezek 81 tornádót hoztak létre. Megállapította hogy a mezociklonok rendkívül módon alkalmasak az instabilitás kis területen való koncentrációjára, ami a tornádókeletkezés alapvető feltétele.

A 6. ábrán bemutatjuk *Magor* mezociklon modelljét. Ez a modell a makroszinoptikus térképen is felismerhető. A modell a hullámciklon melegszektorában található egy kelet felé haladó instabilitási vonal metszéspontja mentén, amely gyorsabban halad, mint az első instabilitási vonal. Az instabilitási vonalak metszéspontja, miként az ábrán látható, egy miniatűr hullámciklonhoz hasonló. E metszéspontnál található legkisebb zárt izobár átmérője 20—50 mérföld között van. A legaktívabb rész a mezociklon nyugati oldala, mely a zivatáros magasnyomással határos, s így e területen nagyon intenzív nyomásgradiensek alakulnak ki. A mezociklonban uralkodó erős lokális konvergencia pedig intenzív mechanikus emelő mozgást alakít ki, fölemelve a déli áramlás meleg levegőjét. A metszéspontnál igen éles hőmérsékleti ellentét is kialakul a zivatarcella hideg levegője és a mezo-melegszektor meleg levegője között. Leszögezhető tehát, hogy a mezociklonok rendkívül alkalmasak az instabilitás és az emelőmozgások kis területen való koncentrációjára, s így módon hatalmas szélviharok, tornádók létrehozására. A *Magor* által leírt szinoptikus helyzetekben is tornádókat és óriási szélviharokat figyeltek meg, olyan sebességekkel, amelyek normális esetben csak a futóáramlásokban fordulnak elő. E mezociklonok felderítése azért is nagy fontosságú, mert nyomon követésük nagy-

mértékben megkönnyíti a tornádót előrejelző szinoptikus munkáját.

Befejezésül hangsúlyozni szeretnénk, hogy a fentiekben vázoltakkal valószínűleg nem zárult le a mezoszinoptikus képződmények sora. Ez a kutatási ág még rövid múltra tekint vissza, művelése pedig meglehetősen nagy anyagi nehézségekbe is ütközik. Eddigi eredményei azonban feltétlenül biztatók és nagymértékben elősegítik az időjárás lokális előrejelzését, olyan elemek esetén is, amelyekkel szemben a szinoptikusok sokszor tehetetlenek voltak. Végül szeretnénk emlékeztetni arra, hogy a fent ismertetett folyamatok és objektumok vizsgálatát az Egyesült Államokban végezték, tőlünk meglehetősen eltérő éghajlati körülmények között. Hogy a fenti képződmények nálunk hogyan nyilvánulnak meg, s egyáltalán léteznek-e vagy esetleg más természetű mezoszinoptikus képződmények is fellépnek, annak eldöntése a jövő kutatási feladata. A fentiekben ismertetett képződmények közül a szélroham-vonalak létele nálunk sem vitatható, azonban részletes szinoptikus vizsgálatuk szintén a jövő mezoszinoptikus kutatásainak feladata.

(*Kézirat beérkezett: 1962. szept. 23-án*)

FELHASZNÁLT IRODALOM:

- [1] A. Defant, F. Defant: *Physikalische Dynamik der Atmosphäre*. A. V. G. Frankfurt am Main 1958. —
- [2] M. Tepper: A Proposed Mechanism of Squall Lines: The Pressure Jump Line. *Journal of Meteorology* 7. 1. 21. 1950. —
- [3] M. Tepper: The Application of the Hydraulic Analogy to Certain Atmospheric Flow Problems. *U. S. Weather Bureau, Research Paper*, No. 35. Washington, 1952. —
- [4] M. Tepper: Pressure Jump Lines in Midwestern United States January—August 1951. *U. S. Weather Bureau Research Paper*, No. 35. Washington, 1954. —
- [5] T. Fujita: Results of Detailed Synoptic Studies of Squall Lines. *Tellus*, 7. 4. 405. 1955. —
- [6] T. Fujita, H. Newstein, M. Tepper: Mesoanalysis. An Important Scale in the Analysis of Weather Data. *U. S. Weather Bureau, Research Paper*, No. 39. Washington, 1956. —
- [7] B. W. Magor: A Meso-Low Associated with a Severe Storm. *Monthly Weather Review*, 86. 3. 81. 1958. —
- [8] B. W. Magor: Mesoanalysis: Some Operational Analysis Techniques Utilized in Tornado Forecasting. *Bulletin of American Meteorological Society*, 40. 10. 499. 1959.

A levegő kéndioxid tartalmáról

Schwefeldioxydgehalt der Luft (Zusammenfassung). Im Observatorium „Marzell György“ (Pestlőrinc) der Zentralanstalt für Meteorologie wurde Ende 1961 ein Instrument zur Registrierung des Schwefeldioxydgehaltes der Luft in Betrieb gesetzt. In diesem Zusammenhange gibt der Verfasser eine kurze Beschreibung des Entstehens des Schwefeldioxyds; der im Laufe seines Weges im Luftraume verursachten schädlichen Auswirkungen; der Möglichkeiten der Verminderung des in die Luft gelangenden Schwefeldioxyds, und zuletzt der Messungsmethoden. Es wird auch eine kurze Charakteristik der Messungsergebnisse der ersten Monate hinzugefügt.

*

A rohamosan növekvő ipartelepek, városok kéményei égéstermék széles skálájával szennyezik környezetünk levegőjét. A füstgázok közül mind mennyiségi szempontból, mind pedig káros hatásait tekintve első helyet foglal el a kéndioxid. Kártételeiről egyre több külföldi folyóirat közöl beszámolót és világszerte erdészek, mezőgazdászok, mérnökök, higiénikusok és meteorológusok egész sorát foglalkoztatja az ipari eredetű légszennyeződések, elsősorban a kéndioxid által előidézett, sokoldalúsága miatt szinte felmérhetetlen károk csökkentésére indított harc.

Hazai szeneink magas kéntartalma miatt ipari városaink levegőjének kényszennyezettsége igen magas. Ez különösen nagy problémát jelent ott, ahol a domborzati viszonyok bizonyos időjárási helyzetekben akadályozzák a levegő kicserélődését; például Budapesten és Pécsen délies légáramlás alkalmával a légszennyeződések a hegyek előtt feltorlódva igen nagy koncentrációt is elérhetnek. Elsősorban a kéndioxid népgazdaság számára jelentős kártételei miatt a problémával 1962 tavaszán az országgyűlés budapesti képviselői csoportja is foglalkozott és megoldását az Országos Közegészségügyi Intézet és az Országos Meteorológiai Intézet feladatai közé sorolta.

A levegő kéndioxid-tartalmának mérését a tájékoztatás, a károk okának felmérése, valamint a koncentráció időjárástól függő változásainak kutatása teszi szükségessé. A szabad levegő kéndioxid-tartalmának mérésére több módszer ismeretes. Az eddig legáltalánosabban alkalmazott kémiai módszerek mintavételi eszközei olcsók, de kiértékelésükhöz laboratórium és szakképzett vegyész szükséges, míg a legutóbbi években szerkesztett, a folyadékok elektromos vezetőképességén alapuló automatikus mérő- ill. regisztráló műszerek kezelése egyszerű, de éppen magas árak miatt térhódításuk lassú.

Kémiai módszerekkel meghatározható a kéndioxid pillanatnyi értéke, a csapadék által kimosott kényszennyeződés, valamint a rövidebb-hosszabb időre kihelyezett abszorbens anyag segítségével a különböző felületek által elnyelt kéndioxid mennyisége.

A kéndioxid-koncentráció pillanatnyi értéke ismert mennyiségű levegőnek hidrogénhiperoxid híg oldatán történő átbuborékolásával mérhető. A kéndioxid a hidrogénhiperoxiddal kénsavat alkot, melynek mennyisége pH mérés útján határozható meg. A megfelelő állandókkal besorozva az eredményt közvetlenül mg/m^3 egységben kapjuk meg. Hasonlóképpen pH méréssel határozható meg a csapadék kénsavtartalma is.

A kéndioxid-tartalom abszorpciós módszerű mérésének két változata ismeretes: Közép-Európában a Liesegang-féle, Angliában pedig a Meetham által leírt ólomperoxidos eljárás a legelterjedtebb. A kettő sokban hasonló egymásra: általában 1,5 m magas állványra zsárluzott házikóba vagy esővédő ernyő alá helyezik ki 100 óra, 1, 2, vagy 4 hét időtartama a hengeralakú porcelán, üveg, vagy műanyag testre tekereselt gézre kent elnyelő anyagot. Ez a Liesegang-féle eljárásnál hamuszír, glicerin és desztillált víz 1 : 1 : 1 arányú keveréke, míg a másik eljárásnál az abszorbeáló ólomperoxid port ragasztóanyaggal elkeverve kenik a meghatározott felületű gézpólyára. Ugyanekkor 1-2 mintát zárt, kéndioxidmentes helyen tárolnak ellenőrzésképpen, melyeknek értékét a kémiai kiértékelés után korrekcióként alkalmazzák. A begyűjtött minták kémiai kiértékelése hosszadalmas, csaknem két napot vesz igénybe. A párhuzamosan kiértékelhető minták számát a laboratórium felszerelése szabja meg. A kiértékelés részletes leírása a szakirodalomban megtalálható [1, 2]. Az eredményt $\text{mg}/100 \text{ cm}^2$ /kihelyezési idő egységben adják meg. E módszerek több hibát rejtenek magukban, így pl. a kéndioxid elnyelése függ a hőmérséklettől, a légnedvességtől, az abszorbens réteg vastagságától, az utóbbi eljárásnál még az ólomperoxid por finomságától és a ragasztóanyagban való egyenletes eloszlásától is. Mindezen hibái ellenére különböző városrészek levegőjének átlagos kényszennyezettségéről e módszer jó tájékoztató adatokat nyújt.

Az új, automatikus kéndioxidmérő ill. regisztráló műszerek elve tulajdonképpen az átbuborékolatós módszer továbbfejlesztése. A pH mérés helyett itt a folyadék elektromos vezetőképességének változását méri a műszer. Az azonos hőmérsékleten, váltóáramú hidrokapcsolással a meghatározott kénsav és hidrogénhiperoxid tartalmú alapfolyadék és a levegővel való érintkezés után a kénsavban dúsult

folyadék ellenállásának különbségét mutatja a galvanométer, vagy rögzíti a kompenzográf, közvetlenül mg/m^3 egységben.

Az Országos Meteorológiai Intézet biometeorológiai osztálya 1961 őrszén kapott egy ilyen típusú kéndioxid regisztráló műszert (gyártm.: H. Wösthoff, Bochum), melyet decemberben üzembe helyeztünk a Marcell György obszervatóriumában, Pestlőrincen. Bár a műszert nem működtettjük folyamatosan, máris igen sok érdekes adatot szolgáltatott. Az első két hónap adatai szerint a környék levegőjének kéndioxid-szennyezettsége igen magas: a havi középérték januárban 0,49, februárban 0,42 mg/m^3 volt, ami a megengedhető érték több mint kétszerese. A napi középértékek adatait vizsgálva a megengedhető érték alatt mindössze az összes napok 20%-a szerepelt, és kb. ugyanennyi volt a 0,50 mg/m^3 feletti napi középértékű napok száma is. A legmagasabb napi középértéket 1962. január 3-án mértük: 1,45 mg/m^3 -t, mely a megengedhető érték több mint hétszerese! A város más pontjain az értékek sokkal magasabbak is lehetnek, mert az obszervatórium a város délkeleti peremén épült és ide szennyezett levegő csak a város felől fúj, nyugati—északnyugati—északi szelekkel érkezik. Télen a légáramlás gyakran keleties, ritkán fordul elő olyan nap, amikor 24 órán át egyfolytában városi levegőt mér a műszer. Északnyugati légáramlás esetén, amikor a szél

a 2–5 km távolságban levő kispesti és kőbányai gyarak levegőjét szállítja, gyakoriak a 3–4 mg/m^3 értékű igen magas koncentrációk, sőt nem egyszer a műszer mérési határát is meghaladó, 5 mg/m^3 -nél magasabb koncentráció is előfordult rövid ideig. A napi menetet reggeli és esti maximum jellemzi.

Az eddig rendelkezésre álló, alig néhány hónapot felölelő mérési sorozatból bővebb következtetéseket levonni, időjárási összefüggéseket kutatni még nem lehet, ez a következő évek feladatát képezi. Célunk az volt, hogy rámutassunk a kéndioxidprobléma fontosságára és Budapest levegőjének erősen szennyezett voltára, mely az Országos Közegészségügyi Intézet 3 éven át végzett időszakos vizsgálatai [3] alapján is a megengedhető értéknek átlag 3–4-szerese.

(Kézirat beérkezett: 1962. nov. 27-én)

IRODALOM

[1] Bangerl, A.—Steinhaus, F.: Die Verteilung des SO_2 -Gehaltes der Luft im Stadtgebiet von Wien. Arch. f. Met. Geoph. u. Biokl. serie B. B. 10. 1. 1959. — [2] Meetham, A. R.: Atmospheric Pollution. London, 1952. — [3] Móriék J.: Budapest levegőjének szennyezettsége. Településtudományi Közlemények 13. sz. 1961. május.

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázati hirdetményei

A Magyar Meteorológiai Társaság az 1963. 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. Meteorológiai alapkutatások.

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

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

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

5. Az orvosmeteorológia tárgyköre: a) az orvosmeteorológiai prognosztizációs és kiadás kérdései (elméleti problémák, együttműködés a meteorológusok és az orvosok között, a különböző betegségek és járványok megelő-

zésének prognosztikai lehetőségei, az ipari és közlekedési balesetek kapcsolata az időjárás-sal, stb.); *b*) a humán biometeorológia területe (munkahelyklíma, klímamelioráció, gyógy- és üdülőhelyklímatológia, a szabadban dolgozó ember védelme az időjárású ártalmakkal szemben stb.); *c*) általános biometeorológiai kérdések (fitometeorológia, zoometeorológia, akklimatizáció, stb.).

6. *A repülési meteorológia tárgyköre*: *a*) az időjárás (légköri jelenségekkel) kapcsolatos repülési biztonsági és gazdaságossági kérdések, *b*) légi kikötők és forgalmi légi vonalak repüléséghajlati jellemzése, különös tekintettel a sugárhajtású gépek magassági igényeire.

7. *Műszer- és mérés-technika*: *a*) általános meteorológiai műszerkérdések (sugárzásvédelem, hordozható automata meteorológiai állomások, terep szélmérő és regisztráló műszer, univerzál íróműszer stb.); *b*) aerológiai műszerek (minden hőmérsékleten és magasságban megbízhatóan működő nedvességmérő, köd-mintavevő, esőcseppek, jégkristályok, hó-pelyhek nagytitása és fényképezése, szonda nélküli, rádiós szélmérés, pilotvilágító berendezés, felhőmérő műszerek stb.); *c*) sugárzás- és hőmérsékletmérés (a hosszúhullámú, az ultraibolya, az égboltsugárzás és az albedo mérése, gradiensmérő és íróműszer 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 két legjobb pályamű közül az elsőt

2500 forintos első díjban,

a további legjobb pályaművet pedig

1000 forintos második díjban

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

Pályázati feltételek:

1. A pályaművek terjedelme legföljebb egy szabványív: 40 000 n, kb. 20 gépelt oldal lehet.

2. A két példányban, géppel írt jelíges pályaművek benyújtásának határideje: *1963. október 1.*

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 (Bp., V. Szabadság tér 17. Technika Háza).

5. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti. A nem díjazott pályaművekkal a pályázók szabadon rendelkeznek, azokat a Társaság Titkárságától 1963. december 31-ig átvehetik.

II. FÉNYKÉPPÁLYÁZAT

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

Pályázati feltételek:

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

2. A beküldött fényképeken feltűntetendő 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 jelíget.

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 mindenemű szerzői és tulajdonjog a Társaságot illeti.

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

5. A jelíges pályázati fényképek beküldési határideje: 1963. október 1. (Budapest V. Szabadság tér 17. Technika Háza).

A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

700 forintos első díjban,

a további legjobb pályaműveket pedig

1 db 400 forintos második és

2 db 200 forintos harmadik díjban

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

Mindkét pályázat eredményének kihirdetésére, valamint a pályadíjak kiosztására 1963. decemberben kerül sor a Társaság XXXVI. közgyűlésén.

Budapest, 1963. január hó.

*A Magyar Meteorológiai Társaság
Titkársága*

JASTROW, R. (szerk.) *The exploration of space (Az űr kutatása)*. The Macmillan Company kiadása. New York, 1960. 160 (18×25 cm) oldal, 73 ábra. Ára 5,50 dollár.

A fizika tudományának legújabb ágazata a legmagasabb légköri rétegek és a légkörön túli tér fizikai kutatásával foglalkozik, ezért röviden az űr fizikájának (vagy űrfizikának) lehet nevezni. Ez a mindössze alig egy évtized korú tudományág a fizika többi ágazatától egyrészt kutatási területeinek, másrészt sajátos kutatási eszközeinek: a rakétáknak, a mesterséges holdaknak meg bolygóknak és ezek különleges mérőfelszerelésének köszönheti bizonyos fokú különállását.

Az űrkutatás első eredményeinek összefoglalása érdekében az Egyesült Államok Nemzeti Tudományos Akadémiája, a Nemzeti Űrhajózási Intézőség és az Amerikai Fizikai Társulat rendezésében 1959 áprilisában tudományos ülészakot tartottak Washingtonban, ahol e kutatási ág szakértői 13 előadásban számoltak be az űrkutatás akkori állásáról és a további tervekről. Az ülészak egyik célja az volt, hogy a tudósok figyelmét az űrkutatás problémáira irányítsa; másik célja az, hogy az űrkutatás lehetőségeit feltárja, belevéve a legfelső légkör, a Hold és a szomszédos bolygók kutatását is; végül pedig az, hogy megismertesse a kísérletezőket az űrkutatás műszereivel és új műszerek szerkesztésére ösztönözze őket.

Az ülések folyamán *F. L. Whipple* az űrhajóból történő meteoritmegfigyelések módszerét ismertette. Kizárólag naprendszeri eredetű meteorit naponta kb. 1000 tonnányi mennyiségben hullik a Földre. Kiemelte, hogy a meteorit megfigyelésekhez szükséges méréseket 80%-ban a földfelszínről is lehet végezni. *T. Gold* és *E. N. Parker* a Napról jövő töltött részecskéknek a Föld felé szállítási mechanizmusáról érkezett és a corona kiterjedését vizsgálta. A részecskék mint különböző sebességű „napszél” nyomulnak az űrbe, általában 500–2000 km/sec közé eső sebességgel, míg sebességüktől függően a Föld mágneses terének különböző részében elakadnak. *J. A. van Allen* a geomágnesesen csapdába fogott korpuszkuláris sugárral foglalkozott, amelyek a róla elnevezett övezeteket alkotják. *N. C. Christofilos* az Argis-kísérlet megfigyelési eredményeit közölte, amikor 3 kis atombombával, melyeket a „légkörön kívül” robbantottak, vékony réteg képződött a mágnesesen befogott elektronokból. *H. E. Newell* a későbbi tervekről tájékoztatta az értekezletet, többek között arról, hogy 1963-ban a Saturnus űrhajó a Hold felszínének kutatását fogja megkísérelni, míg azután 8–10 év múlva a Nova űrhajó esetleg személyek leszállását és a Holdról való visszaindulásukat fogja lehetővé tenni.

Előadások hangzottak el a Holdról, Marsról, Venusről, az űrhajók segélyelő végezhető csillagászati megfigyelésekről, melyek folyamán az előadók többször hivatkoztak a „szputnyikok” által nyert adatokra, vagy pl. *Kozirév* megfigyelésére a Holdon történt vulkánkitörésről. Érdekes, hogy a felső légkör kutatásánál főleg a legmagasabb rétegek alkalomszerű fölmelegedésével kapcsolatban a rakétafelzállások elég tetemes helyi jelleget mutatnak indulási helyük földrajzi szélességétől függően, amit a mesterséges holdak nem mutatnak. Ennek az eltérésnek a felderítése a további kutatások egyik leglényegesebb feladata.

J. W. Townsend beszámolt egy új magnetométerről, amelynek érzékenysége eléri a 10⁻⁵ gauss pontosságot, így alkalmas lesz a bolygóközi mágneses terek mérésére és természetesen a geomágneses tér finomságainak felderítésére is.

Az előadások egyes részeit a könyvben gazdag képanyag világítja meg, amely sokszor szembeötlően azt a célt szolgálja, hogy nem szorosan a tárggyal foglalkozók számára megfelelően elképzelhető legyen. A kutatási lehetőségek, a rakéták, a kutató-felszerelés alkatrészei gondosan készített nyomatok jelennek meg előttünk.

Az ülészak kb. 4 évvel ezelőtt folyt le, ami az intenzív kutatás mellett újabb ismeretek szerzésében igen nagy idő. Az értekezlet időpontjáig pl. csak az Explorer VI. mesterséges hold keringett még Földünk körül, ma pedig már az Explorer XV. jár az űrben. Ezek többször új jelenségeket tárnak fel, előző megfigyeléseket tökéletesebb felszereléssel pontosabbá, részletesebbé tesznek, esetleg elképzelésünket átalakítják. Így pl. a Van Allen övezetek előbb rétegszerűbbeknek tűntek fel, ma inkább összefolyóbbnak tartják őket úgy, mint az ionoszféra vélt rétegeit, melyek egy nagykiterjedésű magassági távközben csak sűrűsödési övezeteket alkotnak.

Az elért eredményeknek, valamint a további terveknek az összefoglalása és az egész kutatási terület áttekintése a fejlődés gyors üteme miatt különösen fontos, és ebben a tekintetben a könyv igen hasznos tájékoztatást nyújt.

Hille Alfréd

DONEAUD, A.-BEŞLEAGĂ, N.-STOIAN, R.: **Metode numerice grafo-analitice de alcătuire a hărţilor probabile ale cîmpului baric pentru 2 de ore** (A 24 óras előrejelzési térkép numerikus, grafoanalitikus szerkesztési módszere). Institutul Meteorologic, Bucureşti 1962. 142 (17×24 cm) oldal, 250 térkép, 20 ábra, 11 táblázat.

A román meteorológiai szolgálat fiatal kutatói a talajközeli nyomásmező előrejelzésére vonatkozó grafikus, barotróp módszereket gyűjtötték össze és publikálták e kiadványban. Igyekeztek vezérfonalat adni mindazok számára, akik az időjárás dinamikus előrejelzésével kívánának foglalkozni.

Az első rész a vektoranalízis legfontosabb elemeit tartalmazza, melyekre a további fejezetekben hivatkozás történik. Ugyanitt található egy rövid összefoglalás a nyomásváltozás mechanizmusáról.

A második rész történelmi áttekintéssel kezdődik. Megtaláljuk *Bjerknes*, *Richardson*, *Kibel* nevét, akik a dinamikus előrejelzés kiváló előfutárainak tekinthetők. A probléma jelenlegi állásának ismertetésekor a szerzők kitérnek a cseh, magyar, lengyel és jugoszláv kutatók munkáira is. Ezután kerül sor a hidro- és termodinamikai egyenletrendszer felírására, az örvényességi egyenlet levezetésére és *Fjörtoft* grafikus előrejelzési módszerének bemutatására. E módszerrel a román szolgálatban 135 előrejelzés készítették. Ennek során több hasznos következtetést vontak le, melyek közül itt csak néhányat említünk meg:

1. A rendszeresen végzett előrejelzések általában jók voltak. Télen és meridionális áramlás esetén nagyobb, nyáron és zonális áramlás esetén kisebb hibák adódtak.

2. Az előrejelzések jobbakk voltak az ún. megmaradási prognózisnál (amikor a meglevő térképet tekintjük előrejelzési térképnek).

3. Célszerű volna a Coriolis paraméter változása és a térképtorzítás okozta hibák beható vizsgálata.

A harmadik fejezetben találjuk meg a különböző grafoanalitikus talajnyomás előrejelzési módszerek leírását. *Estoque* két módszere, *Reed*, a lengyel *Wirkus* és a román *Beşleagă* eljárása végeredményben mind azonos alapról indul ki: a divergencia mentes szint közepes áramlásával helyezi át a talajközeli (1000 mb-os) izohipszákat bizonyos eltérésekkel.

A szerzők mindegyik módszerrel több előrejelzést készítettek, sajnos azonban nem valamennyit ugyanarra az időszakra, így az összehasonlítást csak a ténylegesen bekövetkezett helyzettel tudták elvégezni. (Nem lehet pl. *Beşleagă* módszerét összehasonlítani másokéval.) Az 1000 mb-os geopotenciálfelület előrejelzése során az előbb felsorolt következtetésekhez hasonlókra jutottak.

Mint hogy a könyv román nyelvű, és csak pár oldalas angol ill. orosz kivonattal rendelkezik, a mű részletesebb bírálatát nem tudjuk adni. Azt mindenesetre a szerzők javára kell írunk, hogy minden fejezet végén összefoglalás található, melyekben a legfontosabb következtetések kaptak helyet.

A könyv külső formája — annak ellenére, hogy házi nyomdában készült — tetszetős, az ábrák és táblázatok világosak, áttekinthetők. Bőséges irodalmi jegyzék egészíti ki e jól szerkesztett művet.

Ambrózy Pál

IRÁNYI J. — OROVECZ B. — SOMOGYI E. — IRÁNYI K.: **Das Blitztrauma in neuer Sicht** (A villámsérülések új megvilágításban). Münchener Medizinische Wochenschrift, 104, 1496 — 1500, 1962.

A szerzők munkaközösséget alkotva már évek óta folyó nagyarányú orvosi adatgyűjtést végeznek Magyarországon a villám okozta sérülések tanulmányozására. Az 1959. évtől kezdve az ország egész területén minden kinyomozható villámsérültet teljes orvosi vizsgálatnak vetnek alá. Összesen 156 eset komplex vizsgálatának eredményeiről számolnak be dolgozatukban. Az esetek sorában több, ún. csoportos sérülés van, köztük egy olyan is, amelyben egyszerre 17 embert sújtott a villám.

A villámsérülések orvosi irodalma eddig többnyire csak kivételes, a szokásostól eltérő esetek közlésével foglalkozott. Hiányoztak olyan rendszeres, nagy esetenyagra támaszkodó vizsgálatok, amelyek a közönségesen előforduló tünetek gyakoriságára és lefolyására vonatkoztak. A szerzők kezdeményezése ezért a nemzetközi kutatás síkján is hiányt pótol.

A vizsgálatból kitűnik, hogy a villámsérülés nem tekinthető a mindennapi elektromos balesetek egy különleges fajtájának, mert lefolyása és szervezeti hatásai lényegesen különböznek a villamos balesetek minden más alakjától. A fellépő tünetek kórtani mechanizmusa mind-egyedül tisztázatlan volt. A szerzők új magyarázati lehetőséget vetnek fel, amely szerint a jellemző tünetek nagyrészt, és a haláleseteket is, a vegetatív idegrendszer súlyos sérülése hozza létre. Ezzel magyarázatot nyújtanak arra a gyakran csodálkozást keltő tényre, hogy a villám okozta halálesetek után a boncolás többnyire nem talál olyan morfológiai elváltozásokat, amelyek magukbanvéve a halál beállását indokolnák.

Aujeszký László

WMO MUNKACSOPORT ÉRTEKEZLETEK PÁRIZSBAN

A Meteorológiai Világszervezet VI. (európai) körzeti asszociációja három munkacsoport értekezletet rendezett meg ez év január 15. és február 14. között Párizsban. Az első január 15. és 23. között a faksimile útján továbbított meteorológiai információkkal kapcsolatos kívánságokkal foglalkozott. Az ülés elnöke *Dr. H. Schweitzer* (NSZK) volt. Az értekezleten a munkacsoport kilenc tagján kívül még három kiküldött, egy tanácsadó, valamint a WMO, az ICAO és az I. (afrikai) körzeti asszociáció megbízottja vett részt. A munkacsoport összegyűjtötte a körzeti asszociáció tagjaitól a faksimile útján közvetített meteorológiai térképek iránti kívánalmakat, és ezeknek lehető kielégítése céljából 6 ajánlást hozott.

Ezt az értekezletet követte ennek a munkacsoportnak és a Meteorológiai Távközlési Munkacsoportnak együttes ülése január 24–29. között. Ez az ülés az előbbi hat javaslatot távközlési szempontból tárgyalta le, és két ajánlásban foglalta össze a fenti program végrehajtásához szükséges műszaki követelményeket. Az ülésnek 40 résztvevője volt. Elnökké egyhangúlag *P. Leclercq*-et (Franciaország), a Meteorológiai Távközlési Munkacsoport elnökét választották meg. Ezen és a következő ülésen magyar kiküldött (*Ozori Zoltán*) is részt vett.

1963. január 30-án ült össze a harmadik értekezlet, a Meteorológiai Távközlési Munkacsoport értekezlete, amely február 14-én zárult. Ennek az elnöke szintén *P. Leclercq* volt. A tárgyalások két albizottságban folytak, az egyiknek *P. K. Rohan* (Írország), a másiknak *Dr. P. Wüsthoff* (NSZK) volt a vezetője. Az albizottságok megbeszéléseinek eredményeit a plenáris üléseken is megvitatták. A munkacsoport összesen 7 ajánlást és 1 határozatot fogadott el. A főfeladatuk az volt, hogy megvizsgálják, milyen módon lehet megjavítani a meteorológiai alapadatok cseréjét a körzeti asszociáció területén belül. Ennek érdekében kisebb módosításokat hajtottak végre a már fennálló géptáviró hálózaton (az ún. IMTNE-n); megállapították, hogy az egyes országokból hány jelentést kell tovább-

bítani. Kijelöltek Európa területén 7 központot, amelyek mindegyike egy-egy területéről begyűjti a jelentéseket, s adott program szerint továbbítja a többi központ felé. Gondoskodás történt azokról az államokról is, amelyeknek módjukban nincs bekapcsolódni ebbe a géptáviró hálózatba. Számukra rádiós-géptáviró (RTT) kisugárzásokat rendszeresítenek 4 központból. Megtárgyalták ezen kívül a szomszédos körzetekkel való adatcserét is. Ezen az ülészen a VI. körzeti asszociáció 22 tagállamának 31 képviselője, valamint a IV. körzeti asszociáció Távközlési Munkacsoportjának elnöke és egyben az Egyesült Államok delegáltja, a WMO, az ICAO és az ITU 2 képviselője, összesen 36 személy vett részt.

Mindhárom értekezlet színhelye a francia külügyminisztérium alá tartozó Nemzetközi Konferenciák Központja volt. A tárgyalások barátságos légkörben folytak, s egy eset kivételével — amikor is szavazás döntött — mindig sikerült minden jelenlevő által elfogadott megoldást találni. (O. Z.)

*

A NEMZETKÖZI GEOFIZIKAI EGYÜTTMŰKÖDÉS EURÓPA-ÁZSIAI RÉGIÓJÁNAK ÜLÉSEI AZ NDK-BAN

A Nemzetközi Geofizikai Év befejezése után a kelet-európai és ázsiai országok között a geofizika tudományterületein folytatódott az együttműködés. Az egyes országok képviselői évenként tartott regionális üléseken összeegyeztették kutatásaikat és beszámoltak a fontosabb eredményekről. A régió számára új feladatokat hoz az 1964-ben kezdődő Nyugodt Nap Éve. A közös munkával összefüggő szervezési kérdések megbeszélésére a régió országainak képviselői 1963. február 6–9. között Berlinben az NDK Tudományos Akadémiájának meghívására értekezletet tartottak.

Az értekezlet részletesen foglalkozott a moszkvai adatközpont munkájával, a régió évenként tartandó konferenciáinak további feladataival, a tudósok tapasztalatcseréjével, a fiatal kutatók tanulmányútjaival, a kölcsönös műszereserék lehetőségével és az egyes országok közösen tervezendő kutatásaival.

Az értekezlet a résztvevők véleménye szerint nagyon hasznos munkát végzett, megerősítette és rendezte az európai-ázsiai régió szervezetét és hasznos javaslatokat dolgozott ki a geofizika tudományterületeinek regionális szintű koordinálása érdekében.

A berlini regionális értekezletet követően a Német Demokratikus Köztársaság NGÉ-nemzeti bizottsága két munkaértekezletet rendezett Potsdamban, illetőleg Wahnsdorfban.

A sugárzási munkaértekezletnek az volt a célja, hogy a Nyugodt Nap Évének mérési programjában a régió országai munkatereiket összehangolják. A résztvevők megállapították, hogy a nemzetközi munkaterv leglényegesebb és a régió belül minden ország részéről megvalósítható programpontja a sugárzás egyenleg regisztrálása, ennek valamennyi komponensével együtt.

Magyarország ebben a programban 3 állomáson (Budapest, Kecskemét és Debrecen) felállítandó Schulze mintájú regisztráló műszerekkel vesz részt.

Ajánlotta a munkaértekezlet a szolarigráfok egységes hitelesítési módszerének kidolgozását, a normálszűrők felülvizsgálását, a sugárzást felfogó fekete és fehér felületek egységes festését, és az egyenlegmérőknek ugyancsak egységes módszerekkel történő hitelesítését.

A munkaértekezlet végül felkérte a régió hidrometeorológiai szolgálatainak igazgatóit, hogy a Nyugodt Nap Évének sugárzási programját támogassák.

Az ózon-munkaértekezletnek az volt a célja, hogy a régió országaiban az NGÉ alatt csak kis mértékben végrehajtott ózommérésekről tájékoztatást kapjanak az egyes országok képviselői és a lehetőségeket figyelembe véve kidolgozzanak egy regionális ózon-programot. Ennek megfelelően a munkaértekezleten előadások hangzottak el az ózonkutatás feladatairól és jelenlegi állásáról. Az értekezlet megállapította, hogy a magas-ózon kutatása az általános cirkuláció és a felső sztratoszféra megismerése céljából nagyon fontos feladata a Nyugodt Nap Évének. A talajközeli ózon kémiai módszerekkel történő megállapítása a levegő kémiai kutatásának és a talajközeli cirkuláció vizsgálatának ugyancsak fontos segédesszöve. A mérésekhez való csatlakozás érdekében nagyon hasznos lenne Magyarország számára is ózon spektrometerek beszerzése. A munkaértekezlet javasolta, hogy a Szovjetunió adateentruma mellett ózon-kiértékelő központ is létesüljön.

Mindkét munkaértekezlet a Nyugodt Nap Évének magyarországi szervezése szempontjából nagyon hasznos volt. (B. B.)

*

A Bizottság 1962 második felében 3 ülést tartott. Szeptember 17-i ülésén megvitatta és elfogadta Erdős László beszámolóját önálló aspiránsi munkájáról. Ugyanitt Béli Béla ismertette a magyarországi aerológiai kutatások főbb irányvonalait (Magyarország aeroklimájának vizsgálata, az ipari és egyéb eredetű légszennyeződés terjedésének aerológiai feltételei, a légiközlekedés magaslégtérkérdései, futóáramlások vizsgálata, stb.).

A november 12-i ülésen Antal Emánuel és Szepesi Dezős önálló aspiránsok ismertették kutatási terüket. Az elsőt, amely az öntözéses gazdálkodás hő- és vízháztartási vizsgálatát tűzte ki célul, a Bizottság változtatás nélkül elfogadta, a másodikban (a légszennyeződés terjedésének meteorológiai feltételei) néhány módosítást javasolt. A Bizottság elismerően elfogadta Pécze György beszámolóját önálló aspiránsi munkájáról. Végül Béli Béla ismertette a Nemzetközi Geofizikai Együttműködés európai-ázsiai régiójának budapesti ülésén hozott fontosabb határozatokat.

A Bizottság december 17-i ülésén elfogadta Juhász János aspiránsi beszámolóját, majd Stelezer Károly bizottsági tag ismertette a magyarországi hidrológiai kutatás meteorológiai vonatkozásait, majd javaslatokat terjesztett elő a hidrometeorológia területén szükséges együttműködésre vonatkozólag. A Bizottság elfogadta Dési Frigyes elnök által előterjesztett 1963. évi munkatervet, amely szerint a Bizottság 5 ülésen a légköri szennyeződés, a biometeorológia, az éghajlat, az időjárás előrejelzése és a hidrometeorológia magyarországi eredményeivel, fejlődésével és a koordinálás kérdéseivel fog foglalkozni.

(B. B.)

*

A DUNA BIZOTTSÁG 21. ÜLÉSSZAKA

A Duna Bizottság 1963. január 28. — február 14. között tartotta meg 21. ülését Buda-pestben, a Bizottság állandó központjában. Az ülészakon az összes dunai államok delegációi résztvettek. A hidrometeorológiai kérdések tárgyalására külön munkabizottság alakult, ennek vezetőjévé Szesztay Károlyt, a Vízgazdálkodási Tud. Kutató Intézet munkatársát, a magyar delegáció tagját választották meg. A szoba került fontosabb meteorológiai vonatkozású kérdések között első helyen áll a dunai hajózás és a dunai kikötők számára megszervezendő viharjelzés problémája. Különösen a Duna alsó szakaszán a hirtelen fellépő erős szélviharok, elsősorban a kossava, jelentékeny veszedelmet jelentenek a hajózás számára. A kikötőkben már a közepes erősségű (11 m/mp) szél is zavarja a daru-berendezések

munkáját. A Bizottság arra törekszik, hogy a folyamat egész hosszában egységes elvek alapján megszervezett figyelmeztető szolgálat alakuljon ki. Ezért az ülésszak azzal az óhajjal fordul a dunai államok meteorológiai szolgálataihoz, végezzenek előkészítő tanulmányokat a dunai viharjelzés különleges feladatainak megoldása céljából. Ennek a kérdésnek a nehézsége abban van, hogy a víz fölötti áramlási viszonyokat részleteikben még kevésbé ismerjük. Első lépésként megfelelő számú parti szélregisztráló műszer felállítása válik szükségessé. A dunai viharjelzések megvalósítása után a ködprognózisok ugyancsak igen nehéz feladata kerül napirendre. A Bizottság a dunai prognózisok kérdésének további vizsgálatát a folyó év őszén összehívandó szakértői bizottság elé utalta, amelynek hajózási és hidrometeorológiai szakemberek lesznek a tagjai.

Az ülésszak megválasztotta a Duna Bizottság új elnökét *Georgij Apolinarijevics Gyenyiszov*, a Szovjetunió új budapesti nagykövete személyében. A Bizottság új titkára *Frantisek Pisek*, a Csehszlovák Szocialista Köztársaság budapesti nagykövete lett. (A. L.)

*

SZFÉRIKSZ MUNKAÉRTEKEZLET POTSDAMBAN

Az 1961. évi szófiai igazgatói konferencia egyik ajánlása felkérte a Német Demokratikus Köztársaság hidrometeorológiai szolgálatát, hogy a Közép-Európában felállítandó szférikusz iránymérő hálózat koordinálására munkacsoportot jelöljön össze. Az értekezletet — többszöri halasztás után — 1963. január 22–25. között Potsdamban rendezték meg.

Az európai szocialista országok meteorológiai szolgálatait 2 bolgár, 2 lengyel, 7 kelet-német, 1 román, 1 szovjet és 1 magyar delegátus képviselte. Az értekezletet 1963. január 22-én dr. *Ortmeyer* megbízott igazgató nyitotta meg. Elnökké *Skeib* dr.-t, a potsdami obszervatórium igazgatóját választották.

A munkacsoport tagjai az ülések során több előadást tartottak a szférikusz-iránymérés, ill. a villámszámlálás elméleti alapjairól, valamint az eddigi tapasztalatokról. A munkacsoportot a továbbiakban a Közép-Európában létrehozandó iránymérő hálózat technikai kérdéseivel (hírközlési problémák, szinkronizálás, kiértékelő központ), valamint a nemzeti villámszámláló hálózatok felállításával foglalkozott. A tárgyalások során a munkacsoport 6 ajánlást hozott, amelyek 1963 márciusában a varsói igazgatói értekezlet elé kerülnek jóváhagyásra.

A delegátusok megtekintették a potsdami szférikusz állomást, ahol rádiogoniométer, hullámalakvizsgáló, villámszámláló és keskeny-

szektorú irányregisztráló működik. Az értekezlet munkáját kulturális program egészítette ki; a mintaszerű rendezés az NDK hidrometeorológiai szolgálatát dicséri. (M. M.)

*

ÚJ PRECÍZIÓS ANEROID BAROMÉTER

A *WMO Bulletin* 1963. januári számában *A. L. Maidens* új precíziós anerooid barométerről számol be, amelyet a „British Meteorological Office” munkatársai szerkesztettek. A műszer alapvető fontosságú alkatrésze három különlegesen érzékeny, hiszterézismentes és megbízható berillium-réz nyomás-szelence. A szelencék a légnyomásváltozás hatására egyszerű emelőkart mozgatnak, amelynek helyzetét észleléskor mikrométercsavar segítségével határozzák meg. Amikor a mikrométercsavar vége az emelőkart érinti, egy DM 70-es katódsugár-indikátor (egyszerű telepes varázs szem) jelez, s ekkor a mikrométer állásáról a légnyomás közvetlenül leolvasható. A műszer egy $16 \times 16 \times 19$ cm méretű szállítódobozban helyezhető el. Teljes súlya 2,7 kg. A párhuzamos leolvasásokat egyrészt a központi laboratóriumban, másrészt 4 vidéki állomáson higanyos barométerekkel végezték. A műszereket egyszerűen postán küldték ki, hogy ily módon szállíthatóságukról is képet kapjanak. Összesen 705 párhuzamos leolvasás adatai szerint az átlagos négyzetes eltérés 0,23 mb volt, ami az új precíziós anerooid barométer kiváló tulajdonságairól tanúskodik. A brit meteorológiai szolgálat a tengeri hajókon folyó mérések céljára már be is vezette ezt a műszert és szó van még kiterjedtebb alkalmazásról is. (Cz. R.)

*

KOTTA EGY METEOROLÓGIAI KIADVÁNYBAN

Mint érdekességet említjük meg, hogy a Meteorológiai Világszervezet „Időjárási Táviratok” e. kiadványának egyik oldalán kotta látható. A kiadvány D. kötete a hajók számára kiadott meteorológiai jelentésekkel foglalkozik, felsorolva azokat a rádióadókat, amelyek ilyen adásokat kisugároznak, valamint az adások programját. A kötethez csaknem minden hónapban érkeznek a Világszervezet titkárságától pótlások, kiegészítések. Ezekből értesültünk arról, hogy a saigoni (Viet-Nam) egyik rádióadóállomás, amely vietnami, francia és angol nyelven sugároz ki a vietnami partvidékre vonatkozó időjárási helyzetjelentést és előrejelzést, 1962. november 1-étől kezdve a hívójele helyett egy kis dallamot sugároz ki. A kiadvány ennek a kottáját közli a D-II-A-24-5 jelzésű oldalon. Úgy véljük, ez az első eset, hogy egy hivatalos meteorológiai kiadvány kottát közöl. (O. Z.)

AZ EGYESÜLT ÁLLAMOK NEMZETI METEOROLÓGIAI KÖZPONTJA

A Nemzeti Meteorológiai Központ (NMC) az USA Weather Bureau-jának egyik alapvető tudományos-operatív szerve. A központot 1958-ban hozták létre a Weather Bureau, a légierők és a haditengerészet megfelelő szerveinek egyesítésével. A központ Suitlandban van (Maryland állam), Washingtontól 40 km-re.

Az NMC alapvető feladata többirányú tudományos kutatás végzése a rövid- és hosszútávú előrejelzés területén (elsősorban a szám-szerű előrejelzési módszerekre támaszkodva), különböző aeroszinoptikai anyagok gyűjtése, analízisa és kisugárzása a helyi előrejelzési szerveknek; konzultáció a folyó és várható időjárásról az Északi-Félgömb területén; rövid- és hosszútávú (5–30 napos) előrejelzések készítése és kisugárzása.

Az NMC munkájában nemcsak meteorológusok, hanem matematikusok, fizikusok és elektronikai szakemberek is részt vesznek. A központ jelentős láncszem a nemzeti meteorológiai fakszimile hálózatban, amelyen keresztül a központból alapvető operatív anyagot sugároznak ki több mint 700 előrejelző és szolgáltató szervnek, amelyek az USA területén és határain helyezkednek el.

Az NMC-ben az alábbi részlegek vannak: 1. nemzeti időjárás-analízis centrum (NAWAC) 2. hosszútávú előrejelző részleg, 3. egyesített numerikus előrejelző egység (JNWPU).

Ebben az ismertetésben a hosszútávú előrejelző részleg és az egyesített numerikus előrejelző egység munkájáról számolunk be.

A *hosszútávú előrejelző* feladata az 5–30 napos távelőrejelzések készítése és terjesztése, valamint tudományos kutatás végzése.

Az 5 napos előrejelzések periódusokon alapulnak, s minden vasárnap, kedden és csütörtökön kerülnek kiadásra. Ugyanezen a napokon estére elküldik minden előrejelző szervnek és érdeklődőnek. Így megvalósítható a prognózisok fedése és korrigálása. Az ötnapos

előrejelzések megadják a légtömegek várható közepes cirkulációjának képét az egész északkeleti tengerszintre és 700 mb-ra vonatkozóan, továbbá valamennyi napra a prognosztikai térképeket légnomásmértékekkel, frontokkal és csapadékos területekkel. Az előrejelzésekben megtalálható a hőmérséklet átlagtól vett eltérése, és a csapadék minőségi becslése. A hőmérséklet átlagtól vett eltérését öt fokozatban adják meg: sokkal az átlag fölött, átlag fölött, átlag körül, átlag alatt, sokkal az átlag alatt. A csapadék becslés három fokozatú: kevés, mérsékelt, erős.

30 napos előrejelzést havonta kétszer adnak. Ezekben az előrejelzésekben megadják a magassági közepes áramlást, tájékoztatást adnak az uralkodó ciklon és anticiklon trajektóriákról, a hőmérséklet átlagtól vett eltéréséről, a 30 nap alatt várható csapadék mennyiségéről. Az előrejelzés mindig a kiadás napja utáni naptól érvényes. A hőmérsékleti eltérés és a csapadék prognózisát ugyanolyan fokozatokban adják meg, mint az 5 napos előrejelzését. A 30 napra várható időjárás jellegének megadásán kívül a prognózisban áttekintést adnak az előző 30 nap időjárásáról is.

Az 5 és 30 napos előrejelzéseket széles körben elterjesztik az USA területén és a környező államokban (pl. Kanada) géptáviró, ill. fakszimile segítségével.

A távelőrejelző részleg külön prognózisokat is készít katonai hatóságok, sarkvidéki expedíciók és mások igényeinek kielégítésére.

A távelőrejelző részlegben rendszeresen elemzik a távprognózisok bevalását. Az 1954–59-es évek verifikációs adatai szerint a széleloszlás és hőmérséklet előrejelzésének minősége jelentősen javult. Ezt részben új előrejelzési módszerek bevezetése, részben pedig az a tény magyarázza, hogy az adatok feldolgozásában és analízisében nagymértékben felhasználják az elektronikus számológépeket.

Nagy figyelmet szentelnek a távelőrejelző részlegben a tudományos kutatómunka fejlesztésének. Kutatásokat folytatnak a légkör energetikájára, valamint a földfelszínnek a

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest V. Szabadság tér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológia) Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

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

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

TITKÁRSÁG

cirkulációra gyakorolt hatására vonatkozóan; cirkulációs típusok alapján statisztikai vizsgálatokat folytatnak a csapadék, hőmérséklet és légnymás évszakos összefüggésére; valamint operatív számszerű előrejelzési módszerek kidolgozására végeznek kutató munkát. Ezen kívül tanulmányozzák a hurrikánok kialakulásának cirkulációs feltételeit, és korszerűsítik a csapadék és hőmérséklet előrejelzésének objektívebb módszereit.

A távelőjelzési részlegben gyűjtik az egész földgömből érkező anyagot, amely feltétlenül szükséges a statisztikai és távprognosztikai kutatáshoz.

Az *egyesített numerikus előrejelző egység* feladata a gépi numerikus előrejelzés terén végzendő tudományos kutatómunka és operatív prognosztikai anyagok (analízisek, prognózisok) kiadása.

Jelenleg a részleg egy IBM-7090 jelű univerzális elektronikus számológépet használ, amelyen 1960 második felétől rendszeresen végeznek geopotenciál, hőmérséklet és szél előrejelzéseket négy szintre (850, 700, 500 és 200 mb) az egész Északi-félfekére, 24, 36, 48 és 72 órára. Naponta előrejelznek és a nemzeti meteorológiai faksimile hálózaton keresztül kisugároznak 26 térképet és 12 analízist. 1960-ban a JNWPU-ban három elektronikus számológépet állítottak munkába automatikus tárolásra, objektív analízisre és magassági térképrajzolásra.

A numerikus előrejelző egység fennállásának kezdetén (1955) a numerikus előrejelzést háromszintű barotróp modellel végezték, és prognózt naponta csak egyszer adtak ki. 1956-ban kezdtek kétszintű modellel alkalmazni. A kapott eredmények lehetővé tették, hogy áttérjenek napi kétszeri prognózisadásra.

1958-tól „kevert modelt” használnak, amit azért neveznek így, mert barotróp séma alapján köti össze az 500 mb-os szint előrejelzését a relatív topográfia kétszintű előrejelzésével.

A magassági mezők operatív előrejelzését az alábbi módon hajtják végre: Az Északi-félgömből a 00 és 12 óras aerológiai anyag a JNWPU-ba 8 géptávíron keresztül jut be. A géptávíró szalagjáról az adatok lyukkártyák alakjában perforátorokra, majd számológép mágnesdobjára mennek át. A mágnesszalag „belép” az IMB 7090 elektronikus számológépbe, ahol az információkat a gép dekódolja, ellenőrzi, analizálja és földrajzi pozíciójuknak megfelelően elraktározza. Ezután a számológép az adott program alapján kiszámítja a nyomás, hőmérséklet és szél előrejelzési térképeit mind a négy szintre 24, 36, 48 és 72 órára, majd az előrejelzett térképeket megrajzolja.

Jelenleg a JNWPU-ban az előrejelzési rendszer olyan értelmű megjavításán dolgoznak, hogy az elektronikus számológép gondoskodjék az adatgyűjtés, kontroll, objektív analízis, előrejelzés, térképrajzolás és analízis automa-

tikus folyamatáról a tényleges adatok géptávíron történő beérkezésétől az előrejelzett térképek és analízisek faksimilén történő kisugárzásáig.

A JNWPU-ban folytatott kutatások egyrészt maguknak az előrejelzési módszereknek javítására, másrészt az automatikus adatfeldolgozás és analízis javítására irányulnak. (A. M. M.)

*

A LÉGKÖRI AEROSZOL-KONCENTRÁCIÓ ÉS A LÉGTÖMEGEK KAPCSOLATÁRÓL

tartott előadást a Technika Házában *Mészáros Ernő*, az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos munkatársa a Magyar Meteorológiai Társaság 1963. február 7-én tartott előadó ülésén. Ismertette a „Marcell György” Obszervatóriumban végzett kísérletsorozatot, amelynek során kémiai módszerekkel szétválasztották a tengeri és szárazföldi aeroszoloikat. Az aeroszoloikat klórid anyagokra érzékenyített lemezekben ütköztetési módszerrel fogták fel. A klórid részek ütközés után kémiai reakcióba lépnek a lemez bevonatát képező anyaggal és ún. Liesegang-gyűrűket hoznak létre. A lemezeket mikroszkóppal végig vizsgálva a mért koncentráció értékeit rendre egybevetették az Országos Meteorológiai Intézet központi előrejelző osztályán szinoptikus módszerekkel meghatározott légtömegek szerint, hogy kapcsolatot állapíthassanak meg a koncentráció értéke és a légtömegfajta között. Az előadó elgondolása szerint a légtömegek meghatározásának jelenleg használt, s általa szubjektívnek tartott módszerét ki lehetne egészíteni az objektív klóridmérési eljárással. A kétségtelenül érdekes előadás számos ellenvéleményt váltott ki, *Aujeszký László*, *Berkes Zoltán*, *Szepesi Dezső*, *Czelnay L. Rudolf*, *Makainé Császár Margit* és *Gajzágó László* szálltak vitába az elhangzottak egyes tételével, illetve szóltak hozzá egyetértőleg a beszámolóhoz. (S. A.)

*

„A TUDOMÁNY ÉS A TECHNOLÓGIA ALKALMAZÁSA A GYENGÉN FEJLETT TERÜLETEK JAVÁRA”

címmel nemzetközi konferenciát hívott össze az ENSZ Genfben, 1963. február 4–20-a között. A konferencia, amelyen az ENSZ minden tagállama összesen több mint 2000 küldötellel képviseltette magát, a tudományos kutatás és a technikai segítségnyújtás minden eredményét és lehetőségét számba vette s a fejlődésben levő országok képviselői elé tárta annak érdekében, hogy további fejlődésük előmozdítására használják azokat fel.

A konferencia munkájában a magyar küldöttség is igen tevékenyen részt vett. 19 különböző tudományterület legjelentősebb hazai kutatási eredményeit tartalmazó tanulmányon kívül — amelyek kivétel nélkül kedvező fogadtatásra találtak, sőt többségük termékeny vita kiindulópontjául is szolgált —, 35 magyar felszólalás is bizonyította, hogy a fejlődésben levő országok tudományos és technikai megsegítésére Magyarország is kész és képes.

A tizenkét szekcióra tagoltan dolgozó konferencián a meteorológia elsősorban a mezőgazdasági kérdések között kapott jelentős szerepet. Az egyik magyar tanulmány (*Gál János—Kéri Menyhért*: „A mezővédő erdősávok telepítésének meteorológiai tapasztalatai Magyarországon” című) is itt került megvitatásra s különösen elismerő megjegyzéseket fűztek a komplex szemlélet fontosságát hangsúlyozó megállapításaihoz. A vitában felszólalt a delegáció egyik tagjaként jelenlevő *Kéri Menyhért* met. intézeti tudományos osztályvezető is, ki arra mutatott rá, hogy egyes, gazdaságilag még valóban fejletlen országok a tudományos munka speciális területein (pl. mikroklíma-kutatás, agrometeorológia stb.) élen járnak s alkalmasak arra, hogy eredményeiket segítségként átadják elmaradottabb országoknak ugyanakkor, amikor ők maguk is segítséget fogadnak el más, főleg gazdaságilag fejlettebb országoktól.

Úgy véljük, hogy az ülésezése idején a közérdeklődés középpontjában állt konferencia jó kezdet volt a Föld országainak tudományos és technikai együttműködésében az alapok lerakására, annak a közeljövőben történő kiszélesítésére és kölcsönösen gyümölcsözővé tételére. (*K. M.*)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA

1963. január 24-én tartott ülésén az 1963. évi munkaterv, költségvetés, vándorgyűlés, valamint a pályázati felhívások módosításának kérdéseit vitatta meg. *Szakály József* főtítkári ismertette az 1963-ra tervezett előadások és

rendezvények sorrendjét és tematikáját, valamint a költségvetési tervezetet. A Választmány az előterjesztést kisebb módosításokkal elfogadta.

Élénk vita után egyhangúlag határozta el a Választmány a szakirodalmi és fénykép-pályázatok díjának fölemelését a díjak számára csökkentése árán. E módosítással és a szakirodalmi pályázat tárgykörének kibővítésével kívánja elérni a Társaság a pályázatok iránti fokozottabb érdeklődést.

Hille Alfréd elnök a szeptemberben tartandó, siófoki vándorgyűlés előkészületeiről számolt be. Javasolta, hogy a vándorgyűlés előadásainak tárgykörét az előző évekéhez hasonlóan a Tudományos Tanács állítsa össze. A Választmány végül tagfelvétellel foglalkozott. (*A. P.*)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA

1963. február 21-én a Technika Házában előadó ülést tartott, amelynek napirendjén *dr. Bárány Istvánnak* „Az éghajlat és az időjárás befolyása az úszóeredményekre” című előadása szerepelt. A légi környezet befolyása az úszósport csúcseredményeire kétségtelen, de néha döntő, néha pedig egyéb külső és belső hatások mellett másodrendű szerepet játszik. A bennünket körülvevő közeg befolyása többek között a napi életritmusban is állandóan érvényesül. Az olimpiai úszóeredmények elemzése arra mutat, hogy a fiatal kortól kezdődő felkészülés szempontjából legmegfelelőbb a mérsékelt meleg, nedves éghajlat. A változó időjárás természetesen szintén lényegesen befolyásoló tényező.

A nagy kérdés az, miképpen lehet a versenyzőket úgy előkészíteni, hogy a külső körülmények zavaró hatása mennél csekélyebb legyen. A kérdéshez a hallgatóság sorából számosan szoltak hozzá. Az elnöklő *dr. Schulhof Ödön* a vitát összegezve annak a véleményének adott kifejezést, hogy az alkalmazkodási képesség kifejlesztése a különböző légköri behatásokhoz a megfelelő és járható út a fölvetett kérdés megoldása felé. (*H. A.*)

631259

Athenaeum Nyomda

Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

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

Megjelent 900 példányban

INHALT—SOMMAIRE—CONTENTS—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Czelnai, R.—Dési, F.—Rákóczi, F.</i> : On the Principles Determining the Density of the Network of Meteorological Stations (English and Hungarian Text).....	1
<i>Petkovšek, Z. (Ljubljana)</i> : Frontalzone in der Luftströmung über orographische Hindernisse (Deutscher und ungarischer Text) ...	7
<i>Koppány, G.</i> : Frequency of Strong 24 Hour Changes in Atmospheric Pressure over the Region between the Rocky Mountains and Western Siberia.....	14
<i>D. Koltai, M.</i> : New Study of Temperature Effect of the Snow Cover	21
<i>Kozák, B.</i> : Eine hochempfindliche Einrichtung zur Registrierung von Trocken- und Feuchttemperaturen.....	24
<i>M. Császár, M.</i> : Delay of the North-western Cold Fronts and Cyclogenesis on the Lee of the Alps.....	28
<i>Péczezy, G.</i> : Duration Probabilities of Periods without Precipitation in Hungary.....	33
<i>Adámy, L.</i> : Structure of Convective Currents.....	38
<i>Kozma, F.—Szilágyi, T.</i> : The Effect of Soil Heat Streaming on the Cooling of the Near-ground Layers.....	43
<i>B. Jakus, E.—Götz, G.</i> : On the Mesosynoptic Objects.....	46
<i>Gajzágó, L.</i> : Schwefeldioxydgehalt der Luft.....	54
Preisausschreibungen der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft	55

L I T E R A T U R E

<i>Jastrow, R. (Red.)</i> : The Exploration of Space (<i>Hille, A.</i>).....	57
<i>Doneaud, A.—Beşleagă, N.—Stoian, R.</i> : Metode numerice grafo-analitice de alcătuire a hărţilor probabile ale cimpului baric pentru 2 de ore (<i>Ambrózy, P.</i>).....	58
<i>Irányi, J.—Orovecz, B.—Somogyi, E.—Irányi, K.</i> : Das Blitztrauma in neuer Sicht (<i>Aujeszky, L.</i>).....	58

C H R O N I C L E	59
-------------------------	----