

AZ IDŐJÁRÁS

ÍRTA

STEINER LAJOS

**a Meteorológiai Intézet igazgatója,
a M. Tud. Akadémia I. tagja,
egyetemi m. - tanár**

BUDAPEST, 1931

KIADJA

A

MAGYAR SZEMLE TÁRSASÁG

TARTALOM

AZ IDŐJÁRÁS

I.

LÉGKÖRÜNK

II.

A HŐMÉRSÉKLET IDŐBELI VÁLTOZÁSA ÉS A FÖLD FELÜLETÉN VALÓ ELOSZLÁSA

III.

A LÉGNYOMÁS IDŐBELI VÁLTOZÁSA ÉS A FÖLD FELÜLETÉN VALÓ ELOSZLÁSA

IV.

A LEVEGŐ NEDVESSÉGE A CSAPADÉK ELOSZLÁSA ÉS A VÍZ KÖRFORGALMA A FÖLDÖN

V.

A SZÉL KELETKEZÉSE. SZÉLRENDSZEREK

VI.

AZ IDŐJÁRÁS

VII.

IDŐSZAKOSSÁG AZ IDŐJÁRÁSBAN EGYMÁSTÓL TÁVOLESŐ FÖLDTERÜLETEK IDŐJÁRÁSA KÖZT FENNÁLLÓ KAPCSOLATOK

VIII. AZ IDŐJÁRÁS MESTERSÉGES BEFOLYÁSOLÁSA

IRODALOM

AZ IDŐJÁRÁS

Az időjárás az emberi tevékenység minden ágában jelentős tényező s így nem csoda, ha, mondhatni, ősidők óta általános érdeklődés tárgya. Már a legrégebbi korban, amikor vadászat, földművelés, halászat volt a népek főfoglalkozása, a csaknem állandó tartózkodás a szabadban kényszerítette az embereket az időjárás változásainak megfigyelésére és kétségtelen, hogy a népies időjósági szabályoknak nagy része igen régi keletű.

Az időjárás rendszeresebb megfigyelése is már az őskorban kezdődött.

Az asszíroknál és babiloniaknál a papi kaszt volt a tudománynak művelője. E tudósok az égi jelenségeket nagy figyelemmel kísérték és az időjárást is e jelenségekkel hozták kapcsolatba. Így keletkezett az asztro-meteorológia, mely az asszír-babilon vallásnak is egy részét alkotta, de később is még sokáig csillagászati elemekkel keverték az időjárási jelenségeket, sőt az asztrometeorológia még ma sem halt ki teljesen és manapság is felmerül még a közönség körében az a téves hit, hogy a bolygók állásából az időjárásra lehet következtetni. A régi görögök, úgy látszik, már rendszeres meteorológiai megfigyeléseket végeztek és mint tengerjáró nép, különösen a szélviszonyokat méltatták figyelemre. A megfigyelések általában műszerek nélkül történtek, noha a hőmérőnek ősalakját alexandriai Hero (Kr. sz. előtt 2. század vége körül) termoszkópjában már megtaláljuk. A régi görögöknek meteorológiai jelenségek eredetere, mibenlétére vonatkozó felfogása Arisztotelész (Kr. sz. e. 384-322) „Meteorologica”-jában tükröződik vissza. A rómaiaknál a meteorológia nem fejlődött és a római birodalom bukása után bekövetkezett visszaesés a kultúrában nem volt kedvező a meteorológiai vizsgálatokra, úgyhogy Arisztotelész „Meteorologica”-ja mintegy 2000 éven át a meteorológiai ismeretekben irányadó kézikönyv volt és időszámításunk 17. százada végéig megjelent meteorológiai kézikönyvek és meteorológiával foglalkozó tudományos iratok alapjául szolgált. A meteorológiai jelenségek és megfigyelések iránt az érdeklődés növekedett a 15. század végén a szárazföldi és tengeri nagy felfedező utazások révén, amikor a messze óceánokat és új felfedezett területeket bejárt tengerészek és utazók a hazaiaktól teljesen elütő klimatikus viszonyokról hoztak híradást. És e megnövekedett érdeklődés újabb ösztönzést nyert az első meteorológiai műszerek feltalálása által, melyek kvantitatív méréseket is megengednek és a meteorológia fejlődésének újabb korszakát bevezetik. A légsúlymérő (barometer) és a hőmérő (termometer), a megfigyelő meteorológiának két legfontosabb műszere, a 17. század közepe táján kapta lényegében még ma is használatos alakját. Ezután a rendszeres megfigyelések különböző helyeken mind nagyobb számban folynak. A gyűjtött észlelési anyag tudományos értékesítése akkor nyer nagyobb lendületet, amikor a kutatók felismerik, hogy a gyűjtött adatok különösen becsekké akkor válnak, ha azok egymás között összehasonlíthatók és egységes képbe összefoglalhatók. Ennek felismerése vezetett arra, hogy nemzetközi úton állapítottak meg egységes megfigyelési módokat és kutató eljárásokat, melyeket az egyes országok megfigyelő hálózataukba bevezettek. Ily nemzetközi megállapodások érvényesülnek többek között azokban a rendszeres vizsgálatokban is, amelyek a felsőbb levegőrétegek meteorológiai viszonyainak tanulmányozására az egyes országok központi intézeteiben, obszervatóriumaiban mintegy 25-30 év óta serényen folynak.

A légkör fizikai állapotát az úgynevezett meteorológiai elemek együttesen jellemzik. Ily meteorológiai elemek a légnyomás, a levegő hőmérséklete, vízgőztartalma (nedvessége), a borultsági fok (felhőzet), csapadék (eső, hó, jég stb.) a szél, a légkör elektromos jelenségei (villámlás, mennydörgés stb.), napfénytartam és napfényerősség stb. E meteorológiai elemek az időben változnak és változásuk az idő változásában jelentkezik, amit az időjárás szó is kifejez. A meteorológiai elemek változásában megnyilatkozó törvényszerűségek kutatása és a matematikai fizika módszereivel való leírása a meteorológiának, mint a légkör fizikájának feladata.

I. LÉGKÖRÜNK

A levegő gázkeverék és főalkatrésze nitrogén és oxigén. E két gázon kívül a száraz levegő csekély mennyiségben tartalmaz szénsvágot, hidrogént, továbbá argont, neont, héliumot és kriptongázt. Teljesen száraz, vízgőzmentes levegő azonban - a legfelső rétegektől eltekintve - általában ritkán fordul elő, mert a tengerekből, folyókból, növények felületéről, stb. történő vízpárolgás folytán állandóan vízgőz kerül a levegőbe.

A vízgőzmentes (száraz) levegő összetételéről a következő összeállítás tájékoztat:

	100 liter levegőben van 0 C° és 760 mm nyomás mellett (liter) térfogat	100 gramm levegőben van (gramm) súly	100 gramm levegőben van (gramm) súly
Nitrogén	78.08	97.67	75.51
Oxigén	20.95	29.94	23.15
Argon94	1.67	1.29
Szénsv03	.059	.046
Hidrogén001	—	—
Neon0012	—	—
Hélium0004	—	—
Krypton0001	—	—

A második oszlop számainak jelentését illetően megemlítjük, hogy a 100 liter 0 C° (0 Celsius fok, vagyis a víz fagyáspontjának hőmérséklete) hőmérsékletű és 760 milliméter nyomású levegőben levő nitrogén, oxigén, argon, stb. ugyanilyen hőmérséklet és nyomás mellett rendre 78.08, 20.95, 0.94, stb. liter térfogatot foglalna el. A keverékben e gázok mindegyike 100 liter térfogatot foglal el és nyomásuk rendre

$$760 \times \frac{78.08}{100} = 593 \text{ mm} \quad 760 \times \frac{20.95}{100} = 159 \text{ mm}$$

$$760 \times \frac{.94}{100} = 7 \text{ mm stb.}$$

A 0 C° hőmérsékletű és 760 mm nyomású 1 m³ levegő súlya, amint a harmadik oszlop számaiból is látjuk, 1.293 kg (kilogramm).

Mintegy 10-12 kilométerig, ameddig az alsó és felső levegőrétegek a fel- és leszálló áramok útján keverednek egymással, a levegő összetétele körülbelül állandó. Nagyobb magasságban a levegő összetétele változik és mennél magasabbra emelkedünk, annál inkább túlsúlyra kerülnek a könnyű gázok (hidrogén, hélium) és például 100 km magasságban a levegő összetételében 96.4 térfogatszázalékot tesz ki a hidrogén és 3 százalékot a nitrogén.

Az említett gázokon kívül a levegő idegen testecskéket is tartalmaz változó mennyiségben, amelyeket porrészecskék gyűjtőnéven foglalnak össze. Ezeknek száma igen nagy, különösen a városokban. Edinburgban például borús időben 1 cm³-ben 250.000 porszemet találtak. Magasabban fekvő helyeken, a hegyekben számuk megcsappan, de itt is több száz van 1 cm³-ben. A porrészecskék száma különösen égési termékek útján növekszik.

A porrészecskék megszámlálására szolgáló eljárás, melyet *Aitken* angol fizikusnak köszönünk, a következő megfontoláson alapszik. Valamely térfogat bizonyos hőmérséklet mellett legfeljebb csak egy bizonyos mennyiségű vízgőzt tartalmazhat és pedig annál többet, mennél magasabb a hőmérséklet. Ha valóban ez a mennyiségű vízgőz van benne, azt mondjuk, hogy a tér vízgőzzel telített. Ugyanez áll akkor is, ha a térben a vízgőzön kívül levegő van. Ha a hőmérséklet csökken, a levegőben foglalt vízgőz egy része kicsapódik, vízzé sűrűsödik. A vízgőznek vízcseppekké sűrűsödése a levegőben lebegő porrészecskéken történik. *Aitken*-től szerkesztett készülékben a levegő hőmérsékletét csökkentjük azáltal, hogy térfogatát hirtelen

növeljük. Ez az ellenkezője annak a folyamatnak, amely akkor áll be, amikor valamely gáztömeget gyorsan összenyomunk és az felmelegszik, mert az összenyomáskor a gáz feszítőereje ellen végzett munka a gáz belső energiájának, melegtartalmának növelésére fordítatik. E folyamatot a „pneumatikus gyújtóban” használjuk fel. Egy réz- vagy üveghengerben jól záró dugattyút gyorsan lenyomva, a dugattyútól összenyomott levegő annyira felmelegszik, hogy a henger alján kivájt üregbe helyezett tapló meggyullad.

Aitken készülékében a porrészecskékre lecsapódott vízcseppecskék súlyuknál fogva egy négyzetmilliméterekre osztott lapra szállnak és ezen mikroszkóp segítségével megszámlálhatók.

A porrészecskéken kívül a levegő rendszeren kisebb-nagyobb mennyiségben tartalmaz baktériumokat. A levegőben foglalt idegen részecskék együttesen a levegő „szennyezettségét” okozzák, amely főképp egészségügyi fontosságánál fogva újabb időben behatóbb vizsgálatok tárgya.

Mint minden gáznak, a levegőnek is van feszítőereje, nyomóereje és ezt a felületegységre gyakorolt nyomóerővel, amit nyomásnak hívunk, mérjük. A földfelület minden egységnyi területére légkörünk akkora nyomást gyakorol, amekkora e terület felett levő levegőoszlop súlya. E súlyt a *Torricelli*-tól ajánlott és *Viviani*-tól 1643-ban először véghezvitt következő kísérlettel állapíthatjuk meg. 1 méter hosszú, egyik végén zárt üvegcsövet megtöltünk higannyal és a cső nyitott végét hüvelykujjunkkal befogva, a csövet megfordítjuk és egy higanyt tartalmazó nyitott edénybe bebocsátjuk, úgyhogy a cső vége az edényben levő higany felülete alá merüljön. Azt tapasztaljuk, hogy a higany a csőben egy darabon alászáll és azután függve marad a csőben, úgyhogy a higanyoszlop felső vége az edényben foglalt higany felületétől mintegy 16 cm távolságra van. A higanyoszlop fölött légüres tér keletkezett és a 76 cm magas higanyoszlop súlya éppen egyenlő az edény higanyfelületén a cső keresztmetszetével egyenlő felületrészre nehezedő levegő súlyával. Mivel a higany fajsúlya 13.6 (1 cm^3 higany súlya 13.6 g), ha a cső keresztmetszete 1 cm^2 , a levegő minden 1 cm^2 területre $76 \times 13.6 = 1034\text{ g}$ súllyal nehezedik. E nyomás, melyet légnyomásnak hívunk, változik az évszakkal, napszakkal, az időjárással és változása részben ismert időszakhoz kötött, ismétlődő, periodikus változás (pl. a napi változás), részben nem időszakaszos szabálytalan ingadozás. A szélső határ, amit a légnyomás a földfelületen, *tengerszínben* felvesz, mintegy 71 és 80 cm, vagy mivel a légnyomást rendszerint nem centiméterben, hanem milliméterben kifejezett higanyoszlop magasságával jelöljük meg, a mondott határok 710 és 800 mm.

A *Viviani*-tól véghezvitt kísérlet, melyet imént leírtunk, a higany-légsúlymérő (barometer) legegyszerűbb alakját valósítja meg. A kísérlet után csakhamar felmerült az a gondolat, hogy ha e kísérletben a higanyoszlop a levegőoszlop súlyát méri, úgy hegycsúcsra menve, amikor a levegőoszlop egy részét magunk alatt hagyjuk, a higanyoszlop magasságának kisebbnek kell lennie. A mindennapi tapasztalat valóban igazolja ezt a várt jelenséget. Hegycsúcson a légnyomás kisebb és ennél magasabbra emelkedünk, annál kisebb. A légnyomásnak csökkenése a magassággal a magasságmérésnek legszokottabb módja, melyet például repülőgépeken naponta sok ezer légi pilóta a jármű vezetésében hasznosít. Ily célra azonban rendszerint nem a körülményesebben és csak nagy kockázattal szállítható higanyos barométert, hanem az úgynevezett aneroid barométert használják, melyben a levegő nyomásával egy rugó rugalmas feszültsége tart egyensúlyt.

Ha h magassággal emelkedünk a levegőben, a légnyomás annyival fogy, amennyi a h magaságú levegőoszlop súlya. E súly természetesen függ a levegő sűrűségétől, ez pedig a hőmérséklettől és magától a légnyomástól. A következő táblázat tájékoztat arról, hogyan változik a légnyomás, ha a magasba emelkedünk. A tábla összeállításában a hőmérsékletnek változása a magassággal 100 méterenként $0.5\text{ }^\circ\text{C}$ -nak lett elfogadva 10.000 méterig, ami a tapasztalat szerint nagy általánosságban fennáll, 20.000 m magasságban a hőmérsékletet rendre -65 , -60 , -55 , $-50\text{ }^\circ\text{C}$ -nak vettük. A tábla utolsó oszlopa mutatja, hogy átlagos állapotnak megfelelő viszonyok mellett 1 mm légnyomáscsökkenésnek mekkora magasságnövekedés felel meg.

Légnyomás a különböző magasságban					1 mm légnyomás- csökkenésnek meg- felelő magasság- növekedés (m)
Magasság (m)	-15 C°	0 C°	15 C°	30 C°	
0	760	760	760	760	11.1
100	750	750	751	751	11.2
500	711	713	715	718	11.7
1000	665	670	675	679	12.3
3.000	505	517	528	539	15.1
5.000	380	395	410	424	19
10.000	176	193	209	224	33
20.000	41	46	51	57	124

Amint látjuk, mennél melegebb a levegőoszlop, annál kisebb a légnyomáskülönbség az oszlop alsó és felső vége között, ami természetes, mert a melegebb levegőoszlopban a levegő sűrűsége, tehát a levegő tömege és így súlya is kisebb, mint a hidegebb levegőoszlopban. Egyúttal látjuk, hogy ha két különböző hőmérsékletű levegőoszlopban a tengerszínben a légnyomás ugyanakkora, a magasban ugyanazon magasságban a tengerszín felett a melegebb levegőoszlopban a légnyomás magasabb, mint a hidegebb levegőoszlopban.

Ha levegőtömeggel meleget közlünk, ennek egy része a levegő hőmérsékletének emelésére fordítatik, másik része a levegő térfogatát növeli és eközben a levegő a ráható külső nyomás ellen munkát végez. Ha a levegő kénytelen térfogatát növelni, de meleget nem közlünk vele, úgy a külső munkát saját melegkészlete rovására végzi, vagyis lehül; megfordítva, ha a levegőtömeget nagyobb nyomás alá vetjük és ennek következtében összenyomódik, a levegő összenyomására fordított munka ellenértékekép meleg fejlődik és ha e meleget a levegő nem adhatja át környezetének, mert a folyamat elég gyorsan zajlott le, úgy maga a levegő felmelegszik. Oly folyamatot, melynél a levegő kívülről nem nyer és kifelé nem ad le meleget, *adiabatikus* folyamatnak hívnak. Ily folyamatban, amíg nem nagy változásokról van szó, az abszolút hőmérséklet aránylagos változása a nyomás aránylagos változásának háromtized, pontosabban .2884 része. Az abszolút hőmérsékletet úgy kapjuk, hogy a Celsius fokokban kifejezett hőmérséklethez 273-t hozzáadunk. Ha például 1 légköri nyomás (760 mm magas higanyoszlop súlyával egyenlő nyomás) alatt álló levegő adiabatikusan úgy változik, hogy nyomása 750 mm-re csökken, az eleinte 0 C°, vagyis 273 absz. hőmérsékletű levegő hőmérséklete $.29 \times 10 \times 273/760 = 1$ C°-kal csökken. A légnyomásnak a magassággal való csökkenési törvényét tekintetbe véve kimutatható, hogy általában, ha a száraz levegő 100 m-rel emelkedik, miáltal kisebb nyomás alá kerül, hőmérséklete 1 C°-kal csökken.

Miként már említettük, valamely levegőtömeg egy bizonyos hőmérséklet mellett legfeljebb egy bizonyos mennyiségű vízgőzt tartalmazhat és pedig mennél magasabb a hőmérséklet, annál többet. A következő tábla mutatja, hogy különböző hőmérséklet mellett 1 m³ levegő legfeljebb hány gramm vízgőzt tartalmazhat. Miután a vízgőznek, mint gáznak is van nyomása, feszítőereje, melyet milliméterben kifejezett higanyoszlop súlyával mérünk, az alábbi táblázat a negyedik oszlopban e nyomást is feltünteti. Ha a levegő a hőmérsékletének megfelelő, lehetséges legnagyobb vízgőzmennyiséget tartalmazza, azt mondjuk, hogy a levegő vízgőzzel telített.

Ha vízgőzzel telített levegő hőmérséklete csökken, a benne foglalt vízgőz egy része vízcsepp alakjában kicsapódik, mert az alacsonyabb hőmérsékletnél csak kevesebb vízgőz lehet a levegőben. A vízgőz kicsapódását azonban más fontos jelenség is kíséri. Ismeretes, hogy ha vizet vízgőzzé akarunk változtatni, vagy amint mondani szoktuk, el akarjuk párologtatni, meleget kell vele közölni és pedig 1 gramm víz elpárologtatására mintegy 600 grammkalória szükséges, vagyis akkora melegmennyiség, amekkora 600 gramm vizet 1 C°-kal tud felmelegíteni. Ez a 600 gkal. meleg ismét felszabadul, amikor 1 g vízgőz mint vízcsepp kicsapódik.

Hőmérséklet C	1 m ³ telített levegőben foglalt vízgőz (g)	1 C°-ra eső változás	A levegőt telítő vízgőz nyomása (mm)	1 kg telített levegőben ¹ lévó vízgőz tömege (g) 760 600 400 mm légnymomás mellett		
-10	2.38	.15	2.16	1.64	2.08	3.11
-5	3.42	.21	3.17	2.51	3.19	4.79
0	4.85	.29	4.58	3.77	4.78	7.19
5	6.81	.39	6.54	5.41	6.86	10.30
10	9.42	.52	9.21	7.53	9.53	14.35
15	12.85	.69	12.79	10.46	13.25	19.97
20	17.32	.90	17.54	14.35	18.64	27.48
25	23.07	1.15	23.76	19.51	24.78	—

A szemügyre veendő folyamat jobb áttekinthetősége céljából válasszunk 1 kg 760 mm nyomású, 10 C° hőmérsékletű telített levegőtömeget, amelyben 7.5 g vízgőz van. Ha e levegőtömegeből meleget vonunk el azáltal, hogy hűtjük, a vízgőz egy része kicsapódik és a kicsapódás folytán felszabaduló meleg a melegelvonás ellen hat. Tudjuk, hogy 1 kg száraz levegőnek 1 C°-kal való lehűtésére állandó nyomás mellett 238 grammkalória meleget kell elvonnunk. Hogy az 1 kg 10 C° hőmérsékletű, vízgőzzel telített levegőtömegeből hőelvonás útján 9 C° hőmérsékletű telített levegőt nyerjünk, mely a fent közölt tábla szerint mintegy 7.1 g vízgőzt foglalhat magában, mintegy 0.4 g vízgőznek vízcseppé kellett átalakulnia, ennél fogva az 1 kg telített levegőből el kellett vonnunk mintegy $238 + 0.4 \times 600 = 478$ gkal. meleget. Ha tehát a lehűlés azáltal történt, hogy az 1 kg levegő külső munkát végzett, úgy a vízgőzzel telített nedves levegőnek nagyobb külső munkát kellett végeznie, amikor 1 C°-kal lehűlt, mint amekkorát vízgőzmentes száraz levegő (vagy csak annyi vízgőzt tartalmazó nem telített levegő, hogy vízcseppkicsapódás nem történik) végez, amikor e munka ellenértékeképp 1 C°-kal lehűl. A két munkavégzés aránya $478:238=2$. Ebből következik, hogy ugyanakkora külső munkavégzés mellett a vízgőzzel telített levegő, melyben vízgőzkicsapódás történik, körülbelül félsannyira hűl le, mint a vízgőzmentes száraz levegő vagy nem telített levegő, melyben vízgőzkicsapódás nincs. A fent közölt tábla adataiból könnyen látható, hogy alacsonyabb hőmérsékletnél e különbség, száraz és vízgőzzel telített levegő között kisebb, magasabb hőmérsékletnél nagyobb.

Az adiabatikus lehűlés és az ennek következtében a vízgőzt tartalmazó levegőben beálló vízgőzkicsapódás az eső keletkezésében nagy szerepet játszik. Láttuk, hogy függélyesen felfelé haladva, a légnymomás csökken. Ha tehát vízgőzzel telített levegőtömeg felszáll, emelkedés közben, kitágulása miatt, a légnymomás ellen munkát végez és e közben lehűl, vízgőztartalmának egy része mint vízcsepp kicsapódik és részben mint eső (hó, jég, stb.) a földre hull, részben a levegőben lebeg és felhőt alkot.

A légkörben lejátszódó meteorológiai folyamatoknak, mint általában a Föld minden életnyilvánulásának, végső kútforrása a Nap. A Napból jövő sugarak tartják fenn az állati és növényi életet a Földön. A talaj termőereje, a szénben rejlő energiaforrás, melyet a különböző gépekben, hatalmas iparberendezéseinkben, közlekedési eszközeinkben kihasználunk, a Nap energiájából ered. A légkörben lejátszódó folyamatok, az étető és termést érlelő jótékony napsugár, a romboló szélvihar, a víz csodálatos körútja, midőn a napsugarak hatása alatt mint

¹ Hogy fogyó nyomással az 1 kg nedves levegőben foglalt vízgőz tömege növekszik, azzal függ össze, hogy csökkenő nyomással az 1 kg levegő térfogata növekszik és e nagyobb térfogat több vízgőzt tud magába foglalni.

vízgőz felszáll a magasba és majd mint csendes eső a növényzetnek szükséges nedvességet szállítja a talajba, majd felhőszakadászerű árbán lezúdulva, rombol, pusztít, megdagasztja a patakokat és folyókat és végeredményben a tenger elpárolgott vizét pótolja, az időjárás sokszor szeszélyes változása, stb., elsősorban a napsugárban hozzánk érkező napenergia megnyilvánulása.

A napsugárban hozzánk érkező sugárzó energia összetett sugárzás. Erről meggyőződünk, ha a napsugarat üvegprizmán átengedjük haladni, amely a napsugarat a szivárvány színeit mutató sugarakra - spektrumra - bontja. E látható, szemünk által észrevehető sugarakon kívül a napsugár láthatatlan, úgynevezett sötét sugarakat is tartalmaz és pedig úgy a vörös színen innen (infravörös sugarak), mint az ibolya színen túl (ultraibolya sugarak), amelyeknek legnagyobb részét az üveg elnyeli. A napfényt alkotó sugarakról a tapasztalati jelenségek alapján azt a képet alkothatjuk magunknak, hogy ezek igen gyors rezgési folyamatok és a különböző fajta sugarak a rezgési folyamat tartamában, vagy másképp kifejezve, az 1 másodperc alatt végzett rezgések számában térnek el egymástól. E rezgések a fénysugár irányára merőlegesen történnek és e sugár mentén 300.000 kilométer másodpercenkénti sebességgel terjednek tovább a térben. Az a távolság, amelyre a rezgés egy rezgéstartama alatt továbbterjed, a sugár hullámhosszúsága és rendszerint λ -val jelöltetik. A sugarak jellemzésére a rezgéstartam vagy másodpercenkénti rezgésszám helyett legtöbbször a hullámhosszúságot választják. Azok a sugarak, amelyeknek hullámhosszúsága mintegy .0008 és .0003 mm vagy rövidebben .8 μ és .3 μ (1 μ =1/1000 mm) között fekszik, a látható sugarak.

A napspektrum különböző hullámhosszúsága sugaraiban érkező energiamennyiséget a *Langley*-től szerkesztett bolométerrel mérik. Ennek lényeges alkotórésze nagyon vékony, kormozott platinadrót, melyre a spektrum egyes alkotó sugarait rendre rávetik. A kormozott platinadrót elnyeli a rászó sugárzást és a sugárzási energia nagyságához képest többé-kevésbé felmelegszik, minek következtében elektromos ellenállása megváltozik és e változásból a drótra eső sugárzási energiamennyiség különbözőségére következtethetünk. A bolométeren kívül többfajta oly készüléket szerkesztettek, melyekkel az összes napsugárzást, az egyes sugarakra való bontás nélkül lehet megállapítani. Ezek vagy hasonló elven alapszanak, mint a bolométer vagy a napsugárzást víz, higany, stb. melegítésére használják és a felmelegedés foka szolgál az energia mértékéül.

A spektrum látható sugarain innen, a hosszabb hullámhosszúságok felé eső infravörös sugarakat sötét hősugaraknak szokták hívni, a .3 μ hullámhosszúságon túl eső rövidebb hullámhosszúságú sugarak főképp kémiai hatásúak.

A napfényben foglalt sugarak közül egyesek - főképp az infravörös részben fekvők közül - légkörünkben jelenlevő vízgőztől és szénstóvtól nagy részben elnyeletnek.

A légkörben történő elnyeletésen (abszorpció) kívül, amely főképp a nagyobb hullámhosszúságú, nem látható (infravörös) sugarakban jelentékeny, a sugarak másfajta gyengülést, úgynevezett diffúz visszaverődést (szóródást) is szenvednek. A napsugarak ugyanis a levegőmolekuláktól és a levegőben lebegő igen apró idegen testecskéktől szétszóratnak és pedig annál jobban, mennél kisebb a hullámhosszúságuk, továbbá természetesen annál nagyobb mértékben, mennél nagyobb utat tett meg a napsugár a légkörben. E szerint legnagyobb szóródást szenvednek a spektrum kék vége felé eső sugarak és alacsony napállásnál nagyobb a szóródás, mint mikor a Nap magasabban áll az égen. Ez az oka annak, hogy az eget a szórt fényben kéknek látjuk, továbbá annak, hogy a felkelő és lenyugvó Nap (és Hold) vöröses színben látszik, mert a szemünkbe irányuló közvetlen nap- (hold) sugárnak rövidebb hullámhosszúságú sugárösszetevői erősebben szétszóratnak.

A közvetlen napsugárzásnak az elnyeletés és szóródás folytán beálló gyengülése nem jelent teljességében veszteséget a földfelületre, mert az elnyelt és szórt sugárzásnak egy része (körülbelül fele), mint ég-sugárzás és a légkör hősugárzása a földfelületre jut, másik része (fele) pedig a világűrbe sugároztatik.

A légkörnek az a tulajdonsága, hogy a kisebb hullámhosszúságú (látható sugarakat) csekély mértékben, a nagyobb hullámhosszúságú sugarakat nagy mértékben elnyeli, Földünk melegsugárzására fontos következményt von maga után. A Föld felületére lejutó közvetlen napsugárzás, mely főképp a látható sugarakból tevődik össze, a földfelületet, a földi tárgyakat melegíti, úgyhogy ezekből hőmérsékletüknek megfelelő, nagy hullámhosszúságú sötét hő-sugárzás indul ki, melyet a légkör, főképp a benne foglalt vízgőz, szén-sav és ózon útján, majdnem teljesen elnyel. A Földről kiinduló és a légkörtől elnyelt nagy hullámhosszúságú hő-sugárzás egy részét a légkör visszasugározza a Földre, másik részét a világűrbe. A légkörtől a Földre visszasugárzott energia, melyet a légkör melegsugárzásának szoktak hívni, a Földön a hőmérsékletet emeli és ez okozza, hogy a Földön a hőmérséklet nagyobb annál, amely uralkodna akkor, ha a Földnek légköre nem volna és csupán a közvetlen napsugárzás szabná meg a hőmérsékletet. A légkörnek ezt a hővédő szerepét jogosan szokták összehasonlítani azzal a szereppel, amelyet üvegházainkban az ablaküvegek visznek.

A sugárzási energiát hőmennyiséggel mérjük és egysége 1 grammkalória (gkal.), vagyis az a melegmennyiség, amely 1 gramm vizet 1 fokkal (pontosabban 14.5 C°-ról 15.5 C°-ra) tud felmelegíteni. Mérések alapján tudjuk, hogy a légkör határára merőleges beesés esetében 1 perc alatt 1 cm² területre kerekén 2 gkal. érkezik (*szoláris állandó*) és ugyanennyi esnék a földfelületnek a napsugárra merőlegesen álló 1 cm² területére, ha légkörünk nem volna 24 óra alatt átlagban a légkör felső határához 720 gkal. (grammkalória) meleg érkezik. Ebből mintegy 290 gkal. (40 százalék) visszaverődik a világűrbe, 290 gkal. (40 százalék) a földfelületre érkezik részint mint közvetlen napsugárzás, részint mint szórt fény és 140 gkal. (20 százalék) a légkörben elnyeletik. Továbbá, légkörünk azon tulajdonságánál fogva, hogy a Földről kiinduló melegsugárzást nagy mértékben, a közvetlen napsugárzást kis mértékben nyeli el, oly melegeloszlás alakult ki a földfelületen és a légkörben, mely egyértelmű azzal, mintha a földfelület 1 cm² területe 24 óra alatt a légkörtől átlag mintegy 600 gkal.-t nyerne.

A Naptól (a közvetlen napsugárzásban) a földfelület 1 cm² vízszintes területére 1 nap alatt érkező melegmennyiség az egyes hónapokban néhány helyen, ahol ily mérések hosszabb időn át történtek, a következő (a számok grammkalóriát jelentenek).

A városok alatt álló szám a földrajzi szélességet jelenti.

	Monpellier 43° 36'	Davos 46° 48'	Potsdam 52° 23'	Stockholm 59° 20'
Január	82	74	20	12
Február . . .	127	118	46	28
Március . . .	184	193	108	67
Április	229	240	204	198
Május	296	309	281	313
Június	311	340	318	403
Július	325	348	267	359
Augusztus . .	295	355	220	231
Szeptember .	225	260	167	137
Október . . .	135	164	76	49
November . .	90	93	27	10
December . .	61	61	13	3
Évi középben	197	214	146	151

A bemutatott adatok tájékoztatásul szolgálnak, de egymás között szigorúan nem hasonlíthatók össze, mert különböző évekből való mérések, amikor a felhőzeti viszonyok különbözők voltak.

A melegforgalom szabja meg a hőmérsékleteloszlást a földfelületen és a légkörben. A szorosan vett hővezetésnek, tehát a rétegről rétegre való melegterjedésnek a légkörben alárendelt szerepe van, először, mert teljesen nyugodt levegő esetében is ily úton csak igen lassan terjedne a meleg a talajról a levegőbe, másodszor pedig azért, mert csaknem mindig van levegőmozgás

és a vándorló levegőtömegek a hőcserélődés fontos tényezőivé válnak. A hőmérsékletnek a függélyesben való eloszlásában a sugárzási folyamatokon kívül a fel- és leszálló levegőáramok (konvekció áramok), a földfelület mentén tapasztalható hőmérsékleteloszlásban pedig a földfelületre érkező napsugárzás eloszlásán, meg a tenger és szárazföld eloszlásán kívül a vízszintes levegőáramlások (advekció) játszanak nagy szerepet.

A szabad légkörben a hőmérsékleteloszlást csak a legutóbbi 30-35 évben ismertük meg behatóbban. Amióta ugyanis a felsőbb levegőrétegek meteorológiai viszonyainak kutatása önjelző műszereket a magasba szállító, 1-1½ m átmérőjű és hidrogénnel töltött gumigömbökkel, úgynevezett ballonsonde-al, továbbá kisebb léggömbökkel, melyekkel csak a szél irányát és erősségét állapítjuk meg, a meteorológiai intézetek, obszervatóriumok rendes munkatervébe került és e kutatások részben nemzetközi megállapodásoknak megfelelően, rendszeresen történnek, nyerhettünk mélyebb betekintést a felsőbb rétegek meteorológiai viszonyaiba. E vizsgálatok a hőmérsékletnek a szabad légkörben való eloszlására vonatkozóan igen érdekes és a korábbi felfogástól teljesen eltérő viszonyokat fedtek fel. Amíg a hőmérsékleteloszlást a földfelületen, lapályon, hegycsúcsokon, fennsíkokon, stb. végzett megfigyelésekből ismertük, amely megfigyelések azt mutatták, hogy a hőmérséklet felfelé folyton fogy, azt hitték, hogy a légkör alsó 3-4 kilométerén túl is a hőmérséklet folyton csökken. E véleményt az időnként, szórványosan végzett léggömbfelszállások alkalmával tett megfigyelések is, melyek alig terjedtek általában 6-7 kilométeren túl, megerősítettek. Amidőn a felsőbb rétegek rendszeres kutatása ballonsonde-al, amelyek legtöbbször 15-18 km magasságig, de sokszor még nagyobb magasságig hatolnak, megkezdődött, csakhamar kitűnt, hogy hőmérsékleteloszlás tekintetében légkörünk két részre osztható és pedig egy alsó részre, amelyben a hőmérséklet általában folytonosan fogy - ez a *troposzféra* - és e felett elterülő rétegre, amelyben felfelé haladva a hőmérséklet nem változik, sőt kicsiny növekedést mutat, ez a *sztratoszféra*. A troposzféra felső határa mintegy 11 km, de földrajzi szélesség, évszakok, időjárási helyzetek szerint változik: az egyenlítő vidékén e magasság 14-15 km, a sarkvidéken 8-9 km, télen általában kisebb, mint nyáron, az alacsony légnyomású területen kisebb, mint magas légnyomású területeken. A következő tábla közepes földrajzi szélességben fekvő több európai állomáson nyert adatokból eredő átlaghőmérsékleteket foglal magában és egyúttal közli a hőmérséklet változását 100 m emelkedésre.

Magasság (km)	Nyár		Tél	
	Hőmérs. (C°)	Vált. 100 m	Hőmérs. (C°)	Vált. 100 m
.0	14.8	.18	1.6	.12
.5	13.9	.36	1.0	.30
1.0	12.1	.56	— .5	.26
2.0	6.5	.54	— 3.8	.47
3.0	1.2	.54	— 8.6	.60
4.0	— 4.2	.57	— 14.7	.68
6.0	— 16.2	.70	— 28.4	.74
8.0	— 30.6	.75	— 43.1	.66
10.0	— 44.9	.52	— 54.3	.46
12.0	— 52.7	.01	— 56.8	— .01
14.0	— 52.5	— .01	— 57.7	.05
16.0	— 51.7	— .05	— 58.3	— .03
18.0	— 50.4	— .05	— 58.3	— .01

A 100 m emelkedésnek megfelelő hőmérsékletváltozás előtt a „-” jel azt jelenti, hogy ott a hőmérséklet felfelé nő. Amint látjuk, a 100 emelkedésre eső hőmérsékletcsökkenés nem éri el a száraz levegőre megállapított 1 C°-ot, hanem a vízgőzzel telített levegőre megállapított értékhez mutat közeledést.

A 20-25 km magasságon túl fekvő rétegekből közvetlen hőmérsékleti adataink nincsenek. Elméleti megfontolásokból és hullócsillag megfigyelések alapján a kutatók a hőmérsékletnek a magasabb rétegekben való növekedésére következtetnek.

A légkörnek ily két, merőben különböző rétegre való oszlása végső eredményben légkörünknek arra a tulajdonságára vezetendő vissza, hogy a közvetlen napsugárzás rövid hullámhosszúságú sugarait kevésbé, a földfelületről kiinduló hosszú hullámhosszúságú sugarakat pedig nagy mértékben elnyeli és így nem a közvetlen napsugárzástól, hanem az ettől felmelegedett földfelülettől melegszik.

A levegő állapotát stabilisnak, labilisnak vagy közömbösnek mondjuk, aszerint, amint a helyéről kimozdított levegőrészecske magára hagyatva eredeti helyére visszatér vagy attól mindjobban távolodik vagy új helyén megmarad. Az egyensúlyi állapot függ a hőmérséklet függvényes eloszlásától. Száraz levegő vagy vízgőzt tartalmazó oly levegő esetében, melyben vízgőzkicsapódás nem történik, az egyensúlyi állapot stabilis, labilis vagy közömbös, aszerint, amint a hőmérséklet fogyása felfelé 100 méterenként kisebb, nagyobb 1 C°-nál vagy éppen 1 C°.

Nagyobb magasságban a hőmérséklet a sarkokhoz közel nagyobb, mint ugyanabban a magasságban az egyenlítő felett és csak körülbelül 9-10 km magasságig áll az, hogy az egyenlítőtől a sarkok felé a hőmérséklet folyton csökken. E magasságon túl a hőmérséklet egy bizonyos földrajzi szélességig fogy, azon túl a sark felé ismét nő. Az a földrajzi szélesség, ahol az egyenlítőtől a sarkok felé haladva a hőmérséklet csökkenése növekedésbe megy át, növekedő magassággal mindjobban közeledik az egyenlítőhöz és körülbelül 17 km magasságban a hőmérséklet az egyenlítőtől a sarkok felé folyton nő.

Láttuk, hogy a hőmérséklet a magassággal általában fogy. Télen azonban gyakran előfordul, hogy a talaj felett néhány száz méter magasságig a hőmérséklet a magassággal nem fogy, hanem nő. E jelenség oka, hogy különösen derült és csendes éjszakán a talaj és tőle a legalsó levegőrétteg az éjszakai kisugárzás folytán nagyon lehül. Ilyenkor különösen völgyekben és katlanokban, ahová a hideg levegő a közeli hegylejtőkről lefolyik és zavartalanul tovább lehül, igen mélyre szállhat a hőmérséklet. A mondott jelenség okozza, hogy a 20. lapon levő táblában a legalsó rétegben oly kicsiny hőmérsékletcsökkenés mutatkozik felfelé.

II. A HŐMÉRSÉKLET IDŐBELI VÁLTOZÁSA ÉS A FÖLD FELÜLETÉN VALÓ ELOSZLÁSA

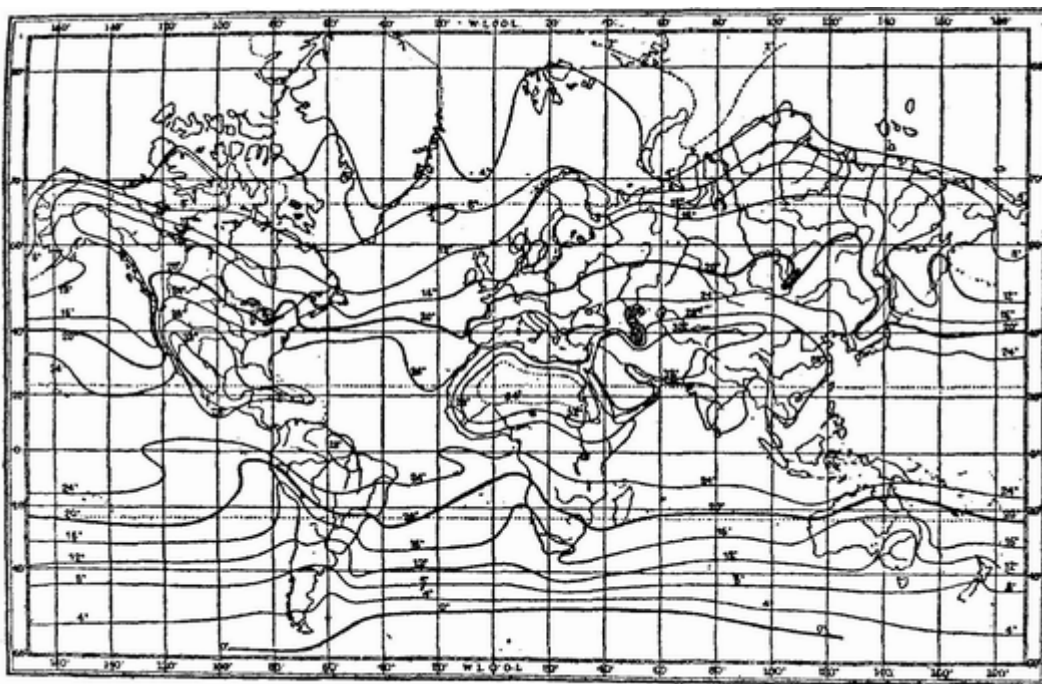
A meteorológiai elemek, miként már a bevezető részben említettük, az időben változnak. Ha e változást behatóbban vizsgáljuk, csakhamar rájövünk, hogy e változásokból leválaszthatunk oly részt, mely bizonyos időtartamhoz kötött, szabályos, úgynevezett periodikus változás. Ily periodikus változás az, amely a Földnek tengelye körül való forgásának időtartamához, a 24 órából álló naphoz van kötve, továbbá az a változás, amely a Földnek a Nap körül megtett útjára fordított időtartamhoz, az évhez, mint periódushoz igazodik.

A napi járásban a hőmérséklet legnagyobb értékét általában kora délután és legkisebb értékét reggel, közvetlenül napfelkelte előtt éri el. A napi ingásköz (a legnagyobb és legkisebb érték közti különbség) jóval nagyobb nyáron, mint télen. A hőmérséklet napi járása szoros összefüggésben van a Napnak napközben változó magasságával, melynek megfelelően több vagy kevesebb meleg jut a megfigyelőhelyre.

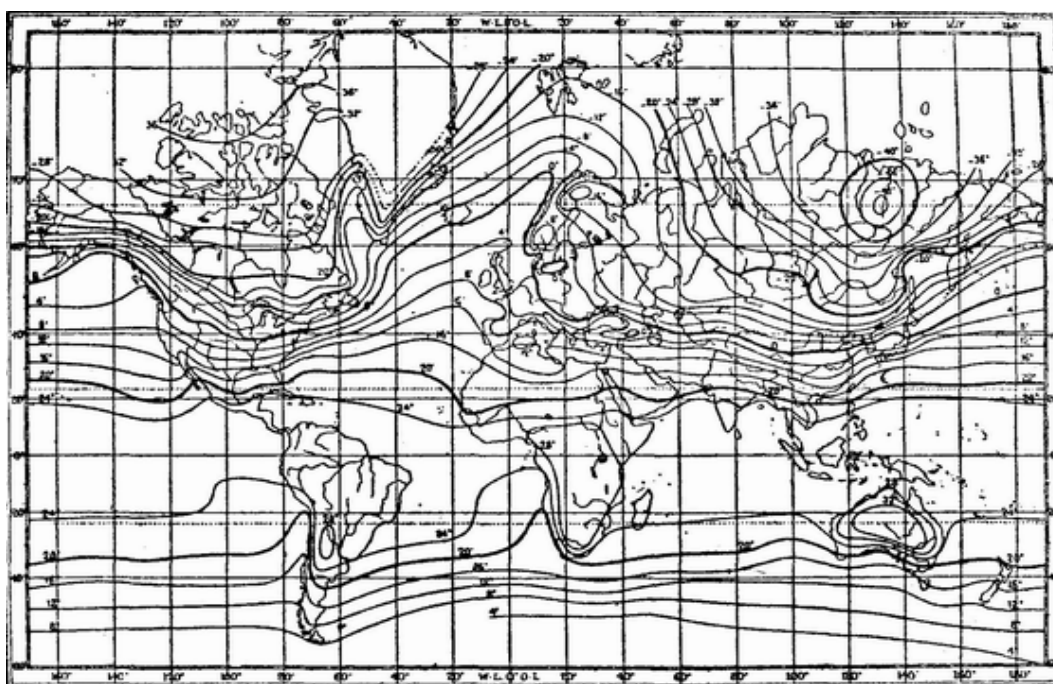
A napi ingásköz jóval kisebb a tengeren, mint a szárazföldek belsejében, ami szorosan összefügg azzal, hogy a levegő nem közvetlenül a napsugárzástól melegszik, hanem, amint már említettük, az alzattól (talaj- vagy vízfelület) és pedig részben az ettől kisugárzott hősugarak elnyelése, részben a konvekció áramok útján.

A hőmérséklet évi járása is vidékek szerint (tenger és szárazföld, stb.) jellemzetes különbségeket mutat, úgy hogy bizonyos típusokat különböztetnek meg, melyek főképp az évi ingásköz nagyságában térnek el egymástól. A tengeren az évi ingásköz kisebb, mint a szárazföldek belsejében és a trópusokban kisebb, mint a közép sarkmagasságú területeken.

A hőmérsékletnek eloszlásáról a Földön az 1. és 2. ábra tájékoztat. Az ezeken az ábrákon látható görbe vonalak azokat a pontokat kötik össze a Föld felületén, ahol a középhőmérséklet január, illetve július hónapokban ugyanakkora (*izoterma*-görbék). Általában kitűnik a hőmérsékletnek fogyása az egyenlítőtől a sarkok felé. E fogyás azonban nem történik szabályosan, egyenletesen, hanem a szárazföld- és tengereloszlás folytán, továbbá az uralkodó tenger- és levegőáramlások hatása által módosul. Így például a téli (január havi) izoterma-görbékből (1. ábra) látjuk, hogy az egyenlítőtől kissé távolabb, a szárazföldeken az izotermák az egyenlítő felé, a tengereken a sarkok felé irányuló kiöblösödést mutatnak, vagyis a tengerek a szárazföldekhez képest túlmelegek. Nyáron (2. ábra) az izotermák kiöblösödése ellenkező irányú: a szárazföld melegebb, mint ugyanazon földrajzi szélességben a tenger. Jól szembetűnnek e viszonyok különösen az északi félgömbön. Itt különösen nagy az ellentét a tengerek és szárazföldek hőmérséklete között, a déli félgömbön az összes évszakokban egyenletesebb a hőmérsékleteloszlás, ami azzal függ össze, hogy a déli félgömböt egyenletesebben tenger borítja. A tengeráramlások hatása például az izoterma-görbéknek az Atlanti óceán északi részében Norvégia partjai felé irányuló kiöblösödése télen, melyet a meleg Golf-áram okoz, továbbá Dél-Amerika nyugati partján és Dél-Afrika nyugati partján az egyenlítő felé irányuló kiöblösödés, melyet a hideg Peru, illetve Benguela tengeráram okoz, stb.



1. ábra. Izoterma-vonalak januárban.



2. ábra. Izoterma-vonalak júliusban.

Az egyes földrajzi szélességi köröknek megfelelő hőmérsékleteket a tenger és szárazföld hatásának kiküszöbölésével úgy nyerjük, hogy ugyanazon szélességi kör mentén fekvő sok ponton megfigyelt hőmérsékletből középértéket számítunk. E középhőmérsékletek 10-10° földrajzi szélességre a következők:

Szélesség	0°	10°	20°	30°	40°
Északi félgömb .	26.3	26.8	25.3	20.4	14.1 C°
Déli félgömb . .	26.3	25.5	23.0	18.4	11.9 C°
Szélesség	50°	60°	70°	80°	90°
Északi félgömb .	5.8	1.1	-10.7	-17.1	-22.7 C°
Déli félgömb .	5.4	-3.2	-12.0	-20.6	-25.0 C°

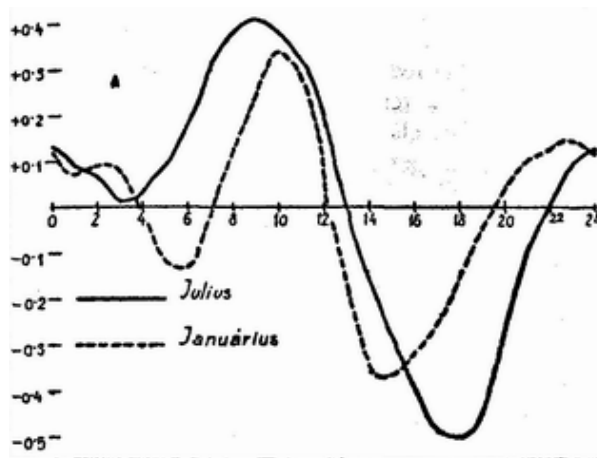
E számokból látni, hogy az északi félgömb évi középhőmérséklete valamivel magasabb, mint a déli félgömbé, ami azzal függ össze, hogy a déli félgömb legnagyobb részét tenger borítja. Az egész Föld évi középhőmérsékletét $14.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak számították ki.

A szélességi körök középhőmérséklete elsősorban az illető szélességi körre érkező napsugárzás mennyiségnek és az ugyanott végbemenő kisugárzási folyamatnak eredménye, de másodszorban függ a légkönyújtotta hővédelemtől, meg a légáramlásoktól és a tengeráramlásoktól szállított melegmennyiségtől.

III. A LÉGNYOMÁS IDŐBELI VÁLTOZÁSA ÉS A FÖLD FELÜLETÉN VALÓ ELOSZLÁSA

A légnyomás napi járását Budapesten a 3. ábra mutatja. Az ábrában a vízszintes vonal a folyó idő (a nap 24 órája) és erre merőlegesen felfelé és lefelé rajzoltuk fel a légnyomás eltérését a napi középértéktől. Első tekintetre látni, hogy e járásban kettős hullám jut kifejezésre. Behatóbb vizsgálat azt mutatja, hogy e napi járás két hullám összetevődéséből adódik ki, az egyiknek periódusa 1 nap, a másiké $\frac{1}{2}$ nap.

A légnyomásnak évi járásáról nagy általánosságban annyit mondhatunk, hogy a nagy kontinensek belsejében a légnyomás nyáron alacsony, télen magas, de oly szabályos évi járásról, mint amelyet a hőmérsékletben tapasztalunk, a légnyomásnál nem beszélhetünk. Ennek oka az, hogy a légnyomás változása a később tárgyalandó alacsony és magas nyomásalakulatoknak és ezek térben való eltolódásának eredménye és e légnyomásalakulatok fellépése és uralma nem követ egyszerű szabályokat.



3. ábra. Légnyomás napi menete Budapesten.

A légnyomás eloszlása szabja meg a levegőáramlásokat, mert a levegőtömegekre általában a magas nyomás felől az alacsony felé irányuló mozgató erő hat. A légnyomás eloszlását a földfelületen *izobár*-vonallakkal tüntetik fel. Ezek azokat a helyeket kötik össze, ahol a légnyomás ugyanaz. Mivel a légnyomás a magassággal fogy, azért a megfigyelt légnyomási értékek ugyanazon magasságra vonatkoztatandók. E magasságnak rendszerint a tengerszint választják. Ily módon a Föld egész területéről összehasonlítható adatokat nyerünk. Nyáron a kontinensen a légnyomás általában alacsony, télen magas. Ennek oka, hogy a levegő az aránylag melegebb területeken (ilyen a szárazföld nyáron és a tenger télen) jobban kitágul és a magasban oldalt eláramlik. Eltekintve e különbségtől szárazföld és tenger között, az egyenlítő mentén egy alacsony nyomású öv vonul végig; ettől észak és dél felé haladva a légnyomás nő és mintegy 35° északi és déli szélességben egy magas nyomású öv kerül el. Innen kezdve ismét fogy a légnyomás mintegy $60-65^\circ$ földrajzi szélességig, azontúl a sarkokig ismét nő. A légnyomásból a földfelületen és a légkör hőmérsékletéből következtethetünk a légnyomásra a felsőbb rétegekben. E következtetéseket a ballon-sonde, sárkány, stb. útján nyert adatok megerősítik. A légnyomáseloszlást az északi félgömbön a különböző földrajzi szélességekben a földfelszínen, 2000 m, meg 4000 m magasságban a következő adatok tüntetik fel:

Földr. szélesség	0°	20°	40°	50°	60°	80°
Tengerszín . . .	758.0	759.2	762.0	760.7	758.7	760.5 mm
2000 m magasság	601.1	600.9	598.0	593.0	587.6	582.0 mm
4000 m magasság	471.0	469.9	463.3	457.0	451.9	445.2 mm

Amint látjuk, 40° és 80° sarkmagasságban a földfelszínen mutatkozó légnyomási maximum a felsőbb rétegekben eltűnik és itt az egyenlítőtől a sarkok felé a légnyomás fokozatosan csökken.

IV. A LEVEGŐ NEDVESSÉGE A CSAPADÉK ELOSZLÁSA ÉS A VÍZ KÖRFORGALMA A FÖLDÖN

A vízgőz a levegőbe a földfelületen levő víz elpárolgása útján kerül. E vízpárolgás nemcsak a nyílt vízfelületeken, tengerek, folyók, tavak, mocsarak stb. felszínén történik, hanem a talajt borító növényzet, továbbá a növényzettel nem borított, de vizet tartalmazó talaj is sok párat ad át a levegőnek. A párolgás annál élénkebb, mennél kevesebb vízgőzt tartalmaz a levegő ahhoz képest, amennyit az uralkodó hőmérsékleten magába foghat, vagyis mennél távolabb áll a levegő a telítettségi állapottól, továbbá mennél magasabb a hőmérséklet és mennél élénkebb a levegő mozgása. A párolgás élénkségét azon vízoszlopnak milliméterekben kifejezett magasságával mérik és fejezik ki, mely egy bizonyos idő alatt elpárolog. Így például nálunk egy nap alatt nyáron mintegy 3.0-6.0 mm, télen 0.5-1.0 mm magas vízoszlop párolog el.

A levegő nedvességi fokát többféleképp jellemzik. A legegyszerűbb jellemzési mód, ha megmondjuk, hogy 1 m^3 levegőben hány gramm vízgőz van. Ezt a számot *abszolút nedvességnek* hívjuk. A levegőben foglalt vízgőz feszítő ereje, nyomása a barométerrel mért légnyomás egy részét alkotja és e feszítő erőt vagy vízgőznyomást is, mely az abszolút nedvességgel pontosan megadható módon függ össze, a levegő nedvességének jellemzésére használhatjuk. Ha e vízgőznyomást ahhoz a vízgőznyomáshoz állítjuk arányba, mely az uralkodó hőmérsékletnél a telítettségi állapotnak felel meg, nyerjük a *relatív nedvességet*, és ezt a telített vízgőznyomás százalékában szokták kifejezni.

A levegő nedvességét jellemző egyéb használatos adat közül megemlíthetjük még a *harmatpontot* és a *telítettségi hiányt*. A harmatpont az a hőmérséklet, amelyre a levegőt le kellene hűteni, hogy a benne foglalt vízgőz a levegőt telítse és a telítettségi hiány az a vízgőzmennyiség grammokban, amely 1 m^3 -ben a levegő telítettségiéhez az uralkodó hőmérséklet mellett hiányzik.

A levegő nedvességének mérésére több eszközzel és eljárással rendelkezünk. Leggyakrabban használt műszer a hajszálhigrometer, amelyben a hajszálnak azt a tulajdonságát használják mérésre, hogy a levegőben levő vízgőzt magába szívja és eközben meghosszabbodik. Két hőmérő, melynek egyikének gömbjét nedves muszlinzövet veszi körül, úgynevezett pszichrometert alkot, melynek adataiból szintén megállapíthatjuk a levegő nedvességét. A nedves muszlinzövetről a víz párolog és ennek következtében e hőmérő kevesebbet mutat, mint a másik. A két hőmérőtől mutatott hőmérsékletek különbségéből lehet a levegő nedvességére következtetni.

A levegő nedvességi állapota nem állandó és változása a helyi párolgási folyamattal áll összefüggésben, de a légáramlástól szállított vízgőzmennyiségtől is függ. A nedvességnek is van napi és évi időszakos változása. Az abszolút nedvesség legnagyobb nyáron és legkisebb télen. A relatív nedvességjárása a hőmérsékletjárásnak fordítottja: a napi járásban legnagyobb reggel és az évi járásban télen, legkisebb a napi járásban délután és az évi járásban nyáron. A felsőbb rétegekben a járás fordított, mert e rétegekbe a felszálló áramok a legmelegebb nap- és évszakban a legtöbb vízgőzt szállítják.

A vízgőznyomás és ezzel együtt a térfogategységben foglalt vízgőzmennyiség is a magassággal általában fogy.

A levegő nedvességének eloszlását a földfelületen elsősorban a nagyobb vízfelületek szabják meg. Egyébként a nedvesség nagyobb a trópusokban, mint a magasabb földrajzi szélességeken.

Ha vízgőzt tartalmazó levegő lehül és a hőmérséklet annyira leszállt, hogy a levegőben foglalt vízgőz a teret telíti, a vízgőz egy része vízcseppé alakul, vagy ahogy mondani szokták kicsapódik. A levegő lehülése többféleképp jöhet létre.

a) Ha a lehülés, sugárzás vagy párolgás következtében lehülő test közvetlen környezetére szorítkozik, a telítettségi határ elérése után a vízgőz kicsiny cseppek alakjában e testre rakódik. Így jő létre a *harmat*. Innen vette nevét a *harmatpontnak* nevezett hőmérséklet. Ha a harmatpont a fagypont alatt van és a test e hőmérsékletre lehül, kis jégkristályok alakjában *dér* rakódik a testre.

b) Ha a lehülés a földfelület közelében vastagabb levegőrétegre terjed, a vízgőznek vízcseppekbe való sűrűsödése a talajmenti ködöt alkotja. A ködöt alkotó vízcseppek átmérője igen kicsiny és mintegy .005 mm és .1 mm határok között van és átlagban .02 mm-nek vehető. A köd kétféleképp keletkezhet és pedig vagy úgy, hogy nedves (sok vízgőzt tartalmazó) levegő hideg talaj (vagy vízfelület) fölött áramlik és ettől lehül, vagy pedig úgy, hogy egy vízfelület nálánál hidegebb levegőbe párolog. Az első jelenség a harmat keletkezéséhez hasonló, a második jelenséget télen észlelhetjük, mikor a vízfelületek füstölögni látszanak.

c) Levegőtömegnek a harmatpontig való lehülése a magasban is történhet és ilyenkor a vízgőznek cseppekké való sűrűsödése a felhőket hozza létre. A felhő a magasban keletkező köd. A levegőtömeg lehülése létrejöhet úgy, hogy hidegebb levegőtömeggel keveredik. Ez a folyamat azonban kimutathatóan nem okozhat nagyobb vízgőzkicsapódást. Nagyobb fokú lehülés és nagyobb mértékű vízgőzkicsapódás a felemelkedő levegőtömegek tágulásával együttjáró munkavégzés következményeként áll elő.

Ha a felhő oly magasságban keletkezik, ahol a hőmérséklet a fagypont alatt van, vízcsepp helyett jégtűk keletkeznek és ezek alkotják a nagyobb magasságban lebegő felhőket.

A felhő általában nem állandó alakulat, alkotó elemei eltűnnek és újra keletkeznek. A felhőt alkotó vízcseppek egy része süllyedés közben vagy légáramtól tovavitelve újból elpárolog és helyettük újabb cseppek keletkeznek. A felhők látszólagos lebegése a vázolt feloszlási és újjáalakulási folyamatok eredménye.

A felhők keletkezésében fontos szerepük van a levegőben levő kis porszemeknek és higroszkópikus részecskéknek.

A mindennapi tapasztalatból tudjuk, hogy a felhők igen sokféle, egymástól igen különböző alakúak és szerkezetűek, ami a keletkezésük alkalmával végbemenő folyamatokkal függ össze. A felhőknek általánosan használt osztályozása külső alakjuk szerint lényegében az angol *L. Howard*-tól 1803-ban megalkotott osztályozáson alapszik. Ez az osztályozás három alapformát különböztet meg, amelyek a következők:

Cirrus, finom fehér fonalakból, szálakból álló felhő. Nemzetközi jele: Ci. Magassága a földfelület felett mintegy 8000-10.000 m.

Cumulus, különösen nyáron fellépő, sokszor igen hatalmas felhőtömeg, mely gömbölyded alakokban felfelé gomolyog, napsütötte részei gyakran vakítóan fehérek, az árnyékokban levő részek sötétszürkések. Nemzetközi jele: Cu. Középmagassága mintegy 3000-6000 m a földfelület felett.

Stratus, alacsonyan lebegő, messze elterjedő, összefüggő, meg nem szakított felhőréteg. Nemzetközi jele: St. Magassága a földfelület felett 1000 m, vagy ennél kisebb.

Ezekhez járul még a *Nimbus* (Ni) esőfelhő, melyből csapadék hull. Magassága 1000-3000 m.

E főalakok kapcsolataiból keletkeznek egyéb átmeneti alakok. Ilyenek például a *Cirrocumulus* (CiCu a bárányfelhő néven ismert alak), *Cumulonimbus* (CuNi, sötét hatalmas zivatarfelhők), *Cirrostratus* (CiSt) finom fehér fátyol, melybe a *Cirrus* növekedő felhőzettel átmegy. Az utóbbi alaknál jégkristályokon történő fénytörés következményeként sokszor a Nap és Hold körül gyűrűk keletkeznek. *Alto cumulus* (ACu) a CiCu-hoz hasonló felhőalak, csakhogy az

egyes foltlemek nagyobbak és széleik többnyire érintkeznek. Altostratus (ASt) szürke vagy kékesszürke sűrű lepel, melyben a Nap és Hold helyét csupán világosabb folt jelzi. A CiSt-tól különösen megkülönbözteti, hogy hold- és napgyűrű nem keletkezik benne, csupán udvar.

A Cirrus felhőt jégűt és jégkristályok alkotják. A Cumulus jellegzetes nyári felhő és többnyire a talajtól nagyon felmelegedett alsó levegőtömegek felszállása útján keletkezik. A Stratus két, a nedvességi viszonyokban lényegesen különböző réteg határfelületén keletkezik, vagy kisugárzás folytán beálló lehűlési folyamat eredménye.

A felhőzet nagysága fontos elem, mert valamely vidéken a borultság foka szabja meg, hogy a közvetlen napsugárzásból mennyi jut le a földfelületre és a borultság foka a hőmérsékletre is nagy befolyással van: nagyobb borultság nyáron csökkenti, télen emeli a hőmérsékletet. A borult nyár általában hűvös is, a borult tél általában enyhébb, mint a derültebb. Általánosan elfogadott eljárás szerint a felhőzet nagyságát 0-10 skálában jegyzik: 0 teljesen derült, 5 felhővel félig fedett, 10 felhővel teljesen fedett eget jelent és a közbeeső fokok megfelelően az égnek felhővel borított hányadát jelentik.

Valamely hely éghajlatában fontos elem a napfénytartam is, vagyis azon időtartam (órákban kifejezve), amelyben közvetlen napfény éri a földfelületet. Könnyű belátni, hogy a napfénytartam a hely borultsági fokával összefüggésben van. Budapesten a napfénytartam egy évben mintegy 1900 óra.

Ha a vízgőz kicsapódása fagypontra alatt történik, keletkeznek a hópelyhekből és jég szemekből álló felhők. A havat alkotó kis jégkristály úgy keletkezik, hogy a fagypontra alatti hőmérséklet mellett a vízgőz anélkül, hogy folyékony vízcseppé alakulna, közvetlenül szilárd állapotba megy át.

Megtörténhetik, hogy a még fagypontra fölött kicsapódott vízcsepp a fagypontra vagy a fagypontra alá terjedő további lehűlés folyamán nem megy át szilárd jégalakba, ilyenkor aláhűtött vízről beszélünk. Ha ily aláhűtött vízcseppek hópelyhekbe vagy egymásba ütköznek, hirtelen jéggé fagnak. E folyamat szerepet játszik a jég szemek keletkezésében.

A vízcseppek (hópelyhek, jég szemek) összefolyás és összetapadás útján megnövekedve lehullanak a földfelületre és itt esőt (havazást, jégesőt) okoznak. A vízcseppek és a jég szemek keletkezésében szerepet vivő aláhűtött vízcseppek összefolyását bizonyára a légkörben végbe menő elektromos folyamatok is elősegítik.

Az aláhűtött vízcseppek és hókristályok többször ismétlődő összefagyása útján a jég szemek néha rendkívül nagyra (tyúk-, lúdtojás, sőt ökölnagyságra) nőhetnek. A szilárd halmazállapotú csapadéknak egy másik formája a *dara*. Apró, mintegy 2-5 mm. átmérőjű hógolyószerű alakulat, amelyet összefagyott hóreszecskek alkotnak.

A lehullott eső mennyiségét úgy mérik, hogy pontosan meghatározott keresztmetszetű edényben a lehullott esőt felfogják és az összegyűlt vízmennyiséget lemérik. Az így nyert adatból megtudjuk, hogy ha a lehulló eső a talajon sem le nem folynék, sem a talajba be nem szivárogna, hány milliméter (vagy centiméter) magasságú vízréteget alkotna a földfelületen. A szilárd állapotban lehullott és a felfogó edényben összegyűlt csapadékot (hó, dara, jég) mérés előtt megolvasztjuk.

A lehullott csapadéknak mennyisége és az év folyamán való eloszlása valamely földterület éghajlatának fontos jellemzője. A hőmérséklet mellett a csapadékmennyiség szabja meg elsősorban a terület növényzetének, állatvilágának, sőt bizonyos fokig kultúrájának is a jellegét. És épp úgy, mint a hőmérsékletben, a csapadékmennyiségben is nagy különbséget találunk az egyes földterületek között. A csapadék mennyisége nagyobb ott, ahol a felszálló áramok keletkezésére nagy mértékben és gyakran van alkalom. Ez az oka, hogy az egyenlítői vidéken,

ahol a napközben bekövetkező nagy felmelegedés folytán erős felszálló áramok keletkeznek, esőben gazdag övet találunk. A tenger közelsége növeli a csapadékot, mert itt a levegő vízgőzben gazdagabb. Hegyláncoknak az uralkodó szél felé néző lejtője esőben gazdagabb, mint a másik lejtő, mert amott a vízgőzt tartalmazó levegőben a gerince való felemelkedése közben a vízgőz nagy része kicsapódik és lehull. A közepes földrajzi szélességekben gyakran átvonuló ciklonokban kialakuló felszálló áramlások, melyekről később lesz szó, szintén bőséges esőt hoznak.

Az évi átlagos csapadékmennyiség jellemzésére közlünk néhány helyre vonatkozó adatot (cm-ben kifejezett vízréteg magasság, a zárjel közt levő szám a hely tengerszínfeletti magassága méterben): Sierra Leona [Afrika trópusi nyugati partvidéke] (10) 443, Tripoli (2) 41, Kairó (3) 3, Palermo (7) 76, Korfu (3) 136, Budapest (130) 60, Zürich (47) 115, Westmannö 132, Stykkisholm 66, (a két utolsó Izland szigetén), Crkvice [Dalmácia] (1050) 464. A legnagyobb ismert átlagos évi csapadékmennyiséget az 1398 m magasságban fekvő Cserrapundzsi városban, az indiai brit Asszam provinciában Khaszia hegység déli lábánál találjuk: 1082 cm. Hogy mennyire változó lehet itt az évi csapadékmennyiség, mutatja a következő két adat: a legnagyobb évi csapadékmennyiség 1630 cm 1899-ben és a legkisebb 717 cm 1872-ben fordult elő.

De nemcsak az évi esőmennyiség, hanem az eső eloszlása az év folyamán is fontos klímátényező. Az évi esőeloszlás sok változatában több főbb típust különböztetünk meg.

a) *Trópusi esőelosztás.* Már említettük, hogy az egyenlítő vidékén a felszálló áramok igen élénkek. Legélénkebbek azokon a vidékeken és abban az évszakban, ahol és amikor a Nap napi pályáján az égen a hely zenitjébe vagy a zenitjéhez közel kerül. A trópusi vidékeken a felszálló áramok kíséretében meglehetősen szabályossággal naponta délután zivatarok lépnek fel igen heves záporosókkal. Annak megfelelően, hogy a $23\frac{1}{2}^\circ$ északi és déli szélességek közt fekvő vidékeken az év folyamán a Nap kétszer kerül a zenitbe, két esős időszak alakul ki. E két esős időszak és az őket egymástól elválasztó két száraz időszak ott jelentkezik legélesebben, ahol a két zenitátmenet között elég nagy időtartam van, így például Afrika és Dél-Amerika egyenlítői vidékén 10° északi és déli földrajzi szélesség között. Az esős időszakokat elválasztó két száraz időszak közül az a hosszabb, amely alatt a Nap az ellenkező földgömbön tartózkodik. 10° földrajzi szélességen túl a térítő körökig a két esős időszak többé-kevésbé egybeolvad, úgyhogy itt csak egy száraz és egy esős időszak alakul ki.

b) A trópusi vidékek szélét alkotó *szubtrópusokban* a tél az esőben gazdagabb évszak és a nyár szárazabb. Ennek oka az, hogy nyáron a szubtrópus a mintegy 35° szélesség körül kialakuló magas nyomású övben fekszik, ahol leszálló áramok vannak, melyekben a dinamikus felmelegedés következtében a vízgőz elpárolog, télen pedig amikor a magas nyomású öv a Nap útját követve az egyenlítő felé vonul, a szubtropikus öv átvonuló ciklonok (alacsony-nyomás-alakulatok) hatása alá kerül.

c) *A mérsékelt övek esőeloszlása.* A mérsékelt övben az esős időjárás nagyrésztben a vándorló alacsony légnyomásalakulatok (*ciklonok*) átvonulásával kapcsolatban lép fel. A ciklonban, amint szerkezete tárgyalásánál látni fogjuk, melegebb, vízgőzdús levegő hidegebb levegő fölé emelkedik vagy pedig a hideg levegő a meleg alá tódul és az utóbbit a magasba veti. Az ezekkel a folyamatokkal egybekötött vízgőz-kicsapódás és esőzés (havazás) tehát abban az évszakban a leggyakoribb és legélénkebb, amelyben a ciklonok leggyakoribbak. Ezek leggyakoribbak télen, ezért az óceánokon és a kontinensek partvidékein a téli félév az esősebb időszak. A kontinensek belsejében nyáron helyi felmelegedések következtében gyakrabban keletkeznek zivatarok, amelyeket sokszor igen heves záporosók kísérnek és ezek okozzák, hogy a közép és magasabb földrajzi szélességekben a kontinensek belsejében a nyári félév az

esősebb időszak. Az esőmaximumnak nyárra való tolódásában a levegőnek nyári nagyobb vízgőztartalma is szerepet játszik.

Oly területeken, ahol többé-kevésbé állandóan uralkodó szelek, vagy évszakosan váltakozó légáramlások alkalmat adnak levegőtömegek emelkedésére és ennek nyomán élénkebb vízgőzkicsapódásra és eső keletkezésére, az előadott három esőelosztási főtípus módosulhat. Ez történik például a passzátszelek területén ott, ahol ezektől a szelektől szállított levegőtömeg hegyoldalon vagy meredeken lejtős szárazföld mentén kénytelen felemelkedni. Ez az oka annak, hogy a passzátszeleknek kitett magasabb szigetek és partok a szubtropikus és egyenlítői vidékeken a keleti oldalukon (passzátszéllal szembenéző oldal) több esőt mutatnak, mint a nyugati szélén.

Hatalmas méretű, évszakosan változó légáramlások példája a *monszun* szélrendszer, mely nagyobb kontinens és a környező tenger között alakul ki. A monszunszelek nyári esős és téli szárazabb időszak kialakulására vezetnek. Amennyiben e hatás a tárgyalt főtípusokat okozó folyamatokkal összetevődik, az évi esőeloszlás más változatait hozza létre. Így például az Észak-Ausztrália (trópusi vidék) fölött a Nap évi járása folytán kialakuló két esős időszak egybeolvad azon ok folytán, hogy január, február hónapokban a monszuneső az e hónapokat megelőző és követő esős időszakot egybeolvasztja.

Az eső, hó stb. alakjában a földfelületre kerülő csapadék egy része a talajba szivárog és egy része lefolyik, másik része a talaj felett lefolyik és egy harmadik része elpárolog. Ez utóbbi részhez tartozik az a vízmennyiség is, amely a talajba kerül ugyan, de a talaj és a növényzet párolgása folytán a lehullott csapadék helyén ismét a levegőbe jut. A levegőbe a vízgőz legnagyobb része az óriás kiterjedésű tengerek párolgása útján kerül és a légáramlások által a Földnek távolabbi vidékeire is eljut. Párolgás, vízfolyás, lehulló csapadék és a szelek vízgőzszállító szerepe a víz körforgalmának részleteiben való követését meglehetősen szövevényes feladattá teszik. Hosszabb időtartamot, egy évet vagy még jobban az évek hosszabb sorát véve szemügyre, a víz körforgalma stacionárius folyamat, más szóval a Föld vízháztartása egy zárt folyamat: az a vízmennyiség, mely a tengerekből a körfolyamatba kerül, a tengerbe visszatér és sehol sincs állandó (az idővel haladó) vízmennyiség-felhalmozódás vagy fokozatos vízmennyiség-csökkenés. A Földet mint egészet tekintve - a lehullott csapadék az elpárolgott vízmennyiséggel egyenlő. Ez természetesen nem áll a Földnek egy határolt részére. Egyes vidékeken a lehulló csapadék általában nem egyenlő az ott elpárolgott vízmennyiséggel, lehet ennél kisebb vagy nagyobb. Az első esetben e vidékről a vízgőzt a légáramlások más területre viszik, a második esetben más területekről kerül a vízgőz a kérdéses vidékre.

G. Wüst vizsgálatai szerint a szárazföldön évente 75.000 km^3 víz párolog el (ami 50.4 cm vízmagasságnak felel meg), a lefolyás a szárazföldről 37.100 km^3 , a csapadék a tengeren 267.100 km^3 (ami 74.2 cm csapadékmagasságnak felel meg) és az összes csapadék a Földön 379.200 km^3 és az összes elpárolgott vízmennyiség ugyanekkora (ami 74.3 cm vízmagasságnak felel meg). A tengereken a csapadék a magasabb földrajzi szélességekben és egy kicsiny övben az egyenlítő körül, nagyobb, mint az elpárolgott vízmennyiség, a közbeeső igen nagy területeken az elpárolgott vízmennyiség nagyobb a lehullott csapadéknál. A szárazföldön valamennyi övben nagyobb a lehullott csapadék, mint az ott elpárolgott víz.

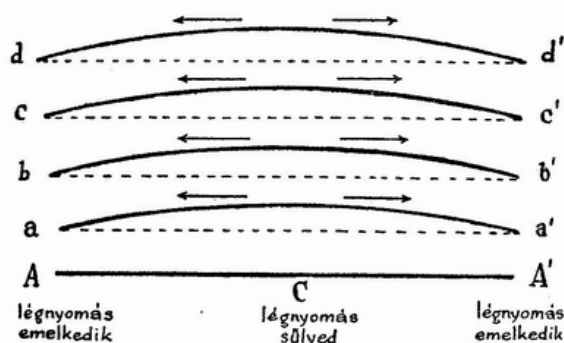
V. A SZÉL KELETKEZÉSE. SZÉLRENDSZEREK

A levegő mozgását a szélben észleljük és mindennapi tapasztalatból tudjuk, hogy a szél úgy irány, mint erősség szerint igen változó. Alkalmas műszerekkel a szélnek e két meghatározó elemét megfigyelhetjük, és változásait önjelző műszereken folytonosan feljegyeztethetjük.

A szél nagyságát (erejét) a szélesebséggel vagyis az áramló levegőnek az időegység alatt megtett útjával (m/mp- vagy km/óraegységekben) mérjük. A szélesebség helyett a szélről az irányára merőlegesen elhelyezkedő lapra gyakorolt nyomást mérhetjük. Szélesebség- vagy szélnyomásmérő eszköz hiányában becsülni szokták a szelet és erre 0-12 fokokat felölölő léptéket állapítottak meg: 0 a tökéletes szélcsendet jelenti, 1 nagyon gyenge, alig észrevehető fuvallat és a lépték növekedő számai fokozatosan erősebb szeleket jelentenek. A következő tábla feltünteti a szélereőfokoknak megfelelő szélesebségeket m/mp és km/óraegységekben, továbbá a szélről az irányára merőlegesen álló lap területegységére (1 m²) gyakorolt nyomást kilogrammsúlyban.

Szélereőfok	Szélesebség		Szélnyomás kg/m ²
	m/mp	km/óra	
1	1.5	5.4	.2
2	3.0	10.8	.7
3	5.0	18.0	2.0
4	7.0	25.2	3.9
5	9.5	34.2	7.2
6	12.5	45.0	12.5
7	15.5	55.8	19.2
8	19.0	68.4	28.9
9	23.0	82.8	42.3
10	27.0	97.2	58.3
11	31.5	113.4	79.3
12	> 34	> 122	> 93

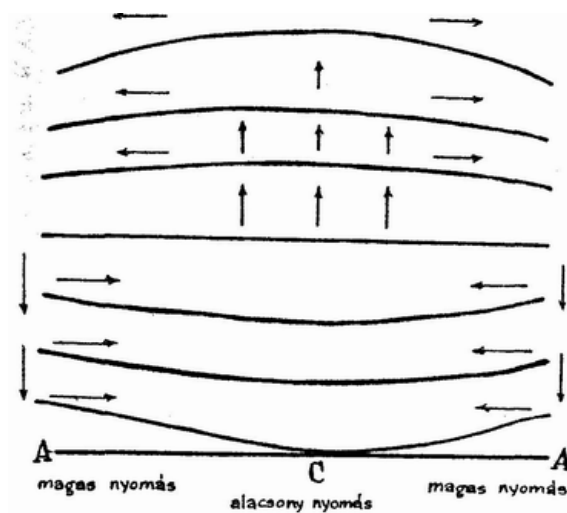
A levegő mozgását légnyomáskülönbségek idézik elő és a levegő a nagyobb nyomástól a kisebb nyomás felé áramlik, ha a légnyomáskülönbség ellen nem hat más erő, mely a nyomáskülönbség hatását megszünteti. Így például, ha a függélyesben a nyomáskülönbség két szint között éppen a közbeeső levegőtömeg súlyával egyenlő, mozgás nem keletkezik (sztatikai egyensúly a függélyesben). A vízszintesben levegőmozgás jön létre, ha a vízszintesben nyomáskülönbség van, melyet más erő nem egyensúlyoz. E nyomáskülönbséget hőmérsékleti különbségek hozzák létre, melyekhez a továbbiakban dinamikai hatások is csatlakozhatnak.



4. ábra. Légáramlás keletkezése.

Képzeljük, hogy egy bizonyos területen a földfelület és a levegő jobban felmelegszik, mint környezetében. Ez bekövetkezik például azért, hogy az illető felületen derült ég mellett erősebb a napsugárzás útján a földfelületre érkező és onnan a levegőnek átadott meleg, mint a

környezetben, hol az ég borult. Ugyanabban a magasságban a melegebb levegőoszlopban nagyobb a légnyomás, mint a kevésbé felmelegedett levegőoszlopban, vagy más szóval ugyanakkora légnyomáshoz tartozó izobárfelület a melegebb levegőoszlopban magasabban van a földfelület felett, mint a hidegebb levegőoszlopban. Ezt tünteti fel a 4. ábra, amely az izobárfelületeknek függélyes síkkal való metszővonalait tünteti fel. C felett minden magasságban nagyobb a nyomás, mint ugyanazon magasságban oldalt tőle és ezért a levegő a felmelegedett területről a környezet felé áramlik. A környezetben tehát a levegő mennyisége szaporodik, ennél fogva itt a földfelületen a légnyomás növekszik és az alsóbb rétegekben a környezettől C terület felé irányuló nyomáscsökkenés (nyomásgradiens) alakul ki és végeredményben az izobárfelületek C területen és környezetében az 5. ábrán feltüntetett képet mutatják. C-től oldalt A és A' pontokban bizonyos magasságig a nyomás nagyobb, mint ugyanazon magasságban C felett és így a levegő a felmelegedett terület felé áramlik. Ez azonban csak bizonyos magasságig van így. Egy bizonyos magasságban az izobárfelület vízszintes és e fölött az izobárfelületek kifelé lejtnek és a levegő kifelé áramlik. A felmelegedés folytán megbolygatott egyensúly helyreállana, ha C-ben a felmelegedés megszűnnék. Ha azonban ez tovább tart, folytonos áramlás alakul ki: fenn a magasban a levegő kifelé (A és A' felé) áramlik, az alsóbb rétegekben befelé (C felé). E két vízszintes áramlás zárt áramkörre alakul a C felett kialakuló, felfelé tartó, meg az A és A' fölött kialakuló, lefelé tartó áramlással, miként azt a nyilak mutatják.



5. ábra. Légháramlás alacsony nyomás területén.

Ha valamely terület felett a földfelület és ennek közvetítésével a fölötte levő levegő lehűl, szintén zárt áramkör alakul ki: C felett egy bizonyos magasságig leszálló és kifelé tartó áramlás, e magasság fölött befelé irányuló áramlás, és A és A' fölött felszálló áramlás lép fel.

A légnyomáskülönbség azonban nem az egyetlen erő, amely a levegő mozgásában szerepel. A Földnek tengely körül való forgásának következménye, hogy minden mozgó test, a mozgó Földre vonatkoztatott mozgásában, ha a mozgás irányába nézünk, az északi félgömbön jobbra, a déli félgömbön balra íparkodik kitérni mozgási irányából. Azt az erőt, mellyel e kitérést leírhatjuk, röviden földeltérítő erőnek szokták hívni. Ez az erő a mozgó levegő sebességével és a földrajzi szélesség szinuszával arányos.

A nyomáskülönbségen (nyomásgradiens) és a földeltérítő erőn kívül a surlódás is nagyban befolyásolja a levegő mozgását.

A fentemlített magas légnyomású öv kialakulása 35°-40° földrajzi szélességben és ennek következtében úgy az egyenlítő felé, mint a 35°-40°-nál nagyobb földrajzi szélességek felé irányuló légnyomáscsökkenés példát szolgáltat arra, hogy mily okok hozzák általában létre a

légnyomáskülönbségeket. A felhozott példában látjuk, hogy az első primár ok a hőmérsékleti különbség az egyenlítő és a magasabb szélességek között. Ez az oka annak, hogy az izobárfelületek az egyenlítő fölött felemelkednek a magasabb földrajzi szélességek izobárfelületeihez képest. Ennek következménye, hogy ugyanabban a magasságban a földfelszín fölött a légnyomás nagyobb az egyenlítő fölött, mint nagyobb földrajzi szélességben, tehát a levegő a fogyó légnyomás felé (vagy amint mondani szokták, a légnyomás-gradiens irányában, nyomásgradiensnek nevezve bizonyos távolságegységre vonatkoztatott légnyomáscsökkenést) áramlik. A Föld tengely körül való forgása következtében fellépő földeltérítő erő okozza, hogy az egyenlítőtől a nagyobb földrajzi szélességek felé a magasban áramló levegő úgy az északi, mint a déli félgömbön mindjobban kelet felé fordul és mintegy 35° - 40° északi és déli szélességben mint teljesen nyugati szél áramlik. E nyugat felé áramló levegőben - a surlódástól eltekintve - az egyenlítő felé tartó földeltérítő erő egyensúlyt tart a sark felé irányuló nyomásgradienssel. E földrajzi szélességben az egyenlítő vidékéről jövő levegőtömegek megtorlódnak és így jő létre a magas nyomású öv, tehát lenn a földfelszínen légnyomásgradiens úgy az egyenlítő felé, mint a sark felé. Amint látjuk, a hőmérsékleti különbség az egyenlítő és a magasabb földrajzi szélességek közt indítja meg a levegőáramlást, de a további folyamatban a földeltérítő erő és ennek nyomán beálló levegőtörlődés a földfelszínen kialakuló légnyomásgradiensnek okozója. E példában hőmérsékleti (termikus) és mechanikai (dinamikus) okok együttesen hozzák létre a nyomáskülönbséget a földfelületen. A 35° - 40° földrajzi szélességben a levegő egy része a földfelszínre ereszkedik és részben az egyenlítő felé, részben magasabb szélességek felé áramlik.

Az egyenlítő és a 35° - 40° földrajzi szélességek közt zárt áramkör alakul ki. Az egyenlítő vidékén a levegő felemelkedik és a magasban az északi félgömbön mint déli, majd délnyugati szél (az *antipasszátszél*) a magasabb földrajzi szélességek felé tart; 35° - 40° földrajzi szélesség körül e levegő leereszkedik és azután lenn a földfelszínen, illetve az alsóbb rétegekben mint északi, majd északkeleti szél (*passzátszél*) az egyenlítő felé áramlik. A déli félgömbön az *antipasszát* északnyugati irányú és a *passzát* délkelet irányú. Ott, ahol az északkeleti és délkeleti passzát az egyenlítő vidékén találkozik, változó szélességű, általában keskeny övben szélcsend vagy gyenge változó irányú szél uralkodik, ez a *szélcsendöv*, a tengerészektől *doldrum* övnek nevezett terület.

A vázolt áramkör az egyenlítő és 35° - 40° földrajzi szélesség között régóta ismeretes és a hajózásban a passzátszeleket már évszázadok óta kihasználják. Kevésbé feltűnő és határozott a 35° - 40° földrajzi szélesség és a magasabb szélességek között kialakuló áramkör. Ebben a leszálló ág 35° - 40° északi szélességben van, épúgy, mint az előbb említett passzátáramkörben, a földfelszínen a szél délnyugati irányú, az északi félgömbön (északnyugati irányú a déli félgömbön). Ennek az áramkörnek felszálló ága mintegy a 60° - 65° földrajzi szélességben mutatkozó légnyomásminimumba tehető, a 35° - 40° földrajzi szélességbe visszavezető felső vízszintes ága az észlelésekből alig mutatható ki és csak hosszú időre terjedő adatsorban jelentkezik igen gyengén. Ennek oka bizonyára az, hogy a 35° - 40° földrajzi szélességből a nagyobb földrajzi szélességek felé nemcsak a földfelszínhez közelebb eső rétegekben, hanem a magasban is történik áramlás (mint délnyugati szél az északi és északnyugati szél a déli félgömbön) s az ezekben a nagyobb földrajzi szélességekben észak felé áramló levegőtömegeknek visszatérése az alacsonyabb szélességekbe azokban a gyakori vándorló légörvényekben (ciklonokban) történő levegőkeveredés közvetítésével történik, melyek legtöbbször a 35° - 40° földrajzi szélesség és a sarkvidékek közt alakulnak ki és vonulnak rendszerint nyugatról keletre.

A 60° - 65° földrajzi szélességen túl, úgy látszik még egy, vízszintes és függélyes ágakból álló, zárt áramkör alakul ki, melynek felszálló ága 60° - 65° földrajzi szélességben van, felső vízszintes ágában az áramlás délnyugati, alsó vízszintes ágában keleti, északkeleti irányú. A

sarkkör (66½ földrajzi szélességi kör) tájéka elválasztja a földfelületen a sarkvidék keleti (északkeleti) légáramlását az alacsonyabb földrajzi szélességek nyugati (délnyugati) légáramlásától.

Ezt az általános légkörzést (cirkulációt) a tengerek és szárazföldek eloszlása következtében kialakuló és a Föld egyes nagyobb területeire szorítkozó levegőkicserélődés módosítja. Ilyen nagyobb méretű áramlási rendszer a *monszun-szélrendszer*. E szélrendszer kiterjedt kontinensek és azokkal határos tenger közt évszakosan változó levegőkicserélődésből ered. Nyáron az erősen felmelegedett szárazföld fölött az izobárfelületek emelkednek, a magasban a levegő a tenger felé áramlik, és lenn a földfelszínen pedig a tengerről a kontinens belseje felé irányuló áramlás alakul ki (nyári monszun), mely a tengerről vízgőzdús levegőt szállít a kontinensre. E vízgőzdús levegő, amikor a szárazföld fölött felemelkedik, itt bő esőzést okoz. Télen, amikor a légnyomás a lehűlt szárazföldön a földfelszínen nagyobb, mint a melegebb tengeren, a keletkező cirkuláció ellenkező irányú, mint nyáron: a magasban a levegő a tenger felől a szárazföld felé és a földfelszínen a szárazföldről a tenger felé áramlik. A legkiterjedtebb és leghatalmasabban kifejlődött monszun-szélrendszert az ázsiai kontinensen és különösen az Indiai Óceánnal határos földterületeken találjuk. De ily szélrendszer fellép - kevésbé hatalmas méretekben és kevésbé jellegzetesen - más területeken is, így például Ausztráliában, Nyugat-Afrika trópusi partvidékén, a Kaspi-tengeren és az őt környező földterületen, sőt a nyugati szelek megélénkülését és növekedő gyakoriságát és az ezzel járó hőcsökkenést júniusban Közép-Európában is nyári monszunnak lehet értelmezni.

A tenger és szárazföld évszakosan váltakozó, egyenlőtlen felmelegedése következményeképp kialakuló, monszunszélrendszerhez hasonló, de sokkal kisebb méretű szélrendszer az úgynevezett szárazföldi és tengeri szél, mely a tengerparton, különösen nyáron, naponta ismétlődő jelenség. Reggel, amikor a szárazföld melegedni kezd és a szárazföld fölött a levegőoszlop kitágul, a magasban a levegő a szárazföldről a tenger fölé áramlik, a szárazföldön lenn a légnyomás csökken és a tenger felől a szárazföld felé irányuló nyomásgradiens következményeképp a levegő a tengerről a szárazföldre áramlik. E folyamat napközben erősödik. Éjjel a levegőoszlop erősebb összehúzódása miatt a szárazföld fölött a légnyomás-gradiens a magasban a tenger felől a szárazföld felé irányul, lenn a földfelszínen pedig ellenkező irányú: a levegő fenn a tengerről a szárazföld felé, lenn a szárazföldről a tengerre áramlik.

A nap 24 órájához, mint időszakhoz kötött időszakos szélrendszer az is, amely hegy és előtte elterülő sík terület vagy völgy és az őt kétoldalt határoló hegyek lejtője között kialakul: a nappali órákban a szél a síkról a hegy felé és ennek lejtőjén felfelé, illetve a völgyből az őt kétoldalt határoló hegylejtők felé irányul, éjjel pedig ellenkező irányú.

A tárgyalt időszakosan változó szélrendszerektől eltekintve, a szélerősség és a szélirány általában a nap 24 órájában szabályos járást mutat. Lenn a földfelszín fölött és mintegy 100-150 m magasságig a szélerősség legnagyobb dél körül és legkisebb éjszaka, nagyobb magasságban ép ellenkezőleg, legkisebb értékét délben, legnagyobb értékét éjszaka éri el. E különös jelenség, melyet a hegycsúcsokon végzett rendszeres meteorológiai megfigyeléseknek a földfelszínen nyert adatokkal való egybevetéséből állapítottak meg először, az alsó és felső levegőrétegeknek a konvekció-áramok útján közvetített keveredésében leli magyarázatát.

A levegőoszlopnak a nap folyamán történő felmelegedésével és felfelé tágulásával, meg az alsó és felső rétegeknek a konvekcióáramok útján történő keveredésével függ össze a szélirányok szabályos napi változása is, melyet a következőképp foglalhatunk össze. Az északi félgömbön lapályon és fennsíkon a szél délelőtt - a saját irányába nézve - jobbra (tehát az óramutató járásával egyező irányban), délután ellenkezőleg, balra (az óramutató járásával ellenkező irányban) fordul. A magasban (oly magasságig, ameddig a napi levegőkeveredés

függélyesen terjed) ellenkező irányú szélirányingadozás mutatkozik: a szél irányába tekintve délelőtt balra, délután jobbra fordul a szél. A déli félgömbön a szélirány fordulása ellenkező.

A fent előadott szélrendszereken kívül egyes vidékekre szorítkozó és e vidékeket jellemző helyi szelekről kell említést tennünk. Ilyen a *főnszél*, amely hegyvidékeken lép fel. Legjobban ismeretes az Alpokban megfigyelt alakjából. Főnszél akkor keletkezik, amikor a levegő valamely hegységnek a széllel szembenező lejtőjén (loof olv. luv oldalon) felszáll és a másik oldalon (lee, olv. li oldal) leereszkedik. A hegylejtőn felfelé tartó levegőtömeg emelkedés közben mind kisebb nyomás alá kerül, ennek következtében kiterjed és lehül, a benne foglalt vízgőz részben kicsapódik és mint eső kihull. Amidőn a másik (lee) oldalon leereszkedik, mind nagyobb nyomás alá kerül és melegszik, az összenyomáskor fejlődő meleg legnagyobb része a levegő hőmérsékletének emelésére fordítatik, mivel a vízcseppekben kicsapódott vízgőz már legnagyobb részben kihullott, tehát vízpárolgztatásra kevés melegmennyiség fordítatik. A főn, mint száraz, meleg szél jelentkezik a hegység lee oldalán.

Egy másik, a magasból lecsapó szél a bóra, mely különösen Isztria és Dalmácia partjain lép fel - különösen télen - nagy hevedéggel. A bóra annak ellenére, hogy a magasból lecsapó szél, tehát a tőle szállított levegő leereszkedés közben dinamikusán melegedett, lenn mint hideg szél érezhető, és pedig azért, mert a levegő fenn a hegygerincről vagy fennsíkról annyira alacsony hőmérséklettel indul el, hogy a leszállás közben történő melegedés kisebb, mint a hőmérsékletkülönbség a magaslat felső és alsó pontja (a hegygerinc, fennsík és a tengerpart) között. A bóra száraz és hideg szél, mely néha rendkívüli nagy hevedéget ér el. Triesztben a bóra 40-50 m másodpercenkénti sebességet is elér.

Egyéb lokális szelek közül megemlíjtük a *kossava* néven ismert szelet, mely az Aldunán, Torontál, Temes és Krassó-Szörény megyék déli felében gyakori, igen élénk, néha orkánná erősbödő délkeleti szél, továbbá a *nemeré*-t, amely Csík, Háromszék és Brassó megyékben főképp tavasszal, de néha télen is fellépő, a hegyekről a völgyekbe lecsapó hideg szél.

VI. AZ IDŐJÁRÁS

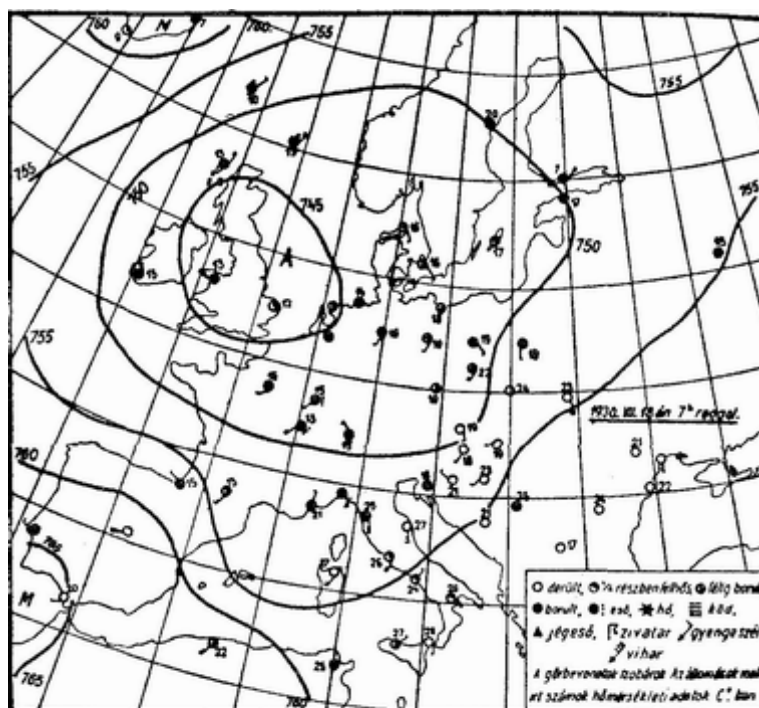
Amikor valamely helyen bizonyos időpontban uralkodó időjárásról szólunk, a meteorológiai elemeknek vagy azok főbbjeinek viselkedését foglaljuk össze egy képbe. Beszélünk meleg, napsugaras, vagy hűvös, esős, stb. időjárásról. Az időjárásnak sokszor hirtelen, rövid időközben való teljes megváltozása a mi földrajzi szélességünkben annyira bevésődött a köztudatba, hogy szójárassá vált az időjárás szeszélyessége. De e szeszélyesnek látszó változásokat fizikai okok hozzák létre és fizikai törvények szabják meg. Noha még messze vagyunk attól, hogy az időjárás változásait minden részletében oly szabatosan leírjuk, mint ahogyan a matematikai fizika különböző feladatait tárgyalni képesek vagyunk, az elmúlt század második fele és a folyó század elmúlt három évtizede e téren örvendetes haladást mutathat fel.

Az időjárási jelenségekbe mélyebb bepillantást akkor nyertek, amikor a korábbi felfogással szemben a tudományos köztudatba ment, hogy bármennyire érdekes és fontos egy ugyanazon helyen végbemenő időjárási jelenségek figyelemmel kísérése, mélyebb betekintést e jelenségekbe úgy nyerünk, ha nagyobb földterületen egy ugyanazon időpontban uralkodó időjárást, tehát a meteorológiai elemeknek vagy ezek főbbjeinek nagyobb területen ugyanazon időpontban való eloszlását vesszük szemügyre. Így keletkezett a szinoptikus meteorológiai módszer, amelynek legfontosabb segédeszköze a szinoptikus időjárási térkép. Ha az egyes elemeknek ugyanazon időpontra vonatkozó értékeit nagyobb területet (pl. Európát) ábrázoló térképen azokra a pontokra bejegyezzük, amely pontokon azokat az értékeket megfigyelték és azután azokat a pontokat, ahol az értékek egyenlők, összekötjük egymással, izogörbét kapunk és a különböző elemeknek megfelelően nyerünk izobárgörbét a légnyomásra² vonatkozóan, izotermagörbét a hőmérsékletre vonatkozóan stb. A légnyomás, hőmérséklet, nedvesség, felhőzet stb. egy-egy adattal van megadva, ezeknek a mennyiségeknek nincs irányuk, vagy amint mondani szokták, ezek skalár mennyiségek. Ezekkel szemben a szél irányított mennyiség és teljes ismeretéhez nem elegendő a szélerő nagysága, amit szélsébségnek is mondunk, hanem a szél irányát is meg kell adnunk. Ilyen irányított mennyiséget vektor mennyiségnek hívunk. A szél eloszlás teljes ábrázolása egyrészt az egyenlő szélerőt mutató helyeket összekötő görbékkel, másrészt az áramvonalakkal történik. Az áramvonalak olyan görbék, amelyeknek minden pontjában a szélirány e pontban az áramgörbéhez vont érintő irányával egybeesik. A szélirányeloszlás feltüntetésére sokszor megelégszünk - és az adatok nem elegendő száma miatt meg kell elégednünk - azzal, hogy a térkép egyes pontjaira helyezett kis nyilakkal jelöljük a szélirányt és a nyílra merőlegesen vont szárnyak számával és hosszúságával a szél erősségét 0-12 léptékben. A 6. ábra ily szinoptikus térképet tüntet fel. A térkép 1930 július 18. reggel 7 órára (középeurópai idő) vonatkozik.³ E térképen kihúzott görbék az izobárgörbét tüntetik fel, a fehérén hagyott vagy részben vagy egészben befeketített köröcskék az állomások helyén mutatják, hogy az illető helyen az ég derült, ¼ részben, félig, ¾ részben, vagy egészen felhővel borított, a nyilak a szél irányát és nagyságát jelölik. Egyéb jelekkel tüntetjük fel az esőt, havazást, zivartart, ködöt stb., amint a magyarázó szöveg mutatja. Ily szinoptikus időjárási térképeket a meteorológiai központi intézetek rendszeresen, naponta - ez idő szerint csupán a tengerszínre vonatkozóan - szerkesztenek, a hazai és a külföldi állomásoktól nyert sürgönyjelentések alapján. Nagyobb (1, 2, 3 stb. kilométer) magasságra egyidejű, közvetlen megfigyelések alapján csak bizonyos nemzetközileg megállapított napokon lehet - ez idő szerint még nagyon hézagos - szinoptikus időjárási térképet szerkeszteni, azokon a napokon tudniillik, amikor léggömbökkel a magasba szállított önjelző műszerek

² A különböző tengerszinti magasságban végzett légnyomásfigyelések a szinoptikus térképbe való bejegyzés előtt ugyanarra a tengerszint feletti magasságra vonatkoztatandók. E magasságnak legfőbbnyire magát a tengerszintet választják.

³ Hogy túlszűfolt ne legyen a rajz, az állomások egy részét nem tüntettük fel a rajzon.

adatai a hegyi obszervatóriumokon végzett megfigyelésekkel kiegészítve rendelkezésünkre állnak. A szélirány és szélesség a felsőbb rétegekben a ma már sok meteorológiai obszervatóriumon naponta rendszeresen végzett, úgynevezett pilot-ballon megfigyelésekből (műszert nem szállító, hidrogénnel töltött kisebb léggömbök, amelyeket elbocsátásuk után távcsővel követnek) megállapítható. E megfigyeléseket nem utolsó sorban a légi forgalom igényei is teszik nélkülözhetetlenné. Ma csaknem minden ország meteorológiai központi intézete ad ki naponta időjárási térképet és arra alapított időprognózist, sok országban naponta kétszer, sőt néhány helyen többször is. E szinoptikus térképeken a külföldi megfigyelési adatokat a külföldi meteorológiai intézetek által, nemzetközien megállapított időpontban rádiótelegrafikus úton küldött sürgönyjelentések szolgáltatják.



6. ábra. Időjárási térkép, 1930 július 18.

A trópusi vidék időjárása. A trópusi vidéket jellemzi, hogy az időjárás az évszaktól és napszaktól függően nagy szabályossággal, meglehetősen egyformaságban folyik le és csak alkalmilag és helyenként lépnek fel e szabályosságot megszakító, trópusi ciklonoknak nevezett zavarok. Ezzel szemben a nagyobb földrajzi szélességek időjárásának alakulásában éppen a gyakori vándorló ciklonok, melyeknek sem időbeli, sem térbeli fellépése nem mutat egyszerű szabályosságot, játszanak főszerepet és ezek okozzák ezekben a földrajzi szélességekben az időjárásnak közmondásossá vált szeszélyességét.

A trópusokban a havi középhőmérséklet ingadozása az év folyamán kicsiny, olyannyira, hogy az évszakokat nem a hőmérséklet változása, hanem az esős és száraz évszak szabályos változása szabja meg. Már megemlékeztünk a trópusi esőeloszlásról: amikor a Nap legmagasabbra - a zenitbe vagy ahhoz közel - jut a nap folyamán, van az esős időszak (nyár) és az év többi részében a száraz időszak (tél).

Az egymásra következő napok időjárása a trópusokban nagy szabályossággal zajlik le. Nyáron napkeltekor a levegő aránylag hűvös. Amidőn a Nap az égen emelkedik, a hőmérséklet nő, a szabadban való tartózkodás és mozgás mind kínosabb lesz. Délben a heves felszálló áramok következményeként a felhőzet gyorsan nő és délután rendszerint heves helyi zivatar tör ki, melyet igen kiadós, sokszor felhőszakadásszerű esőzés kísér. A levegőnek nagy víztartalma a meleget sokszor elviselhetetlenné teszi. A zivatar után a levegő kissé lehül.

A trópusok szabályos időjárása megnyilatkozik más meteorológiai elemekben is, így például a légnyomás napi járásában is. A trópusokban e napi járás már néhány napból kiadódóan igen szabályos dupla hullám, a légnyomás mindennap a nap ugyanazon időpontjaiban éri el két legnagyobb és két legkisebb értékét, míg a magasabb földrajzi szélességekben e szabályos ingás csak a napok nagyobb számából adódik ki, egyes napokon pedig az időjárást nagy mértékben befolyásoló nem periodikusan fellépő zavarok által el van fedve.

A trópusok időjárásának egyik főjellemzője a nyári zivatarbőség. E zivatarok úgy keletkeznek, hogy az alsóbb levegőrétegek a perzselő napsugaraktól rendkívüli mértékben felmelegedett talajtól felmelegszenek és ennek következtében heves felszálló áramok (konvekció-áramok) keletkeznek, ami egyrészt bőséges vízgőzkicsapódást, másrészt a zivatar jellemző jelenségét, hatalmas elektromos kisüléseket, villámlást és ennek nyomán járó mennydörgést idéz elő. A villám nagy méretekben lezajló villamos szikrakisülés, amelyet kis méretekben laboratóriumiainkban a villamoszó géppel állítunk elő. A kisülés vagy két felhő, vagy felhő és a földfelület (villámcsapás) közt megy végbe. A kétfajta, úgynevezett pozitív és negatív elektromos tömegek közt fennálló villamos feszültség, amelynek kiegyenlítődése a villám, azáltal jó létre, hogy előzően valamely folyamat e kétfajta elektromosságot különválasztotta és térben elkülönítette egymástól. E folyamatról a kutatók az idők folyamán sokféle felfogást vallottak, amelyek azonban a jelenség részleteinek magyarázatára nem bizonyultak kielégítőeknek. Úgy látszik, hogy az a felfogás és magyarázat, amelyet a legutóbbi időkben *G. C. Simpson* angol meteorológus e folyamatról kidolgozott, a legvalószínűbb és a zivatarelektromosság eredetének eddigelé nyílt kérdését megoldja. E magyarázat *P. Lénard* azon vizsgálatain alapszik, melyeket vízcseppek szétporlasztása alkalmával keletkező elektromos jelenségeken végzett. E vizsgálatok szerint, amikor vízcsepp heves ütést kap (például egy tárgyba ütközik) úgyhogy szétporlad, a felületéről robbanásszerűen igen kicsiny, negatív töltésű cseppecskék válnak le és egy pozitív töltésű mag marad vissza. Ugyanaz a jelenség állhat be a szabad levegőben lebegő vízcseppek, ha felszálló áram, amely a vízcseppet lebegteteti vagy magával viszi, hirtelen lökésszerűen elég nagy mértékben erősödik, úgyhogy a vízcseppet szétporlasztja. E szétporladási jelenség lefolyása a következő. A széllekés a vízcseppet kalapszerűen felboltoztat, a csepp felső része igen vékony, felfelé boltozott hártyaalakot vesz fel, melyet a levegő-áram átlukaszt és az eközben keletkező apró negatív töltésű részecskéket az áram magával viszi felfelé, míg a nagyobb pozitív töltésű rész visszamarad. A kétfajta elektromosságnak a térben való ilyen szétválasztása nagy elektromos feszültségre vezethet, amely több ezer Voltot tehet ki centiméterenként. A kétfajta elektromosság különválasztására megkívánt felszálló áram a trópusokban a nyári évszakban csaknem naponta megismétlődő zivatarokban és nálunk is gyakran jelentkező nyári zivatarokban, melyek a helyi erős felmelegedés következtében keletkeznek, megvan. Ezek az úgynevezett *hőzivatarok*. Megkülönböztetjük ezektől a közép és nagyobb földrajzi szélességekben fellépő, a vándorló ciklonokhoz kötött, úgynevezett *ciklonális* vagy *frontzivatarokat*, melyekről még lesz szó. A zivatarokban fellépő elektromos feszültség itt is a tárgyalt módon jó létre, a heves felszálló levegőáram azonban nem kisebb területre szorítkozó helyi felmelegedés eredménye, hanem a ciklonban végbe-menő és annak szerkezetével összefüggő dinamikai folyamatok következménye. Konvekció-áramok és ezek nyomán keletkező zivatarok nemcsak az alsó rétegek túlságos felmelegedése által, hanem a felső rétegeknek kisugárzás útján történő nagymértékű lehűlése folytán is jöhetnek létre.

Miként említettük, a trópusokban uralkodó és főképp a nap- és évszaktól függő, meglehetősen egyformasággal lezajló időjárást a trópusi ciklonok zavarják meg. Ezek heves vándorló légörvények, amelyekben a levegő spirálisszerű pályán egy középpont felé áramlik. A szél-erő e ciklonokban rendkívül nagy lehet: 40-50 méter másodpercenként. Amikor ily örvény valamely hely fölött elhalad, a légnyomás fokozatosan, de elég gyorsan nagyot süllyed egy

legalacsonyabb értékig és azután ismét nő. Jellemző ezekre az örvényekre, hogy míg a középpont felé áramló levegő rendkívül nagy sebességet ér el, magában a középpontban szélcsend uralkodik. A középpont felé áramló levegő egyúttal felemelkedik és e felemelkedő levegőben végbemenő erős vízgőzkicsapódás okozza az ezekkel az örvényekkel járó heves esőket. A trópusi ciklonok átmérője átlagban mintegy 250-300 km, a szélcsend-terület átmérője mintegy 20 km. Ha ily ciklon lakott területen vonul át, katasztrofális pusztítást végez: a rendkívül nagy szélnek alig tud valami ellenállni.

A trópusi ciklonok főbb keletkezési helyei a nyugat-indiai szigetvilág (e vidékeken *hurrikán* a nevük), Dél-Ázsiában a Bengáli öböl és az Arábiai tenger, Kelet-Ázsiában a Filippi szigetek vidéke, Dél-Kínai tenger és a Csendes óceán nyugati széle (itt *taifun* néven ismeretesek), az Indiai óceán déli része (Mauritius orkánok) és a Csendes óceán déli része, Ausztrália és Paumotu szigetek között. A trópusi ciklonok az illető félgömb nyarán vagy nyárutóján a leggyakoribbak, alacsonyabb napállásnál ritkábban lépnek fel.

A magasabb földrajzi szélességek időjárása. A magasabb földrajzi szélességek időjárását változékonysága jellemzi. E változékonyság a szinoptikus napi időjárási térképeken abban tükröződik vissza, hogy a meteorológiai elemek (légnomás, légáramlás, hőmérséklet, eső-területek, stb.) eloszlása napról napra általában változást mutat.

A szinoptikus napi időjárási térképek szerkesztésére, amit telegráfia útján közvetített hírközlés tett lehetővé, és az időprognózisban való értékesítésére Európában az első lökést az a katasztrófa adta, amely az Oroszország ellen felvonult angol és francia egyesült hadiflottát 1854 november 14-én a Fekete tengeren érte, amidőn rendkívül heves vihar 30 hajót rakományával együtt elsüllyesztett. A katasztrófa alkalmat adott annak vizsgálatára, hogy nem lehetne-e módot találni arra, hogy ily vihar kitörését előre lehetne jelezni és így a katasztrófát megelőzni és ellene a lehetőséghez képest védekezni lehessen. A vizsgálatra *Le Verrier*, a párizsi csillagvizsgáló igazgatója kapott megbízást, aki egy évvel később már megszervezhette az első nemzetközi időjárási szolgálatot. Nemsokára ezután *Buys-Ballot* Utrechtben, majd 1860-ban *Fitzroy* főképp a hajózás érdekében vihar jelző szolgálatot szerveztek meg. Amerikában körülbelül ugyanazon időben a washingtoni Smithsonian Institution tette az első kísérletet ily időjárásjelző szolgálat szervezésére.

Amikor a napi szinoptikus időjárási térképeket rendszeresen kezdték szerkeszteni, csakhamar észrevették, hogy az időjárás alakulása a légnyomáseloszlástól függ nagy mértékben, vagy amint mondani szokták, az időjárási helyzetet elsősorban a légnyomáseloszlás jellemzi. A légnyomáseloszlás szabja meg a légáramlásokat, ez utóbbiaktól pedig nagymértékben függ a hőmérséklet, a felhőzet és a csapadék. Micsém volt természetesebb tehát, minthogy a légnyomáseloszlás tipikus formáit és az ezekkel kapcsolatos eloszlását a többi elemeknek behatóan vizsgálták. E vizsgálatok alapján bizonyos tapasztalati szabályokat találtak, melyek egyrészt a légnyomáseloszlás és a meteorológiai elemek eloszlása közötti kapcsolatra, másrészt a légnyomáseloszlásnak várható átalakulására vonatkoznak.

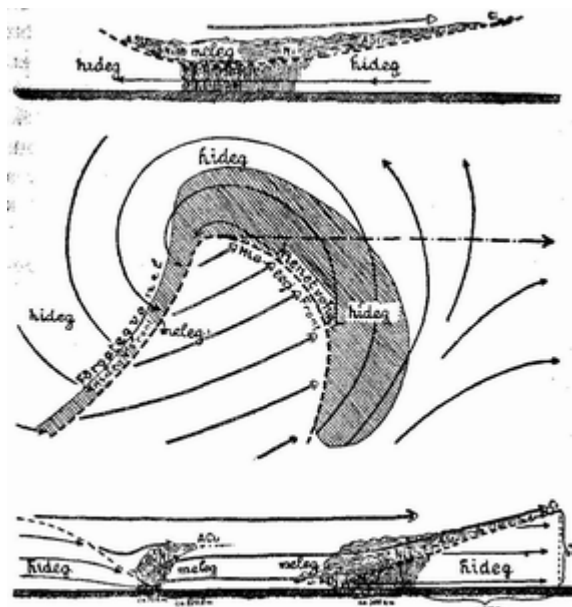
A légnyomáseloszlásban két jellemző légnyomásalakulat tűnik fel: az alacsony nyomásterület (depresszió, ciklon) és a magas nyomásterület (anticiklon). Ezeken oly területeket értünk az időjárási térképen, amelyeken a légnyomás a környezethez képest alacsony, illetve magas. A legalacsonyabb (legmagasabb) helyet többé-kevésbé szabályos kör vagy ellipsziszalakhoz hasonló zárt izobárgörbék veszik körül (l. 6. ábra), A alacsony, M magas nyomásalakulatot jelent. A középtől kifelé haladva a ciklonban a légnyomás fokozatosan nő, az anticiklonban fogy. A magas nyomásterület sokszor nem jelentkezik jellegzetes alakban, hanem inkább csak mint a ciklonok közt kialakuló magas nyomáshát. Az általános légkörzésben a ciklon jelenti a tulajdonképpeni zavart, az anticiklon ellenben a ciklon középpontjától kifelé szükségképpen fellépő légnyomásnövekedésnek következménye. Csakhamar kitűnt, hogy a légnyomás-

7. ábra. Buys-Ballot törvénye.

A ciklon és anticiklon szélrendszerében az áramló levegő bizonyos mértékben még megtartja azokat a tulajdonságokat, melyeket felvett azokon a vidékeken, ahonnan jő. Déli szél általában melegebb, északi szél hidegebb levegőt szállít, tenger felől jövő áramlás vízgőzdzús levegőt, szárazföld felől jövő vízgőzben szegényebb levegőt hoz. Mivel a levegő a ciklonban az alsóbb rétegekben a környezetből minden oldalról beáramlik, az anticiklonban pedig az alsóbb rétegekben a környezet felé minden oldalon kiáramlik, az áramlás folytonosságából következik, hogy a ciklonban felszálló, az anticiklonban leszálló áramlásnak is kell lennie, mert különben a ciklonban csakhamar növekvő levegőtörlődésnek, az anticiklonban pedig levegőhiánynak kellene beállania, tehát a ciklonnak és az anticiklonnak csakhamar el kellene sekélyesednie és e légnyomásalakulatok nem maradhatnának fenn hosszabb ideig (napokon, sőt néha heteken át). De ennek megfelelően a ciklonban felszálló levegőnek fenn ki kell áramolnia és az anticiklonban a leszálló és lenn kiáramló levegő pótlására beáramlásnak kell lenni. E következtetéseket a tapasztalat igazolja. A fel- és leszálló áramlásnak bizonyítéka az, hogy az alacsony nyomású terület nagy részében nagy a felhőzet, bőséges a csapadék, borult az időjárás, ami a felszálló levegőtömegekben végbemenő vízgőzkicsapódásnak a következménye, az anticiklont pedig általában derült, száraz időjárás jellemzi, mert a leszálló levegő-

ben vízgőzkicsapódásra nincs ok, sőt a már kicsapódott vízgőz újból elpárolog. Az északi félgömb ciklonjai és anticiklonjai területén uralkodó hőmérsékleti viszonyok vizsgálatából kiderült, hogy az alsóbb rétegekben a hőmérséklet nem szimmetrikus a középpont körül, nevezetesen a ciklonok keleti oldala meleg, a nyugati része hideg, anticiklonban megfordítva: a keleti fél inkább hideg, a nyugati meleg.

A ciklonok és anticiklonok sokszor csak a troposzféra alsó részére terjednek (alacsony ciklonok és anticiklonok), de vannak oly ciklonok és anticiklonok, amelyek a troposzféra egész tömegére, sőt a sztratoszféra egy részére is kiterjednek (magas ciklonok és anticiklonok).



8. ábra. Ciklon szerkezete. V. Bjerknes szerint.

A ciklonok szerkezetét és keletkezését V. Bjerknes foglalta össze oly sémában, mely az alacsony ciklonok tulajdonságait: hőmérsékleti és áramlási viszonyait a tapasztalattal jó meg-egyezésben írja le. E sémát a 8. ábra tünteti fel. A nyíllal ellátott vonalak áramlási görbék, az árnyékolt terület csapadékos terület. A földfelületen egy meleg levegőt tartalmazó szektort - amelyben az áramlás iránya délnyugati, déli - keleten és nyugaton egy-egy konvergenciavonal határol, amelyek a ciklon közepe körül egyesülnek. Konvergenciavonálnak hívunk oly vonalat, amelynek egyik vagy mindkét oldalán a levegő e vonal felé és e vonalba áramlik. Nyilvánvaló, hogy ezen áramlásnak valahol a magasban folytatódnia kell, a beáramló levegőnek fel kell emelkednie és felsőbb rétegben kell tovább áramolnia. A meleg szektort keleten és nyugaton hideg levegő veszi körül. Ezekben az áramlási görbékben és meleg és hideg levegőtömegekben felismerjük a ciklon körül kialakult szélrendszert és nem szimmetrikus hőmérsékleteloszlást, amiről már szoltunk. A meleg szektort a hideg levegőtől keleten elválasztó konvergenciavonal a meleg homlokvonala (meleg front), a nyugati konvergenciavonal, mely a meleg szektort a tőle nyugatra fekvő hideg levegőtől választja el, a hideg homlokvonala (hideg front). Eleinte a meleg frontot menetvonalnak (steering line) hívták, mert a ciklon középpontjában e vonalhoz vont érintő a ciklon vonulási irányával látszik összeesni, a hideg frontot fürgetegvonalnak (squall line) hítták, mert ennek mentén szoktak fürgeteges időjárás, gyors egymásutánban igen élénk, sokszor viharos szelek kíséretében időnként ismétlődő heves záporosók (havazás) fellépni. A 8. ábra felső és alsó része a ciklon függőleges keresztmetszetét tünteti fel a középponttól északra és délre. A meleg frontvonalától, úgyszintén a hideg frontvonalától ferdén felfelé és kifelé terjeszkedik a meleg és hideg levegőtömeget egymástól elválasztó, úgynevezett diszkontinuitási felület (a függőleges metszetekben szakadozott vonallal jelölve). A két hideg levegőtömeg - amint látjuk - ékalakban a meleg levegő alá nyúlik. Ily különböző hőmérsékletű levegőtömegek (levegőtövek) a ciklonalakulat nélkül

is felléphetnek a feltüntetett elrendezésben és egymás mellett megmaradhatnak, ha a hőmérsékletkülönbségnek megfelelően a két levegőtömeg sebessége bizonyos feltételeknek eleget tesz. Ha a stabilis egyensúlynak feltétele nem teljesedik, megnövekedett surlódás, vagy a légáramlás elé tóduló egyéb akadály következtében a sebességeloszlás változik, a hideg ék a meleg test alá előbbre nyomul. Ilyenkor hideg betörésről szólunk. A sokszor „hideg hullám” névvel jelölt hideg betörésnek ilyen az eredete.

A *Bjerknes*-féle ciklonséma szerint a meleg levegőtömeg a földfelületen a nyomáscentrumban végződik és kétoldalt hideg levegőtest határos vele. A meleg szektor meleg levegője az előtte (keleten) levő hideg levegő fölé siklik a diszkontinuitási felület mentén, másrészt a meleg szektor mögött (nyugaton) előnyomuló hideg levegő-éktől a magasba vettetik. E folyamatoknak megfelelően, a felemelkedő vízgőzdús meleg levegőben történő vízgőzkicsapódás folytán, két csapadékos terület - két csapadéksáv - kíséri a ciklont: egy szélesebb a meleg front mentén és egy keskenyebb a hideg front mentén. A meleg és hideg frontvonal a ciklon középpontja felé mind közelebb jut egymáshoz és a középpontban találkoznak. A középponttól északra a meleg levegőtest nem ér le a földfelületig, itt a ciklon alsó része hideg levegőből áll. Amint látjuk, a ciklonhoz egy bizonyos szélrendszer, csapadékeloszlás és ennek megfelelően bizonyos felhőzeti formák tartoznak.

Amikor ciklon vonul át valamely helyen, az időjárás bizonyos szabályossággal változik. Az időjárás változását a 8. ábráról leolvashatjuk. Ha a ciklon közepe az észlelő helytől északra vonul el, először a magas Ci, CiSt felhők jelennek meg. Ezek a meleg szektor megérkezéssel fellépő és középmagasságban levő sűrűbb ASt, ACu felhőknek előfutárjai. Az ASt, ACu alatt Ni felhőkből megindul az esőzés, a hőmérséklet ekkor aránylag magas. A szél, amely a ciklon (depresszió) közeledtekor délkeleti, átmegy déli, délnyugati szélbe (az északi félgömbön). Az eső szűnésével a felhőzet szakadozik, alacsony CuNi és FrCu (tépett, szakadozott Cu felhők), melyeket itt-ott ACu felhők tarkítanak, majd ezek alatt ismét Ni felhők lépnek fel. Az időjárás fürgeteges, viharos, heves, rövidebb tartamú záporosók (télen havazások) derült éggel változva lépnek fel. Majd lassan lecsendesedik az időjárás, a felhőzet oszlik. A rajz felső részéről leolvashatjuk az időjárás menetét, ha a ciklon középpontja az észlelő helytől délre vonul el. Itt csak egy esős időszak van, melynek tartama attól függ, mennyire van a hely a ciklon közepétől.

A ciklon általában nyugatról kelet felé tolódik el a térben, csak ritkán az ellenkező irányban, és a vele kapcsolatos időjárásalakulást más-más területre viszi át. Ebből érthető, hogy a frontvonalak felismerése és a térben való eltolódásuknak megállapítása az időprognózisban nagy szerepet játszik.

A fürgetegvonal (hideg front) mentén az előrenyomuló hideg levegőék által a magasba vetett meleg és vízgőzdúsabb levegő sokszor zivatar keletkezésére ad lehetőséget. Ezek az úgynevezett „frontzivatarok”, vagy „ciklonos zivatarok”. Megkülönböztetendők ezektől az úgynevezett „hózivatarok”.

Megjegyezzük, hogy ciklon kialakulása nélkül egymás mellett fekvő meleg és hideg levegőtestek határán is a ciklonok fürgetegvonala mentén végbemenő folyamathoz hasonló úton keletkezhetnek zivatarok.

A ciklonokkal kapcsolatban, azoknak délkeleti részében, különösen gyakrabban Észak-Amerikában kisebb átmérőjű légörvények, úgynevezett *tornádók* keletkeznek, melyek a bennük fellépő rendkívül heves szél által sokszor óriási pusztításokat végeznek vagyonban és emberéletben. Ezek a felsőbb rétegekben, a felhők szintjében keletkeznek és onnan ereszkednek le a földfelületig. A tornádók átmérője néhány száz méter, többnyire kisebb 300 méternél, haladási sebességük mintegy 40 km óránként. Hasonló, de sokkal kisebb alakulatok a szárazföldön a *tromba* és a nagyobb vízfelület fölött keletkező víztölcsér. Ezek heves légörvények,

melyek tölcsérszerű tömlő alakban ereszkednek alá a zivatarfelhőkből a földfelületre és itt pusztítást végezhetnek. A tromba a talajról port és homokot, a víztölcsér vízgőzt és vízcseppeket szállít a magasba, a vízgőz egy része emelkedés közben vízcseppekké sűrűsödik. A tromba és víztölcsér átmérője rendszerint kicsiny és néhány métertől legfeljebb 100 méterig terjed. Kisebb méreteiknél fogva kevésbé veszedelmesek, mint a tornádók.

Az extratrópusi ciklonok keletkezése részleteiben nem megoldott kérdés. Ismereteink jelen állása mellett az extratrópusi ciklonok keletkezéséről a következő képet alkothatjuk magunknak. A sarkvidék keletről nyugat felé áramló hideg levegője az alacsonyabb földrajzi szélességeknek nyugatról kelet felé áramló melegebb levegőjével a sarkkör tájékán határos. A két levegőtömeg határát a földfelületen a *polárisfront*nak nevezett vonal alkotja. Mint említettük, a két, különböző levegőtömeg bizonyos hőmérséklet és sebességeloszlás mellett egyensúlyban lehet. Ha azonban az egyensúlyi feltételek nem teljesülnek, például a poláris levegő sebessége csökken, ebben az esetben délre előrenyomul. A poláris levegő délre való előrenyomulását az áramlás útjába eső szárazföldi magaslatok is előmozdíthatják. Ily értelemben hathatnak Grönland keleti partvidéke, a Spitzbergák, Ferenc József föld, Nowaja Semlja, az antarktisz kiugró szárazföldjei, Észak-Amerika északnyugati részében a Sziklás hegység, továbbá Labrador partvidéke stb. A délre előrenyomuló hideg levegő (hideg levegőnyelv) és a hideg nyelv keleti határán északra terjedő melegebb levegőnyelv alkotja a ciklon kezdő stádiumát. Az extratrópusi ciklon e felfogásban mint a sarki hideg levegőből (hideg levegőtötest) és az alacsonyabb szélességek meleg levegőjéből (meleg levegőtötest) összetett alakulat jelenik meg és energiáját a levegőtömegek hőmérsékleti különbsége szolgáltatja.

A vándorló ciklonok közé ékelődő magasnyomás mint egy előző (keletebbre fekvő) ciklon nyugati és egy következő (nyugatabbra fekvő) ciklon keleti oldalához simuló magas nyomás-hát jelentkezik.

A ciklonok és anticiklonok sokszor nem szorítkoznak a troposzféra alsóbb, mintegy 5-8 kilométer vastag rétegére, hanem magasabbra, az egész troposzférára és a sztratoszféra egy részére is kiterjednek. Ezek a magas ciklonok és anticiklonok. Úgy látszik, hogy a magas ciklonok és anticiklonok sokszor az alacsonyabból keletkeznek. A magas ciklonban a troposzféra hideg, a sztratoszféra meleg, magas anticiklonban a troposzféra meleg, a sztratoszféra hideg. A hőmérséklet ily alakulásában a fel- és leszálló áramoknak kétségkívül szerepük van. Az anticiklonban a leszálló áramok dinamikus felmelegedése folytán a troposzféra meleg; a felszálló áramok dinamikus lehűlése kapcsolatban a borultsággal, mely a hőbesugárzást gyengíti, okozza, hogy a ciklonban a troposzféra hideg. A következő táblázat *W. C. Humphreys* szerint a hőmérsékletkülönbséget mutatja 1. ciklonban, 2. anticiklonban közepes légnyomásra vonatkozó hőmérsékleti adatokhoz képest (ciklonközepes nyomás, és anticiklon-közepes nyomás értelemben).

Magasság km	Nyár		Tél	
	1	2	1	2
.0	-1.2 C°	+0.7 C°	+1.2 C°	-0.9 C°
.5	-2.0	+0.1	+0.8	-0.1
1.0	-2.1	+0.3	-0.3	-0.1
2.0	-2.0	+0.5	-2.2	+1.0
3.0	-1.7	+0.8	-3.1	+1.7
4.0	-1.6	+1.0	-3.7	+2.0
6.0	-1.7	+1.0	-5.0	+2.2
8.0	-1.7	+0.8	-4.0	+2.3
10.0	+0.3	-0.4	+0.1	-0.5
12.0	+2.7	-4.3	+1.9	-3.9
14.0	+4.6	-4.3	+3.0	-0.6
16.0	+3.5	-3.6	+1.9	-0.2
18.0	+3.4	-3.4	+0.5	—

Az előadottakból érthető, hogy a légnyomáseloszlás, a ciklonok és anticiklonok, a meleg és hideg frontok helyzete, az ezeket kísérő levegőáramlási rendszerek stb., melyek együttesen az időjárási helyzetet jellemzik, az uralkodó időjárás jellegével szoros kapcsolatban vannak. A meteorológiai központokban fentartott időprognózis-szolgálat feladata, hogy a megadott időjárási helyzetből megállapítsa, hogy az időjárási helyzetben milyen átalakulás várható. Ennek megítélésére ezidőszerint csupán bizonyos tapasztalati szabályok állnak rendelkezésünkre. A feladat exakt megoldása ezidőszerint nem lehetséges, egyrészt azért, mert a tapasztalati adatok nem állnak kellő terjedelemben rendelkezésre (a felsőbb rétegekből az adatok nagyon hézagosak), másrészt a feladatnak matematikai fogalmazását feltüntető egyenletek általános exakt megoldása nem sikerül és a közelítő megoldási módszerek nincsenek annyira kifejlesztve és kidolgozva, hogy ezidőszerint az időprognózisban sikerrel alkalmazhatók lennének. A meteorológiai központok időprognózisai, melyekhez a megfigyelési adatokat nagyjából rádiósürgönyök útján nyerik, az időjárási helyzetet megszabó tényezők gyors változásai folytán rövidebb időre, nagyjában 24 órára vonatkoznak és csak ritkábban mondhatók ki határozottabb formában több napra. A különösen újabb időben élenkebben megnyilvánuló törekvések, hogy hosszabb időre, pl. egy egész évszakra a főbb időjárási jeleket meg lehessen állapítani, még nem állnak oly szilárd alapon, hogy e módszerek a gyakorlatban sikerrel volnának alkalmazhatók.

Az időjárási helyzetek tanulmányozása bizonyos tipikus légnyomásalakulatokat fedett fel. A tartósabban igen meleg, száraz nyári időjárás, a tartósabban nagyon hideg téli évszak, a hűvös és nedves nyári időszak, az enyhe tél stb. bizonyos légnyomáseloszlás mellett szokott nálunk bekövetkezni. Ezekre részletesebben nem térhetünk itt ki, csupán megemlítjük, hogy amikor egy keletre elvonuló ciklon (depresszió) nyugati részében uralkodó északi légáramlás hideg levegőt szállít hozzánk, az időjárás az évszakhoz képest hűvös és ily időjárási helyzet mellett szoktak a gazdáktól rettegett májusi fagyok is fellépni. Fokozódhat ilyenkor a lehülés, - különösen az éjszakai lehülés -, ha a depresszió mögött nyugatról magas nyomásalakulat tódul be és az ezzel együtt járnak szokott derült éjjeleken erős hőkisugárzás történik a talajról és az alsó levegőrétegekről. Egy középeurópai magasnyomás-alakulattal függ össze a nálunk és általában Közép-Európában gyakori őszi napsugaras, derült időjárás, melyet „vénasszonyok nyarának” szoktak hívni. Ha e nyomásalakulat magva tőlünk délkeletre tolódik, a hőmérséklet is feltűnően magas.

VII. IDŐSZAKOSSÁG AZ IDŐJÁRÁSBAN EGYMÁSTÓL TÁVOLESŐ FÖLDTERÜLETEK IDŐJÁRÁSA KÖZT FENNÁLLÓ KAPCSOLATOK

Sok vizsgálat foglalkozik az időjárásban netán felfedhető időszakossággal. A kérdés gyakorlati szempontból is fontos, mert a várható időjárás megállapítása is könnyebbé válhat, ha valóban szabályosan mutató időszakosság van az időjárásban. Kutattak rövidebb (néhány napra vagy hétre terjedő) és hosszabb (néhány évre terjedő) időszakosság után. E vizsgálatok eredményre vezettek, amennyiben ezek alapján valószínűnek látszik, hogy vannak ily időszakosságok. De kiemeljük, hogy az eddig talált időszakosságok, amennyiben az adatokból egyáltalában élesebben megállapíthatók, inkább csak elméleti értékűek és az időprognózisban alig hasznosíthatók, mert a meteorológiai elemek periodikus ingadozása ezekben az időszakosságokban olyan kicsiny, hogy a nem periodikus ingadozásoktól sokszor teljesen el van fedve. Megjegyezzük, hogy itt a meteorológiai elemekben élesen kitűnő napi és évi járástól eltekintünk.

Köppen először 1873-ban és később többször vizsgálta, hogy a napfoltok $11\frac{1}{2}$ évi szakaszos változása és a hőmérséklet változása között a Földön nincs-e kapcsolat. *Köppen* és utána később mások is úgy találták, hogy a $11\frac{1}{2}$ évi periódus megnyilatkozik a földi hőmérsékletben olyformán, hogy a hőmérséklet napfoltminimumkor magasabb, mint napfoltmaximumkor. A különbség mintegy $\frac{1}{2}$ fokot tesz ki és főképp a trópusokban jelentkezik élesebben, míg a magasabb földrajzi szélességekben nem mutatható ki, sőt kisebb területeket vizsgálva, a mondottal ellenkező irányú kapcsolat is mutatkozik: napfoltminimumkor alacsonyabb, napfoltmaximumkor magasabb hőmérséklet.

E. Brückner a lefolyástalan beltavak vízmagassága ingadozásaiból, a csapadék és a hőmérséklet változásaiból az egész Földre mintegy 35 évi periódushoz kötött klimaváltozásra következtetett. Rövidebb tartamú, mintegy 5 napos időszakosságra következtetett *H. Clayton* Észak-Amerika időjárásában, mely főképp a csapadéokban jelentkezik. *A. Defant* hasonló, $5\frac{1}{2}$ napos és azonkívül mintegy $8\frac{1}{2}$, 13, 24-25 napos periódust talál az északi félgömbön és 7, 12, $16\frac{1}{2}$, 31 napos periódust a déli félgömbön.

A napról-napra mutató légnyomásváltozás rendszeres vizsgálata *Weickmann*-t igen érdekes felfedezésre vezette, melynek a légkörben történő tömegáthelyeződésekre vonatkozó kutatásokban és a hosszabb időtartamra (hónapra, évszakra) szóló időprognózisban jelentősége lesz. Ő észrevette ugyanis, hogy a légnyomás ingadozásában néha bizonyos szabályszerűség mutatkozik, melynek jellemző kifejezője az úgynevezett „szimmetria” vagy „tükrözési” pontoknak fellépése. Ha hosszabb időn át figyelemmel kísérjük a légnyomásnak napról-napra bekövetkező változását, azt tapasztaljuk, hogy a légnyomás néha egy bizonyos időponttól kezdve a megelőző változásnak tükörképe. Ahol ez bekövetkezik, ott a légnyomásnak „szimmetria” vagy „tükrözési” pontja van. A szimmetriapont körül fellépő szabályos légnyomás-ingadozás több hónapra (néha 7-8 hónapra is) kiterjed.

Újabb időben behatóbban vizsgálják egymástól távolabb eső földterületek időjárása közt netán mutató egyidejű vagy nem egyidejű kapcsolatokat. A nem egyidejű kapcsolatokat, amennyiben elég élesen jelentkeznek, a hosszú időtartamra szóló időprognózisokban volnának jól hasznosíthatók. E vizsgálatokban támpontokul szolgálnak az úgynevezett akciócentrumok közti kapcsolatok. E névvel illetik azokat a magas és alacsony légnyomásalakulatokat, amelyek egész évben állandóan, vagy csak évszakosan váltakozva Földünk egyes területein - csekélyebb eltolódásokkal a térben - mutatkoznak. Így például Európa időjárására főképp 3 akciócentrum jó tekintetbe. Ezek: 1. a nagy szubtrópusi magas nyomás (nyomásmaximum) Európától délnyugatra, melynek magva az Azori-szigetek tájékán van; 2. egy alacsony nyomásterület az Atlanti-óceán északi részében, melynek magva Izlandtól délnyugatra van

(izlandi alacsony nyomás, izlandi minimum); 3. télen a hatalmas magas nyomásalakulat Szibéria fölött, mely kelet-északkelet felől nyugat-délnyugat felé terjeszkedik és sokszor az azori maximummal összefogva egy magasnyomás-hátat alkot az eurázsiai kontinens fölött. A szibériai téli maximumot nyáron az ázsiai kontinens nagy felmelegedése folytán alacsony nyomásterület váltja fel, mely szintén kiterjeszkedhet Európáig. Ezeken az akciócentrumokon kívül van még több akciócentrum, így például: alaskai alacsony nyomás télen, mauritiusi magasnyomás, honolului magasnyomás stb. Különösen *G. T. Walker* foglalkozott azokkal a kapcsolatokkal, amelyek ezek között fennállnak.

VIII. AZ IDŐJÁRÁS MESTERSÉGES BEFOLYÁSOLÁSA

Az időjárás az emberi tevékenység minden ágában fontos tényező és hol elősegíti az ember munkáját, hol akadályokat gördít eléje, sőt munkája gyümölcsét teljesen megsemmisítheti. A kellő időben bekövetkező eső, a jótékony napsugár érleli a termést, reménységgel tölti el a gazdát, de tavaszi fagy, pusztító jégeső, tomboló vihar, gyújtó villám a gazda reménységét néhány pillanat alatt tönkretetheti. Érthető tehát, hogy kísérletek történnek az időjárás káros hatásának elhárítására, sőt az időjárás befolyásolására is.

Az eredményes küzdelem példáját az időjárás pusztításai ellen a villámhárító használatában látjuk, amely azóta, hogy *Franklin Benjamin* 1750-ben a londoni Royal Society-hez intézett levelében először javasolta a házak, templomok stb. felszerelését fémcsúcsokkal, általánosan elterjedt. A sikeres védekezésnek másik példája a gazdakörökben ma már mindjobban elterjedő védelem a tavaszi fagykár ellen. E téren Észak-Amerika jár elől, ahol a tavaszi fagy elleni védekezés szervezve van és nagy arányokban folyik. A fagyveszedelmet a meteorológiai központok meglehetősen biztossággal állapítják meg az időjárási helyzetből és ma már mindenki könnyűszerrel értesülhet a rádió útján terjesztett időprognózisról, úgy hogy fagyveszedelem esetében idejében felkészülhet a védekezésre. De néhány egyszerű megfigyeléssel mindenki önmaga is tájékozódhat afelől, hogy ily általános fagyveszedelmet magában rejtő időjárási helyzetkor az ő tartózkodási helyén mekkora lehűlésre számíthat az éjszaka folyamán. Erre egy kellő módon, szabad helyen felállított hőmérő és a nedvességmérő adatára, vagy pedig az ugyanott említett pszichrometer két hőmérőjének adatára van szükség. Akár az egyik, akár a másik műszerfelszereléssel meg lehet állapítani este 9 óra körül az uralkodó harmatpontot. Ha ez több fokkal a fagypont fölött van, nem fenyeget fagyveszély. Ha tudniillik az éjszakai lehűlés folyamán a harmatpontig süllyedt a hőmérséklet, a levegőben foglalt vízgőz kicsapódik és az eközben felszabaduló meleg a további lehűlés ellen hat és a vízgőzkicsapódás folytán beálló ködképződés a talaj hőkisugárzását is csökkenti. Egy másik, nagyjában beválni szokott szabály az, hogy az éjszaka beálló legalacsonyabb hőmérséklet mintegy 4 C°-al alacsonyabb, mint a nedvesgömbű hőmérőnek adata 9 órakor este. Pszichrometer használata esetében a harmatpont a száraz és nedves hőmérő adatainak különbségéből megállapítható.

A nagymértékű éjszakai lehűlés kétféleképp jöhet létre: vagy a talajról kiinduló erős hőkisugárzás következményeképp, vagy úgy, hogy a szél hideg levegőt hoz oly tájról, ahol a levegő erősen lehűlt. Az első esetben rendszerint szélcsendes, derült az időjárás és a kellően végrehajtott védekezés sikeres, a második esetben erősebb légmozgás esetében a védekezés kevesebb eredménnyel jár. Az első esetben a talaj hűl le elsősorban és a lehűlt talajtól a vele érintkező levegő. A lehűlés alulról felfelé halad. Ilyenkor a talajhoz közel találjuk a legalacsonyabb hőmérsékletet, de már 2-3 méter magasságban a levegő több fokkal melegebb lehet. A védekezés abban állhat, hogy 1. a levegőt közvetlenül melegítjük, 2. a talaj fölött oly mesterséges felhőréteget hozunk létre, mely a talaj hőkisugárzását megakadályozza, 3. az alsó hidegebb és felső melegebb levegőt mesterségesen összekeverjük. Mind a három folyamat egyesítve van abban a védekezési eljárásban, amely legáltalánosabban el van fogadva. A védendő területen, közel a talajhoz, kellően elosztott, alacsony fémtartályokban erős füstöt adó és lehetőleg sok vizet tartalmazó anyagokat (lombok, szalma, kátrány stb.) égetnek el. Az elégetett anyagban foglalt víz a tüzeléskor elpárolog, de csakhamar a talaj fölött vízcseppé sűrűsödik, miközben egyrészt a felszabaduló párolgási hő a levegő melegítésére fordítatik, másrészt a kicsapódott vízcseppek és a füstreteg a talaj hőkisugárzását megakasztó felhőréteget alkotnak közvetlenül a talaj fölött és végre a tüzelés a keletkező kis felszálló áramok közreműködésével az alsó hideg és felső melegebb rétegek keveredését egymással előmozdítja. A hideg levegő levezetését és helyébe meleg levegő szállítását is megkísérelték.

A múlt század végén és a jelen század elején a jégeső ellen kísérelték meg a védekezést függélyesen felállított tölcsérekben elhelyezett robbanó szerekkel és a vélt eredményt részben a magasba hatoló hanghullámok, részben a tölcsérből kiinduló füstgyűrű (füstörvény) mechanikai hatásának tulajdonították. Szabatos kísérletekből kitűnt azonban, hogy a gyűrű mindössze 300-400 méter magasságig hatol és a vélt hatás sem bizonyult valósnak. A magasabbra hatoló rakétákkal sem értek el eredményt, úgyhogy 1904-ben ez a védekezési mód, mint értéktelen megszűnt. A jégeső ellen való ágyúzásnak ősi formáját a néphitben hatásosnak tartott és sokáig gyakorolt zivatar elé harangozásban találjuk meg, amelynek azonban bizonyára vallás-szertartási háttére van.

Az időjárásba való mesterséges beavatkozásnak egy többször és többféleképp megkísérelt, de eddig sikerre nem vezetett példája a mesterséges esőcsinálás. E téren is próbálkoztak nagymennyiségű lőpornak vagy egyéb robbanószernak elrobbantásával, de siker nélkül. A magasban mesterségesen előállított elektromos mezővel is kísérleteztek. A vezető gondolat az volt, hogy a felhőkben lebegő elektromos töltésű vízcseppeket oly módon bírják lehullásra, hogy kötött sárkányokkal vagy léggömbökkel a felhő és villámforrás között vezető összeköttetést létesítve, a vízcseppek elektromos töltésével ellenkező jelű elektromos mezőt létesítenek a magasban. Próbálkoztak a magasban létesített Röntgen- és katódsugárzással, melynek az lett volna a feladata, hogy a levegőt nagy mértékben ionizálja és az így előálló ionokon (elektromos töltésű részecskéken) mint kicsapódási magvakon a vízgőzkicsapódást megindítsa. Már említettük, hogy a magasban létesített elektromos mezőnek lehet oly hatása, hogy a felhőben lebegő kicsiny vízcseppek összefolyását elősegíti. Ily megfontolásból kiindulva is megkísérelték az esőcsinálást, úgy okoskodva, hogy az összefolyás folytán megnövekedett cseppek nem tudnak tovább a levegőben lebegni, hanem lehullanak. Esőcsinálás céljából a levegő mesterséges lehűlését is megkísérelték azáltal, hogy repülőgéppel folyékony szénsavat vagy folyékony levegőt vittek fel a magasba és ott kiszórták. Ily módon a repülőgépet körülvevő kisebb térben ködképződést tudtak elérni. A felemlített kísérletek oda irányulnak, hogy a légkörben meglevő vízgőzt kicsapódásra és lehullásra vagy a felhőben lebegő vízcseppeket lehullásra kényszerítsék. E kísérletek eddig nem jártak sikerrel és nagyon kérdéses, hogy ha ezek nagyobb méretekben végrehajtva némi sikert mutathatnának is fel, a mesterséges esőcsinálás gazdaságilag észszerű volna-e és az esőcsinálás költsége nem múlt-e sokszorosán felül azt a hasznót, amelyet az eső előállításával el akarunk érni.

Sokszor halljuk, hogy erdők letarolásával vagy felerdősítéssel valamely vidék éghajlatát, időjárását megváltoztathatjuk. Ez az állítás ilyen általánosságban téves. Kialakulására az a tapasztalat vezethetett, hogy erdőkben a fák alatt és fák között mért meteorológiai elem, a hőmérséklet, nedvesség stb. némiképp eltér a nagyobb erdei tisztáson vagy az erdőszélen, az erdőtől legfeljebb néhány száz méterre fekvő szabad területen mért adatoktól és az utóbbiak az erdőtől messzebb fekvő szabad, sík területen mért adatoktól. Az erdőnek a legközelebbi környezetére gyakorolt hatása főképp a szélvédelemben és ennek következményeiben jelentkezik. E szélvédelem - az erdőtől való távolsággal fokozatosan fogyó mértékben - általában akkora távolságig terjed, amely a fák magasságának mintegy 20-50-szerese. E szélvédelem okozza, hogy a párolgás kisebb az erdő közelében levő szabad területen, mint az erdőtől nagyobb távolságban, továbbá a hősugárzási hatások jobban érvényesülnek az erdő környezetében, mint a távolabbi széljártabb helyen. E szélvédelem következménye, hogy erdei tisztáson vagy erdőszélen derült nyári és őszi estén és éjszaka jobban lehül a levegő, könnyebben keletkezik harmat és dér az erős hőkisugárzás következtében, mint távolabbi helyen, ahol a levegőmozgás élénkebb. De ezek a hatások nem terjednek az erdőtől nagyobb távolságig.

Elterjedt az a nézet, hogy az erdő növeli a csapadékot és hogy erdőkiirtással szárazabbá tesszük az éghajlatot. Az erdő csapadéknövelő hatása, amely főképp onnan ered, hogy a vízgőztelt levegő a fák miatt az erdő fölött magasabbra kénytelen emelkedni, mindössze 2-3%-ot

tesz ki. Ami nagyobb többlet az erdők közelében a mérésekben mutatkozik, onnan származik, hogy az erdő közelében (tisztáson) az esőmérő szélből védettebb helyen van elhelyezve. Zuzmara és a ködből lerakódó vízcseppek alakjában azonban a fák ágai és levelei útján többlet foghat fel az erdő, mint a nyílt terület és e többlet magasabb hegyvidéken, ahol az erdős terület gyakrabban kerül felhőbe, számottevőbb lehet.

Az erdőnek a víz körforgalmában van jelentősebb szerepe, amennyiben a vízfolyást csökkenti, a csapadékból eredő vizet a talajban jobban tárolja. A tárolt víz nagy részét azután a fák gyökereik útján felveszik és ismét elpárologtatják. Az erdő felett tehát több vízgőz kerül a levegőbe, mint a kopár talaj fölött, hol a lehulló csapadéknak nagyobb hányada folyik le, de e többlet nem az erdő fölött és az erdő környezetében hull le mint csapadék, hanem a szélből továbbítják és a Föld általános vízkörforgalmába kerül. Az erdőnek fontos szerepe van továbbá a lefolyó vizektől szállított hordalék csökkentésében.

A vélt klímaváltozásokról, amelyeket sokszor erdők letarolásának tulajdonítanak, behatóbb vizsgálatnál kiderült, hogy tévedésen alapulnak és a klímaváltozások következményeinek vélt jelenségek más, rendszerint gazdasági és politikai okra vezetendők vissza.

Az eddigi vizsgálatok általában arra mutatnak, hogy a történelmi időkben maradandó klímaváltozás nem mutatkozott a föld felületén. Előfordulnak ingadozások és több évre, esetleg néhány évtizedre terjedő egyirányú változások, amelyeket azután ellenkező irányú változások követnek (*Brückner*-féle periódus) és ezek kiegyenlítik egymást. Csak nagyon nagy méretekben véghezvitt módosítások a földfelületen hozhatnak létre észrevehető változást egyes földterületek éghajlatában. Ilyen változást okozhatna, ha például, mint *Angot* említi, lehetséges volna a Szahara-sivatag egész területén elég mély vízfelületet létesíteni és fenntartani, vagy egész Brazíliát óriási erdőterületeitől és összes növényzetétől tartósan megfosztani.

IRODALOM

ÖSSZEFOGLALÓ MUNKÁK: Dr. Róna Zsigmond: Éghajlat. I., II. köt. Budapest, 1907-1909. - *Han-Süring*: Lehrbuch der Meteorologie. 4. kiad. Leipzig, 1926. - *Julius Hann*: Handbuch der Klimatologie. I-III. köt. Stuttgart, 1908-1911. - *Sir Napier Shaw*: Manual of Meteorology. I. (1926), II. (1928), III. (1930), IV. (1919) köt. Az 1919-ben megjelent IV. résznek új, bővített és átalakított kiadása előkészítésben van. - *A. Angot*: Traité élémentaire de Météorologie. Paris, 1928. - *Börnstein-Brückmann*: Leitfaden der Wetterkunde. 4. Aufl. Braunschweig, 1927. - *Alfred Wegener*: Thermodynamik der Atmosphäre. Leipzig, 1911 és újabb, változatlan kiadása 1928.

FOLYÓIRATOK: A Magyar Meteorológiai Társaság „Az Időjárás” c. folyóirata. Budapest. - Meteorologische Zeitschrift. Braunschweig. - Zeitschrift für angewandte Meteorologie. - Das Wetter. Berlin. - Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. London. - Monthly Weather Review. Washington. - La Meteorologia Practica. Montecassino.