

Meteorológiai alapismeretek

Bartholy Judit (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)
Mészáros Róbert (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)
Geresdi István (Pécsi Tudományegyetem, Talajtani és Klimatológiai Tanszék)
Matyasovszky István (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)
Pongrácz Rita (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)
Weidinger Tamás (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)

Meteorológiai alapismeretek

írta Bartholy Judit (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék), Mészáros Róbert (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék), Geresdi István (Pécsi Tudományegyetem, Talajtani és Klimatológiai Tanszék), Matyasovszky István (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék), Pongrácz Rita (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék), és Weidinger Tamás (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)

szerkesztette:

Bartholy Judit (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)

Mészáros Róbert (Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék)

Szerzői jog © 2013 Eötvös Loránd Tudományegyetem

E könyv kutatási és oktatási célokra szabadon használható. Bármilyen formában való sokszorosítása a jogtulajdonos írásos engedélyéhez kötött.

Készült a TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, „E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n” című projekt keretében. Konzorciumvezető: Eötvös Loránd Tudományegyetem, konzorciumi tagok: ELTE TTK Hallgatói Alapítvány, ITStudy Hungary Számítástechnikai Oktató- és Kutatóközpont Kft.

Nemzeti Fejlesztési Ügynökség
www.ujszechenyiterv.gov.hu
06 40 638 638



A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.



Tartalom

1. A meteorológia történetének néhány epizódja	1
1.1. Kezdetek	1
1.2. Empirikus közelítés – megfigyelés, mérés, adatgyűjtés	4
1.3. A légköri jelenségek, törvényszerűségek elméleti közelítése, időjárás-előrejelzés	6
2. A légkör	10
2.1. A földi légkör kialakulása	10
2.2. A légkör összetétele	11
2.3. A légkör vertikális szerkezete	13
3. Légköri sugárzási folyamatok	17
3.1. A légkör külső határára érkező sugárzási energia	17
3.1.1. A Nap, mint energiaforrás	17
3.1.2. A Föld Nap körüli forgásának változásai	18
3.2. A sugárzás spektruma és törvényszerűségei	23
3.3. A Nap és a Föld sugárzási spektruma	25
3.4. A napsugárzás elnyelődése a légkörben, az óceánokban és a talajban	27
3.5. A földfelszín kisugárzása, üvegházhatás	30
3.6. A Felszín-légkör rendszer energiamérlege	31
4. Hőforgalom a légkörben	34
4.1. A termodinamika alapfogalmai	34
4.1.1. A hőmérséklet	34
4.1.2. A nyomás	35
4.2. A termodinamika fontosabb összefüggései	35
4.3. Adiabatus folyamatok	39
5. A légkör dinamikája	41
5.1. A légkörben ható erők	41
5.1.1. Gravitációs és centripetális erők	41
5.1.2. Nyomási gradiens erő	43
5.1.3. Hidrosztatikai felhajtó erő	43
5.1.4. Tehetetlenségi erők	44
5.1.5. Impulzusmomentum és forgatónyomaték	46
5.2. Egyensúlyi áramlások a légkörben	47
5.2.1. Geosztrófikus szél	47
5.2.2. Gradiens szél	48
5.2.3. A súrlódás szerepe	50
5.3. A légkör instabilitása	51
6. Víz a légkörben	54
6.1. A levegő nedvességtartalmának mérőszámai	54
6.1.1. A vízgőz nyomása (e)	54
6.1.2. A vízgőz sűrűsége (ρ_v)	55
6.1.3. A keverési arány (r_v)	55
6.1.4. Harmatpont hőmérséklet (T_d)	55
6.1.5. Nedves hőmérséklet (T_w)	55
6.1.6. Relatív páratartalom (f)	56
6.2. A víz körforgása	56
6.3. Felhők osztályozása	58
6.4. A felhők kialakulásának dinamikai feltételei	58
6.5. A csapadék kialakulása	60
6.5.1. Kondenzáció	60
6.5.2. A vízgőz depozíciója és a Bergeron-Findeisen folyamat	60
6.5.3. Vízcseppek fagyása	62
6.5.4. Vízcseppek és jégkristályok növekedése ütközés útján	63
6.5.5. Vízcseppek és jégkristályok kialakulása különböző felhőkben	64
6.5.6. Köd kialakulása	67
6.6. Fontosabb csapadékfajták	67
6.6.1. Szitálás	68

6.6.2. Eső	68
6.6.3. Havazás	68
6.6.4. Záporos csapadék	68
6.6.5. Havas eső	68
6.6.6. Hódara	69
6.6.7. Jégdara	69
6.6.8. Jégeső	69
6.6.9. Ónos eső	69
6.6.10. Mikrocsapadékok	69
6.7. Időjárás-módosítás	70
7. Az általános légkörzés	73
7.1. Történeti áttekintés, kezdeti elképzelések	73
7.2. A légkör általános cirkulációja, XX. századi modellek	74
7.3. Polárfront, futóáramlások	77
8. A trópusok és a szubtrópusi területek időjárási rendszerei	83
8.1. A trópusi összeáramlási zóna	83
8.2. Monszun	83
8.3. Trópusi ciklonok	87
8.4. Szubtrópusi ciklonok	89
8.5. Az ENSO jelenségkör	90
9. Mérsékelt szélességek időjárási rendszerei	93
9.1. Mérsékeltövi ciklonok	93
9.2. Mérsékeltövi anticiklon	97
9.3. Időjárási frontok	98
9.3.1. Melegfront	98
9.3.2. Hidegfront	99
9.3.3. Okklúziós front	101
9.4. Légtömegek	102
10. Kisebb skálájú légköri áramlások	104
10.1. Földrajzi viszonyok szerepe a helyi légköri áramlások kialakulásában	104
10.1.1. Parti szél	104
10.1.2. Hegy-völgyi szél	105
10.1.3. Bukószél	106
10.2. Zivatarok és tornádók	109
11. Légköri elektromosság és optika	114
11.1. Légköri elektromosság	114
11.1.1. Elektromosságtani alapfogalmak	114
11.1.2. Az ionoszféra	115
11.1.3. Villámok kialakulása	116
11.1.4. Sarki fény	119
11.2. Légköri optika	120
11.2.1. A légköri optika alapjai	120
11.2.2. Optikai jelenségek a légkörben	122
12. Meteorológiai mérések és megfigyelések	129
12.1. A légkör vizsgálatának célja	129
12.2. Mérési és megfigyelési módszerek	129
12.3. Az Időjárási Világszolgálat	129
12.4. A Globális Megfigyelő Rendszer	130
12.4.1. Felszíni megfigyelések	130
12.4.2. Magaslégköri mérések	134
12.4.3. Műholdas mérések	136
12.5. A műszerektől a felhasználóig	139
12.6. A magyarországi megfigyelő hálózat	141
12.6.1. A megfigyelési alrendszer	142
12.6.2. Egyéb mérések	145
12.7. A mért adatok ellenőrzése, minőségbiztosítás	148
13. Az időjárás előrejelzése	149
13.1. Az előrejelzések célja	149

13.2. Az időjárás számszerű előrejelzése	150
13.3. A kiindulási adatok	151
13.4. A numerikus előrejelzés alapja – a légkör kormányzó egyenletei	152
13.5. Az előrejelzések készítése	154
13.6. Az előrejelzések megbízhatósága	158
13.7. Hosszú távú időjárás-előrejelzés	160
13.8. Az időjárás előrejelzése Magyarországon	161
14. Felhőosztályozás	163
14.1. Különleges felhők	163
14.1.1. Poláris sztratoszférikus felhők	163
14.1.2. Éjszakai világító felhők	163
14.1.3. Vulkanikus felhők	163
14.1.4. Antropogén gomolyfelhők	164
14.1.5. Antropogén cirrusok	164
14.1.6. Vízesések felett kialakuló felhők	164
14.2. A felhők osztályozása	164
14.2.1. Történeti áttekintés	164
14.2.2. A felhőtípusok	165
14.3. Az égbél kódolása	171
14.4. Példák az egyes felhőfajokra	172
14.4.1. Cirrus	172
14.4.2. Cirrocumulus	173
14.4.3. Cirrostratus	173
14.4.4. Altcumulus	174
14.4.5. Altostratus	174
14.4.6. Stratus	175
14.4.7. Stratocumulus	175
14.4.8. Cumulus	176
14.4.9. Nimbostratus	176
14.4.10. Cumulonimbus	177
15. Gyakorlati feladatok	178
15.1. Sugárzási feladatok	178
15.1.1. Elméleti háttér	178
15.1.2. Feladatok	180
15.1.3. A feladatok megoldásai	181
15.2. Mértékegységek	183
15.2.1. Elméleti háttér	183
15.2.2. Feladatok	186
15.2.3. A feladatok megoldásai	186
15.3. Az állapotegyenlet	187
15.3.1. Elméleti háttér	187
15.3.2. Feladatok	188
15.3.3. Feladatok megoldásai	188
15.4. Nedvességi karakterisztikák	190
15.4.1. Elméleti háttér	190
15.4.2. Feladatok	192
15.4.3. A feladatok megoldásai	193
15.5. Hőmérsékleti fogalmak	195
15.5.1. Elméleti háttér	195
15.5.2. Feladatok	198
15.5.3. A feladatok megoldásai	198
15.6. A sztatikus légkör	200
15.6.1. Elméleti háttér	200
15.6.2. Feladatok	202
15.6.3. A feladatok megoldásai	203
15.7. Egyensúlyi áramlások	205
15.7.1. Elméleti háttér	205
15.7.2. Feladatok	209

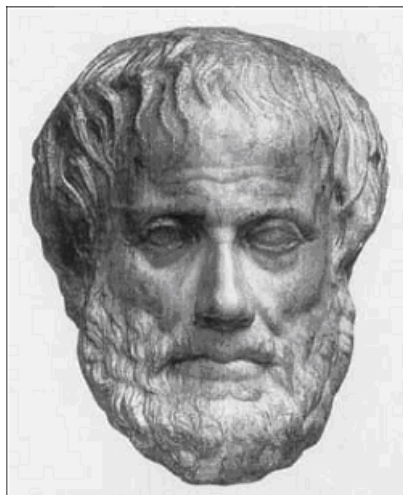
15.7.3. A feladatok megoldásai	210
15.8. A meteorológiai térképek osztályozása	213
15.8.1. Elméleti háttér	213
15.9. Szinoptikus távirat elemzése	216
15.9.1. Elméleti háttér	216
15.9.2. Feladatok	219
15.10. Időjárási térképek rajzolása	247
15.10.1. Elméleti háttér	247
15.10.2. Feladatok	248
15.11. Éghajlati diagramok rajzolása	248
15.11.1. Elméleti háttér	248
15.11.2. Feladatok	250
15.12. Időjárási és éghajlati adatok, előrejelzések az internet-en	251
15.13. Teszt feladatok	252
Irodalom a gyakorlati feladatokhoz	258

1. fejezet - A meteorológia történetének néhány epizódja

1.1. Kezdetek

Az időjárási szélsőségeknek még napjainkban, a XXI. század elején is ki vagyunk szolgáltatva. A korai törzsi közösségekben fokozott volt az időjárástól való függőség, hiszen az akkori emberek a szabad ég alatt vagy barlangokban éltek, s nem védelmet adó házakban. Az időjárási jelenségek megfigyelése, lejegyzése, s az igény a légköri jelenségek okainak megismerésére már a természeti népeknél megjelent. Közel 3000 évesek a babiloni birodalom idejéből fennmaradt, első írásos feljegyzések a szél, az eső előrejelzését célzó kísérletekről. Az ókori görögök már Menton (Kr.e. 430) idejében mérték és archiválták a szélirányadatokat. A görög Enidosz városából való Eudoxosz (Kr.e. 408–355) jegyzeteiben bukkantak az első, ún. „rossz idő” előrejelzés módszertani leírására. Ennek az előrejelzésnek egyik újszerű eleme, hogy a meteorológiai folyamatok periodicitását is feltételezi.

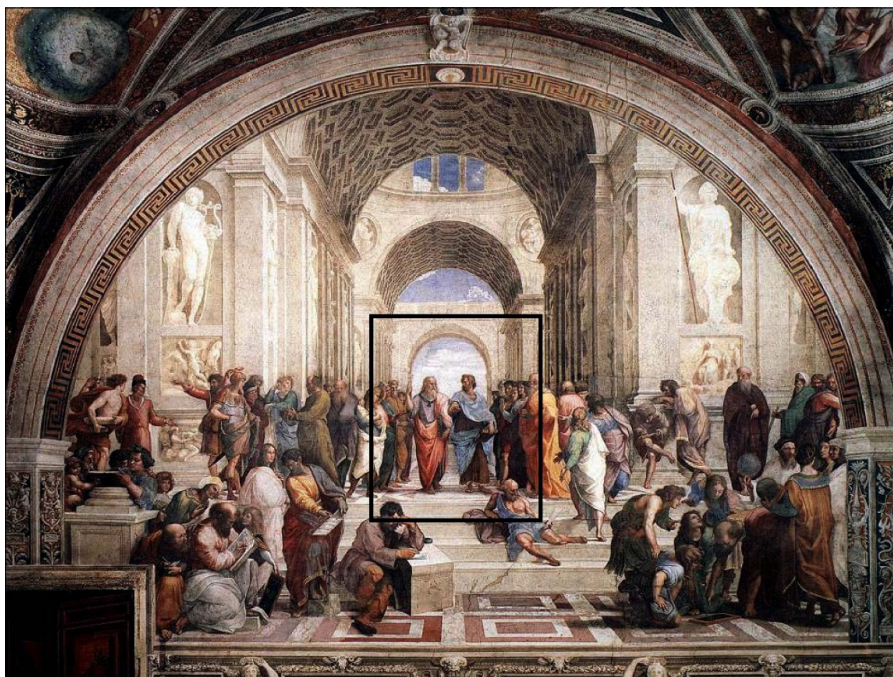
A többi természettudományhoz hasonlóan a meteorológia esetében is szinte lehetetlen megállapítani a tudományág születésének pontos idejét. Mégis a legtöbb történetíró ezt a görög Arisztotelész (1.1. ábra) Meteorologica című munkájának megszületésétől számítja. A Kr.e. 384–322-ig élt macedón származású ókori tudós sok kortársához hasonlóan polihisztor volt: a meteorológia mellett biológiával, matematikával, logikával, etikával, filozófiával és irodalommal is foglalkozott. Érdekes, hogy a köztudottan humánus, s a legnagyobb ókori gondolkodóként számon tartott Arisztotelész volt a nevelője, tanítómestere II. Fülöp macedón király fiának, a későbbi Nagy Sándor hadvezérnek, hódítónak. A leendő uralkodó tizenhét évesen került az athéni akadémiára Platonhoz, s mestere haláláig ott is maradt.



1.1. ábra: Arisztotelész görög polihisztor (Kr.e. 384–322), a Meteorologica című munka szerzője.

Rómában, a Vatikáni Múzeumban látható Raffaello Az athéni iskola című híres falfestménye (melyet a reneszánsz olasz festő 1508–1511 között festett). Az 1.2. ábrán bemutatott kép két központi alakja, Platon és Arisztotelész jelképezi a megismerési folyamat két lehetséges útját. Platon égre mutató ujjai arra utalnak, hogy ő a földi realitásból kiindulva az égi dolgokra, azaz az imagináriusra következtet. Arisztotelész föld felé tartott keze a képen egy másik utat jelképez: a filozófiai ideák világa csak, mint a való világ illusztrációja létezik számára.

Arisztotelész enciklopédikus jellegű életműve több mint 150 kötetben jegyzi le a kor tudásanyagát és saját tanításait. A Meteorologica című mű 4 kötetből áll, melyek a földtudományok minden területét felölelik, s részletesen foglalkoznak a meteorológia tárgykörébe tartozó jelenségekkel is.



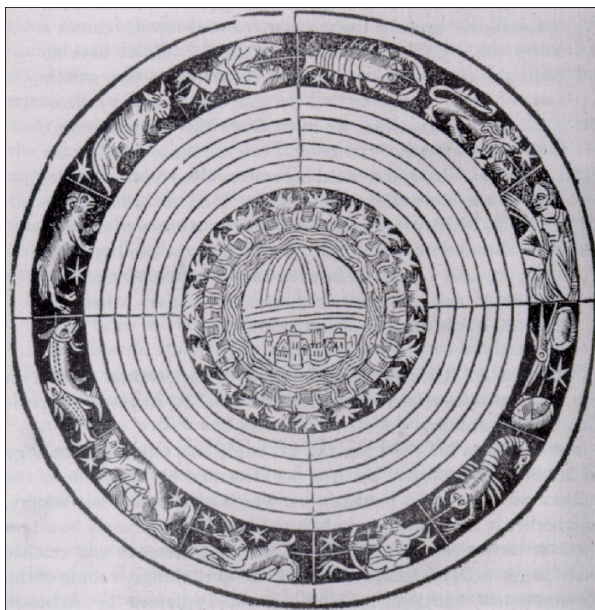
1.2. ábra: Az athéni iskola című Raffaello festmény két központi figurája Platon (középen balra) és Arisztotelész (középen jobbra)

E munkákban a szerző bemutatja a légköri jelenségekről, azok magyarázatáról a korábbi (pl. egyiptomi, babiloni) kultúrákban elfogadott elképzeléseket, majd saját tanait ismerteti. Arisztotelész a *Meteorologica*-ban közölt megállapításait két fontosabb elméletre alapozza.

(1) Az univerzum szférikus szerkezetű, összesen 54 szférából áll, s két egymástól jól elkülönülő részre osztható: a Hold pályáján kívül fekvő égi, s az alatta fekvő földi szférákra. A két rendszerben más és más természeti törvények uralkodnak. Ezzel megtörténik a csillagászat és a meteorológia tudományos vizsgálódási körének szétválasztása.

(2) A földi szférák ún. „négy elem elmélete”: a szerző elképzelése szerint négy elem, úgymint föld, levegő, víz és tűz alkotja a földi szférát, mely elemek elrendeződése szintén gömbhéjas szerkezetű. Az 1.3. ábra az ókori tudós világképét jeleníti meg művészien stilizált formában. (A festmény Ramón Lull alkotása 1315-ből, s jelenleg a cambridge-i egyetem könyvtárában látható). A rendszer középpontjában található a földi szféra, felette rendre a víz, a levegő és a tűz. Ez a rétegződés azonban korántsem merev, a szférák állandó mozgásban, s egymással folytonos kölcsönhatásban vannak. A földi mozgások motiválójá az a törekvés, hogy az arisztotelészi négy elem mindegyike egyenes vonalú mozgással visszajusson saját szférájába. Ezt igazolja például a lefelé zuhanó kő, amely legnagyobb hányadban „föld szubsztanciájú”, vagy a víz alá került levegőbuborék felfelé emelkedése, amely a levegő szféra irányába tart. Elképzelése szerint az elemek visszarendeződésének sebessége azok súlyától függ, mint ahogy a nehezebb tárgy is gyorsabban esik, mint a könnyebb(!). Az utóbbi téves állítást Galilei cáfolja majd meg 17 évszázaddal később.

Arisztotelész magyarázatot ad számos légköri jelenségre, értelmezi a meteorológiai folyamatokat. Nála jelenik meg először írásban a párolgás fogalma, leírja a felhőképződés mechanizmusát. Érdekes – de hibás – megállapítása, hogy magas hegyek felett nem képződhetnek felhők, mivel a hegycsúcsok már a tűz szférájába nyúlnak fel, ahol a víz szubsztanciája idegen. Megfigyelései szerint (tévésen) a viharokban a mennydörgés megelőzi a villámlást. Munkáiban ír a jégesőről, azok évszakonkénti gyakoriságáról, a szél keletkezésének okáról, a különböző szélirányokról.



1.3. ábra: Az univerzum ábrázolása Arisztotelész négyelemű világképe alapján. Kívül az égi szférák, s a központban a földi világ négy szférája (föld, víz, levegő, tűz). Forrás: Ramón Lull, 1315, Cambridge, Egyetemi Könyvtár.

Elképzelése szerint a szél leggyakrabban északról fúj, ekkor a levegő a Nagy Medve csillagkép alatti hideg, északi régióból érkezik, mely térség a lakható Föld legészakibb határa. Ugyancsak gyakori a déli szél, mely esetben a levegő a Rák csillagkép alatti trópusokról érkezik. Ettől délre a nagy forróság miatt már nem lakhatnak emberek. Lokális, regionális hatások miatt ritkán más irányokból is fújhatnak szelek. Az ő szélrózsáján – feltehetően babilóniai hatásra – 12 szélirány szerepel. A 6 főirány rendre az É-i, a D-i, valamint a téli, illetve a nyári napforduló napján észlelt napfelkelte és napnyugta iránya a horizont síkján.



1.4. ábra: Ptolemaiosz világtérképe

Az alexandriai Claudius Ptolemaiosz (Kr.u. 85–165) csillagász, geográfus nevéhez fűződik az első realisabb „világtérkép” megszerkesztése. Az 1.4. ábrán bemutatott térképről ugyan még hiányzik néhány földrész (például Amerika, Ausztrália), valamint a meglévők sem teljesek, és a térkép vázlat peremén több helyen szerepel az „ismeretlen föld” felirat. Ugyanakkor a térkép a mediterrán térség pontos ismeretét tanúsítja.

Az első éghajlati osztályozást is Ptolemaiosz készítette, melyben az évi átlagban vett csillagászatilag lehetséges napsütéses órák száma alapján (félórás zónákat alkalmazva) osztotta klímaövekre a Földet. Ez a felosztás nagyon egyenlőtlen zónákat eredményez, hiszen míg az Egyenlítő mentén 8,5 fok földrajzi szélességű egy klímaöv e rendszerben, addig a sarkkör térségében csupán 0,06 fok.

A meteorológia tudományának ókori történetét összefoglalva kiemeljük Arisztotelész munkásságát, mely jelentős tudománytörténeti, s filozófiai értékkel bír, annak ellenére, hogy könyveiben, lejegyzett tanításaiban esetenként nem helytálló, megmosolyogtató állítások is szerepelnek. Legfőbb érdeme, hogy elsőként összegezte, rendszerezte a meteorológia tárgykörébe tartozó fogalmakat, s magyarázatot adott a légköri jelenségek eredetére. Ő is, a többi ókori polihisztorhoz hasonlóan eszmefuttatásai során gyakran téves következtetésekre jutott, melyek oka általában a mérési tapasztalat hiányával indokolható.

Az ókori görög mesterek – s köztük Arisztotelész is – elsődlegesen természetfilozófusok, s nem természettudósok voltak. Ezt szem előtt tartva is tény, hogy minden tudományos meteorológia tárgyú irat, könyv, tankönyv, mely a XVII. század végéig napvilágot látott, csak és kizárólag Arisztotelész tanaira hivatkozik, azokat egészíti ki, fejleszti tovább.

1.2. Empirikus közelítés – megfigyelés, mérés, adatgyűjtés

A Krisztus születését követő közel két évezredben fokozatosan lehetővé válik az időjárást, az éghajlatot jellemző paraméterek megfigyelése, mérése, s a mérési eredmények felhasználásával megtörténhet az ókori spekulatív elméletek igazolása, pontosítása, cáfolata. A meteorológia tudománya szempontjából is nagy jelentőségű volt a francia René Descartes (1596–1650) matematikus munkássága, aki a természettudományos gondolkodás, következtetés módszertani alapjait *Discours de la methode* (Beszélgetések a módszerről) című könyvében foglalta össze. A mű 1637-ben jelent meg Párizsban. Descartes (1.5. ábra) szerint a tudományos gondolkodás módszertana négy alapelven nyugszik, melyek a következők:

- (1) Semmit se fogadjunk el igaznak addig, míg kétséget kizáró módon be nem igazolódik.
- (2) Minden nehéz problémát kisebb részfeladatokká kell szétbontani, s ezek egyenként való megoldásával haladni előre.
- (3) Valamely összefüggés feltárásánál mindig az egyszerűtől a bonyolultabb felé haladjunk.
- (4) A tudományos megállapításoknál legyünk annyira pontosak, egzaktak és teljességre törekvők, amennyire csak lehetséges, ne engedjünk semmilyen előítéletnek, vélekedésnek, megérzésnek.

Ezek a több mint 370 éve megfogalmazott gondolatok (melyek a deduktív következtetés alapjai) mind a mai napig nem veszítették el aktualitásukat.



1.5. ábra: René Descartes francia gondolkodó (1596–1650)

E könyvhöz csatlakozott csatlakozott a *Les Meteores* című munka, amelyben Descartes a fenti elveket alkalmazta a meteorológia területére. Foglalkozott a fény tulajdonságaival, s néhány légköri optikai jelenséggel, például a szivárvánnyal (ez utóbbiról a 11. fejezetben írunk bővebben). Értelmezte a felhőképződési folyamatokat, felhőtípusonként elemezte a belőlük hulló csapadékok típusait, külön foglalkozott az anyagok halmazállapotával, s a fázisok közötti átmenetekkel. Elképzelése szerint minden anyag kis részecskékből áll. De míg a víz, s a többi cseppfolyós halmazállapotú anyag részecskéi hosszúkácsok, sima felületűek, s csúszósak, mint megannyi pici angolna, addig a szilárd anyagok parányi alkotóelemei szabálytalan formájúak, rücskösek, s könnyen egyesülnek. Vitathatatlanul jelentős a filozófus gondolkodó közvetlen meteorológiai munkássága, de az általa bevezetett Descartes-féle koordináta-rendszer sem kisebb jelentőségű a légkörtudományok területén.

A XVI–XVII. században vált lehetővé a légkör három alapvető állapotátározójának mérése a hőmérő, a barométer (légnymásmérő) és a higrométer (légnedvességmérő) felfedezésével. Ezáltal elhárult az akadály a légkör fizikai folyamatainak pontosabb vizsgálata, s a törvényszerűségek feltárása, rendszerezése elől. A páduai egyetemen az 1600-as évek elején használt először termoszkópot az olasz Galileo Galilei (1564–1642) egyetemi előadásainak demonstrálásához. A hőmérőt azonban nem Galilei (1.6. ábra), hanem Santorio Santorio (1561–1636) találta fel 1612-ben.



1.6. ábra: Galileo Galilei olasz természettudós 1564–1642)

A termoszkóp egy skála nélküli hőmérő, mely csupán a hőmérséklet megváltozásának tényét jelzi, annak számszerűsített mértékét nem.

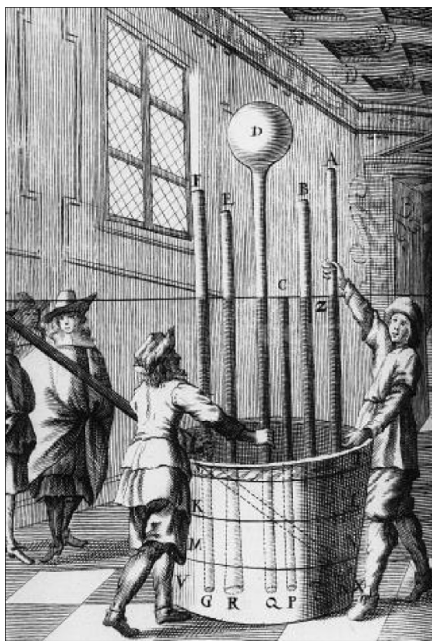
Csak sokkal később, a XVIII. században (1.7. ábra) vezették be a ma használatos Celsius, Kelvin és Fahrenheit skálákat (ahogy ezt a 4. fejezetben majd kicsit bővebben is láthatjuk). 1640-ben a toszkán dózsze a neves fizikus-csillagászhoz, Galileihez fordult egy megoldandó problémával. Egy mélyebb kút ásása során nem sikerült a vizet a felszínre pumpálni a régi technikával, s a mesteremberek nem tudták megfejtetni a kudarc okát. A 76 éves Galilei fiatal tanítványát Evangelista Torricellit (1608–1647) bízta meg a rejtély megoldásával. Az éles eszű ifjú sokat kísérletezett higanykádba állított, leforrasztott végű, higannyal töltött üvegcsövekkel, s ennek során felfedezte a vákuumot mely a légnyomás mérésére alkalmas higanyos barométer megalkotásához vezetett (1.8. ábra).

A mind pontosabb mérőeszközök kifejlesztése révén lehetővé vált az időjárási elemek (például hőmérséklet, légnyomás, légnedvesség) mérése, s mérőállomásonként ezen adatok gyűjtése, archiválása.

A mérési módszerek az adatgyűjtés egységesítését és az első meteorológiai mérőhálózatot a Mannheimi Meteorológiai Társaság (Societas Meteorologica Palatina) szervezte meg 1780-ban. A légköri folyamatok, időjárási események megismerése, megértése terén a következő mérföldkövet az időjárási térképek jelentették, ahol lehetőség nyílt a különböző helyszíneken végzett egyidejű mérési eredmények megjelenítésére. Ezen térképek előrejelzés céljából való felhasználására értelemszerűen csak a XIX. század közepén, végén kerülhetett sor, jóval az amerikai Samuel Morse távírójának 1844-es felfedezése után.



1.7. ábra: Korabeli hőmérő



1.8. ábra: Torricelli higanykádás kísérlete, mely a barométer felfedezéséhez vezetett

1.3. A légköri jelenségek, törvényszerűségek elméleti közelítése, időjárás-előrejelzés

Egyetlen család sem tett többet a légkördinamika, az elméleti meteorológia területén, mint a norvég Bjerknes „dinasztia”. Carl Bjerknes (1825–1903) ösztöndíjas (1.9. ábra) utazásai során a Göttingeni Egyetemen járt, s meghallgatta a híres matematikus-fizikus professzor, L. Dirichlet hidrodinamikai előadásait. Ezek olyan mély benyomást tettek rá, hogy odahagyva a norvégiai kongsbergi ezüstbányákban betöltött mérnöki állását élete végéig a hidrodinamika területén tevékenykedett.



1.9. ábra: Carl Bjerknes (1825–1903)

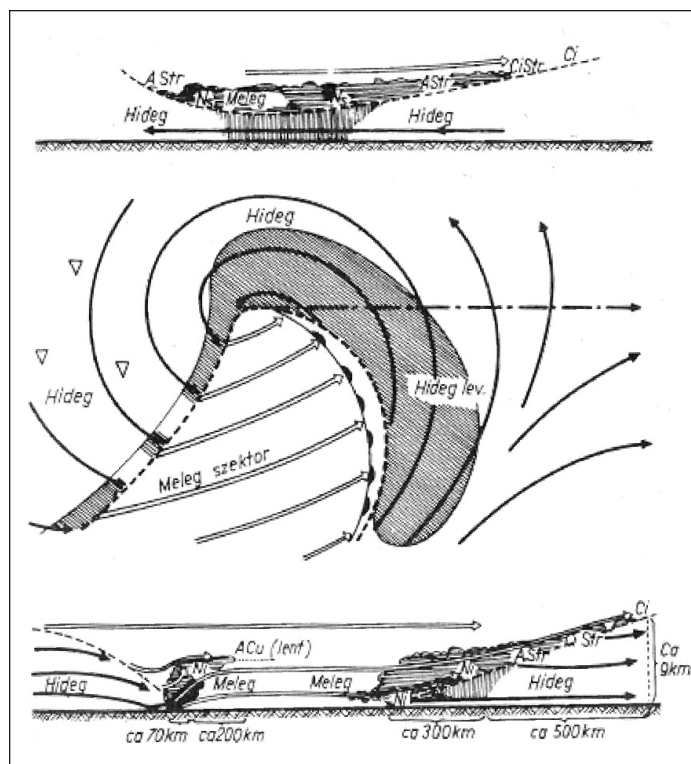


1.10. ábra: Vilhelm Bjerknes (1862–1951)

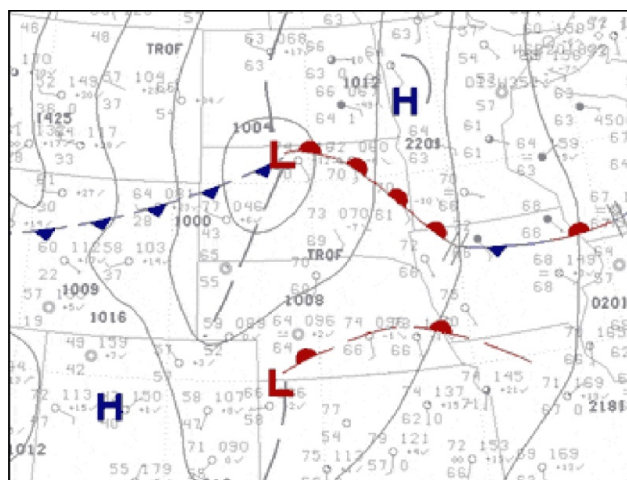
Fia, Vilhelm Bjerknes (1862–1951) elsőként dolgozta ki a hidrodinamikának és a termodinamikának egy olyan szintézisét, amely jól alkalmazhatónak bizonyult a nagyskálájú légköri és óceáni cirkuláció leírására. 1904-ben, a *Meteorologische Zeitschrift* folyóiratban publikált írásában felvázolja a numerikus időjárás-előrejelzés alapjait. Több mint 100 éve írta le Vilhelm Bjerknes az alábbi, mindmáig érvényes megállapításait az előrejelzésről: (1) „... a jövőbeni légköri állapotok törvény szerint a korábbiakból fejlődnek ki, így a meteorológiai előrejelzés problémájának megoldásához elegendő megfelelő pontossággal ismernünk a légkör állapotát egy adott pillanatban, valamint azokat a fizikai törvényszerűségeket, melyek alapján az egyik légköri állapot a másiból kifejlődik”. (2) „... egy időpontra a légköri jellemzők értékeit a következő egyenletek alapján számíthatjuk ki: (i) a három hidrodinamikai mozgásegyenlet, (ii) a kontinuitási egyenlet, (iii) a légkör állapotegyenlete, (iv) a termodinamika két főtétele”. A fenti elveken alapuló ún. dinamikai vagy numerikus előrejelzések gyakorlati megvalósítása ekkor még lehetetlen volt. 1921-ben Angliában L.F. Richardson vezetésével sok szakember háromhavi munkájával sikerült csak egy háromórás előrejelzést végigszámolni(!). Fél évszázadot kellett még várni a nagyteljesítményű számítógépek megjelenésére, melyek műveleti sebessége már lehetővé tette az időjárás numerikus előrejelzését. Vilhelm Bjerknes 55 évesen (1.10. ábra) megalapította a Bergeni Geofizikai Intézetet, melyet a szakirodalom a híres „Bergeni Iskola”-ként tart számon.

E műhely munkájába olyan neves tudósok kapcsolódtak be, mint T. Bergeron, H. Solberg vagy C.G. Rossby. Néhány év alatt kiemelkedő jelentőségű tudományos munkák születtek. Itt készült el az időjárási frontoknak, mint a hideg és meleg légtömegek határfületeinek első igényesebb elemzése.

Kidolgozták a mérsékeltövi ciklonok keletkezésének modelljét és az ún. polárfönt-elméletet. Elméleti megfontolásokkal és mérési eredményekkel alátámasztva feltérképezték a mérsékeltövi ciklonok szerkezetét, felhő- és csapadékrendszerét (1.11. ábra), útvonalát, élettartamát. Itt készültek az első összetettebb, időjárás-előrejelzésére szolgáló analizált térképek, az ún. szinoptikus térképek (1.12. ábra).



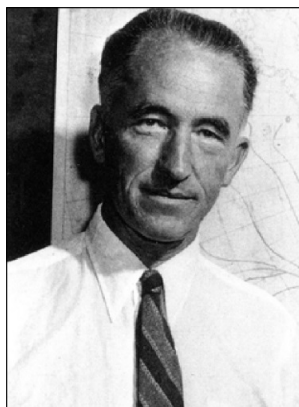
1.11. ábra: Fiatal ciklon sematikus rajza, s metszetei. (A „Bergeni Iskolában”, azaz a Bergeni Geofizikai Intézetben a XX. század elején rajzolt eredeti ábra alapján készült. Forrás: Makainé és Tóth, 1978)



1. 12. ábra: Az időjárás előrejelzésére szolgáló ún. szinoptikus térkép, melyek első prototípusai a Bjerknes által vezetett Bergeni Geofizikai Intézetben készültek a XX. század elején. A talajszinti térképen az alacsony és magas nyomású centrumokat hidegfrontok (a front vonalán háromszögekkel), illetve a melegfrontok (a front vonalán félkörökkel) választják el. (Forrás: NASA – Könyvtár, 2005)

Az 1.12. ábra egy talajszinti térképet mutat, melyen jól láthatók az alacsony és magas nyomású centrumok, s az őket elválasztó hidegfront-szakaszok (a front vonalán háromszögekkel), illetve a melegfrontok (a front vonalán félkörökkel). A két világháború között ennek az „iskolának” a nagy teoretikusai emelték a meteorológiát önálló elméleti tudománnyá a fizikai hidrodinamika terén kifejtett munkásságukkal. Vilhelm Bjerknes fia Jacob Bjerknes (1897–1975) is itt dolgozott, immár a család harmadik generációjának képviselőjeként (1.13. ábra), mígnem áttelepült Amerikába. Jacob Bjerknes egész életében a nagytérségű légkör-óceán kölcsönhatásokkal, a légköri oszcillációs folyamatokkal, s az éghajlat változásával foglalkozott. Távkapcsolatokat elemzett, a Csendes-óceán egyenlítői

régióját esetenként drámaian érintő El Niño-jelenségkör más oszcillációs folyamatokkal való összefüggéseit vizsgálta egészen 1975-ben bekövetkezett haláláig.



1.13. ábra: Jacob Bjerknes (1897–1975)

A második világháborúban, s az azt előkészítő időszakban óriási technológiai fejlesztések történtek a katonai hadműveletek (felderítés, szállítás, támadás) számára fontos légierőben. A biztonságos repüléshez nélkülözhetetlenek a meteorológiai előrejelzések, így ezek fejlesztésére operatíván beindultak a légkör vertikális szerkezetét feltérképező rádiószondás felszállások.

A légkörről így a továbbiakban már három dimenzióban álltak rendelkezésre mérési adatok. A sűrűbb mérőhálózat, s a digitális számítógépek megjelenése lehetővé tette, hogy a numerikus időjárás-előrejelzés Vilhelm Bjerknes-i gondolata újra előkerülhessen.

Az első nagyobb kapacitású számítógépet a magyar származású, Amerikában élő Neumann János készítette el, s döntése alapján a kísérleti felhasználások területén az egyik legnagyobb prioritást az időjárás-előrejelző modellek kapták. Az ezt követő évtizedekre egyrészt a számítástechnika, az elektronika minden előzetes elképzelést felülmúló fejlődési üteme, másrészt az újabb és újabb mérési-megfigyelési és adattovábbító rendszerek (elsősorban a meteorológiai távérzékelő eszközök, mint pl. radartechnika, műholdas megfigyelő rendszerek stb.) megjelenése jellemző. Az utóbbi évtizedekben a nemzeti meteorológiai szolgálatok összefogása révén az előrejelző munka jelentős része a nagyobb regionális- és világközpontokban folyik.

2. fejezet - A légkör

A légkör a Földet körülvevő különböző gázok, továbbá szilárd és cseppfolyós részecskék keveréke. A nitrogén és az oxigén a legnagyobb koncentrációban a földi légkörben van jelen. A naprendszer többi bolygójának légköre alapvetően különbözik összetételében, melyet egyéb információk feltüntetésével a 2.1. táblázat szemléltet. Ebben a fejezetben röviden áttekintjük a földi légkör kialakulását és jelenlegi légkörünk felépítését.

2.1. táblázat: A Nap és bolygóinak fontosabb jellemzői

Égitest	Átmérő km	Átlagos naptávolság 10^6 km	Átlagos felszínhőmérséklet °C	Fontosabb légköri összetevők
Nap	1392000	-	5800	-
Merkúr	4480	58	260*	-
Vénusz	12112	108	480	CO ₂
Föld	12740	150	15	N ₂ , O ₂
Mars	6800	228	-60	CO ₂
Jupiter	143000	778	-110	H ₂ , He
Szaturnusz	121000	1427	-190	H ₂ , He
Uránusz	51800	2869	-215	H ₂ , CH ₄
Neptunusz	49000	4498	-225	H ₂ , CH ₄
Plutó**	3100	5900	-235	CH ₄ , ?

(*) A Merkúrnak gyakorlatilag nincs légköre, 260 °C a napsütötte oldal felszínhőmérséklete

(**) 2006 óta kisbolygónak tekintjük

2.1. A földi légkör kialakulása

Feltevéseink szerint több milliárd évvel ezelőtt a csillagközi por és gáz (főképp hidrogén) gravitációs ereje folytán egy centrum köré kezdett összesűrűsödni. Miközben e kozmikus felhő koncentráltódott, egyre intenzívebb forgásba kezdett ahhoz hasonlóan, ahogy egy műkorsolyázó piruett közben közelebb húzza karjait testéhez, s ettől forgása gyorsabbá válik. A centrum körül az összesűrűsödő por és gáz mind jobban felmelegedett, olyannyira, hogy hőmérséklete a több millió fokot is elérte. Az így beinduló magfúzió során óriási mennyiségű energia szabadult fel, s a hidrogén elkezdett héliummá átalakulni. Így született a Nap. A körülötte lévő ritkább anyag újabb centrumok köré kezdett koncentrálni, amelyek – lényegesen kisebb tömegük folytán – nem tudtak olyan erősen felmelegedni, ezért a magreakció sem indult el. Ezekből alakultak ki a bolygók, köztük a Föld is.

A Föld kialakulása kb. 4,6 milliárd évvel ezelőttre tehető, őslégköre döntően hidrogénből és héliumból állt, továbbá kisebb mértékben a hidrogén egyszerűbb vegyületeiből, pl. metánból (CH₄) és ammóniából (NH₃). Mivel e gázok rendkívül könnyű molekulákból állnak, a világűrben becsapódó szilárd anyagok és a beérkező napsugárzás energiájának hatására a Föld gravitációs erejét legyőzve hamar elhagyták a légkört. Ezzel a Föld lényegében elvesztette őslégkörét. Ugyanakkor a bolygónk forró belsejében megmaradt gázok az igen erős vulkáni tevékenység révén fokozatosan a felszínre jutottak. E gázok – döntően a vízgőz (H₂O), a szén-dioxid (CO₂) és kevés nitrogén (N₂) – alkották a Föld később kialakult másodlagos légkörét.

Több százmillió év alatt – miközben a gázok kipárolgása folyt – a légkör fokozatosan lehűlt, ezért megindulhatott a vízgőz kondenzációja. Az így keletkező felhőkből lehulló csapadék hozta létre a folyókat, tavakat és óceánokat. Ezzel egyidejűleg a légköri szén-dioxid nagy részét az óceánok elnyelték. (Az óceánok ma is nagy mennyiségű szén-dioxidot tárolnak.) A vízgőz kondenzálódásával, s a szén-dioxid óceánokban való elnyelődésével párhuzamosan a légkörben fokozatosan feldúsult a kémiaiilag meglehetősen inaktív nitrogén.

Csillagászati megfigyelések mutatják, hogy egy fiatal csillag sokkal több ultraibolya sugárzást bocsát ki, mint jelenleg a Nap. Így a Földet érő nagy mennyiségű ultraibolya sugárzás a vízgőzt hidrogén és oxigén atomokra bontotta (fotodisszociáció). A könnyű hidrogén a világűrbe szökött, míg a nehezebb oxigén légkörünkben maradt, így fokozatosan nőtt a koncentrációja. Egyes feltételezések szerint körülbelül 2–3 milliárd évvel ezelőtt lett elegendő oxigén ahhoz, hogy primitív növények létrejöhessenek. Mivel a növények a fotoszintézis során a szén-dioxid felvétele mellett oxigént bocsátanak ki, a légkör oxigénben egyre gazdagabbá vált és néhány százmillió évvel ezelőtt nagyjából elérte a napjainkban megfigyelhető koncentráció-szintet.

2.2. A légkör összetétele

A légkör összesen mintegy $5,3 \cdot 10^{15}$ tonna anyagot tartalmaz. Ez a hatalmas tömeg azonban eltörpül a hidroszféra (óceánok, tavak, folyók, felszín alatti vizek, hó és jég összessége) $1,4 \cdot 10^{18}$ tonnányi tömegéhez képest, ami viszont nagyságrendekkel kisebb, mint a Föld $5,98 \cdot 10^{21}$ tonnás össztömege. Ahhoz, hogy a légkör kiterjedését meghatározhassuk, figyelembe kell vennünk, hogy a légkör anyaga nem hirtelen, hanem fokozatosan megy át a bolygóközi térbe. A logikus és elfogadott definíció szerint a különböző gázok és részecskék tömegének azon összességét tekinthetjük a Föld légkörének, melyet bolygónk saját tengelye körüli forgása, vagy tágabb értelemben a Nap körüli keringése során magával visz. A viszonylag sűrűbb légköri övezet a Föld átmérőjéhez képest rendkívül vékony réteget képvisel. A levegő össztömegének fele az 5,5 km-es szint alatt, 99%-a a 30 km-es szint alatt helyezkedik el.

A légkör fő alkotórészei a nitrogén (78,084 térfogat %), az oxigén (20,946 térfogat %) és az argon (0,934 %), de az argonon kívül sokkal kisebb koncentrációban a többi nemesgáz is megtalálható. Ezek koncentrációja térben (kb. 80 km-es magasságig) és időben lényegében egyáltalán nem változik, ezért állandó gázoknak hívjuk őket. A nitrogén elsősorban növényi és állati anyagok bomlásával kerül be a légkörbe. Kikerülése biológiai folyamatok útján történik, melyben fontos szerepet játszanak a talajban található baktériumok. Az oxigén a növények életműködése során fotoszintézis révén jut a légkörbe. A légkörből szerves anyagok bomlásakor, továbbá egyéb oxidációs folyamatokkal vonódik el.

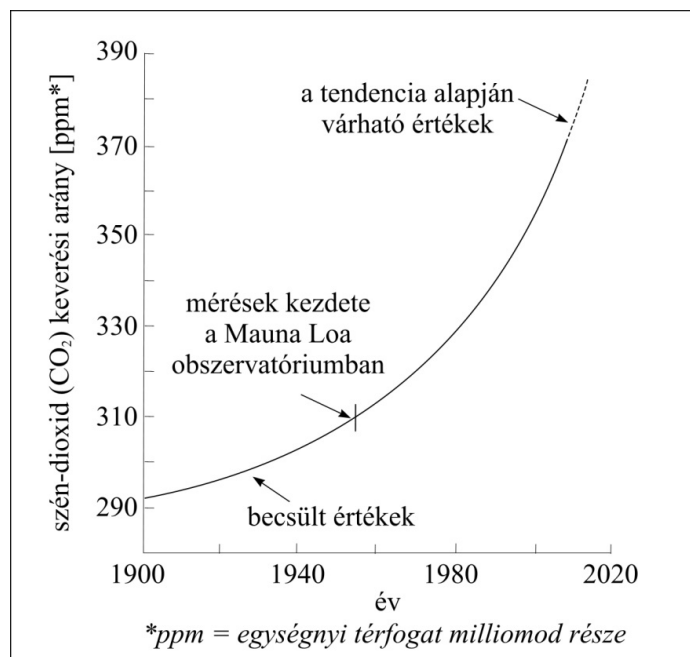
2.2. táblázat: Változó gázok a légkörben

	Koncentráció (ppm)	Tartózkodási idő (év)
szén-dioxid (CO ₂)	380	20–150
metán (CH ₄)	1,77	10
hidrogén (H ₂)	0,50	2
dinitrogén-oxid (N ₂ O)	0,32	150

A további gázok változóknak tekinthetők, amiket koncentrációjuk mellett tartózkodási idejükkel is célszerű jellemezni. A 2.2. táblázatban a légköri összetevők csekély arányára tekintettel a koncentrációt ppm egységben adtuk meg, mely azt mutatja meg, hogy a térfogatrészben egymillió molekulából hány darab például a CO₂ molekula. A tartózkodási idő azt mutatja, hogy egy molekula átlagosan mennyi időt tölt a légkörben az oda való bekerülése és kikerülése között (ez az állandó gázoknál ezer években mérhető).

A szén-dioxid koncentrációja csekély az állandó gázokéhoz képest, de mint a 3. fejezetben látni fogjuk, az ún. üvegházhatás révén igen fontos szerepet játszik a Föld éghajlatának alakításában. A légkörbe szerves anyagok bomlásával, élőlények lélegzésével, vulkáni kitörésekkel, továbbá a tüzelőanyagok (ezek között is elsősorban a fosszilis tüzelőanyagok, mint pl. szén, kőolaj, földgáz) elégetésével kerül. Ezzel szemben a növények a fotoszintézis révén szén-dioxidot vonnak ki a légkörből. Az óceánok a szén-dioxid hatalmas tározójának tekinthetők; becslések szerint itt ötvenszer annyi CO₂ van felhalmozva, mint a légkörben.

A 2.1. ábra a légköri CO₂ koncentráció változását mutatja 1900-tól napjainkig. Látható, hogy az időszak elején a koncentráció mindössze 290 ppm körüli volt, míg napjainkra elérte a 380 ppm körüli értéket. Ez az emberi tevékenységből származó (görög szóval antropogén) hatásoknak köszönhető, melyek között elsősorban az iparosodással együttjáró fokozódó fosszilis tüzelőanyag felhasználást és a nagymérvű erdőirtást kell megemlíteni. Ha ilyen mértékben folytatódna a CO₂ kibocsátás növekedése, a koncentrációja száz éven belül elérheti akár a 600 ppm értéket is. Ez az üvegházhatás erősödése miatt az éghajlat jelentősebb melegedését vonhatná maga után.

2.1. ábra: A légköri CO₂ mennyiségének változása 1900-tól napjainkig

További légköri gázok még rövidebb tartózkodási idővel rendelkeznek, így ezeket erősen változóknak nevezzük. Néhányat ezek közül a 2.3. táblázatban tüntettünk fel.

Látható, hogy koncentrációjukat nem lehet egyetlen számmal jellemezni, mivel rövid tartózkodási idejüknek köszönhetően mennyiségük térben és időben tág határok között változhat.

A vízgőz meteorológiai szerepéről a következőkben több fejezetben is részletesen szólnunk.

2.3. táblázat: Erősen változó gázok

	Koncentráció (ppm)	Tartózkodási idő (nap)
vízgőz (H ₂ O)	$(0,4-400) \cdot 10^{-2}$	10
ózon (O ₃)	$(0-5) \cdot 10^{-2}$	10
nitrogén-dioxid (NO ₂)	$(0-3) \cdot 10^{-2}$	3
szén-monoxid (CO)	$(1-20) \cdot 10^{-2}$	30
ammónia (NH ₃)	$(0-2) \cdot 10^{-2}$	5
kén-dioxid (SO ₂)	$(0-2) \cdot 10^{-2}$	2
kén-hidrogén (H ₂ S)	$(0-3) \cdot 10^{-2}$	2

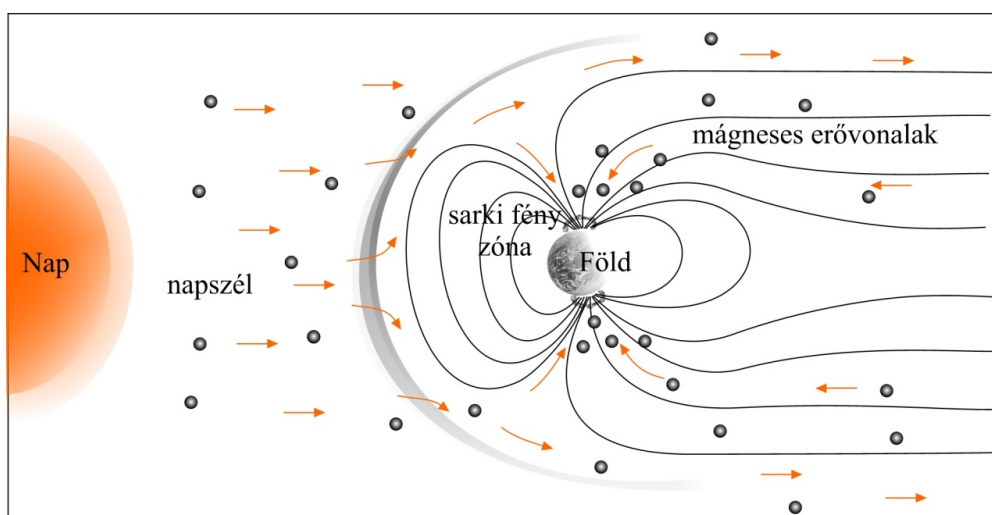
Az ózon (az oxigén háromatomos molekulája) viszonylag kis mennyiségben található a légkörben. Azáltal azonban, hogy az ózon az élő szervezetekre káros ultraibolya sugárzás nagy részét képes elnyelni, valamint a magasabb légrétegek sugárázsmérlegére döntő hatást gyakorol, ez a csekély mennyiség is nagy fontossággal bír. Az ózon vertikális eloszlását az jellemzi, hogy a felsőbb rétegekben folyamatosan növekszik a koncentrációja, majd kb. 25 km-es magasságtól ismét csökken. Az ózonkoncentráció 70 km felett már elenyészően kicsi. A magasabb légrétegben, az ún. sztratoszférában (kb. 10 km fölött – lásd később) az ózon úgy jön létre, hogy az ultraibolya sugárzás hatására az oxigénmolekula atomjaira bomlik, majd valamilyen katalizátor segítségével az egyes atomok egy-egy újabb molekulával egyesülnek. (a felszín közelében más folyamatok érvényesülnek). Ezzel egyidejűleg fotodisszociáció révén az ózon bomlik is, így egy dinamikus egyensúly alakul ki. Az elmúlt évtizedekben a megfigyelések alapján a Föld bizonyos területein ez az egyensúly megbomlott, feltételezhetően elsősorban antropogén hatások következtében (pl. a Déli Sark feletti „ózonlyuk”). Mint említettük, az ultraibolya sugárzás elnyelésével a magasabb légrétegekben található ózon védi a Föld élőlényeit. Ezzel szemben a felszín közelében előforduló ózon komoly

problémát jelent, mert maga az ózon káros az élő szervezetre. Egyes antropogén eredetű szennyezőanyagok ugyanis jó katalizátorai az ózonképződésnek, ezért bizonyos időjárási helyzetekben, szennyezett területeken nagymértékben megemelkedhet az ózon felszín közeli koncentrációja.

A levegőben a fenti gázokon kívül nagy számban vannak jelen szilárd és cseppfolyós részecskék, ún. aeroszol-részecskék. Ezek nagy részben (90%) természetes, s kisebb részben (10%) antropogén eredetűek. Nagy számban jutnak a légkörbe pl. vulkánkitörések alkalmával, továbbá talajrészecskék a kontinensek felszínéről vagy só-részecskék párolgás révén a tengerek felszínéről. Ugyanakkor a fokozódó urbanizáció, az ipari tevékenység vagy a hatalmas erdőségek felégetése kapcsán egyre jelentősebbé válik az antropogén aeroszol-részecske kibocsátás. Mint a 6. fejezetben látni fogjuk, az aeroszol-részecskék igen fontos szerepet játszanak a csapadék képződésében, így jelenlétük hasznosnak mondható. Ugyanakkor az antropogén eredetű részecskék oldódásával túlnyomóan savas kémhatású cseppek képződnek. Az így létrejövő savas esők nagy veszélyt jelentenek a növényzetre. Tipikus példa erre a szén vagy kőolaj elégetésekor légkörbe jutó szulfát-aeroszol, amely feloldódva kénsavvá alakul.

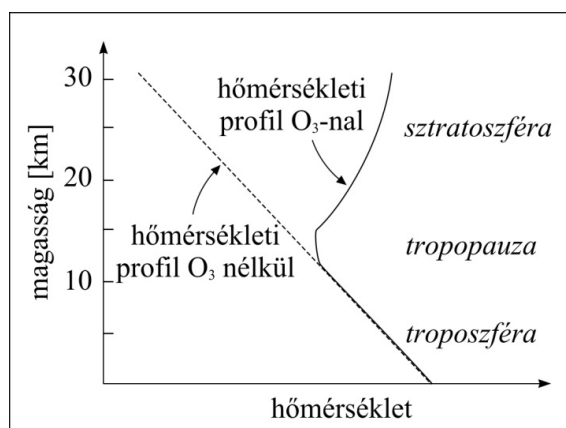
2.3 A légkör vertikális szerkezete

Mint láttuk, a különböző gázok és részecskék tömegének azon összességét tekinthetjük a Föld légkörének, melyet bolygónk a Nap körüli keringése során magával visz. Ez voltaképpen megegyezik a magnetoszféra tartományával, mely a Föld mágneses tere és a Naptól kiáramló protonok és elektronok árama, azaz a napszél kölcsönhatásával alakul ki. A magnetoszféra a Föld árnyékos oldalán hosszan elnyúlva ún. geomágneses uszályt képez (2.2. ábra).



2.2. ábra: A magnetoszféra: a Föld mágneses tere és a Naptól kiáramló protonok és elektronok árama, azaz a napszél kölcsönhatásával alakul ki.

A légköri gázok aránya szempontjából két fő réteget különböztethetünk meg a légkörben. Nevezetesen a kb. 80 km-es magasságig terjedő homoszférát, ahol a gázok egymáshoz viszonyított aránya közel állandó. Ezt a sűrűbb levegőben uralkodó turbulens, átkeverő mozgások biztosítják. A 80–100 km-es magasság fölött a turbulens áramlást lamináris áramlás váltja fel, aminek következtében a légkör összetétele a molekula-, illetve atomsúly szerint alakul. Itt, vagyis a heteroszférában, legalul a molekuláris nitrogén helyett a molekuláris oxigén dominál, aminek szerepét kb. 200 km-es magasság fölött az atomos oxigén veszi át. 1000 km fölött hélium, 2500 km fölött pedig hidrogén alkotja a már rendkívül ritka légkört.

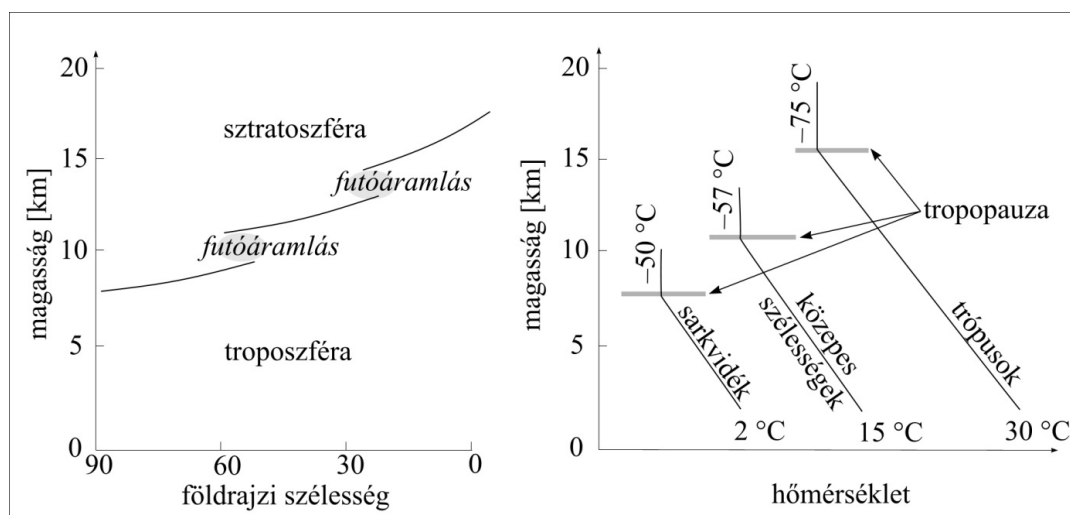


2.3. ábra: A hőmérséklet változása a magassággal és az ózon szerepe a sztratoszférában

A légkör sűrűsége és nyomása a földfelszíntől távolodva először gyorsan, majd mind lassabban, de gyakorlatilag folytonosan csökken. Ezzel szemben a hőmérséklet változásának vertikális eloszlása lényegesen bonyolultabban alakul (2.3. ábra). A földfelszín a napsugárzás egy részét elnyeli, ezért felmelegszik, és alulról melegíti a légkört. Nyilvánvaló ezért, hogy a hőforrásként felfogható felszíntől távolodva a hőmérséklet egyre alacsonyabbá válik. (A Föld felszínén a légkör átlaghőmérséklete 15 °C.)

A hőmérséklet csökkenésének üteme az évszaktól és időjárási helyzettől függően igen különböző lehet, sőt bizonyos rétegekben esetenként a hőmérséklet növekedése (inverzió) figyelhető meg.

Az egész Földet tekintve sok éves átlagban felfelé haladva 100 méterenként 0,65 °C-os hőmérséklet-csökkenés a jellemző. Mindez a légkör legalsó vékony rétegére, a troposzférára érvényes. A közepes szélességeken, kb. 12 km-es magasságban a hűlés megáll és a hőmérséklet egy darabig lényegében változatlan marad (izotermia). Ez a zóna a troposzféra felső határa, tropopauzának nevezzük. A tropopauza magassága feljebb helyezkedik el nyáron, mint télen, és jelentősen függ a földrajzi szélességtől is. Az Egyenlítő környékén magassága mintegy 18 km-re, míg a sarkoknál csupán 8 km-re tehető. A troposzféra felülete nem teljesen folytonos, hanem mindkét félgömbön két szakadás is van benne. Itt találhatók a nagy sebességű nyugati futóáramlások, az ún. jet-stream-ek. Mindezt a 2.4. ábra szemlélteti.



2.4. ábra: A tropopauza helyzete és a hőmérséklet vertikális rétegződése különböző földrajzi szélességeken

Felfelé haladva az izoterm zóna elhagyása után a sztratoszféra következik, melyben a hőmérséklet függőleges irányú növekedése észlelhető. A növekvő hőmérséklet az itteni viszonylag nagy ózon-koncentrációnak köszönhető. Az ózonréteg az ultraibolya sugárzás 0,22–0,28 μm hullámhosszúságú tartományát elnyeli, ezáltal felmelegszik. A folyamatos melegedés kb. 50 km-es magasságig tart, ahol a réteg a legmagasabb hőmérsékletű (kb. -2 °C)

tartománya található. E magasságban egy újabb izoterm réteg következik, amit az alatta lévő sztratoszféráról sztratopauzának nevezünk. Felvethető a kérdés, hogy a sztratoszférában miért nem a 25 km-es magasság környékén, vagyis az ózonkoncentráció maximumánál a legmagasabb a légkör hőmérséklete. Egyrészt azért, mert a sztratoszféra alsóbb rétegeibe a fölötté lévő ózon elnyelése folytán már kevesebb ultraibolya sugárzás érkezik, mint a sztratoszféra tetejére. Másrészt mert a légkör 50 km-es magasságban jóval ritkább, mint 25 km-en, s így adott mennyiségű elnyelt energia nagyobb felmelegedést okoz. A tropopauzához hasonlóan a sztratopauza elhelyezkedése is változik a földrajzi szélességtől és az évszaktól függően, de sokkal kisebb mértékben.

A sztratopauza fölötti újabb réteget mezoszférának nevezzük, melyet ismét a hőmérséklet vertikális csökkenése jellemez. Ennek oka, hogy a légkör rendkívül kis sűrűsége folytán az ózon mennyisége is elenyésző, így csak a sztratoszféra alulról történő melegítése jelent energiabevételt. Ez viszont a sztratopauzától távolodva egyre szerényebb mértékű. A mezoszféra tetején, kb. 85 km-es magasságban – melyet egy újabb izotermiával a mezopauza zár le – uralkodik a legalacsonyabb léghőmérséklet a teljes légkörben (kb. $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$). Meglepő, de még e magasság közelében is előfordulnak igen vékony felhők. Ezeket éjszakai világító felhőknek nevezik, mert a magas szélességeken a lemenő és már a horizont alá bukó Nap a légkör magasan fekvő rétegeit megvilágítva láthatóvá teszi őket. Víztartalmuk valószínűleg a troposzférából, vagy a metán és az OH gyök kémia reakciójából származik.

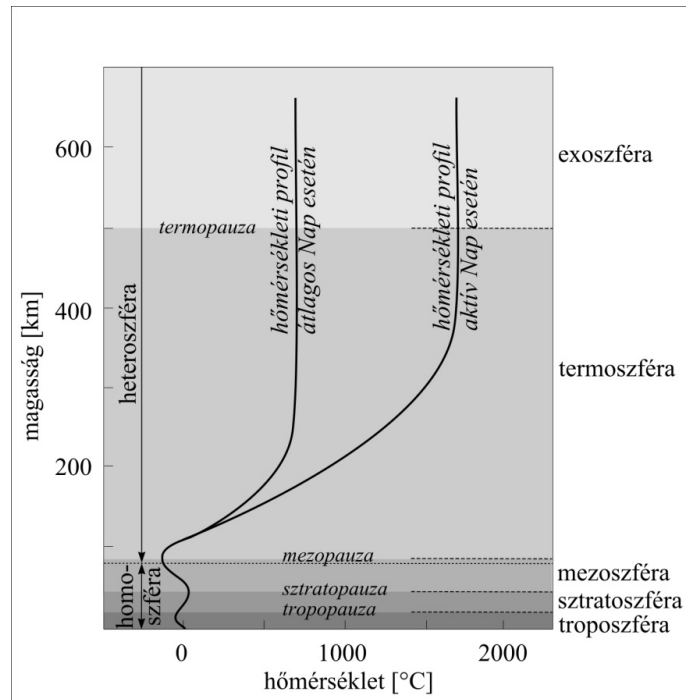
A mezopauza fölött helyezkedik el a termoszféra, melyben ismét a hőmérséklet magassággal való növekedése észlelhető. Itt az oxigén atomok az ultraibolya sugárzás $0,2\text{ }\mu\text{m}$ -nél rövidebb hullámhosszúságú tartományát nyelik el. Mivel e magasságban a légkör rendkívül ritka, és a magassággal tovább ritkul, a viszonylag csekély elnyelt energia a mind magasabb rétegekben egyre komolyabb hőmérséklet-emelkedést okoz. Így például 300 km-es magasságban átlagos naptevékenység mellett a hőmérséklet kb. $700\text{ }^{\circ}\text{C}$, aktív naptevékenység esetén közel $1700\text{ }^{\circ}\text{C}$ is lehet. Itt meg kell jegyezni, hogy a Napban és felszínén zajló folyamatok intenzitása nem teljesen állandó. A naptevékenység egyik markáns jelenségei az ún. flar-kitörések, amikor a Nap felszínéről rövid idő alatt (néhány tíz perc) hatalmas ív vagy zászló alakú gázfelhő indul ki. Ilyenkor jelentős mértékben felerősödik az ultraibolya sugárzás és a protonok, elektronok kiáramlása.

Ha a földfelszíntől messze eltávolodunk, problémát jelent a hőmérséklet mérése. Ismert, hogy a hőmérséklet voltaképpen a molekulák átlagos mozgási energiájával arányos mennyiség. Minél gyorsabb a molekulák mozgása, annál magasabb a hőmérséklet. A termoszférában a molekulák (atomok) sebessége igen magas hőmérsékletnek felel meg. Ha azonban egy hagyományos hőmérőt juttatnánk ide, akkor az (ha képes volna jelezni) hihetetlenül alacsony hőmérsékletet mutatna. Ennek az az oka, hogy a légkör igen kicsiny sűrűsége folytán a hőmérőnek ütköző roppant kevés molekula nem tudja átadni energiáját. Sőt, a hőmérő itt több energiát sugározna ki, mint amennyit képes lenne elnyelni, így egy az abszolút zérus fokhoz ($-273,15\text{ }^{\circ}\text{C}$) közeli értéket jelezne. Ez az oka, hogy a világűrben dolgozó űrhajós nem csak túléli a közel $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletet, hanem a Naptól eltakarva borzasztó hideget érezne. Ilyen magasságokban tehát a meleg vagy hideg hagyományos fogalma értelmét veszti és direkt módon nem is mérhető. A hőmérsékleti profil a légkör sűrűségprofilja alapján számítható, a sűrűség pedig a mesterséges holdak helyzetének megváltozásából határozható meg.

Nagy magasságban a légkör rendkívül ritka. A ritka levegőben az állandó mozgásban lévő atomok viszonylag nagy utat tudnak megtenni két ütközés között. A 2.4. táblázat a molekulák, illetve atomok átlagos szabad úthosszát tünteti fel különböző magasságokban. Látható, hogy a szabad úthossz pl. 500 km-es magasságban eléri akár a 10 km-t is. Nyilvánvaló, hogy ahol a szabad úthossz nagyon nagy, ott van esélye az atomnak arra, hogy a Föld gravitációs erejét legyőzve a világűrbe távozzék. Ezt a réteget exoszférának nevezzük, melynek képzeletbeli alsó határa a földfelszíntől nagyjából 500 km-re tehető (2.5. ábra).

2.4. táblázat: Molekulák és atomok átlagos szabad úthossza a légkör különböző magasságaiban

Magasság (km)	Tartomány	Átlagos szabad úthossz (m)
500	Exoszféra	10000
250	Termoszféra	1000
180	Termoszféra	100
150	Termoszféra	10
100	Termoszféra	0,1
50	Sztratoszféra	10^{-4}
0	Felszín	10^{-7}



2.5. ábra: A légkör hőmérséklet szerinti vertikális rétegződése

Meg kell említeni – noha a hőmérsékleti rétegződés alapján történő osztályozásba nem illeszkedik bele – az ionoszférát. Ez valójában nem egy egységes réteg, hanem a légkör – elsősorban a termoszféra – olyan régiója, ahol elektromosan töltött részecskék, azaz ionok viszonylag nagy számban vannak jelen. Ez a régió sem egységes, hanem különböző rétegekre osztható. Erről részletesebben majd a 11. fejezetben olvashatunk.

3. fejezet - Légköri sugárzási folyamatok

A földi légkörnek szinte egyedüli energia bevétele a Napból érkező elektromágneses sugárzás. Külön-külön alfejezetekben tárgyaljuk a Napból a légkör külső határára érkező sugárzási energia, a sugárzás alapvető törvényszerűségei, a napsugárzás légkörön való áthaladásának veszteségei témaköröket, valamint a légkör sugárzási egyenlegét.

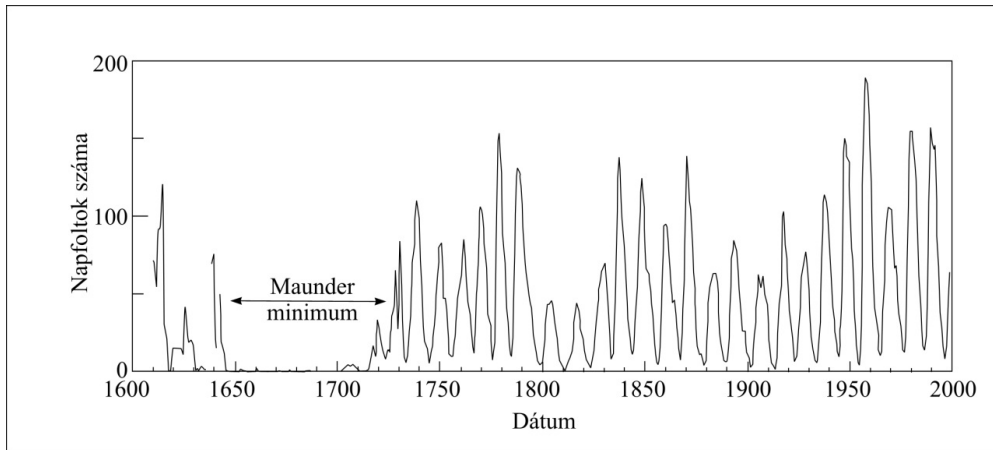
3.1. A légkör külső határára érkező sugárzási energia

A légkör külső határára érkező energia mennyiségét alapvetően négy tényező befolyásolja: (1) a Napból kibocsátott energia mennyisége, (2) a Nap–Föld távolság, (3) a napmagasság (a Nap irányának a horizont síkjával bezárt szöge) és (4) a nappalok hossza. Vegyük sorra ezeket a hatásokat, s elsőként elemezzük a Napból kilépő energia mennyiségét, illetve annak változékonyságát.

3.1.1. A Nap, mint energiaforrás

Az univerzum 4,6 milliárd csillaga közül a mi Napunk semmiben sem tűnik ki, mindenben átlagos. Számunkra mégis különleges, hiszen mintegy 300.000-szer kisebb távolságra van ($1,5 \cdot 10^8$ km-re), mint az öt követő legközelebbi csillag. A Nap mérete csillagnak ugyan közepes, mégis a Földdel, s a többi bolygóval összehasonlítva óriási (mint ahogy ez a 2.1 táblázatból is kitűnik). Tömegének 90%-a hidrogén, 10%-a hélium, más nehezebb elemek (mint például oxigén, szén, nitrogén) csak nyomokban találhatók benne. A Nap által kisugárzott energia a mag közelében végbemenő nukleáris folyamatokból származik. Itt, az ún. magmában a legmagasabb a hőmérséklet, mely elérheti akár a számunkra elképzelhetetlen 15 millió °C-ot. A Nap átlagos felszínhőmérséklete 5.800 °C körüli. A felszínéről kiáramló sugárzási energia intenzitása (becslések és mérések alapján) 62 millió W/m²-re tehető, amely az átlagos Nap–Föld távolságnak megfelelő 150 millió km távolságban a megfigyelhető 1367 W/m²-re csökken.

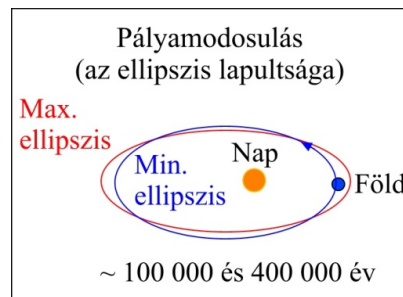
Ezt a mennyiséget napállandónak nevezzük, mivel értéke szinte állandó, azaz csak egy szűk intervallumon belül ingadozik. A napállandó értékének nagyon kis változása is jelentős mértékben befolyásolja a Föld energia-bevételét, ezért pontos mérése, folyamatos megfigyelése elengedhetetlen. A napállandó ingadozása az eddigi megfigyelések alapján nem haladja meg a 0,1%-ot, ha csak a Nap felszíni hőmérsékletének változását tekintjük (abban az esetben, ha a Nap–Föld távolság változását is figyelembe vesszük, akkor ez az érték akár a 6%-ot is elérheti). A napfelszín hőmérséklet-változásának egyik feltételezett oka, hogy a felszínén időről-időre hűvösebb területek, ún. napfoltok jelennek meg. A napfoltokat az átlagos felszínhőmérsékletnél lényegesen melegebb jelenségek, ún. fáklyák övezik. Egy-egy napfolt és a fáklyái közel egy időben jelennek meg, illetve tűnnek el nagy mágneses aktivitás kíséretében. A Nap által kisugárzott energia mennyiségét több tényező is befolyásolja, ilyenek többek között a napfoltok száma, a fáklyák aktuális hőmérséklete, valamint ezek összegzett területeinek aránya. Megfigyelhető, hogy időszakonként megemelkedik a napfoltok száma (akár 150-re is), majd lecsökken (esetenként 10 alá). Ezen időszakokat napfolt-maximumnak és napfolt-minimumnak nevezzük. A Nap felszínén egyidőben jelenlévő foltok számának változása 11 éves periódust mutat, ez az ún. napfoltciklus. A 3.1. ábrán az éves átlagos napfoltszám alakulása látható az 1610–2000-es időszakra vonatkozóan (mely mennyiség értelemszerűen csak a Nap látható felén összeszámolt foltokat tartalmazza). Az ábra megszerkesztéséhez az adatokat 1870-ig Eddy (1977) alapján, majd az 1871–2000 időszakra Lean és Rind (1985) munkáiból vettük. Jól kirajzolódik a 11 éves napfoltszám ciklus, melyet egyrészt az 1600-as években észlelt rendkívülien kis értékek, illetve teljes napfolt-hiány (a csillagászok Maunder-féle minimumnak nevezik), másrészt a XX. század növekedő tendenciája módosít. A Maunder-féle minimum oka nem ismert, de feltevések szerint ez is közrejátszhatott a szakirodalomban kis-jégkorszak néven számon tartott középkori hideg időszak kialakulásában.



3.1. ábra: Az éves átlagos napfoltszám alakulása az 1610–2000-es időszakban. (Adatforrások: 1870-ig Eddy (1977), majd az 1871–2000 időszakra Lean és Rind (1985))

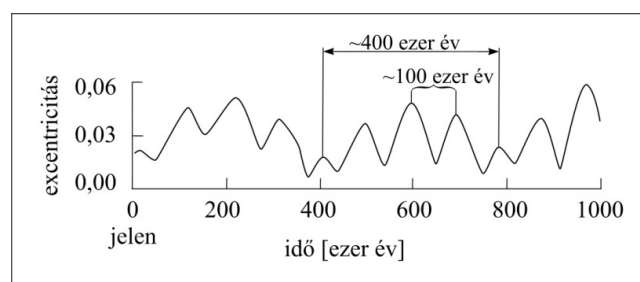
3.1.2. A Föld Nap körüli forgásának változásai

A Föld, a naprendszer többi bolygóához hasonlóan a Nap körül kering. E keringés következménye az évszakok megjelenése. A Föld saját tengelye körül is forog, mely magyarázza az éjszakák és nappalok váltakozását. Több ezer, illetve több tízezer éves időskálán a Nap körüli keringés orbitális paramétereinek periodikus változása a földfelszín sugárzási bevételeinek jelentős mértékű ingadozását eredményezi. A keringés pálya-elemeinek változásait a 3.2–3.9. ábrák foglalják össze.



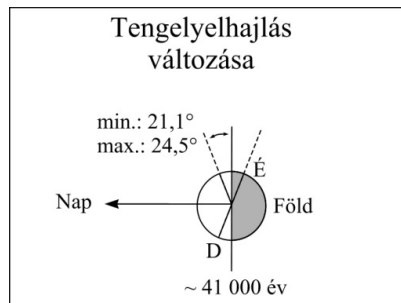
3.2. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló csillagászati hatások orbitális paraméterváltozások) – 1.): a Föld ellipszis pályájának lapultsága.

A Föld ellipszis pályán kering, melynek egyik gyújtópontjában a Nap áll. A Föld bolygó Nap körüli keringése által kifeszített síkot nevezzük az ekliptika síkjának. Az ellipszis pálya nagytengelyének két végpontjában (a perihélium és afélium pontokban) a Nap–Föld távolság értelemszerűen nem azonos. Emiatt a földi légkör felső határára érkező sugárzás mennyisége e két pontban kb. 7% eltérést mutat (3.2. ábra). A Föld a Nap körül nem mindig ugyanazon a pályán kering, az ellipszis pálya lapultságának (excentricitásának) változásában egy 100.000 és egy 400.000 éves kettős periódus figyelhető meg (3.3. ábra).

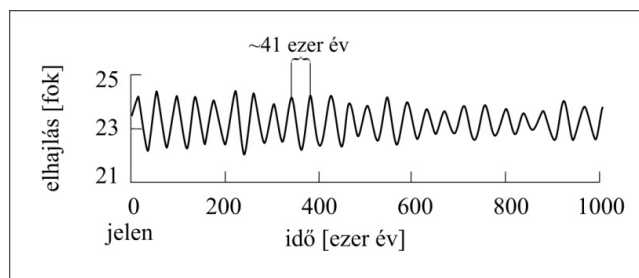


3.3. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló periodikus jellegű orbitális paraméterváltozások az elmúlt 1 millió év során – 1.): a Föld ellipszis pályájának lapultsága (Forrás: Smith és Uppenbrink, 2001.)

A Föld saját tengelykörüli forgása sem állandó (3.4. ábra), az ekliptika síkjával bezárt szöge 41.000 éves periódussal (3.5. ábra) $21,1^\circ$ és $24,5^\circ$ között változik. A nagyobb tengelyelhajlásnál nő a hideg és meleg évszakok közötti kontraszt, különösen a magasabb földrajzi szélességeken (azaz mindkét féltekén hidegebb telek és melegebb nyarak jellemzik ezt az időszakot).

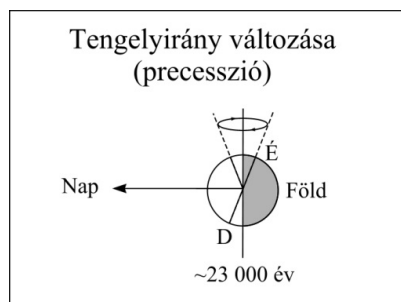


3.4. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló csillagászati hatások (orbitális paraméterváltozások) – 2.): a Föld forgástengelyének elhajlása.

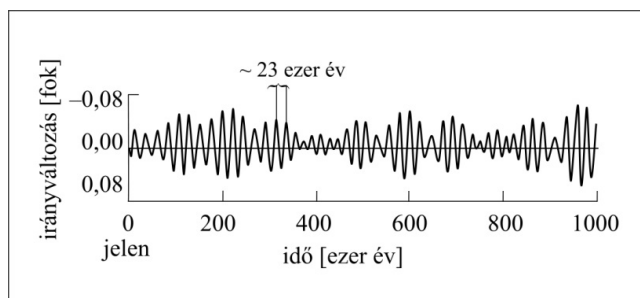


3.5. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló periodikus jellegű orbitális paraméterváltozások az elmúlt 1 millió év során – 2.): a Föld forgástengelyének elhajlása (Forrás: Smith és Uppenbrink, 2001.)

A forgástengely iránya is változik eközben egy képzeletbeli kúp palástját sűrűlve (3.6. ábra), e folyamat periódusideje 23.000 év (3.7. ábra).

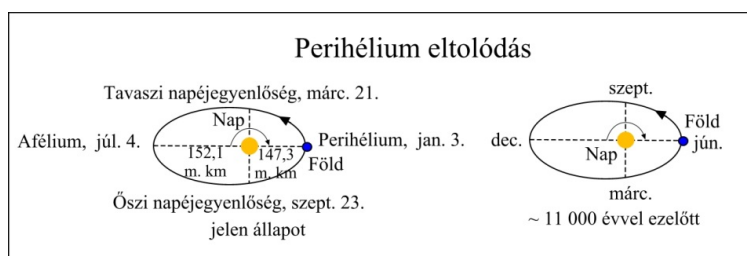


3.6. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló csillagászati hatások (orbitális paraméterváltozások) – 3.): a Föld forgástengelyének irányváltozása.



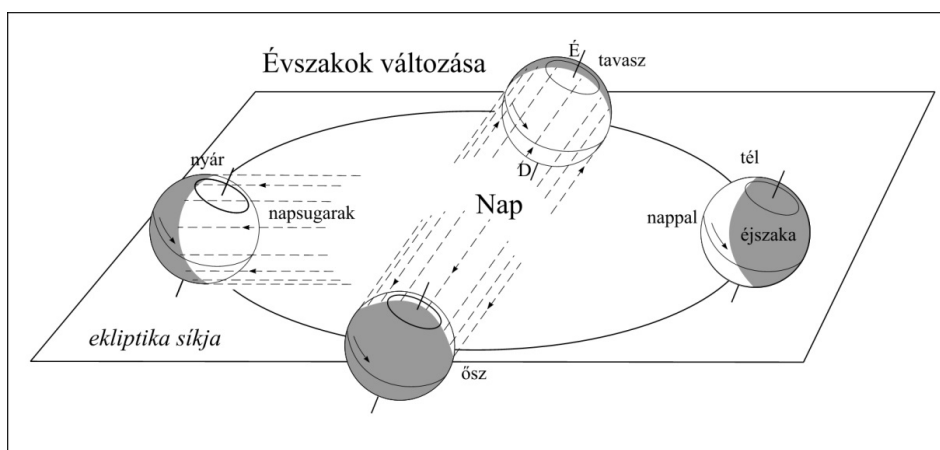
3.7. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló periodikus jellegű orbitális paraméterváltozások az elmúlt 1 millió év során – 3.): a Föld tengelyirányának változása (Forrás: Smith és Uppenbrink, 2001.)

A Föld az ellipszis pálya perihélium és afélium pontjában a naptári évnek nem mindig ugyanazon napján tartózkodik. Jelenleg rendre január 3-án, illetve július 4-én érkeznek e pontokba a Föld, s 70 évenként 1 nappal lépnek tovább, mely változások periódusideje 22.000 év (3.8. ábra).

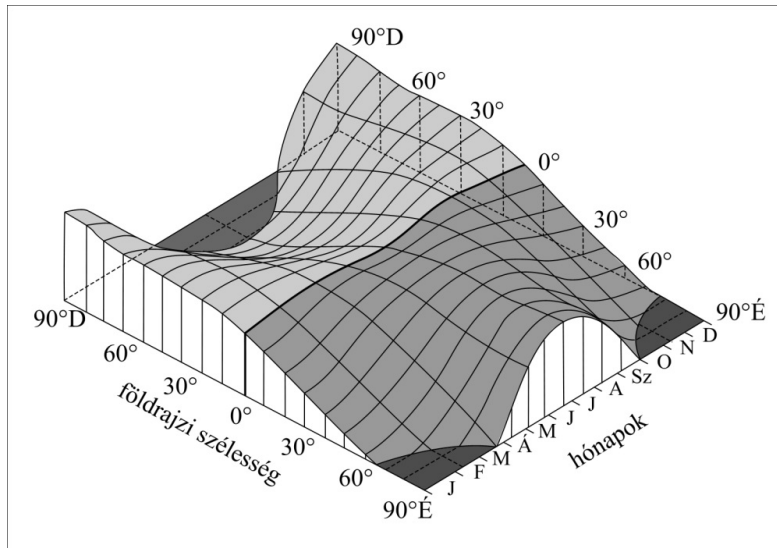


3.8. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló csillagászati hatások (orbitális paraméterváltozások) – 4.): Perihélium eltolódás.

A nappalok hosszának évszakos változása követhető nyomon a 3.9. ábrán, ahol az éjszakák besötétített felületként jelennek meg.

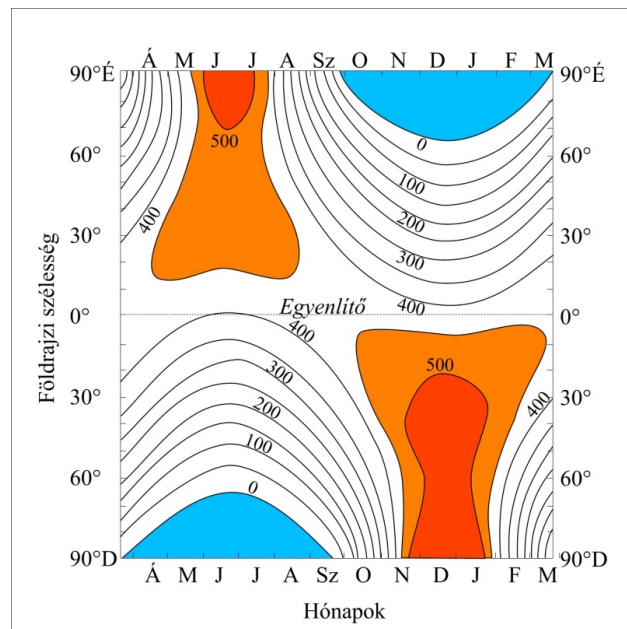


3.9. ábra: A Földre érkező napsugárzás mennyiségét befolyásoló csillagászati hatások (orbitális paraméterváltozások) – 5.): Az évszakok változása.



3.10. ábra: A napsugárzás változása a földrajzi szélesség és a hónapok függvényében, légkör nélküli Földet feltételezve (Forrás: Strahler, 1965)

A Föld forgási tengelyének dőléséből származó évszakos eltérések a különböző földrajzi szélességeken nagyon jelentős besugárzási különbségekhez vezetnek. Elég, ha az Egyenlítő menti állandó 12 órás nappalokat összevetjük a sarkok közelében tapasztalható 0-tól 24 óráig változó nappalok hosszával, vagy még inkább, ha az Egyenlítő menti viszonyokat összevetjük a sarkokon tapasztalható féléven át tartó „nappallal” s az azt felváltó fél éves „éjszakával”. Ezen faktorokat összesítve, a 3.10. ábrán láthatjuk a napi besugárzás mennyiségét az évszakok és a földrajzi szélesség függvényében a Földön. Ennek a számszerűsített értékeit a 3.11. ábrán nomogramok segítségével olvashatjuk le. Az eddigiekben elhanyagoltuk a földi légkör szerepét, s így értelemszerűen a légkörön való áthaladás sugárzási veszteségeit, vagyis tulajdonképpen a légkör felső határát jellemző viszonyokat vizsgáltuk.



3.11. ábra: A légkör felső határán horizontális felszínre érkező napi napsugárzás mennyisége (W/m^2) (Forrás: Barry és Chorley, 1995, valamint Liou, 2002 alapján)

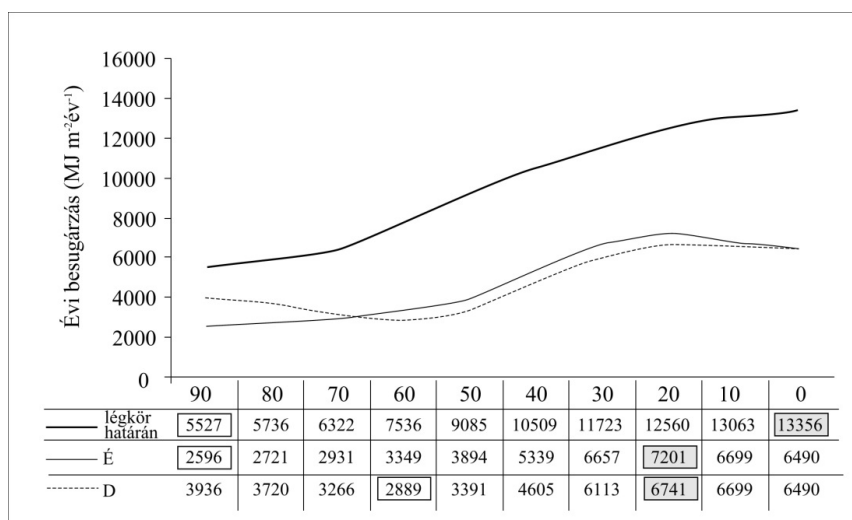
A 3.10. és 3.11. ábrák tehát – nyilvánvalóan – a földi légkör felső határára érkező napsugárzás évi eloszlását illusztrálják. Szembetűnő, hogy június 22-én a nyári napforduló idején az Északi sark közelében találjuk a földre érkező besugárzás maximumát (538 W/m^2), mely egyértelműen a fehér éjszakákkal magyarázható (ebben az

időszakban napi 24 órán át nem megy le a Nap). Hasonlóan kiugró, magas sugárzási értéket (547 W/m^2) találunk a téli napforduló idején december 22-én a Déli sarkon. A 3.10 ábráról (melynek forrása: Barry és Chorley, 1995, valamint Liou, 2002) azt is leolvashatjuk, hogy jelentős aszimmetria jelentkezik az északi és a déli félteke besugárzása között.

A tisztán csillagászati okokra visszavezetett besugárzási aszimmetria egy lényeges új elem, hiszen az északi és déli hemiszféra eltérő éghajlatának magyarázatául általában a kontinens-óceán arány eltérését, a kontinensek földrajzi szélesség szerinti eloszlását, az eltérő orográfiai viszonyokat, illetve az óceáni és légköri áramlásokat említi a legtöbb forrás.

A 3.12. ábra (Liou, 2002 alapján) összefoglalóan bemutatja a különböző földrajzi szélességekre érkező sugárzás mennyiségének évi összegeit. Az ábra felső része grafikonon, az alsó része számtáblázat formájában közli az évi sugárzási összegeket, mely: (1) a légkör felső határára érkezik (vastag vonal), (2) a földfelszínre az északi hemiszférán érkezik (vékony vonal), valamint (3) a déli hemiszférán érkezik a földfelszínre (szaggatott vonal). Az ábrán legfelül halad a légkör felső határára érkező sugárzás görbéje, s alatta a felszíni görbék. A táblázatban soronként bekereteztük a minimális és maximális évi összegeket, s az utóbbi értékeket szürke háttérrel kiemeltük. Az ábrából számos következtetés levonható, melyek közül néhányat kiemelünk:

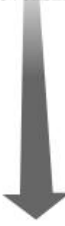
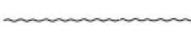
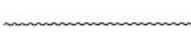
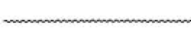
- Évi átlagban a légkör felső határára az Egyenlítőnél közel kétszer annyi sugárzás érkezik, mint a sarkok körzetében.
- Az Egyenlítőnél a légkör felső határára érkező sugárzásnak csak a fele jut le a földfelszínre, a többi visszaverődik, szóródik, elnyelődik a légkörben.
- Míg a légkör felső határán az Egyenlítőnél van az évi besugárzási összegek maximuma, addig a felszínen mindkét féltekén ez áttevődik a 20° szélességekre (a trópusok nagycsapadékú zónája, illetve a magas borultság miatt).
- Míg a légkör felső határán a Sarkoknál van az évi besugárzási összegek minimuma, addig a földfelszínen a minimális besugárzás csak az északi féltekén esik a sarkvidékre, a déli hemiszférán eltolódik egészen a 60° földrajzi szélességig.



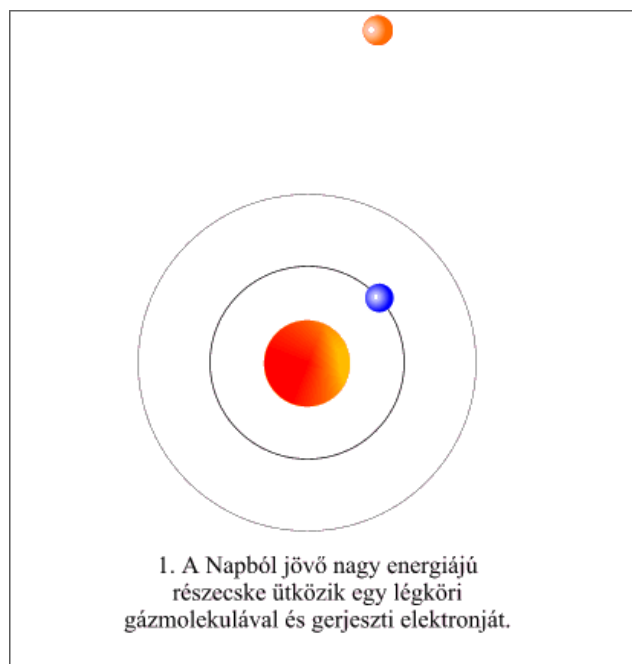
3.12. ábra: Évi átlagos besugárzás ($\text{MJ/m}^2 \text{ év}$) a földrajzi szélesség és a hónapok függvényében 1366 W/m^2 -es napállandót feltételezve. A felső sorban a Földi légkör nélküli, a második és harmadik sorban az északi és déli félteke légköri veszteségeket is számító besugárzási értékei láthatók (adatok forrása: Liou, 2002).

3.2. A sugárzás spektruma és törvényszerűségei

Megfigyelhetjük, hogy a napra kitett tárgy felforrósodik. A napsugár a levegőn áthaladva eljut a tárgyig, s felmelegíti azt, úgy hogy közben a levegőre alig van hatással. A Napból a tárgyhoz eljutott energia az ún. sugárzási energia vagy sugárzás. Ez az energia elektromágneses hullám formájában terjed, s csak akkor alakul hőenergiává, amikor elnyeli egy tárgy. Mivel e hullámoknak egyaránt vannak elektromos és mágneses tulajdonságaik, ezért elektromágneses hullámoknak nevezzük őket. A 3.13. ábrán bemutatjuk néhány ismert elektromágneses sugárzás jellemző hullámhosszát (a hullámhossz definíció szerint két hullámhegy távolsága). Az ábráról leolvasható, hogy a hullámhosszak jelentős mértékben eltérnek egymástól, a legnagyobb és a legkisebb jellemző hullámhossz között 11 nagyságrend eltérés van. A sugárzási energia és a hullámhossz egymással fordítottan arányos, azaz minél kisebb a sugárzás hullámhossza, annál nagyobb az általa hordozott energia mennyisége. E hullámoknak nincs szükségük közegre tovaterjedésükhöz. Vákuumban (légüres térben) állandó (300 000 km/s) sebességgel haladnak, értelemszerűen ez a látható fény terjedési sebessége is.

sugárzás típusa	relatív hullámhossz	jellemző hullámhossz [m]	a fotonáram által szállított energia
rádióhullám		100	a hullámhossz csökkenésével növekszik 
televízióhullám		1	
mikrohullám		10^{-3}	
infravörös hullám		10^{-5}	
látható fény		$5 \cdot 10^{-7}$	
ultraibolya hullám		10^{-7}	
röntgen-sugárzás		10^{-9}	

3.13. ábra: Az elektromágneses sugárzás típusai, s azok jellemző hullámhosszai



3.14. ábra: A Napból jövő sugárzás részecskéinek ütközés révén történő energia leadása.

A Napból érkező sugárzást egymástól nagyon eltérő formákban érzékeljük: pl. látható fény, hősugárzás vagy rádióhullámok. Mégis a sugárzás hullámhosszától függetlenül a légkörben lejároló folyamatok lényege közös: a légköri atomok és molekulák részére a sugárzási energia elnyelése, illetve kisugárzása biztosítja az átmenetet egy-egy magasabb, illetve alacsonyabb energiaállapot között. Mikor egy-egy részecske sugárzás révén energiát nyel el (abszorbeál), vagy energiát ad le (emittál), akkor az elektronok egy magasabb, illetve alacsonyabb energiaszintre ugranak.

A 3.14. ábra a Napból érkező nagy erejű sugárzásnyaláb részecskéinek ütközés révén bekövetkező energia leadásának sematikus folyamatát mutatja.

Annak érdekében, hogy jobban megérthessük a Napból jövő sugárzás kölcsönhatását a légköri részecskével és a földfelszínnel, tekintsük át a sugárzás általános törvényszerűségeit, melyeket a fizikusok már az 1800-as évek végén, 1900-as évek elején felismertek.

A vizsgált tárgy lehet bármi, egy szék, egy könyv, egy virág, egy csillag vagy a Föld, amennyiben hőmérséklete az abszolút nulla fok ($-273\text{ }^{\circ}\text{C}$) felett van, energiát sugároz ki. Ezt a nagyon fontos állítást akár a nulladik sugárzási törvénynek is nevezhetjük. Azon nem csodálkozunk, hogy egy forró radiátor vagy a Nap energiát sugároz, de a fenti törvény értelmében azt is el kell fogadnunk, hogy a relatíve hűvös Föld bolygó vagy a sarki jégsapkák dermesztően hideg jégmezői is hőenergiát sugároznak. A sugárzástanban leggyakrabban az ún. abszolút hőmérsékleti skálát használjuk, melynek mértékegysége a kelvin ($0\text{ K} = -273\text{ }^{\circ}\text{C}$, továbbá 1 K hőmérsékletváltozás megfelel $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletváltozásnak).

További négy fontos törvényszerűség szabályozza a vákuumban zajló sugárzási viszonyokat, melyek egyben jól közelítik a Nap-légkör-Föld rendszer folyamatait is.

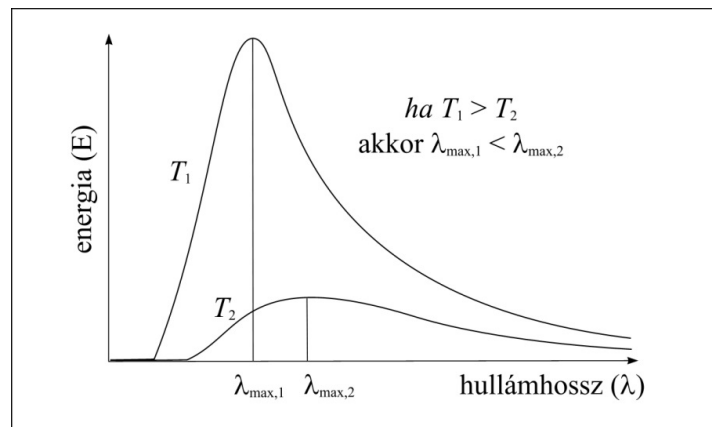
I. Egy adott hőmérsékletű test által kisugárzott energia spektrumát (hullámhossz szerinti eloszlásfüggvényét) írja le a Planck törvény, azaz, hogy mely hullámhosszon mennyi energiát sugároz ki a test. Minden testre kiszámítható és megrajzolható egy ún. Planck függvény, ahogy azt a 3.15. ábrán is láthatjuk. Ha egy test T_1 hőmérséklete nagyobb egy másik test T_2 hőmérsékleténél, akkor a Planck függvények tulajdonságait az alábbiakban foglalhatjuk össze: (1) a teljes spektrumon (hullámhossz tartományon) kisugárzott energia mennyisége (melyet a 3.15. ábrán a görbe alatti terület reprezentál) annál nagyobb, minél nagyobb a sugárzó test hőmérséklete; (2) a maximális energia-kisugárzáshoz tartozó hullámhossz (λ_{max}) annál nagyobb, minél kisebb a test hőmérséklete, azaz λ_{max} fordítottan arányos a test hőmérsékletével.

II. A Kirchoff-törvény megállapítja, hogy a test által kibocsátott (emittált) és elnyelt (abszorbeált) energiák hányadosa nem függ az anyag minőségétől, viszont a jól elnyelő test egyben jó kisugárzó is, illetve a gyengén elnyelő test egyben gyengén kisugárzó.

III. Az egyik legnagyobb jelentőségű sugárzási összefüggés a Stefan-Boltzmann törvény, mely alapján a teljes spektrumon kisugárzott összes energia mennyisége (E) az alábbiak szerint írható fel:

$$E = \sigma_{\text{SB}} T^4 [\text{W/m}^2], \quad (3.1.)$$

ahol σ_{SB} a Stefan-Boltzmann állandó, melynek értéke $\sigma_{\text{SB}} = 5,67 \cdot 10^{-8} [\text{W/m}^2\text{K}^4]$ és T a sugárzó test hőmérséklete kelvin egységben. E törvény kimondja, hogy a test által kisugárzott teljes energia mennyisége csak a sugárzó test hőmérsékletétől függ, s annak *negyedik* (!) hatványával arányos.



3.15. ábra: Planck függvények tulajdonságai

IV. Az utolsó a sugárzási összefüggések sorában a Wien-féle eltolódási törvény, mely szerint

$$\lambda_{\text{max}} = 2884/T [\mu\text{m}]. \quad (3.2.)$$

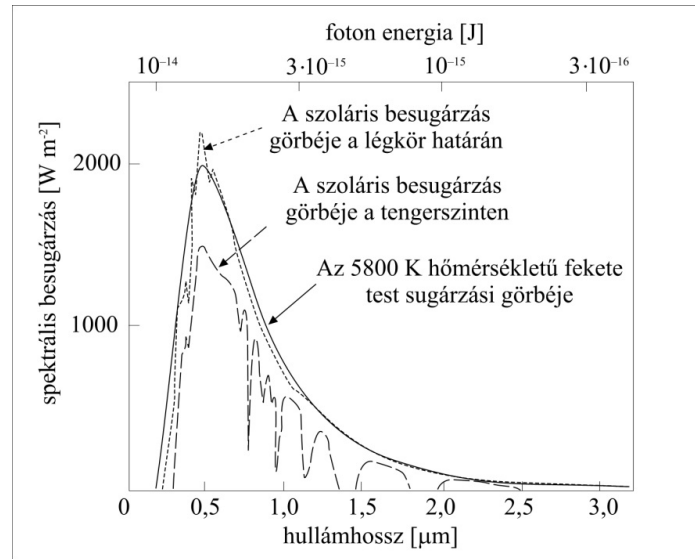
Ezen állítás azt jelenti, hogy a sugárzó test azon hullámhossza, melyen maximális energiával sugároz nagyon egyszerűen számítható, s e hullámhossz fordítottan arányos a test abszolút hőmérsékletével. A továbbiakban bemutatjuk, hogy az ismertett általános törvényszerűségek hogyan jelentkeznek a meteorológiai folyamatok szempontjából, s miként alakítják a földi légkör sugárzási egyenlegét.

3.3. A Nap és a Föld sugárzási spektruma

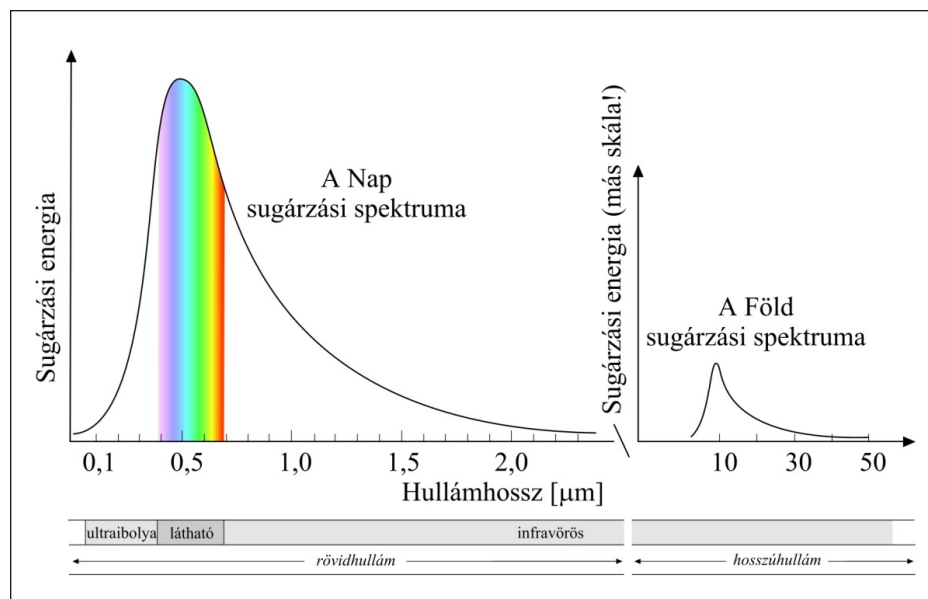
A földi légkör és felszín levegőfizikai, levegőkémiai és biológiai folyamatait tápláló energia 99,99%-a a Naptól érkezik elektromágneses sugárzás formájában. A többi, viszonylag kis mennyiségű (mindössze 0,01%) energia a Föld forrón izzó belsejéből származik. Ezért mondjuk, hogy a Naptól jövő energia vezérli a földi légkör és az óceánok mozgásrendszerét.

A 3.16. ábra folyamatos görbéje a Nappal közel azonos 5800 K hőmérsékletű fekete test Planck függvényét mutatja be, mellyel a Naptól kilépő sugárzás spektrumát kívántuk közelíteni. Az ábra pontozott és szaggatott görbéi a légkör felső határára, illetve a földfelszínre leérkező napsugárzás méréseken alapuló spektrális eloszlását mutatják. Az ábra alsó vízszintes tengelyén a hullámhosszat, felső vízszintes tengelyén az adott hullámhosszhoz tartozó foton energiát (J egységekben) tüntettük fel. Jól látható egyrészt, hogy a Nap számított és mért sugárzási spektruma jól megegyezik, másrészt, hogy a napsugárzás, áthaladva a földi légkörön komoly veszteségeket szenved. A veszteség mértékének a hullámhossztól való függését a két görbe közötti terület nagysága reprezentálja. A légköri részecskéknek más és más az ún. elnyelési sávja, amely hullámhosszon az áthaladó napsugárzás jelentős hányadát

abszorbeálni tudják. A földfelszínre érkező sugárzás energiaspektrumában található nagyobb abszorpciós sávokat főleg az oxigén (O_2), az ózon (O_3), a vízgőz (H_2O) és a szén-dioxid (CO_2) gázok okozzák.



3.16. ábra: A Napból jövő sugárzás hullámhossz függése, s a részecskék ütközés révén történő energia leadása



3.17. ábra: A bejövő napsugárzás és a kimenő földsugárzás Planck függvényei, azaz a Nap és a Föld által kibocsátott sugárzási energia spektrális eloszlásának összehasonlítása (Forrás: T. L. McKnight, 1990)

Bármely test sugárzásának hullámhossz spektruma csak az energiát kibocsátó objektum hőmérsékletétől függ (Planck-törvény). A 3.17. ábra a bejövő napsugárzás, valamint a kimenő földsugárzás hullámhossz szerinti eloszlásgörbéjét, azaz spektrumát mutatja. Leolvasható, hogy nagyon eltér egymástól a két sugárzási spektrum: a Nap nagyon magas hőmérséklete miatt a rövidhullámú (látható fény) tartományban sugároz 0,5 μm -es maximummal, míg a lényegesen alacsonyabb hőmérsékletű Föld a hosszuhullámú (infravörös) tartományban sugároz 10 μm -es maximummal.

A fentiek igazolására az előző szakaszban tárgyalt Wien-féle eltolódási törvény alkalmazásával is meghatározhatjuk a Nap és a Föld maximális energiával sugárzó hullámhosszait:

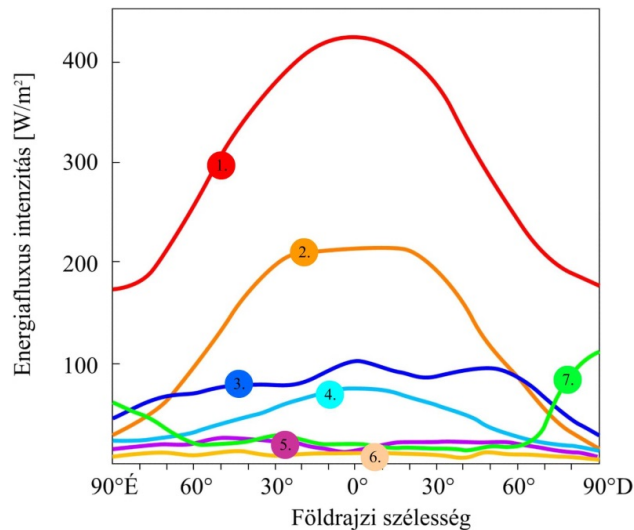
$$\lambda_{\text{max-NAP}} = 2884/5800 [\mu\text{m}] \approx 0,497 [\mu\text{m}] \approx 0,5 [\mu\text{m}].$$

$$\lambda_{\text{max-FÖLD}} = 2884/298 [\mu\text{m}] \approx 9,677 [\mu\text{m}] \approx 10 [\mu\text{m}]$$

Mivel a Föld és a Nap energiaspektruma között alig van átfedés, s a légkört alkotó gázok elnyelési sávjai nem egyenletesen fedik le a sugárzási hullámhosszak tartományát, ezért a légkörben bárhol elfogott, bármilyen irányból jövő energianyaláb eredete (a hullámhossz ismeretében) elég nagy biztonsággal behatárolható.

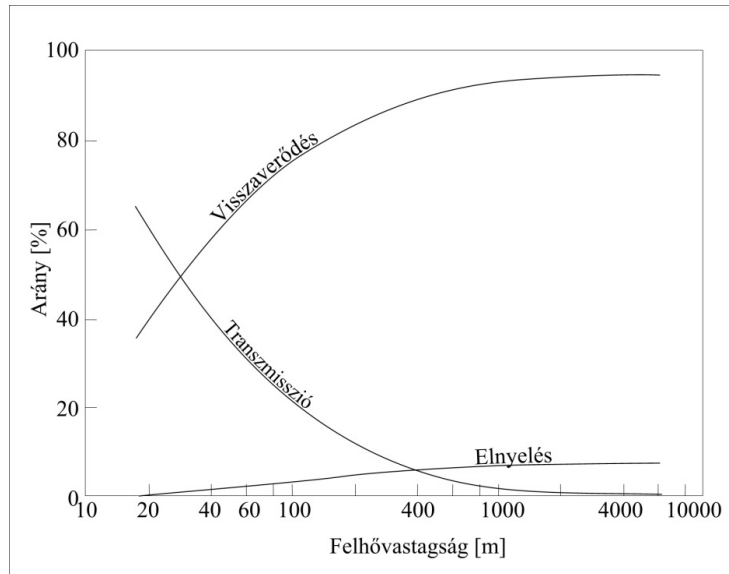
3.4. A napsugárzás elnyelődése a légkörben, az óceánokban és a talajban

A napsugárzás földrajzi szélességek szerinti bevételei és veszteségei láthatók a 3.18. ábrán.



3.18. ábra: A Napból érkező sugárzási energia éves átlagainak földrajzi szélesség szerinti eloszlása (W/m²) 1.: Napsugárzás a légkör külső határán, 2.: A felszín által elnyelt sugárzás, 3.: Visszaverődés a felhőkről, 4.: Légköri elnyelés, 5.: Légköri visszaverődés, 6.: Elnyelés a felhőkön, 7.: Felszíni visszaverődés (Forrás: Sellers, 1965)

Jól látható egyrészt, hogy a légkör felső határára érkező napsugárzásnak csak közel fele érkezik le a földfelszínre, másrészt, hogy a legnagyobb zonális különbségeket a légkör külső határára érkező napsugárzás, illetve a szárazföldek és vízfelszínek által elnyelt sugárzás mutatja. Kicsit kisebb mértékű a felhőkről való visszaverődés és a légköri elnyelés földrajzi szélességek szerinti változása, míg a felhőkön való elnyelődés és a légköri szóródás miatti visszaverődés nem mutat zonális eltéréseket. A felszínről való visszaverődés a sarkvidékek körzetében a legnagyobb, hiszen itt a felszín hó- és jégborítottsága miatt kimagasló albedó értékek jelentkeznek.

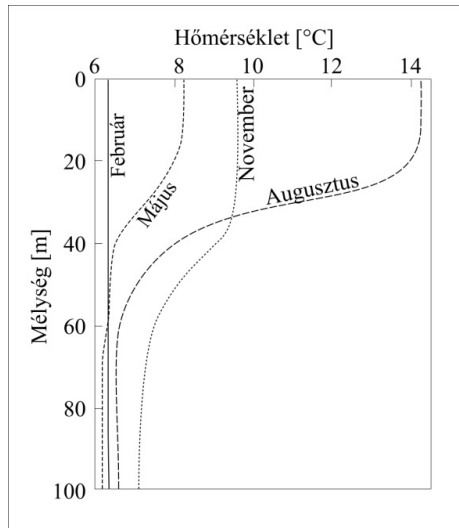


3.19. ábra: A felhőrétegen visszaverődött, elnyelt és áteresztett (transzmittált) napsugárzás százalékos arányai a felhővastagság függvényében (%)

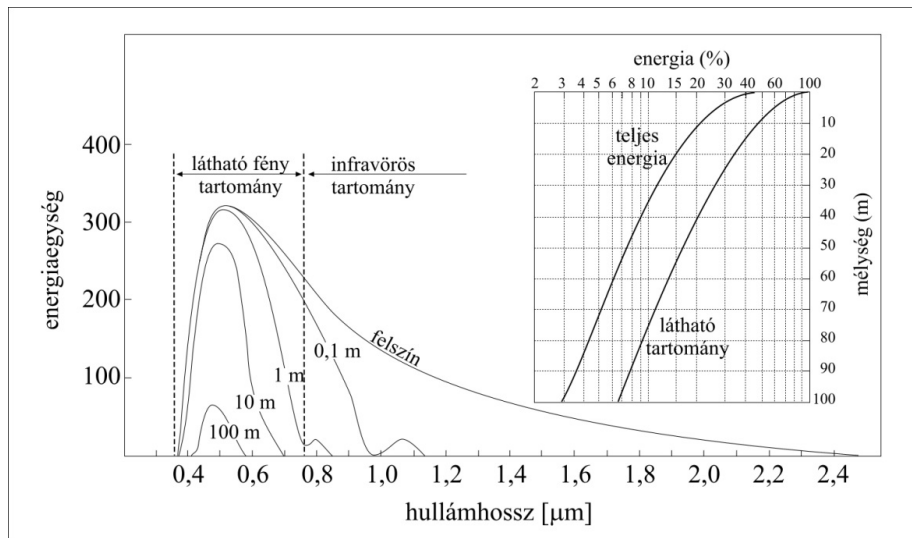
A légkör felső határára érkező napsugárzás mintegy 30%-a azonnal visszaverődik a világűr felé, s a légköri áthaladás során is sok veszteség éri. A felhőtakarón történő visszaverődés (reflexió), elnyelés (emisszió) és transzmisszió (áteresztés) százalékos aránya nagyon jelentősen függ a felhőréteg vastagságától (3.19. ábra). Az elnyelési arány akár több kilométeres vastagságnál sem éri el a 10%-ot. A visszaverődési és áteresztési képesség százalékos aránya egymással ellentétesen változik, a felhőkről való visszaverés 35%-ról akár 90–95%-ra is megnőhet a felhővastagsággal, míg az áteresztőképesség 65%-ról akár 0%-ra is lecsökkenhet.

A napsugárzás légköri veszteségeit sokszorosan meghaladja az óceánok vizébe és a talajba lejutó sugárzás vesztesége. Átlagosan azt mondhatjuk, hogy a talajban nem haladja meg a 8-10 méteres mélységet az éves hőmérsékleti ciklus érzékelési szintje, míg a tengerekben, óceánokban ez a mélység egy nagyságrenddel nagyobb, eléri a 80–100 métert. A 3.20. ábra példaként bemutatja egy Északi-tenger körzetében végzett méréssorozat eredményeit, a felső 100 méteres vízréteg éves hőmérsékleti profiljait. Míg a felszíni vizek februári és augusztusi hőmérséklete között közel 10 fok az eltérés, addig ugyanezen mennyiség már 1 fok alatti 100 m-es mélységben. Ugyanakkor megfigyelhető a felső 40 m-es réteg intenzív nyári felmelegedése.

Az óceánok hőháztartásában jelentős szerep jut a Napból érkező sugárzási energiának. A mélyebb óceáni rétegek felé az energiát az óceáni áramlások, s a turbulens átkeveredés közvetíti. A 3.21. ábra a tengerfelszínre, illetve néhány felszínközeli rétegig lejutó sugárzás spektrális eloszlását mutatja be. Az ábra által pontosabb képet kaphatunk arról, hogy mely hullámhossz tartományok nyelődnek el a vízben a leghamarább, illetve a leglassabban. Talán meglepő lehet az olvasók számára, hogy csak a látható fény tartományú sugárzás képes 1 m-nél nagyobb mélységekbe lejutni, s 100 m alá csupán a teljes sugárzási energia 3%-a jut le.

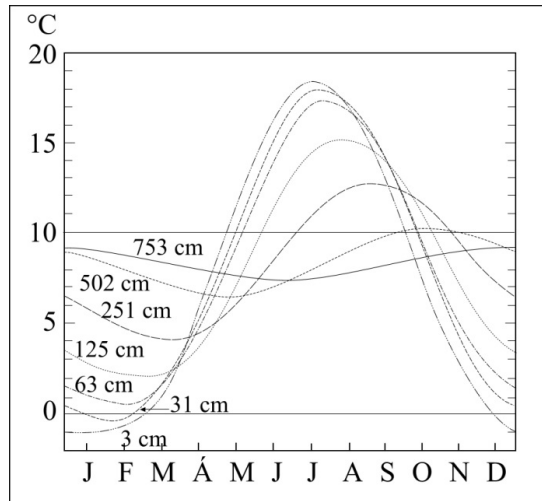


3.20. ábra: Az Északi-tenger felső 100 méteres rétegének közepes hőmérséklete február, május, augusztus és november hónapokban



3.21. ábra: Az óceán felszínére, illetve a 0,1 m, 1 m, 10 m és 100 m-es mélységekbe lejutó napsugárzás spektrális eloszlása (Sverdrup, 1945 nyomán)

A talajban még az óceánok vizénél is sokkal rosszabbak a feltételek a sugárzási energia terjedéséhez. Mint tudjuk a talajban szinte csak és kizárólag konduktív folyamatok révén terjed az energia. E folyamat hatékonysága jelentős mértékben függ a talaj porozitásától és a nedvességtartalomtól. A 3.22. ábra az éves hőmérsékleti ciklust mutatja a talaj 3cm, 31cm, 63 cm, 125 cm, 251 cm, 502 cm és 753 cm-es rétegeiben, Königsberg (Kalinyingrád) körzetében végzett mérések alapján. Levonhatjuk a következtetést: 10 m mélységben lényegében már nem érzékelhető a Naptól érkező sugárzás szezonális változása.



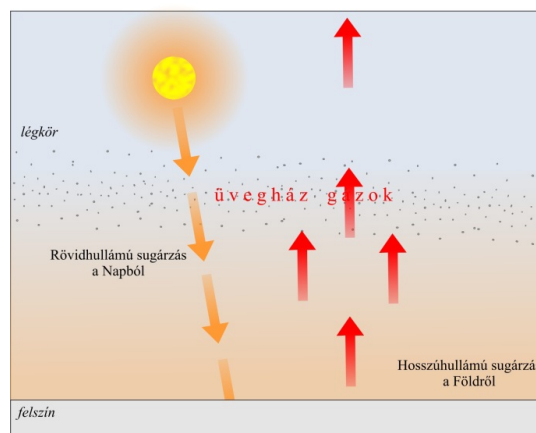
3.22. ábra: Különböző mélységű talajrétegek éves átlagos hőmérsékleti menete. A méréseket a talaj felszínén, illetve 3 cm, 31 cm, 63 cm, 125 cm, 251 cm, 502 cm és 753 cm-es talajrétegekben végezték, Königsberg (Kalinyingrád) körzetében (Geiger, 1965 nyomán).

3.5. A földfelszín kisugárzása, üvegházhatás

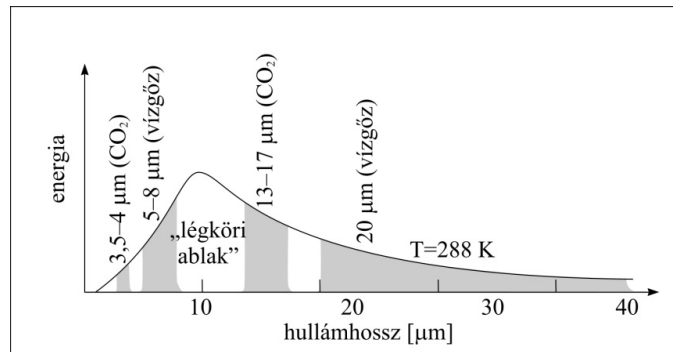
A légkörben lévő üvegházgázok az infravörös tartományba eső földfelszíni kisugárzást részben elnyelik, illetve visszasugározzák. Így mindössze a hosszuhullámú tartományba eső sugárzási energia 5%-a tud akadálymentesen a világűr felé távozni. A légköri gázoknak ezt a szelektív abszorpciós képességét, s a következményként jelentkező melegebb légkört nevezzük a légkör üvegházhatásának (3.23. ábra).

A légkör természetes üvegházhatása teszi lehetővé, hogy nem -18°C a Föld átlaghőmérséklete, hanem 15°C . Ebből a 33°C -os hőmérsékleti többletből rendre 21°C , 7°C , 2°C és 1°C -ért felelősek a légkör fontosabb üvegházhatású gázai: a vízgőz, a szén-dioxid, az ózon és a dinitrogén-oxid. A vízgőz és a szén-dioxid gáz fontosabb elnyelési sávjait a 3.24. ábra mutatja be. A $10\text{ }\mu\text{m}$ -es hullámhossz környezetében található az ún. légköri ablak, ahol szinte akadálymentesen történhet a földi kisugárzás.

Az üvegházgázok légköri koncentrációja szignifikánsan megváltozott az elmúlt évszázadban, illetve néhány gáz esetében csupán az utolsó évtizedekben. Ez maga után vonja a légköri energiamérleg komponenseinek változását, az üvegházhatás fokozódását, mely a sokrétű visszacsatolási mechanizmusok egyidejű működése miatt nehezen modellezhető, s nehezen prognosztizálható folyamatláncolatokat eredményez.



3.23. ábra: A légköri üvegházhatás. A Földfelszín hosszuhullámú kisugárzásának egy részét a légkör alkotóelemei (légköri gázok, aeroszol részecskék, felhők) elnyelik, majd egy részüket a felszín felé újra kisugározza mintegy „visszatartják” a hőt.

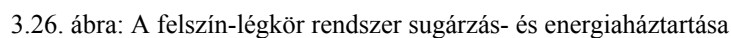
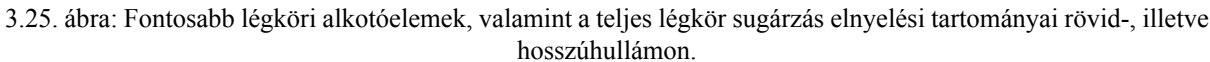


3.24. ábra: A Föld hosszuhullámú kisugárzásának Planck-függvénye. Jól láthatók a légköri üvegházhatás két legfontosabb elemének, a vízgőznek és a szén-dioxidnak a fontosabb elnyelési sávjai, melyeket a grafikonon szürkével jelöltünk.

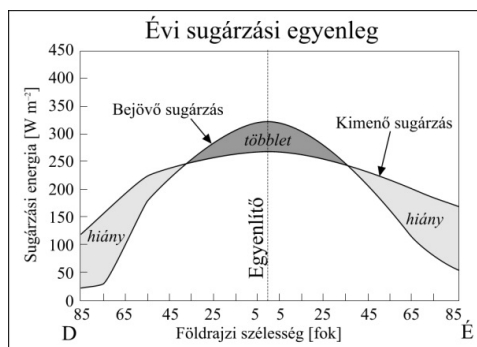
3.6. A Felszín-légkör rendszer energiamérlege

Légkörünk jelentős szerepet játszik a sugárzási viszonyok, s ezáltal az energiamérleg kialakításában. Ahogy az előző alfejezetekben láttuk, a légkört alkotó gázok mind rövid-, mind hosszuhullámú tartományban jelentős elnyelési sávokkal rendelkeznek. A fontosabb légköri összetevők, valamint a teljes légkör elnyelési tartományait a 3.25. ábra foglalja össze.

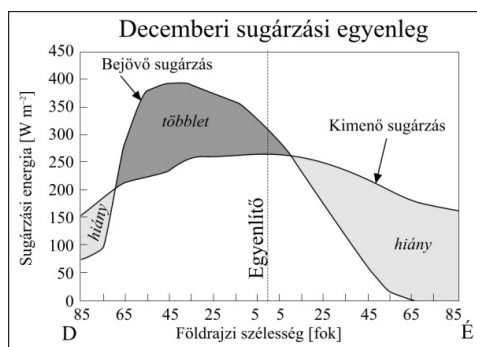
A Föld-légkör rendszer évi átlagos energiaháztartásának legfontosabb elemeit a 3.26. ábra szemlélteti. A rövid- és hosszuhullámú sugárzási egyenleg által meghatározott hőenergia részben a légkör melegítésére, részben a felszíni vizek párologtatására fordítódik. Amint már említettük, a légkört a sugárzási folyamatok által felmelegített felszín melegíti alulról. Ez elsősorban a felszínről a légkörbe irányuló konvektív hőszállítás, kisebb mértékben hővezetés formájában megy végbe (e folyamatokat együttesen szenzibilis vagy érzékelhető hőáramnak nevezzük). Az időjárási folyamatok szempontjából kiemelt jelentőségű vízforgalom részeként pedig a felszínről elpárolgó víz (látens vagy rejtett hőáram) is felhasználja a rendelkezésre álló energia egy részét. Ez a „vízgőzbe rejtett” hőmennyiség a felhő- és csapadékképződés során szabadul fel, melegítve a légkör magasabb részeit. A felszín és a légkör közötti hőáramok jelentős szerepet játszanak a felszín és a légkör közötti energiacserében, az időjárási folyamatok alakításában.



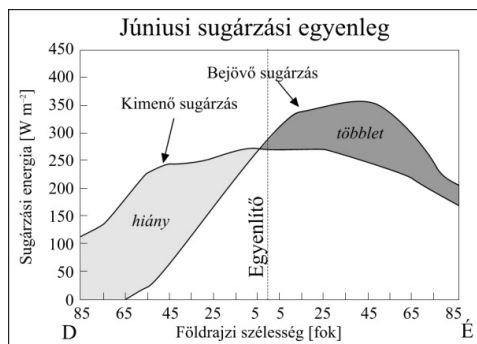
XML to PDF by RenderX XEP XSL-FO F ormatter, visit us at <http://www.renderx.com/>



3.27. ábra: A sugárzási egyenleg évi átlagának földrajzi szélesség szerint eloszlása



3.28. ábra: A december havi sugárzási egyenleg átlagának földrajzi szélesség szerint eloszlása



3.29. ábra: A június havi sugárzási egyenleg átlagának földrajzi szélesség szerint eloszlása

4. fejezet - Hőforgalom a légkörben

Ebben a fejezetben bemutatjuk a legfontosabb termodinamikai állapotjelzőket, majd összefoglaljuk a termodinamika legjelentősebb törvényeit, melyek a földi légkörben (különösen annak felszín közeli rétegeiben) alapvető szerepet játszanak. Végül ismertetjük a légkörben lezajló adiabatikus folyamatok alapjait.

4.1. A termodinamika alapfogalmai

A különböző fizikai mennyiségeket extenzív vagy intenzív termodinamikai állapotjelzőknek tekinthetjük. Az előbbiek közé tartoznak azok a fizikai változók, melyek két test vagy rendszer kölcsönhatásakor összeadódnak (additívak). Ilyenek például a tömeg (m), a térfogat (V), az anyagmennyiség (n) stb. Az intenzív állapotjelzőkre viszont az jellemző, hogy a kölcsönhatások során kiegyenlítődésre törekednek. Ilyen típusú fizikai mennyiség például a nyomás (p) és a hőmérséklet (T) is. Az intenzív mennyiségeket általában sokkal egyszerűbb mérni, mint az extenzíveket, s ezért a meteorológiában olyan összefüggésekre igyekszünk jutni, amelyekben többnyire intenzív fizikai változók szerepelnek. Ebben az alfejezetben a légkör két legfontosabb intenzív termodinamikai állapotjelzőjéről – a hőmérsékletéről és a nyomásról – lesz szó.

4.1.1. A hőmérséklet

A hőmérséklet tulajdonképpen az energiával ekvivalens fogalom, ám ez csupán a statisztikus fizika fejlődése során vált nyilvánvalóvá. A gázok hőmérsékletét az adott gáz alkotórészecskéinek mozgása határozza meg a részecskék kinetikus energiája révén. A szobahőmérsékletű (20 °C-os) levegő molekulái például 450 m/s (azaz 1620 km/h) átlagsebességgel mozognak. A levegő különböző gázok keveréke (lásd 2. fejezet), s benne a nehezebb molekulák valamivel lassabb, a könnyebbek viszont gyorsabb mozgást végeznek. A szobában lévő levegő melegezésével a részecskék átlagsebessége növekszik. Ha viszont a szoba levegője hidegebbé válik, akkor a molekulák egyre lassabban fognak mozogni. Definíció szerint a részecskék teljes mozdulatlanságakor fellépő elméleti hőmérséklet jelöli ki az abszolút nulla fokot, mely az ún. Kelvin-skála nullpontját adja meg.

Ezt az abszolút skálát használjuk a hőmérséklet SI-mértékegységeként, s a termodinamikai számítások során is kelvinben számolunk. A hétköznapi életben azonban Celsius-fokban mérjük a hőmérsékletet. A Celsius-skálát Anders Celsius (1701–1744) svéd csillagász definiálta 1742-ben. A skála két alappontja az olvadó jég (0 °C), illetve a forrásban lévő víz (100 °C) hőmérséklete normál légköri állapot esetén. Az abszolút hőmérsékleti skálát alkalmazva 0 °C = 273,16 K, 100 °C = 373,16 K. A Celsius- és a Kelvin-skála között – általánosan alkalmazott kerekítés után – tehát csupán egy 273°-os eltolás van:

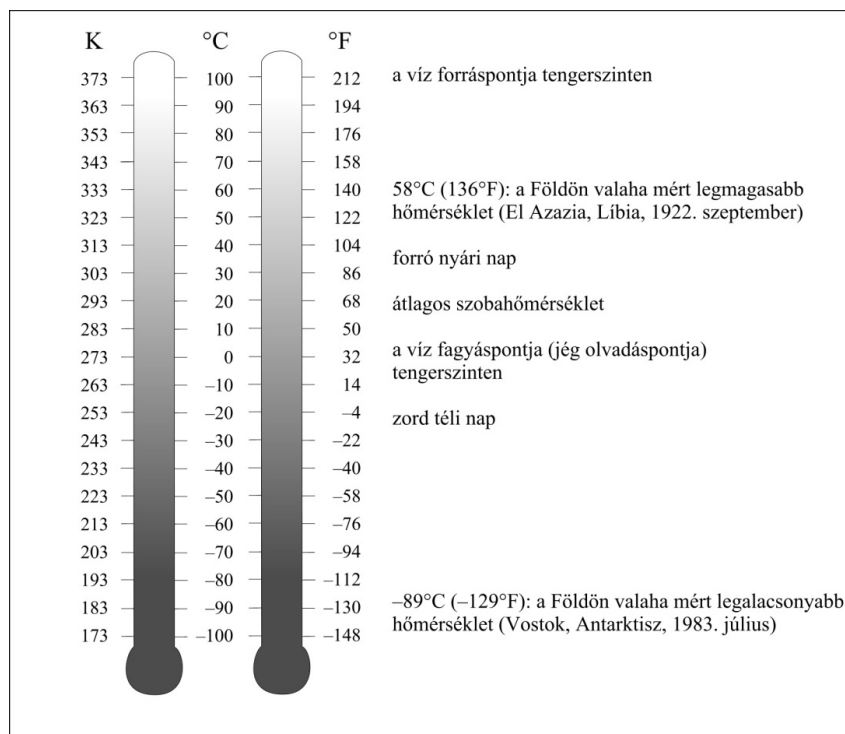
$$^{\circ}\text{C} = \text{K} - 273, \text{ és } \text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273.$$

Vannak olyan országok is, ahol a hétköznapi életben egy ettől eltérő, harmadik típusú hőmérsékleti skálát alkalmaznak (elsősorban az USA-ban). Ez a Fahrenheit-skála, melyet szintén a megalkotójáról, Daniel Gabriel Fahrenheit (1686–1736) német fizikusról neveztek el. Fahrenheit már Celsius előtt, 1714-ben megalkotta hőmérőjét, melynek két alappontja a víz fagyáspontja (32 °F) és az emberi test feltételezett hőmérséklete (96 °F). Megjegyezzük, hogy az ember testhőmérsékletét Fahrenheit a lovak vérenek hőmérsékletével közelítette. Ma már tudjuk, hogy az emberi test hőmérséklete helyesen 98,6 °F (azaz 37 °C). A víz forráspontjának 212 °F adódik ezen a skálán (4.1. ábra). A Celsius- és a Fahrenheit-skála közötti átszámítást az alábbi képletekkel végezhetjük el:

$$^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}^{\circ}\text{C} + 32$$

és

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(^{\circ}\text{F} - 32)$$



4.1. ábra: A hőmérsékleti skálák (abszolút hőmérsékleti skála, Celsius- és Fahrenheit-skála) összehasonlítása

4.1.2. A nyomás

Minden abszolút nulla foknál nagyobb hőmérsékletű gáz részecskéi állandó mozgásban vannak. A gázmolekulák folyamatosan ütköznek egymással, s minden más újukba kerülő felülettel. A levegő egy molekulája például átlagosan másodpercenként mintegy tízmilliárdszor ütközik más levegőrészecskéikkel. Egy felületre (A) a sok-sok ütközés során kifejtett erők eredője (F) határozza meg a gáz p nyomását:

$$p = \frac{F}{A} \quad (4.1)$$

A nyomás SI-mértékegysége a pascal (Pa). A fenti képlet alapján egy adott gáz nyomása 1 Pa akkor, ha egy 1 m²-es felületre 1 N (Newton) nagyságú erőt fejt ki.

A légkör molekuláit a gravitációs erő tartja a Föld vonzáskörzetében. A levegő részecskéi ennek megfelelő erőt fejtenek ki a felszínre. Így a földfelszíni légköri nyomás (vagyis a tengerszinti légnyomás) a felszín fölötti légoszlop súlyával adható meg. Az átlagos tengerszinti légnyomás értéke az ICAO (Nemzetközi Polgári Repülésügyi Szervezet) standard szerint 1013,25 hPa (15 °C-on, 40° északi szélességen). A földfelszíntől távolodva egyre kisebb az egységnyi terület fölötti légoszlop súlya, s ezzel együtt a légnyomás is exponenciálisan csökken (lásd 2. fejezet). A meteorológiában régebben használták a millibart is a légnyomás jellemzésére, mely a bar nyomásegység ezredrésze, továbbá: 1 mbar = 1 hPa = 100 Pa.

4.2. A termodinamika fontosabb összefüggései

A termodinamikai összefüggések legtöbbjét a XVII–XIX. században ismerték fel. Az alaptörvényeket a termodinamika főtételei tartalmazzák.

A 0. főtétel szerint a kölcsönhatásban álló rendszerek egyensúlyának szükséges és elégséges feltétele a lehetséges (pl.: termikus vagy mechanikai) kölcsönhatásokhoz tartozó intenzív állapotjelzők (pl.: hőmérséklet vagy nyomás) egyenlősége. Ez alapján két rendszer termikus egyensúlyban van, ha hőmérsékletük megegyezik.

Az ideális gázokra vonatkozó állapotegyenletben az extenzív és intenzív termodinamikai állapotjelzők közötti kapcsolatot írjuk fel:

$$pV = nR^*T = \frac{m}{M}R^*T \quad (4.3)$$

ahol p és V a gáz nyomása és térfogata, n az anyagmennyiség molban kifejezve, R^* az univerzális gázállandó, melynek értéke minden ideális gáz esetén $8,31 \text{ J/K mol}$, T a gáz hőmérséklete kelvinben, m és M a gáz tömege és molekulatömege. A meteorológiai gyakorlatban a (4.3) egyenletet a következő formában használjuk:

$$p = \rho R T \quad (4.4)$$

ahol ρ a gáz sűrűsége (m/V), R pedig a gáz specifikus gázállandója (J/kg K), melyet úgy kapunk, hogy az R^* univerzális gázállandót elosztjuk a gáz molekulatömegével.

Az állapotegyenlet kimondását több neves kutató kísérleti munkája alapozta meg. A felvilágosodás kezdetén egymástól függetlenül két kutató, az angol Robert Boyle (1627–1691) és a francia Edme Mariotte (1630–1684), az állandó hőmérsékleten lezajló folyamatokat (melyeket izoterm folyamatoknak nevezünk) tanulmányozva jutott arra a következtetésre, hogy a gáz nyomásának (p) és térfogatának (V) szorzata állandó, azaz:

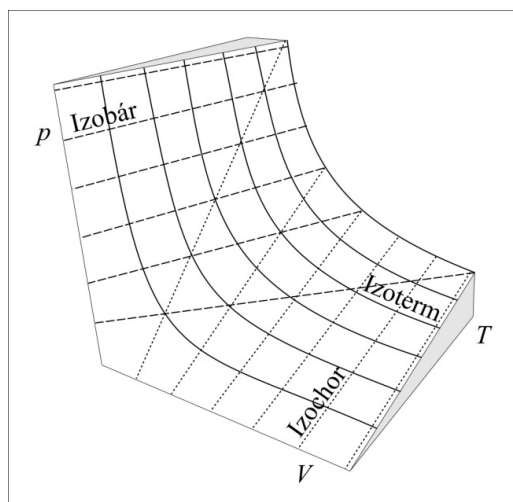
Ha n , T = állandó, akkor pV = állandó.

Mintegy másfél évszázaddal később a neves francia fizikus-kémikus, Joseph Louis Gay-Lussac (1778–1850) az állandó nyomáson, illetve az állandó térfogaton végbemenő termodinamikai folyamatokat vizsgálta. Az előbbieket izobár, az utóbbiakat pedig izochor folyamatoknak nevezzük. Az általa felállított gáztörvények szerint:

I. Ha n , p = állandó, akkor V/T = állandó.

II. Ha n , V = állandó, akkor p/T = állandó.

A fenti nevezetes termodinamikai állapotváltozásokat mutatjuk be a 4.2. ábrán, ahol p - V - T állapottérben az izobár, az izochor, valamint az izoterm folyamatokra látunk példákat.



4.2. ábra: A nevezetes termodinamikai folyamatok a p - V - T állapottérben ábrázolva. A szaggatott vonalak jelölik az izobár, a pontozott vonalak az izochor, a folytonos vonalak pedig az izoterm folyamatokat.

Ugyancsak a XIX. század első évtizedében tárta fel egy angol kémikus, John Dalton, hogy miként írható fel a gázkeverékek eredő nyomása. Tegyük fel, hogy a gázkeverék K darab komponensből áll. Ekkor az ún. Dalton-törvény szerint az egyes komponensek parciális nyomását összegezve állíthatjuk elő a teljes gázkeverékre vonatkozó nyomást:

$$p = \sum_{i=1}^K p_i \quad (4.5)$$

ahol p_i parciális nyomáson azt a nyomást értjük, amit az adott (i) komponens esetén mérhetnénk, ha a teljes gázkeverék rendelkezésére álló térfogatot egyedül töltene ki.

A termodinamika I. főtétele az energiamegmaradást fogalmazza meg. Ez a tapasztalatokra épülő alapösszefüggés semmiből sem vezethető le. Érvényességét az bizonyítja, hogy soha nem találtak olyan jelenséget, amely ennek a törvénynek ellentmondana. Az I. főtétel kimondja, hogy egy rendszer belső energiájának (U) megváltozása egyenlő a rendszerrel közölt hőmennyiség (Q) és a rendszeren végzett munka (W) összegével, melyet egyenlet formájában az alábbiak szerint írhatunk fel:

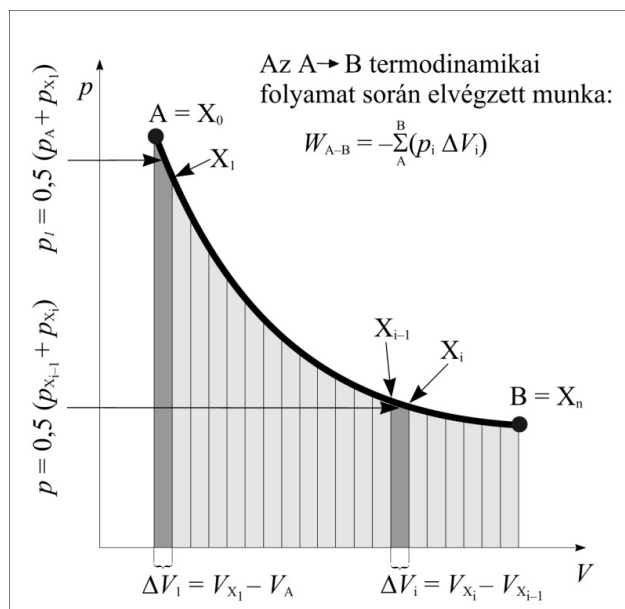
$$\Delta U = Q + W \quad (4.6)$$

A fenti egyenlet azt fejezi ki, hogy valamely légréz belső energiája kétféleképpen növekedhet. Egyrészt a környezetből származó hőátadás növelheti a rendszer belső energiáját, másrészt energia-növekedést eredményez a környezet által a rendszeren végzett munka is. A W munka a rendszerre ható olyan erők munkavégzését jelenti, melyek nem változtatják meg a test helyzeti vagy mozgási energiáját. Ilyen munkavégzés például a térfogati munka. A légkörben lezajló térfogati munkavégzésre számos példát sorolhatunk. Az emelkedő légréz nyomása általában csökken, s ezzel egy időben térfogata növekszik, vagyis a légréz tágul. Az emelkedést előidézhethet például a domborzat, valamilyen időjárási front vagy a felszín közelében kialakuló összeáramlás.

A (4.6) egyenletben szereplő elvégzett munka a p - V állapotsíkon ábrázolt termodinamikai görbe alatti terület nagyságaként állítható elő. Ezt közelítően

$$W = -\sum_i p_i (\Delta V)_i \quad (4.7)$$

alakban írhatjuk fel, melyet a kis térfogatváltozások (ΔV_i) és a hozzájuk tartozó állandónak tekinthető nyomások (p_i) szorzatainak összegéből kaphatunk meg (4.3. ábra).



4.3. ábra: A rendszeren végzett munka ábrázolása p - V állapotsíkon

A (4.6) egyenletben szerepel a Q hőmennyiség is, mely a rendszer hőmérsékletváltozásának (ΔT) ismeretében adható meg:

$$Q = c m \Delta T \quad (4.8)$$

ahol m a rendszer tömege, c pedig a fajhője. A szilárd és folyékony rendszerekre a fajhő egyértelműen megadható, míg gázok esetében a termodinamikai folyamattól függ ez a mennyiség. Például megkülönböztethetünk állandó nyomáson vett fajhőt, melyet c_p -vel jelölünk, illetve állandó térfogaton vett fajhőt, melynek viszont c_v a szokásos jele. Izobár folyamatok során az előbbi, míg izochor folyamatok esetén az utóbbi fajhővel számoljuk az átadott hőmennyiséget. A száraz levegőre vonatkozóan $c_{p,\text{száraz}} = 1005 \text{ J/kg K}$, illetve $c_{v,\text{száraz}} = 718 \text{ J/kg K}$. A kétféle fajhő különbsége az adott gázra jellemző gázállandó. A specifikus gázállandó értékét úgy is megkaphatjuk, ha az univerzális gázállandó és az egységnyi molekulatömeg hányadosát vesszük. Példánkban maradván a száraz levegő specifikus gázállandója, $R_d = 287 \text{ J/kg K}$ ($= 8,31/0,02896$).

Izoterm folyamatok során nincs hőmérsékletváltozás, s mivel a rendszer belső energiája csak a hőmérséklet függvénye, így a belső energia változása is nulla. Hőátadásra viszont ilyenkor is sor kerül, ami (4.6) értelmében a rendszeren végzett munkával egyenlő. Vagyis például az izoterm tágulás során felvett hő teljes egészében a környezetnek adódik át a gáz mechanikai munkavégzése útján.

Izoterm folyamatok játszódhatnak le a rendszerek halmazállapotának megváltozásakor is. Ebben az esetben a közölt hőmennyiség meghatározásához az ún. fázisátalakulási hőket használhatjuk fel:

$$Q = L m \quad (4.9)$$

Az L fázisátalakulási hő megadja azt az energiamennyiséget, mely egységnyi tömegű anyag halmazállapot változásához szükséges. A fázisátalakulási hő függ az anyagi minőségtől és attól, hogy milyen halmazállapot-változás zajlik le. Földi körülmények között a leggyakrabban a víz halmazállapot változásainak lehetünk tanúi. A szilárd jégből folyékony vízzé válás során a környezetből az olvadáshőnek megfelelő hőmennyiség vonódik el, ennek értéke $333,7 \text{ kJ/kg}$. A cseppfolyós víz jéggé fagyásakor ugyanennyi hőmennyiséget ad le a környezetének. A folyékony vízből légnemű vízgőzzé történő halmazállapot-változás minden hőmérsékleten lehetséges, az ehhez szükséges párolgáshő jó közelítéssel független a hőmérséklettől, értéke $2256,4 \text{ kJ/kg}$. A párolgás során a környezetből vonódik el ez a hőmennyiség, míg a vízgőz lecsapódásakor, vagy más néven kondenzációjakor ugyanennyi hő adódik át a környezetnek. A párolgás sebessége függ a hőmérséklettől és a szélesebségtől. Ha a folyadék felszíne közeléből a kilépő részecskék hamar eltávoznak (például amikor fúj a szél), akkor a párolgási sebesség nagyobb. Ennek köszönhető, hogy azonos hőmérsékleten a nedves ruha gyorsabban szárad szeles időben, mint szélcsend idején.

Visszatérve az I. főtétele, a (4.6) egyenletet kifejtve az alábbi formában adhatjuk meg, melyet (4.7) és (4.8) felhasználásával nyerhetünk:

$$\Delta U = c m \Delta T - \sum_i p_i (\Delta V)_i \quad (4.10)$$

A (4.10) egyenletből egyértelműen adódik, hogy ha egyáltalán nincs térfogatváltozás, vagyis izochor folyamat játszódik le, akkor a végzett munka nullával egyenlő, s az energiaváltozást pedig az alábbiak szerint tekinthetjük:

$$\Delta U = c_v m \Delta T \quad (4.11)$$

Továbbá (4.11) és (4.7) figyelembevételével, a (4.6) egyenlőség átrendezésével adódik a termodinamika alapegyenlete:

$$Q = c_v m \Delta T + \sum_i p_i (\Delta V)_i \quad (4.12)$$

A II. főtétele a termodinamikai folyamatok irányáról nyilatkozik, és sokféle megfogalmazása létezik. Ezek közül Rudolf Julius Emanuel Clausius (1822–1888) német fizikusé a következőképpen hangzik: a hő spontán módon csak melegebb helyről hidegebbre mehet át, azaz a természetben a hőmérsékletkülönbségek kiegyenlítődsre törekszenek. Az eltérő hőmérsékletű rendszerek találkozásakor lejátszódó hőmérséklet-kiegyenlítődést számos meteorológiai jelenség során megfigyelhetjük. Ezen alapul a hőmérséklet mérésének elve is (l. 12. fejezet).

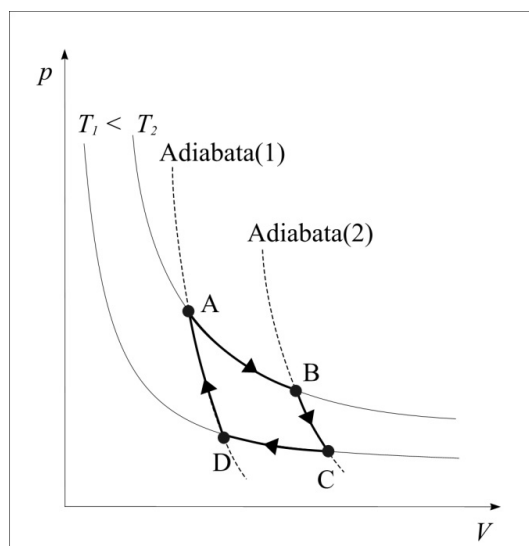
A II. főtételek lényegének jobb megértéséhez ismerkedjünk meg a reverzibilis és irreverzibilis folyamatokkal! A reverzibilis, vagyis visszafordítható folyamatok során a rendszer végig egyensúlyi állapotokon keresztül jut el a kiindulási állapotból a végállapotba. Ehhez az szükséges, hogy az egymás utáni egyensúlyi állapotok csak nagyon kis mértékben térjenek el egymástól. Ebben az esetben a teljes folyamat lejátszódhat fordítva, s a rendszer és a környezete is a végállapotból indulva az eredeti kiindulási állapotba juttatható vissza. Irreverzibilis, vagyis nem visszafordítható folyamatok során a változás nem kis fokozatokban, lassan történik, ezért a rendszer végállapotából a kezdeti állapotba való visszajuttatása nem valósulhat meg anélkül, hogy a rendszer környezetében ne maradna valamilyen változás. Ez nem jelent szó szerinti visszafordíthatatlanságot, csak azt, hogy a rendszer és a környezete *együtt* nem állítható vissza az eredeti kiindulási állapotba. A természetben lejátszódó folyamatok legtöbbször ilyen típusúak, vagyis a folyamat megfordítása csak úgy lehetséges, ha a környezet állapota megváltozik. A légkörben lejátszódó irreverzibilis folyamatra példaként említhetjük a csapadéktevékenységet. A kihullott csapadék légkörbe való visszajuttatása reverzibilis úton nem valósítható meg.

Végül a termodinamika III. főtétele a XX. század elején egy német kutató, Walther Hermann Nernst (1864–1941) állította fel. Ez a főtétel azt mondja ki, hogy az abszolút nulla fokos (0 K) hőmérséklet – amikor már a gázokat alkotó minden atom és molekula mozdulatlaná válik – nem érhető el.

4.3. Adiabatikus folyamatok

Az eddig tárgyalt nevezetes termodinamikai állapotváltozásokon kívül még az adiabatikus folyamatokról kell szólnunk, melyek során ugyan az alapvető fizikai mennyiségek egyike sem állandó, de a komplex légköri folyamatokban játszott kiemelkedő szerepük miatt lényegesek. Az adiabatikus termodinamikai állapotváltozásokban nincs hőátadás. Ennek lehet az az oka, hogy a rendszer és a környezete között tökéletes a hőszigetelés, illetve adódhat abból is, ha nagyon gyorsan zajlik le a folyamat. Földünkön a troposzférában ez utóbbi feltétel teljesül – a levegőrészecskék, légtömegek függőleges irányú mozgása olyan gyorsan következik be, hogy nincs idő a hőátadásra. Azokat az adiabatikus folyamatokat, amikor a levegő még nem telített, száraz adiabatikus, a telítettség elérése után pedig nedves adiabatikus folyamatoknak nevezzük.

A termodinamika II. főtételek egyik fontos következménye, hogy a végzett munkát mindig lehetséges teljesen hővé alakítani, viszont fordítva, a hő munkává alakítása tökéletesen sohasem lehetséges. A hőmennyiséget hasznos munkává alakítani termodinamikai úton a legnagyobb hatásfokkal az ún. Carnot-féle körfolyamattal tudjuk, amely két izoterm (A-B, C-D) és két adiabatikus (B-C, D-A) állapotváltozásból tevődik össze, ahogy az a 4.4. ábrán látható.



4.4. ábra: A Carnot-féle körfolyamat a p - V állapotsíkon

A körfolyamatok esetén az összes belső energiaváltozás zérus, viszont a hőmennyiség és a végzett munka nem nulla. Az elérhető maximális μ hatásfokot a francia Nicolas Leonard Sadi Carnot (1797–1832) határozta meg:

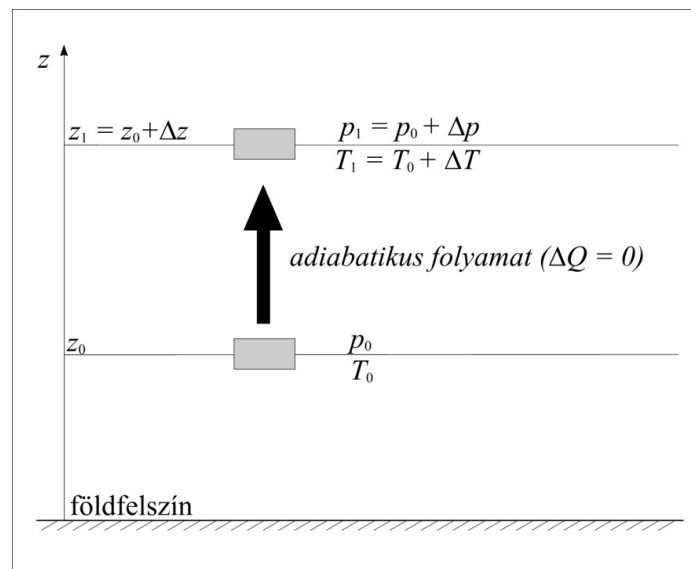
$$\mu = 1 - T_1 / T_2 \quad (4.13)$$

Tehát kizárólag a két izoterm folyamat hőmérséklete (T_1 , T_2) befolyásolja ezt a legkedvezőbb hatásfokot. Minél nagyobb a különbség T_1 és T_2 között, a hatásfok annál jobban megközelíti a 100%-ot.

Amint említettük, adiabatikus állapotváltozások során a szokásos állapotjelzők (p , V , T) egyike sem állandó, viszont van olyan származtatott fizikai mennyiség, ami nem változik. Ez az ún. potenciális hőmérséklet. Helmuth von Bezold, német kutató definiálta elsőként a XIX. század vége felé az alábbiak szerint:

$$\Theta = T \left(\frac{p_{1000}}{p} \right)^{\frac{R_{\text{lev}}}{c_p}} = T \left(\frac{p_{1000}}{p} \right)^{0,286} \quad (4.14)$$

A (4.14) egyenletből kitűnik, hogy a potenciális hőmérséklet (Θ) tulajdonképpen az a hőmérséklet, amit a T hőmérsékletű és p nyomású levegő az 1000 hPa légnyomású (p_{1000}) szinten felvenne. A potenciális hőmérséklet definíciója a száraz levegő 4.5. ábrán látható adiabatikus emelkedéséből kiindulva az ún. Poisson-egyenletből vezethető le.



4.5. ábra: A száraz levegő adiabatikus felemelkedése

5. fejezet - A légkör dinamikája

A légkördinamika a levegő áramlásait, azok tulajdonságait és törvényszerűségeit tanulmányozza. Ezek az áramlások kiterjedésüket tekintve a néhány cm-es nagyságrendtől a Föld méretével összemérhető, 10 000 km-es nagyságrendig terjednek. Ebben a fejezetben az áramlási rendszerek legfontosabb jellemzőivel foglalkozunk, illetve azokat a fizikai törvényeket, összefüggéseket ismertetjük, amelyek az áramlási rendszerek kialakulásában fontos szerepet játszanak.

5.1 A légkörben ható erők

5.1.1. Gravitációs és centripetális erők

A Földet körülvevő légtömeg mozgását meghatározó erők közül a legfontosabbak közé tartozik a gravitációs erő és a forgás miatt fellépő centripetális erő. A *gravitációs erő* minden testre hat, hiszen bármely két test kölcsönösen vonzza egymást. Ennek az erőnek a nagysága egyenesen arányos a testek tömegének szorzatával, és fordítottan arányos a testek tömegközéppontjai között mért távolság négyzetével. Azaz egy m tömegű testre ható, a Föld tömegvonzása következtében fellépő gravitációs erő a Föld tömegközéppontja felé mutat, és fordítottan arányos a középponttól mért R távolság négyzetével:

$$F_g = \gamma \frac{mM}{R^2}, \quad (5.1)$$

ahol γ a gravitációs állandó ($6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$), M pedig a Föld tömege ($5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$). A fenti összefüggés egyszerűbb formában is felírható, amennyiben elég közel vagyunk a felszínhez, azaz ha az R távolság jó közelítéssel megegyezik a Föld 6 370 km-es sugarával (R_F):

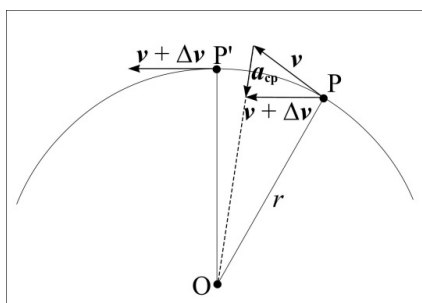
$$F_g = mg, \text{ ahol } g = \gamma \frac{M}{R_F^2}. \quad (5.2)$$

Ez a feltételezés szinte az összes légköri folyamat esetében teljesül, hiszen a troposzféra maximális vertikális kiterjedése több mint két nagyságrenddel kisebb, mint a Föld sugara. A g gravitációs gyorsulás értékét kiszámolhatjuk, amennyiben a fenti összefüggésbe behelyettesítjük a gravitációs állandót, valamint a Föld tömegét és sugarát. Közepes földrajzi szélességeken, tengerszinten $g = 9,81 \text{ m/s}^2$.

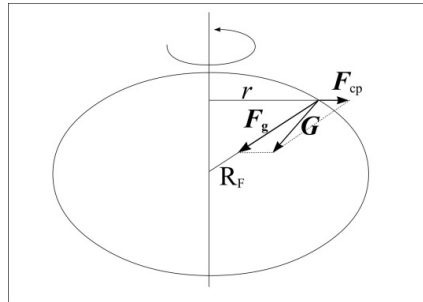
A körpályán, állandó szögsebességgel mozgó test gyorsuló mozgást végez. A gyorsulás a sebességvektor irányváltozásának a következménye (5.1. ábra). Azt az erőt, amely a testet mozgásirányának megváltoztatására készíti, centripetális erőnek nevezzük. Az erő iránya a pálya P pontjából az O görbületi középpont felé mutat, nagysága arányos a forgástengelytől mért r távolsággal, illetve a forgásra jellemző ω szögsebesség négyzetével:

$$F_{cp} = m\omega^2 r. \quad (5.3)$$

Ezt a centripetális erőt kell kifejttenünk, amikor egy testet kötéllel kör alakú pályán kívánunk tartani.



5.1. ábra: Centripetális gyorsulás. Körpályán mozgó test sebességének iránya folytonosan változik. A P és P' pontok közötti irányváltozást Δv adja meg. A centripetális gyorsulás (a_{cp}) és a centripetális erő iránya a Δv vektor irányával megegyezően mindig a kör közepe felé mutat.



5.2. ábra: A gravitációs erő (F_g), a nehézségi erő (G), valamint a centripetális erő (F_{cp}) viszonya a Föld felszínén. A Föld forgástengelyétől való távolságot r -rel, a Föld tömegközéppontjától való távolságot R_F -feljelöljük.

A fentiekben ismertetett két erő (gravitációs és centripetális erők) hatásával magyarázhatjuk, hogy a földköpeny megszilárdulása nem szabályos gömb, hanem egy kicsit lapult geoid formájában történt. A Föld felszínén nyugalomban lévő, a Földdel együtt forgó testre a tömegvonzás, illetve a centripetális erő ellenereje hat. A Föld felszínén a centripetális erő legnagyobb értéke is közel 300-szor kisebb, mint a gravitációs erő. Hatása azonban a légkörre vonatkozóan sem hanyagolható el teljesen, hiszen – mint említettük – a Föld egy kissé lapult geoid alakja is a tengely körüli forgás következménye. A tömegvonzás következtében fellépő erő (F_g) iránya a Föld tömegközéppontja felé mutat, a centripetális erő ellenereje (F_{cp}) pedig merőleges a forgástengelyre (5.2. ábra). E két erő eredője lesz a G nehézségi erő. Mivel a felszín nyugalomban van, merőlegesnek kell lennie a nehézségi erőre, azaz a forgás következtében a Föld a gömbtől eltérő geoid alakot vesz fel. A Föld forgásának a következménye az is, hogy az azonos tömegű testek súlya változik a földrajzi szélességgel, az Egyenlítőn a legkisebb és a pólusoknál a legnagyobb. Az eltérés hozzávetőlegesen 0,5%. Az állócsillagokhoz rögzített koordináta-rendszerben a Föld 86 164 s alatt fordul meg teljesen a saját tengelye körül. A teljes körbeforduláshoz szükséges idő ismeretében a forgás Ω szögsebessége a következő módon számítható ki:

$$\Omega = \frac{2\pi}{86\,164} s^{-1} = 7,29 \cdot 10^{-5} s^{-1} \quad (5.4)$$

Napjainkban sokat lehet hallani az ún. geostacionárius pályán mozgó telekommunikációs, hírközlési vagy éppen meteorológiai műholdakról. Ezekre a műholdakra az a jellemző, hogy a Földhöz képest állni látszanak, azaz állandóan a Föld egy adott pontja felett tartózkodnak. Azt könnyű belátni, hogy ilyen pálya csak az Egyenlítő síkjában lehetséges, hiszen csak itt esik egy egyenesbe a centripetális (F_{cp}) és a gravitációs (F_g) erő. A kérdés az, hogy milyen magas pályára kell juttatni egy műholdat, hogy kövesse a Föld forgását. A pálya magassága abból a feltételből számítható ki, miszerint a Földével megegyező Ω szögsebességgel mozgó műholdra ható centripetális erőt a gravitációs tömegvonzás biztosítja:

$$m\Omega^2 R = \gamma \frac{mM}{R^2} \quad (5.5)$$

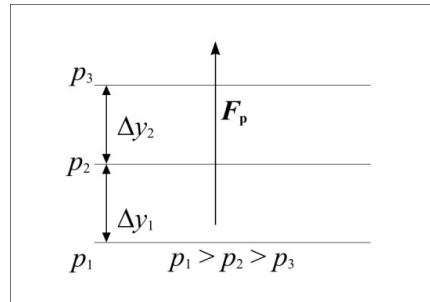
Az egyenletből kifejezve a R pályasugarat kapjuk:

$$R = \sqrt[3]{\frac{\gamma M}{\Omega^2}} \approx 42\,229 \text{ km} \quad (5.6)$$

Azaz a geostacionárius műholdak pályája a Föld felszíne felett közel 36 000 km-es magasságban található (mivel a Föld sugara 6370 km).

5.1.2. Nyomási gradiens erő

A nyomáskülönbség hatására fellépő erő az ún. nyomási gradiens erő. A nyomási gradiens erő merőleges az izobár felületekre (izobár felületen az azonos nyomású pontokat összekötő felületeket értjük), és a magasabb nyomású terület felől az alacsonyabb nyomású terület felé mutat (5.3. ábra).



5.3. ábra: Nyomási gradiens erő. Az F_p nyomási gradiens erő merőleges – a lap síkjára merőlegesnek tekintett – izobár felületekre.

Nagyságát az határozza meg, hogy a nyomás egy adott távolságon belül milyen gyorsan változik. Minél nagyobb ez a változás, annál nagyobb lesz az erő. Amennyiben az izobár felületek merőlegesek az y koordináta-tengelyre, a térfogategységre ható nyomási gradiens erő a következő közelítő összefüggéssel határozható meg:

$$F_p = -\frac{\Delta p}{\Delta y}, \quad (5.7)$$

ahol Δp a Δy távolságon mért nyomáskülönbség. A negatív előjel arra utal, hogy az erő iránya ellentétes a nyomásváltozás irányával.

5.1.3. Hidrosztatikai felhajtó erő

A folyadékba mártott testre felhajtó erő hat (F_{fel}), amelynek nagysága egyenlő a test által kiszorított folyadék súlyával, azaz a test bemerülő részével egyenlő térfogatú folyadék súlyával. Archimedes jól ismert törvénye az alábbi összefüggéssel írható le:

$$F_{fel} = \rho_f V g, \quad (5.8)$$

ahol ρ_f a folyadék sűrűsége, V a test bemerülő térfogata. A légtömegek vertikális mozgását a hidrosztatikai felhajtó erő és a nehézségi erő határozza meg. A folyamatot szemléletesen modellezhetjük egy hőlégballon mozgásával. Legyen a hőlégballont körülvevő levegő hőmérséklete T' , a hőlégballonban lévő levegő hőmérséklete pedig T . A V térfogatú hőlégballon vertikális irányú gyorsulását (a) a hidrosztatikai felhajtó erő és a nehézségi erő különbsége határozza meg:

$$\rho V a = \rho' V g - \rho V g, \quad (5.9)$$

ahol ρ' a külső levegő, ρ pedig a légballon belsejében lévő levegő sűrűsége. Az 5.9 egyenletből kifejezhető a hőlégballon gyorsulása:

$$a = \frac{\rho' - \rho}{\rho} g \quad (5.10)$$

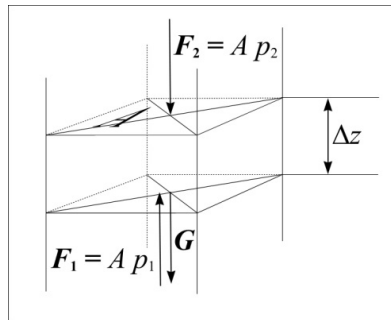
Az egyenletet tovább alakíthatjuk, ha feltételezzük, hogy a légnyomás a két eltérő sűrűségű közegben azonos. Felhasználva, hogy a sűrűség fordítottan arányos a hőmérséklettel (lásd 4. fejezet) a gyorsulás kifejezhető a T és T' hőmérsékletek függvényében:

$$a = \frac{T - T'}{T'} g \quad (5.11)$$

azaz a hőléggallon felfelé gyorsul, ha hőmérséklete nagyobb a környező levegő hőmérsékleténél; nyugalomban van, vagy állandó sebességgel mozog, ha a két hőmérséklet megegyezik; és végül lefelé gyorsul, ha $T < T'$.

Amennyiben a levegő vertikális gyorsulása elhanyagolható (ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy a vertikális sebesség közel nulla), meghatározható, hogy hogyan változik a nyomás a magassággal. Írjuk fel az A alapterületű Δz vastagságú levegőoszlopra ható erőket (5.4. ábra)! A légoszlop teteje és alja közötti nyomáskülönbségből ($p_2 - p_1$) származó felhajtó erő nagysága a következő összefüggéssel írható fel:

$$F_{\text{fel}} = A (p_2 - p_1) = A \Delta p. \quad (5.12)$$



5.4. ábra: Hidrosztatikai egyensúly. Δz magasságú és A keresztmetszetű légoszlopra ható erők: F_1 és F_2 az A felületre ható nyomóerők, G a légoszlopra ható nehézségi erő; p_1 és p_2 a levegő nyomása z , illetve $z + \Delta z$ magasságban.

Mivel a nyomás a magassággal csökken, azaz $p_1 > p_2$, ezért az így kapott felhajtóerő negatív lesz. Egyensúly esetén ez az erő ellentétes irányú és megegyező nagyságú a levegőoszlopra ható nehézségi erővel:

$$G = V \rho g = A \Delta z \rho g, \quad (5.13)$$

ahol V a légoszlop térfogata és ρ a levegő sűrűsége a légoszlop belsejében. Az 5.12 és 5.13 kifejezéseket egyenlővé téve, némi átalakítás után kapjuk a következő összefüggést:

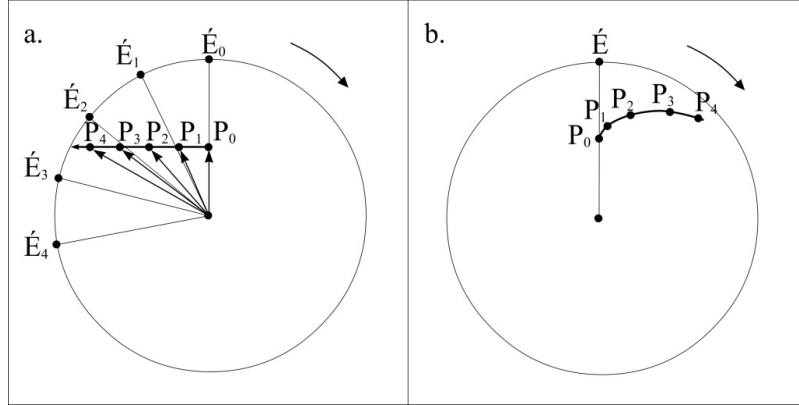
$$\frac{\Delta p}{\Delta z} = -\rho g. \quad (5.14)$$

Ez az egyenlet a légköri sztatika alapegyenlete, amely a nyugalomban lévő légkörben leírja a nyomás magassággal való változását.

5.1.4. Tehetetlenségi erők

Gyorsuló vagy forgó rendszerben a dinamikai hatások nem értelmezhetők a Newton-féle törvények alapján. Erre egy szemléletes példa az egyenes vonalú gyorsuló mozgást végző rendszer. A rendszerben lévő megfigyelő azt tapasztalja, hogy a testek mindenfajta erőhatás nélkül mozognak. Gondoljunk csak arra, hogy mi történik egy erősen fékező járművön. Hasonló problémával találjuk magunkat szembe, amikor a levegő áramlását a forgó Földön próbáljuk meg leírni. A Föld forgásának egyik meggyőző bizonyítéka az ún. *Buys Ballot-féle széltörvény*. Noha azt várnánk, hogy a levegő az izobárokra merőlegesen, a magas nyomású terület felől az alacsonyabb nyomású terület felé áramlik, a Buys Ballot (1817–1890) megfigyeléseire alapuló bárius széltörvény szerint a szelek az izobárokhoz párhuzamosan fújnak, továbbá a szélnek háttal állva az északi féltekén az alacsonyabb nyomású terület bal kéz felé helyezkedik el. A jelenség megértéséhez végezzük el a következő kísérletet. Egy forgó korongon a középponttól r távolságra gurítsunk egy golyót v sebességgel a korong széle felé. Írjuk le a golyó mozgását a korongot felülről néző megfigyelő (5.5a. ábra), valamint a korong közepén ülő megfigyelő (5.5b. ábra) szemszögéből.

A külső megfigyelő azt látja, hogy mivel a golyóra semmilyen erő nem hat, az állandó sebességgel gurul a korong szélé felé (vastagon húzott nyíl az 5.5a. ábrán). A korong közepén ülő megfigyelő ennél bonyolultabb pályát figyelhet meg. Jelöljük a golyó megfigyelőhöz viszonyított kezdeti helyzetének irányát $\hat{E}$ -vel! Nyomon követve a golyónak az $\hat{E}$ irányhoz viszonyított helyzetét, a korong közepén ülő megfigyelő azt tapasztalja, hogy a golyó egyrészt távolodik tőle, másrészt fokozatosan lemarad az $\hat{E}$ irányhoz képest, és egy görbült pályát ír le (5.5b. ábra).

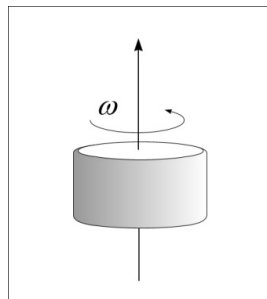


5.5. ábra: Mozgás forgó vonatkoztatási rendszerben. Pontszerű test súrlódásmentes mozgása forgó korongon egy rendszeren kívüli külső megfigyelő (5.5a. ábra), illetve a korong közepén ülő megfigyelő szemszögéből (5.5b. ábra). A vastag fekete vonal a test mozgását mutatja a megfigyelő szemszögéből. A P_0 pont a test, az $\hat{E}_0$ a képzeletbeli északi irány kezdeti pozícióját mutatja. A P_1, P_2, P_3 és P_4 pontok a test, $\hat{E}_1, \hat{E}_2, \hat{E}_3$ és $\hat{E}_4$ pontok az északi irány azonos időközönkénti helyzetét jelölik.

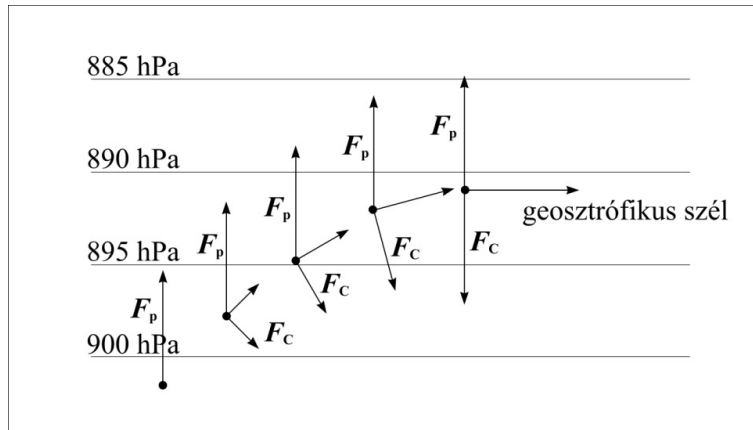
Az 5.5a. ábrán feltüntettük, hogy a külső szemlélő felől nézve hogyan helyezkedik el egymáshoz viszonyítva a korong közepén elhelyezkedő (azzal együtt forgó) megfigyelő látószöge és a mozgó golyó. Mivel a forgó rendszerben a golyó görbült pályán végez gyorsuló mozgást minden látható erőhatás nélkül, a jelenség értelmezésére egy tehetetlenségi erőt kell bevezetni. Ezt az erőt felfedezőjéről *Coriolis-féle tehetetlenségi erő*nek (röviden Coriolis-erőnek) nevezzük, és a következő összefüggéssel határozhatjuk meg:

$$F_c = 2m v \omega \sin \phi, \quad (5.15)$$

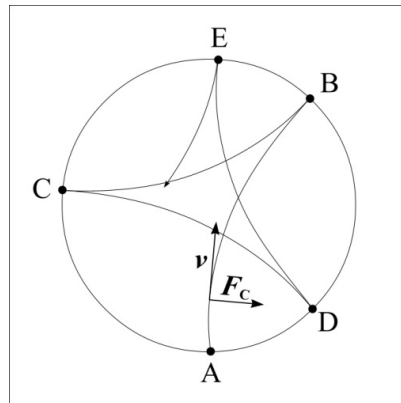
ahol m a test tömege, v és ω a sebesség-, illetve a szögsebességvektor nagysága, ϕ a két vektor által bezárt szög. A szögsebességvektor irányát a forgástengely irányával definiáljuk, azzal a kitétellel, hogy a vektor iránya felől nézve a rendszer az óramutató járásával ellentétesen forog (5.6. ábra). A Coriolis-erő mindig merőleges a sebességvektor és a szögsebességvektor által kifeszített síkra, és akkor a legnagyobb, ha ez a két vektor merőleges egymásra, vagyis a sarkokon fújó szelek esetén. Ebben az esetben a fenti egyenletben szereplő szinuszos tag elhagyható (mivel értéke 1).



5.6. ábra: Szögsebességvektor



5.7. ábra: A geosztrófikus szél kialakulása a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlyának hatására az északi félgömbön



5.8. ábra: Foucault-féle inga pályája vízszintes síkon, ha az ingát az A pontból, kezdő sebesség nélkül indítjuk el. A görbült pálya a Coriolis-erő következménye. v a sebességvektort, F_c a Coriolis-erőt jelöli.

Ezek után térjünk vissza a Buys Ballot-féle széltörvény értelmezéséhez. Tegyük fel, hogy egy levegőrészecske a nyomási gradiens erő hatására az izobárokra merőlegesen kezd el mozogni (5.7. ábra). Mivel a Coriolis-erő merőleges a sebességvektorra, a légrézecske eltérül az eredeti mozgásiránytól. Ez az eltérés mindaddig hat, amíg a Coriolis-erő hatását a nyomási gradiens erő nem kompenzálja, azaz amíg az áramlás párhuzamos nem lesz az izobárokkal. Mivel a Coriolis-erő kicsi, hatása csak akkor mutatható ki, ha a mozgás sokáig tart. A Coriolis-erőt bizonyító tények közül talán leghíresebb a Foucault-féle inga kísérlet, amelyet Foucault 1852-ben a párizsi Pantheonban egy 67 m hosszú, 28 kg tömegű ingával végzett. A nyugalmi helyzetéből kitérített és oldalirányú lökés nélkül elindított inga pályája az 5.8. ábrán látható. A külső szemlélő az eredményt úgy értelmezi, hogy miközben az inga megtartja lengési síkját, a Föld felszíne elforog alatta. A földi megfigyelő azonban csak a Coriolis-erő segítségével értelmezheti a görbült pályát.

5.1.5. Impulzusmomentum és forgatónyomaték

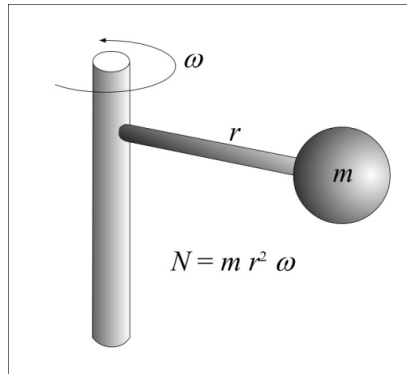
A testek forgására jellemző mennyiség az impulzusmomentum. Teljesen általános esetben ezt a mennyiséget csak rendkívül bonyolult módon határozhatjuk meg. Az alábbiakban csak egy egyszerű esetet, a forgástengelytől r távolságra lévő m tömegű tömegpont impulzusmomentumát írjuk fel:

$$N = m r^2 \omega, \quad (5.16)$$

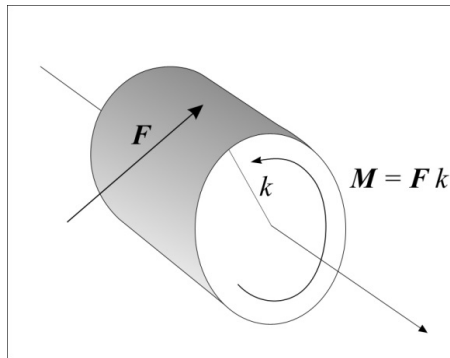
ahol ω a forgás szögsebessége (5.9. ábra).

Ha egy testre ható forgatónyomatékok eredője nulla, akkor a test impulzusmomentuma állandó marad. Ha például egy test valamilyen belső erő hatására (pl. egy rugó) közelebb kerül a forgástengelyhez, akkor úgy nő meg a szögsebessége, hogy az impulzusmomentum állandó maradjon, azaz:

$$N = m r_1^2 \omega_1 = m r_2^2 \omega_2. \quad (5.17)$$



5.9. ábra: A forgástengelytől r távolságra lévő pontszerűnek tekinthető m tömegű test impulzusmomentuma. Az r hosszúságú rudat súlytalannak tételezzük fel.



5.10. ábra: Forgatónyomaték (M) definíciója. F a forgó testre ható erőt jelöli. Az erő és a forgástengely távolsága k .

Amennyiben a forgó testre külső erő hat, az impulzusmomentum megváltozhat. Ez a változás azonban nemcsak az erő nagyságától, hanem az erőnek a forgástengelyhez viszonyított helyzetétől, az attól mért távolságtól is függ. Az erő nagyságának és a forgástengelytől mért távolságának szorzata a forgatónyomaték (5.10. ábra). A forgatónyomaték hatására változik meg a forgó test impulzusmomentuma. Mind a forgatónyomaték, mind az impulzusmomentum vektormennyiség, amelyek a forgástengely irányába mutatnak.

5.2. Egyensúlyi áramlások a légkörben

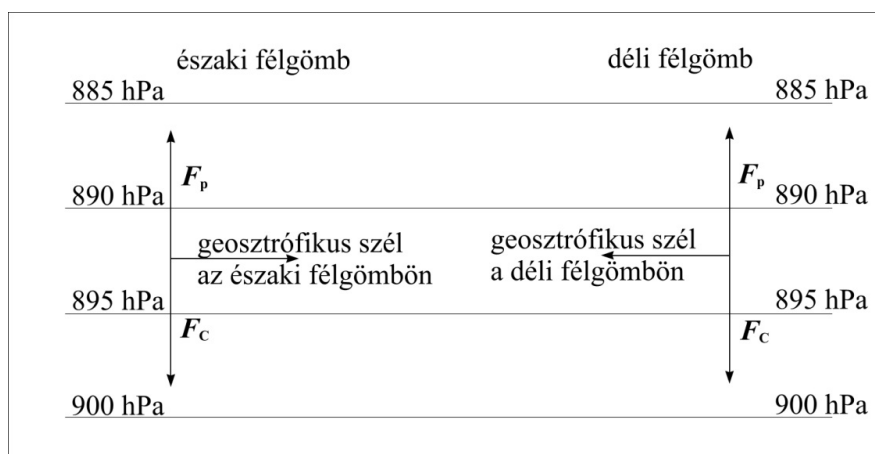
Ebben a részben a földfelszínnel párhuzamosan kialakuló egyensúlyi áramlásokat fogjuk ismertetni. Az egyensúlyi áramlás kifejezést az alábbiakban egy kicsit általánosabb értelemben használjuk, mint azt például a fizikában vagy a mindennapi szóhasználatban szokás. Mint azt látni fogjuk, az egyensúlyi áramláson azt értjük, hogy az áramlás sebességének nagysága állandó, de nem követeljük meg a sebesség irányának állandóságát.

5.2.1. Geosztrófikus szél

A földi légtömegek mozgását kiváltó legfontosabb erőhatást a különböző területek légnyomása közötti eltérések váltják ki. Az emiatt fellépő nyomási gradiens erő az eltérő nyomásviszonyok kiegyenlítését segíti. A felszíntől

távolabb, a magasabb légköri rétegekben a sűrűség nem játszik jelentős szerepet, s így az ún. szabad légkörben (a földfelszíntől számítva mintegy 500–1000 m-es magasság fölötti légrétegekben) a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlyának hatására alakul ki a geosztrófikus szél (5.11. ábra).

Az előbbi erőhatás a magasabb nyomású területek felől az alacsonyabb nyomású területek felé irányul, a Coriolis-erő pedig mindig a pillanatnyi mozgás irányára merőlegesen hat. A két erőhatás eredőjeként a geosztrófikus szél az izobárokkal párhuzamosan fúj, mégpedig oly módon, hogy szélirányba fordulva az északi féltekén az alacsonyabb légnyomású terület esik a bal kezünk felé (a déli féltekén viszont a jobb oldalon található). Ez a Buys Ballot-féle széltörvény, melyet az előző alfejezetben már megismerhettünk. Ott kiegészítésképpen a geosztrófikus áramlás kialakulásának folyamatát is bemutattuk (lásd 5.7. ábra). Minél közelebb esnek egymáshoz az izobárok, annál nagyobb sebességgel áramlik a levegő – hasonlóan ahhoz, mint mikor a vízfolyások összeszűkülésekor gyorsabbá válik a vízáramlás is, majd a meder kiszélesedésekor ismét lelassul.



5.11. ábra: A geosztrófikus szél az északi és a déli félgömbön

Az alábbi egyenletek adják meg a ρ sűrűségű légkörben a geosztrófikus szél két horizontális komponensének (u , illetve v) nagyságát:

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta y}, \quad v = \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta x}, \quad (5.18)$$

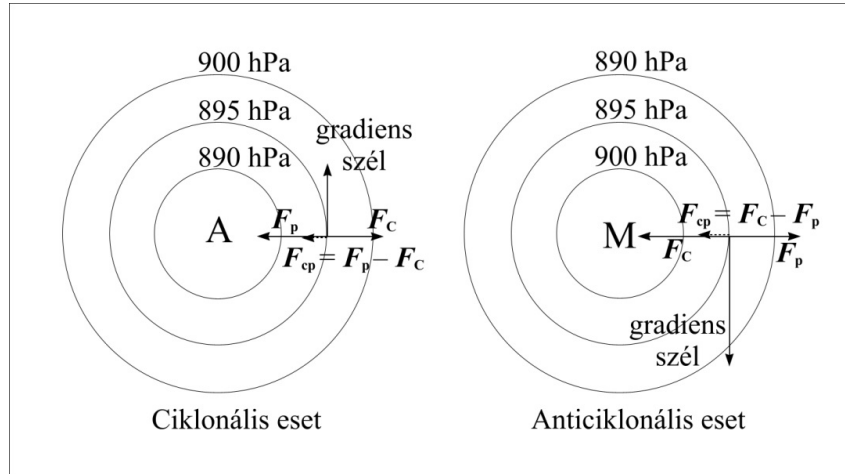
ahol $f = 2\Omega \sin\varphi$ az ún. Coriolis-paraméter, Ω a Föld forgási szögsebessége, φ pedig a földrajzi szélesség.

5.2.2. Gradiens szél

A valóságban a földi légkörre ritkán jellemzőek az egyenes izobárvonalak, sokkal gyakoribb, hogy az izobárok görbültek. A görbült pályán kialakuló egyensúlyi áramlás az ún. gradiens szél (5.12. ábra).

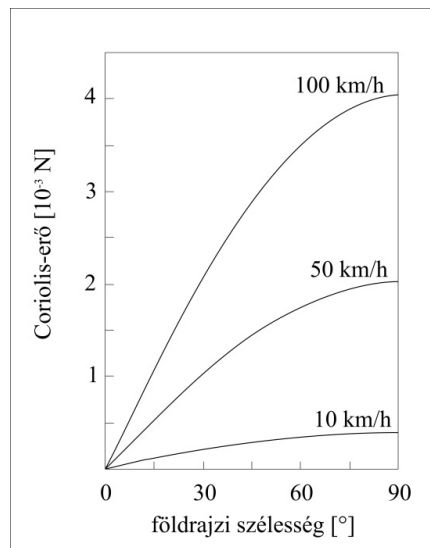
Ciklonális esetben, vagyis amikor a görbült izobárok központjában alacsony légnyomás uralkodik, az eredő centripetális erő iránya a nyomási gradiens erő irányával megegyezően befelé mutat, s az északi félgömbön az óramutató járásával ellentétes irányú légkörzés alakul ki. A magas központi légnyomással jellemezhető anticiklonális esetben viszont a Coriolis-erő és a nyomási gradiens erő különbségeként előálló centripetális erő a Coriolis-erő irányába mutat, s így az északi félgömbön az óramutató járásával megegyező irányban fog a levegő is áramlani. A levegő áramlása a déli félgömbön az északival ellentétesen alakul, tehát a ciklonális esetre az óramutató járásával megegyező, az anticiklonális esetre pedig azzal ellentétes irány érvényes.

Mint hogy a Coriolis-erő nagysága a szélesség függvényében változik (5.13. ábra), így azonos nyomási gradiens esetében az anticiklonokban nagyobb szélességek lennének jellemzőek, mint a ciklonokban. A valóságban azonban éppen az alacsony nyomású légköri ciklonokban tapasztalunk erősebb szeleket. Ennek az a magyarázata, hogy a ciklonokban az izobárok egymáshoz jóval közelebb helyezkednek el, s így a nyomási gradiens erő is nagyobb, mint a magas légnyomású anticiklonális területeken.



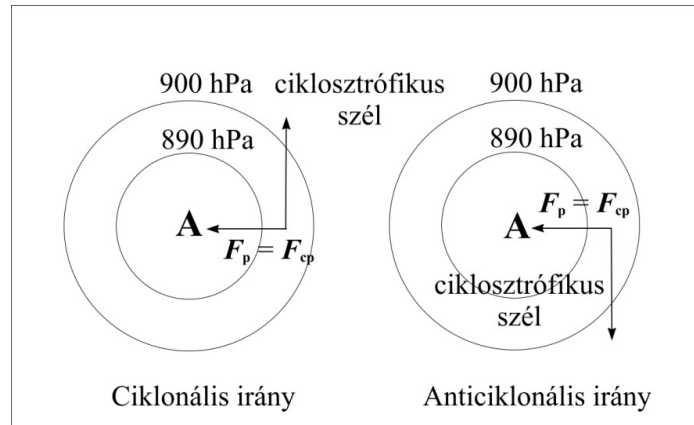
5.12. ábra: A gradiens szél kialakulása az északi féltekén alacsonynyomású ciklonális esetben (bal oldalon) illetve magasnyomású anticiklonális esetben (jobb oldali ábra)

Az Egyenlítő környékéhez közeledve a Coriolis-erő nagysága gyorsan csökken, s ezért a trópusi ciklonokban a mérsékelt övi ciklonhoz viszonyítva sokkal nagyobb légáramlási sebességek alakulnak ki.



5.13. ábra: A Coriolis-erő nagyságának változása a földrajzi szélesség függvényében különböző szélesebségek esetén

Kiseb térskálájú képződményekben előfordulhat, hogy csupán a nyomási gradiens erő hatására alakul ki erős szél, melynek nagysága is csak a nyomási gradiens erő függvénye – ezt az áramlást ciklosztrófikus áramlásnak nevezzük (5.14. ábra). Ilyen ciklosztrófikus légköri képződmények például a mérsékelt övi tornádók vagy a portölcsérek, melyek karakterisztikus mérete, illetve rövid élettartama miatt a Coriolis-erőnél lényegesen erőteljesebb hatása van a nyomási gradiens erőnek. Ebből következik az is, hogy az említett légköri jelenségek alacsony nyomású középponttal rendelkeznek, s itt nincs különbség a két félgömb között. A tornádókban a levegő többnyire ciklonálisan áramlik, a portölcsérek esetében viszont 50–50% a ciklonális és az anticiklonális irányú örvénylés aránya.

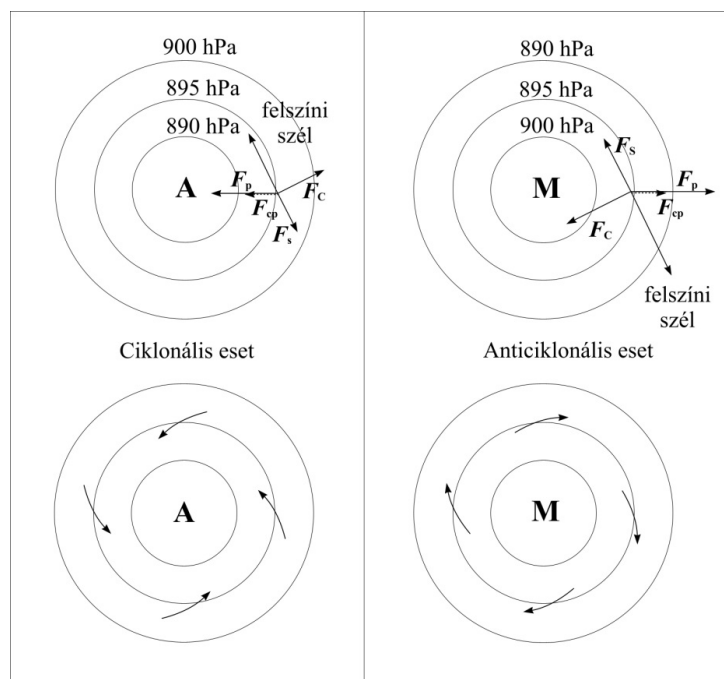


5.14. ábra: A ciklosztrófikus szél kialakulása

5.2.3. A súrlódás szerepe

Az eddigiekben a magasabb légrétegek áramlási viszonyainak jellemzőit tekintettük át. A földfelszín közelében a felszíni egyenetlenségek miatt fellépő súrlódás lényegesen befolyásolja a levegő mozgását. A tapasztalatok azt mutatják, hogy a felszínhez közelebbi alsó légrétegekben a szél iránya nem párhuzamos az izobárokkal, illetve nem érintőleges az izobárok görbéire. A nyomási gradiens erő, a Coriolis-erő, s a súrlódás hatására keletkező felszíni áramlásokat mutatja az 5.15. ábra ciklonális és anticiklonális esetben.

Az északi félgömbön az alacsony nyomásközponttal jellemezhető ciklonokban az óramutató járásával ellentétes irányba a központ felé fúj a szél, míg az anticiklonoknál a magasnyomású központtól kifelé, az óramutató járásával megegyező irányú az áramlás. Az izobárok és a szélvektor által bezárt szög nagysága átlagosan 30° , s annál nagyobb, minél érdesebb a felszín. Így a viszonylag sima víztükrő felett csupán $10\text{--}15^\circ$, míg dombvidék esetén ez a szög elérheti a $35\text{--}40^\circ$ -ot is. A felszín érdességén kívül a szélesebbesség és a földfelszíntől mért távolság határozza meg az izobárok és a légáramlás iránya által bezárt szöget. Erős szél esetén ez a szög kisebb, s ugyancsak csökken a nagysága a földfelszíntől felfelé távolodva.

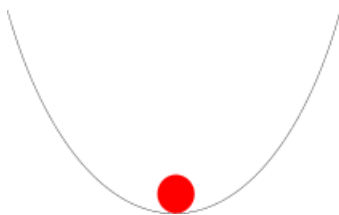


5.15. ábra: A súrlódás szerepe a felszínközeli áramlásokban az északi félgömbön

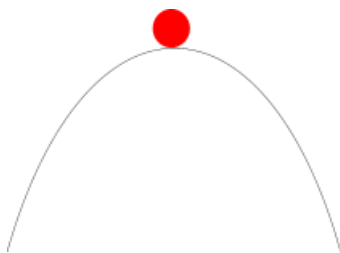
5.3. A légkör instabilitása

A horizontális áramlások mellett a Föld-légkör rendszer energiaháztartása szempontjából a függőleges irányú légmozgások is kiemelkedő fontosságúak. A vertikális mozgásokat a nehézségi erő, a nyomási gradiens erő, valamint ez utóbbiból származtatható felhajtó erő határozza meg.

Az 5.1 alfejezetben már láttuk (lásd 5.11. egyenlet), hogy a felfelé irányuló gyorsulást a vizsgált légrésezecske és a környezet hőmérséklet-különbsége határozza meg. Ha az elemi légrésezecske hőmérséklete magasabb, mint a környező levegő hőmérséklete, akkor a légrésezecske felfelé fog mozogni, s a levegőt instabilnak mondjuk. Általános értelemben instabil (labilis) az adott légtér, ha egy kiválasztott rezecskejét eredeti magasságából kitérítünk, s az folytatja mozgását a kitérítés irányába. Stabil légtérben viszont a kimozdított légrésezecske visszatér az eredeti magasságába. A kétféle egyensúlyi helyzetet (stabil, instabil) szemlélteti az 5.16. és 5.17. ábra.

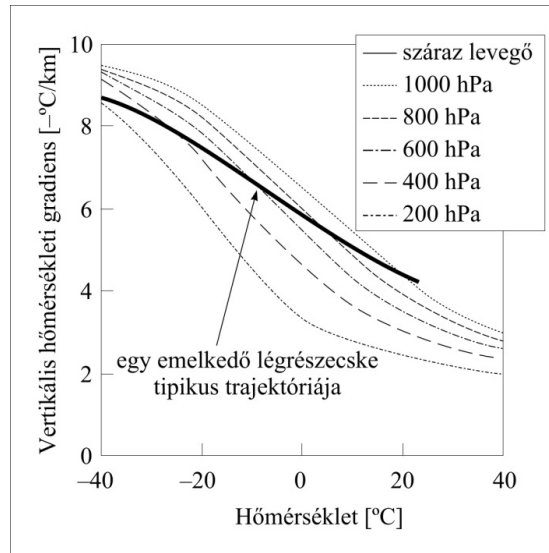


5.16. ábra: Stabil egyensúlyi helyzet



5.17. ábra: Instabil egyensúlyi helyzet

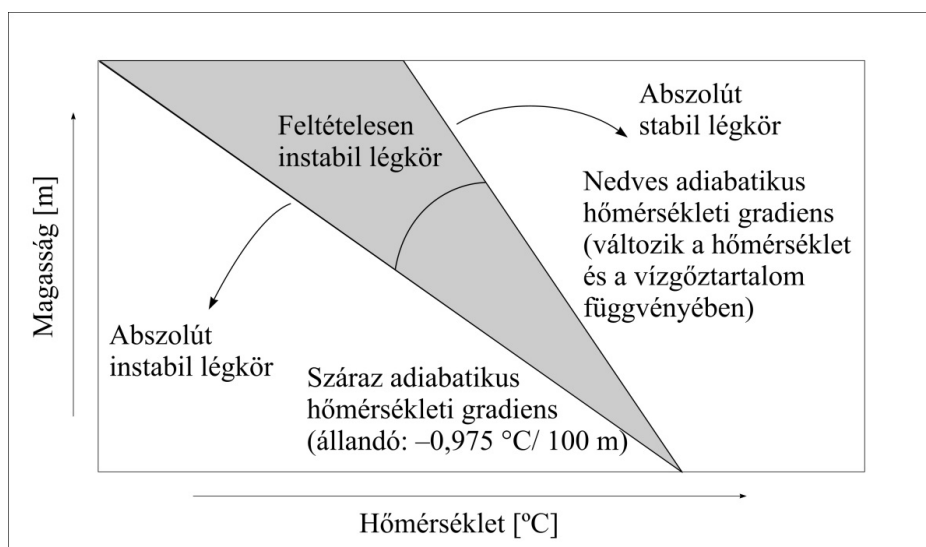
Az előző fejezetben láttuk, hogy egy adiabatikusan felfelé emelkedő levegőrezecske hőmérséklete 100 méterenként csaknem $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal csökken egészen addig, amíg a vízgőztartalom nem éri el a telítési értéket. A száraz levegőre jellemző adiabatikus hőmérsékleti gradiens állandó, pontos értéke $-0,975\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Amennyiben az emelkedés során a levegő vízgőztartalma meghaladja a 100%-os telítettséget, a vízgőz kondenzálódni fog. A kondenzáció során felszabaduló hő melegíti a légrésezecskét, s ezért hőmérséklete lassabban fog csökkenni. Ezt a hőmérséklet-változást nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek nevezzük, amely nem adható meg egyetlen számértékkel, mivel nagyságát a hőmérséklet és a légnyomás egyaránt befolyásolja.



5.18. ábra: A száraz és a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensek alakulása a hőmérséklet és a légnyomás függvényében

A száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienst és a nedves adiabatikus gradienseket hasonlítjuk össze az 5.18. ábrán. Látható, hogy alacsony hőmérsékleteken nincs jelentős különbség köztük, míg a meleg és nedves levegő vertikális hőmérsékleti gradiense abszolút értékben sokkal kisebb, mint a száraz levegőé. A felszín közelében a nedves adiabatikus gradiens közel $-0,45 \text{ °C/100 m}$, s csak nagyobb magasságokban – ahol a telítési vízgőztartalom már nagyon alacsony – közelíti meg a $-0,9 \text{ °C/100 m}$ -t.

Adott légoszlop stabilitását úgy határozzuk meg, ha összevetjük az aktuális függőleges menti hőmérsékleti gradienst a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienssel, valamint a nedves adiabatikus gradienssel (5.19. ábra). Amennyiben a földfelszíntől felfelé haladva a hőmérséklet erősebben csökken, mint száraz adiabatikus esetben, akkor a vizsgált légoszlop abszolút instabil. Ha viszont a nedves adiabatikusnál is kisebb mértékben csökken, vagy esetleg növekszik a léghőmérséklet a troposzférában (pl. inverziós időjárási helyzetben), akkor a légkör abszolút stabil. Végül abban az esetben, ha ezen két feltétel egyike sem teljesül, feltételes instabilitásról beszélhetünk. Ekkor a stabilitás vagy instabilitás attól függ, hogy az adott légtömeg telítetlen vagy telített-e. Vagyis ha egy telítetlen légréteg valamilyen okból olyan magasságba kerül, ahol telítetté válik, akkor instabil lesz. Tekintettel a troposzféra átlagos vertikális hőmérsékleti gradiensére – mely $-0,65 \text{ °C/100 m}$ nagyságú, vagyis ha függőlegesen felfelé tartunk, akkor 100 méterenként átlagosan $0,65 \text{ °C}$ -kal csökken a levegő hőmérséklete – a földi légkör legtöbbször feltételesen instabil állapotú.



5.19. ábra: Adott légoszlop stabilitásának meghatározása a száraz és a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensek segítségével

A légkörben lezajló komplex folyamatok hatására az is előfordulhat, hogy egy kezdetben rendkívül stabil légelem a magasba emelkedve abszolút instabillá válik. Ez abban az esetben lép fel, amikor egy olyan stabil légréteg emelkedik fel, amelynek az alja vízgőzzel telített, a teteje viszont száraz. Az instabilitásnak ez a fajtája (az ún. konvektív instabilitás) felelős az erős, heves zivatarok, s a tornádók kialakulásáért, melyekről a későbbi fejezetekben még lesz szó.

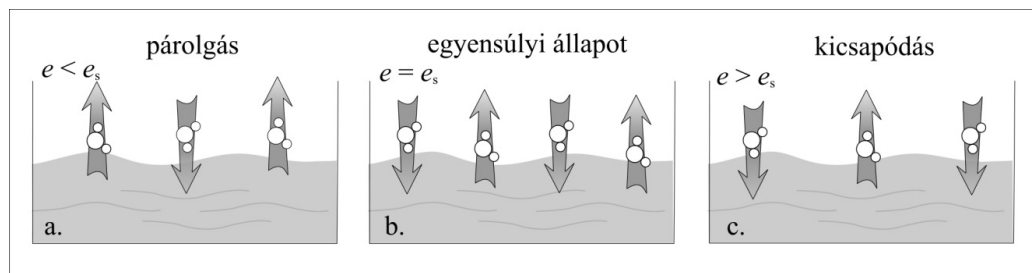
6. fejezet - Víz a légkörben

6.1. A levegő nedvességtartalmának mérőszámai

Eltérően az egyéb összetevőktől, a víz mind a három halmazállapotban előfordul a légkörben. A levegőben lévő víz mennyisége azonban mind időben, mind térben jelentősen változhat. A folyékony és szilárd halmazállapotú részecskék, a vízcseppek, illetve a jégkristályok és a jég szemek csak a felhőkben, illetve a belőlük hulló csapadékban vannak jelen. A vízgőz mindenhol megtalálható a troposzférában, de lényeges – akár egy-két nagyságrendnyi – eltérés is előfordulhat a különböző területek feletti vízgőztartalomban. A levegő vízgőztartalma számos légköri folyamat szempontjából döntő fontosságú, ilyen pl. a felhő- és ködképződés, a sugárzásátvitel, illetve az energiaháztartás. A vízgőztartalom jellemzésére többféle mennyiség használatos. Az alábbiakban a legfontosabbakat soroljuk fel:

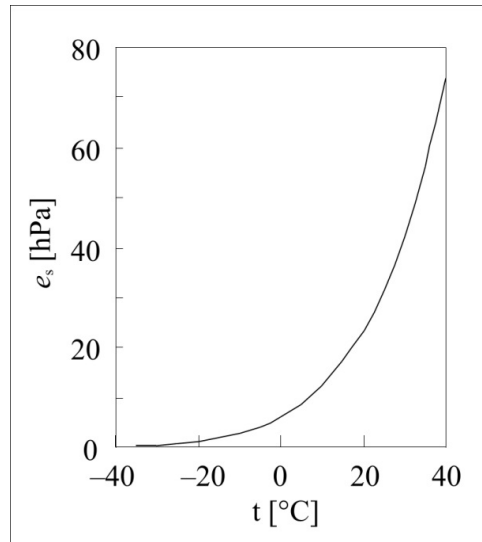
6.1.1. A vízgőz nyomása (e)

A vízgőz nyomása – csak úgy, mint más gázok esetében – nem csak a vízmolekulák koncentrációjától, hanem a hőmérséklettől is függ. A nyomás mértékegysége a Pascal [Pa], de a meteorológiai gyakorlatban ennek százszorosa, a hektopascal [hPa] is elfogadott. A vízfelszínről mindig távoznak, illetve oda érkeznak vízmolekulák. Ezek egymáshoz viszonyított aránya határozza meg, hogy párolgásról vagy kicsapódásról (kondenzációról) van-e szó (6.1. ábra). Amikor a távozó és a lecsapódó molekulák száma megegyezik, a vízgőz nyomása az ún. telítési gőznyomással egyenlő (e_s) és a levegő telítettsége éppen 100%.



6.1. ábra: A párolgás és a kicsapódás (kondenzáció) dinamikus modellje. Amennyiben a távozó vízmolekulák száma meghaladja a kicsapódók számát (a), a vízfelszín párolog. Ellenkező esetben kondenzációról beszélünk (c). Ha a távozó és a kicsapódó molekulák száma megegyezik, a levegő vízgőztartalma éppen megegyezik a 100%-os telítési értékkel (b).

A telítési gőznyomás erősen függ a hőmérséklettől (6.2. ábra). Magasabb hőmérsékleten a vízmolekulák könnyebben lépnek ki a vízfelszínről, és a dinamikus egyensúly csak akkor alakul ki, amikor a vízmolekulák nagyobb koncentrációban vannak jelen a felszín felett. A telítési gőznyomás nem csak a hőmérséklettől függ, hanem a párolgó felszín halmazállapotától, a felszín görbületétől és a vízben található szennyező anyagok koncentrációjától is. Ezen összefüggésekre még majd visszatérünk a csapadékképződési folyamatok tárgyalásakor.

6.2. ábra: A telítési gőznyomás (e_s) hőmérsékletfüggése

6.1.2. A vízgőz sűrűsége (ρ_v)

A vízgőz sűrűsége a vízgőz tömege és a gőz által kitöltött térfogat hányadosa. A mértékegysége: kg/m^3 .

6.1.3. A keverési arány (r_v)

A keverési arány az egységnyi térfogatú levegőben a vízgőz (m_v) és a száraz levegő (m_l) tömegarányát adja meg:

$$r_v = \frac{m_v}{m_l} \approx 0,622 \frac{e}{p} \quad (6.1)$$

ahol e és p a vízgőz, illetve a levegő nyomása. Ha a vízgőz nyomása a telítési gőznyomással egyenlő, akkor a keverési arány az ún. telítési keverési arány (r_s). A keverési arány tulajdonképpen egy dimenzió nélküli szám, de a definícióját jobban kifejezik a $[\text{kg/kg}]$ vagy a $[\text{g/kg}]$ mértékegységek, s ezért ezek használatosak. A 6.1 Táblázatban megadtunk néhány hőmérsékleti értékhez tartozó telítési gőznyomást és telítési keverési arányt.

6.1. táblázat: Különböző levegő-hőmérsékletekhez (t) tartozó telítési gőznyomás (e_s) és telítési keverési arányok (r_s). A levegő nyomása 1000 hPa.

t (°C)	-20	-10	0	10	20	30
e_s (hPa)	1,26	2,87	6,11	12,28	23,39	42,45
r_s (g/kg)	0,7	1,6	4,8	9,4	17,3	30,4

6.1.4. Harmatpont hőmérséklet (T_d)

A harmatpont az a hőmérséklet, amire a levegőt állandó nyomáson le kell hűteni ahhoz, hogy telítetté váljon.

6.1.5. Nedves hőmérséklet (T_w)

Víz párologtatásával addig növeljük a levegő vízgőztartalmát, amíg az telítetté nem válik. A párologás következtében a párologó felszín hőmérséklete fokozatosan csökken, végül egy, a környező levegő vízgőztartalmától függő egyensúlyi értéket ér el. Azt a hőmérsékletet, ahol ez bekövetkezik, nedves hőmérsékletnek nevezzük. A harmatpont meghatározásától eltérően ebben az esetben a levegő vízgőztartalma nem állandó, ezért a harmatpont hőmérséklet és a nedves hőmérséklet különböznek egymástól.

6.1.6. Relatív páratartalom (f)

A relatív páratartalom, vagy más néven relatív nedvesség a vízgőz keverési arányának (r_v) és telítési keverési arányának (r_s) a hányadosa, ami jó közelítéssel megegyezik a vízgőz nyomásának (e) és telítési nyomásának (e_s) a hányadosával:

$$f = \frac{r_v}{r_s} \approx \frac{e}{e_s} \quad (6.2)$$

Ez a hányados általában nulla és egy közötti szám, de előfordulhat, hogy egynél nagyobb értékeket vesz fel, azaz a levegő túltelítetté válik. Szokás a relatív páratartalmat százalékban is megadni, ebben az esetben a 6.2 egyenlet jobb oldalát 100-zal kell megszorozni.

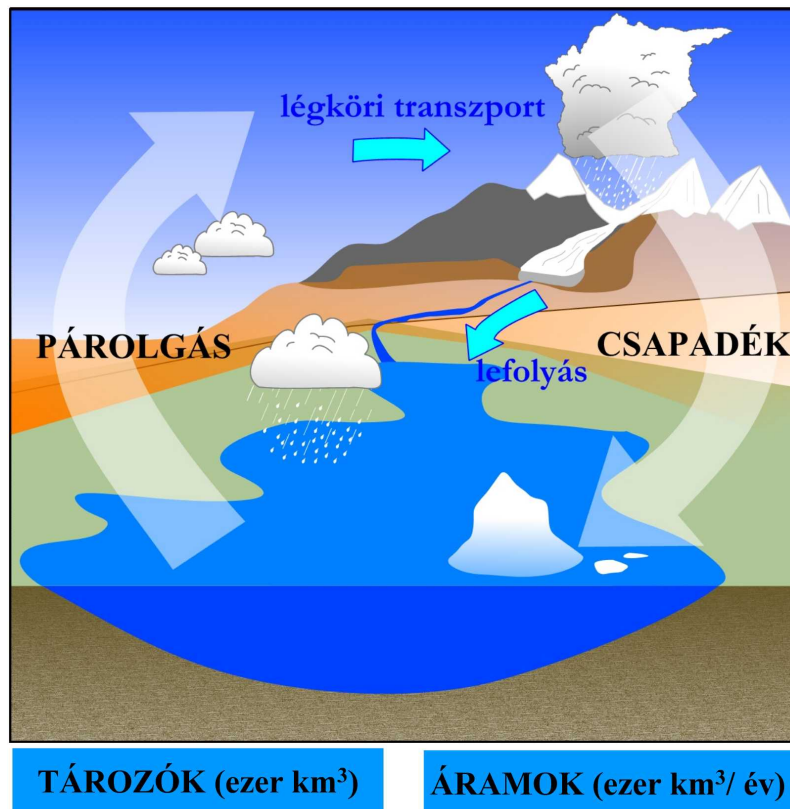
6.2. A víz körforgása

A Földön a víz különböző halmazállapotban, négy közegben (tározóban) fordul elő. Legnagyobb mennyiségben a Föld óceánjaiban és tengereiben található (6.2. táblázat). Ennél két nagyságrenddel kevesebb, de közel azonos a sarki és a magashegységi jégtakarók, valamint a folyók és tavak vízkészlete. Legkisebb mennyiségben víz a légkörben található. A 6.2. táblázat utolsó oszlopában megadtuk az ún. tartózkodási időt is, amely az adott tározóban lévő víz tömegétől, valamint a tározóba történő be- és kijutás sebességétől függ. A tartózkodási idő az az átlagos időtartam, amelyet egy vízmolekula egy adott tározóban eltölt.

6.2. táblázat: A földi vízkészlet legfontosabb tározói

tározó	víztömeg [kg]	a teljes víztömeghez viszonyított arány [%]	tartózkodási idő
óceánok, tengerek	$1338,1 \cdot 10^6$	96,56	3050 év
szárazföldi vizek	$23,6 \cdot 10^6$	1,70	220 év
jégtakaró	$24,6 \cdot 10^6$	1,73	12000 év
légkör	$1,3 \cdot 10^4$	<0,01	10 nap

Hosszabb időszakra átlagolva az egyes tározókban a víz mennyisége állandó. Az óceánok és tengerek vízforgalmát döntően a párolgás és a lehulló csapadék határozza meg (6.3. ábra).



6.3. ábra: A hidrológiai ciklus elemei. Tározók (ezek km³-ben megadva): tengerek, óceánok, szárazföldi víz (felszíni és felszín alatti vizek), krioszféra (hó- és jégtakaró). Áramok (ezek km³/év-ben megadva): csapadék, párolgás.

A párolgás és a csapadék mennyisége közötti különbséget a szárazföldi vizek felszíni és felszín alatti lefolyása egyenlíti ki. A szárazföldre több csapadék hullik, mint amennyi a felszínről elpárolog. A párolgás történhet közvetlenül a talajról is, de a folyamatban igen fontos szerepe van a növénytakarónak. A többlet folyékony halmazállapotban visszaáramlik az óceánokba, tengerekbe. Legkisebb vízforgalma a jégtakarónak van. Ennek az az oka, hogy a jéggel fedett területeken csak nagyon kevés csapadék hullik, továbbá a lefolyást gyakorlatilag a gleccserek olvadása vagy az óriás jégtábláknak a sarki jégtakaróról történő leszakadása jelenti.

Egy adott terület vízforgalma az alábbi összefüggéssel írható fel:

$$V_t = C + c - F - P, \quad (6.3)$$

ahol C és c az adott területre időegység alatt jutó makro-, illetve mikrocspadék (lásd 6.6. fejezet), F és P pedig az időegység alatt lefolyó, valamint elpárolgó vízmennyiség. Általában $C \gg c$, azaz a mikrocspadék elhanyagolható a makrocspadék mellett. Ez a feltétel csak a sivatagos tájakon nem teljesül, ahol a mikrocspadék mennyisége többnyire felülmúlja a makrocspadék mennyiségét. Ha eltekintünk a lefolyástól, akkor a terület vízháztartását a csapadék és a párolgás egymáshoz viszonyított aránya határozza meg. A párolgás mértéke a felszínről elpárolgatható vízmennyiségen kívül csak attól függ, hogy mennyi energia érkezik az adott területre napsugárzás formájában. Ezen energia által maximálisan elpárolgatható vízmennyiség az ún. potenciális párolgás:

$$P_p = \frac{E}{L_p}, \quad (6.4)$$

ahol E a felületegységre időegység alatt érkező energia, L_p pedig az 1 kg víz elpárolgatásához szükséges energia ($\approx 2,6 \cdot 10^6$ J/kg). (A tényleges párolgás értéke vízfelszín, illetve vízzel telített talajfelszín felett megegyezik a potenciális párolgással, de szárazabb talaj felett ennél kisebb, esetleg nulla.) A potenciális párolgás és a csapadék egymáshoz viszonyított aránya az ún. ariditási index:

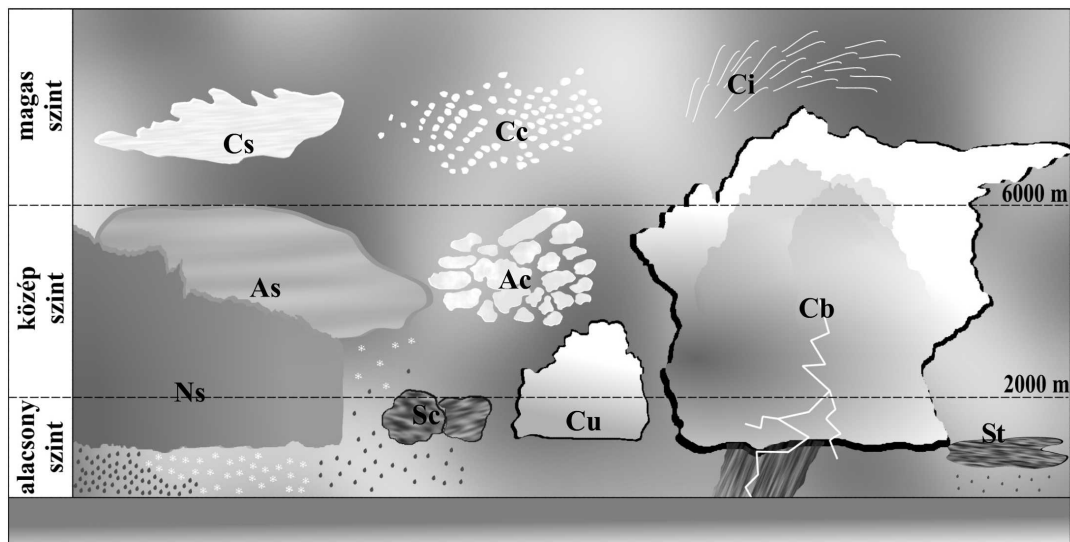
$$H = \frac{P_p}{C} = \frac{E}{L_p C} \quad (6.5)$$

Ha a $HH > 1$, akkor száraz. Ha a potenciális párolgás értéke meghaladja a csapadék mennyiségének háromszorosát, akkor már sivatagi éghajlatról beszélünk.

6.3. Felhők osztályozása

Mielőtt a felhőképződés tárgyalását megkezdenénk, célszerű röviden foglalkozni a felhők osztályozásával. A ma elfogadott nemzetközi felhő-osztályozási rendszer vizuális megfigyeléseken alapszik. A rendszerben tíz fő *típust* (más szóhasználattal *fajt*) különböztetünk meg a felhőalap magassága, a felhő vertikális kiterjedése és alakja alapján (6.4. ábra).

A formai jegyek figyelembevételével további 14 felhőforma különböztethető meg. A felhőtípus és a felhőforma alkotja a felhőfajtát, amihez további változatok, járulékos képződmények, kísérő felhők kapcsolódhatnak, de ezekkel most részletesebben nem foglalkozunk. A felhőtípusok közül 7–9 km magasan találhatóak a Cirrus (Ci) felhők. Szerkezetük rostos, fonalas vagy fátyolszerű. Magasszintű felhő a gomolyos Cirrocumulus (Cc) (bárányszőnyeg) és a nagy kiterjedésű, réteges szerkezetű Cirrostratus (Cs) is. Középmagas (2–6 km) felhő a gomolyos szerkezetű Altocumulus (Ac) és a réteges szerkezetű Altostratus (As). 2 km alatt található az alacsonyszintű felhők, a gomolyos Stratocumulus (Sc) és a réteges Stratus (St). A fennmaradó három felhőtípus alapja általában 2 km alatt található, de függőleges kiterjedésük jelentősebb, mint az eddig említett felhőké. 6–8 km magasságig emelkedhet a réteges szerkezetű, horizontálisan akár több száz kilométer kiterjedésű esőrétegfelhő, a Nimbostratus (Ns). Néhány, illetve néhányszor tíz kilométer átmérőjű felhő a Cumulus (Cu) és a Cumulonimbus (Cb). A Cumulus (alacsony szintű gomoly) felhők általában 3–4 km magasra nőnek, és csapadékot ritkán adnak. A Cumulonimbus (zivatarfelhő) teteje akár a tropopauzát is elérheti. A csapadékhullást – ami gyakran jégeső is lehet – villámlás és mennydörgés kíséri. A Cumulonimbus-ból alakulhat ki az egyik legpusztítóbb légköri képződmény, a tornádó (lásd 10. fejezet). A felhők részletesebb leírását és osztályozását lásd a 14. fejezetben.



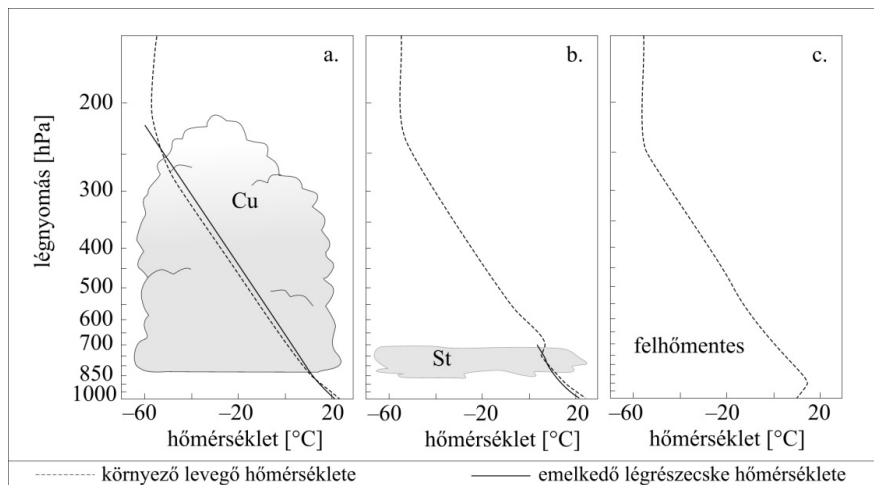
6.4. ábra: A felhők osztályozása, a felhőtípusok. Alacsonyszintű felhők: Ns - Nimbostratus, Sc – Stratocumulus, Cu – Cumulus, Cb – Cumulonimbus, St – Stratus, Középszintű felhők: As - Altostratus, Ac – Altocumulus, Magasszintű felhők: Cs – Cirrostratus, Cc – Cirrocumulus, Ci – Cirrus.

6.4. A felhők kialakulásának dinamikai feltételei

A felhőtípusok rövid fenomenológiai ismertetése után rátérünk a kialakulásukban és fejlődésükben szerepet játszó folyamatok részletesebb tárgyalására.

A felhőképződés legegyszerűbben az ún. részecskemódszer segítségével írható le. Képzeljünk el egy néhány méter magas és néhány kilométer átmérőjű, hőmérsékletét és vízgőztartalmát tekintve homogén levegőrészt. E levegőrész emelkedését vagy valamilyen külső dinamikus hatás (pl. orografikus akadályok, különböző hőmérsékletű és sűrűségű légtömegek találkozása), vagy a levegőrész és a környezete közötti hőmérséklet-különbségből fakadó felhajtóerő határozza meg. A dinamikai hatások döntően az emelkedés kezdeti szakaszában befolyásolják a légoszlop mozgását. A felhajtóerő hatásának megértéséhez vizsgáljuk meg, hogy hogyan változik a légrészecske hőmérséklete a függőleges irányú emelkedés során (6.5. ábra).

Három olyan meteorológiai helyzetet mutatunk be, ahol a légkör hőmérséklete a felszíntől távolodva eltérő módon változik (szaggatott vonalak a 6.5. ábrán). Tétélezzük fel, hogy a légrész valamilyen dinamikai hatás vagy erős lokális felmelegedés következtében elkezd fölfelé emelkedni. Az emelkedés során a környező levegővel való hőcserétől eltekintünk, azaz az állapotváltozás adiabatikus. A fenti feltételek teljesülése mellett a felszínről fölfelé emelkedő légrész hőmérséklete kezdetben a szaggatott vonallal jelölt görbe mentén változik (a száraz-adiabatikus állapotváltozás 100 méterenként közel $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékletcsökkenéssel jár), a 6.5a. és 6.5b. ábrán. Mivel emelkedés közben a légrészben a hőmérséklet fokozatosan csökken, a kezdeti hőmérséklettől és vízgőztartalomtól függő magasságban a levegő relatív páratartalma eléri a 100%-ot, és megkezdődik a vízgőz kondenzációja. Ezt a szintet kondenzációs szintnek hívják. A kondenzáció során felszabaduló hő melegíti az emelkedő levegőt, ezért ettől kezdve már lassabban csökken a hőmérséklete. A kondenzációs szint közelében a hőmérséklet $0,5\text{--}0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot csökken 100 méterenként, felfelé haladva a csökkenés mértéke nő, és 10–12 km magasra már közel $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ lesz (folytonos vonallal jelölt görbék a 6.5a. és a 6.5b. ábrán). Amíg a légoszlop hőmérséklete nagyobb, mint a környező levegőé, addig felfelé gyorsuló mozgást végez (az Archimedes-féle felhajtó erő nagyobb, mint a légrészecskére ható nehézségi erő). Amennyiben a légrész hőmérséklete a környező levegő hőmérséklete alá csökken, akkor mozgása fékeződik, megáll vagy éppen lefelé irányul. A dinamikai hatások erősíthetik, vagy gyengíthetik a felhajtóerő hatását (pl. az orografikus vagy a frontális eredetű emelés lehetővé teheti, hogy a légrész azon tartományok fölé tudjon emelkedni, ahol a felfelé irányuló mozgást fékező nehézségi erő nagyobb mint a felhajtó erő). Felhőképződésről csak akkor beszélhetünk, ha a légrészecske a kondenzációs szint fölé tud emelkedni (6.5a. és 6.5b. ábra). A 6.5a. ábrán az emelkedő légrész hőmérséklete egészen a tropopauzáig nagyobb a környező levegő hőmérsékleténél. Ilyenkor heves, 10–13 km magasra emelkedő zivatarfelhők kialakulására lehet számítani. A troposzféraiban a hőmérséklet általában csökken a magassággal, de néha előfordul, hogy fölfelé haladva nő. Ezt a jelenséget hőmérsékleti inverciónak nevezik. Erős felszín közeli lehűlés (pl. felhőmentes éjszaka) az alsó légrétegben eredményezhet hőmérsékleti inverziót (6.5c. ábra). Ilyen feltétel mellett a légrész nem tud felemelkedni, mivel hőmérséklete már a felszín közelében alacsonyabb lenne, mint a környező levegő hőmérséklete. Anticiklonális áramlás esetén előforduló leszálló légmozgások gyakran eredményeznek hőmérsékleti inverziót a 800 hPa-os szint felett (6.5b. ábra). Ez az inverzió megállítja a felfelé emelkedő légrészt, és csak sekélyebb felhőzet alakulhat ki.



6.5. ábra: A felhőképződés lehetősége három különböző meteorológiai helyzetben. Gomolyfelhő (a) és sekély rétegfelhő (b) kialakulását elősegítő, illetve felhőképződést gátló (c) hőmérsékleti rétegződés.

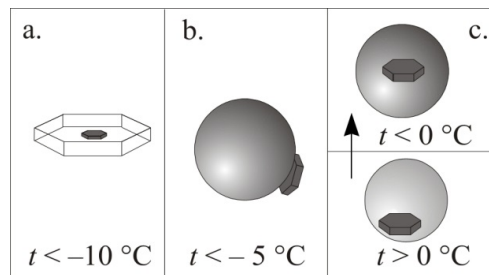
6.5. A csapadék kialakulása

Azokat a fizikai folyamatokat, amelyek a felhőket alkotó felhő- és csapadékelemek kialakulásához vezetnek – megkülönböztetésül a levegő áramlását leíró dinamikától – felhőfizikai (újabban mikrofizikai) folyamatoknak nevezzük. Természetesen e két folyamat-csoport szoros kölcsönhatásban van. Ezen azt értjük, hogy a levegő áramlása befolyásolja a felhő- és csapadékelemek kialakulását és növekedését, illetve a felhőben lejátszódó mikrofizikai folyamatok is hatással vannak a levegő áramlására.

Az alábbiakban részletesebben tárgyaljuk a felhőkben lejátszódó fizikai folyamatokat:

6.5.1. Kondenzáció

Amennyiben a levegőben a relatív páratartalom némileg ($\sim 0,2\%$ -kal) meghaladja a 100% -ot, apró vízcseppecskék alakulnak ki. Hogy ez a folyamat már ilyen kis túltelítettségénél is végbemehet, abban igen jelentős szerepük van a levegőben található apró ($\sim 0,1\text{--}1,0\text{ }\mu\text{m}$ átmérőjű) aeroszol-részecskéknek, amelyeket kondenzációs magvaknak nevezünk. Ezen részecskék nélkül a kondenzációhoz négy-ötszörös túltelítettségre lenne szükség, ami természetes viszonyok között a csapadék teljes hiányát jelentené. A kondenzációs magvak anyagukat tekintve leggyakrabban ammónium-szulfátot $((\text{NH}_4)_2\text{SO}_4)$ vagy só (NaCl) tartalmazó, vízben oldódó részecskék. Az előbbieket mind a kontinensek mind az óceánok feletti, míg az utóbbiak inkább csak az óceánok feletti légtömegekben találhatók. Az ammónium-szulfát a szárazföld felett a légkörben található kén-dioxidból (SO_2) és ammóniából (NH_3) , az óceánok és a tengerek felett pedig a vízfelszínen lebegő növények által termelt dimetil-szulfidból képződik. A sórészecskék a hullámváz során a légkörbe jutó apró vízcseppecskék elpárolgását követően kerülnek a légkörbe. A szárazföld felett a kondenzációs magvak koncentrációja 500 és 1000 db/cm^3 között változik, az óceánok felett a koncentráció értéke alacsonyabb, legfeljebb néhány száz 100 db/cm^3 . Ennek az a következménye, hogy a szárazföld felett nagyobb koncentrációban, kisebb vízcseppecskék alakulnak ki, míg az óceánok felett a vízcseppecskék koncentrációja kisebb, de méretük nagyobb.

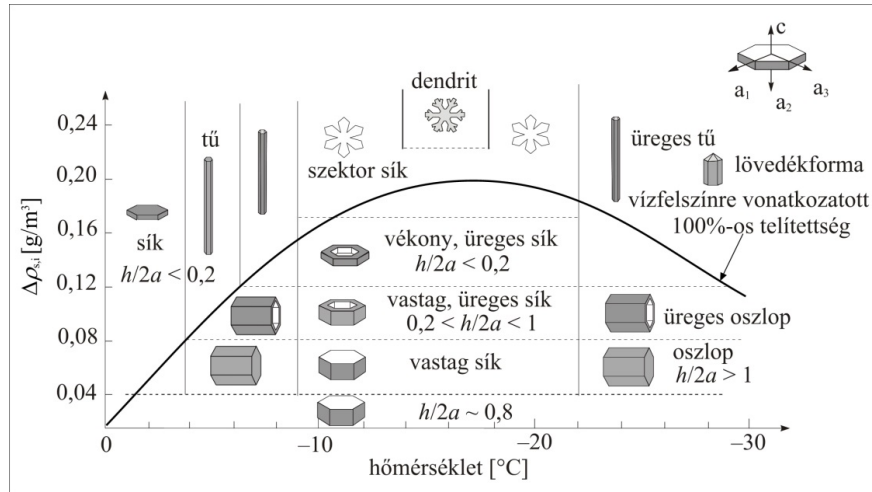


6.6. ábra: Jégfázis kialakulásának különböző módjai. Depozíció (a), kontakt fagyás (b) és bemerülő fagyás(c).

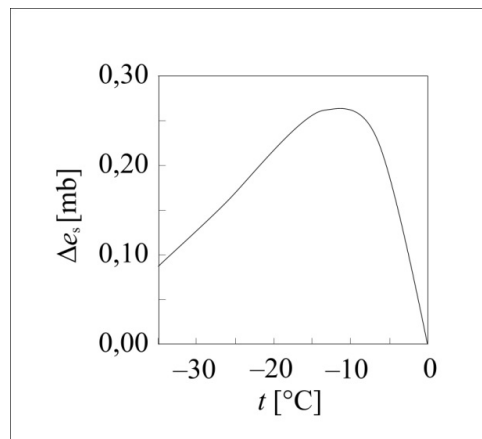
6.5.2. A vízgőz depozíciója és a Bergeron-Findeisen folyamat

A jégkristályok létrejöttéhez, illetve a vízcseppek megfagyásához szilárd halmazállapotú „szennyező” részecskékre van szükség (6.6. ábra). A jégfázis kialakulását elősegítő részecskéket jégképző magvaknak hívjuk. Ezek kristályszerkezetének a jégkristályokéhoz hasonlónak kell lennie. Ilyenek például a kaolin, az ezüst-jodid (AgI) vagy a különböző fémek oxidjai. Nagyobb magasságokban, amikor a levegő hőmérséklete $(-15) - (-20)^\circ\text{C}$ alá süllyed, a jégképző magvakra kicsapódó vízgőzből szilárd halmazállapotú jégkristályok alakulnak ki (6.6a. ábra). A legjellegzetesebb jégkristályformák a 6.7. ábrán láthatók.

A kristályok alakja függ a levegő hőmérsékletétől és vízgőztartalmától. Természetesen, ha a levegővel együtt mozgó jégkristályok környezetében változik a hőmérséklet, illetve a jégfelszínre vonatkozó túltelítettség, akkor a jégkristályok alakja is igen változatos lesz. A felhőkben gyakran még -40°C -os hőmérsékleten is egymás mellett találhatók vízcseppek és jégkristályok. Azonos hőmérsékleten a telítési gőznyomás a jég felszíne felett alacsonyabb, mint a víz felszíne felett (6.8. ábra). A jég felszínéről nehezebben lépnek ki a vízmolekulák, mint a víz felszínéről, ezért már alacsonyabb vízgőztartalom esetén megegyezik az elpárolgó és a kicsapódó vízmolekulák száma.

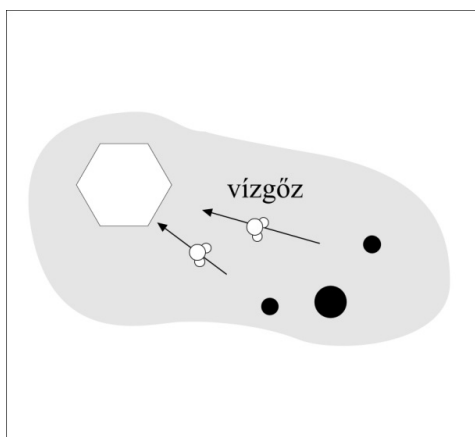


6.7. ábra: Felhőkben előforduló jellegzetes kristályformák. A hőmérséklet és a levegő vízgőztartalma határozza meg a kristály alakját. A jégkristályok mindig hexagonális szimmetriával rendelkeznek. 0 és $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ között vékony sík lapok alakulnak ki, -4 és $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ között tű alakú kristályok növekednek. -6 és $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ között, illetve $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékleten a kristályok alakja oszlopos, -10 és $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ között sík-szektor formájú kristályok a jellemzők, míg -12 és $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ között a jellegzetes kristályforma a dendrit. A függőleges tengelyen a levegőben lévő vízgőz sűrűségének és a telítési vízgőzsűrűségnek a különbségét adjuk meg. A kristályoknak a c tengely (l. az ábra jobb felső részén) irányába mutató kiterjedése h , az erre merőleges legnagyobb kiterjedés pedig $2a$.

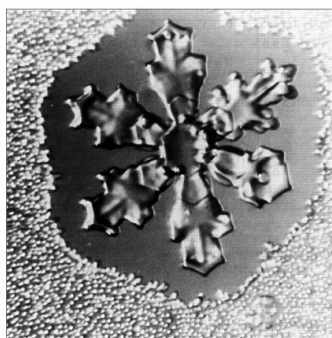


6.8. ábra: A vízfelszínre és a jégfelszínre vonatkoztatott telítési gőznyomások különbsége (Δe_s) a hőmérséklet függvényében

A fentiek miatt a felhők vegyes halmazállapotú régióiban a levegő vízgőztartalma a vízcseppeket tekintve a telítési szint alatt, a jégkristályokat tekintve e szint felett lesz, és a vízcseppek felszínéről eltávozó molekulák a jégkristályok felületére csapódnak (6.9. ábra). Ez az ún. Bergeron–Findeisen-féle folyamat a vízcseppek által szolgáltatott folyamatos vízgőz utánpótlás révén az egyszerű depozíciós növekedésnél gyorsabb növekedést eredményez, és néhány perc alatt a mikrométeres jégképző magvakon milliméteres nagyságú jégkristályok fejlődnek.



6.9. ábra: A Bergeron–Findeisen folyamat során vízmolekulák távoznak a vízcseppek felszínéről, és lecsapódnak a jégkristályok felszínén



6.10. ábra: Bergeron–Findeisen folyamat során a jégkristály közvetlen közelében lévő vízcseppek elpárolognak, s az elpárolgott vízgőz a jégkristályokon csapódik le. (Forrás: Pruppacher and Klett, 1997)

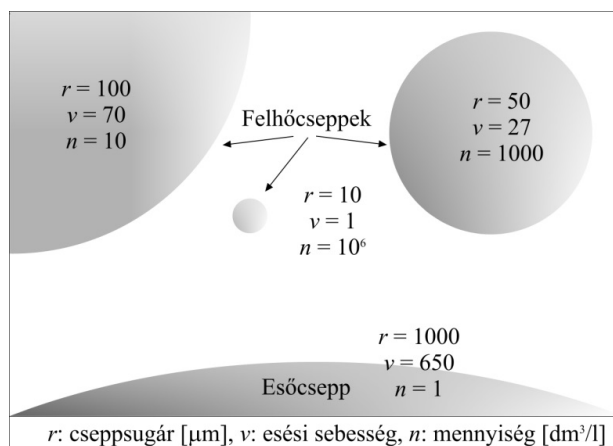
A 6.10. ábrán jól megfigyelhető, hogy a jégkristály közvetlen közelében nincsenek vízcseppek. Ennek az a magyarázata, hogy a jégkristály közvetlen közelében a vízgőz nyomása kisebb, mint a víz felszínre vonatkoztatott telítési gőznyomás, és így a vízcseppek elpárolognak.

6.5.3. Vízcseppek fagyása

Jól ismert természeti jelenség, hogy ha nagyon tiszta (desztillált) víz hőmérsékletét fokozatosan $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá csökkentjük, akkor a víz nem fagy meg, hanem túlhűlt állapotba kerül, és csak valamilyen külső mechanikai hatásra, vagy csak nagyon alacsony ($-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli) hőmérsékleten kezdődik el a fagyás. A felhőkben is hasonló módon megy végbe a vízcseppek fagyása. A külső mechanikai hatást itt valamilyen szilárd halmazállapotú részecskével való ütközés jelenti. Ezek a részecskék lehetnek jégképző magvak (6.6b. ábra), jégkristályok vagy jég szemek. A gyakorlatilag szennyeződésektől mentes, $20\text{ }\mu\text{m}$ -nél kisebb vízcseppek maguktól csak a $(-35) - (-40)\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékleti tartományban fagynak meg. A nagyobb vízcseppek magasabb hőmérsékleten, ütközés nélkül is megfagyhatnak. Ennek az az oka, hogy a méret növekedésével erősen nő a valószínűsége annak, hogy a vízcsepp már a pozitív hőmérsékleti tartományban összegyűjt egy jégképző részecskét (6.6c. ábra). Ez a részecske a felfelé emelkedő vízcseppben egy bizonyos (a részecske anyagától függő) hőmérsékleten aktivizálódik és megindítja a fagyást a vízcsepp belsejében.

6.5.4. Vízcseppek és jégkristályok növekedése ütközés útján

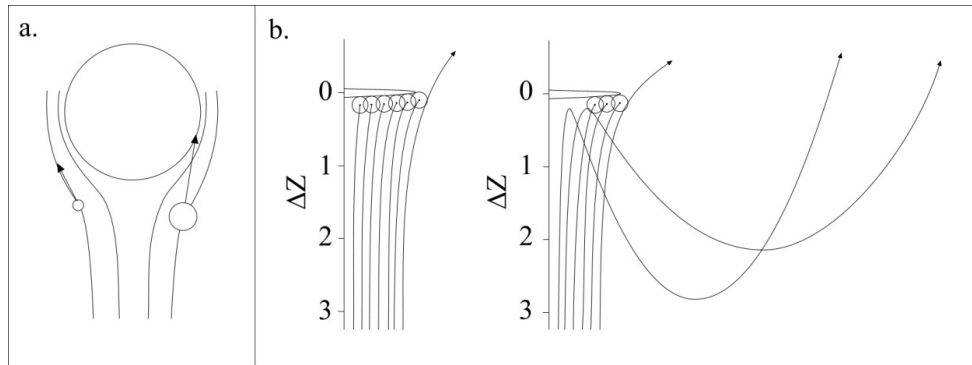
A vízgőz kondenzációja nagyon lassú cseppnövekedést eredményez. Néhány tized százalékos túltelítettséget feltételezve elméletileg 15 perc szükséges, hogy egy kondenzációs magon kialakuljon egy kb. 20 μm -es vízcsepp, és újabb 2 óra kell az 50 μm -es cseppátmérő eléréséhez. A megfigyelések alapján azonban a felhő kialakulása után kb. 30 perccel már 100 μm -nél nagyobb sugarú csapadékelemek hullanak a felhőből (6.11. ábra).



6.11. ábra: A felhőkben található vízcseppek. A 100 μm -nél kisebb cseppeket felhőcseppeknek, az ennél nagyobbakat esőcseppeknek nevezzük. Az ábrán az r sugarat μm -ben, az n koncentrációt db/l-ben, a nyugvó levegőhöz viszonyított v esési sebességet pedig cm/s-ban adtuk meg.

A csapadékelemek ilyen gyors kialakulását a Bergeron–Findeisen folyamattal sem lehet minden esetben kielégítően megmagyarázni, mivel olyan felhőkből is esik csapadék, amelyeknek a teteje még a 0 °C-os hőmérsékleti szintet sem éri el.

Az ütközéses növekedés elkezdődéséhez az szükséges, hogy a vízcseppecskék mérete elérje legalább a 20 μm -t. Az ennél kisebb vízcseppek kis tehetetlen tömegük miatt mozgásuk során a levegő áramlását követik, így ritkán ütköznek egymással vagy nagyobb vízcseppekkel (lásd a 6.12a. ábrát). A nagyobb cseppek már nem képesek követni a gyors irányváltozásokat a levegő áramlásában, ezért nagyobb valószínűséggel ütköznek. Az ütközés valószínűsége elég bonyolult módon függ az ütköző cseppek méretétől, így ennek részleteivel itt nem foglalkozunk. A kezdetben nagy koncentrációban jelenlévő apró, de 20 μm -nél nagyobb vízcseppekből rövid idő alatt 100 μm -es, vagy ennél nagyobb vízcseppek alakulnak ki. A vízcseppek növekedésének határt szab, hogy a felületi feszültség 1 cm-nél nagyobb átmérőjű vízcseppet nem tud stabilan összetartani. A nagy sebességgel egymásnak ütköző nagyobb vízcseppek az ütközést követően kisebb cseppekre esnek szét, ezért a megfigyelt cseppméret az elméletileg lehetségesnél (6–8 mm) is kisebb. A jégzemek is igen gyorsan növekednek a vízcseppekkel való ütközés következtében. Méretüket döntően az összegyűjthető vízcseppek koncentrációja és a levegő feláramlási sebessége határozza meg. A jégkristályok és az apró vízcseppek ütközését követően a vízcseppek ráfagynak a jégkristályok felszínére, így a jégkristályok elveszítik eredeti alakjukat. Ezt a folyamatot zúsmarásodásnak nevezzük (6.12b. ábra).



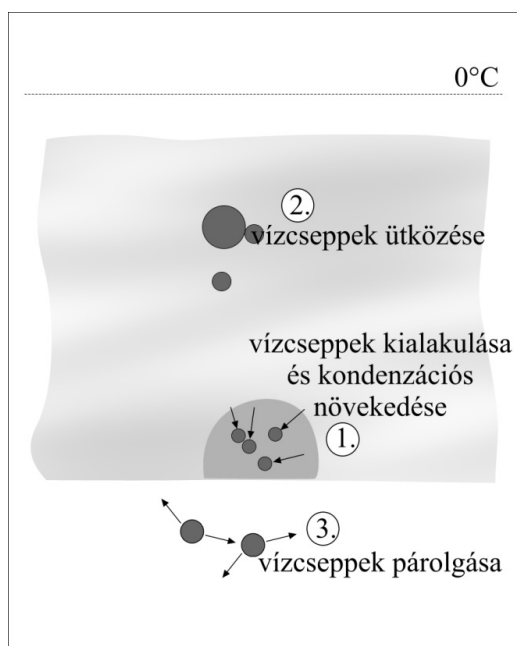
6.12. ábra: Vízcsepp-vízcsepp ütközések. Az a) diagramon a folytonos vonalak a levegő áramlását jelölik, a nyilak a kisebb vízcseppek mozgásának irányát mutatják. A b) ábra egy sík jégkristály és vízcseppek ütközését szemlélteti. A folytonos vonalak a vízcseppek pályáját mutatják. Ha a jégkristály elég nagy, a vízcseppek a kristály szélének ütköznek, s a kristály közepe felé tartó vízcseppek nem érik el a kristályt (b. ábra jobb oldal). ΔZ a kristálytól való távolságot jelöli, távolságegységként a jégkristály sugarát használva.

6.5.5. Vízcseppek és jégkristályok kialakulása különböző felhőkben

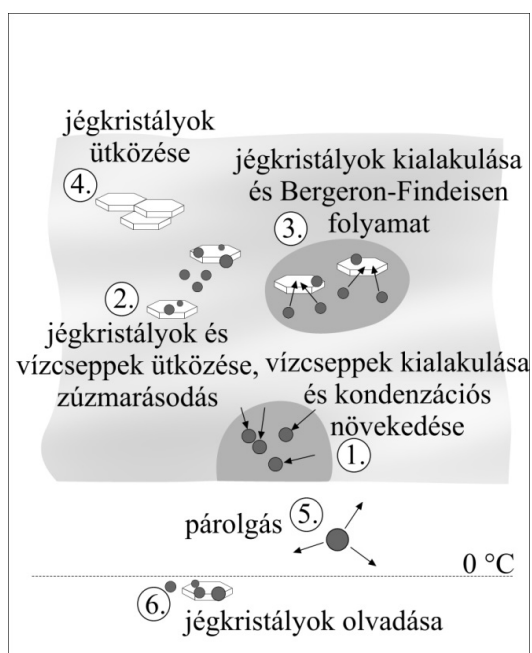
A fontosabb folyamatok áttekintése után vizsgáljuk meg, hogy az egyes felhőtípusokban hogyan alakulnak ki a vízcseppek és a jégrészecskék. Arra nincs lehetőség, hogy minden egyes felhőfajtaival részletesen foglalkozzunk, ezért csak három olyan típust tárgyalunk, amelyekben a csapadékképződés lényegesen eltérő; ezek a következők: magasszintű rétegfelhő, közép- és alacsony szintű rétegfelhő és a zivatarfelhő.

A legegyszerűbb a helyzet a magasszintű (Cirrus) felhőkben. Ezek a felhők 7–9 km magasan találhatók és kizárólag jégkristályokból állnak, amelyek alakja többnyire hatszögletű oszlop. A jégkristályok kialakulását a vízgőz depozíciója eredményezi. A kristályok koncentrációja általában 10 és 100 db/dm³ között változik, de mértek már 1000 db/l-t is. Cirrus felhőzetből csapadék sohasem esik.

A közép- vagy alacsony szintű rétegfelhőben lejátszódó folyamatok attól függenek, hogy a felhő milyen hőmérsékleti szinten helyezkedik el. Ha a felhő teljes egészében a 0 °C-os hőmérsékleti szint alatt van (6.13. ábra), akkor a fent említett mikrofizikai folyamatok közül többnyire csak a vízgőz kondenzációja játszódik le (1-gyel jelölt folyamat). Amennyiben a felhő elég hosszú élettartamú, és a levegő feláramlási sebessége meghaladja az 1–2 m/s-ot, akkor az ütközések következtében néhány nagyobb, 100 µm-es vízcsepp is kialakulhat (2). A felhőből kieső vízcseppek mérete a párolgás (3) miatt csökken, sokszor még a talajra érés előtt teljesen el is párolognak. Ha a felhő teljes egészében a negatív hőmérsékleti tartományban van (6.14. ábra), akkor a víz mind a három halmazállapotban megtalálható lesz benne. A vízcseppek mellett a depozíciós magvakon kialakult jégkristályok is megjelennek. A Bergeron–Findeisen folyamat (3-mal jelölt folyamat a 6.14. ábrán) és a jégkristályok zúzmarásodása (2) hatékonyabb csapadékképződést tesz lehetővé. Ha a hőmérséklet a felhőben a fagyponthoz közeli, akkor az egymással ütköző jégkristályok összetapadhatnak (4), azaz jégkristály-aggregátok jönnek létre. A nagyobb csapadékelemek kialakulásának határt szab, hogy a rétegfelhőben a vízcseppek csak kis mennyiségben vannak jelen (1 kg levegőben mindössze 1–2 g víz van), és a levegő feláramlási sebessége is kisebb, mint 1 m/s. Így a 100 µm-nél nagyobb csapadékelemeket (esőcsepp, hókristály, jég szem) a levegő nem tudja fenntartani, és kiesnek a felhőből. Ha a talajon a hőmérséklet 0 °C-nál nagyobb, a lefelé eső jégkristályok részben vagy teljesen megolvadnak, mielőtt elérnék a felszínt (6). A felhőalap alatt a vízcseppek és a jégkristályok mérete párolgás, illetve szublimáció következtében csökken (5).



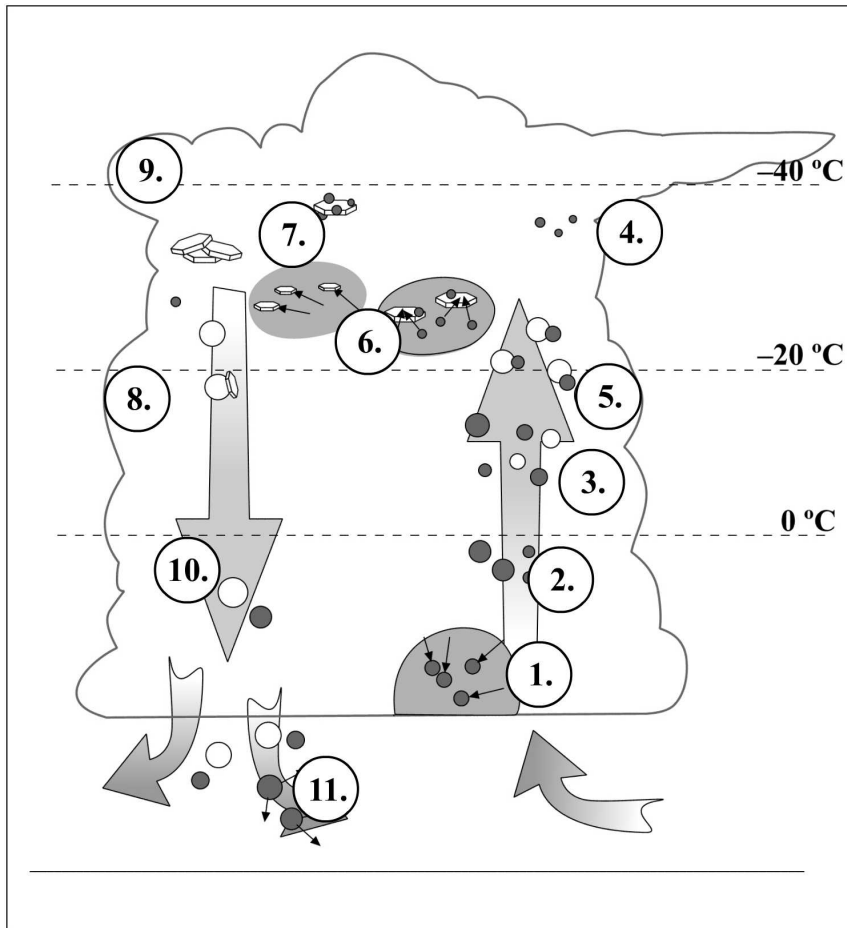
6.13. ábra: Csapadékképződés alacsony- és középszintű rétegfelhőben. Az ábrán a nyári évszakra jellemző folyamatok láthatók. Az egyes folyamatok melletti számok a szövegbeli hivatkozásra utalnak. A fekete körök a vízcseppeket, a hatszögletű alakzatok a jégkristályokat jelölik. A vékony nyilak a vízmolekulák mozgásának irányát mutatják.



6.14. ábra: Csapadékképződés alacsony- és középszintű rétegfelhőben. Az ábrán a téli évszakra jellemző folyamatok láthatók. Az egyes folyamatok melletti számok a szövegbeli hivatkozásra utalnak. A fekete körök a vízcseppeket, a hatszögletű alakzatok a jégkristályokat jelölik. A vékony nyilak a vízmolekulák mozgásának irányát mutatják.

A zivatarfelhőben – a felhő nagy függőleges irányú kiterjedése miatt – a csapadékképződés jóval összetettebb, mint a fentebb tárgyalt rétegfelhőkben. A zivatarfelhők magassága rendszerint 6–8 km, de az intenzívebb zivatarfelhők teteje elérheti a 13–14 km-t is. A levegő feláramlási sebessége is ebben a felhőtípusban a legnagyobb, általában 10–20 m/s, de elérheti akár a 40 m/s-ot is. A zivatarfelhők víztartalma is jóval meghaladja a rétegfelhőkét, egy kilogramm levegőben 5–10 g víz van folyékony, illetve szilárd halmazállapotban. A csapadékképződés folyamata a 6.15. ábrán követhető nyomon.

A felhőképződés az apró vízcseppek kialakulásával kezdődik (1). Ezek a vízcseppek csak kondenzációval növekednek, amíg el nem érik a kb. 20 μm -es méretet. Az ennél nagyobb vízcseppekből – az ütközéses növekedés következtében (2) – még nagyobb vízcseppek, esőcseppek alakulnak ki. A fölfelé áramló levegővel együtt emelkedő vízcseppek a 0 °C-os hőmérsékleti szint fölé érve kezdenek megfagyni (3). A vízcseppek fagyása nem egyszerre megy végbe, a nagyobb vízcseppek előbb, a kisebbek később fagynak meg. A legkisebb vízcseppek csak a (–35) – (–40) °C-os hőmérsékleti tartományban fagynak meg (4). A megfagyott – 100 μm -nél nagyobb – vízcseppeket jég szemkezdeményeknek nevezzük. Ezek a jég szemkezdemények a vízcseppekkel ütközve igen gyorsan növekednek (5), negyedóra alatt akár néhány centiméteresre is megnőhetnek.



6.15. ábra: Csapadékképződés zivatarfelhőben. A vastag szürke nyilak a levegő áramlásának irányát mutatják. A vékony fekete nyilak a vízmolekulák mozgásának irányát jelölik (kondenzáció, depozíció és párolgás). Az üres karikák a jég szemeket, a hatszögletű alakzatok a jégkristályokat, a sötét körök pedig a vízcseppeket jelölik. Az egyes mikrofizikai folyamatok mellett található számok a szövegbeli hivatkozásra utalnak. 1.: Kis cseppek képződése kondenzáció révén, 2.: Cseppek növekedése ütközések által, 3.: Nagyobb cseppek fagyása, jég szemkezdemények kialakulása, 4.: Kis vízcseppek fagyása, 5.: Jég szemkezdemények és cseppek ütközése, 6.: Jégkristály képződés és Bergeron–Findeisen folyamat, 7.: Vízcseppek fagyása jégkristályokra, 8.: Jégkristályok és túlhűlt vízcseppek ütközése, 9.: Jégkristályok egymással ütköznek, 10.: Jég szemek olvadásából esőcsepp képződik, 11.: Esőcseppek mérete csökken a párolgás miatt.

A jég szemek kialakulásának van egy másik lehetséges útja is. Amint a felhő teteje a (–15) – (–20) °C-os hőmérsékleti szint fölé emelkedik, jégkristályok alakulnak ki a vízgőznek a depozíciós magvakra történő kicsapódása révén. Mivel ebben a hőmérsékleti tartományban még viszonylag nagy koncentrációban találhatók apró vízcseppek, ezért a Bergeron–Findeisen folyamat következtében a jégkristályok gyors növekedésnek indulnak (6). A 100 μm -nél nagyobb jégkristályok már hatékonyan gyűjtik össze az apró vízcseppeket (7). Az is előfordul, hogy ezek a jégkristályok túlhűlt esőcseppekkel ütköznek, és azok azonnali megfagyását váltják ki (8). A zúzmarásodott jégkristályok egymással való ütközése is jég szemkezdemények kialakulásához vezet (9). Ezek átlagos sűrűsége azonban jóval kisebb (kb. 200–500 kg/m^3), mint a vízcseppek fagyása során kialakuló jég szemkezdemények 900

kg/m³-es sűrűsége. A pozitív hőmérsékleti zónába kerülő jégszemek olvadni kezdenek, a felületükről lesodródó vízből esőcseppek alakulnak ki (10). A felhőből kieső esőcseppek mérete is csökken a párolgás következtében (11). Mivel mind az olvadás, mind a párolgás hőelvonással jár, ezek a folyamatok erősítik a leáramlást. A felszín elérve a levegő szétáramlik, amit erős szél formájában észlelhetünk. Ezt a szelet a zivatarfelhő kifutó szelének nevezzük. Heves zivatarkok esetén a kifutó szél sebessége elérheti a 100 km/h-t is.

A horizontálisan nagy kiterjedésű, általában 5–6 km vastag Nimbostratus-ban (réteges esőfelhő) lejátszódó csapadékképződéssel részletesen nem foglalkozunk. Ez a felhőtípus átmenet a rétegfelhők és a zivatarfelhők között. Bennük mind a feláramlási sebesség, mind a víztartalom a rétegfelhőkben és a zivatarfelhőkben megfigyelt értékek közé esik. Ennek következtében a Nimbostratus felhőben a csapadékképződés hatékonyabb, mint az alacsony- vagy középszintű rétegfelhőben, de a csapadékelemek nem tudnak olyan nagyra megnőni, mint a zivatarfelhőben. Nyáron, a negatív hőmérsékleti tartományban kialakult jégszemek többnyire el is olvadnak, mire a talajt eléri.

A csapadék halmazállapota és mennyisége nem csak attól függ, hogy milyen típusú felhőből esik. A felszín feletti néhány kilométeres levegőréteg hőmérséklete és vízgőztartalma jelentősen módosíthatja a felhőből kihulló csapadék mennyiségét, és megváltoztathatja annak halmazállapotát is; erre példákat majd a következő alfejezetben találhatunk.

6.5.6. Köd kialakulása

A csapadékképződés kapcsán néhány szót kell szólni a ködről is. A ködöt olyan réteges szerkezetű felhőnek tekinthetjük, amelynek alapja a földfelszín érinti. A köd megjelenéséhez a levegőben lévő vízgőz kicsapódása vezet. A relatív páratartalom növekedése a levegő lehűlésének vagy a vízgőztartalom növekedésének lehet a következménye. A kondenzáció során kialakuló apró, tipikusan 10–20 µm átmérőjű vízcseppecskék jelentősen lerövidítik a látástávolságot. A látástávolság függ a vízcseppecskék átlagos méretétől és a levegő egységnyi térfogatában lévő vízcseppek tömegétől. A látástávolság kb. 100 m, ha egy köbméter levegőben 0,2 g víz van, és a vízcseppek átlagos átmérője 10 µm körüli érték. Ha a látástávolság kisebb, mint 1 km, akkor ködről, ha nagyobb, akkor párásságról beszélünk. A ködök kialakulását előidéző folyamatok alapján megkülönböztetünk: kisugárzási, áramlási, keveredési és bepárolgási ködöt.

Kisugárzási köd akkor jön létre, amikor a nagy nedvességtartalmú levegő éjszaka vagy a hajnali órákban a talaj közelében erősen lehűl.

Áramlási (vagy advekciós) ködről akkor beszélünk, amikor a nagy nedvességtartalmú, de viszonylag meleg légtömeg hideg felszín fölé áramlik és lehűl. Ilyen eset figyelhető meg télen vagy éjszaka, amikor a tenger felől áramlik a levegő a szárazföld belseje felé.

A keveredési köd képződésekor magas nedvességtartalmú, meleg levegő keveredik alacsony nedvességtartalmú, hideg levegővel. Ha a keveredést követően a vízgőz keverési aránya nagyobb, mint a telítési keverési arány, akkor a kondenzáció következtében apró vízcseppek alakulnak ki.

A bepárolgási köd nagy vízfelszín felett alakul ki éjszaka vagy télen. A levegőnél melegebb víz felszínéről elpárolgó víz a telítési keverési arány fölé növeli a levegő vízgőz tartalmát.

Hasonló módon magyarázható az ún. frontális köd kialakulása is. Ebben az esetben a levegő vízgőz tartalmának növekedését a talajra és a növényzetre hullott csapadék elpárolgása biztosítja.

A köd megszűnése a levegő hőmérsékletének növekedése, a magas nedvességtartalmú légtömeg távozása, illetve a ködöt alkotó vízcseppecskék kihullása révén történhet. Ha a levegő nagyon szennyezett és sok szilárd szennyező részecskét tartalmaz, akkor több és kisebb (< 10 µm) vízcsepp alakul ki. Ezek ülepedési sebessége nagyon kicsi, emiatt a köd is tovább megmarad az erősen szennyezett légtömegekben. A kisugárzási köd feloszlásában fontos szerepet játszik a szél megerősödése is. A nagyobb szélesség következtében megnövekedő turbulens áramlás hatására a légkör vízgőztartalmának egy része a felszínen csapódik le.

6.6. Fontosabb csapadékfajták

Ebben a fejezetben röviden ismertetjük a legjellegzetesebb csapadékfajtákat.

6.6.1. Szitálás

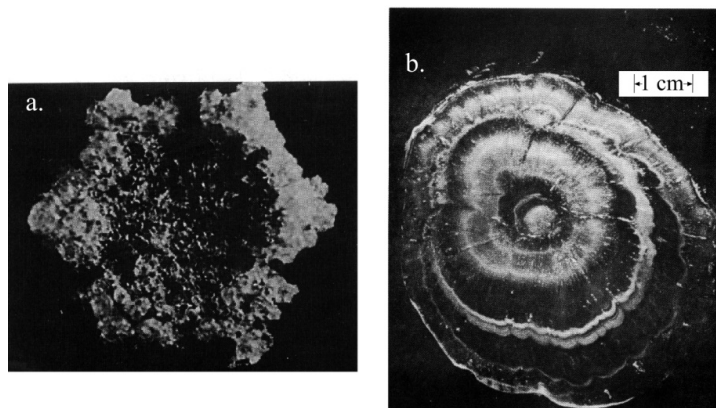
A szitálás egyenletesen hulló, apró, 0,5 mm-nél kisebb vízcseppekből álló csapadék. Zárt réteghőzetből (Stratus, Altostratus) esik, jelentéktelen mennyiségű csapadékot ad. Gyakran előfordul, hogy a felhőből kieső vízcseppek elpárolognak még mielőtt a talajt elérnék. Ezt a jelenséget virgának hívják.

6.6.2. Eső

Az eső 0,5 mm-nél nagyobb vízcseppekből áll. Általában réteges esőfelhőből (Nimbostratus-ból) hullik. A csapadékintenzitás hosszú időn keresztül egyenletes, értéke 1–4 mm/h között változik.

6.6.3. Havazás

E szilárd halmazállapotú csapadék rendszerint Nimbostratus felhőzetből hullik. A kialakulás mechanizmusától függően a csapadékrészecskék formája igen változatos lehet. Alacsony hőmérsékleten, amikor a vízcseppekkel való ütközés valószínűsége kicsi, a kristályok megőrzik a kialakuláskor felvett szabályos hatszögletű formát (lásd 6.7. ábra). Magasabb hőmérsékleten az erős zúzmarásodás miatt a szabályos hatszögletű kristálystruktúra már nehezebben ismerhető fel (6.16a. ábra). A talajon kialakuló hótakaró laza szerkezetű, a hókristályok között többkevesebb levegő található. Ez az oka a hótakaró jó hőszigetelő képességének. Mivel a frissen hullott, nem olvadó hóréteg átlagos sűrűsége 100 kg/m^3 körül van, ezért 1 cm-es vastagságú hótakaró kb. 1 mm-nyi csapadéknak felel meg.



6.16. ábra: Erősen zúzmarásodott jégkristály. Az (a) fotón jól látható, hogy jóval több vízcsepp ütközött és fagyott meg a kristály szélén, mint annak belsejében. A közel 4 cm átmérőjű jég szem metszet képén (b) közepén látható egy kb. 3 mm átmérőjű megfagyott vízcsepp, melyből a képződmény kialakult. A réteges struktúra a növekvő jég szem környezetének (vízcseppek mennyisége, levegő hőmérséklete) változását jelzik. (Forrás: Hobbs, et al., 1971., illetve Knight and Knight, 1968.)

6.6.4. Záporos csapadék

Záporos csapadék gomolyos szerkezetű, erősen fejlett Cumulus felhőkből vagy zivatarfelhőkből (Cumulonimbus) hullik. A csapadék halmazállapota alapján megkülönböztetünk vízcseppekből vagy hókristályokból álló záport. Mivel ezekben a felhőkben a levegő feláramlási sebessége nagy, a belőlük kihulló esőcseppek mérete elérheti az elméletileg lehetséges legnagyobb, 6–8 mm-t. A záporos csapadék intenzitása időben és térben igen erősen változhat (1–100 mm/h). Zivatarfelhőből rövid idő alatt akár 20–30 mm eső is hullhat, de mértek már ennél jóval nagyobb értéket is.

6.6.5. Havas eső

Havas eső akkor keletkezik, amikor a talaj felett lévő pozitív hőmérsékletű levegőben a felhőből kihulló hókristályok, hópelyhek részben elolvadnak. A csapadék intenzitása lehet egyenletes, de lehet zápor jellegű is.

6.6.6. Hódara

Erősen zúzmarásodott jégkristályok ütközése következtében hódara alakul ki, ami a jégkristályok közötti levegőbuborékok miatt átlátszatlan. A részecskék mérete 2 és 5 mm között változik, alakjuk lehet gömb vagy kúpos. A hódara általában téli csapadék, mivel kialakulásának feltétele, hogy a felhő nagy részében a hőmérséklet jóval fagypont alatt legyen.

6.6.7. Jégdara

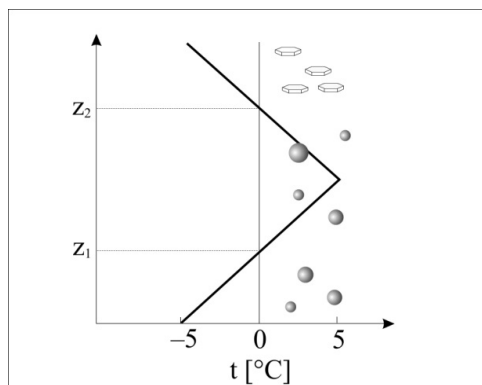
A jégdara szilárd halmazállapotú csapadék. Méretét tekintve hasonló a hódarához, de attól eltérő módon, fagyott vízcseppből jön létre, ezért általában átlátszó és gömb alakú. A jégdara többnyire kora ősszel vagy késő tavasszal hullik, amikor a 0 °C-os izoterma nincs olyan magasan, hogy a felhőből kieső, néhány milliméteres jégrészecske teljesen elolvadjon mielőtt elérje a talajt.

6.6.8. Jégeső

Jégesőről akkor beszélünk, amikor a talajra eső jégrészecskék mérete meghaladja az 5 mm-t. Zivatarfelhőből hullik, rendszerint a nyári évszakban. A jég szemek méretének nincs elvi felső korlátja, azt döntően a zivatarfelhőben felfelé áramló levegő sebességének nagysága és a levegő víztartalma határozza meg. A jég szemek alakja igen változatos lehet, belső struktúrájuk réteges szerkezetet mutat (6.16b. ábra).

6.6.9. Ónos eső

Ha a hőmérséklet a 6.17. ábrán megadott módon változik, a lefelé eső szilárd halmazállapotú csapadék a z_2 magassági szinten megolvad. A z_1 szinten hiába csökken újra 0 °C alá a hőmérséklet, a vízcseppek nem fagynak meg azonnal (túlhűlnek). A túlhűlt vízcseppek a talajhoz vagy a felszíni tereptárgyakhoz csapódva azonnal megfagynak, vékony jég réteget képezve azokon.



6.17. ábra: Ónos eső kialakulása. A folytonos, vastag fekete vonal a hőmérséklet változását mutatja a talaj felett. A lefelé eső jégkristály a z_2 szint alá esve olvadni kezd. Ha a z_2 és a z_1 szintek között lévő olvadási réteg elég vastag, a kristályok teljesen elolvadnak, és vízcseppekként esnek tovább. A z_1 szint alá eső vízcseppek túlhűlt állapotba kerülnek, és a talajnak vagy más tárgyának csapódva hirtelen megfagynak.

6.6.10. Mikrocsapadékok

A fent leírt, felhőből hulló csapadéktípusokon kívül léteznek még olyan típusok, amelyek a légkörben lévő vízgőznek, vagy a ködöt alkotó apró vízcseppeknek a felszíni tereptárgyakra való közvetlen kicsapódása révén jönnek létre. Az ily módon a felszínre jutó csapadék rendszerint elhanyagolható a felhőből hulló csapadék mennyiségéhez képest, ezért mikrocsapadéknak nevezik. Meg kell azonban jegyezni, hogy bizonyos földrajzi területeken, pl. a sivatagokban a légkörből kicsapódó vízgőz adja az éves csapadék nagyobb hányadát. A legjellegzetesebb mikrocsapadék fajták a következők:

Harmat: A levegő harmatpontjánál alacsonyabb hőmérsékletű tereptárgyakra kicsapódó vízgőzből apró vízcseppek jönnek létre.

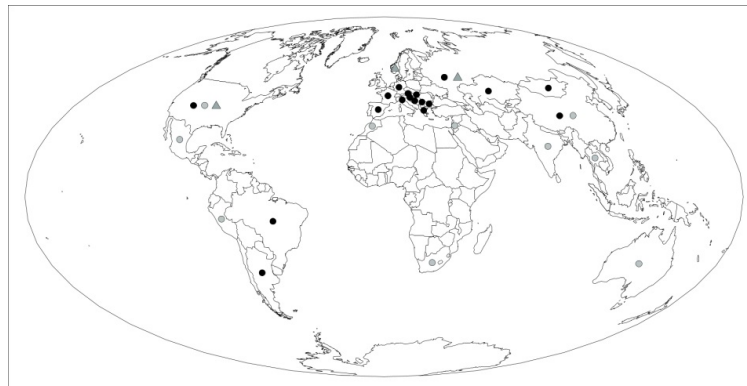
Dér: Ha a levegő harmatpontja 0°C alatt van, akkor a vízgőzből közvetlenül jégkristályok alakulnak ki a talajon és a felszíni tereptárgyakon.

Ködlecsapódás: A ködöt alkotó vízcseppecskék az áramló levegőt követve felszíni tereptárgyakra csapódnak.

Zúzmara: a ködöt alkotó vízcseppek túlhűltek, a tereptárgyakkal ütközve ráfagynak azokra.

6.7. Időjárás-módosítás

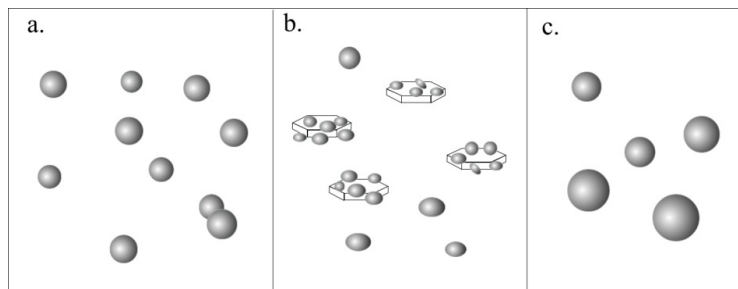
Az első tudományosan is megalapozottnak tekinthető időjárás-módosítást Vincent Schaefer hajtotta végre 1946-ban. Egymotoros repülőgéppel egy nagy kiterjedésű, közepmagas rétegfelhőben repülve szárazjég (lehűtött CO_2) részecskéket szórt ki. Az eredmény igen meggyőző volt, a részecskékkel beszórt terület alatt megindult a havazás, a felhő szinte kilyukadt, míg a többi területen semmilyen csapadékhullást nem észleltek. Ezen sikeres próbálkozáson felbuzdulva az 1960-as években általános időjárás-módosítási „láz” tört ki. Számos országban kezdtek el foglalkozni különféle légköri folyamatok módosításával. Az 1970-es és 1980-as években vált nyilvánvalóvá, hogy számos folyamatba való hatékony beavatkozás – mint például a zivatarokat kísérő villámok megszüntetése, vagy a trópusi ciklonok intenzitásának mérséklése – valójában nem valósítható meg. Más próbálkozások – csapadékkeltés, jégeső-elhárítás és ködoszlatás – több sikerrel kecsegtettek, és ezekkel napjainkban is több országban foglalkoznak (6.16. ábra).



6.18. ábra: Időjárás-módosítás a Föld országaiban. A térkép a Meteorológiai Világszervezet (WMO: World Meteorological Organization) által készített felmérés alapján készült. A szürke körök a csapadékkeltést, a fekete körök a jégeső-elhárítást, a szürke háromszögek a ködoszlatást jelölik.

A légköri folyamatokba való beavatkozás nehéz feladat. Ezt az is alátámasztja, hogy míg szinte minden tudományterületen óriási fejlődés ment végbe az ókortól a XX. sz. elejéig, addig hatékonyságát tekintve nem sok különbség volt a jégesők ellen kilőtt hettita nyilak és a viharágyúzás között. Századunk közepére már világossá vált, hogy a levegő áramlását a felhőkben érdemlegesen módosítani nem lehetséges (egy közepes méretű zivatarfelhőben a mozgási energia kb. 10^{14} J, ami megközelítőleg a paksi atomerőmű egy blokkjának egy napi energiatermelésével egyenlő). Ígéretesebbnek bizonyult már a csapadékképződés folyamatába való beavatkozás. Schaefer is a jégkristályok kialakulását segítette elő a felhőbe juttatott szárazjéggel. A gyorsan szublimáló szárazjég-kristályok környezetében a jelentős hőmérséklet-csökkenés miatt még a legkisebb vízcseppek is megfagytak. Vonnegut kutatási eredményei alapján kiderült, hogy a jégképződést más anyagok is elősegítik. Ezeknek a mikronos vagy annál kisebb részecskéknek a legfontosabb jellemzői a jéghez hasonló kristályszerkezet, s hogy vízben nem oldódnak. Ilyen anyag például a természetben is előforduló kaolin, az ipari üzemek által kibocsátott különböző fém-oxidok, illetve az ezüst- és az ólom-jodid. Ez utóbbiakat alkalmazzák a leggyakrabban a csapadékkeltési és jégeső-elhárítási tevékenység során. A jégképző magvak koncentrációja térben és időben szeszélyesen változik, és több nagyságrenddel kisebb a vízcseppek kialakulását elősegítő kondenzációs magvakénál. A 6.6. ábrán látható, hogy a jégképző magvak milyen módon segítik elő a jégkristályok kialakulását és a vízcseppek megfagyását.

A csapadékkeltés célja, hogy a felhőben található víz minél nagyobb hányada kihulljon, s elérje a talajt. Ezt a vízcseppek, jégkristályok méretének növelésével lehet elérni. A vízgőz mennyiségének érdembeli növelésére nincs lehetőség, egy kisebb felhőben is 10^9 – 10^{10} kg vízgőz található. Ebből mindjárt az is következik, hogy csapadéknövelésre csak akkor van esély, ha a légkör vízgőztartalma elegendő a felhőképződési folyamathoz. Ezen feltétel mellett lehetőség van a nagyobb felhőelemek arányának növelésére a kisebbek rovására. Ennek egyik módja a jégrészecskék számának növelése, ugyanis a jégrészecskék sokkal gyorsabban képesek növekedni, mint a vízcseppek. Ez egyrészt a Bergeron–Findeisen folyamatnak (lásd 6.9. ábra) köszönhető, valamint annak, hogy a jég szemek, jég szemkezdemények és jégkristályok nagyobb méretük miatt sokkal nagyobb valószínűséggel ütköznek a vízcseppekkel, mint a kisebb vízcseppek egymással. A fentiek miatt – gyenge szitálástól vagy kis intenzitású esőtől eltekintve – mindig a jégrészecskék kialakulásának köszönhetjük a csapadékot. Ezek a jégrészecskék aztán többnyire elolvadnak, és esőcseppek formájában érik el a talajt. (Nyáron a 0°C -os hőmérsékleti szint kb. 3000–3500 m között található a közepes földrajzi szélességen.)



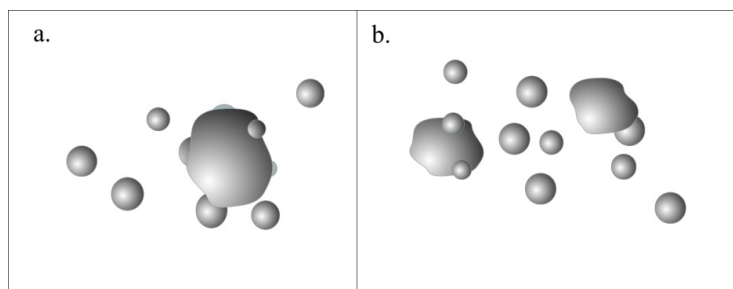
6.19. ábra: A csapadéknövelés elvi sémája. A természetes körülmények között kialakult apró vízcseppecskék nagyon ritkán ütköznek egymással, ezért nem tudnak megnőni (a). Ezek a kis vízcseppek vagy ki sem esnek a felhőből, vagy a felhőből kiesve elpárolognak, még mielőtt a talajt elérnék. A vízcseppek átlagos mérete növelhető, ha a negatív hőmérsékleti tartományba jégképző magvakat juttatunk (b), illetve azáltal, hogy nagyobb méretű vízcseppek kialakulását tesszük lehetővé μm -es vagy nagyobb higroszkópos részecskéknek a felhőbe való juttatásával (c).

Mint arról már volt szó, a jégképző magvak koncentrációja térben és időben igen szeszélyesen változik. Gyakran előfordul, hogy a felhőzet kialakult, de csapadék nem hullik belőle (6.19a. ábra). Ilyenkor, ha megfelelő számú jégképző magvat juttatunk a felhőbe, akkor a jégkristályok zúzmárásodásával megkezdődik a csapadékképződés (6.19b. ábra). A csapadéknövelés másik – napjainkban egyre jobban elterjedő – módja a nagyméretű ($> 10 \mu\text{m}$) higroszkópos részecskék koncentrációjának növekedése. Ezen részecskékre lecsapódó vízgőzből rövid idő alatt nagy vízcseppek alakulnak ki. Mivel a vízcseppek méretének növekedésével rohamosan nő a cseppek közötti ütközés valószínűsége, így még nagyobb vízcseppek jöhetnek létre (6.19c. ábra). Ezek az esőcseppek a felhőből kiesve már nem párolognak el, így elérhetik a felszínt.

Hasonló elven működik a nagy területre kiterjedő ködoszlatás. A talajt borító ködtakaróra felülről jégképző magvakat vagy szárazjeget szórnak. A kialakuló jégkristályok magukhoz szippantják a ködöt alkotó vízcseppeket (a Bergeron–Findeisen folyamat, valamint ütközés során), és hó formájában a talajra hullanak. A módszer hátránya, hogy csak akkor alkalmazható, ha a hőmérséklet nagyon alacsony, $(-10) - (-15^\circ\text{C})$.

A közepes szélességi körökön az aszálykár mellett leggyakrabban a heves jégesők okoznak időjárási katasztrófát. A jégeső-elhárítás célja a zivatarfelhőkből kihulló jég szemek méretének csökkentése. Itt mindjárt el kell oszlatni egy – a magyar elnevezésből fakadó – félreértést. A jégeső-elhárítás a legkritikább esetben képes a jégeső teljes megszüntetésére, többnyire csak a talajt elérő jég szemek méretének csökkentésére van reális esély. Mivel a jég szemek mozgási energiája a méret ötödik hatványával arányos, kis méretesökkenés is jelentősen mérsékli az okozott kárt (a méret tíz százalékos csökkentése több mint 40%-kal csökkenti a mozgási energiát). A jég szemek növekedését döntően az határozza meg, hogy egy jég szem mennyi vízcseppel képes összegyűjteni.

Természetes körülmények között csak néhány vízcsepp fagy meg, amelyek a környezetükben lévő kisebb vízcseppek összegyűjtése révén gyorsan növekednek (6.20a. ábra). A zivatarfelhőbe juttatott jégképző magvak növelik annak valószínűségét, hogy több vízcsepp megfagyjon. Így több jég szem „versenyez” a rendelkezésre álló vízárt, és csak kisebb jég szemek jönnek létre (6.20b. ábra).



6.20. ábra: A jégeső-elhárítás elvi sémája. A kevés jég szem a vízcseppeket összegyűjtve gyorsan növekszik (a). Ha sikerül több jég szem kialakulását elérni, akkor egy jég szem arányosan csak kevesebb vízcseppet tud összegyűjteni, és a jég szemek átlagos mérete kisebb lesz (b).

A kevés nagy helyett kialakuló több kisebb jég szem a 0 °C-os izoterma alá esve gyorsabban olvad (a térfogathoz viszonyítva megnőtt összfelület miatt). A jégeső-elhárítást technikailag nehezebb végrehajtani, mint a csapadéknövelést. Ennek az az oka, hogy míg a csapadéknövelést többnyire egy viszonylag stabil, nagy kiterjedésű réteghőben valósítják meg, addig a jégeső-elhárítás során egy igen gyorsan változó zivatarfelhőben kell a beavatkozást elvégezni. A gomolyfelhőzet megjelenését követően közel 30 percen belül már hullik a csapadék és esetleg a jégeső a zivatarfelhőből; ezen időtartamon belül a jég szemek kialakulása kevesebb, mint öt percig tart. Ez a gyors fejlődés megnehezíti, hogy a megfelelő számú jég képző magvat a felhő azon tartományába juttassuk, ahol a jég szemek kialakulása éppen folyamatban van. Ez azért kritikus probléma, mert ha a felhőbe juttatott mesterséges jég képző magvak száma túlságosan kevés, akkor jobb esetben teljesen hatástalan a beavatkozás, rosszabb esetben csak a jég szemkezdemények számát növeltük anélkül, hogy csökkenne a jég szemek mérete. Ez utóbbi paradox helyzetnek – a jégeső intenzitásának növelése – igen nagy az esélye, amikor egy igen intenzív zivatarfelhőben, ún. szupercellában kívánjuk befolyásolni a jég szemek kialakulását és növekedését. Ezekben a felhőkben olyan nagy mennyiségű víz van, hogy a jég szemkezdemények számát igen nagyra kell növelni ahhoz, hogy a vízcseppekért való „versengés” a méret csökkenését eredményezze. Szerencsére hazánkban ilyen felhő igen ritkán fordul elő, ám akkor jelentős kárt okoz (pl. Dél-Baranyában 1987-ben egy szupercella okozta kár akkori árakon számolva meghaladta az 1 milliárd forintot).

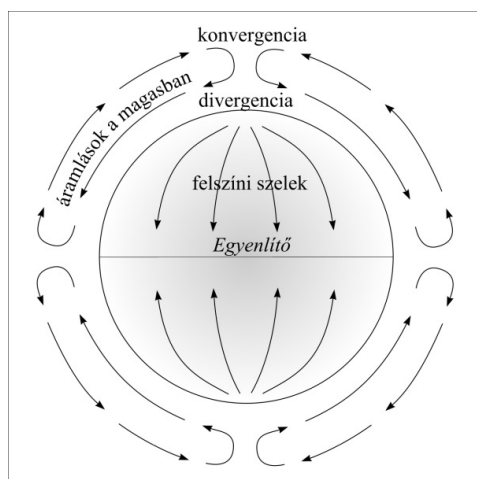
Vannak olyan időjárási jelenségek (pl. trópusi ciklon, tornádó), melyek elhárítására, pályamódosítására jelenleg nincs lehetőségünk. A súlyos anyagi károk mérséklése érdekében csak hatékony előrejelzési módszereken alapuló riasztás alkalmazható.

7. fejezet - Az általános légkörzés

7.1. Történeti áttekintés, kezdeti elképzelések

Tapasztalati és elméleti úton egyaránt gyarapíthatjuk tudásunkat a nagytérségű légköri áramlásokról, a globális szélrendszerekről. Egyrészt a földi megfigyelő hálózat légnyomásra és szélre vonatkozó észlelési idősorainak elemzése révén, másrészt elméleti hidrodinamikai modell-szimulációk segítségével. Bár ennek a könyvnek a célja alapszintű meteorológiai ismeretek közvetítése a téma iránt érdeklődők felé, itt mégis mindkét közelítés eredményeit felhasználva mutatjuk be a légköri mozgások komplex rendszerét. A 3. fejezetben láttuk, hogy a földi légkör mozgásainak hajtómotorja a Napból érkező sugárzási energia, s annak egyenlőtlen földfelszíni, légköri eloszlása. A légkör általános cirkulációja a különböző földrajzi szélességek besugárzási anomáliáinak kiegyenlítését célozza. A történeti hűséghez ragaszkodva fejezetünket több száz évvel ezelőtti elképzelések bemutatásával kezdjük.

Egycellás cirkulációs modell: A nagy földrajzi felfedezések idejében vált létfontosságúvá a nagytérségű szélrendszerek megfigyelése és megismerése, hiszen az óceánok vitorlás hajóval való átszeléséhez az egyenletes szélviszonyok lennének ideálisak. Már ekkor mind pontosabban kellett volna ismerni és elkerülni a világóceán túlságosan viharos vagy éppen rendkívül szélcsendes zónáit. George Hadley (1735) helyesen értelmezte, hogy a Napból érkező energia vezérli a szelet. Elképzelései szerint a pólusokat és az Egyenlítő vidékét érő, egymástól nagyon eltérő mennyiségű sugárzás kiegyenlítődésképpen mindkét félgömbön egy-egy konvektív cirkulációs cella alakul ki (7.1. ábra).

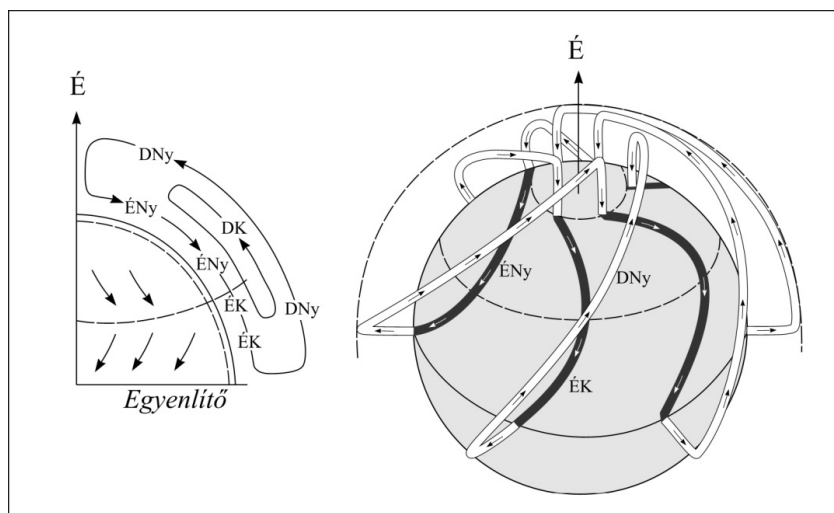


7.1. ábra: Egycellás toroid cirkulációs modell (félgömbönként egy-egy konvektív cella)

Ebben az Egyenlítőre ért besugárzás hatására konvektív feláramlás indul meg, mely feljut a magasabb légrétegekig (mai ismereteink szerint a troposzféra tetejéig, a tropopauza szintjéig). Itt szétválak az áramlás, s a déli, illetve az északi pólus felé indul. A zárt cirkulációs körben az alacsony és magas földrajzi szélességek között a magasabb légrétegben pólus irányú, a felszínen az Egyenlítő felé történik az áramlás. Bár ez az elmélet óriási relevanciát ért el erejével hatott a saját korában, mégis több szempontból hibás. Egyrészt nem veszi figyelembe a Föld saját tengelye körüli forgását, másrészt a felszíni megfigyeléseknek is számos helyen ellentmond. Ugyanakkor Hadley közelítése alapvetően helytálló elemeket is tartalmaz: az azóta róla elnevezett konvektív cella-pár az Egyenlítő és a térítő (Ráktérítő és Baktérítő) között ténylegesen létezik, s a ma legfejlettebbnek tekintett komplex általános légkörzési modellekbe is beépült.

7.2. A légkör általános cirkulációja, XX. századi modellek

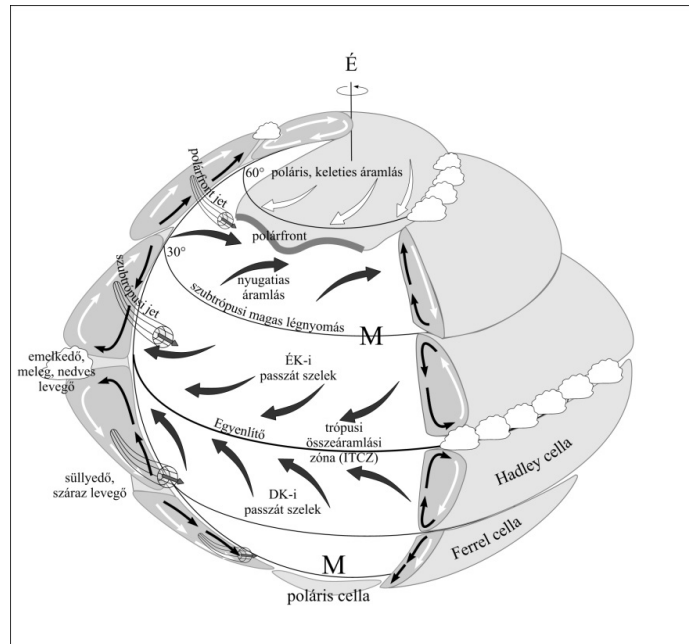
A 7.2. ábrán bemutatott – szintén egycellás – cirkulációs modellben már szerepel a Föld saját tengelye körüli forgása, illetve az ennek következtében fellépő Coriolis-erő. Ennek hatására ebben a módosított modellben már megjelennek az alacsony földrajzi szélességek keleties szelei, az ún. passzát szelek.



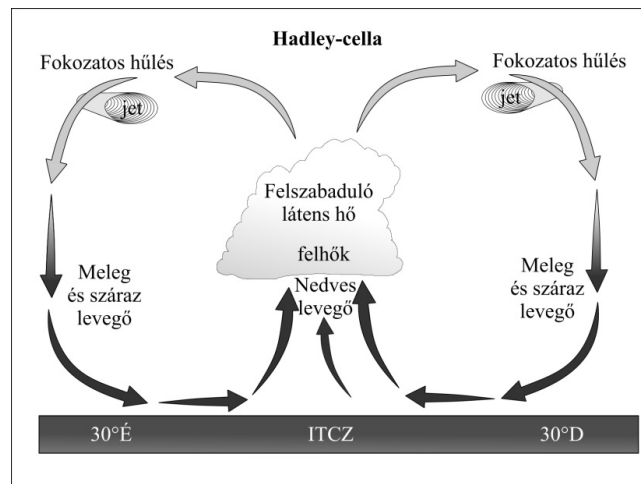
7.2. ábra: Hadley-féle egycellás konvektív modell, mely már a Föld saját tengelye körüli forgását, s így a Coriolis-erőt is figyelembe veszi. (Bal oldalon az északi félgömb vertikális metszete, jobb oldalon a földforgás eltérítő ereje hatására módosult áramvonalak.)

Háromcellás cirkulációs modell: Bár az 1920-as években kidolgozott háromcellás cirkulációs modellen a későbbi évtizedekben (a mind pontosabb magas légköri megfigyelések eredményeinek felhasználásával) még sokat finomítottak, mégis az elmélet alapvetően mind a mai napig helytálló.

A 7.3. ábra mutatja be a forgó Föld idealizált, átlagos viszonyokat tükröző háromcellás cirkulációs modelljét. Ebben a Hadley által feltételezett cirkuláció, mint az Egyenlítőhöz legközelebbi cella-pár jelenik meg, *Hadley-cella* néven. Ezen kívül még megjelenik a mérsékelt öv nyugatias áramlásait lefedő Ferrel-cella, valamint az északi és déli sarkvidékeken a keleties áramlások által uralt poláris cella. A szomszédos cellákban a levegő egymással ellentétes irányban áramlik, így alakul ki a két Hadley-cella érintkezésénél az Egyenlítő térségében a talajon az ún. trópusi összeáramlási zóna (ITCZ), s a tropopauza magasságában egy szétáramlási zóna. Ehhez hasonlóan a Hadley- és a Ferrel-cella találkozásánál süllyedő száraz, hűvös levegőt találunk, s a felszínen kialakul a szubtrópusi magas nyomású zóna.



7.3. ábra: A forgó Föld idealizált háromcellás cirkulációs modellje

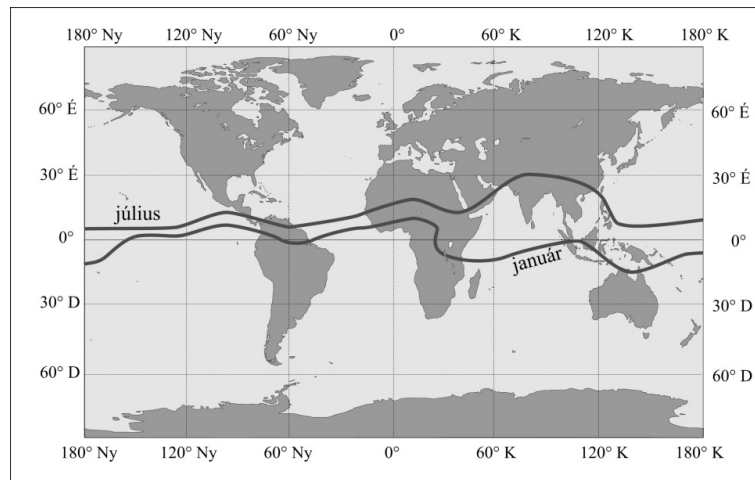


7.4. ábra: Az Egyenlítőtől északra és délre közel szimmetrikusan elhelyezkedő Hadley-féle konvektív cella, melyben az intenzív besugárzás hatására heves feláramlás indul meg. Ez vezet a trópusokra jellemző erős felhősödéshez, s a belőlük kihulló sok csapadékhoz. A tértők közelében a magas szinteken találhatók a futóáramlások (jet-stream-ek), melyek a Hadley- és a Ferrel-cellák közötti légtömeg- és impulzusmomentum-csere fő színterei.

A 7.4. ábra kicsit részletesebben mutatja az Egyenlítőhöz legközelebb lévő, északra és délre közel szimmetrikusan elhelyezkedő Hadley-féle konvektív cellákat. Itt az intenzív besugárzás hatására heves feláramlás indul meg, mely a trópusokra jellemző erős felhősödést eredményezi. A feláramló meleg levegő, s a gomolyos szerkezetű (Cumulus) toronyfelhők kialakulása felszabadítja a látens hőt a légtömegből, s elméleti megfontolások szerint ez a folyamat biztosítja a Hadley-cellában zajló áramlásokhoz szükséges mozgási energiát. A felhőkből hulló csapadék táplálja a trópusokon fejlődő dús növényzetet, nevezetesen Délkelet-Ázsia, Afrika Egyenlítői régiója, s Dél-Amerika (az Amazonas-medence) esőerdőit. A cirkulációs cellában a troposzféra tetejére, a tropopauzához már száraz és jelentős mértékben lehűlt légtömeg érkezik. Az áramlás kettéválva a sarkok irányába indul, s a lehülési folyamat tovább folytatódik. Az északi és déli 30° szélességeket elérve lefelé indul a légáram és (az adiabatikus süllyedés miatt) meleg száraz légtömegként éri el a talajt. Ez jól összecseng a szubtrópusi régió éghajlati sajátosságaival, mely zónába például az afrikai Szahara, s a Nagy Ausztrál Sivatag is tartozik. Ebben a leszálló légáramlatok által uralt térségben a felszín közelében gyenge légmozgás uralkodik, gyakori a szélcsend. Spanyol hajósok a szélességnek (spanyolul latitudes de los caballos, angolul hors latitudes) nevezték ezt az öveget, mivel a legendák szerint a

hosszú szélmentes időszakok során nem egyszer kényszerültek az óceánon átkelő hódító harcosok lovaikat a tengerbe ölni, mikor már elfogyott a hajón az etetésükhöz, itatásukhoz szükséges abrak és víz.

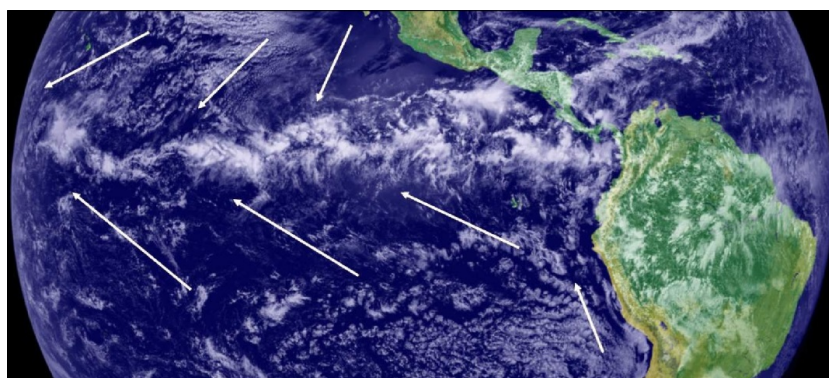
A Hadley-cella felszíni áramlási ága a passzát szelek öve, mely mindkét félgömbön keleties szélösszetevőket tartalmaz. Angol nyelvterületen kereskedelmi szeleknek (trade winds) hívják e szélövet arra utalva, hogy az óceánt átszelő kereskedelmi utakat ebben az övben volt érdemes tervezni, hiszen sem a szélcsendes ló szélesség, sem pedig a sarkok felé azt követő nyugatias szelek öve nem adott a hajózáshoz biztonságos szélviszonyokat.



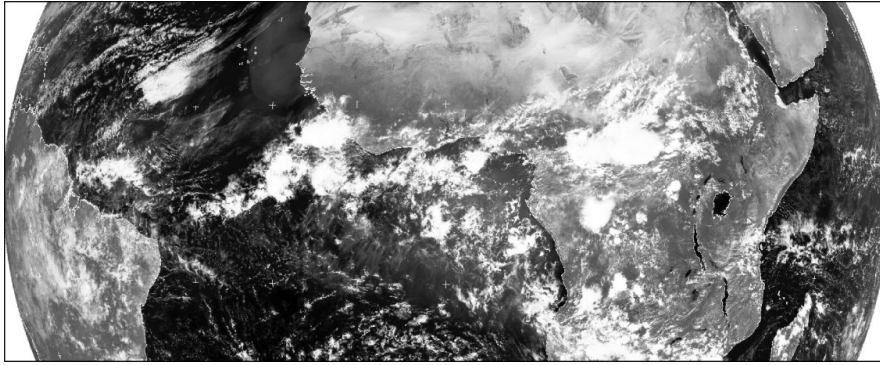
7.5. ábra: A trópusi összeáramlási vonal átlagos júliusi és januári állapota

A két Hadley-cella között, a talajon található a trópusi összeáramlási vonal. Helye az év során nem állandó, mellyel együtt nyilván a két cirkulációs cella is vándorol. A trópusi összeáramlási vonal aktuális helyzete egyrészt az évszakok, másrészt a földrajzi hosszúság szerint is változik. Két szélső állapotát júliusban és januárban a 7.5. ábrán láthatjuk. Az összeáramlási vonal földrajzi helyzete általában jól egybeesik a termikus egyenlítővel (mely a klimatikus legnagyobb felmelegedés területe, s követi a Nap látszólagos évi járását). Kontinensek esetén sokkal nagyobb az Egyenlítőtől való eltávolodás, mint óceánok esetén. A 8. fejezetben a monszun-övezetek kijelölése kapcsán még majd szó esik erről a kérdéskörrel.

A 7.6. ábra műholdképe Közép-Amerika, Dél-Amerika és a Csendes-óceán térségére jól mutatja az ITCZ helyzetét, melyet a konvektív feláramlási zónában vonalszerűen összesűrűsödő felhőzet jelez. A 7.7. ábra a trópusi öv erőteljesebb felhőit mutatja be szintén egy műholdképen, ahol Afrika felett láncolatba rendeződve láthatók a felhők.



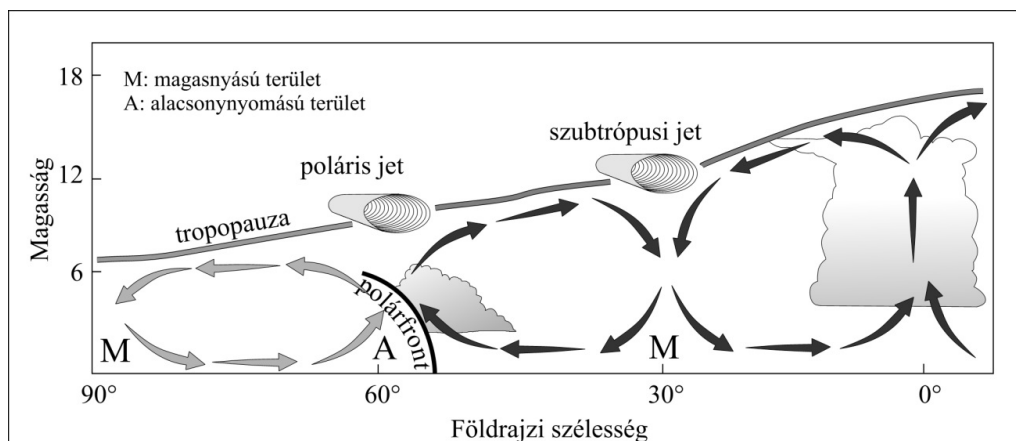
7.6. ábra: A műholdképen a Csendes-óceán medencéjében, Közép-Amerika és Dél-Amerika térségében követhető nyomon a trópusi összeáramlási vonal helyzetét



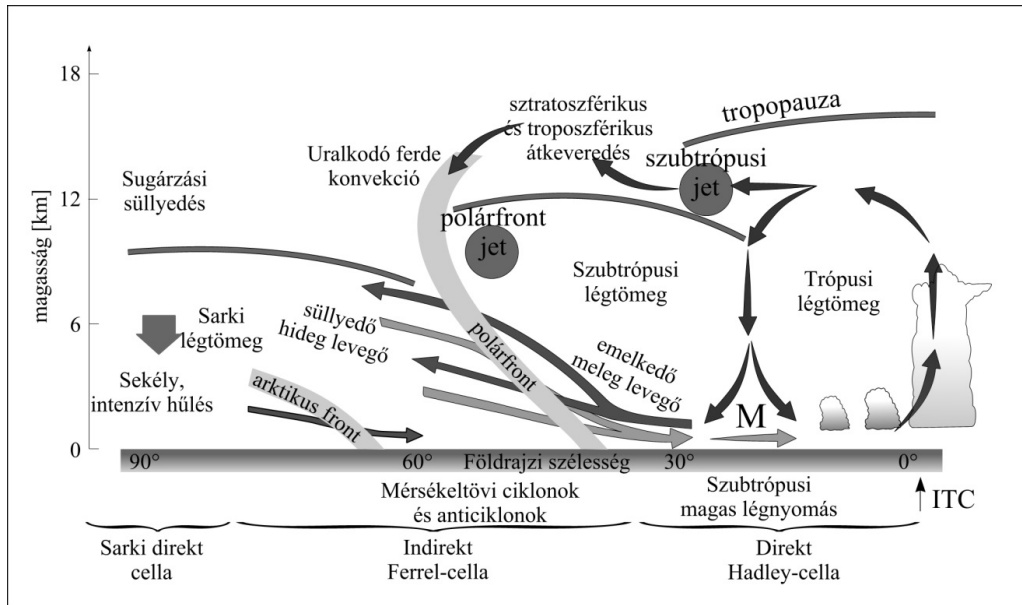
7.7. ábra: Műholdkép Afrika trópusi zónájának felhőrendszeréről

7.3. Polárfront, futóáramlások

A poláris régió cirkulációs viszonyairól keveset tudunk. E térségben a keleties szelek dominálnak, magasabb szélességeken gyakran megjelenik egy ún. arktikus front, de legnagyobb jelentőségű a 60° földrajzi szélesség környezetében mozgó erős, s tartósan jelen lévő frontálzóna (az ún. polárfront), mely a sarki hideg, s a szubtrópusi melegebb légtömegeket választja el egymástól (7.8. ábra).



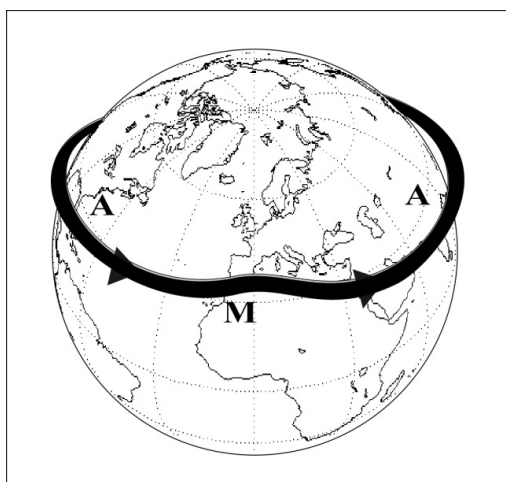
7.8. ábra: A három cirkulációs cellát tartalmazó modell sematikus rajza



7.9. ábra: A trópusi, szubtrópusi és sarki légkörzéseket elválasztó fő frontálzónák a hozzájuk kötődő futóáramlásokkal

A 30° és 60° földrajzi szélességek által behatárolt mérsékelt öv cirkulációs viszonyai lényegesen bonyolultabbak, mint az Egyenlítő vidékének rendezett, zonálisan szimmetrikus konvektív cellája. Bár a 7.9. ábra az egész hemiszféra légkörének metszetét mutatja, mégis a mérsékelt öv cirkulációs folyamatai vannak a központban. A mérsékelt övben a nyugatias áramlás az uralkodó, melynek magyarázatát a következőképpen adhatjuk meg. Szél mindig a légnyomáskülönbségek kiegyenlítődése érdekében keletkezik. A hideg poláris régiók és a meleg trópusok között légnyomáskülönbség alakul ki, mivel a hideg levegő sűrűbb, mint a meleg, és a két régió fölötti tropopauza magassága is jelentős mértékben eltér egymástól. Az Egyenlítő felől a sarkok felé lejt a tropopauza, s a pólusok fölött az izobárfelületek függőleges menti sűrűsége is lényegesen nagyobb (a magassággal gyorsabban csökken a légnyomás). Ennek megfelelően a nyomási gradiens erő (l. 5. fejezet) a troposzféra felső szintjein az egész félgömbön az Egyenlítő felől a sarkok felé mutat. Amint a légnyomáskülönbségek kiegyenlítődése elindulnak az áramlások a Hadley-cella felső szintjein a pólusok felé, a Coriolis-erő fokozatosan zonálissá téríti el azokat, azaz mindkét félgömbön jobbra (nyugat-keleti irányúvá). A Hadley-cellák szinte állandó helyzetű, térítő közeli határai éppen ott vannak, ahol az áramlás a Coriolis-erő hatása miatt már teljesen Ny–K irányúvá fordul át, s a lehűlt levegő süllyedni kezd. Így a mérsékelt övek uralkodó széliránya mindkét félgömbön nyugatias, s az áramlás cirkumpoláris.

A Hadley-cellák és a Ferrel-cellák találkozásánál a tropopauza magasságában találjuk az ún. szubtrópusi futóáramlásokat (subtropical jet vagy jet-stream), melyek nagy sebességű, kis átmérőjű szélesatornák (7.10. ábra). Kialakulásuk az impulzusmomentum megmaradásával magyarázható a következőképpen: A Hadley-cella felső szintjein a sarkok felé áramló levegő egyre közelebb kerül a Föld forgástengelyéhez, ezért a szögsebességének növekednie kell. A szögsebesség olyan mértékben megnő, hogy (az Egyenlítőn a forgó Földhöz képest a súrlódás miatt lemaradó) levegő a térítőkre megérkezve lényegesen gyorsabban forog (áramlik) Ny–K irányban, mint a Föld.

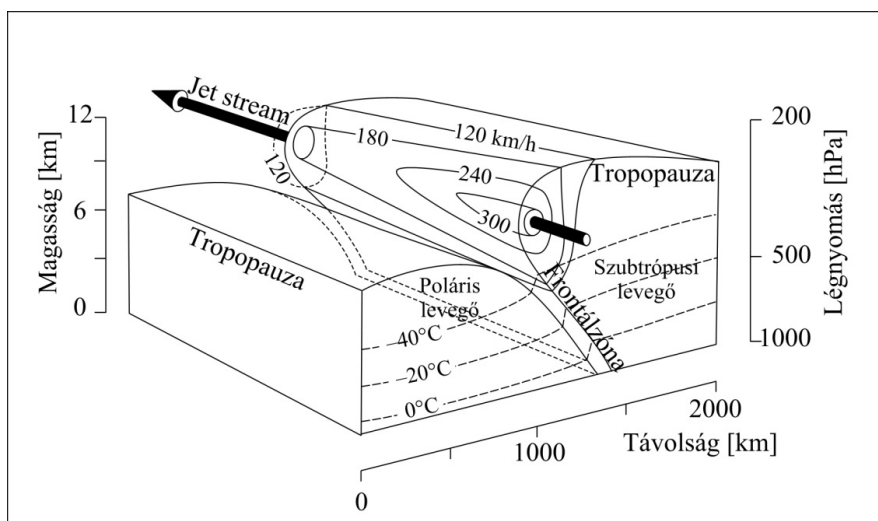


7.10. ábra: A szubtrópusi jet (fútóáramlás) cirkumpoláris pályája az északi félgömbön

Ez a jelenség koncentrálódik a fútóáramlások zónájában, melyek hatalmas mozgási energiája Ny–K irányba sodorja a mérsékelt övek teljes légtömegét. Ez egyben az előbbieken leírt mérsékeltövi zonális áramlások kialakulásának részletes magyarázata is.

A félgömbök három cirkulációs cellájának elválasztó felületei a 30° szélesség mentén elhelyezkedő szubtrópusi-, illetve az $50\text{--}60^\circ$ szélességek közötti poláris frontálzóna, melyek mindegyike fölött egy-egy fútóáramlás jelenik meg. A szubtrópusi frontok nem különösebben markánsak, bár választófelületet képeznek a térítők közelében lesüllyedő légtömeg számára, amelynek egy része a felszín közelében ismét az Egyenlítő felé fordul, létrehozva a passzátokat, míg másik része a mérsékelt égövekbe áramlik tovább (lásd 7.9. ábra). Annál markánsabbak – mint említettük – a mérsékeltövi polárfrontok, vagy egyszerűen polárfrontok.

A velük kapcsolatos poláris fútóáramlások (polár jet vagy jet-stream, 7.11. ábra) horizontális kiterjedése a szélirányra merőlegesen $100\text{--}500$ km között változik, míg vertikálisan csupán néhány kilométer átmérőjű. A fútóáramlások tengelyében a szélsősebesség gyakran meghaladja a 200 km/h-t, de néha akár a 400 km/h sebességet is eléri. A repülőgépek pontos jet-előrejelző térképek alapján használják ezeket az áramlásokat, s ezzel jelentősen csökkentik üzemanyag-fogyasztásukat.

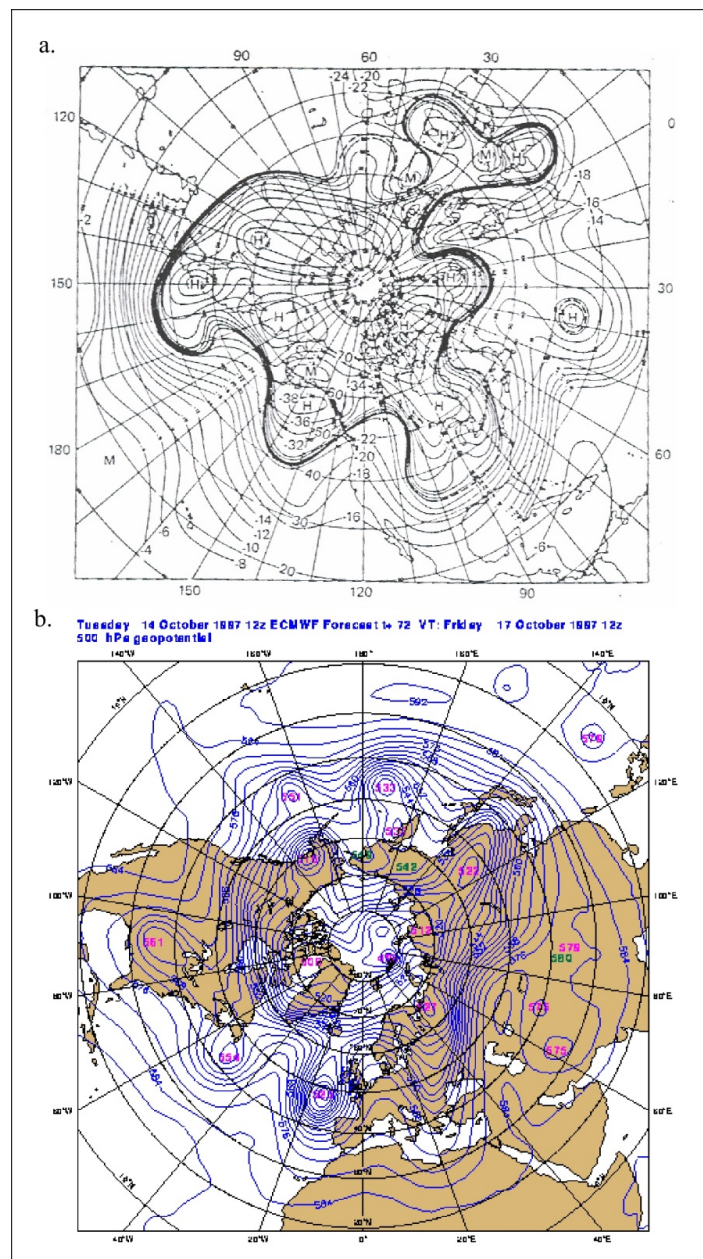


7.11. ábra: A poláris jet szerkezete, vertikális metszete

Jogos a kérdés, hogy mi az eredete ezeknek a nagy energiát hordozó szélcsatornáknak. (A szubtrópusi fútóáramlásokra vonatkozó magyarázat itt csak kis részben helytálló, mert a Ferrel-cella átlagban ellentétes forgásirányú, mint a Hadley-cella.) Itt az elsődleges ok az a nagy hőmérsékleti kontraszt, amely a polárfront zónák

két oldalán elhelyezkedő légtömegek között van a magasabb szinteken. Ez nagyon erős nyomási gradiens erőt eredményez, mely felgyorsítja a magas légköri áramlásokat. A polárfrontok és a fútóáramlások iránya sok helyen eltér a nyugat-keleti iránytól, hullámoznak, ún. meanderező mozgást végeznek, néha szakadások is képződnek bennük. Jelentős évszakos változás, eltolódás figyelhető meg pályájukban: a nyári időszakban északabbra tolódnak, télen délebbre. A meanderező hullámmozgás elmélyülésével keletkeznek, s szakadnak le a polárfrontról a mérsékeltövi ciklonok (lásd 9. fejezet). Ezt a folyamatot illusztrálja a 7.12a. és 7.12b. ábra, ahol két nyomási szint két különböző időponthoz tartozó hőmérsékleti, illetve geopotenciál (magassági) mezejét láthatjuk az északi félgömbre.

A 700 hPa-os szint 7.12a. ábrán bemutatott hőmérsékleti térképén a 2 °C-onként kihúzott izotermák közül helyenként akár öt–hét darab is szinte együtt fut. A sok egymáshoz nagyon közeli vonal élesen kirajzolja a polárfront helyzetét. A polárfront két oldalán nagy a hőmérsékleti gradiens, melyet kis földrajzi távolságon belül esetenként akár 10–14 °C-os különbség jelez. Az 500 hPa-os szint 7.12b. ábrán lévő geopotenciál (magasság) előrejelzési térképén a polráfrontról leszakadt mérsékeltövi ciklonok is megjelennek. (Megjegyezzük, hogy a meteorológiában lejátszódó folyamatokat többnyire a nyomási szintekhez kötődően írják le, illetve jelzik előre.)



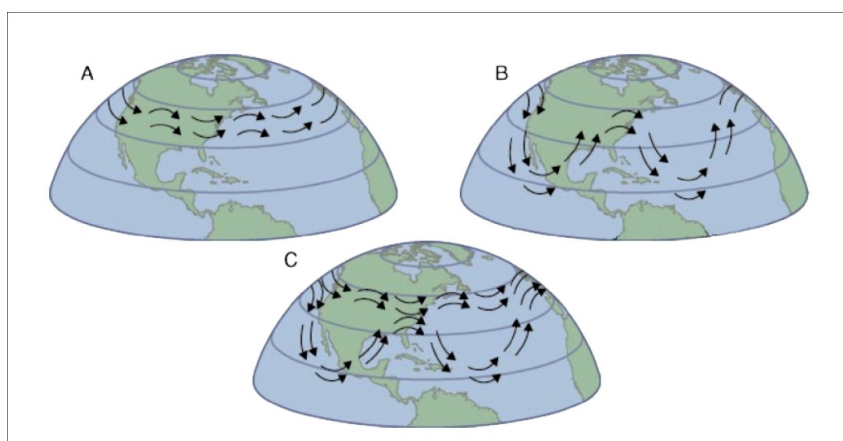
7.12. ábra: (a): A 700 hPa-os nyomási szint hőmérsékleti térképe 1951. február 6-án (Forrás: Czelnai et al., 1983),
(b): Az 500 hPa-os nyomási szint magasságának előrejelzési térképe 1997. október 17-re (Forrás: ECMWF).

Fultz 1951-es forgómedencés kísérletében a földi légkör áramlási viszonyait szimulálta (7.13. ábra). A termikus vezérlést úgy valósította meg, hogy a medence peremét melegítette és a közepét hűtötte. Előbbi a földi Egyenlítő körzetét, utóbbi a pólusokat reprezentálta. A rendszert forgatva a Föld tengely körüli forgását is szimulálta. A folyadékban a forgás szögsebességének és a hőmérsékleti gradiensnek a függvényében állóhullámok jelentek meg, mely jelzi a kísérlet földi légköri analógiáját, s egyben lehetőséget ad a polárfront kisfrekvenciás hullámainak és a mérsékelt övi ciklonok leszakadási folyamatának kísérleti vizsgálatára. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Áramlástan Laboratóriumában időről-időre rekonstruálják e kísérletet, s a hallgatók megnézhetik e demonstrációt.



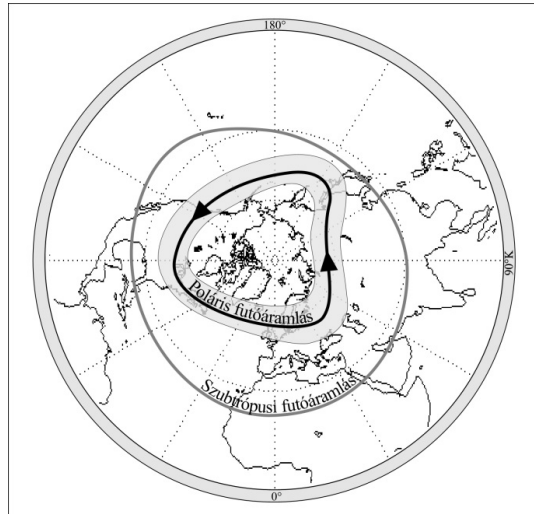
7.13. ábra: Forgómedencés légkör-szimulációs kísérlet (Forrás: D.H. Fultz, University of Chicago, Hydrodynamics Laboratory, 1951)

A 7.14. ábrán a polárfront egyre nagyobb mértékű meanderezése, majd több ágra történő szétválása is követhető. Ez a folyamat vezet a mérsékeltövi ciklonok keletkezéséhez, s a polárfrontról való leválásához, melyet majd a 9. fejezet tárgyal bővebben.



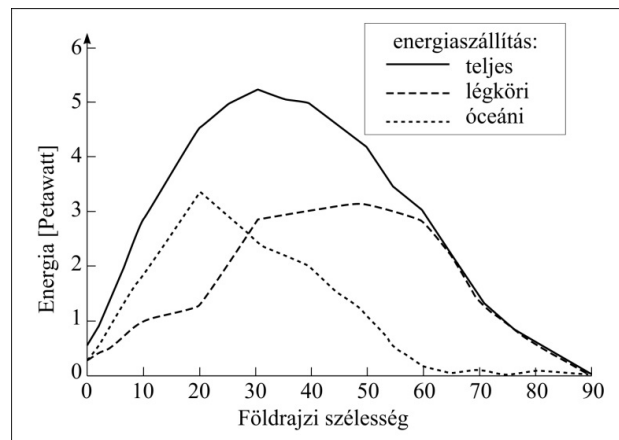
7.14. ábra: Az északi félgömbön nyomon követhető a polárfront cirkumpoláris áramlása. Az egyre mélyülő hullámok örvényekké alakulnak, s idővel leszakadnak a fő frontálzónáról.

Az északi félgömb két futóáramlásának (poláris jet és szubtrópusi jet) átlagos helyzetét a 7.15. ábra szemlélteti. A poláris jet nem szabályos átlagos útvonaltól az óceánok és kontinensek elhelyezkedésével magyarázzuk.



7.15. ábra: A három áramlási cella két találkozási területénél található fűtőáramlások átlagos földrajzi elhelyezkedése

A pólusok és az Egyenlítő közötti éves besugárzás jelentős mértékben eltér egymástól, ezek kiegyenlítését szolgálja a földrajzi szélességek közötti meridionális irányú energiaszállítás, melyet a 7.16. ábra szemléltet. Az ábrán külön-külön görbe jelzi a légköri energiaszállítást, az óceánok energiaszállítását, és ezek eredőjét. Az óceáni energiaszállítás maximuma az alacsonyabb földrajzi szélességekre tehető (20°-nál van a maximum, 60°-nál magasabb szélességeken pedig egyáltalán nincs óceáni szállítás), míg az általános cirkuláció által lebonyolított légköri szállítás maximuma a mérsékelt földrajzi szélességekre esik (30°–60° közé). A légköri energiatranszport legjelentősebb szereplői a mérsékeltövi ciklonok.



7.16. ábra: A földrajzi szélességek szerinti besugárzási eltéréseket kiegyenlítő energiaszállítás a légkörben és az óceánban

8. fejezet - A trópusok és a szubtrópusi területek időjárási rendszerei

8.1. A trópusi összeáramlási zóna

Mint a 7. fejezetben láttuk, az alacsony szélességek áramlási viszonyait alapvetően a Hadley-cella, illetve annak felszíni ága, a passzátok határozzák meg. Az északi félgömb ÉK-i és a déli félgömb DK-i passzát szélrendszere a mérsékelt övi mozgásokhoz képest mind irányát, mind sebességét tekintve meglehetősen állandó. Az átlagos szélesebbség e térségben 7 m/s-ra tehető.

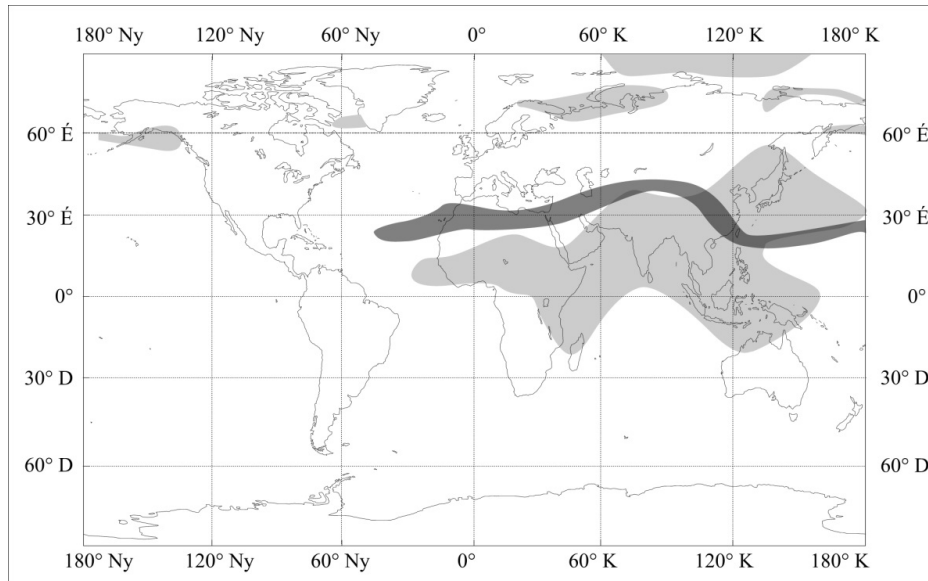
A két félgömb passzát rendszere az Egyenlítő környékén találkozva összeáramlási (konvergencia) zónát hoz létre. Az így összegyűlő levegő függőlegesen felfelé emelkedik, majd a magasban a térítők irányába mozog tovább. Ez a Hadley-cella felszálló ága, melyet alacsony légnyomás ural. A trópusi konvergencia zónát az angol Intertropical Convergence Zone kifejezésből ITCZ-nek is nevezzük. Az ITCZ ugyan az Egyenlítő környékén található, azonban általában nem esik egybe azzal. Átlagos földrajzi helyzete az északi félgömb nyarán az északi szélesség 15°-hoz köthető, míg télen a déli szélesség 5°-ra tehető. Látható tehát, hogy az ITCZ a déli félgömbön jóval kevésbé távolodik el az Egyenlítőtől, mint az északi félgömbön. Ez egyrészt annak köszönhető, hogy a déli félgömbön jóval nagyobb az óceánok kiterjedése, ami kiegyenlítettebb klímával jár, másrészt az Antarktisz hűtő hatása az egész félgömbön érezteti hatását. Jól jelzi ezt a megállapítást, hogy az északi félgömbön a januári középhőmérséklet 9 °C, míg a júliusi 22,4 °C. Ugyanez a déli félgömbön 16,4 °C, illetve 11,4 °C. Az Egyenlítő és a pólus közötti hőmérsékleti kontraszt a sok éves átlagot tekintve az északi félgömbön januárban 59,7 °C, júliusban 28,2 °C, a déli félgömbön viszont 40,2 °C, illetve 74,2 °C.

Az ITCZ valamely földrajzi szélességgel való azonosítása meglehetősen durva közelítés. Valójában a szárazfölkék belsejében messze eltávolodik az Egyenlítőtől, az óceánok fölött ellenben sokkal kevésbé. Így a Földet körülölelő ITCZ egy hullámzó, meanderező görbeként jelenik meg. A meanderezés januárban a déli szélesség 17° és az északi szélesség 8° között történik, júliusban pedig az északi szélesség 2° – 27° között.

A Hadley-cella leszálló ága a térítők környékére tehető. Itt magas nyomás uralkodik, amit azonban főképp az északi félgömbön nem szabad teljesen homogénnek tekinteni. A magas nyomást hatalmas méretű állandósult anticiklonok biztosítják. Ezek döntően a két nagy óceán felett helyezkednek el. Az Atlanti-óceán esetén Azori anticiklonról, a Csendes-óceán esetén Hawaii anticiklonról beszélünk.

8.2. Monszun

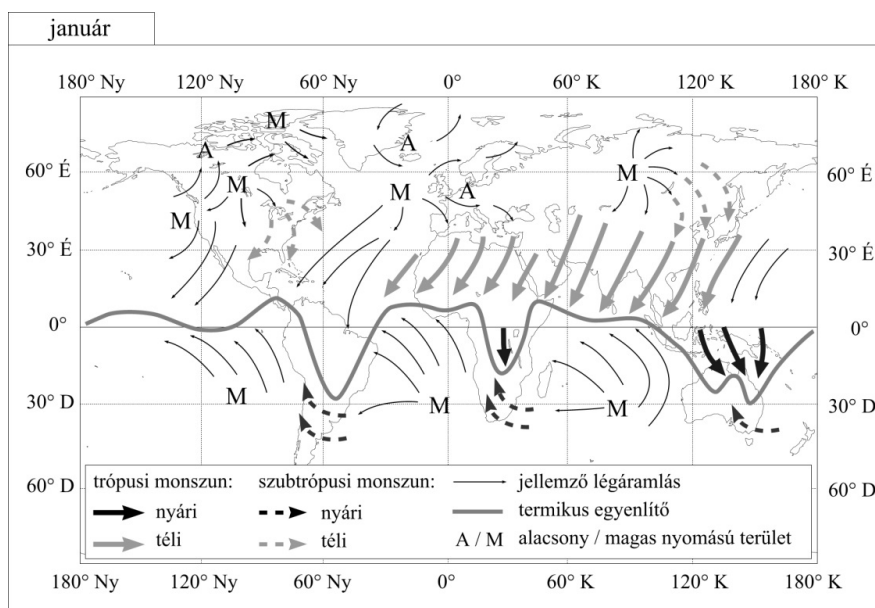
A monszun jelenséget a XX. század elején úgy értelmezték, mint a nyári és a téli hónapok uralkodó szélirányában bekövetkező markáns változást. Itt rögtön felvethető, hogy mit tekintünk markáns változásnak. Hamar elfogadottá vált és ma is tartja magát a 120°-os irányváltás használata. Újabb kérdés, hogy az uralkodó irány milyen mértékben domináns, azaz a leggyakoribb szélirány mennyivel gyakoribb bármely másikhoz képest. Ugyanis mindig kijelölhető a leggyakoribb irány, még közel egyenletes szélirány-eloszlás esetén is. Ezzel kapcsolatban a monszun esetén a legalább 40%-os relatív gyakoriságú irányt tekintjük uralkodónak. További finomításként fel kell vetni, hogy mindennek csak ott van értelme, ahol a szélesebbség nem túl kicsi, vagyis a közel szélcsendes területeket ki kell zárni. Így olyan értelmezés született, hogy azok a földrajzi területek, ahol az átlagos szélesebbség az év egyik hónapjában sem haladja meg a 3 m/s-ot, nem tekinthetők monszunterületnek. Ennek megfelelően a 8.1. ábrán világosszürke színezéssel jelöltük a fenti kritériumnak megfelelő területeket.



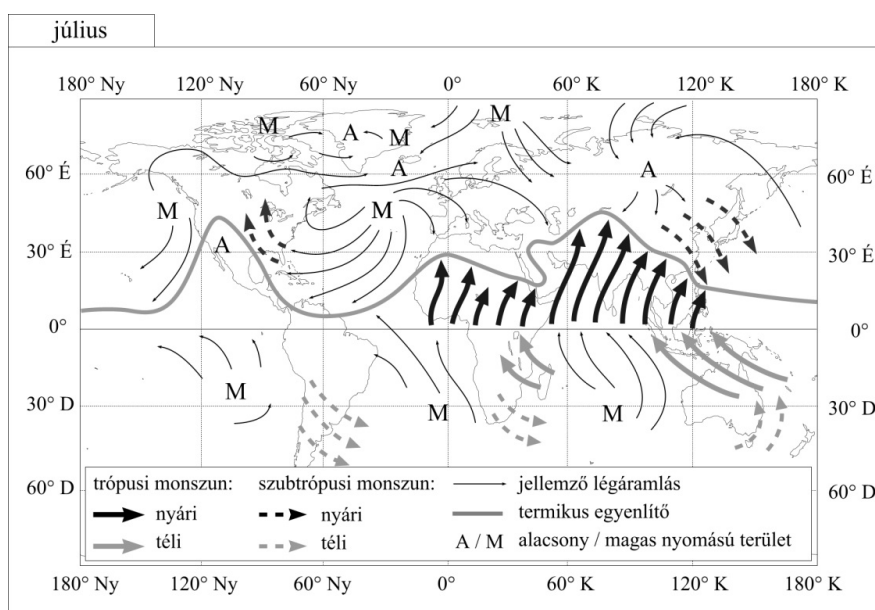
8.1. ábra: A monszun megjelenési területe. A világosszürke színezés azokat a területeket jelöli, ahol a nyári és a téli hónapok uralkodó szélirányában legalább 120 fokos irányváltás következik be, a leggyakoribb szélirány legalább 40% relatív gyakoriságú, valamint van olyan hónap, amikor az átlagos szélesség meghaladja a 3 m/s-ot. A sötétszürke sáv határolja le északra azt a régiót, ahol minden hónapban kétfelbbs egy ciklon-anticiklon váltás történhet az adott földrajzi terület 5°-os környezetében.

Még egy fontos mozzanatra kell felhívni a figyelmet. A jelentős szélirányváltás a magasabb szélességeken a gyorsan képződő és elhaló ciklonok, anticiklonok tartózkodási helyének és vonulási irányának megváltozásából fakad. Ezzel szemben a trópusi, szubtrópusi területeken a nagy állandóságot mutató passzátok övének eltolódásáról van szó. Vagyis hasonló jelenség teljesen különböző okból fakad, így aligha illethetjük mindkét területet a monszun szóval. Ezért egy újabb kritérium bevezetése válik szükségessé: minden hónapban kétfelbbs egy ciklon-anticiklon váltás történhet az adott földrajzi terület 5°-os környezetében. A 8.1. ábrán sötétszürke sáv határolja le északra azt a régiót, ahol ez a kiegészítő kritérium is teljesül. Megfigyelhető, hogy az így definiált monszun jelenség az eurázsiai és az afrikai kontinensen lényegében a két félgömb Hadley-cellája által bejárt területen jellemző. Az amerikai kontinensen nem, vagy alig alakul ki monszun, mert viszonylag kicsi a szárazföld nyugat-kelet irányú kiterjedése, és mint mindjárt látni fogjuk, a szárazföldi felszín kiterjedtsége fontos szerepet játszik a jelenség létrejöttében.

A Nap évi járásával párhuzamosan az ITCZ és a két félgömb Hadley-cellája észak-déli irányban mozog. Ennek megfelelően a déli félgömb cellája nyáron áthatol az északi félgömbre. A kontinensek belsejében, ahol az ITCZ messze eltávolodik az Egyenlítőtől, a déli félgömb DK-i passzátja mélyen átnyúlik az északi félgömbre. E területeken a levegő kellő távolságot tesz meg ahhoz, hogy az áramlás a Coriolis-erő hatására DNy-i irányt vegyen fel. (Emlékezzünk, hogy az északi félgömbön a Coriolis-erő jobbra téríti a mozgásokat! Az, hogy nem válik teljesen Ny-i irányúvá az áramlás, a földfelszínnel történő súrlódás következménye.) Ezt a DNy-i irányú légáramlást nevezzük nyári monszunnak. Télen, amikor a Hadley-cellák délre húzódnak az északi félgömb alacsony szélességeit ismét az ÉK-i passzátok uralják. Ezt téli monszunnak nevezhetjük. A 8.2. ábra és a 8.3. ábra a globális áramlási viszonyokat mutatja, rendre januárban, illetve júliusban.



8.2. ábra: A globális áramlási viszonyok januárban



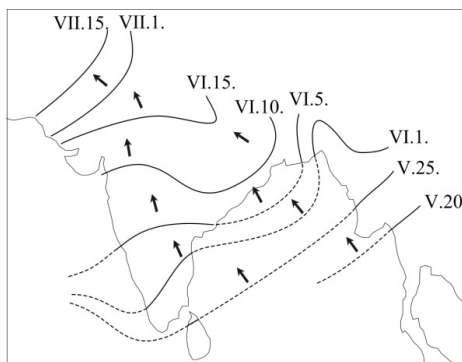
8.3. ábra: A globális áramlási viszonyok júliusban

A jelenség a legerőteljesebben az Indiai-félszigeten zajlik. Az Indiai-óceán felől érkező nedves levegőt a szárazföldi fennsík felemelkedésre készteti, melyben a nagy nedvességtartalom miatt erős felhő- és csapadékképződés indul meg. A szubkontinens belsejében, a Himalája környékén ez különösen intenzívvé válik.

Ez a csapadék mennyiségében is megmutatkozik, egyes régebbi források e területre (Cherrapunji, India) teszik a Földön észlelhető legnagyobb évi átlagos csapadékösszeget (10 800 mm). Újabb források a Hawaii-szigetek hegyvidékét jelölik meg (Waialeale hegy, 11 680 mm), ahol szintén kulcsfontossággal bírnak az orográfiai tényezők. Az egy év során valaha lehullott legnagyobb évi csapadékösszeget (26 470 mm-t) azonban valóban Cherrapunjiban regisztrálták.

A nagy felhőzet és csapadék természetesen hatással van a hőmérséklet alakulására is: nyár elején (május–június) megtörik a hőmérséklet emelkedése. Ennek egyrészt az az oka, hogy a megnövekedett felhőzet a napsugárzás

nagyobb hányadát veri vissza, illetve szórja. Másrészt a több csapadék nagyobb párolgással jár, ami több hőt von el a környezetétől. Az indiai nyári monszun beköszöntének átlagos idejét a 8.4. ábra mutatja.



8.4. ábra: Az indiai nyári monszun beköszöntének átlagos ideje

A monszun által jelentősen befolyásolt területek még: Hátsó-India, Délkelet-Ázsia, Kelet-Ázsia, Nyugat-Afrika és kis mértékben Ausztrália északi része. A kelet-ázsiai (kínai) monszun azonban lényegesen eltér az indiaitól. Nevezetesen, míg az általában júniustól októberig tartó indiai monszun a csapadékos időszakot jelenti, addig Kínában a monszun beköszönté a csapadék erőteljes csökkenését vonja maga után. A monszunt megelőző tavaszi hónapokban Szibéria és Mongólia hideg levegője és a partok menti meleg tengeri levegő keveredésével olyan övezet alakul ki, ahol intenzív mérsékelt övi ciklonok biztosítják a térség bőséges csapadékát. A monszun előrehaladtával ez az övezet északra nyomul. Mivel nincs számottevő orográfiai akadály, amely a monszunnal beáramló levegőt felemelkedésre késztetné, ezért a csapadék mennyisége erősen visszaesik.

A nyugat-afrikai monszun jellegzetessége, hogy – különösen tavasszal – nagyon intenzív észak-déli irányban vonalba rendeződött zivatarok alakulnak ki. Ennek oka, hogy a felszín közelében DNy felől áramló levegő felett viszonylag száraz, keleti irányú áramlás található. Ha az alul beáramló meleg levegő mentén zivatar alakul ki, akkor a nagy szélnyírás (vagyis a szél változása a magassággal) ezt még intenzívebbé teszi. (Úgy szemléltethető ez, mint egy „jól huzatoló” kályha, ha ennek a kéménye fölött fúj a szél, az a tüzet tovább szítja.) A csapadékkal együtt lezúdul és környezetéhez képest hideg levegő pszeudo-hidegfrontként viselkedik, azaz az előtte lévő levegőt gyors feláramlásra készíti, ezzel újabb zivatarcellákat alakít ki, melyek az alacsony szintű áramlásnak megfelelően nyugatról keletre tartanak.

A fentiekhez hasonló jelenség természetesen az indiai monszun esetén is lezajlik, aminek az a jelentősége, hogy így az orográfiai tényezőktől függetlenül is létrejönnek intenzív csapadékok adó feláramlások, melyek jelentősen növelik a monszun csapadékát. A már említett szélnyírás, továbbá a Pakisztán feletti meleg légtömeg és a Bengáli-öböl feletti hűvösebb levegő kontrasztja kedvező feltételeket teremt az ún. monszun-depressziók számára. Ezek a Himalája lábával nagyjából párhuzamosan keletről nyugatra tartanak, és bőséges csapadékot hoznak. Sok hasonlóságot mutatnak a következő alfejezetben tárgyalt trópusi ciklonokkal. Ez utóbbiakkal szemben azonban jóval gyengébb képződmények, s a szárazföld felett akár egy hét is lehet az élettartamuk. A monszun-depresszió sosem alakulhat át trópusi ciklonná a kellő mennyiségű nedvesség hiánya és az erős vertikális szélnyírás miatt.

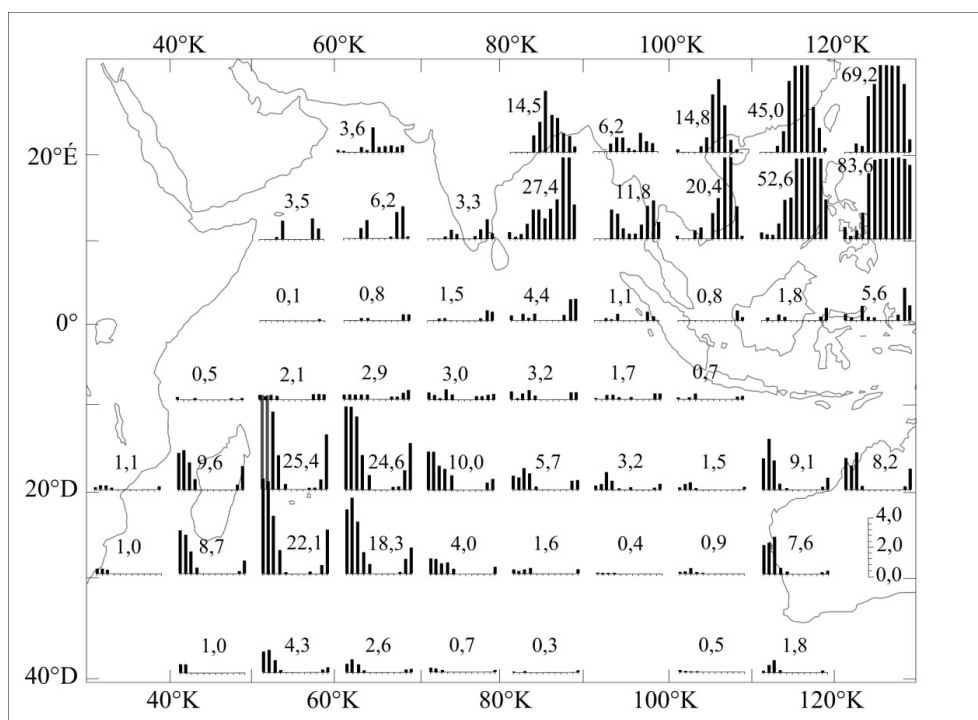
A nyári monszun DNy-i áramlása természetesen nem egyforma erősségű az Indiai-óceán egyes területei fölött. Legintenzívebben Afrika keleti partjainál jelentkezik, több mint 15 m/s átlagos sebességgel. Az erős légáramlás elsodorja a tengervizet a partoktól, aminek utánpótlásául a mélyből érkezik hűvösebb víz, s ez a lég hőmérsékletre is kiható. Ezért az Afrika keleti partjaitól érkező viszonylag hűvösebb levegő és a távolabbról érkező levegő hőmérsékleti kontrasztja további impulzust ad a monszun-csapadék számára.

A fent vázolt idealisztikus kép a valóságban sokkal bonyolultabb. Így például a monszun intenzitása évről-évre számottevően változhat, néha oly mértékben, hogy a monszun-csapadék katasztrofális következményekkel jár. A túlzott csapadékmennyiség néha hatalmas árvizeket okoz, máskor éppen ellenkezőleg, az elmaradó csapadék miatt súlyos aszály pusztít. Ezek a hosszabb időskálán érvényesülő ingadozások a 8.5 alfejezetben tárgyalt ENSO jelenséggel is jól összekapcsolhatók.

8.3. Trópusi ciklonok

A trópusi ciklonok viszonylag kisebb, néhány 100 km átmérőjű trópusi eredetű ciklonok, amelyek igen alacsony légnyomással rendelkeznek, s nagyon heves szelekkel járnak (a maximális szélsébség nagyobb, mint 33 m/s), heves esőket hoznak. Központi magjukban, a vihar szemében a szelek lanyhák és a felhőzet csekély. A szem átmérője néhányszor tíz kilométeres nagyságrendű.

A trópusi ciklonok kizárólag az óceánok felett alakulnak ki, ahol a felszíni hőmérséklet különösen magas (nagyobb, mint 26 °C). Ezért az északi félgömbön jellemzően május és november között fordulnak elő, maximális gyakoriságuk szeptemberben jelentkezik, míg a déli félgömbön kialakulásuk jellemző hónapja a március. A trópusi ciklonok keletkezése lényegében az ITCZ januári és júliusi szélső helyzetei által körülfogott sávban történik, az Egyenlítő körüli 5–8°-os sávon kívül. Ennek oka, hogy a Coriolis-erő horizontális komponense az Egyenlítő közvetlen közelében csekély (az Egyenlítőn zérus), ezért csak az Egyenlítőtől bizonyos távolságra tud az áramlás ciklonális pályára kényszerülni. A 8.5. ábrán az Indiai-óceán tágabb térségében kialakuló trópusi ciklonok átlagos számának évi menetét tüntettük fel. E területen lép fel az egész Földön kialakuló trópusi ciklonok 60–70%-a. Az objektumok mozgásuk során sohasem lépik át az Egyenlítőt, s vonulásuk során kezdetben nyugat felé tartanak, majd gyakorta északi irányt vesznek, és ha átlépik a kb. 20°-os szélességet, ismét keleties irányba mozognak.

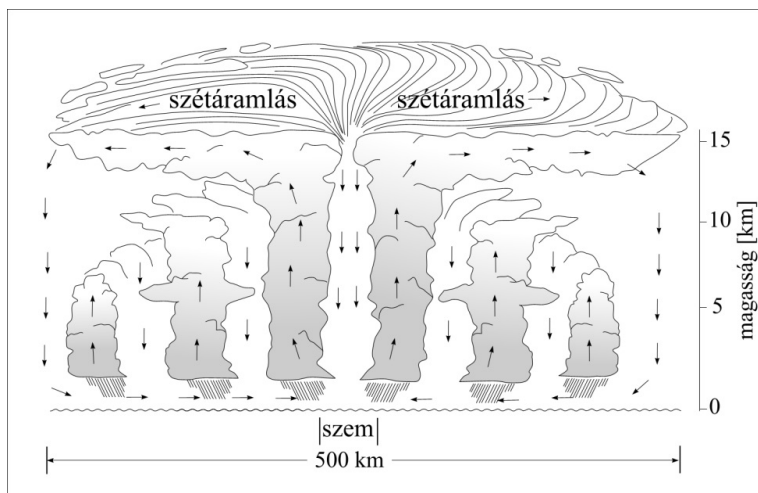


8.5. ábra: Az Indiai-óceán tágabb térségében kialakuló trópusi ciklonok átlagos évenkénti száma, illetve évi menete 10 × 10 fokos rácson

Mint láttuk, a két félgömb passzát rendszerének találkozásánál kialakuló konvergencia zóna a levegő feláramlása révén erős felhő- és csapadékképződéssel párosul. Ez természetesen nem állandó felhőzetet jelent, hanem térben véletlenszerűen kialakuló felhőcsoportokat. A szárazföldről távolabb eső, különösen magas hőmérsékletű tengerfelszín fölött lévő felhő-csoportosulások (mezoskalájú konvektív komplexumok, MCC-k) olykor a szokásosnál is nagyobb mértékben megerősödhetnek, s belőlük trópusi ciklon alakulhat ki. Ez a kialakulási folyamat – amely az objektum gyorsuló forgásában és belső rendezettségének növekedésében nyilvánul meg – olykor igen hevesen, néhány óra alatt lezajlik, máskor napokon át tart.

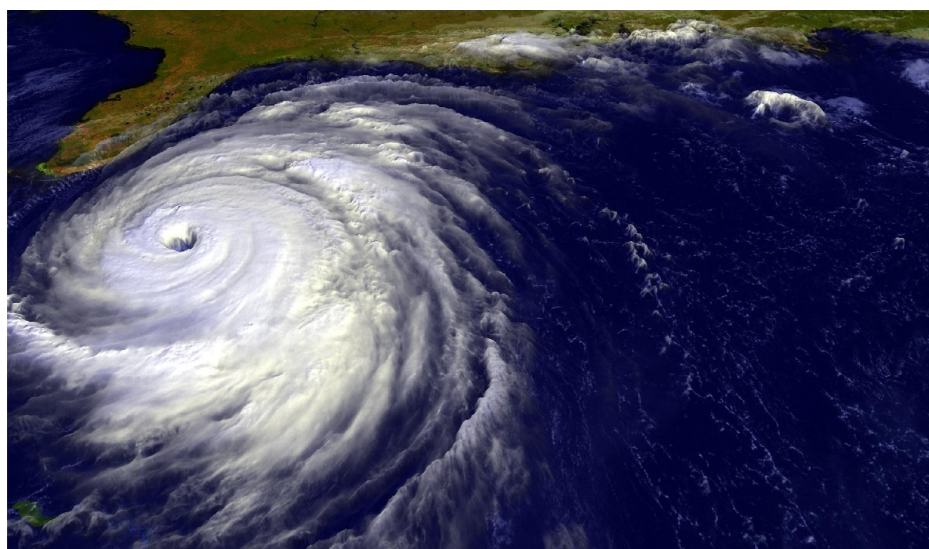
Említettük, hogy a trópusi ciklon létrejöttében fontos szerepet játszik a meleg tenger fölötti nagy nedvességtartalom. A feláramló levegő ugyanis már kis magasság elérésekor nedves adiabatikusan kezd hűlni, ami a feláramlást egyre intenzívebbé teszi. A heves feláramlással felfelé távozó levegő nyomán a felszínen alacsony nyomás alakul ki. Ahogy a feláramlás erősödik, úgy válik a légnyomás egyre alacsonyabbá a rendszer középpontjában, és úgy áramlik

a levegő a felszínen egyre távolabbról a felfelé mozgó levegő pótlására. A feláramló levegő a troposzféra felső részén szétáramlik (hiszen a feláramlás csak a tropopauzáig történhet, mivel a sztratoszférában fennálló stabil légrétegződés gátolja a további emelkedést). Mivel a nedves adiabatikusan hűlő, felfelé tartó levegő a környezeténél melegebb, a hidegebb levegő az áramlási rendszer közepén lesüllyed. A leáramlás azonban felhőoszlató hatású, így a már trópusi ciklonnak nevezhető objektum középpontjában felhőmentes terület alakul ki. Ez a ciklon szeme. Mindezt a 8.6. ábra szemlélteti.



8.6. ábra: Trópusi ciklon szerkezete

A ciklon felülnézeti 8.7. ábrája azt mutatja, hogy felhőzete spirális karokon helyezkedik el, melyek távolsága a ciklon szélén 50–80 km. Ahol a karok találkoznak, a szem körül, ott a legsűrűbb a felhőzet. A nedvesség szerepét az is mutatja, hogy gyakran egy nap alatt akár 500 mm csapadék is hullhat egy trópusi ciklonból. A középpontjában uralkodó alacsony légnyomás szemléltetésére álljon itt két számadat: a ciklon középpontjának környezetében a nyomási gradiens olykor elérheti a 3 hPa/km értéket, valamint trópusi ciklon belsejében észleltek már 870 hPa tengersizti légnyomást.

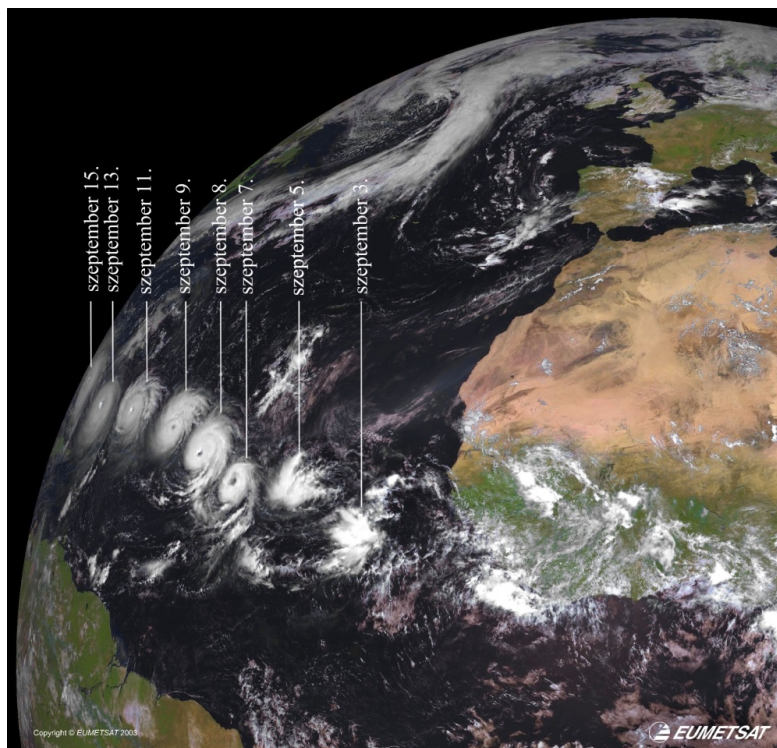


8.7. ábra: Trópusi ciklon műholdképen

Jóllehet a trópusi ciklonban nagyon heves a szél, maga az objektum mozgása viszonylag lassú (8.8. ábra). Élettartamát alapvetően az határozza meg, hogy meddig tartózkodik a meleg óceán felett. Ha ugyanis hideg tengeráram (pl. Kaliforniai-áram) fölé érkezik, a hideg vízfelszín blokkolja a feláramlást. Kontinens fölé érve a

nedvesség utánpótlása drasztikusan csökken, ráadásul a felszíni sűrűlódás is megnő, ami szintén a rendszer leépüléséhez vezet. Ha a trópusi ciklon eljut a magasabb szélességekig, akkor ott a felső-troposzféra erős szélnyírása (vertikális sebességkülönbsége) miatt felbomlik. Ha azonban e szélességeken nem fokozatosan, hanem hirtelen találkozunk hideg légtömeggel, akkor erős hőmérsékleti aszimmetria jön létre, ami új energiaforrást jelent, mely egy erőteljes mérsékelt övi ciklon keletkezéséhez vezethet. Ilyen jelenség gyakran fordul elő Észak-Amerika keleti partjainál. Az így létrejövő ciklon esetenként Európa partjait is elérheti.

A trópusi ciklon a középponti alacsony nyomásával és a benne uralkodó ciklonális áramlásával ugyanúgy viselkedik, mint a mérsékelt övi ciklon. Fontos különbség azonban, hogy frontok egyáltalán nincsenek benne, továbbá mérete csaknem egy nagyságrenddel kisebb, s élettartama is általában számottevően rövidebb.



8.8. ábra: Az Isabel hurrikán fejlődése 2003 őszén (METEOSAT-8 műholdfelvételek kompozit képe). Forrás: EUMETSAT

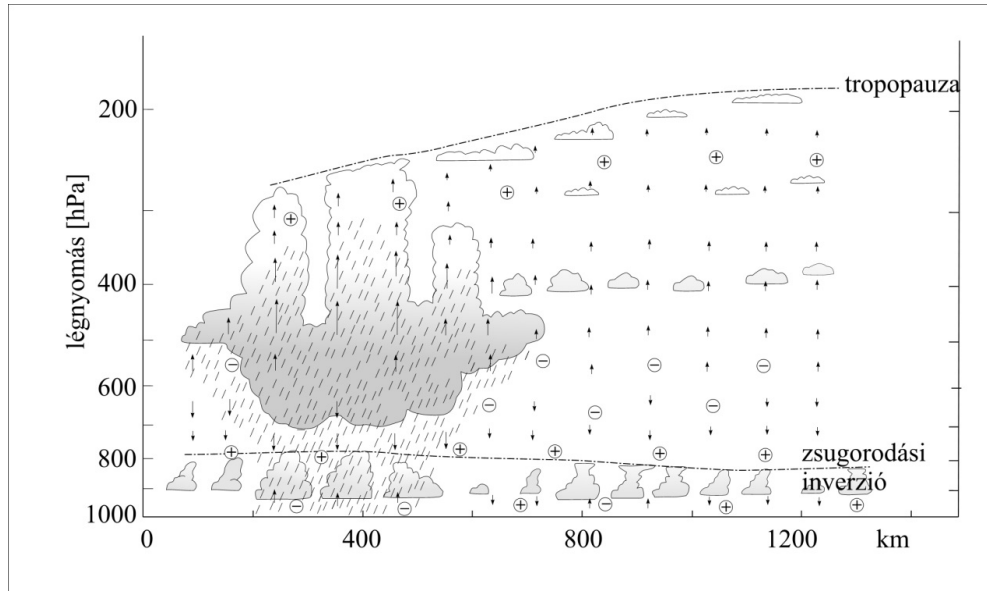
8.4. Szubtrópusi ciklonok

Az alacsony szélességek legnagyobb méretű ciklonális örvényei a szubtrópusi ciklonok. A szubtrópusi övben elég gyakran fordulnak elő olyan ciklonális örvények, melyek a felső troposzférában képződnek, s onnan terjednek lassan lefelé. Ezek az örvények azonban az alsó troposzféra passzát övezetét csak ritkán érik el. Tél végén, tavasz elején a szokottnál intenzívebbek, és ilyenkor fordulhat elő, hogy néhány örvény a földfelszínig is lehatol. Leggyakoribb előfordulási helyükön (a Csendes-óceán szubtrópusi övezetében és az indiai szubkontinens északkeleti részén) is évente csupán néhány keletkezik, ám élettartamuk meglehetősen hosszú, jó néhány napig, sőt hetekig fennmaradnak.

Egy ilyen légköri képződmény úgy keletkezik, hogy a közepes szélességekre jellemző teknők némelyike túlságosan kinyúlik az Egyenlítő felé, majd a magasban uralkodó keleti szél „levágja” a Rossby-hullámról. A teknő dél felé sodródva egyre inkább elveszti frontális sajátosságait.

E ciklonokban a leghevesebb szél és a legintenzívebb csapadékhullás a (magassági) középpontjától néhány száz kilométerrel keletre, délkeletre található, melyet az magyaráz, hogy a ciklon tengelye felfelé északnyugati irányba dől. A szubtrópusi ciklon felhőzete a középpont körüli 150–200 km, illetve 500–600 km sugarú körök közötti koncentrikus sávban a legnagyobb. Mindez azt is jelenti, hogy középpontjában egy legalább 200 km átmérőjű

szemhez hasonlatos képződmény található szakadozott, gyér felhőzettel. A külső öv felhőzete alacsony felhőkből áll. A 400 hPa-os és a 600 hPa-os nyomási szintek közötti légrétegben a legnagyobb a nyomási gradiens, a legnagyobb a szél, a legerősebb az összeáramlás és ennek megfelelően a legintenzívebb a feláramlás. A 600 hPa-os szint alatt leszálló mozgás uralkodik. A leszálló levegő nedves adiabatikusan melegszik, azonban környezetéhez képest egyre hidegebbé válik, ami a leáramlást intenzívebbé teszi. A szubtrópusi ciklon vertikális metszetét a 8.9. ábra szemlélteti.



8.9. ábra: Szubtrópusi ciklon vertikális metszete. A pozitív előjelek a szétáramlás helyeit, a negatív előjelek az összeáramlás helyeit jelölik.

8.5. Az ENSO jelenségkör

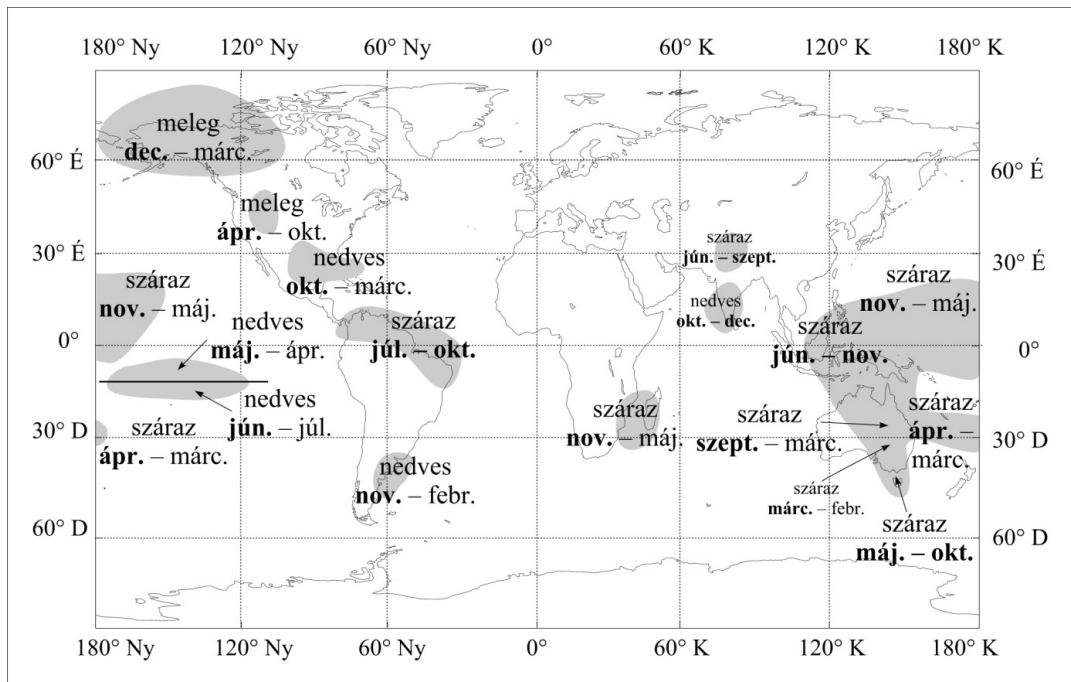
A trópusi területek időjárásának, illetve éghajlatának egy igen fontos jelensége az El Niño – Déli Oszcilláció (angol rövidítéssel ENSO) jelenségkör. A jelenséget elsőként Peru és Ecuador partjainál figyelték meg, ám az utóbbi években kiderült, hogy a Föld számos területével áll kapcsolatban.

Az El Niño kifejezés spanyolul fiút jelent, s az újszülött Jézusra utal, mivel a jelenség karácsony táján a legintenzívebb a perui partoknál. A passzát szél által hajtott, keletről nyugatra tartó tengeráramlás (Egyenlítői-áram) folytán a dél-amerikai kontinens partjaitól elsodródó víz pótlására a mélyből hűvös és tápanyagokban gazdag víz áramlik fel. Ez a halászat szempontjából igen kedvező feltétel viszonylag hűvös és száraz éghajlatot eredményez Dél-Amerika nyugati partjainál. A Csendes-óceán nyugati partjainál (Ausztrália és Indonézia közelében) ezzel szemben nincs ilyen hatás (sőt vízfelesleg keletkezik, ami a partoknál leszálló vizet eredményez), ezért ott az óceáni medence keleti részéhez képest melegebb a tengerfelszín és ennek megfelelően a léghőmérséklet is magasabb. Mindez a légnyomási viszonyokra is kihat, aminek következtében egy zárt légköri cirkuláció, az ún. Walker-cirkuláció alakul ki. (Ez a jelenség – az óceáni medencék kisebb mérete folytán – enyhébben az Indiai- és az Atlanti-óceánban is kialakul.) Bizonyos években azonban az óceán szokatlanul meleg Dél-Amerika partjai mentén, mivel a megerősödő Egyenlítői-ellenáram lezárja a parti mélyvíz feltörését. Ez a csapadék drasztikus növekedését, továbbá a halak, tengeri madarak és egyéb élőlények jelentős mértékű pusztulását eredményezi. A helyi éghajlat ilyen jellegű változását kezdték Dél-Amerikában El Niñonak nevezni.

1904-ben a brit matematikus, Gilbert Walker lett az indiai meteorológiai megfigyelőhálózat elnöke, s egyik fő célkitűzése a monszun-csapadék megbízhatóbb előrejelzése volt. 1924-ben ő számolt be az említett légköri cirkulációról, illetve e cirkuláció többé-kevésbé periodikus változásairól. Úgy találta, hogy amikor a légnyomás alacsony Ausztrália térségében, akkor magas a Csendes-óceán keleti medencéjében, Tahiti környékén, illetve megfordítva, amikor magas a légnyomás Ausztrália körül, akkor alacsony Tahiti felett. Ez – az elsősorban a légkörben lejátszódó jelenség – a Déli Oszcilláció.

1957–58-ban igen erős El Niño lépett fel Dél-Amerika nyugati partjainál. Ekkor folyt a Nemzetközi Geofizikai Év mérési programja is. Észlelték, hogy a Dátumvonaltól nyugatra az Egyenlítő környéki tenger hatalmas területen különösen meleg, s az intenzív mérési program szokatlan légnyomást és szélirányt is regisztrált. A kutatásoknak köszönhetően az 1970-es évekre világossá vált, hogy az El Niño és a Déli Oszcilláció a rendkívül bonyolult légkör-óceán kapcsolatrendszer része, s a Csendes-óceán trópusi területeitől távol is éreztetik hatásukat. Ezt szemlélteti a 8.10. ábra.

Az ún. El Niño években a Csendes-óceán keleti felében a mélyből feláramló, tápanyagokban gazdag hideg víz visszaszorulásával a halállomány komoly pusztulást szenved. Például 1972-ben Peru halászata az 1971-es 10,3 millió tonnás termeléssel szemben csupán 4,6 millió tonnát tudott produkálni. Az 1982–83-ban fellépő különösen intenzív El Niño végképp ráirányította a jelenségre a nemzetközi tudóstársadalom figyelmét. Tahitit, melyet általában elkerülnek a trópusi ciklonok, 1982 és 1983 során öt intenzív trópusi ciklon sújtotta, s ennek következtében 25 000 ember vált hajléktalanná. Ez az El Niño esemény okolható az Észak-Amerika délkeleti részén, továbbá a Kuba, Ecuador, Peru és Bolívia területén fellépő áradásokért, csakúgy mint Hawaii, Mexikó, Dél-Afrika, Fülöp-szigetek, Indonézia és Ausztrália szárazságáért. Az 1982–83-as ausztráliai szárazság például a máig megfigyelt legsúlyosabb eset volt. Ennek az ENSO eseménynek a hevességére jellemző, hogy a Csendes-óceán keleti részének egyenlítői övezetében a tengerfelszín mintegy 6 °C-kal volt melegebb az átlagosnál. 1986–87-ben újabb El Niño esemény jelentkezett. Ekkor Peru nyugati partjainál a szokásoshoz viszonyítva csupán 1–2 °C-kal volt melegebb a tengerfelszín, de kiterjedt hatása ennek is érezhető volt. A XX. század végén rendkívül erős El Niño esemény zajlott 1997-98-ban.



8.10. ábra: Az ENSO jelenség globális éghajlati távkapcsolatai

Az ENSO jelenség leírása és magyarázata rendkívül nehéz a bonyolult óceán-légkör kölcsönhatások miatt. A légköri áramlási viszonyok megváltozása ugyanis természetesen befolyásolja az óceán áramlási rendszerét és hőmérsékleti eloszlását. Ugyanakkor az óceán hőmérsékleti eloszlásában történő változás visszahat a légkör hőmérsékleti viszonyaira és áramlásaira is. Az egyszerűség kedvéért induljunk ki abból a tényből, hogy az ITCZ elhelyezkedésének évszakos változása, és ezzel kapcsolatban a passzát iránya és erőssége évről-évre nem teljesen állandó. Ha a DK-i passzát és ezzel összefüggésben a keleti óceáni medencében feltörő vízáram megerősödik, a Csendes-óceán keleti medencéje különösen hideggé válik. Mivel ezt a folyamatot az El Niño ellentettjeként is felfoghatjuk, ezért ezekre az időszakokra sokszor a La Niña (spanyolul leány) elnevezést használják. Ilyenkor az Egyenlítői-áram megerősödik, és eközben a Csendes-óceán hatalmas mérete folytán a szállítódó víz a napsugárzás hatására felmelegszik. Ennek következtében az óceáni medence nyugati felében „melegvíz többlet” halmozódik fel. Másképp fogalmazva az óceán nyugati része szokatlanul melegebbé válik. Ha a passzát visszatér „szokásos”

állapotába, a meleg tengervíz kelet felé kezd mozogni. A passzát további gyengülése a keleti medence felszálló vizét visszafogja, és ha a nyugatról érkező meleg víztömeg eléri ezt a térséget, beköszönt az El Niño időszak.

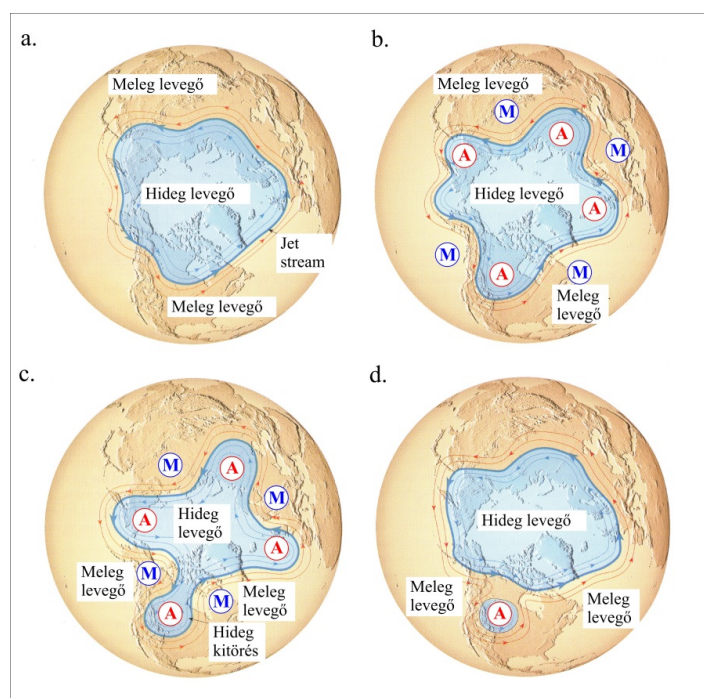
A fenti idealizált menet a valóságban persze jóval bonyolultabb. Az El Niño, a normál és a La Niña időszakok nem teljesen szabályszerűen jelentkeznek, tehát szigorú ciklikusság nem figyelhető meg. Az El Niño általában 3–7 évenként jelentkezik. Az ENSO jelenség fázisának és erősségének számszerűsítésére különböző indexeket vezettek be. Az egyik legismertebb ilyen mérőszám a SOI (Southern Oscillation Index), ami nem más, mint Tahiti és Darwin havi tengerszintű légnyomásának különbsége. Az erősen negatív értékek El Niño, míg az erősen pozitív értékek La Niña időszakoknak felelnek meg. Többek között ezen index idősorának statisztikai elemzésével kaphatjuk meg az ENSO jelenség viselkedésében mutatkozó 3–7 éves periódus időt.

A 8.10. ábra jól jelzi, hogy a markáns ENSO események a Csendes-óceán trópusi, szubtrópusi területeitől távol is kimutathatók. Egy El Niño időszakban a meleg tengervíz jelentősen megnöveli a környező levegő hőmérsékletét és nedvességtartalmát, ami a csapadék növekedéséhez vezet. Az óceántól kapott hőenergia-többlet, továbbá az erőteljesebb kondenzáció révén nyert látens hő az Egyenlítőtől viszonylag távol eső nyugatias áramlásokat is képes módosítani. Ennek következtében bizonyos területek az átlagoshoz képest jóval több, míg más területek sokkal kevesebb csapadékot kapnak. Mivel a szubtrópusi területek éghajlatának alakításában a monszun igen jelentős szerepet játszik, nyilvánvaló, hogy az ENSO jelenség komolyan befolyásolja a monszun-területek csapadékát is.

9. fejezet - Mérsékelt szélességek időjárási rendszerei

9.1. Mérsékeltövi ciklonok

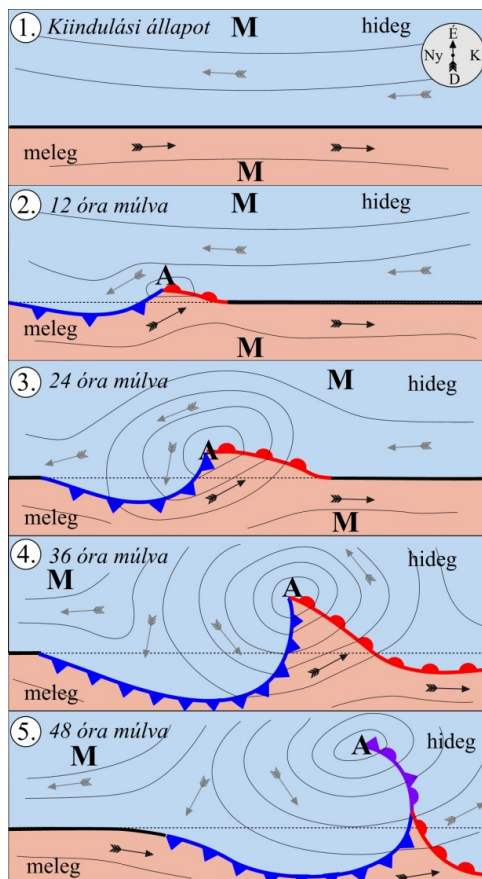
A közepes földrajzi szélességek időjárási viszonyait jelentős mértékben a nagy kiterjedésű alacsony- és magasnyomású légköri képződmények határozzák meg. Ezek a hatalmas légköri mozgásrendszerek a mérsékeltövi ciklonok és anticiklonok. Már a korai meteorológiai megfigyelések során azt tapasztalták, hogy csapadékhullás leginkább alacsony nyomású területeken következik be. A nagy kiterjedésű mérsékeltövi ciklonok létét, szerkezetét a norvég *bergeni iskola* kutatói már a XX. század elején ismerték (lásd 1. fejezet), s a század közepén az ún. polárfront elmélettel kialakulásának mechanizmusát is kidolgozták. A front elnevezés is ebből az időből ered, mely az egymástól nagyon eltérő tulajdonságokkal rendelkező légtömegek „összecsapására” utal a frontfelület mentén.



9.1. ábra: A polárfront elmélet magyarázza a mérsékeltövi ciklonok keletkezését. E folyamat fázisai: (a) Kis mértékben hullámzó magaslégköri áramlás, (b) A polárfront nagymértékű meanderezésének megjelenése, (c) Erősebb hullámok megjelenése, a ciklon-leválás kezdete, (d) A mérsékeltövi ciklon leválása után visszatérés a kisebb mértékű hullámzásra.

A polárfront a légkör globális cirkulációjának részeként körbefutja a Földet (9.1. ábra), s megközelítőleg ott helyezkedik el, ahol a magasban a poláris futóáramlás mozog. A polárfront a mérsékelt övben található, s elválasztja egymástól egyrészt az alacsony szélességek meleg trópusi és a magasabb szélességi övek sarkvidéki eredetű hideg légtömegeit, másrészt a poláris keleties áramlásokat, illetve a mérsékeltövi nyugatias szelek által uralt térségeket. Ennek következtében a kelet-nyugati irányban húzódó, cirkumpoláris jellegű polárfront környezetében a fronttól északra alacsonyabb nyomású, hidegebb, míg délre magasabb nyomású, melegebb légtömegeket találhatunk. A meleg és hideg légtömegeket elválasztó frontfelület mentén a meteorológiai elemeket gyors, szinte ugrásszerű változás jellemzi. A polárfront két oldalán párhuzamosan, ellentétes irányban, zonálisan áramlik a levegő. A délebbre elhelyezkedő meleg levegő áramlása nyugatias, míg az északabbra található hideg légtömegé keleties. Mivel az észak-déli irányú légmozgás gyenge, ezért a polárfronttól délre fekvő területeken egyre melegebb, míg a tőle északra fekvőkön egyre hidegebb levegő halmozódik fel. A hőmérsékleti különbség hatására meridionális (észak-déli) irányú áramlás jön létre, mely a polárfront fodrozódásához vezet. A így létrejövő hullámok elmélyülése

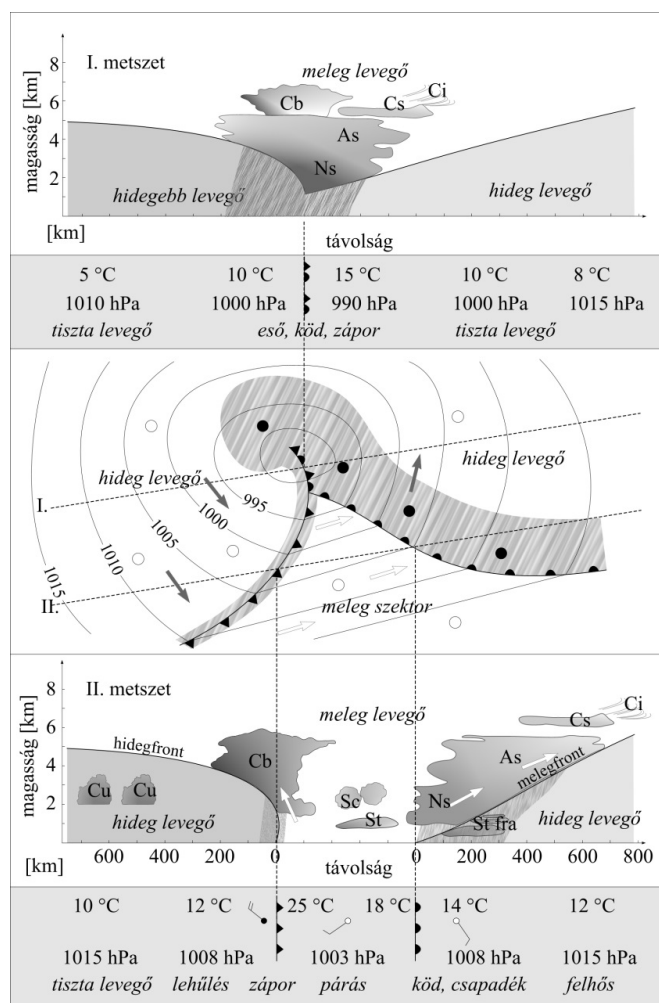
eredményezi az örvények kialakulását, melyek leszakadnak a polárfrontról, és önálló mérsékeltövi ciklonként kezdik meg tevékenységüket. E folyamatot mutatja be, s értelmezi a 9.2. ábra.



9.2. ábra: A mérsékeltövi ciklonkeletkezést leíró polárfront elmélet. A kék háromszögek a hidegfrontot, a piros félkörök a melegfrontot, a lila háromszögek és félkörök együtt az okklúziós frontot jelölik. A: alacsonynyomású terület, M: magasnyomású terület. Az ábrán az egyes időpontok a következő eseményeket jelölik: 1.) A polárfront északi oldalán hideg, déli oldalán meleg levegő halmozódik fel. 2.) A meridionális hőmérsékletkülönbség hatására egy hullám alakul ki a polárfronton. 3.) A hullám egyre erősödik. Közepén csökken a légnyomás. Közben az egész légörvény kelet felé helyeződik át. 4.) A gyorsabban mozgó hidegfront utoléri a lassabban haladó melegfrontot. Megkezdődik a frontok összezáródása. 5.) A hideg- és melegfront összezáródása során a ciklon a talajon fokozatosan egy hideg légörvénnyé válik, majd lassan leépül.

A hullámzó polárfront megtörik, s meleg- és hidegfrontra bomlik ketté. Ezek a frontok választják el a kifejlődő ciklon belsejében a hideg és a meleg légtömegeket. A melegfront mögött délről északi irányba áramlik a meleg, a hidegfront mögött pedig délre halad sarkvidéki, hideg levegő. A hideg- és melegfront találkozási pontja lesz a ciklon középpontja, ahol a légnyomás a legalacsonyabb. Kedvező feltételek mellett a hullám egyre erősödik, s a középpont nyomása egyre jobban csökken. Az alacsony nyomás kedvez a feláramlásnak, így a frontok mentén ennek hatására megindul a felhőképződés.

A frontok három szektorra osztják a ciklont: (1) a melegfront előtti tartományra, (2) a két front közötti meleg szektorra, (3) a hidegfront mögötti hideg tartományra (9.3. ábra felső I. metszet és a középső rész).



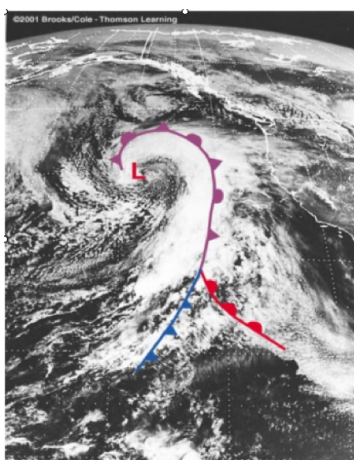
9.3. ábra: Mérésékeltövi ciklon szerkezete, jellemző vertikális metszetei és a frontok felhőrendszere. Az ábrán jelölt felhők: Ci: Cirrus, Cs: Cirrostratus, As: Altostratus, Ns: Nimbostratus, St: Stratus, St fra: Stratus fractus, Sc: Stratocumulus, Cu: Cumulus, Cb: Cumulonimbus.

A ciklon melegfronti részén hosszan elnyúló, széles felhőzóna található, kiterjedt csapadéksávval, míg a hidegfront mentén csak egy keskenyebb sávban hullik a csapadék. A meleg szektorban csak részben felhős az ég, és csak néha fordul elő egy-egy zápor. A fejlődő mérésekeltövi ciklon végül leválik a polárfontról, s zárt izobárokkal rendelkező, meleg- és hidegfrontból álló hatalmas örvénnyé alakul. Az alacsonynyomású centrummal rendelkező mérésekeltövi ciklon nyugati oldalán a hideg levegő délre, míg a mozgásrendszer keleti oldalán a meleg levegő észak felé nyomódik a hideg-, illetve a melegfront révén. Egy fejlett ciklon átmérője akár 3 000 km is lehet. A ciklon határának kijelöléséhez általában a földi átlagnak megfelelő felszíni légnyomást, azaz a 1013 hPa-os nyomási görbét használják, mely elnyújtott, kerekded alakú területet zár közre. Ezen belül a légnyomás mindenhol 1013 hPa alatti.

A ciklon a Föld forgásának hatására az északi féltekén az óramutató járásával ellentétes irányban forog. A déli féltekén éppen fordított a helyzet, az ottani ciklonok az óramutató járásával megegyező irányban forognak. Az egyes levegőrészecskékre ható erők eredőjeként a mozgás spirálisan a ciklon középpontja felé irányul, mely jól megfigyelhető a műholdképeken a mérésekeltövi ciklonok felhőrendszerén. A forgás közben az egész örvénylő ciklon kelet felé mozog, követve a magasabb légrétegekben uralkodó nyugatias irányú általános áramlási képet. A mérésekeltövi ciklonok a keletkezésükhöz, s mozgásukhoz szükséges energiát elsődlegesen a frontfelület mentén kialakult nagyon jelentős hőmérsékletkülönbségből, pontosabban e különbségek által indukált helyzeti (potenciális) energiának mozgási energiává való átalakítása révén nyerik. Amint a ciklonok mozgásuk révén kiegyenlítik a frontfelület mentén a hőmérsékleti különbségeket, úgy a továbbiakban már nem áll rendelkezésre az a potenciális energia, mely a további mozgásban tartáshoz szükséges lenne. Így a ciklon disszipálódik, feloszlik, elhal.

Az eltérő tulajdonságokkal rendelkező légtömegek egyensúlyra törekszenek, vagyis arra, hogy a meteorológiai állapothatározók értékei közötti különbség kiegyenlítődjön. Miközben a ritkább, meleg levegő feláramlik, a sűrűbb, hideg levegőtömeg lesüllyed, s potenciális (helyzeti) energiája kinetikus (mozgási) energiává alakul át. A felemelkedő levegőben lévő nedvesség a kicsapódás (kondenzáció) révén szintén növeli a forgó rendszer energiáját ún. látens (rejtett) hő formájában. Ilyenkor a víz párolgásánál a környezet – pontosabban a napsugárzás – által szolgáltatott, s a vízgőzbe „rejtett” energia szabadul fel. A ciklon közepe felé tartó levegő sebessége felgyorsul, ami szintén a kinetikus energia növekedésével jár együtt.

A fejlett mérsékeltövi ciklonok élettartamuk közepén egy kelet felé mozgó, forgó hatalmas légörvénnyé válnak. Az egyes ciklonok átlagosan 30 km/óra sebességgel haladnak keleti irányba, míg a ciklonon belüli forgó mozgás során ennél nagyobb sebességek is felléphetnek. A légörvény keleti oldalán az észak, északnyugat felé haladó melegfrontot a nyugati oldalon egy dél, délkelet felé tartó hidegfront követ. A hidegfront mozgása azonban gyorsabb, mint a melegfronté, így az fokozatosan közeledik, s a két front közti meleg szektor egyre kisebb területre szorul. Végül a hidegfront utoléri a melegfrontot, s a meleg szektor felemelkedik. A két front összezáródása, s egyben a meleg szektor okkludálódása (a felszínről való kiszorulása) a ciklon középpontjától kezdődik (9.4. ábra).

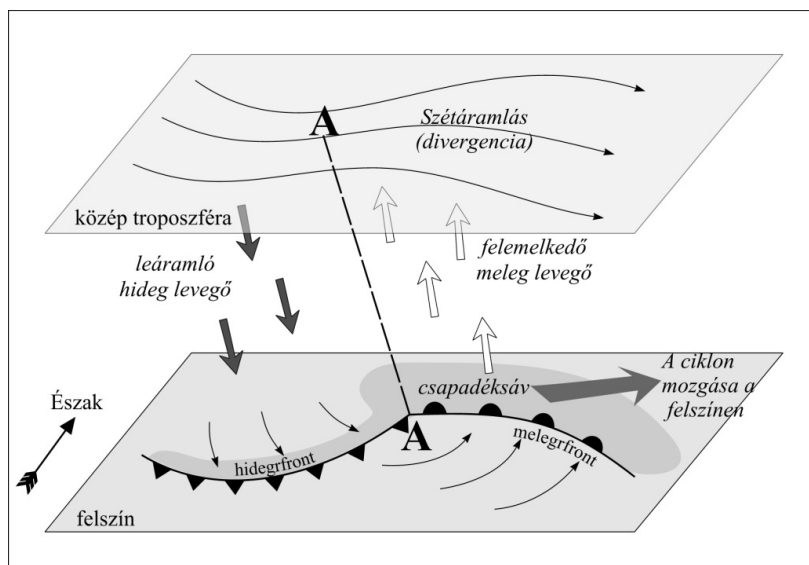


9.4. ábra: Műholdkép egy mérsékeltövi ciklonról. A kék háromszögek a hidegfrontot, a piros félkörök a melegfrontot, a lila háromszögek és félkörök együtt az okklúziós frontot jelölik.

Az okklúziós folyamat azt eredményezi, hogy a hideg és a meleg levegő kicserélődésével egyre stabilabb állapot alakul ki, s az előregedett rendszer lassan felbomlik. A mérsékeltövi ciklonok élettartama néhány nap és egy hét között mozog.

A ciklonok általában nem egyedül fordulnak elő. Gyakran több hatalmas légörvény kapcsolódik egymáshoz, és egymást követik a polárfontról leváló mérsékeltövi ciklonok. Az ilyen ciklonrendszert cikloncsaládnak hívjuk. Egy-egy cikloncsaládban 1–2 napos késéssel követik egymást a ciklonok, átlagosan négy–öt. Évente általában 60 cikloncsalád vonul el Európa felett, ezek egy része Magyarország területét is érinti. A ciklonok mentén száraz és csapadékos időszakok váltogatják egymást. Átvonulásuk után egy rövid idő szükséges, amíg a polárfront mentén megfelelő mennyiségű energia halmozódik fel az újabb örvények létrejöttéhez.

A ciklonok kialakulását, életét és felbomlását leíró polárfront elmélet egy leegyszerűsített képe a valóságnak. A közepes földrajzi szélességek alacsonynyomású légörvényei a légkör bonyolult, összetett folyamatainak hatására változatos képet mutatnak. Élete során minden egyes ciklon egyedi utat jár be, mégis azt mondhatjuk, hogy az általános jellemvonások mindegyikre igazak. Ezen túlmenően azonban egy sor egyéb tényezőt is figyelembe kell venni. Egyes ciklonok ugyanis gyorsan növekedve hatalmas légörvénnyé alakulnak, s csak lassan bomlanak fel, mások viszont rövid életűek, kevésbé intenzívek és időjárás-alakító hatásuk is csekély. Előfordulhat az is, hogy egy felbomlóban lévő ciklon újból felerősödik, vagy éppen egyhelyben veszteglő légörvénnyé alakul át. Az eltérés több okból adódik. Egyrészt a ciklonok keletkezési helye különböző, s más-más útvonalon haladnak. Európában Izland és a Genovai-öböl térségében keletkezik a legtöbb mérsékeltövi ciklon. A ciklonpálya mentén a domborzat vagy a tengerek és a szárazföld közötti hőmérsékleti kontraszt egyaránt befolyásolja a ciklonok útvonalát, élettartamát. Az Alpokba ütköző légörvények például gyakran leengülnek, módosítják pályájukat vagy akár fel is oszlanak. A hegyeken átkelve esetenként újból erőre kapnak.



9.5. ábra: Fejlődő mérsékeltövi ciklon vertikális szerkezete. A ciklon középpontja felé áramló levegő felemelkedik. A magasabb légrétegekben tapasztalható szétáramlás (divergencia) erősíti a feláramlást.

A ciklonok kialakulását, pályájukat alakító legfontosabb tényező a magasabb légrétegekben uralkodó áramlási mező (9.5. ábra). A légkör magasabb részein, a középső és felső troposzférában a közepes földrajzi szélességeken egy nyugatról kelet felé áramló hullámzó mozgás futja körül a Földet, ezek a futóáramlások (jetek). Nagy általánosságban a talaj közeli alacsonynyomású területek ennek a középtroposzférában (kb. az 5 000 m magasságban) uralkodó áramlásnak az irányát követik, sebességük pedig nagyjából az alapáramlás sebességének a fele. A földfelszínen a ciklon középpontja felé áramló, s így ott felhalmozódó levegőtömeg felemelkedésre kényszerül. A feláramló levegőt a magasabb légrétegekben a nyugatias áramlás szállítja el. Az alacsonynyomású centrummal rendelkező mérsékeltövi ciklont a talaj környezetében összeáramlás (konvergencia), míg a magasabb légrétegekben, a középtroposzférában szétáramlás (divergencia) jellemzi. A feláramló, s a magasban elszállított levegő más területeken leáramlik, létrehozva a talajon egy magasnyomású légköri képződményt, az anticiklont.

9.2. Mérsékeltövi anticiklon

Az anticiklon felett a troposzféra közepes magassági szintjén összeáramlás (konvergencia) lép fel. A magasban összeáramló, s így felhalmozódó levegő erősíti a leáramlást, ezáltal a talajon a magasnyomású terület kiépülését. A leszálló légmozgás nem kedvez a felhőképződésnek. Ezért a ciklonokkal ellentétben – ahol a frontokhoz kapcsolódva erős felhősödés és jelentős csapadékhullás tapasztalható – az anticiklonokban általában derült az idő. Az erős éjszakai kisugárzás hatására – ami épp a derült égbolt következménye – gyakran keletkezik köd, vagy alacsonyszintű felhőzet a hajnali órákban. E vékony felhőzetből azonban csak gyenge, szitáló eső, hószállingózás, hódara hullhat. A leszálló légmozgás, a gyenge szél és a kis mértékű átkeveredés hatására feldúsulnak a légszennyező anyagok, ezért gyakran rosszak a látási viszonyok, nagy a levegő szennyezettsége.

A levegő áramlása ellentétes a ciklonokban tapasztalttal. A magasból szétterülő levegő a talaj közelében spirálisan kifelé irányul az anticiklon közepe felől. A nyomás a középpontban a legmagasabb, kifelé pedig folyamatosan csökken. A hőmérséklet eloszlása az anticiklonban is aszimmetrikus, azonban a ciklonnal ellentétes: a keleti rész hideg, a nyugati oldal meleg. Európa területén évente körülbelül 30 magasnyomású légköri képződmény alakul ki. Némelyikük igen hosszú ideig fennmaradhat. Az európai anticiklonoknak nagyjából a fele az óceán felől érkezik a szárazföld fölé, másik része szárazföldi, főleg Szibériai eredetű.

Az anticiklon területén a hatalmas felhőmentes részeken nyáron igen magas, télen igen alacsony hőmérsékleti értékek fordulnak elő. A Kárpát-medencében a téli hónapokban gyakran alakítja az időjárást egy hosszan tartó magasnyomású képződmény. Ez annak köszönhető, hogy az Európa nyugati részén kialakuló azori anticiklon kelet felé elmozdulva összekapcsolódik a szibériai anticiklonnal, s egy hatalmas magasnyomású tengelyt alkotnak. Az így létrejött időjárási helyzet esetén, különösen, ha a felszint hó is borítja, rendkívül alacsony hőmérsékletek alakulhatnak ki. Ilyenkor a Kárpát-medencében rekedő szennyezett, hideg levegő akár hetekig fennmaradhat január,

február folyamán. Az így kialakult helyzetet legtöbbször csak egy nagy energiájú, gyorsan mozgó ciklonhoz kapcsolódó hidegfront képes feloldani. A ciklonok és anticiklonok egész év során bekövetkező váltakozásai teszik oly változatossá a közepes földrajzi szélességek, s így Magyarország időjárását.

9.3. Időjárási frontok

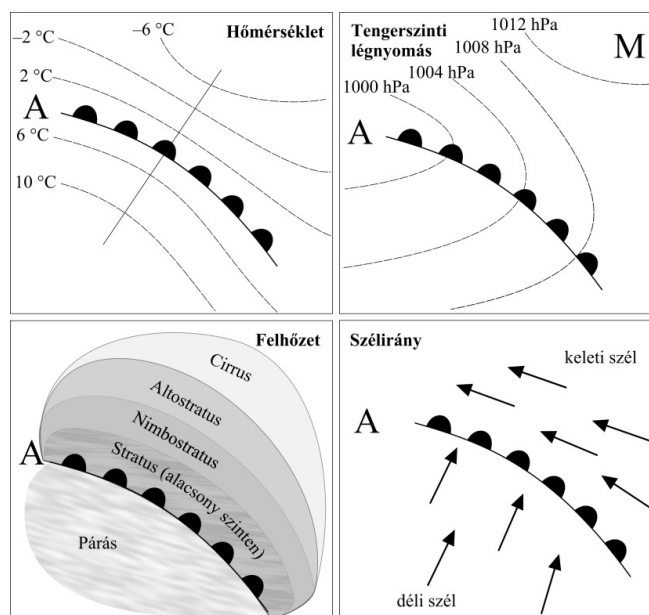
Általánosságban elmondhatjuk az időjárási frontokról, hogy két légtömeg között helyezkednek el, mintegy azok elválasztó felületeként. A front mentén általában nagyon jelentős a hőmérsékletkülönbség, s ugyancsak szignifikáns eltérés mutatkozik a légnedvesség, a szélsébség értékekben, illetve a szélirányban. Mivel a frontfelület eltérő oldalain elhelyezkedő légtömegeknek a hőmérséklete és a légnedvesség tartalma eltér egymástól, így a sűrűségük is különbözik. A könnyebb légtömeg felsiklik a sűrűbb légtömegre, mely a frontálzóna környezetében felszálló mozgást eredményez. Ez magyarázza, hogy a frontok összekapcsolódnak a felhő- és csapadékképződési folyamatokkal. A frontfelületeknek természetesen van vertikális kiterjedése, és sohasem merőlegesek a felszínre. A felszíni meteorológiai térképeken a frontfelületeket értelemszerűen a felszínnel való metszéspontjukkal ábrázoljuk. Ne feledjük azonban, hogy a frontok mindenkor szorosan összefüggnek a mérsékeltövi ciklonokkal, melyek a polárfrontról leszakadt, önálló, alacsonynyomású, örvénylő mozgást végző képződmények, s jelentős energiát szállítanak.

A hullámzó polárfront megtörése révén alakul ki a meleg- és hidegfront, melyek szétválasztják a mérsékeltövi ciklonban a hűvösebb és a melegebb légtömegeket. A szinoptikus térképeken a melegfrontot a piros frontvonalra helyezett piros félkörökkel, míg a hidegfrontot a kék frontvonalra helyezett kék háromszöggel jelöljük, mindkét esetben a jelek (félkörök, háromszögek) a frontok haladásának irányába mutatnak. A frontfelületek földfelszínnel bezárt szöge nagyon kicsi, ezért a szemléltető ábrákon mindig eltorzítva, a valóságoshoz képest sokkal nagyobbak ábrázolva jelenítik meg. Ezen túlmenően a melegfront, s a hidegfront felszínnel bezárt szöge sem egyenlő: a melegfront hajlásszöge sokkal kisebb, mint a hidegfronté, befogóik aránya rendre 1:200, illetve 1:100.

Általánosságban elmondhatjuk a frontokról, hogy minél gyorsabban mozog a front, annál hevesebb lesz a front átvonulásával járó időjárás-változás, illetve szélsőséges esetben az áthaladó vihar által okozott kár. Ez magyarázza azt is, hogy a gyorsabban haladó hidegfront gyakrabban okoz viharkárokat, mint a lassabban haladó melegfront. Ugyancsak megállapíthatjuk, hogy minél nagyobb a kontraszt a front két oldalán elhelyezkedő légtömegek hőmérséklete között, annál hevesebb lesz az időjárás megváltozása a front áthaladásakor. Ritkán ún. „száraz frontokkal” is találkozhatunk, azaz előfordulhat, hogy a front környezetében nagyon száraz a levegő, s így a megszokott felhőképletek nem alakulnak ki. Ilyenkor a frontfelület mentén megtörténik a légtömegek egymásra siklásra, azaz a felemelkedés, de annyira száraz a levegő, hogy a kondenzáció, a felhőképződés, a csapadékhullás nem jön létre.

9.3.1. Melegfront

A melegfront területén a csapadéksáv 300–400 km szélességben, néhány ezer kilométer hosszúságban is elhúzódhat végig a frontvonal mentén. A melegfront felhőzete összetett, egyaránt megtalálható benne a cirrus, a cirrostratus, a cirrocumulus, az altostratus, a nimbostratus, illetve esetenként a cumulonimbus felhő is. A felhőzet jelentős hányadát több ezer méter vastag rétegfelhő (nimbostratus) alkotja, melyből váltakozó intenzitással, de általában folyamatosan hullik az eső vagy a hó a hőmérséklet függvényében. A téli félévben, az ónos eső kialakulásának kedvező feltételek általában a melegfronthoz kapcsolódnak, s ez a veszélyes és nagyon sok kárt okozó jelenség általában a melegfront átvonulása előtt jelentkezik. Ilyenkor a melegfront felhőzetéből hulló esőcsepp a front alatti hideg levegőben túlhűl, s a talajra érkeve azonnal megfagy. A melegfront leggyakrabban keleti, északkeleti irányba halad, mozgása lassú, s nagyobb térséget lefedő enyhe, tartósabb csapadék kíséri. A melegfront áthaladását kísérő változásokat időjárási elemenként (hőmérséklet, tengerszinti légnyomás, felhőzet, szélirány) a 9.6. ábra mutatja be.

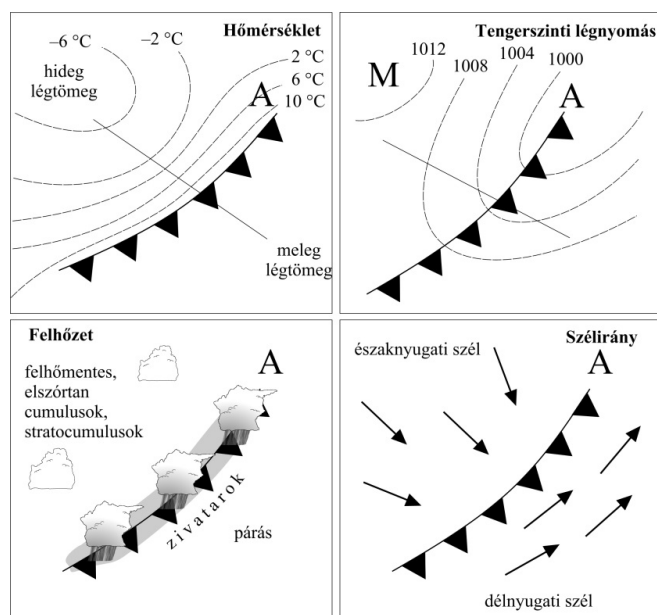


9.6. ábra: Egy melegfront áthaladásakor fellépő változások: a hőmérsékletben, a tengerszinti légnyomásban, a felhőzetben és a szélirányban.

A melegfront haladási sebessége kisebb, mint a hidegfronté, mely azzal magyarázható, hogy a kisebb sűrűségű (melegebb) levegőnek nehezebb mozgásra kényszeríteni a nagyobb sűrűségű (hidegebb) levegőt. A frontfelület kisebb hajlásszöge kisebb sebességű felemelkedésre kényszeríti a légtömeget, s ennek hatására stabilabb környezet alakul ki, mely nem a gomolyos, hanem inkább a réteges szerkezetű felhők kialakulásának kedvez. A frontokat kísérő jellegzetes felhőképződési folyamatok, s a már kialakult felhőképletek miatt gyakran csupán az eget kémelve is előrejelezhetjük a melegfront közeledését.

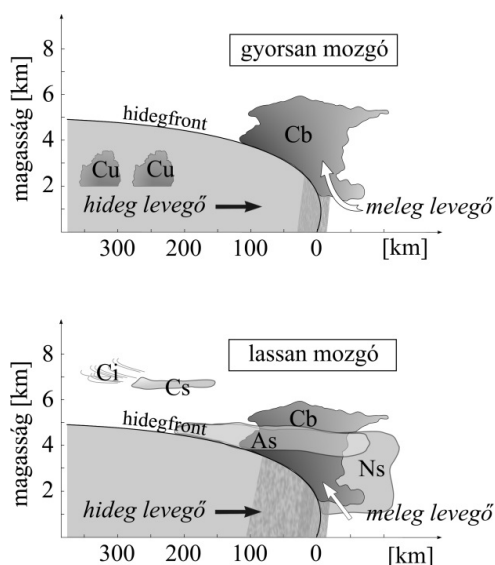
9.3.2. Hidegfront

A hidegfront esetén, mint láttuk, a meleg levegő felsiklik a hideg levegőre. A hideg levegő egy olyan térséget áraszt el, ahol korábban meleg levegő volt. A front haladási sebessége lényegesen gyorsabb, mint a melegfronté, átlagosan 35–55 km/óra. Csapadék általában intenzívebb a melegfronténál, de jóval keskenyebb sávra korlátozódik. A felhőrendszer azonban ez esetben is elhúzódik akár több ezer kilométer hosszan a front mentén. Tipikus hidegfronti helyzet az erős széllel érkező zivatarfelhőkből hulló závorszerű csapadék. Az erős szél egyben az idő tisztulását, s ezzel a látási viszonyok javulását is okozza. A szakaszosan kifejlődő felhőrendszer itt is jellemzi a frontot: cirrus, cirrostratus felhők, altocumulusok (néha), s a jellegzetes cumulonimbusok. A hidegfront áthaladását kísérő változásokat időjárási elemenként (hőmérséklet, tengerszinti légnyomás, felhőzet, szélirány) a 9.7. ábra mutatja be.



9.7. ábra: Egy hidegfront áthaladásakor fellépő változások: a hőmérsékletben, a tengerszinti légnyomásban, a felhőzetben és a szélirányban

A hidegfrontoknak két típusa különböztethető meg, ezek a lassú mozgású (elsőfajú) hidegfront és a gyorsabb mozgású (másodfajú) hidegfront. A csapadékszóna – a hidegfront típusától függően – mind a front áthaladása előtt, mind a front áthaladása után is megjelenhet, mely típusok felhőrendszerei közötti különbséget a 9.8. ábra mutatja be. Amikor ún. squall line vihar láncolat alakul ki a front mentén, ezek mindig megelőzik a hidegfrontok áthaladását. A hidegfrontok általában a mérsékeltövi ciklonok középpontjától délre, délnyugatra helyezkednek el, illetve ebbe az irányba terjeszkednek. Ezeknek a frontoknak a hajlásszöge meredekebb, a légtömeg felemelkedési sebessége nagyobb a frontfelület mentén, s a frontvonalra merőleges felszíni sebességük is nagyobb a melegfrontokénál. Mindezek gyakran heves csapadékhullást eredményeznek, sőt amennyiben elég nagy az instabilitás, úgy hevesebb viharok, záporok is kialakulhatnak. A hidegfrontokhoz kapcsolódó csapadékhullás időtartama lényegesen rövidebb, mint a melegfront esetén.



9.8. ábra: Hidegfront típusok jellemző felhőrendszereikkel. Az ábrán jelölt felhők: Ci: Cirrus, Cs: Cirrostratus, As: Altostratus, Ns: Nimbostratus, Cu: Cumulus, Cb: Cumulonimbus.

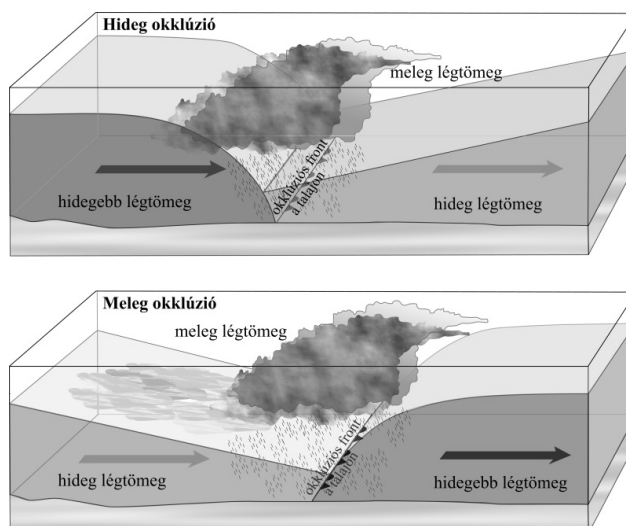
9.1. táblázat: Meteorológiai elemek változása időjárási frontok mentén

	Melegfront	Hidegfront
talajszél	- a front közeledtével megélnkül, a fronttal párhuzamos irányba fordul, - sebességmaximum a front átvonulása előtt, - a front átvonulásakor jobbra fordul, és átmenetileg gyengül	- a front előtt visszafordul, kb. a fronttal párhuzamos irányba és megélnkül, - frontátvonulásnál általában markáns szélfordulás jobbra, - lökéses szél, gyakran viharos szellőkések az átvonulásnál, - lassú mozgású front után a szél lecsillapodik, gyors mozgásúnál gyakran erős marad
nyomástendencia	- front előtt kiterjedt nyomássüllyedés, - legerősebb süllyedés a front közelében, - átvonulásakor nem változó tendencia	- a front előtt legtöbbször nyomássüllyedés, - front mögött különböző mértékű emelkedés, - ciklon középpontjához közel további gyengébb nyomásesés
hőmérséklet	- front előtt lassan emelkedik, - frontátvonulásakor felmelegedés, majd közel állandó érték	- elsőfajú front előtt különböző a napszak és évszak szerint, utána markáns hőmérséklet-csökkenés, - másodfajú hidegfront esetén front előtt lehet hőmérséklet-csökkenés a csapadék révén, - utána általában csekély változás, sőt a hideg évszakban lehet melegedés is, majd a fronttól távolabb kezdődik a lehűlés
harmatpont	- front előtt lassan növekszik, - csapadékos területen ugrásszerű növekedés, - a front átvonulása után nem változik	- elsőfajú front esetén különböző a hőmérséklethez hasonlóan, mögötte a csapadék miatt csak lassan csökken, - másodfajú front mögött gyakran kifejezett csökkenés
látási viszonyok	- a Cirrostratus, Altostratus alatt még jó, - a csapadékos területen romlik, köd is képződhet	- elsőfajú front mögött többnyire határozott látásromlás a csapadék miatt, ott köd is képződhet, - másodfajú front mögött nő a látástávolság

A frontokhoz kapcsolódó időjárási elemek változását a 9.1. táblázatban foglaljuk össze. A frontok felhőrendszerét és a mérsékeltövi ciklonban elfoglalt helyét a 9.3. ábra (a felső I. metszet és az alsó II. metszet) mutatja. A ciklon területén húzott I. metszet az okkludálódott állapotot, míg a II. metszet a hideg- és melegfront szerkezetét ábrázolja.

9.3.3. Okklúziós front

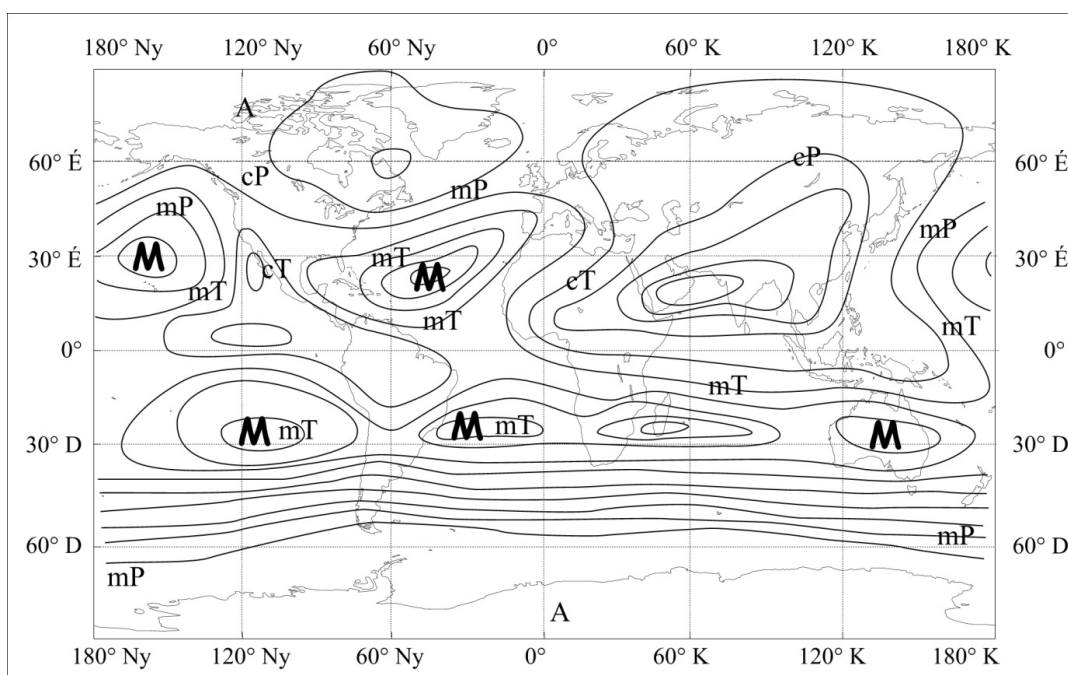
Az okklúziós front, mint jeleztük, akkor keletkezik, amikor a hidegfront utoléri a melegfrontot. E front tulajdonságait az határozza meg, hogy milyen a melegfront előtti, illetve a hidegfront mögötti – egyébként mindkét esetben hideg – légtömegek egymáshoz viszonyított hőmérséklete. Ha a hidegfront mögött érkező levegő a hidegebb, akkor beékelődve a melegfront előtti kevésbé hideg légtömeg alá, elsősorban hidegfronti, fordított esetben pedig melegfronti hatások érvényesülnek. Ezen jellegek alapján nevezzük hideg, illetve meleg okklúziós frontnak, melyek jellegzetességeit a 9.9. ábra foglalja össze. Az okklúziós frontban a hideg- és a melegfront felhőrendszere egyesül, s egy nagyobb kiterjedésű csapadékszónát alkot. A szinoptikus térképeken e fronttípust a frontvonalra helyezett lila háromszögek és félkörök sora jelöli, melyek a hideg- és a melegfronthoz hasonlóan a front haladási irányába mutatnak.



9.9. ábra: Az okklúziós front típusai. A hideg okklúzió és a meleg okklúzió. Hideg okklúziós front esetén elsősorban a hidegfronti, meleg okklúziós front esetén pedig elsősorban melegfronti hatások érvényesülnek.

9.4. Légtömegek

Egy térség éghajlatát jelentős mértékben meghatározza, hogy honnan, s milyen gyakorisággal érkeznek oda légtömegek. Sok vizsgálat foglalkozik ezzel a kérdéskörrel, s több osztályozás is készült ezen tulajdonságok alapján. A genetikai légtömeg-osztályozások közül – melyek a légtömegek eredetét is figyelembe veszik – a legelterjedtebb a Bergeron-féle klasszifikáció. Ezen belül elkülöníthetjük a kontinentális, vagyis szárazföldi légtömegeket (c) és a maritim, vagyis óceáni légtömegeket (m). Az előbbieket a száraz, az utóbbiakat a nedves légtömegek. A másik osztályozási szempont a légtömeg eredetére utal, mely alapján trópusi (T), poláris (P) és sarkvidéki (A) légtömegeket definiálhatunk. A légtömegek tipikus elhelyezkedését a 9.10. ábra mutatja be. A Kárpát-medence időjárását elsősorban az Atlanti-óceán felől érkező mP (óceáni sarkvidéki), másodsorban a délről érkező cT (kontinentális trópusi), illetve az északkelet felől érkező cP (kontinentális sarkvidéki) légtömegek határozzák meg.



9.10. ábra: Légtömegek. M a tartósan magasnyomású területeket jelöli. A légtömegek rövidítései: A: sarkvidéki (arktikus) légtömegek, cP: kontinentális poláris légtömegek, cT: kontinentális trópusi légtömegek, mP: tengeri poláris légtömegek, mT: tengeri trópusi légtömegek.

A mérsékelt égöv időjárási rendszerével foglalkozó fejezet összefoglalásaként elmondható, hogy legtöbb esetben, amikor ún. „rossz időt” észlelünk, az összefüggésben áll a mérsékeltövi ciklonok meleg-, illetve hidegfrontjával. Ezért nem elegendő azt előrejeleznünk, hogy hol és mikor fog keletkezni egy mérsékeltövi ciklon, hanem az is nagyon fontos, hogy merre mozog majd. Általánosságban elmondhatjuk, hogy a mérsékeltövi ciklonok centruma követi a polárfront mozgását, s a mérsékeltövi ciklon frontjaihoz kapcsolódó felhőrendszer jellegzetes „csepp” formát vesz fel. A mérsékeltövi ciklonok vonulásával kapcsolatos időjárás-változások annak függvényében alakulnak, hogy a cikloncentrumhoz képest hol helyezkedünk el. Amennyiben jelentősen délre vagyunk a centrumtól, úgy elsőként egy meleg, majd egy hidegfront áthaladásával együtt járó időjárás-változásokat tapasztalunk. Ha a cikloncentrumtól északra vagyunk, úgy vagy egy okkludált front áthaladását éljük meg, vagy egyáltalán nem tapasztalunk fronthatást. Mindkét esetben kiterjedt felhőzet jelenik meg csapadékkal és széllel, mely 1–2 napig is fennáll, hiszen az alacsonynyomású terület lassabban mozog, mint maguk a frontok. Téli időszakban a ciklonok ezen északi területei kapják a nagyobb hó-mennyiséget.

10. fejezet - Kisebb skálájú légköri áramlások

10.1. Földrajzi viszonyok szerepe a helyi légköri áramlások kialakulásában

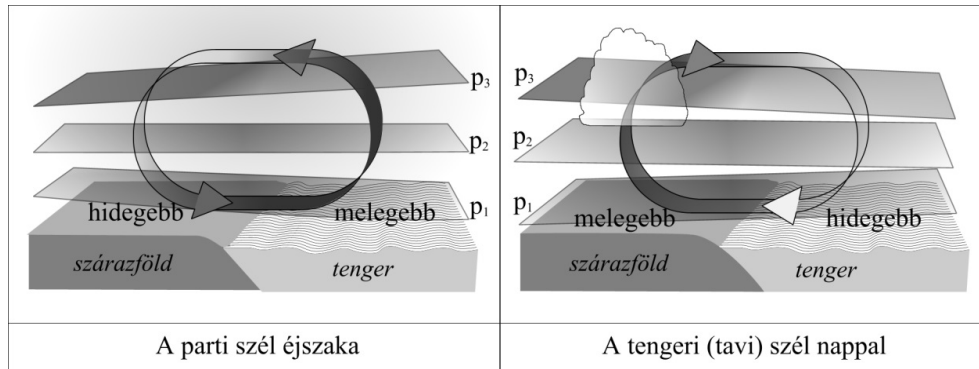
Az általános légkörzés makro és mezo skálájú elemei mellett léteznek olyan kisebb, markáns áramlási jelenségek is, amelyeket a helyi földrajzi viszonyok – pl. domborzat, nagyobb vízfelület stb. – alakítanak ki. Ezek az áramlások lokálisan akár jelentősen is módosíthatják a nagyobb skálájú áramlási rendszereket. A helyi szelek sokszor egy-egy földrajzi területre jellemzőek, s külön névvel látják el őket. Gyakran a helyi szél nem más, mint a nagyobb skálájú áramlások domborzati viszonyok hatására történő fölerősödése völgyeken vagy hegysorokon történő áthaladásakor. Ilyen szél például a kossava, mely az Al-Duna mentén felerősödve, délkelet felől hatol be a Kárpát-medencébe. Télen és kora tavasszal az Északkelet-Európa felől érkező hideg légtömeg a Kárpátok hegyvonulatainak ütközik, s esetenként nem tud bejutni a medencébe. Így a hegységet megkerülve délkeleti irányból, a Havasalföld felől nyílik először lehetősége arra, hogy a Duna völgyében felgyorsulva betörjön a medencébe. Ilyenkor Magyarország déli, délkeleti területeit is érintheti ez a több napig tartó, olykor viharos erejű helyi szél. A kossava leggyakrabban február és április között fordul elő.

A helyi szelek kialakulása általában jóval bonyolultabb okokkal magyarázható. Az alábbiakban a parti szél, a hegy-völgyi szél és a bukószél kialakulásának feltételeit tekintjük át.

10.1.1. Parti szél

Az egymáshoz közeli, eltérő hőgazdálkodású felszínek jellemző példája a nagy kiterjedésű vízfelszín és a szárazföld. A víz és a szárazföld feletti levegő különböző mértékű felmelegedése révén létrejövő zárt cirkuláció része a parti szél. A felszíntípusok eltérő felmelegedésének oka a felszínek anyagának különböző fajhője. (A fajhő az a hőmennyiség, amely egy adott anyag egységnyi tömegének 1 °C-kal történő hőmérséklet-emeléséhez szükséges.) A víz fajhője nagyjából kétszer akkora, mint a különböző talajtípusoké. Ez azt jelenti, hogy nappal, a Nap sugarai a szárazföld hőmérsékletét kétszer olyan mértékben növelik, mint a vizét, ugyanakkor éjszaka, amikor kizárólag a felszíni kisugárzás érvényesül, a víz hőmérséklet-csökkenése csak fele a szárazföld hőmérséklet-változásának. Ebből az következik, hogy nappal a szárazföld felett elhelyezkedő levegő jobban fölmelegszik, éjjel pedig erősebben lehűl, mint a vízfelület feletti légtömeg. A melegebb légtömegben a nyomás kisebb mértékben csökken a magassággal (lásd 4. fejezet), így a felszíntől számított kb. 500–2000 m-es magasságban kialakuló nyomáskülönbség hatására levegő áramlik a melegebb helyről a hidegebb hely irányába (10.1. ábra). A horizontális áramlás hatására távozó levegőt a felszínről felemelkedő levegő pótolja, amelynek helyére a felszínen az alacsonyabb hőmérsékletű helyről áramlik levegő. Így, míg nappal a felszínközeli légrétegben a levegő a szárazföld felé áramlik, addig éjszaka a felszíni áramlás iránya éppen fordított, azaz a szárazföld felől áramlik hűvösebb levegő a vízfelszín felé. Értelemszerűen annál erősebb a parti szél, minél nagyobb a víz és a szárazföld közötti hőmérsékletkülönbség. Mivel ez nappal nagyobb, ezért a parti szél is ebben az időszakban erősebb (mintegy kétszerese az éjszakainak). E szabályos napi menettel rendelkező helyi szél elsősorban nyáron, derült időben jön létre, viszonylag sík partvidékű tengerek vagy nagyobb tavak környezetében.

Nappal a tenger felől fújó, kb. 7–10 m/s-os sebességgel áramló parti szél gyors felemelkedésre készíti a szárazföld felett elhelyezkedő meleg levegőt (lásd hidegfront a 9. fejezetben). Amennyiben a légkör instabil, a parti szél hatására gomolyfelhők alakulnak ki a szárazföld felett (lásd 10.1 ábra). Fél-szigeteken (például Floridában) a parti szelek hatására gyakran intenzív zivatarok keletkeznek. A két irányból érkező parti szél összeáramlásának hatására erős feláramlás jön létre a félsziget belsejében. Az erős feláramlás kedvező feltételt biztosít az intenzív zivatarok kialakulásához.

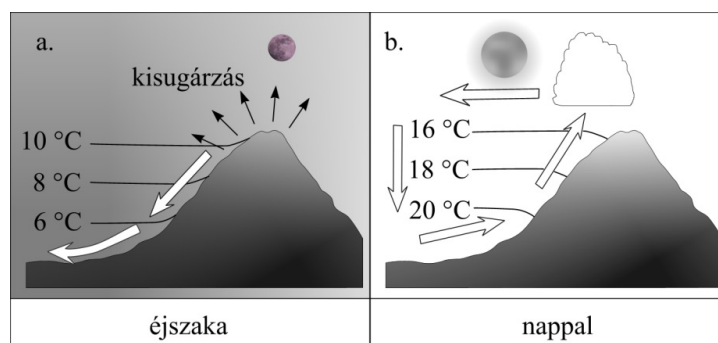


10.1. ábra: Tengeri – parti szél változásának napi menete. Nappal a szárazföld felett elhelyezkedő levegő jobban fölmelegszik, éjjel pedig erősebben lehűl, mint a vízfelület feletti légtömeg. A melegebb légtömegben a nyomás kisebb mértékben csökken a magassággal, így a felszíntől számított kb. 500–2000 m-es magasságban kialakuló nyomáskülönbség hatására levegő áramlik a melegebb helyről a hidegebb hely irányába, zárt ciklációt létrehozva.

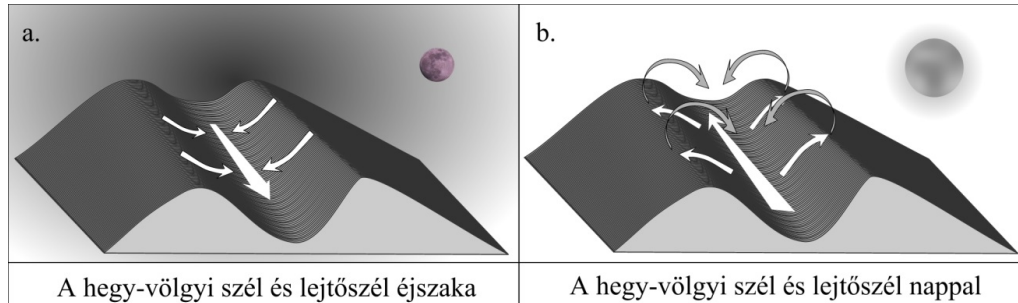
Nagyobb skálájú áramlások hiányában a nap végére a parti szél akár 20–50 km-es távolságban is érezhető a szárazföld belsejében. Természetesen a parti szelet jelentősen befolyásolják a nagyobb skálájú áramlások. A parti szél létrejöttének az is feltétele, hogy a nagyskálájú áramlás ne nyomja el a helyi ciklációt. Amennyiben viszont a nagyobb skálájú áramlás iránya megegyezik a parti szél irányával, a tengeri levegő akár több száz kilométeres távolságra is benyomulhat a szárazföld belseje felé. Hazánkban nyári, tartós anticiklonális, derült időjárási helyzetekben a Balaton déli partján is kimutatható parti szél. Ilyenkor a part mentén nappal az északnyugati, éjjel a délkeleti szelek gyakorisága nagyobb.

10.1.2. Hegy-völgyi szél

A hegyvidékeken kialakuló, napi szabályossággal váltakozó irányú szelet nevezzük hegy-völgyi szélnek. A napnyugtát követően erősödő kisugárzás hatására a hegyoldalakon, a felszínhez közel gyorsan csökken a levegő hőmérséklete. Emiatt egy adott magasságban a felszínhez közeli levegő hőmérséklete lesz a legalacsonyabb. A környezetéhez képest hidegebb és ezért sűrűbb levegő lefelé süllyed. Ez a mintegy 1–5 m/s sebességű leáramlás csak egy nagyon keskeny, kb. 2–20 m magasságú tartományra korlátozódik. A leáramlás következtében a völgy közepén összeáramlás és egy gyenge feláramlás alakul ki. Késő éjszakára a völgyet már teljes egészében hideg levegő tölti ki (10.2a. ábra). A hőmérsékleti rétegződés a völgyben stabilis lesz, legalul gyűlik össze a legalacsonyabb hőmérsékletű levegő, és felfelé haladva fokozatosan növekszik a levegő hőmérséklete. Ez a körülmény kedvez a szennyező anyagok felhalmozódásának, ugyanis a stabilis rétegződés meggátolja, hogy a völgyben lévő levegő keveredjen a magasabban fekvő levegővel. A napfelkeltét követően a nagyobb beesési szög miatt a besugárzás hatására gyorsabban növekszik a lejtők közelében elhelyezkedő levegő hőmérséklete, mint ugyanabban a magasságban, a felszíntől távolabb (10.2b. ábra). Természetesen ez erősen függ a lejtők kitettségétől. A környezeténél melegebb levegő a lejtő mentén felfelé emelkedik. Az emelkedés sebessége általában meglehetősen kicsi (kb. 1 m/s). A völgy aljáról távozó levegőt a völgy közepén, felülről lefele irányuló áramlás pótolja. A lejtő fölé emelkedő levegőben gomolyfelhők kialakulását lehet megfigyelni, amennyiben a levegő nedvességtartalma elég magas (10.2b. ábra).



10.2. ábra: Hegy-völgyi szél napi menete. A fehér nyilak a levegő áramlásának irányát, a vékony vonalak a hőmérsékleti izovonalakat jelölik. A vékony fekete nyilak a talaj hosszúhullámú kisugárzására utalnak. A napnyugtát követően erősödő kisugárzás hatására a hegyoldalakon, a felszínhez közel gyorsan csökken a levegő hőmérséklete. Emiatt egy adott magasságban a felszínhez közeli levegő hőmérséklete lesz a legalacsonyabb. A környezetéhez képest hidegebb és ezért sűrűbb levegő lefelé süllyed. Nappal, a környezeténél melegebb levegő a lejtő mentén felfelé emelkedik.

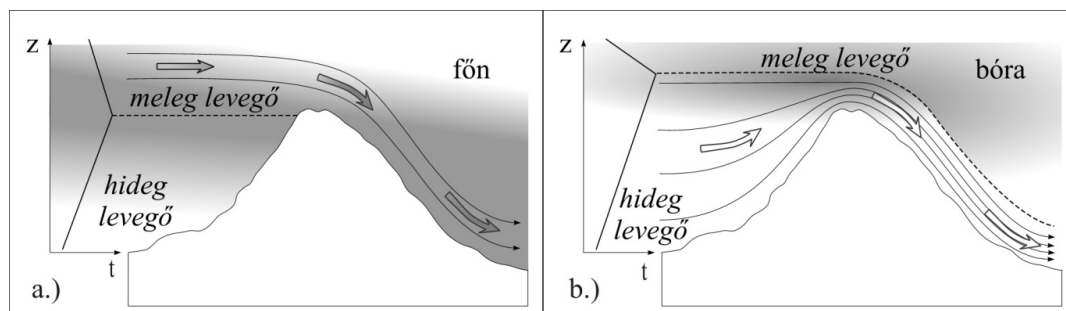


10.3. ábra: A hegy-völgyi szél és a lejtőszél napi menete. Éjszaka a völgy tengelyével megegyező irányba, lefelé áramlik a hideg levegő. Nappal a meleg levegő felfelé áramlik.

A fentiekben a völgy tengelyére merőleges irányú áramlások napi menetét tekintettük át. Ezt az áramlást azonban még az úgynevezett lejtőszél is módosítja. A lejtőszél kialakulása hasonló módon magyarázható, mint a fentiekben tárgyalt völgyi szél. Éjszaka a völgy tengelyével megegyező irányba, lefelé áramló hideg légtömeg sebessége elérheti a 8–10 m/s-ot is (10.3a. ábra). A légtömeg vastagsága pedig a völgy jellemzőitől (pl. hossz, keresztmetszet, növényzet) függően 10 és 400 m között változhat. A lefelé süllyedő levegőt a magasban történő visszaáramlás kompenzálja. Nappal az áramlás iránya megfordul. A délies irányú lejtőre meredekebben érkeznek a napsugarak, ezért a lejtő közelében gyorsan melegszik a levegő. A fentiekben vázolt ok miatt a meleg levegő felfelé áramlik (10.3b. ábra). Az Alpok és a Kárpátok nagyobb völgyeiben a hegy-völgyi szél a jellemző, míg Magyarországon elsősorban a lejtőszél mutatható ki hegységeink déli-délkeleti lábainál, például a Mátraalján vagy a Mecsekben.

10.1.3. Bukószél

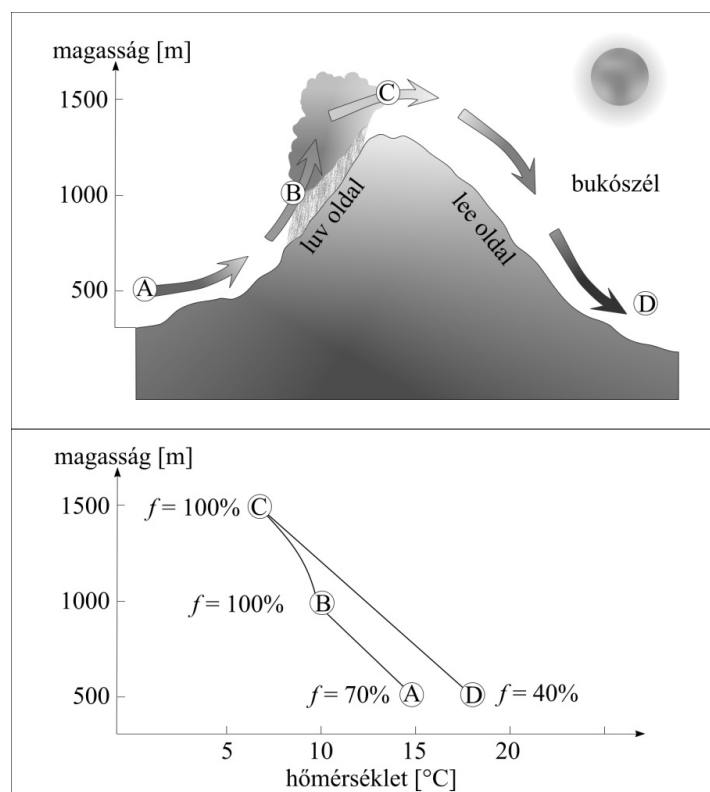
Bukószélnek a hegyeken átkelő, a légtömeg mozgásirányával ellentétes oldalon leáramló szelet nevezzük. A bukószél tulajdonságai (sebesség, hőmérséklet, páratartalom) attól függnek, hogy hogyan változik a levegő hőmérséklete a magassággal a szél felőli oldalon. Téli időszakban gyakran előfordul, hogy a troposzféra alsóbb rétegeiben a levegő hőmérséklete növekszik a magassággal (10.4a. és 10.4b. ábrák). Amennyiben az inverziós réteg vastagsága kisebb, mint a hegy magassága (10.4a. ábra) az inverzió miatt a szél felőli oldalon a levegő nem tud felemelkedni. Az átellenes oldalon pedig a nagyobb magasságokban található meleg levegő lefelé áramlik. Ezt a jelenséget fönnek nevezzük. Amennyiben az inverziós réteg magassága csak némileg haladja meg a hegy magasságát, az áramlás irányával átellenes oldalon igen nagy sebességgel áramlik lefelé a hideg levegő (10.4b. ábra). Ezt a jelenséget bórának nevezzük. A bóra kialakulása azzal magyarázható, hogy az inverzió miatt a szél felőli oldalon feláramló levegőnek csak egy nagyon szűk keresztmetszet áll rendelkezésére a hegyen való átkeléshez. Emiatt az áramlás sebessége jelentősen megnő.



10.4 ábra: Bukószél kialakulása inverziós réteg esetén. Az ábrák bal oldalán a hőmérséklet magasság szerinti változását adtuk meg.

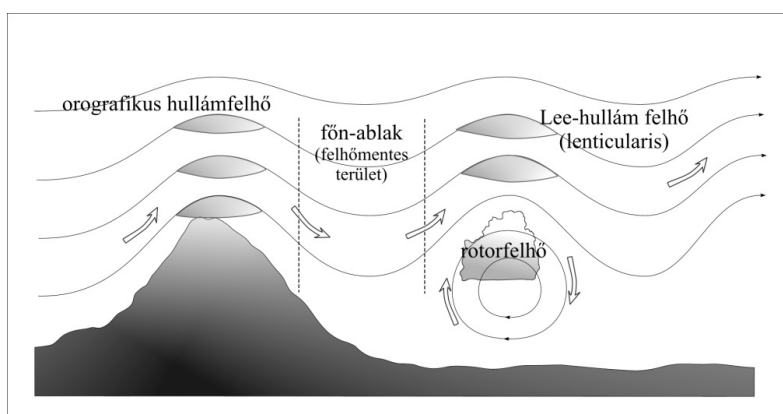
Bóra jelenség figyelhető meg például akkor, amikor a hideg levegő a Velebit-hegység (Horvátország) magasabb területeiről lebukik az Adria partjaihoz (Triesztől Splitig). Az Adria felé lejtő völgyekben lezúduló, gyakran rendkívül heves szél akár 10–15 °C-os hőmérséklet csökkenést eredményezhet igen rövid idő alatt. Kitörésekor jellegzetes gomolyos felhőzet, a bórpad látható a hegység tetején, a tengerparton és a víz felett viszont felhőtlen az ég. A szél hirtelen támad, s több napig fennmaradhat. Egy másik példa a bórára a nemere. Ez az Erdélyi-medence keleti részén, télen, kora tavasszal fellépő helyi szél. Ekkor az Ukrajna felől érkező hideg légtömeg átbukik a Keleti-Kárpátokon, s rendkívül száraz és hideg időt okoz. Az amúgy is száraz levegő relatív nedvessége akár 10–15%-ra csökkenhet.

Amennyiben a levegő hőmérséklete csökken a magassággal, a szél felőli (luv) oldalon gyakori a csapadékképződés, míg az áramlás irányával ellentétes (lee) oldalon meleg és száraz levegő áramlik lefelé (10.5. ábra). A levegő felemelkedését nem fékezi az inverzió, és ennek következtében gyakori a felhőképződés. Az instabillá váló légkörben akár intenzív zivatarok is kialakulhatnak. A levegő a hegység szél felőli oldalán felemelkedve fokozatosan lehül (száraz adiabatikus emelkedés során a hűlés mértéke kb. 0,98 °C/100 m). Ezalatt egyre növekszik az emelkedő levegő relatív nedvessége, míg egy adott magasságon telítetté válik, és megkezdődik a kondenzáció, vagyis a felhőképződés. Ettől a szinttől kezdve a lehülés mértéke csökken, mert a kondenzáció során felszabaduló látens hő némileg kompenzálja az emelkedés miatt bekövetkező hőmérsékletcsökkenést (nedves adiabatikus emelkedés során a hűlés mértéke kb. 0,5–0,7 °C/100 m). A kialakuló felhőzetből a hegység szél felőli oldalán rendszerint bőséges csapadék hullik. A levegő átkelve a hegységen, immár alacsonyabb vízgőztartalommal, fokozatosan melegebben megindul lefelé. A melegebbé válás ugyanolyan mértékű, mint amilyen a hűlés mértéke volt a szél felőli oldalon a kondenzáció megindulása előtt. Tehát a levegő ugyanarra a magasságra, mint ahol a hegységen való átkelés előtt volt, szárazabban és melegebben érkezik. Szárazabban, hiszen a vízgőz már a hegység túloldalán kicsapódott és kihullott, s melegebben, mivel a szél felőli oldalon összességében kevésbé hűlt le, mint amilyen mértékben a hőmérséklete növekedett az áramlással ellentétes oldalon. Ezt a jelenséget – a 10.4a. ábrán bemutatott bukószélhez hasonlóan – főnnek nevezzük. A főn környékünkön elsősorban az Alpokban fordul elő. Leggyakrabban úgy jön létre, hogy a Délről áramló levegő átkelve a 2–3 ezer méteres gerinceken, az északi oldalon okoz rendkívül markáns időjárás változást, akár 20–25 °C-os hőmérséklet-emelkedést néhány óra alatt. Télen ez különösen veszélyes lehet, hiszen ez a meleg, száraz főn hatalmas hótömegeket képes megolvasztani rövid idő alatt, ezáltal megnövelve a lavinák és az árvizek veszélyét.



10.5. ábra: Főnszél kialakulása instabil légkör esetén. Az alsó ábra a levegő hőmérsékletének és relatív páratartalmának (f) változását illusztrálja.

Magyarországon igazi főnről csak az Alpokalján, Sopron környékén beszélhetünk. Ez azonban viszonylag ritkán fordul elő és nem is olyan erős, mint a jellegzetes Alpí főn. Hegyeink nem túl magasak, ezért inkább csak főn-jellegű szélről beszélhetünk az Északi-középhegység vagy a Bakony déli előterében, ahol az északról áramló levegő a délebbre fekvő területeken okoz szárazabb, felhőmentes időjárást. A Balatonra lebukó főn-jellegű száraz szelet vázsonyi szélnek is nevezik, mert Tótvázsony és Nagyvázsony községek irányából fúj. Ilyenkor az északi part felett megjelennek a gomolyfelhők, de a tó fölé már száraz, meleg levegő érkezik. A Balaton-felvidék tó felé néző völgyeiben felgyorsuló levegő gyakran hevesen csap le a Balatonra.



10.6. ábra: Domborzat hatása a levegő áramlására stabil légkör esetén

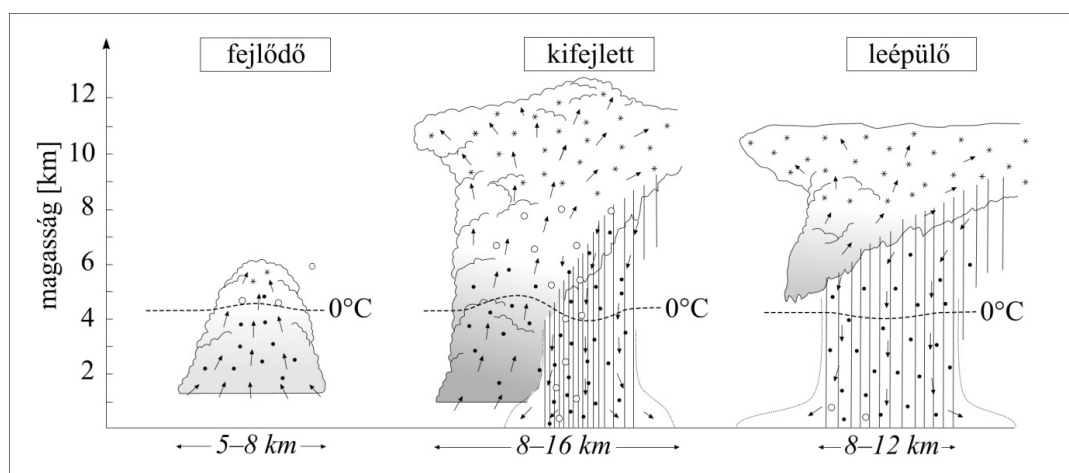
Stabil rétegződésű légkörben az egyensúlyi helyzetéből vertikálisan kitérített levegőrészecskék oszcilláló mozgást végeznek (lásd 5. fejezet). Amennyiben ez a mozgás horizontális irányú mozgással is párosul, a légrézecske mozgása hullámzó lesz. Nézzük, mi történik, ha a vertikális irányú kimozdulást a levegő áramlásának útjába eső hegység okozza! Amennyiben a hegység horizontális kiterjedése jóval nagyobb, mint a hullámhossz fele, a hegy

lefékezi a levegő áramlását, a levegő legfeljebb a hegyet megkerülve tud tovább áramolni. Amennyiben a hullám hosszának fele közel hasonló méretű, mint a hegység horizontális kiterjedése – ez általában a stabilitás mértékének csökkenésével jár együtt – az egyensúlyi helyzetéből vertikálisan eltérített levegő a széllel ellentétes oldalon hullámzó mozgásba kezd (10.6. ábra). Amennyiben a levegő nedvességtartalma elég magas, a hullámhegyeknél lenticularis (lencse alakú) felhők alakulnak ki.

10.2. Zivatarok és tornádók

A zivatarfelhőkről a 6. fejezetben már volt szó. Megismertük a csapadékképződés folyamatát és a felhőképződéshez szükséges dinamikai feltételeket. A zivatarfelhőkben történetek megértéséhez ismernünk kell a levegő áramlását is a felhőben és a felhő környezetében. A csapadékképződés és az áramlás között szoros kölcsönhatás van. Például a jég szemek végső mérete erősen függ a feláramlási sebesség nagyságától, a feláramlás intenzitását viszont jelentősen befolyásolja a túlhűlt vízcseppek fagyása során felszabaduló látens hő. Jelentős károkat nem csak a zivatarfelhőkből hulló jégeső, vagy a nagyon rövid idő alatt kihulló nagy mennyiségű csapadék eredményezhet. A zivatarfelhőkből nagy sebességgel leáramló és a felszínen szétáramló levegő, vagy az intenzív zivatarokat kísérő tornádók ugyancsak katasztrofális hatásúak lehetnek. Az alábbiakban a zivatarfelhők struktúráját és a levegő áramlását vizsgáljuk meg a zivatarokban, illetve közvetlen környezetükben.

A zivatarfelhő életciklusa három részre osztható (10.7. ábra):



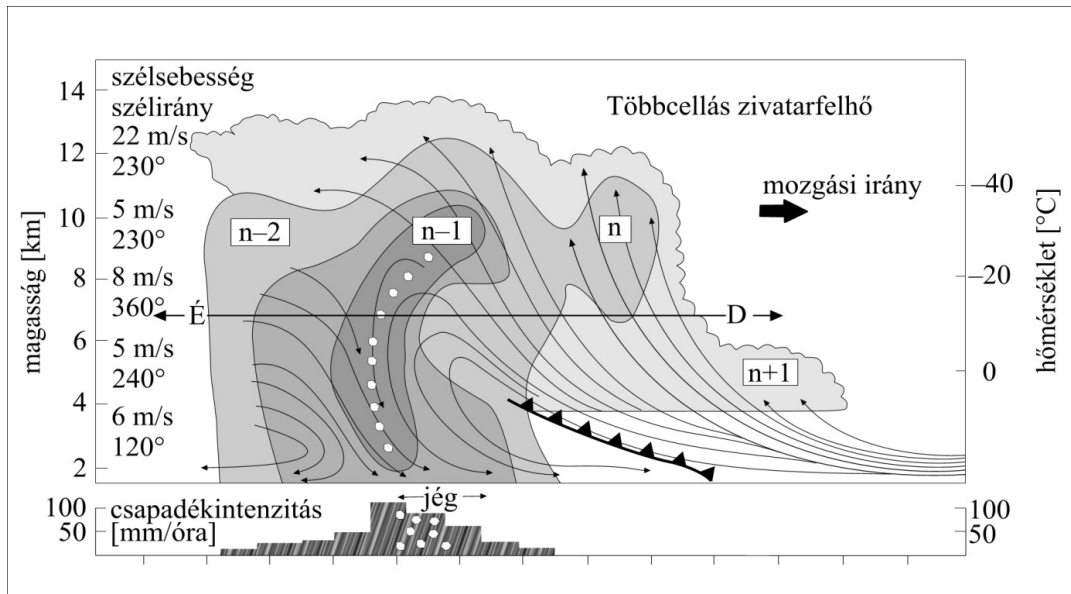
10.7. ábra: Légtömegben belül kialakuló zivatarfelhők fejlődésének három fázisa. Fejlődő állapotban a felhő nagy részében a levegő felfelé áramlik, kialakulnak a felhő- és csapadékelemek (a vízcseppeket körök, a jég szemeket fehér körök, a jégkristályokat csillagok jelölik). Kifejlett állapotban a felhő eléri legnagyobb magasságát, kialakul a felhő üllője, megkezdődik a csapadék kihullása és ezzel együtt a felhő egy részében a levegő lefelé kezd áramolni. Disszipációs, azaz leépülő állapotban a csapadékhullás intenzitása gyengül, a felhő nagy részében a levegő lefelé áramlik.

1.) Az első, fejlődő szakaszban a felhő egészében felfelé áramlik a levegő, és ekkor alakulnak ki a felhő- és csapadékelemek.

2.) A második, kifejlett szakaszban a csapadékelemek gyorsan növekednek. A nagyobb jég szemeket és esőcseppeket a felfelé áramló levegő már nem tudja fenntartani. A lefelé mozgó részecskék a levegő egy részét is magukkal ragadva leáramlást generálnak. Az a tartomány, ahol a levegő már lefelé áramlik, egyre nő, és rövid időn belül (5–10 perc) eléri a felszínt. A leáramló levegő a felszín közelébe érve szétáramlik. Ezt a szétáramlást érzékeljük akkor, amikor azt tapasztaljuk, hogy a zivatar környezetében megerősödik a szél. A zivatarokat kísérő erős szellőkést kifutószélnek hívjuk. A kifutószél sebessége akár a 100 km/h-át is elérheti.

3.) A végső, disszipációs állapotban a csapadékhullás intenzitása erősen gyengül, és a felhő egészében a levegő lefelé áramlik.

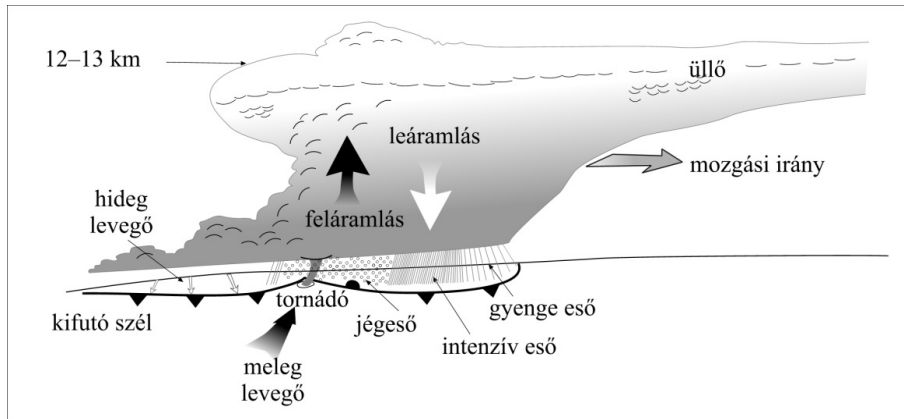
Nyáron a gyors hőmérséklet-emelkedés következtében délutánonként gyakran megfigyelhetjük, hogy egy-egy helyen gyorsan növekvő gomolyfelhők törnek a magasba, és amilyen gyorsan keletkeznek, olyan gyorsan le is épülnek. Ezekben a felhőkben a három fejlődési fázis időben egymást követően alakul ki a 10.7. ábrán bemutatott módon. Mivel a felhő teljes egészére egy adott időpontban valamelyik fejlődési fázis a jellemző, az ilyen típusú zivatarfelhőket egycellás zivatarfelhőnek nevezzük. Az egycellás zivatarfelhők általában instabil légkörben és frontmentes időjárási helyzetben alakulnak ki. Az egycellás zivatarfelhők mozgását a környezetben fújó szél sebességének nagysága és iránya határozza meg. Ha a szélesebbé kicsi, még egy kevésbé intenzív zivatarfelhőből is jelentős mennyiségű csapadék hullhat egy adott helyen. Amennyiben a fent említett három fejlődési ciklus egyszerre van jelen egy felhőtömbön belül, akkor többcellás zivatarfelhőkről beszélünk (10.8. ábra).



10.8. ábra: Többcellás zivatarfelhő függőleges metszete, amely meteorológiai radaron látható kép alapján készült. A nyíllal ellátott vonalak a levegő áramlásának irányát jelölik. A felhőben egyszerre vannak jelen a fejlődő, kifejlett és leépülő fázisban lévő tartományok. Az n+1, illetve n jelű tartományokban a fejlődő állapot a jellemző, az n-1-gyel jelölt régió a kifejlett állapot sajátosságait mutatja, míg az n-2-vel jelölt tartomány már leépülőben van. A kis fehér körök sorozata a jég szemek egy lehetséges pályáját mutatja. A baloldali tengely mellett a zivatarfelhő környezetére jellemző szél sebessége és iránya olvasható le. (Forrás: Browning, et al., 1976).

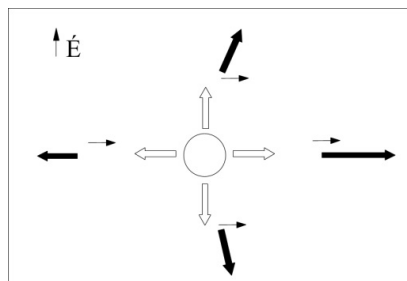
Általában a felhő haladási irányában legelől a fejlődő, középen a kifejlett, míg leghátul a leépülő állapotban lévő cella található. A fejlődés különböző fázisaiban lévő tartományok (cellák) elkülönülését csak az 1950-es években sikerült kimutatni időjárási radarok segítségével. A többcellás zivatarfelhőben is – hasonlóan az egycellás zivatarfelhőkhöz – egy-egy cella élettartama kb. félóra. A csapadékhullás a fejlett állapotban lévő cellából (n-1-gyel jelölt tartomány a 10.8. ábrán) a legintenzívebb, és itt a legerősebb a levegő leáramlása is. A lefelé áramló, környezeténél hidegebb levegő a talaj mentén szétáramlik, és felemelkedésre készteti a felszínen lévő melegebb légtömeget. A feláramló levegőben újabb cellák alakulnak ki (n-nel és n+1-gyel jelölt tartományok). Az újabb cellák általában a zivatarfelhő vonulási irányában, attól némileg jobbra alakulnak ki.

A zivatarfelhők harmadik csoportjába az ún. szupercellák tartoznak. Ezek élettartama akár több óra is lehet, noha csak egy feláramlási csatorna figyelhető meg bennük (10.9. ábra). Kialakulásuk feltétele az erősen instabil légkör, valamint a szél sebességének és irányának markáns változása a magassággal. A zivatarfelhők átlagos magassága 6–8 km, de a szupercellák akár a 13–14 km magasságot is elérhetik. A levegő feláramlási sebessége a zivatarfelhőkben 10 és 30 m/s között változik. Egyes szupercellákban megfigyeltek ennél jóval nagyobb értéket is (50 m/s).



10.9. ábra: Szupercella sematikus ábrája. A feláramlási csatorna tengelyében gyakran alakul ki tornádó, de a csapadékhullást kísérő kifutószél sebessége is elérheti a 100–150 km/h-t. A szél mellett jelentős károkat okozhat az intenzív jégeső is. A feláramlási csatorna felett kimagasodó dóm akár a 14–15 km-es magasságot is elérheti. A szupercella üllőjének horizontális kiterjedése kb. 100 km.

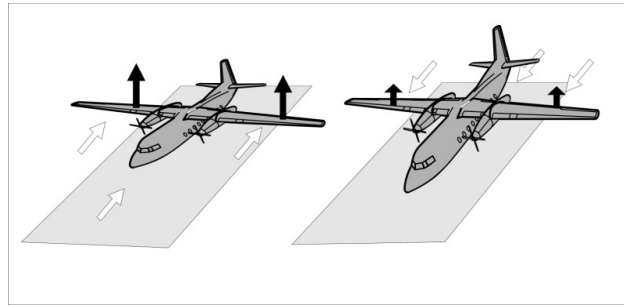
A zivatarok kísérőjelenségei az intenzív csapadékhullás, gyakran jégeső kíséretében, továbbá a jelentős szélsébség növekedés, ami a szél irányának változásával is járhat a felszínen. A zivatarfelhőkben gyakori villámlásról a 11.3. fejezetben részletesebben is lesz szó. A csapadékhullás intenzitása elérheti a száz milliméter/óra nagyságrendet is. Mivel a zivatarok általában nagy sebességgel (30–50 km/h) mozognak, ez egy adott területen csak 10–20 mm csapadékot jelent. Előfordulhat azonban, hogy a zivatarok csak nagyon lassan mozognak, ilyenkor egy-egy helyen jelentős mennyiségű csapadék is lehullhat. Hazánkban a zivatarokkal kapcsolatos károk részben a jégesőknek, részben a csapadékhullást kísérő szélerősödésnek tulajdoníthatók. Már az egy-két centiméter átmérőjű jég szemek is jelentős károkat okoznak, ugyanis például a 2 cm-es jég szemek kb. 20 m/s-os sebességgel esnek lefelé. A szupercellákból ennél jóval nagyobb jég szemek is eshetnek, az Egyesült Államokban találtak már kb. 15 cm átmérőjű, 0,77 kg tömegű jég szemet is.



10.10. ábra: A zivatarfelhő kifutó szelének hatása a szélviszonyok alakulására. A vékony fekete nyilak a szél irányát mutatják négy különböző pontban a kifutószél megérkezése előtti időpontig. A fehér vastag nyilak a kifutószél irányát jelzik. A vastag fekete nyilak a szélsébség irányát mutatják a kifutószél megérkezése utáni időben. A nyilak hossza arányos a szélsébség nagyságával. Az É melletti nyíl az északi irányt mutatja. A fehér kör a zivatarfelhő helyét jelöli.

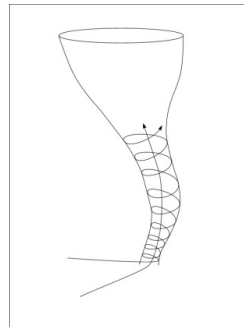
A kifutószél megjelenésével mind a szélsébség, mind a szél iránya jelentősen megváltozhat a környező levegőben (10.10. ábra). Az épületekben okozott kár azzal magyarázható, hogy a nagy szélsébség miatt jelentős nyomáskülönbség alakul ki a zárt épületekben lévő levegő és a külső levegő között.

A repülőterek közelében a kifutószél jelentős veszély forrása lehet. A szél irányának gyors változása csökkentheti a le- vagy felszálló repülőgépekre ható felhajtóerőt, és a repülőgép a földnek csapódhat (10.11. ábra).



10.11. ábra: A szélirány változásának hatása a le- vagy felszállóban lévő repülőgépekre. A repülőgép mozgási irányával szembe fújó szél megnöveli a szárnyakra ható felhajtóerőt (fekete nyilak). Ha szélesség és/vagy szélirány rövid idő alatt megváltozik, a felhajtóerő jelentősen lecsökken (jobb oldali ábra), és a talaj közelsége miatt már nincs lehetőség korrekcióra. A szél irányát fehér nyilak jelzik.

Az intenzív zivatarok gyakori kísérőjelensége a *tornádó*, amely egyike a legpusztítóbb légköri képződményeknek. A tornádóban örvénylő levegő sebessége gyakran eléri a 300–400 km/h-t. A tornádó belsejében a nyomás gyakran 700–800 hPa-nál is kisebb. A képződmény horizontális kiterjedése néhány száz méter, maximum 1–2 km, élettartama pedig legfeljebb 1–2 óra. A levegő áramlását egy tornádóban a 10.12. ábrán figyelhetjük meg.



10.12. ábra: A levegő áramlása egy tornádóban

A felszín felett a tornádók külső felszínén a nyomáskülönbségből származó gradiens erő egyensúlyt tart a centrifugális erővel (lásd ciklosztrófikus áramlás az 5. fejezetben). Így itt a levegő spirálisan emelkedik felfelé. Más a helyzet a felszínen, ahol a súrlódás fékezi a levegő áramlását, ezért a sugár irányú, a tornádó közepe felé mutató gradiens erő nagyobb lesz, mint a centrifugális erő. Ennek tulajdonítható a felszínen megfigyelhető erős szívó hatás. A felszínen befelé áramló levegő a tornádó belsejében felfelé áramlik.

Tornádók leggyakrabban az Amerikai Egyesült Államok középső területén alakulnak ki. Itt az északról érkező sarkvidéki hideg és a délről érkező meleg, nedves levegő mozgását nem fékezi kelet-nyugat irányú hegyvonulat. Ezért igen heves zivatarok alakulnak ki, amelyeket gyakran kísérnek tornádók. 1974. április 3–4-én például 127 tornádót jegyeztek fel a Mississippi völgyében. Magyarországon szerencsére ez a természeti jelenség viszonylag ritkán, évente csak néhány alkalommal figyelhető meg. Országunkban a tornádók általában a szupercellás nyári zivatarok kísérőjelenségei, de ritkán előfordulhatnak tavasszal vagy ősszel is (pl. 1997. november 11. Kunszentmárton).

10.1. Táblázat. A tornádók Fujita-féle osztályozása

Kategória	Szélesség (m/s)	Okozott kár nagysága	A kár jellege
F0	18–32	kicsi	kémények dőlnek le, fiatal fák és közlekedési táblák dőlnek ki
F1	33–50	közepes	háztetők szakadnak fel, gépjárművek borulnak fel vagy sodródnak le az útról

F2	51–70	jelentős	tetőszerkezetek szakadnak fel, gépjárművek törnek össze, nagyobb fák törnek ki vagy gyökerestül csavarodnak ki, kisebb tárgyak sodródhatnak a levegőben
F3	71–92	súlyos	kőházak falai dőlnek össze, vonatszerelvények borulnak fel, minden fa kidől vagy kitörik, gépjárművek emelkednek fel és métereket repülnek a levegőben
F4	93–116	katasztrofális	az épületek többsége a földdel válik egyenlővé, tetőszerkezetek, gépjárművek és nagyobb tárgyak repülnek a levegőben
F5	117–142	teljes megsemmisülés	vasbetonból álló házak dőlnek össze, nehéz gépjárművek és darabjaik több száz méternyit repülnek a levegőben

A kifutószelet gyakran összetévesztik a tornádóval. A szélesebbesség, valamint az okozott károk alapján nem mindig könnyű a két jelenség elkülönítése. Egy japán származású amerikai kutató, Theodore Fujita 6 kategóriába sorolta a tornádókat. Az osztályozás alapja az okozott kár nagysága (10.1. táblázat).

10.2. Táblázat. Tornádók osztályozása a TORRO skála alapján

Skála	Sebesség (m/s)	A tornádó jellemzése
T0	17–24	gyenge
T1	25–32	mérsékelt
T2	33–41	közepes
T3	42–51	erős
T4	52–61	heves
T5	62–72	intenzív
T6	73–83	mérsékeltlen pusztító
T7	84–95	erősen pusztító
T8	96–107	hevesen pusztító
T9	108–120	intenzíven pusztító
T10	121–134	totálisan pusztító

A teljesség kedvéért megemlítünk egy másik, Európában elterjedt tornádóosztályozást, amelyet a Tornádó és Zivatar Kutatási Szervezet (Anglia) készített el. Az osztályozást a szervezet angol elnevezése alapján (Tornado and Storm Research Organization) TORRO skálának hívják. Az osztályozás alapja a tornádó érintő irányú szélesebbessége (10.2. táblázat). Természetesen a két skála nem független egymástól, hiszen az okozott kár rendszerint erősen függ a szélesebbeségtől.

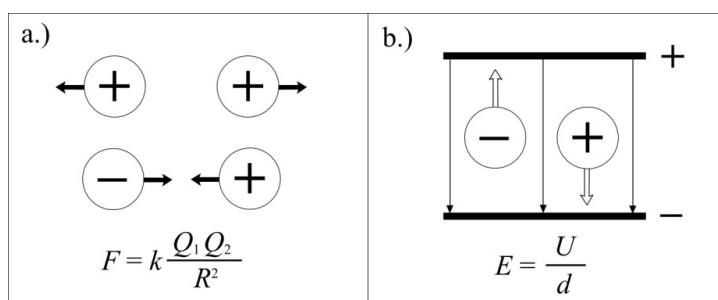
11. fejezet - Léggöri elektromosság és optika

11.1. Léggöri elektromosság

Ebben a fejezetben olyan léggöri jelenségekkel foglalkozunk, amelyekben elektromos töltéssel rendelkező részecskék játszanak szerepet. Ezek a folyamatok általában a leglátványosabb léggöri jelenségek körébe tartoznak, gondoljunk csak például a villámlásra vagy a sarki fényre. Ezen jelenségeken kívül ebben a fejezetben tárgyaljuk még a léggör magasabb régióiban, 60 és 1000 km között lejátszódó ionizációt is. A világűrbeli érkező sugárzás hatására kialakuló ionoszférarétegek fontos szerepet játszanak a 10 m-nél hosszabb rádióhullámok terjedésében.

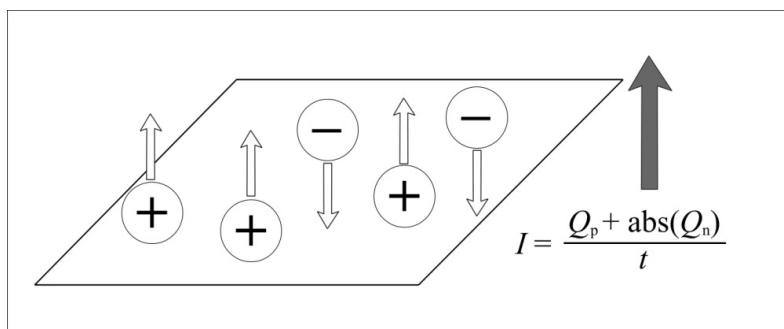
11.1.1. Elektromosságtani alapfogalmak

A testek többsége elektromosan semleges, ami azt jelenti, hogy bennük a negatív és a pozitív töltések száma megegyezik. Ha ez az egyensúly felborul, és a töltések térbeli eloszlása egyenlőtlen lesz, elektromos erőtér keletkezik. A töltés legkisebb egysége az elemi töltés: $1,602 \cdot 10^{-19}$ Coulomb (C). Megegyezés alapján a protonok töltése pozitív, az elektronok töltése negatív, abszolút értékben mindkettő megegyezik az elemi töltéssel. Ha az eredetileg semleges atomok és molekulák befognak, illetve leadnak egy vagy több elektront, ionok jönnek létre. A töltések közötti erőhatást a Coulomb-féle erő írja le, az azonos töltésű részecskék taszítják, az ellenkező előjelűek vonzzák egymást (11.1a. ábra). Ismét csak megegyezés alapján, az erőhatást közvetítő elektromos erővonalak a pozitív töltésekből indulnak és a negatív töltésekben végződnek (11.1b. ábra).

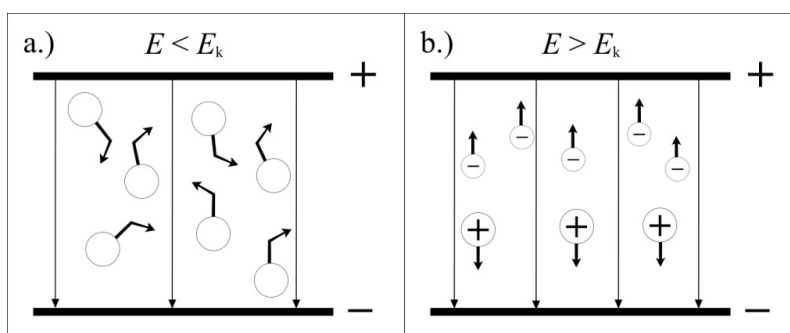


11.1. ábra: Elektromosan töltött részecskék közötti kölcsönhatás: a) A töltésekre ható erők irányát a fekete nyilak jelölik. A töltött testek között fellépő erő a Coulomb-féle törvény írja le. (Q_1 és Q_2 a töltések előjeles nagysága, R a testek közötti távolság, k pedig konstans.) b) Az elektromosan töltött testek között elektromos erőtér alakul ki. Az erőtér befolyásolja a töltéssel rendelkező részecskék mozgását. Az erőtér irányát vékony fekete nyilak, a töltésekre ható erőket pedig fehér nyilak jelölik. Az E erőtér nagysága arányos a testek közötti U feszültségkülönbséggel, és fordítottan arányos a testek közötti d távolsággal.

Elektromos erőtérben a töltéssel rendelkező részecskék mozgását az erőtér iránya határozza meg. A pozitív töltések az erőtér irányába, a negatív töltések azzal ellentétes irányba gyorsulnak. Minél erősebb az erőtér, annál nagyobb a gyorsulás. Az elektromos erőtér mértékegysége a V/m, az erőtér potenciálja a feszültség, melynek mértékegysége a volt (V). A töltéssel rendelkező részecskék – amelyek lehetnek elektronok vagy ionok – mozgását elektromos áramnak nevezzük. Az áram nagysága a felületen időegység alatt áthaladó össztöltés, iránya definíció alapján a pozitív töltések mozgásának irányával egyezik meg (11.2. ábra).



11.2. ábra: Az elektromos áramot az időegység alatt a felületen áthaladó töltések összegével definiáljuk. Az áram irányán a pozitív töltések mozgásának irányát értjük. Q_p a pozitív részecskék, Q_n pedig a negatív részecskék töltését jelöli.

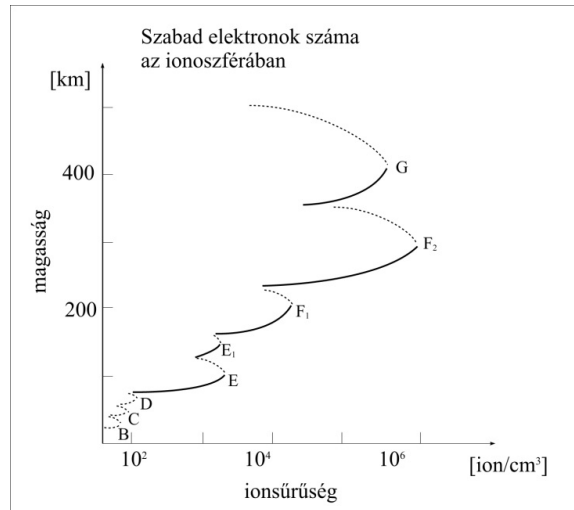


11.3. ábra: Atomok és molekulák ionizálása elektromos erőterben. Ha az elektromos térerősség kisebb, mint a közeg anyagi minőségére jellemző E_k térerősség, akkor a közeget alkotó részecskék rendezetlen mozgást végeznek (a). Nagyobb térerősség esetén az atomok és molekulák elveszíthetik egy vagy több elektronjukat. Az ionok és az elektronok mozgása rendezetté válik; a pozitív töltésű ionok az erővonalak irányába, a negatív töltésű elektronok azzal ellentétes irányba mozdulnak el (b).

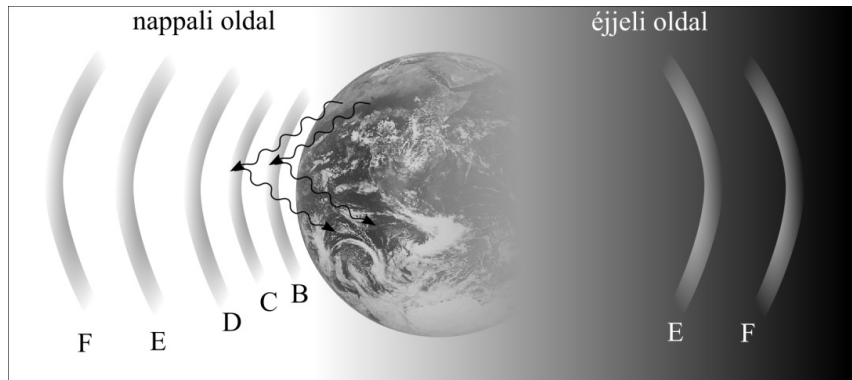
Az áram mértékegysége az amper (A). Míg a legjobban vezető anyagokban, a fémekben az elektromos áramot az elektronok mozgása jelenti, addig a légkörben az áram lényegében az ionok mozgásának a következménye. Ha az ionok koncentrációja nulla vagy nagyon kicsi, akkor a levegő szigetelőként viselkedik. Az ionkoncentráció növekedésével a levegő vezetőképessége növekszik. Az elektromos térerősség növelésével a semleges molekulákról és atomokról elektronok szakadnak le, és a levegő hirtelen vezetővé válik (11.3. ábra). A levegőt alkotó molekulák ionizációját előidézhetheti még a világútból érkező erős elektromágneses és részecske sugárzás, illetve a talajban és a légkörben található radioaktív anyagok bomlása. Az, hogy a levegő milyen elektromos térerősségnél válik vezetővé, függ a levegő hőmérsékletétől, nedvesség tartalmától és a légszennyező anyagok koncentrációjától.

11.1.2. Az ionoszféra

A légkör magasabb régióiban a Naptól érkező ultraibolya és röntgen sugárzás hatására sok ion keletkezik. Nagy magasságokban az erős sugárzás következtében több ion keletkezik, és az ionok hosszabb élettartamúak is, mivel a kisebb légsűrűség és ionkoncentráció miatt csökken az ionok közötti ütközések valószínűsége. Alacsonyabb magasságokon az ellentétes töltésű ionok közötti gyakoribb ütközés a töltés elvesztését eredményezi (rekombináció). 60 km-es magasságban az ionok koncentrációja csak mintegy 100 ion/cm^3 , 300 km-es magasságban a koncentráció már tízezerszer nagyobb (11.4. ábra).



11.4. ábra: Szabad elektronok koncentrációjának változása a Föld felszínétől mért magasság függvényében. A lokális maximumok egy-egy ionoszféra rétegnek felelnek meg (forrás: Czelnai R., 1981.)

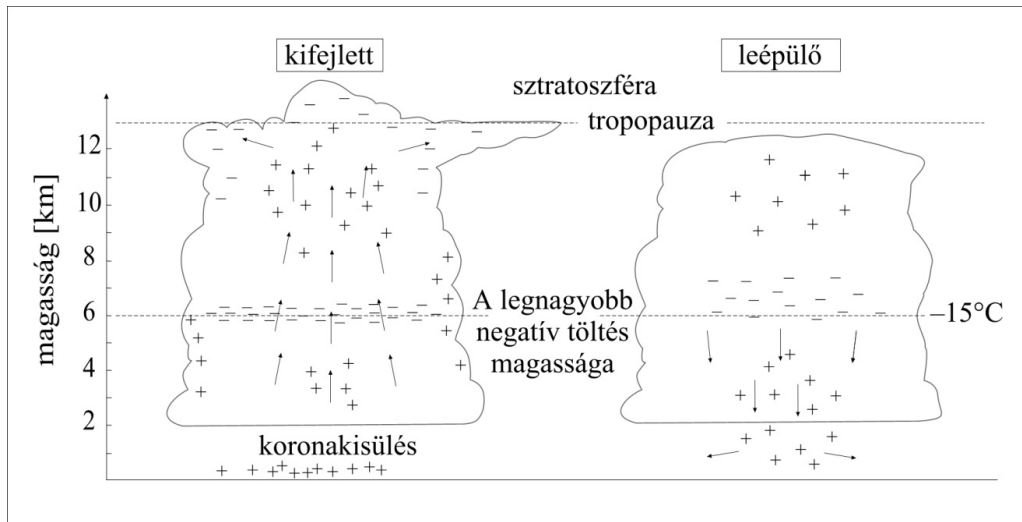


11.5. ábra: Ionoszféra rétegek elhelyezkedése a Föld körül.

Az egymással ellentétes ionizáció és rekombináció dinamikus egyensúlyt hoz létre, ami azonban távolról sem eredményez monoton növekvő vagy csökkenő ionkoncentráció profilt. Ennek oka elsősorban a légkör (s így az ionok) kémiai összetételének változása ezekben a magasságokban. Így aztán számos szinten alakul ki lokális ionkoncentráció-maximum. Ezen szintek környezetét tekintjük az ionoszféra különböző rétegeinek. Mivel az ionizáció a Naptól érkező sugárzás eredménye, az ionizált rétegek jelenlétében napi és évi menetet is ki lehet mutatni. A 40 és 90 km között található legalsó B, C és D rétegek (a rétegeket az ABC nagybetűivel jelöljük) rendszerint leépülnek az éjszaka folyamán. A 90 és 140 km között található E övezet is gyengül a napnyugtát követően, és éjszakára többnyire el is tűnik. Az ionoszféra legstabilabb rétege a F-fel jelölt övezet. Ez 140 km felett helyezkedik el és időben állandónak tekinthető (11.5. ábra).

11.1.3. Villámok kialakulása

A XVIII. sz. közepén Benjamin Franklin (1706–1790), akinek a nevéhez a villámhárító feltalálása is fűződik, kimutatta, hogy a villámlás egy hatalmas elektromos kisülés. Az elmúlt több mint két évszázadban igen sok, a megfigyelések által többé-kevésbé alátámasztott elmélet született a jelenség megmagyarázására, de számos részlet még ma sem tisztázott. A nehézségeket döntően két dolog okozza. Az egyik probléma, hogy a villámok kialakulásához szükséges töltésszétválasztásban a felhőfizikai folyamatok igen széles – közel tíz nagyságrendet átfogó – skálája játszik szerepet. Ennek egyik végén a mikronos méretű jégkristályok ütközése és növekedése, a másik végén a kilométeres nagyságrendű levegőáramlás található. A másik probléma abból származik, hogy a rendszerint igen szélsőséges környezeti feltételek (nagy feláramlási sebesség, intenzív csapadékhullás stb.) megnehezítik a közvetlen megfigyelést.

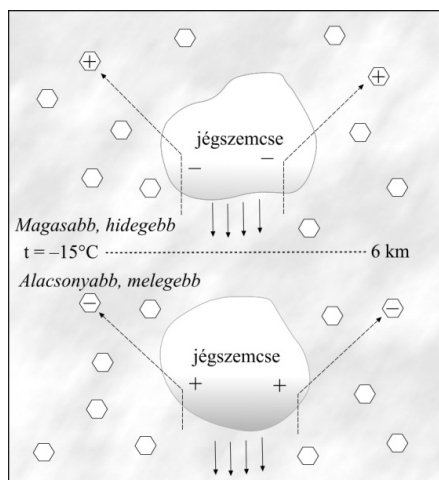


11.6. ábra: Töltéseloszlás zivatarfelhők kifejlett és leépülő állapotában. Kifejlett állapotban, a felhő tetején a világürből érkező sugárzás hatására negatív töltésű réteg alakul ki; ez a réteg azonban nem mindig figyelhető meg.

A felhőalapnál, illetve a felhő felsőbb régióiban lévő pozitív töltésű tartományok, valamint a kb. 6 km-es magasságban megfigyelhető vékony, negatív töltésű réteg a felhőkben lejátszódó töltésszétválasztódási folyamatok eredményeként jönnek létre. Villámok leggyakrabban a felhő kifejlett állapotában alakulnak ki. Mivel az elkülönülő töltések koncentrációja csökken, az elektromos kisülések gyakorisága is csökken a felhő leépülő állapotában (forrás: Tudomány, 1989).

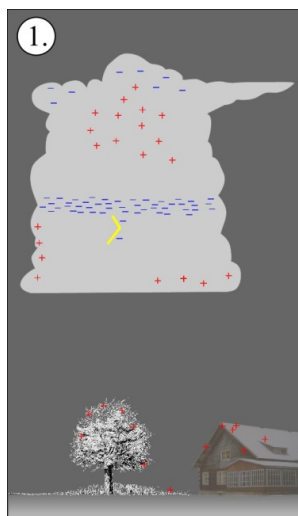
Azt már Franklin is megfigyelte, hogy a villámok kialakulását megelőzően a felhők többnyire negatív, de néha pozitív töltésűek. Ennek a kettősségnek az okát csak napjainkban sikerült tisztázni. Ma már tudjuk, hogy a zivatarfelhő nem elektromos dipólusként viselkedik, mint azt sokáig hitték, hanem elektromos tripólusként írható le (11.6. ábra). Hozzávetőlegesen a felhő közepén, a $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os izoterma magasságában (kb. 6 km) egy viszonylag vékony, néhány száz méter vastag negatív töltésű réteg található. A felhő teteje pozitív töltésű, ezt felülről csak egy vékony, nem mindig létező, a kozmikus sugárzás által ionizált negatív töltésű tartomány határolja; a felhőalapnál pedig egy pozitív töltésű zóna figyelhető meg. Mivel ez utóbbi zóna nem túl erős, távolról megfigyelve a felhő elektromos dipólusnak tűnik. A felhő alatt viszont a közelebb lévő pozitív töltés leárnyékolja az erősebb, de távolabb lévő negatív töltésű tartományt. A fentiek alapján értelmezhetjük Franklin megfigyeléseit is.

A töltések szétválasztódására számtalan hipotézis született. A legújabb kutatások szerint a töltésszétválasztódásban jelentős szerepet játszik a jég szemek és a jégkristályok ütközése. Laboratóriumi mérések segítségével kimutatták, hogy a jég szemek és a jégkristályok ütközésekor a részecskék kialakuló töltésének előjele függ a hőmérséklettől (11.7. ábra). A $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékleten a lefelé eső jég szemek negatív, a felfelé emelkedő jégkristályok pozitív töltésűek lesznek. A fenténél magasabb hőmérsékleti tartományban a töltéscsere ellentétes előjelű, azaz a jég szemek pozitív, a jégkristályok negatív töltésre tesznek szert. A töltéseknek ily módon történő szétválasztódása a zivatarfelhők tripólus jellege mellett azt is megmagyarázza, hogy miért a zivatarfelhők közepes magasságában, kb. 6 km-en alakul ki a vékony, negatív töltésű tartomány.



11.7. ábra: A töltéssztválasztódás napjainkban legelfogadottabb magyarázata. A $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékleti szint alatt a jégkristályok és jég szemek ütközését követően a jég szemek pozitív, a jégkristályok negatív töltésűek lesznek. A $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékleti szint felett az ütközést követően a jégkristályok lesznek pozitív, míg a jég szemek negatív töltésűek. Figyelembe véve a jég szemek és a jégkristályok eltérő mozgási irányát, meg tudjuk magyarázni a tripólus-szerkezet kialakulását (forrás: Tudomány, 1989).

Ha a töltéssztválasztódás következtében az elektromos térerősség eléri a 100.000 V/m-t , megkezdődik a töltéskisülés. Ez leggyakrabban felhők közötti villámok kialakulását jelenti. A lecsapó villámok többnyire a felhők negatív töltésű tartománya és a hozzá képest pozitív töltésű talaj közötti töltéscserét eredményezik. Ritkábban, de kialakulhat villám a felhő pozitív töltésű tartománya és a talaj között is. A lecsapó villám ún. lépcsős előkisüléssel kezdődik (11.8. ábra).



11.8. ábra: A lecsapó villám kialakulásának három fázisa. Lecsapó villám leggyakrabban a zivatarfelhő negatív töltésű tartománya és a hozzá képest pozitív potenciálú talaj között alakul ki. A negatív töltésű tartományból lépcsős előkisülés indul a talaj felé (1). A talajfelszín több pontjából ellenkisülés indul (2). Az előkisülés valamelyik ága véletlenszerűen egyesül valamelyik ellenkisüléssel, és a felhőtől a talajig húzódó ionizált csatorna alakul ki. Ebben az ionizált csatornában jön létre a főkisülés (3).

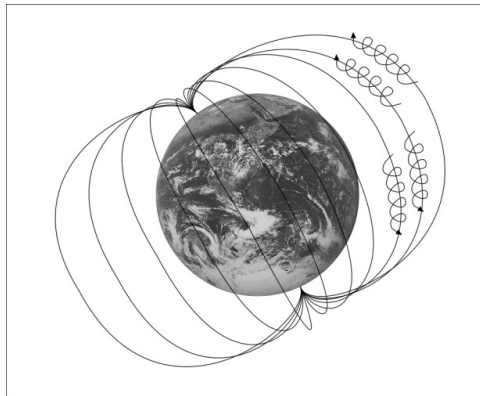
Ennek során a negatív töltésű elektronok szakaszosan haladnak a talaj felé egy-egy ugrással $10\text{--}200\text{ m-t}$ téve meg, és minden ugrás után $30\text{--}100\text{ }\mu\text{s}$ időre megtorpanva. A lépcsős előkisülés átlagos haladási sebessége kb. $10\text{--}50\text{ cm}/\mu\text{s}$, az áramerősség pedig $10\text{--}100\text{ A}$ közötti érték. A talaj felé közeledő és a talajt már majdnem elérő előkisüléssel szemben, a talajról megindul az ellenkisülés, amely hossza általában néhány méter. Az ellenkisülés és az előkisülés által ionizált levegőben jön létre a főkisülés. A főkisülés során pozitív töltések áramlanak kb. $100\text{ m}/\mu\text{s}$ -os sebességgel

a talajról a légkörbe, az áramerősség pedig 10^3 – 10^5 A között változik. Szabad szemmel általában csak a főkisülést látjuk, fényképfelvételeken esetenként az előkisülés többi ága és a talajról induló ellenkisülések is megfigyelhetők.

A villámlást kísérő mennydörgést a hatalmas áramerősség által több ezer fokra felmelegített levegő hirtelen kitágulása során kialakuló hanghullámok okozzák. Egy-egy villámcsatornában egymás után többször is létrejöhethet főkisülés. Ebben az esetben is a főkisülést előkisülés előzi meg, ami újra ionizálja a villámcsatornát. Néha előfordul, hogy akár 10-nél több kisülési ciklus is végbemegy ugyanabban a villámcsatornában. Mivel a kisülési folyamatok nagyon gyorsan játszódnak le (az első előkisülés kb. 0,01 sec., későbbiek ennél százszor rövidebb ideig, a főkisülés pedig mindössze 10^{-4} – 10^{-5} sec-ig tart), az egymást követő kisülések is csak 1–2 másodpercig tartanak.

11.1.4. Sarki fény

Sokáig úgy hitték, hogy az arktikus égbolt látványos fényjelenségét a légkörben szivárványszerűen megtörő napfény okozza. A vibráló foltokat pedig a levegő mozgásának tulajdonították. Ma már tudjuk, hogy a fényt az ionoszférában lévő atomok és molekulák bocsátják ki, amikor a Naptól érkező, elektromosan töltött részecskékkel ütköznek. A sarki fény és a Föld mágneses övezete közötti kapcsolat a világűrben jól megfigyelhető. A geomágneses pólusok körül egy hatalmas fénygyűrű figyelhető meg állandó jelleggel. A felszínről egy felül több száz kilométer magasan kezdődő és alul kb. 80–100 km magasan végződő zöldes-rózsás színű fényfüggöny látható. A függöny átlagosan egy kilométer vastag és több ezer kilométer széles.

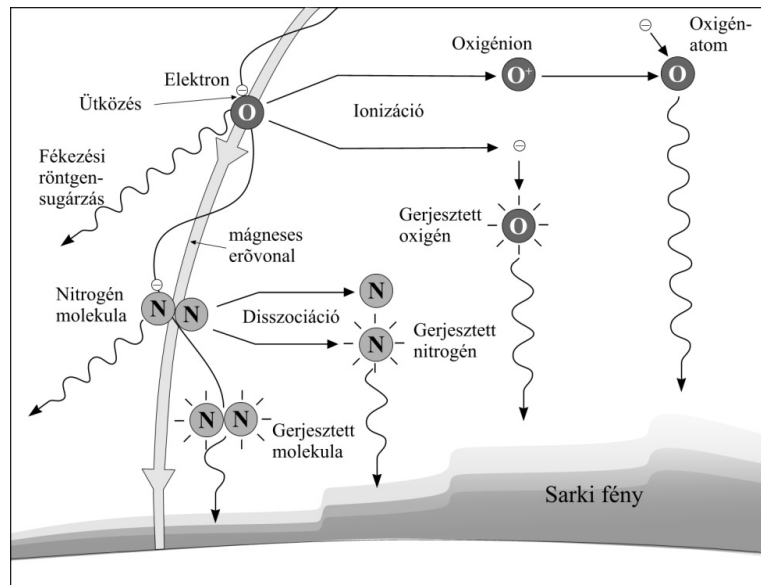


11.9. ábra: A Naptól érkező elektromosan töltött részecskék a Föld mágneses erővonalai mentén, spirális pályán közelítenek a sarkok felé.

A Nap koronájából állandóan hidrogénionok (protonok) és elektronok áramlanak a világűrbe. Ez a napszélnek nevezett jelenség a Naprendszer külső régiót is elérheti. Az elektromos töltéssel rendelkező részecskéket a Földet körülvevő mágneses erővonalak eltérítik. Az ún. Lorentz-féle erő hatására a töltött részecskék a mágneses erővonalak körül spirális pályán közelítik meg a sarkokat (11.9. ábra). Sarki fény akkor keletkezik, amikor a légkör felső régióba becsapódó elektronok gerjesztik vagy ionizálják az atomokat és molekulákat, illetve a molekulák atomokra való bontásakor újabb gerjesztett atomokat hoznak létre (11.10. ábra). A gerjesztett és ionizált atomok széles színek tartományban sugároznak, miközben a gerjesztett atomok alacsonyabb energiájú állapotba kerülnek és az ionizált atomok elektronokat befogva rekombinálódnak. A zöldes szín az oxigénatomoktól származik, a sarki fény alsó peremén megfigyelhető rózsaszín fény pedig a gerjesztett nitrogénmolekulákból ered. Az egyéb atomok és molekulák által kibocsátott távoli ultraibolya, illetve infravörös tartományba eső fény a Föld felszínéről nem látható, mivel ezek erősen elnyelődnek a légkör alsóbb régióiban. A mágneses erővonalak mentén a földfelszínhez közelítő napszél-elektronok a gyakoribb ütközések következtében jelentős mértékben lefékeződnek, és ennek hatására csökken a gerjesztett és ionizált atomok, molekulák száma. Ezzel magyarázható, hogy a sarki fény sohasem terjed 80–100 km-es magasságnál lejjebb.

A Napban lejátszódó jelenségek erős hatással vannak a sarki fény intenzitására. A napkitörések és korona gáznemű anyagának erős kilövellései (protuberanciák) rövid időre jelentős mértékben megnövelik a napszélben a protonok és elektronok koncentrációját. Ebben az esetben a sarki fénygyűrű annyira kitágulhat, hogy eltűnik az alaskai égboltról, és az 50. szélességi körtől délre jelenik meg. Időbeli egybeesés figyelhető meg a napfoltciklus és a sarki

fényjelenségek gyakorisága között. Ennek az a magyarázata, hogy a napfoltciklusok leszálló ágában a Nap atmoszférájában, a koronában lyukak alakulnak ki, amelyekből nagy sebességű napszél áramok indulnak.

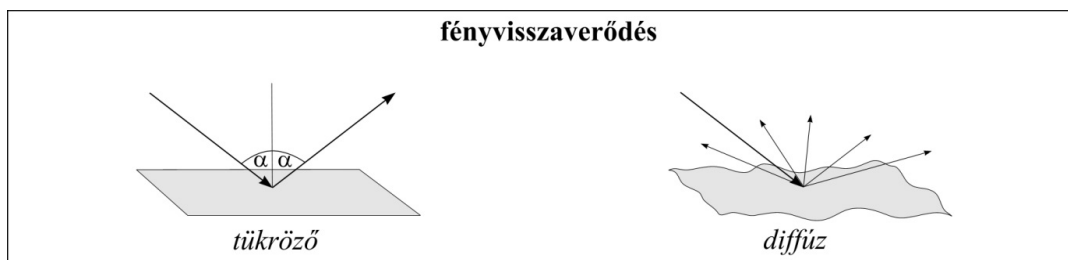


11.10. ábra: Az atomok és molekulák sugárzást bocsátanak ki, amikor az alsó ionoszférában beléjük ütköznek a Napból érkező, a Föld mágneses tere által eltérített részecskék. Az ütközések gerjesztett atomokká darabolják a molekulákat, és ezek is sugárzást bocsátanak ki, miközben alacsonyabb energiaállapotba kerülnek. Az ütközések által kilökött elektronok újabb atomokat gerjesztenek, melyek szintén sugárzást bocsátanak ki (forrás: Tudomány, 1989).

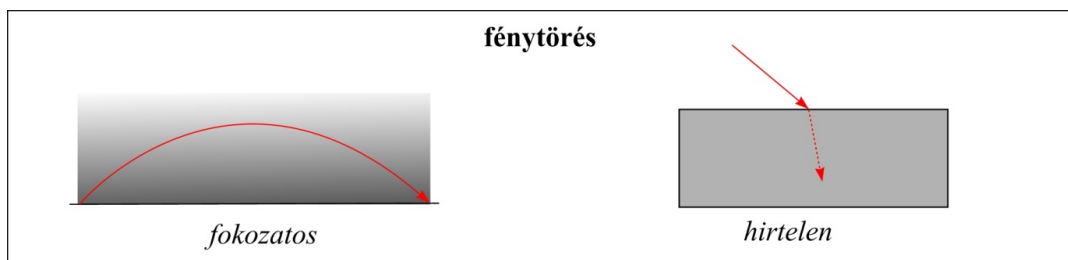
11.2. Légköri optika

11.2.1. A légköri optika alapjai

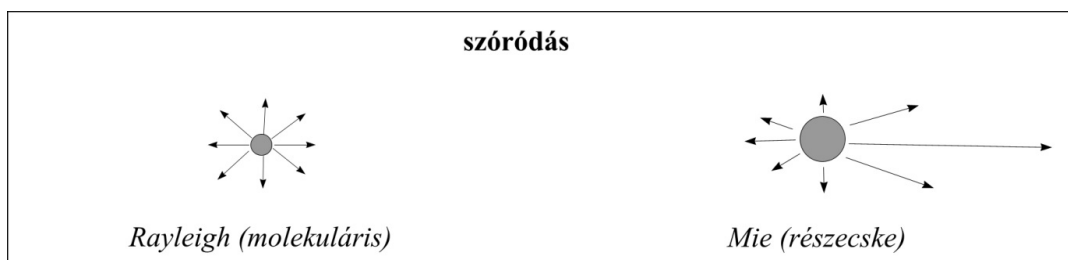
A légköri optika magában foglalja az olyan különleges jelenségek tudományos leírását és magyarázatát, mint a szivárvány, a délibáb, a korona, a jégkristályokból álló halo jelenség vagy az égbolt különleges színhatásai. E területen a hipotéziseknek, s a tudományos megismerésnek sok évszázadra visszanyúló történelme van, hiszen ezek a jelenségek látványosságuknál fogva a meteorológiai folyamatokban betöltött fizikai jelentőségüknél nagyobb szerepet kaptak a korai tudományos elméletekben. Például a szivárvány korai magyarázatát a két nagy gondolkodó, René Descartes és Isaac Newton is megadta. Az optikai jelenségek általában akkor keletkeznek, ha a Napból érkező fénynyaláb a légkörben különböző hatások eredményeként eltérül. A fénysugár útjába kerülő akadályok lehetnek a levegő molekulái, aeroszol részecskék, víz eredetű részecskék (felhőrészecskék, jég és hókristályok, esőcseppek vagy jégdarabok). Az eltérítés módja lehet fényvisszaverődés (11.11. ábra), fénytörés (11.12. ábra), szóródás (11.13. ábra), diffrakció (11.14. ábra) és elnyelődés. Nagyon leegyszerűsítve a kiváltó okokat, azt mondhatjuk, hogy a légköri tükröződések a rendhagyó fényvisszaverődés, a szivárványt és a halo jelenséget a fénytörés és/vagy a fényvisszaverődés, a korona jelenséget a fényelhajlás, az ég színeit pedig a szóródás magyarázza. Ebben a fejezetben tárgyalt optikai jelenségek mindegyike a légkörben szétszóródva lebegő, számtalan részecske hatására keletkezik, és a sugárzás átvitel illetve a felhőfizika esztétikai aspektusait jeleníti meg.



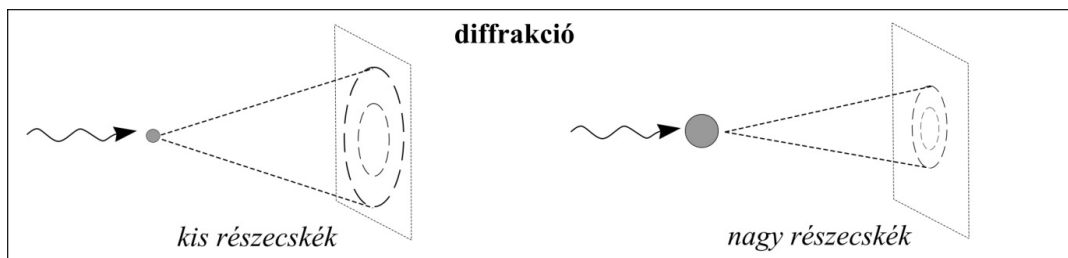
11.11. ábra: A fény légkörön való áthaladását gátló, módosító fényvisszaverődés. A fényvisszaverődés lehet tüköröző vagy diffúz, attól függően, hogy az akadályt jelentő felszín sima vagy érdes.



11.12. ábra: A fény légkörön való áthaladását gátló, módosító fénytörés. A fénytörés lehet fokozatos vagy hirtelen. A fénytörés folyamatos, ha a közegben folyamatosan változik a terjedési sebesség, és hirtelen történik a diszkontinuitási felületek mentén.



11.13. ábra: A fény légkörön való áthaladását gátló, módosító szóródás. A szóródás mértéke függ a részecske méretétől és a fény hullámhosszától: a kisebb részecskék, molekulák jobban és egyenletesebben szórják minden irányban (Rayleigh-szóródás), a nagy részecskék kevésbé hatékonyan, s főleg a terjedési irányban szórják a fényt (Mie-szóródás). A szóródás hullámhosszfüggése erősebb a Rayleigh, mint a Mie szóródás esetén.



11.14. ábra: A fény légkörön való áthaladását gátló, módosító diffrakció (elhajlás). Az interferencia során a fényhullámok erősítik és gyengítik egymást, kicsi részecskék esetén az interferenciakép szélesebb, mint nagyobb részecskék esetén.

A 11.11.-11.14. ábrák mutatják azokat a folyamatokat, melyek a Napból érkező sugárnyaláb akadálymentes áthaladását gátolják. A fényvisszaverődés módja tüköröző vagy diffúz, attól függően, hogy az akadályt jelentő

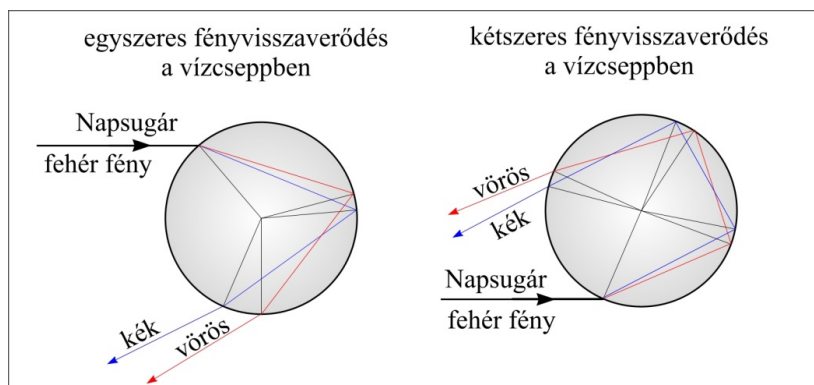
felszín sima vagy érdes (11.11. ábra). A fénytörés folyamatos, ha a közegben folyamatosan változik a terjedési sebesség, és hirtelen történik a diszkontinuitási felületek mentén, ahol a fénynek a különböző közegekben való terjedési sebessége (a törésmutató) hirtelen változik (11.12. ábra). A szóródás mértéke függ a részecske méretétől és a fény hullámhosszától: a kisebb részecskék, molekulák jobban és egyenletesebben szórnak minden irányban (Rayleigh-szóródás), a nagy részecskék kevésbé hatékonyan, s főleg a terjedési irányban szórják a fényt (Mie-szóródás). A szóródás hullámhosszfüggése erősebb a Rayleigh, mint a Mie szóródás esetén (11.13. ábra). A fényhullámok diffrakciója (elhajlása), illetve interferenciája is függ a részecskék méretétől. Az interferencia során a fényhullámok erősítik és gyengítik egymást, kicsi részecskék esetén az interferenciakép szélesebb, mint nagyobb részecskék esetén (11.14. ábra).

11.2.2. Optikai jelenségek a légkörben

1650-ben írta fel Pierre de Fermat (1601–1665) a fény terjedését magyarázó legrövidebb idő elvét, melyet Fermat-elvnek is neveznek. Az elv alapgondolata, hogy két pont között az összes lehetséges út közül a fény azt választja, amelyik megtétele a legkevesebb időt veszi igénybe. Így előfordulhat, hogy két pont között nem az egyenes vonalon haladás a leggyorsabb. (Jól illusztrálható ez az elv a csónakázás közben vízbeesett lány példáján. A szárazföldről menteni igyekvő ember nem cselekszik helyesen, ha egyenes vonalban a lány irányába úszik a vízben. Mérlegelnie kell, hogy sokkal gyorsabban szalad a szárazföldön, mint úszik a vízben. Tehát, hogy optimálisan a leghamarabb odaérjen a lányhoz, hosszabb utat kell megtennie a parton, mint a vízben.) Ez az elv húzódik meg a fénytörés mögött is. Így, miközben a naplementében gyönyörködünk, a Nap valójában már a látóhatár alatt van. A világűrben haladó fénysugár a sűrűbb légkörbe érkezve fénytörést szenved. Ezért az égitestek valóságos helyzete egy kicsit más, mint ahogy azt mi valójában szemünkkel érzékeljük. Ennek különösen a napkelténél, naplementénél van jelentősége. Ilyenkor a már/még a látóhatár alatti Napot is látjuk egy rövid ideig. A fénytörés következtében a nappalok a közepes földrajzi szélességeken mintegy 4 perccel hosszabbak.

11.2.2.1. A szivárvány

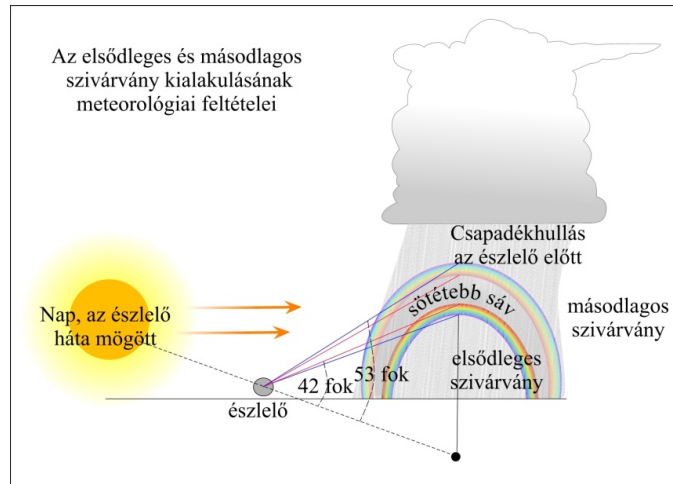
A légköri optikai jelenségek egyik leglátványosabb megnyilvánulása a szivárvány. A Napból érkező fénysugár a légkörben lévő vízcseppeken megtörik, színekre bomlik, majd visszaverődik. Így jön létre a szivárvány. A szivárvány mindig a Nappal ellentétes oldalon jelenik meg. Ott az égboltot részben felhő borítja, melyből csapadék hullik. A hulló esőcseppeken megtörő fény hozza létre a jelenséget. Szivárványt tehát akkor láthatunk, ha az észlelés helyén süt a nap, a távolban pedig esik az eső. Ez az időjárási helyzet leggyakrabban akkor áll fenn, ha cumulonimbus (zivatarfelhő) borítja az ég egy részét. Ez rövid ideig tartó, závorszerű csapadékot ad, ami esetenként távolról is megfigyelhető. Gyakran éppen egy zápor átvonulása után keletkezik szivárvány, ezért sokan a javuló idő jelét látják benne. A szivárvány kialakulásához szükséges időjárási helyzet egyben magyarázatot ad a kialakulás várható idejére is. Ez leggyakrabban a tavaszi, nyári hónapokra esik, mert egyrészt ilyenkor gyakrabban alakulnak ki záporok, másrészt a csapadék sem fagyott állapotú. Más évszakokban is kialakulhat szivárvány, csupán a gyakorisága jóval kisebb ilyenkor. A szivárvány ívének kialakulására, színeinek eloszlására az optikai törvények adnak magyarázatot. Azonban ezek részletes ismertetése nélkül is könnyű elképzelni a fény útját a Napból a vízcseppeken keresztül a szemünkig. A folyamat során először is a Napból érkező sugárzás jut a vízcseppek felületére. A Nap nagy távolsága miatt feltételezhetjük, hogy a sugárzás egymással párhuzamos sugárnyalábok formájában érkezik az esőcseppekhez. A cseppek a fény számára eltérő közeget jelentenek, ezért az addig levegőben haladó sugárzást különböző hatások érik. Egy részük a beesés szögével megegyező szögben visszaverődik, más részük behatol a cseppbe, de az eltérő optikai sűrűség miatt megtörik. A továbbiakban a sugárnyalábnak csak a cseppbe bejutott részét követjük.



11.15. ábra: A vízcseppeken történő egyszeres és kétszeres visszaverődés hatása

A vízcseppbe behatoló fény belül továbbhaladva elér a csepp belső falára. Itt hasonló jelenség játszódik le: egy része megtörve továbbhalad a levegőben, másik része pedig mint egy tükörről, visszaverődik a csepp belső faláról. A továbbiakban ezt a visszaverődött nyalábot követjük. Ez idővel újra a csepp belső falához érkezik, ahol a már előbb vázolt hatások érik. Végül a kétszeres fénytörés és egyszeres visszaverődés után a fénysugár elérkezik a szemünkbe (11.15. ábra). A Naptól párhuzamos nyalábokban érkező fény a gömb alakúnak feltételezett vízcseppekre érkeve természetesen különböző szögekben törik meg. René Descartes (1596–1650) 1637-ben tízezer(!) ilyen fénysugárutat szerkesztett meg, hogy megértse a jelenséget. Rájött, hogy egy bizonyos beesési szög esetében a kilépő sugarak sűrűsödnek, tehát a visszaverődő fénynek ez esetben van akkora fényereje, hogy azt szemünkkel érzékelhessük. A vizsgálatok szerint ez a beesési szög (a napsugár és a vízcsepp, mint szabályos gömb középpontjából a felületére húzott egyenes által bezárt szög) 60 fok körüli. Ebből, ismerve a víz törésmutatóját, (vagyis azt a számot, mely megadja a fénysugár két eltérő sűrűségű közeg határán fellépő irányváltozását) kiszámítható az a szög, melyben a visszaverődő fény maximális intenzitással érkezik a szemünkbe. Ez a szög körülbelül 42 foknak adódott. Így, ha valaki a Nappal ellentétes irányba néz, és ott esik az eső, a szivárványt a napsugarak irányához képest 42 fokos szögben látja. A 42 fokos szögben látható vízcseppek egy olyan kúp palástján helyezkednek el, melynek a csúcsa a megfigyelő szeme. Ebből a megállapításból több következtetést is lezűrhetünk. Egyrészt, még két egymás mellett álló ember is más és más szivárványt lát, hiszen mindenkinek egy kicsit másképp helyezkedik el a 42 fokos kúp, így mindenkinek „saját” szivárványa van. Másrészt, soha nem láthatunk szivárványt oldalról, csak szemből. A szivárvány valójában egy teljes körív lenne, mint ahogy a kúp alapja is az. A teljes körívből azonban értelemszerűen csak a horizont fölötti részt látjuk, az alsó része a Föld takarása miatt nem alakul ki. A szivárvány égbolton való elhelyezkedését a nap magassága befolyásolja. Minél alacsonyabban van a Nap, annál magasabban látjuk a körívet a horizont fölött. Nyáron, dél körül, amikor igen magasban van a nap, nem alakulhat ki szivárvány. A szivárvány megjelenésének a leggyakoribb időszaka a reggeli, illetve a kora esti órák. Reggel nyugati, este keleti irányban látható szivárvány megfelelő időjárási helyzet esetén.

A szivárvány színeinek kialakulását szintén a fénytörés befolyásolja. A vízcseppek a rájuk érkező napfény számára prizmaként viselkednek. Ez azt jelenti, hogy a vízcsepp határán történő fénytörés során a Naptól érkező fehér fény (mely magában hordozza a szem által érzékelhető összes színt) színekre bomlik. A fénytörés függ a fény hullámhosszától is: a nagyobb hullámhosszú fény kevésbé törik meg, mint az alacsonyabb hullámhosszú. A látható fény a kéktől a vörös színig terjed, ami körülbelül a 0,38–0,78 μm -es hullámhossz tartományt jelenti. A látható színtartományban a vörös színnek a legnagyobb a hullámhossza, s a kéknek a legkisebb. Az erősebben megtörő kék szín ezért a szivárvány belső ívén, míg a kisebb törést szenvedő vörös a külső íven látható. Így a körülbelül 42 fokos szög alatt látszó vörös ív alatt körülbelül 40 fokos ívben látszik a kék szín, míg közöttük helyezkedik el a teljes látható színspektrum. (A valóságban a légköri viszonyok befolyásoló hatása miatt a teljes színspektrum csak ritkán látható.)



11.16. ábra: Elsődleges és másodlagos szivárvány

A fénysugár vízcseppen belüli útjának leírásakor láttuk, hogy a két közeg (víz és levegő) határára érkező fény vagy megtörve továbbhalad, vagy visszaverődik. A 40–42 fokos szögben látszódó szivárvány a cseppen belüli egyszeres fényvisszaverődés útján alakul ki. Az egyszeres visszaverődés során azonban nem távozik el a vízcseppből a fénysugár teljes energiája. Egy része újra visszaverődik, s csak ezután hagyja el a vízcseppet. Ezért az elsődleges, vagy főszivárvány fölött gyakran látszódik egy másodlagos, vagy mellékszivárvány is (11.16. ábra). E másodlagos szivárvány a cseppeken belüli kétszeres fényvisszaverődés következménye (lásd 11.15. ábra). Természetesen itt is létezik egy szög, melynél a visszaverődés erőssége maximális. Így a színskálát a másodlagos szivárvány esetében körülbelül 50 és 53 fok között látjuk. Itt azonban felcserélődik a színek sorrendje: a vörös szín a belső, míg a kék a külső íven látható. A másodlagos szivárvány már jóval gyengébben – vagy akár egyáltalán nem – látszik, hiszen ez esetben a többszöri visszaverődés miatt már jóval gyengébb a fény energiája. Az elsődleges és másodlagos szivárvány között az égbolt általában sötétebbnek látszik. Az itt elhelyezkedő vízcseppeken ugyanis olyan szögben törik a fény, hogy az egyáltalán nem jut a szemünkbe.

11.2.2.2. Fényjelenségek a Nap és a Hold körül

A felhőket alkotó vízcseppeken és jégkristályokon a fénysugarak megtörnek, visszaverődnek, szóródnak és elhajlanak. Ezek a hatások vékony felhőzet esetén, amikor a Nap vagy a Hold látszik a felhő mögött, fényjelenségeket hoznak létre a légkörben (11.1. táblázat).

11.1. táblázat: Légköri fényjelenségek a Nap és a Hold körül

Jelenség	Leírás	Létrehozó ok	A fény útja
Korona (koszorú)	színes gyűrű(k) az égitest körül, fényudvar	vízcseppek	fényelhajlás a cseppek közötti réseken
Glória	színes gyűrű(k) árnyék körül	vízcseppek	fényelhajlás a cseppek közötti réseken
Halojelenségek			
22 fokos halo	körív a Nap vagy a Hold körül	kisméretű, lapos vagy oszlopos jégkristályok	fénytörés a jégkristály két szemközti oldalán
46 fokos halo	körív a Nap vagy a Hold körül	kisméretű, oszlopos jégkristályok	fénytörés a jégkristály alsó vagy felső lapján és egy oldalán
8, 17, 90 fokos halo (nagyon ritka jelenség)	körív a Nap vagy a Hold körül	kúp alakú jégkristályok	fénytörés a jégkristály hegyes oldalain

Érintőívek	a 22 vagy 46 fokos halot két oldalról érintő színes ívek	közepes méretű, oszlopos jégkristályok	fénytörés
Melléknapkör, mellékholdkör	vízszintes, fehérés fényű sáv a Nap vagy a Hold magasságában	közepes méretű, lapos vagy oszlopos jégkristályok	fényvisszaverődés a jégkristályokról
Melléknapp, mellékhold	színes, fényes foltok az égítesttel azonos magasságban	különböző alakú jégkristályok	fénytörés a jégkristály lapjain
Zenit körüli ívek	színes, vízszintes ívek az égítest alatt vagy fölött	különböző alakú jégkristályok	fénytörés a jégkristály alsó vagy felső lapján és egy oldalán
Fényoszlop	függőleges fényív általában a Nap vagy a Hold fölött	nagy, lapos jégkristályok	fényvisszaverődés a jégkristályokról

Vízcseppekből álló felhő hatására egy vagy több színes gyűrű jöhet létre az égítest körül. Szögátmérőjük mindössze néhány (1–5) fok. Az ilyen fénytüneményt koszorújelenségnek vagy koronának hívják. Létrejöttét a felhő vízcseppein bekövetkező fényelhajlás, fénytörés teszi lehetővé. A vízcseppek közötti réseken áthaladó fénysugarak a tér minden irányában terjednek. A különböző résekből induló fényhullámok a fény erejét néhol erősítve, néhol kioltva metszik egymást, attól függően, hogy milyen fáziskülönbséggel találkoznak. Ahol a fényhullámok fázisa azonos, ott erősítik egymást, és fényes gyűrűk jönnek létre a Nap vagy a Hold körül. A fényelhajlás a fény hullámhosszától is függ, ekképp a különböző színű (vagyis a különböző hullámhosszú) fénysugarak nem egyformán hajlanak el. Ezért koszorújelenség esetén a gyűrűnek az égítesthez közelebbi része kékes, míg a külső ívek vöröses színűek.

A koszorújelenség leggyakrabban a Napot vagy a Holdat fátyszerűen eltakaró, közép magas szintű felhőkön (altostratusokon vagy altocumulusokon) jön létre. Ezek a felhők néhány ezer méter magasságban keletkeznek, és a vastagságuk többnyire nem elegendő ahhoz, hogy az égítestet teljesen eltakarják. A felhőt alkotó vízcseppek mérete fordított arányban van a korona nagyságával: minél kisebbek a cseppek, annál nagyobb a korona szögátmérője, és fordítva (lásd. 11.14. ábra). Ha a felhőt alkotó vízcseppek mérete széles határok között változik, akkor az égítest körül egyetlen, egybemosódó fényudvar jelenik meg. Koszorújelenséget ritkábban jégkristályok vagy aeroszol részecskék okozta fénytörés is előidézhethet. Vulkánkitörések után a magasabb légrétegekbe kerülő finom vulkáni hamu hatására hosszabb időn át látható Nap vagy Hold körüli korona.

A koronához hasonló jelenség az égítesttel ellentétes oldalon is megfigyelhető. E fénytüneményt glóriának nevezik. Egy hegycsúcson állva vagy repülön utazva akkor látható ez, ha a csúcson vagy a repülő árnyéka apró vízcseppekből álló felhőre vagy ködre vetül. Az árnyék körül ilyenkor színes gyűrűk jelenhetnek meg. Színük hasonló a koronáéhoz: a legbelső ív kékes, ezt zöld, sárga, majd vörös ívek veszik körül. A gyűrűk egymás után többször megismétlődhetnek.

Az előbbieknél változatosabb és bonyolultabb formákat is alkothat a jégkristályokon megtörő, visszaverődő fény. Ezek a halojelenségek. Halo (magyarul fényudvar) akkor alakulhat ki, ha az eget jégkristályokból álló felhők, leggyakrabban magas szintű rétegfelhők (cirrostratusok) borítják. A cirrostratus 7000 méter fölött, általában melegfront érkezése előtt jelenik meg, ezért a halojelenség az idő csapadékosra fordulását is jelezheti. Ha az eget csak részben borítják felhők, akkor a halojelenségnek is csak egy részlete látszik.



11.17. ábra: Összetett halojelenség. Középen a kitakart Nap. Ilyen komplex halojelenség általában csak a magasabb földrajzi szélességeken fordul elő.

A jégkristályok alakjától és mozgásától, valamint az égitestek horizont feletti magasságától függően különböző haloelemek jöhetnek létre (11.17. ábra). Mivel a levegőnek és a jégnek eltérő a törésmutatója, a jégkristály felületén a fény megtörik. A jégkristályon (hatszög alapú hasáb) áthaladó fénysugár megtörve folytatja útját a levegőben. A kristályok geometriájának és törésmutatójának ismeretében meghatározhatók azok a szögek, amelyekkel a felhőn áthaladó fénysugár eltér az eredeti irányától. Bizonyos szögek esetén sűrűsödnek a fénysugarak; a halojelenségek is ezeknél a szögeknél látszanak. A fény a fénytörés során színeire bomlik, ezért a legtöbb halo elem színes. A halóban fordított a színek sorrendje, mint a koszorújelenségben, vagyis belül vöröses, kívül kékes árnyalatú.

A leggyakrabban megfigyelhető halo 22 fokos szögben látszik a Nap vagy a Hold körül. Ezt kis halogyűrűnek nevezik. Lebegő vagy hulló, oszlopos szerkezetű jégkristályokon jön létre úgy, hogy a fény a jégkristályok átellenes, egymással 60 fokos szöget bezáró lapjain halad át. Rendszerint csak a belső, vörös ív látható tisztán, a többi szín összemosódik, ezért a gyűrű leginkább fehéresnek látszik. A 22 fokos halogyűrű (kis halo) körül úgynevezett érintőívek is kialakulhatnak. A fényes ívek a 22 fokos halo alsó és felső pontját érintik, és az alakjuk attól függően változik, hogy a Nap vagy a Hold milyen magasan jár az égen. Alacsony napálláskor az alsó és a felső érintőív egymás tükörképének látszik. A Nap emelkedésekor a két ív változtatja formáját, majd 30 fokos napállásnál záródik. Ezután egyre közelebb kerülnek a kis halohoz, és 60 fokos napmagasságnál bele is olvadnak abba.

A kis halohoz hasonlóan jön létre a ritkábban látható nagy halo. Ez 46 fokos szögben látszik az égitestek körül. A fénytörés ilyenkor az oszlopos jégkristály alaplapja és egyik oldallapja között következik be. A lapok egymással 90 fokos szöget zárnak be. Ez esetben az eltérítés szöge 46 fok, ezért ebben a tartományban fényes körív látható. A nagy halo színsorrendje megegyezik a kis haloéval: belül vöröses, kívül kékes. Fénye a belső, kis haloéhoz képest gyengébb erejű. Hozzá is kapcsolódhatnak érintőívek. Ezek leginkább a szivárványtöredékhez hasonlítanak, ellentétes irányba görbülve rendszerint a nagy halo alsó felét érintik, és az égitesthez képest szimmetrikusan helyezkednek el. A kis és a nagy halon kívül nagyon ritkán egyéb halogyűrűk is előfordulnak. A Nap és a Hold magasságában, a látóhatárral párhuzamosan melléknapkör vagy mellékholdkör szintén létrejöhethet. Kialakulásukat a jégkristályokon visszaverődő fény okozza. Színük fehéres, és ahol a 22 fokos és a 46 fokos halogyűrűket metszik, mindkét oldalon fényes melléknapok vagy mellékholdak láthatók. A melléknapkört és mellékholdkört kialakító jégkristályformák egyéb halo összetevőket is létrehozhatnak. Ezek a zenit körüli ívek. Általában a nagy halohoz kapcsolódnak, de olyankor is megjelenhetnek, amikor maga a 46 fokos nagy halo sem látszik. Ritka szerencse, amikor egyszerre több halo összetevő látható az égen, hiszen ilyenkor rendkívül szép látványban lehet részünk.

11.2.2.3. Légköri tükrözések

A fény különböző közegeken halad keresztül, mielőtt a szemünkbe érkezik. Mivel terjedési sebessége a közeg sűrűségétől függ, az eltérő sűrűségű közegek határán megtörik, iránya pedig eltér az eredetitől (lásd 11.12. ábra). A tárgyak képe nem onnan jut a szemünkbe, ahol valójában vannak, hanem ahol a fénytörés után látni véljük alakjukat (11.18. ábra).

A légköri fénytörés legérdekesebb jelenségei a tükrözések. Ezt nálunk általánosan *délihábként* emlegetik. A név valószínűleg onnan ered, hogy nyáron, az Alföldön, a déli órák körül a talajhoz közeli, erősen felforrósodott légrétegben gyakran láttak homályos alakzatokat, „bábok”-at mozogni. Ezek épp úgy távoli tárgyak látszólagos,

elmosódott képeit jelenítették meg, mint a sivatagban feltűnő, hívogató – valójában azonban nem létező – vízfelületek, amelyek gyakran becsapják a vándorokat.



11.18. ábra: Az eltérő sűrűségű közegek határán megtörik a fény

Ez a jelenség úgy jön létre, hogy a légkör törésmutatójának kismértékű változása is igen nagy torzulást okozhat a távoli tárgyak képén. A törésmutató változása a levegő sűrűségétől függ, ez pedig a légnyomással, a hőmérséklettel és a légnedvességgel arányos. A növekvő légnyomás, illetve a csökkenő hőmérséklet és légnedvesség a sűrűség növekedését eredményezi. A különböző légrétegek sűrűségének és törésmutatójának változása, s ezzel együtt a fény útja leginkább a hőmérséklet függőleges menti változásától, a hőmérsékleti gradienstől függ. Nagyobb hőmérsékleti gradiens esetén nagyobb légköri tükrözés keletkezhet. A hőmérsékletváltozás iránya alapján a tükrözések két csoportba sorolhatók. Az első esetben a hőmérséklet fölfelé haladva csökken, a másodikban növekszik (ez a légköri helyzet az inverzió). E két különböző esetben eltérő irányban törik meg a fény, s alsó vagy felső tükrözésről van szó.

Alsó tükrözés esetén a közvetlenül talajfelszín feletti vékony légréteg jóval melegebb a fölötté levőnél. Nyáron a talaj erősen felmelegszik, és a felszínhez közeli légréteg hőmérséklete is növekszik. Mivel a melegebb levegő sűrűsége kisebb, az ilyen levegőréteg tükröként viselkedik a látható fénnel szemben. A Napból jövő sugarak a felszínhez közeledve, a fénytörés miatt elhajlanak, és alulról jutnak a szemünkbe. Ilyenkor az ég vagy a felhők tükröképe a felszínen vízfelületnek látszik. Az alsó tükrözés kialakulásához a felszínnel érintkező levegő hőmérsékletének körülbelül két Celsius fokkal kell meghaladnia az egy méteres szinten levő levegőét. Ez igen gyakran, akár még télen is bekövetkezhet. A jelenség kialakulása természetesen nyáron a legvalószínűbb, hiszen ilyenkor kedvezőbbek a feltételek a nagy függőleges hőmérséklet-különbség létrejöttéhez. A Hortobágyon a meleg évszakban mindennapos a délibáb, de leggyakrabban júliusban fordul elő. A tapasztalatok szerint az erős szél nem, a csapadék viszont gátolja a kialakulását.

Az alsó tükrözés legegyszerűbb változatát az utakon is megfigyelhetjük. Meleg, nyári napon gyakran úgy látszik, mintha az aszfalt a távolban nedves lenne. A víztócsát azonban sohasem érzük el. Újra meg újra eltűnik a szemünk elől, majd máshol ismét megjelenik. A szembe jövő járművek fénye és képe is megjelenhet a látszólagos vízfelületen. Ilyenkor a tükröképük verődik vissza a forró aszfalról. Hasonlóképpen jön létre a tengerek feletti naplementékhez kapcsolódó, ún. etruszk váza tükröződés (11.19. ábra).



11.19. ábra: Az óceánba leszálló Nap egy speciális tükröződése az ún. etruszk váza jelenség

A légköri tükrözések másik fajtája, a *felső tükrözés* az előbbiektől eltérő helyzetben alakulhat ki. Ekkor a tárgyak képe a valós helyzetüknél magasabban látszik. Az effajta tükrözés fordított hőmérsékleti gradiens (inverzió) esetén jön létre. Ilyenkor a felszín jóval hidegebb, mint a fölötte elhelyezkedő légréteg. A fénysugár megtörik és a hidegebb, ezáltal sűrűbb légréteg irányába, vagyis lefelé hajlik. A tárgyak képét így a tényleges helyzetüknél magasabban látjuk. Bizonyos tárgyak közelebbinek tűnnek, és esetleg olyan tárgyakról is fény jut a szemünkbe, amelyek a látóhatár alatt helyezkednek el. E különös légköri tűnemények elsősorban nagy vízfelület, hó- vagy jégmező felett, jobbra a sarkvidéki területeken jelennek meg.

A kétfajta (alsó és felső) tükrözés együtt is felléphet. Ebben az esetben két viszonylag melegebb légréteg közé egy hidegebb ékelődik be. A hideg levegő fölött felső, alatta alsó tükrözés alakul ki. Ebben az ingatag rétegződésben a hideg és a meleg levegőrészek folytonosan változtatják a helyüket, ezért a fény többszörösen is megtörik. Az ilyen bonyolult, látványos jelenséget fata morgana-nak hívjuk.

12. fejezet - Meteorológiai mérések és megfigyelések

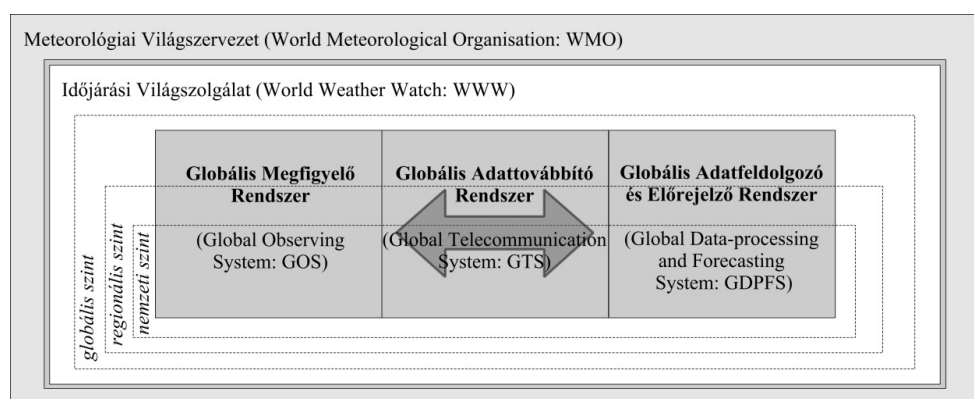
12.1. A légkör vizsgálatának célja

A meteorológiai mérések és megfigyelések segítségével a légkör és a felszín állapotáról nyerünk információt. Az adatgyűjtés több célt szolgál. Kiemelt fontosságú az időjárás-előrejelzést készítő, ún. numerikus modellek (lásd 13. fejezet) kezdeti mezőinek előállítás, valamint – a számítások közben eltelt idő alatt az újabb mérési adatok felhasználásával – az előrejelzések pontosítása során. A meteorológiai adatok számos megrendelőnek (média, ipar, közlekedés – elsősorban légi közlekedés, mezőgazdaság, egészségügy, energiagazdálkodás, vízgazdálkodás, biztosítók stb.) nyújtanak tájékoztatást. Az archivált adatbázist a fentiekén kívül éghajlati és egyéb meteorológiai kutatásokban használják fel.

12.2. Mérési és megfigyelési módszerek

A légkör vizsgálatának legegyszerűbb módja a vizuális megfigyelés. Általában olyankor alkalmazzák, amikor a műszeres mérés nem vagy legalábbis nehezen valósítható meg, pl. felhőfajták, csapadékfajták vagy légköri jelenségek meghatározásakor. A légköri állapothatározók (lég hőmérséklet, szélesség, csapadékmennyiség stb.) értéke legpontosabban közvetlen módszerrel mérhető. Ez történhet a felszín közelében és a magasabb légkörben is. A mérés során a műszer érzékelője közvetlenül érintkezik a mérendő közeggel. Bonyolultabb és kevésbé pontos a közvetett, más néven távérzékelési mérés. A közvetlen méréssel szemben azonban nagy előnye, hogy a légkör tetszőleges pontjáról, akár folyamatosan szolgáltathat adatokat. A távérzékelés lehet aktív vagy passzív. Aktív esetben a műszer kibocsát egy jelet (elektromágneses- vagy hanghullámot), ami kapcsolatba lép a mérendő közeggel, és visszaverődött része megváltozott tulajdonsággal, ezáltal a vizsgált közegre jellemző információval jut vissza a műszer érzékelőjébe. Ezzel szemben passzív távérzékeléskor a műszer csak fogadja a vizsgált tartományból érkező jeleket.

12.3. Az Időjárási Világszolgálat



12.1. ábra: Az Időjárási Világszolgálat és három alrendszere: a Globális Megfigyelő Rendszer (GOS), a Globális Adattovábbító Rendszer (GTS) és a Globális Adatfeldolgozó és Előrejelző Rendszer (GDPFS)

A légkör állapotának, jelenségeinek vizsgálata az egész Földre kiterjedő mérőhálózatot, jól szervezett nemzetközi együttműködést igényel. Ennek összehangolását a Meteorológiai Világszervezet (World Meteorological Organization – WMO) egyik programja, az Időjárási Világszolgálat (World Weather Watch – WWW) végzi. Feladata az adatgyűjtés, a továbbítás és a feldolgozás, melyekért a következő alrendszerek felelősek. A Globális Megfigyelő Rendszer (Global Observing System – GOS) keretén belül történik a meteorológiai mérések és megfigyelések végrehajtása. Az adatok a Globális Adattovábbító Rendszer (Global Telecommunication System – GTS) segítségével

jutnak el a mérőhelyekről a feldolgozó és az archiváló központokba, illetve vissza a nemzeti központokba. Végül az adatfeldolgozás rendkívül összetett és nagy számítási igényű műveleteit a Globális Adatfeldolgozó és Előrejelző Rendszer (Global Data-processing and Forecasting System – GDPFS) végzi. Az adatgyűjtés, továbbítás és feldolgozás hármass hierarchiában: nemzeti, regionális és globális szinten történik (12.1. ábra). A továbbiakban részletesen csak a megfigyelési alrendszerrel foglalkozunk.

12.4. A Globális Megfigyelő Rendszer

Az adatgyűjtés eszközeit és módszereit a Meteorológiai Világszervezet szabályozza. A méréseket azonos paraméterekkel rendelkező műszerekkel, azonos módon és azonos időben végzik. Részletes leírások tartalmazzák az egyes műszerek pontossági követelményeit, a mérőhelyen történő elhelyezés feltételeit, a leolvasás vagy adatgyűjtés módját és a különböző korrekciókat is. Az időegyeztetés érdekében a világon mindenütt az UTC-t (UTC – Coordinated Universal Time) használják. Az UTC a greenwichi középidő, régebben GMT-nek, azaz Greenwich Middle Time-nek nevezték. (UTC = CET /Közép-Európai Idő/ – 1 óra a téli, és UTC = CET – 2 óra a nyári időszámítás alatt.) Az egységesített mérésnek köszönhetően a világ különböző pontjain lévő mérőállomások adatai egymással összehasonlíthatók, illetve az időkoordináció miatt globális adatfeldolgozási (pl. időjárás-előrejelzés készítés) célokra hasznosíthatók. A méréseket a Megfigyelő Rendszer végzi, mely földbázisú és űrbázisú alrendszerből áll. A Földbázisú Alrendszer elemei a felszínen (szárazföldön és a tengereken) lévő különböző mérőhelyek és a felszínről esetenként a légkörbe jutatott mérőeszközök (szondák, repülőgépek stb.). Az Űrbázisú Alrendszer a meteorológiai műholdak által történő távméréseket jelenti.

12.4.1. Felszíni megfigyelések

A földbázisú megfigyelő rendszer gerincét a meteorológiai főállomások, más néven szinoptikus állomások képezik. A szinoptikus (áttekintő) megfigyelések alapja az azonos időben végzett észlelés. Ezt az ún. szinoptikus főterminusokban (00, 06, 12, 18 UTC-kor) végzik a legtöbb főállomáson. Több állomás a szinoptikus mellékterminusokban (03, 09, 15, 21 UTC-kor) is észlel, néhány mérőhely pedig óránként szolgáltat mérési adatot. Az állomások egyaránt lehetnek észlelővel ellátott, részlegesen vagy teljesen automatizált mérőhelyek. Mérési programjuk jelenti a legrészletesebb és legpontosabb információt a légkör legalsó tartományáról. A főállomásokon általában a következő meteorológiai elemeket mérik vagy figyelik meg: időjárási helyzet az észlelés időpontjában (12.1 táblázat), valamint az észlelést megelőző órá(k)ban, szélre vonatkozó adatok (szélsebesség, szélirány), a felhőzet mértéke (borultság), a felhőzet fajtái, a felhőalap magassága, léghőmérséklet (aktuális, minimum, maximum, talajközeli minimum), légnedvesség, légnyomás, légnyomásváltozás mértéke és tendenciája, látástávolság, csapadék mennyisége, talajállapot, hóvastagság.

12.1. táblázat: Jelenlegi időjárás kódolása (SYNOP távirat alapján). Egyszerre csak egy jelenséget adnak meg. Mindig a legmagasabb számú eseményt veszik figyelembe. Kivétel a 17-es kódú „Dörgés (száraz zivatar)”, ami előnyt élvez a 20-tól 49-ig terjedő kódokhoz képest.

Az állomáson csapadék nem volt (00–19)	
00	A felhőzet változását nem figyelték meg
01	A felhőzet széteszlott vagy vékonyodott
02	A felhőzet nem változott
03	A felhőzet kialakulóban volt vagy vastagodott
04	Füst által okozott légköri homály
05	Száraz légköri homály
06	Lebegő por nagy terület felett
07	Helyben felkavart por
08	Jól fejlett porforgatag
09	Távoli vagy elvonult porvihar
10	Páráság
11	Sekély köd, szakadozott

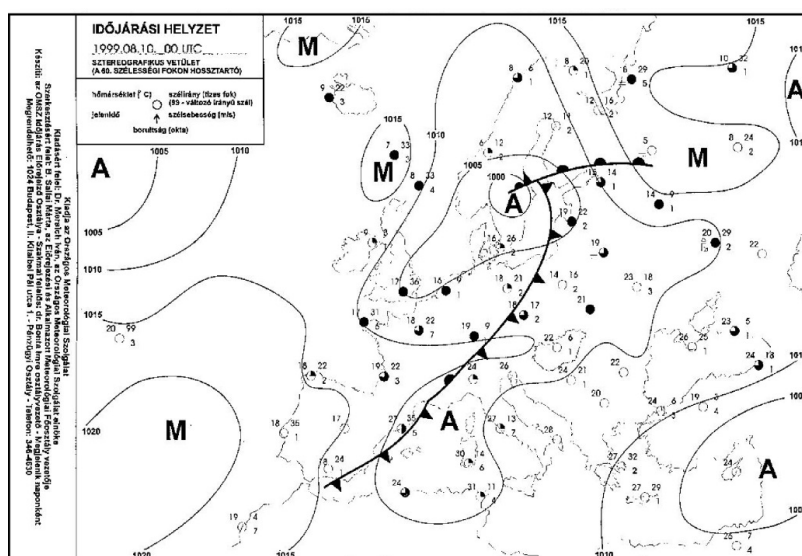
12	Sekély köd, összefüggő
13	Villogás (távoli, dörgés nem hallatszik)
14	Csapadéksáv nem éri el a talajt (virga)
15	Csapadéksáv 5 kilométeren túl éri el a talajt
16	Csapadéksáv 5 kilométeren belül éri el a talajt
17	Dörgés (száraz zivatar)
18	Szélrohamok az észleléskor vagy közvetlenül előtte
19	Felhőtölcsér
Csapadék, köd vagy zivatar volt az utolsó órában, de megszűnt (20–29)	
20	Szitalás volt
21	Eső volt
22	Havazás volt
23	Havaseső volt
24	Ónoseseő volt
25	Záporoseő volt
26	Hózápor vagy záporoszerű havaseső volt
27	Jégeső vagy darazápor volt
28	Köd volt
29	Zivatar volt
Por- vagy homokvihar (31–35)	
30	Por- vagy homokvihar gyenge, gyengült
31	Por- vagy homokvihar gyenge, változatlan
32	Por- vagy homokvihar gyenge, erősödött
33	Por- vagy homokvihar erős, gyengült
34	Por- vagy homokvihar erős, változatlan
35	Por- vagy homokvihar erős, erősödött
Hófűvás (36–39)	
36	Gyenge vagy mérséklet talajmenti hófűvás
37	Erős talajmenti hófűvás
38	Gyenge vagy mérséklet magas hófűvás
39	Erős magas hófűvás
Köd	
40	Távoli köd
41	Köd foltokban
42	Köd gyengült, ég látszik
43	Köd gyengült, ég nem látszik
44	Köd változatlan, ég látszik
45	Köd változatlan, ég nem látszik
46	Köd erősödött, ég látszik
47	Köd erősödött, ég nem látszik

48	Köd zúzmarával, ég látszik
49	Köd zúzmarával, ég nem látszik
Szitálás (50–59)	
50	Gyenge szitálás, megszakításokkal
51	Gyenge szitálás, folytonos
52	Közepes szitálás, megszakításokkal
53	Közepes szitálás, folytonos
54	Erős szitálás, megszakításokkal
55	Erős szitálás, folytonos
56	Gyenge szitálás, ónos
57	Közepes vagy erős szitálás, ónos
58	Gyenge szitálás és eső
59	Közepes vagy erős szitálás és eső
Eső (60–69)	
60	Gyenge eső, megszakításokkal
61	Gyenge eső, folytonos
62	Közepes eső, megszakításokkal
63	Közepes eső, folytonos
64	Erős eső, megszakításokkal
65	Erős eső, folytonos
66	Gyenge eső, ónos
67	Közepes vagy erős eső, ónos
68	Gyenge havaseső
69	Közepes vagy erős havaseső
Havazás (70–76)	
70	Gyenge havazás, megszakításokkal
71	Gyenge havazás, folytonos
72	Mérsékelt havazás, megszakításokkal
73	Mérsékelt havazás, folytonos
74	Erős havazás, megszakításokkal
75	Erős havazás, folytonos
Különleges alakú szilárd csapadék (76–79)	
76	Jégtűk
77	Szemcsés hó
78	Különálló hókristályok
79	Fagyott eső
Záporoszerű csapadék (80–90)	
80	Gyenge záporos
81	Mérsékelt vagy erős záporos
82	Igen erős záporos
83	Záporoszerű gyenge havaseső
84	Záporoszerű közepes vagy erős havaseső

85	Gyenge hózápor
86	Közepes vagy erős hózápor
87	Gyenge, závorszerű dara
88	Mérsékelt vagy erős závorszerű dara
89	Závorszerű gyenge jégeső
90	Závorszerű közepes vagy erős jégeső
Az elmúlt órában zivatar volt, az észlelés idejére megszűnt (91–94)	
91	Az elmúlt órában zivatar volt, most gyenge eső
92	Az elmúlt órában zivatar volt, most közepes vagy erős eső
93	Zivatar volt, most gyenge hó, havaseső, jég, vagy dara
94	Zivatar volt, most közepes vagy erős hó, havaseső, jég vagy dara
Zivatar az észleléskor (95–99)	
95	Gyenge vagy közepes zivatar, esővel vagy hóval
96	Gyenge vagy közepes zivatar, jéggel vagy darával
97	Erős zivatar, esővel vagy hóval
98	Erős zivatar, homokviharral
99	Erős zivatar, jéggel vagy darával

A Globális Megfigyelő Rendszerhez világszerte mintegy 4000 szinoptikus állomás tartozik. Az állomások nagy száma azonban nem fedi le egyenletesen a szárazföldeket. A sűrűn lakott területeken az állomássűrűség megfelelő, azonban lakatlan vidékeken (pl. nagy kiterjedésű sivatagokban, hegyvidékeken) csak elvétve található egy-egy meteorológiai állomás.

A meteorológiai főállomások adataiból készített szinoptikus térkép az időjárási helyzet egy pillanatnyi állapotát mutatja. A 12.2. ábrán az Országos Meteorológiai Szolgálat 1999. augusztus 10-i napijelentésének egy részlete látható. Az európai időjárási helyzetet bemutató kivonatos térképen az állomáskarikák satírozása a borultság mértékére utal, a kis körök köré írt számok pedig a légköri állapotváltozók értékeit mutatják. Az izobár vonalak alapján kirajzolódnak az alacsony (A) és magas (M) nyomású légköri mozgásrendszerek. A nyomási mező és más meteorológiai elemek eloszlása segít a frontok helyzetének megállapításában is.



12.2. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat napijelentésének részlete. A felszíni időjárási térkép az 1999. 08. 10. 00 UTC-re vonatkozó időjárási helyzetet mutatja Európa térségére. A vékony vonalak az izobárokat, a vastag

vonalak a frontokat jelölik. Az „A” és „M” betűk az alacsony, illetve magasnyomású légköri képződményeket jelzik. Az állomáskarikák körüli számok jelentését lásd az ábrán.

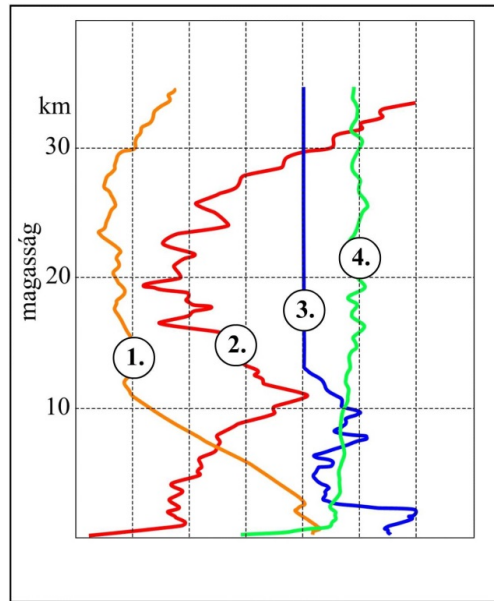
A szárazföldi állomásokon kívül a felszíni mérőhálózatot tengeri megfigyelések is kiegészítik. Az óceánokon végzett meteorológiai mérések eloszlása egyenletesebb, viszont ritkább, mint a szárazföldi megfigyelőbázis. Világszerte mintegy 7200 hajón végeznek önkéntesen meteorológiai és a tengerfelszínre vonatkozó oceanográfiai méréseket. Meghatározzák a szél irányát és sebességét, a légnyomást, az időjárási helyzetet, a felhőzet mennyiségét, típusát és magasságát, a látástávolságot, a levegő hőmérsékletét és nedvességét, a csapadékmennyiséget, a tengerfelszín hőmérsékletét, a hullámok magasságát, irányát és periódusidejét, valamint a tengeri jégre vonatkozó adatokat. A nagy pontosságú, megbízható műszereket a Meteorológiai Világszervezet bocsátja a hajók rendelkezésére. A tapasztalatok alapján olyan mérési módszereket és műszereket fejlesztettek ki, amelyek alkalmasak a hullámokon hanykolódó hajókon történő pontos mérésekre is.

A tengerfelszín és a felszínközeli légkör állapotáról – egyes esetekben a tenger mélyebb rétegeinek állapotáról is – a helyhez kötött és sodródó bóják is fontos adatokat szolgáltatnak. A bóják mérete és mérési programja rendkívül változatos. Egy kötött, lehorgonyzott bóján általában szélesebb körű meteorológiai mérések végezhetők. A Csendes-óceán trópusi területén létrehozott kötött (mélységi szondázást is végző) bójahálózat nagy segítséget nyújt a világszerte szélsőségeket okozó El Niño előrejelzéséhez. A sodródó bóják mozgásai alapján ugyanakkor jól nyomon követhetők a tengeráramlatok.

12.4.2. Magaslégköri mérések



12.3. ábra: Rádiószonda felbocsátás a Budapest-Pestszentlőrinc meteorológiai állomásról. A meteorológiai szenzorokat (elektromos hőmérő, nedvességmérő, esetenként légnyomásmérő egy hidrogénnel töltött ballon juttatja a légkörbe, mintegy 30–35 km-es magasságig. Adott magasságokban a szél sebességét és irányát a szonda rádiós követése alapján számítják.



12.4. ábra: A hőmérséklet (1), a szélsebesség (2), a relatív nedvesség (3) és a szélirány vertikális profiljai egy budapesti rádiószondás felszállás mérései alapján. Jól kivehető a hőmérséklet csökkenése a troposzférában. E csökkenő tendencia megszakad a tropopauza magasságában (nagyjából 12 km magasan), majd a sztratoszféra magasabb régióban – az ózonrétegnek köszönhetően – a hőmérséklet magassággal való növekedése tapasztalható. A légkör nedvességtartalma a sztratoszférában gyakorlatilag nullává válik. A szélsebesség a felszíntől távolodva növekvő tendenciát mutat. Egy szélsebesség-maximum tapasztalható a tropopauza szintjén. A sztratoszférában előbb csökkenő, majd növekvő tendencia figyelhető meg. A szélirány a magasban a nyugatias alapáramlásnak köszönhetően fokozatosan nyugativá válik.

A légkör vertikális szerkezetét legpontosabban az ún. rádiószondás, közvetlen mérések adják meg. Világszerte kb. 700 meteorológiai állomásról – köztük 20 hajóról – bocsátanak fel rendszeresen (az aerológiai terminusokban, általában 00, 06, 12 és 18 UTC-kor) olyan ballonokat, amelyekre meteorológiai szenzorokkal felszerelt szondát erősítenek. A műszerek mérik a levegő hőmérsékletét, nyomását és nedvességét. A szél sebességét és irányát általában a ballon radarral (rádióteodolittal) történő követésével határozzák meg, de terjed a GPS használata is e célra. Egyes szondák esetében a nyomásmérés helyett magasságmérést végeznek, és ebből számítják a légnyomást.

A rádiószondás felszállások (12.3. ábra) mérési eredményei igen pontos képet adnak a légkör vertikális szerkezetéről mintegy 30–35 km-es magasságig. A 12.4. ábrán egy budapesti rádiószondás felszállás alapján meghatározott hőmérséklet-, nedvesség-, szélirány- és szélsebességprofil látható. A légkörben fölfelé haladva a felszíni hatások fokozatosan gyengülnek, ezáltal egyre kiegyenlítettebb a meteorológiai állapothatározók horizontális eloszlása. Emiatt a rádiószondás mérések általában nagy területre, akár 100–200 km sugarú térségre szolgáltatnak jellemző értékeket. A feldolgozhatóság érdekében az adatokat szűrik, és csak bizonyos magasságokban mért értékek kerülnek be a globális adatforgalomba. A magasságértékeket az ún. főizobárszintekre adják meg, ezek az 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 50, 30 hPa-os nyomási szintek.

A rádiószondázó állomások átlagos távolsága világviszonylatban kb. 700 km (Európában jóval kisebb, a ritkán lakott Déli féltekén viszont nagyobb). Ez a szám egy mérsékelt övi ciklon 1000 km-es nagyságrendjével összemérhető, ezért a nagyobb skálájú mozgásrendszerek leírásához általában elegendő számú magaslégköri megfigyelőállomás áll rendelkezésre.

A légkör vertikális szerkezetének feltérképezéséhez a polgári légiforgalomban közlekedő repülőgépek által rendszeresen szolgáltatott meteorológiai információk is hozzájárulnak. A repülőgépekről a nyomás, hőmérséklet és szél adatokat jelentik a repülési magasságról (kb. 10–11 ezer méter), valamint a fel- és leszállás különböző szintjeiről. Naponta több mint százezer jelentés készül a magaslégkör időjárási helyzetéről. Ez különösen olyan területeken hasznos, ahol kevés a rádiószondás mérés vagy egyáltalán nincs.

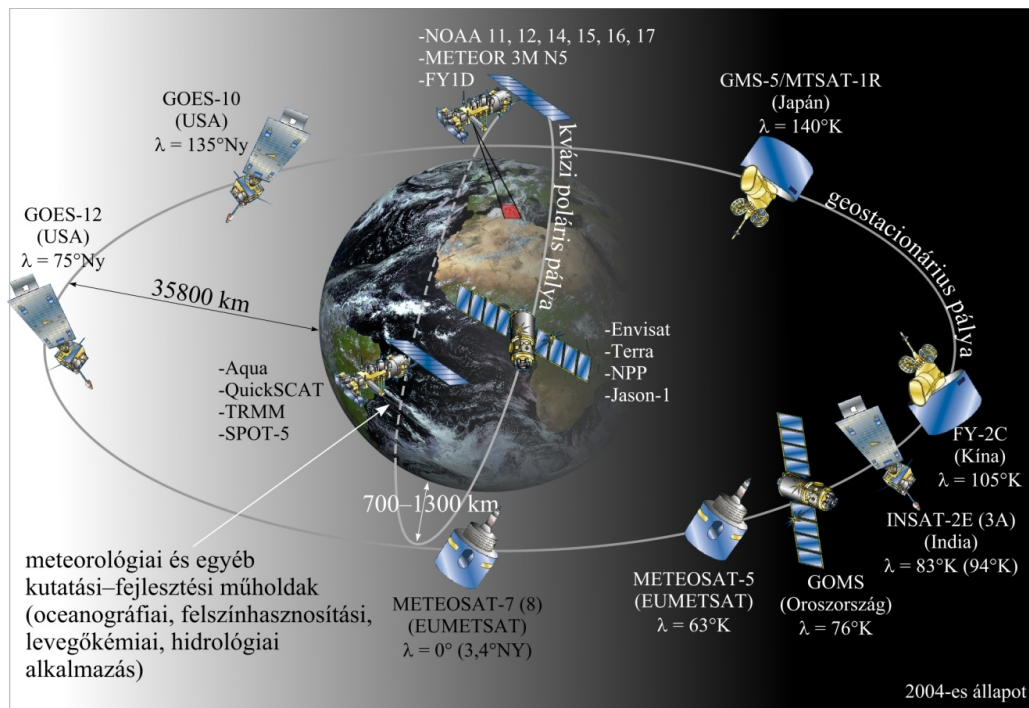
12.4.3. Műholdas mérések

Az 1960-as évek közepétől az űrtechnika gyors fejlődésének köszönhetően lehetővé vált, hogy a világűrben is nyomon követhessük a légkörben kialakuló felhőzet mozgását, változását. A műholdas megfigyelés lehetősége jelentős változást hozott a meteorológiában. Mivel egyszerre nagy területről képes átfogó képet adni, ezért a nagyobb skálájú folyamatok jól nyomon követhetők.

A Globális Megfigyelő Rendszer Űrbázisú Alrendszerének műholdjait a 12.5. ábra mutatja (2004-es állapot). A műholdakat keringési pályájuk alapján két csoportba soroljuk, ezek a geostacionárius és a kvázipoláris műholdak. A kétféle műholdtípus jellemzőit a 12.2. táblázatban foglaltuk össze.

A geostacionárius műholdak az Egyenlítő fölött mintegy 36 000 km-re találhatók, ahol keringési idejük megegyezik a Föld forgási idejével. Ezek a műholdak a Földhöz képest állni látszanak. A geostacionárius műholdak segítségével – a sarkokhoz közeli területeket leszámítva – az egész Föld megfigyelhető.

A számunkra fontos megfigyeléseket a METEOSAT nevű műholdcsalád egyik műholdja végzi (12.5. ábra), amelynek pozíciója a 0. hosszúsági kör (Greenwich) és az Egyenlítő képzeletbeli metszéspontja fölött van 35 800 km-rel.

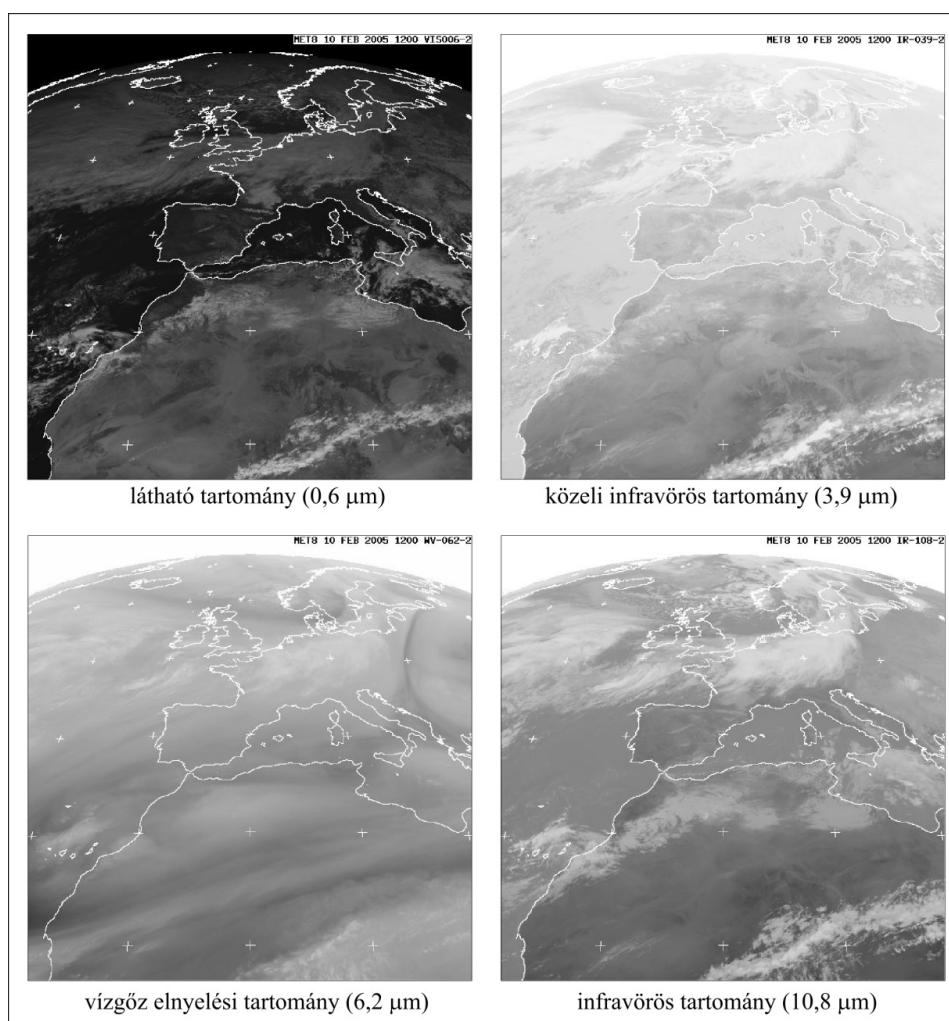


12.5. ábra: A Globális Megfigyelő Rendszer mérési programjában résztvevő műholdak 2004-ben. A geostacionárius műholdak pályasíkja az Egyenlítő síkjában fekszik 35 800 km-rel a tengerszint felett. E műholdak mindig ugyanazt a területet látják. Jóval részletesebb felbontású képeket készítenek a kvázipoláris pályán keringő műholdak, melyeket a tengerszint feletti 600 – 1500 km magasságban állítottak pályára. E műholdak egyszerre csak kis területet látnak, de az egész Földet körbepásztázzák.

12.2. táblázat: A geostacionárius és kvázipoláris meteorológiai műholdak jellemzői

	Geostacionárius műholdak	Kvázipoláris műholdak
Keringési pálya	A pályasík az Egyenlítő síkjában fekszik. A műhold a Földdel együtt kering.	A pályasík mindkét pólus mellett áthalad. A Földet kb. másfél óra alatt kerüli meg.
Keringési magasság	35 800 km	600–1 500 km
Felbontási képesség	1–10 km	10–100 m

Vizsgált terület	Mindig ugyanaz a térség $\varphi \square: (50^{\circ}\text{D}, 50^{\circ}\text{É})$ $\lambda (\lambda_0+50^{\circ}, \lambda_0-50^{\circ})$, ahol λ_0 a műhold földrajzi hosszúsága	Az egész Föld, de egyszerre csak egy kis területet „lát”
Mérési program	- képfelvétel - adattovábbítás - adatgyűjtés	- képfelvételek - vertikális szondázás - közvetlen adatszolgáltatás - adatgyűjtés

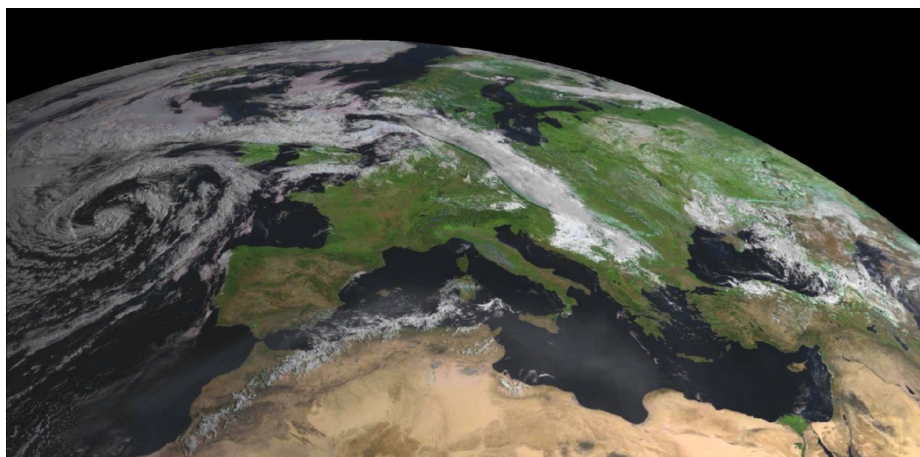


12.6. ábra: A METEOSAT-8 műhold által 2005. 02. 10. 12 UTC-kor, különböző hullámhosszokon (látható tartományban, közeli infravörös tartományban, vízgőz elnyelési tartományban és infravörös tartományban) készített felvételek. Forrás: EUMETSAT.

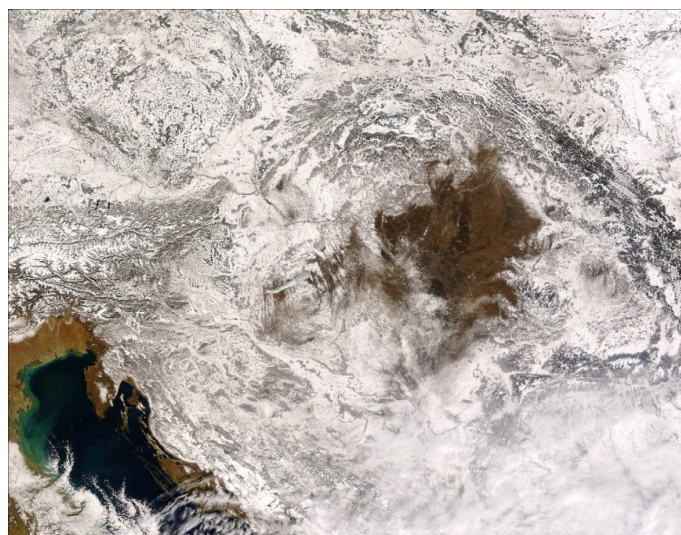
A már említett METEOSAT-8 műhold tizenkét hullámhossz-tartományban végez negyedóránként méréseket. A légköri vízgőztartalmat például a 6,2 μm körüli tartományban méri. További mérések zajlanak még a látható és az infravörös tartományban, melyek a felhők megfigyelését teszik lehetővé (12.6. ábra). A látható tartományban végzett mérések térbeli felbontása ugyan jobb, mint a többi infravörös tartományban készített képé (kb. 1 km,

illetve 3 km), de sajnos éjszaka egyáltalán nem használhatók, míg az infravörös hullámhosszokon végzett megfigyeléseket nem befolyásolja a Nap állása.

A mérési adatokat először egy földi állomásra továbbítják (a METEOSAT-8 esetében ez az EUMETSAT központjában, a németországi Darmstadtban van), ahol a feldolgozás során mesterségesen színezik a képeket és elvégzik a földrajzi azonosítást (pl. a kontinenshatárok megrajzolását). A feldolgozott képeket visszasugározzák a műholdra és a műhold most már a felhasználók számára értékelhető formában, megadott frekvencián kisugározza a képeket. A negyedórás időközönként érkező képek segítségével nyomon követhető a felhőzónák vonulása, fejlődése és viszonylag pontosan meghatározható a felhőtető magassága is (12.7. ábra).



12.7. ábra: A METEOSAT-8 geostacionárius műhold által készített felvétel 2003. 07. 18-án. A kép bal oldalán egy mérsékeltövi ciklon örvénylő felhőrendszere látható. Európa középső részén egy hosszan elnyúlt frontrendszer felhőzete látszik, mely a Kárpát-medence időjárását is meghatározta. Forrás: EUMETSAT.



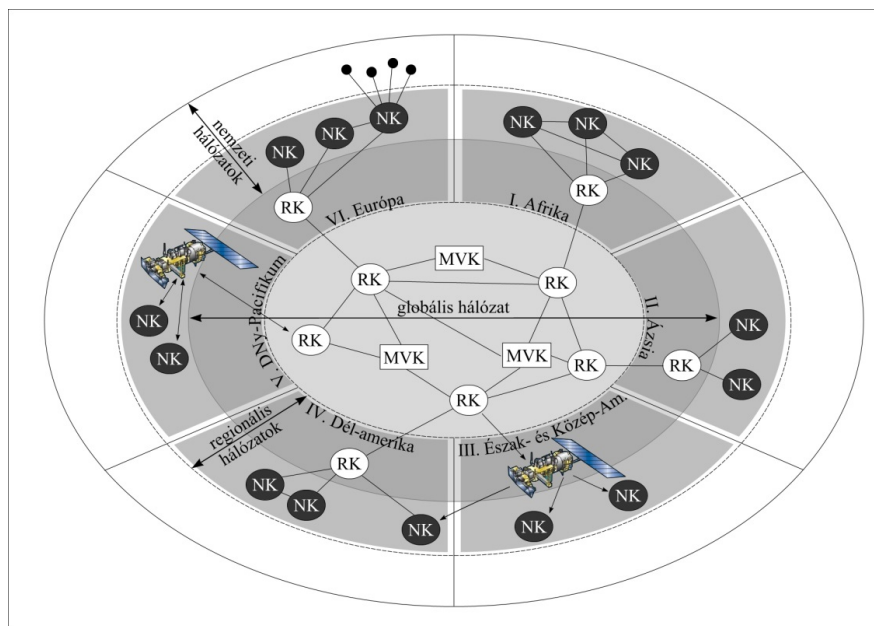
12.8. ábra: A kvázipoláris Terra műhold által látható tartományban készített 250 m felbontású műholdkép a Kárpát-medence térségére 2005. 03. 02-án. A kép feldolgozását az Eötvös Loránd Tudományegyetem Űrkutató Csoport és a Meteorológiai Tanszék munkatársai végezték. Felhőtlen égbolt esetén jól kivehető a hóval borított terület. A kép bal felén az Alpok, jobb felén a Kárpátok látható. Az Alföld nagy része hómentes. A terület déli részén magasszintű felhőzet figyelhető meg. A kép közepe táján a befagyott Balaton látszik.

A geostacionárius műholdak hátránya, hogy a sarkkörökön túli területek megfigyelésére lényegében nem alkalmasak.

A kvázipoláris műholdak általában a felszín felett 700–900 km-rel ellipszis alakú pályán keringenek, pályájuk síkja pedig közel merőleges az Egyenlítőre. Ezek a műholdak már képesek a sarkkörökön túli területek megfigyelésére is. Mivel a földfelszínhez közelebb keringenek, a Föld más területeiről is jobb felbontású képet készíthetnek (12.8. ábra), mint a geostacionárius műholdak. A kvázipoláris műholdak úgy tapogatták le a Földet, hogy miközben a keringési pályájuk síkja nem változik, a Föld elforog alattuk. Ezért minden kör megtétele közben más-más területet látnak, és így naponta kétszer (egyszer felszálló, egyszer leszálló ágban) készítik felvételt ugyanarról a területről.

A kvázipoláris műholdak a látható tartományon és az infravörös légköri ablakon kívül – ugyan rosszabb térbeli felbontással – a mikrohullámú (MHz-es) tartományban és számos további infravörös hullámhosszon mérnek. Ez lehetővé teszi a légkörben lévő gázok koncentrációjának vizsgálatát (pl. az ózonkoncentráció változása a sztratoszférában), vagy a levegő hőmérsékletének és vízgőztartalmának meghatározását különböző magasságokban.

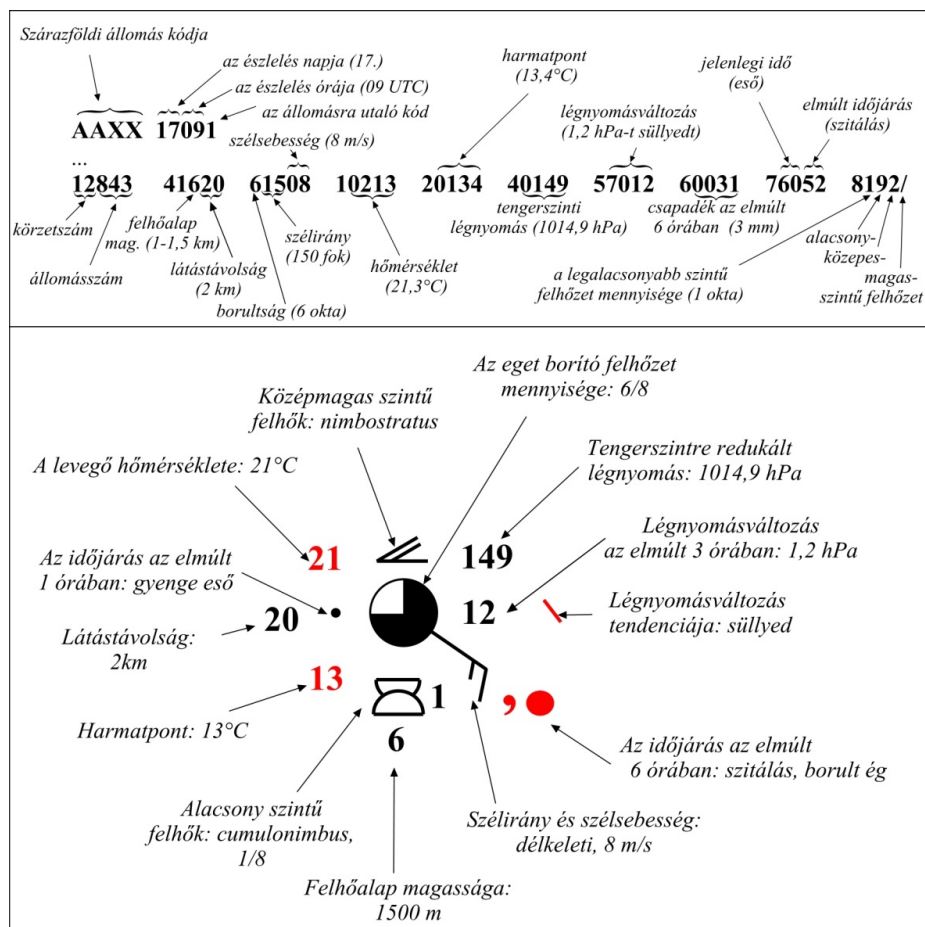
12.5. A műszerektől a felhasználóig



12.9. ábra: A Globális Adattovábbító Rendszer felépítése. A Meteorológiai állomások (fekete körök az ábrán) a nemzeti meteorológiai központokba (NK) továbbítják a mérési adatokat. Magyarországon Budapesten található a nemzeti központ. A nemzeti központok regionális központok (RK) köré szerveződnek. A regionális központok közül néhány kiemelt központ biztosítja az adatcserét a globális hálózaton belül (Algír, Bracknell, Brasilia, Buenos Aires, Kairó, Dakar, Dzsidda, Nairobi, Offenbach, Peking, Toulouse, Prága, Szófia, Tokió, Új-Delhi). A globális hálózat 6 régióra oszlik. Ezek a következők: 1) Afrika, 2) Ázsia, 3) Észak- és Közép-Amerika, 4) Dél-Amerika, 5) Délnyugat Csendes-óceán, 6) Európa. A globális hálózat része a három Meteorológiai Világközpont (Moszkva, Melbourne és Washington).

Az időjárás pillanatnyi állapotának megfigyelése után minden egyes állomás adatait összegyűjtik. Ezt a lehető leggyorsabban kell elvégezni, hiszen az adatbázist az időjárás folyamatos előrejelzéséhez is felhasználják. Az adatgyűjtést a Globális Telekommunikációs Rendszer (Global Telecommunication System – GTS) végzi. Ennek keretében a meteorológiai állomások adatai először a nemzeti meteorológiai központokba kerülnek, onnan a regionális központokba, majd a meteorológiai világközpontokba, illetve az előrejelző központokba. A távközlés külön erre a célra fenntartott vonalakon és műholdak segítségével történik (12.9. ábra).

A mérőhelyekről a feldolgozásig különböző meteorológiai táviratok formájában jutnak el az adatok. A szárazföldi (SYNOP), magaslégköri (TEMP), repülőgépes (AIREP), sodródó bójják által készített (DRIBU), valamint a műholdas (SATEM, SATOB, SST stb.) táviratok a mérési és megfigyelés eredményeket egyezményes numerikus kódok alapján, digitális formában továbbítják. A felszíni szinoptikus állomások által alkalmazott kódolási rendszert az 12.10. ábra mutatja.



12.10. ábra: A SYNOP távirat nemzetközi adatcserére kerülő 0. és 1. szakasza (felső rész), valamint a felszíni méréseket tartalmazó szinoptikus térképre felkerülő meteorológiai információk az állomáskarika körül (alsó rész).

Az adatokból a szinoptikus jelek (12.11. ábra, 12.12. ábra, 12.13. ábra) és egyezményes ábrázolás alapján készítik el az aktuális időjárási helyzetet ábrázoló meteorológiai térképeket. Az előrejelző központokból az adatok feldolgozása és számítógépes modellszámítások után az időjárási elemek előrejelzett értékeiből készített meteorológiai térképek visszajutnak az egyes nemzeti központokba, ahol értelmezik azokat, és elkészítik a szöveges prognózist a felhasználók számára.

Meteorológiai térképek jelei (szinoptikus jelek)					
	meleghatár		meleg okklúzió		instabilitási vonal
	hideghatár		hideg okklúzió		trópusi vihar
	veszteglő front		felső meleghatár		alacsonynyomású terület
	okklúziós (emelt, kettős) front		felső hideghatár		magasnyomású terület

12.11. ábra: Meteorológiai térképeken alkalmazott egyezményes jelek (szinoptikus jelek)

A felhőzet kódolása					
kód	menyiség	alacsonyszintű felhők (C _L)	középszintű felhők (C _M)	magasszintű felhők (C _H)	
0	○	nincs alacsonyszintű felhő	nincs középszintű felhő	nincs magasszintű felhő	
1	⊙	alacsony és/v. tépett Cu	⌄	áttersző As	—
2	◐	közepes, v. tornyozott Cu	⌄	Ns, v. vastag As	—
3	◑	Cb üllő nélkül	⌄	egyrétegű, áttersző Ac	—
4	◒	Sc Cu-ból	⌄	folyton változó Ac	—
5	◓	Sc nem Cu-ból	⌄	felvonuló Ac	—
6	◔	ködös és/v. tépett St	⌄	Ac Cu-ból, v. Cb-ból	—
7	◕	tépett „rossz-idő” St, v. Cu	⌄	többrétegű Ac, v. Ac+As/Ns	—
8	◖	Cu és Sc kül. magasan	⌄	tornyos, v. bolyhos Ac	—
9	⊗	Cb üllővel	⌄	kaotikus égkép, kül. Ac-k	—

12.12. ábra: A borultság (felhőzet mennyisége), valamint az alacsony-, közép- és magasszintű felhők jelölése meteorológiai térképeken.

00	○	01	⊙	02	◐	03	◑	04	◒	05	◓	06	◔	07	◕	08	◖	09	◗
10	⌄	11	⌄	12	⌄	13	⌄	14	⌄	15	⌄	16	⌄	17	⌄	18	⌄	19	⌄
20	⌄	21	⌄	22	⌄	23	⌄	24	⌄	25	⌄	26	⌄	27	⌄	28	⌄	29	⌄
30	⌄	31	⌄	32	⌄	33	⌄	34	⌄	35	⌄	36	⌄	37	⌄	38	⌄	39	⌄
40	⌄	41	⌄	42	⌄	43	⌄	44	⌄	45	⌄	46	⌄	47	⌄	48	⌄	49	⌄
50	⌄	51	⌄	52	⌄	53	⌄	54	⌄	55	⌄	56	⌄	57	⌄	58	⌄	59	⌄
60	⌄	61	⌄	62	⌄	63	⌄	64	⌄	65	⌄	66	⌄	67	⌄	68	⌄	69	⌄
70	⌄	71	⌄	72	⌄	73	⌄	74	⌄	75	⌄	76	⌄	77	⌄	78	⌄	79	⌄
80	⌄	81	⌄	82	⌄	83	⌄	84	⌄	85	⌄	86	⌄	87	⌄	88	⌄	89	⌄
90	⌄	91	⌄	92	⌄	93	⌄	94	⌄	95	⌄	96	⌄	97	⌄	98	⌄	99	⌄

12.13. ábra: A jelenlegi időjárásra alkalmazott jelrendszer az időjárás térképeken. Az egyes számkódokhoz tartozó jelek jelentését lásd a 12.1. táblázatban.

12.6. A magyarországi megfigyelő hálózat

Az Országos Meteorológiai Szolgálat által üzemeltetett meteorológiai megfigyelő hálózat korszerű, európai színvonalú és megfelelő sűrűségű (12.14. ábra).



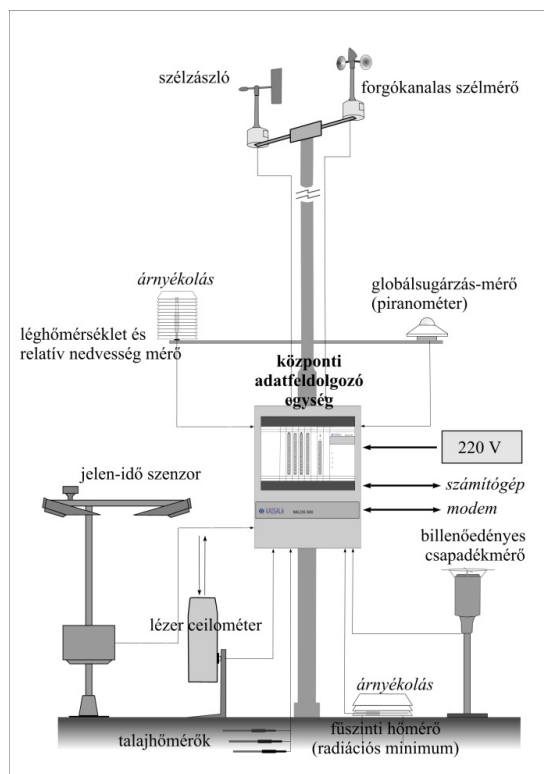
12.14. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat által üzemeltetett magyarországi meteorológiai megfigyelő hálózat. A nagy fekete körök azokat az automata (MILOS 500) állomásokat jelölik, ahol észlelők is dolgoznak. A nagy szürke körökkel jelölt automata (MILOS 500) állomásokon nincs észlelő. A kisebb fekete körök szintén automata (QLC 50) állomások, de kevésbé részletes programmal rendelkeznek. A kis körök a csapadékmérő állomások helyét jelölik, ezeknek legszűrűbb a hálózata. A fehér körök a hagyományos éghajlati állomásokat jelölik (mérési programjuk 2013-ra megszűnt). Időjárásiradart három állomáson, Budapest-Pestszentlőrincen, a Dunántúlon

Pogányár állomáson és a keleti országrészben Napkoron üzemeltet az Országos Meteorológiai Szolgálat. Rádiószondát Budapest-Pestszentlőrincről és Szegedről bocsátanak fel. A hazai villámdetektáló hálózat 1999-ben kezdte működését, 5 állomása: Bugyi, Varbóc, Zsadány, Véménd, Sárvár. Háttérszennyezettség mérések folynak Szentgotthárd-Farkasfán, Nyírsíjen, Hortobágyon és K-pusztán.

Az állomások között megtalálhatók a Globális Megfigyelő Rendszer részei és sajátos mérési programmal rendelkező, helyi vagy regionális igényeket kielégítő állomások is. A megfigyelési alrendszer 32 automata szinoptikus állomás (egyes állomásokon észlelőkkel), 59 automata éghajlati állomás, 10 hagyományos klímaállomás és 560 csapadékmérő állomás alkotja. Ezen kívül két állomáson magaslégköri (rádiószondás) méréseket, három helyen radarmegfigyeléseket, a Pestszentlőrinci Főobszervatóriumban és Szegeden emellett ún. windprofiler-méréseket is végeznek. Öt állomásból álló hálózatot alkot a villámlás lokalizációs mérőrendszer, négy helyen végeznek levegőkémiai és csapadékkémiai méréseket, valamint feldolgozzák a műholdas adatokat is.

12.6.1. A megfigyelési alrendszer

A felszíni mérések területén világszerte egyre nagyobb tért hódítanak az automata meteorológiai állomások, ahol teljesen vagy részlegesen automatikusan történik a mérés és az adatok tárolása vagy továbbítása. Telepítésük célja a felszíni megfigyelések megbízhatóságának növelése. Ez a már meglévő állomáshálózat sűrűségének növelésével (új állomások, nehezen megközelíthető területen telepített automaták), a csak nappal, részlegesen észlelő állomások méréseinek kiterjesztésével, új technológiák alkalmazásával, valamint a mérési technika egységesítése által a mérések homogenitásának biztosításával érhető el. Az automata állomások ugyanakkor a folyamatosan változó észlelési követelményeket és szükségleteket is jobban kielégítik, csökkentik az emberi hiba lehetőségét, s mindemellett hosszú távon még gazdaságosabbak is. A fentiek miatt a magyarországi állomáshálózat döntő részét automatizálták.



12.15. ábra: Vaisala MILOS-500 felszíni automata meteorológiai mérőállomás. Az állomás mérési programja során az alábbi állapotjelzőket méri: lég hőmérséklet és relatív páratartalom a felszín felett 2 m magasságban, fűszinti (radiációs minimum) hőmérséklet 5 cm magasan, talajhőmérséklet különböző mélységekben, globálsugárzás 2 m magasan, csapadékmennyiség és -intenzitás a felszín felett 1 m magasan, szélirány és szélsébség a felszín felett 10 m-es magasságban, légnyomás, felhőalap (lézer ceilométerrel), jelenlegi időjárás (jelenidő szenzorral). Az adatokat a közponi adatfeldolgozó egység gyűjti, alakítja át, tárolja és továbbítja.

Az automata állomások három fő részből állnak: az érzékelők (szenzorok), a közponi adatfeldolgozó egység és a perifériák. Az elektromos szenzorok által mért értékeket a közponi adatfeldolgozó egység gyűjti össze. Ennek feladata a különböző, előre beprogramozott számítási feladatok elvégzése, az adatok átmeneti tárolása és azok továbbítása is. A mérésekhez különböző perifériák is tartoznak, például energiaellátó-rendszer, számítógép, monitor stb.

A hazai szinoptikus állomásokon a finn Vaisala cég MILOS-500 típusú automatáit telepítették (12.15. ábra). Ezek 2 másodpercenkénti mintavételezéssel és 10 perces átlagolási idővel határozzák meg a légköri állapotváltozók értékeit. A mért adatokat óránként továbbítják a központba. Az egyes műszerek elhelyezése a Meteorológiai Világszervezet ajánlásai alapján történt.

A levegő hőmérsékletének mérése sugárzás-árnyékoló alatt vagy hőmérőházban történik a talajfelszín felett 2 m-es magasságban. Ehhez egy Pt100-as, platina ellenálláshőmérőt használnak, melyben a lég hőmérséklet változásával egyenes arányban változik az elektromos ellenállás. Hasonló módon mérik a hőmérséklet talajközeli értékét (a fűszinti vagy radiációs minimum hőmérsékletet) a felszín felett 5 cm-re. A légnedvességet a hőmérővel egybeépített műszer méri a 2 m-es szinten. A mérés során a levegő relatív páratartalma meghatározható egy kis kondenzátor kapacitásának változásából.

A nyomás mérését is az elektromos kapacitás mérésére vezetik vissza. A közponi adatfeldolgozó egység dobozában található elektromos barométer a pontosság növelése érdekében három aneroid cellából áll, és a három mérés átlagaként határozzák meg a légnyomás pillanatnyi értékét. A felszíni meteorológiai állomáson mért légnyomásérték az ún. műszerszíni légnyomás. Mivel azonban a légnyomás függ a tengerszint feletti magasságtól, ezért annak érdekében, hogy a különböző magasságban lévő állomások adatait össze lehessen hasonlítani, ezt az értéket átszámítják tengerszinti légnyomásra. A tengerszintre redukált nyomásértékek alapján készülnek a légköri mozgásrendszereket bemutató felszíni nyomástérképek (lásd 12.2. ábra).

A szélirány és a szélesség mérése a felszín felett 10 m-es magasságban történik. A szél sebességét forgókanalas szélmérővel mérik, melynek indulási küszöbe 0,4 m/s. A mérés során a szélkanalak tengelyének forgása által keltett elektromos impulzusokból határozható meg a szél sebessége. A szél irányán azt az irányt értjük, amerről a szél fúj. Meghatározása alumínium szélzászlóval történik. Ez egy függőleges tengely körül forgó test, melynek egyik végén a szél útjában akadályt képző vitorla található. A szél hatására a vitorla mindig a legkisebb ellenállást jelentő aktuális szélirányba fordul be. A szélzászló tengelyének forgásából egy fototranzisztor segítségével 64 szélirány különböztethető meg.

A csapadék a légköri páratartalomból folyékony vagy szilárd halmazállapotban a felszínre hulló víz. A csapadékmennyiség mérése során azt a milliméterben kifejezett vízmennyiséget határozzák meg, mely a sík terepen képződne lefolyás, hozzáfolyás, szivárgás és párolgás nélkül. A főállomásokon automatizált billenőedényes csapadékmérőket használnak, melyek mind a csapadék mennyiségét, mind az intenzitását (az időegység alatt lehullott csapadékot) képesek mérni. A csapadékmérőt úgy helyezik el, hogy a 200 cm² felfogó felület a felszín feletti 1 m-es magasságban legyen. A csapadékmérő fűthető, benne a hó, jég formájában hulló csapadék fölolvad, ezáltal meghatározható annak vízegyenértéke. A felfogott csapadék egy tölcseren keresztül a kétrészes billenőedényes mérőrendszerbe jut. A billenőedény formája olyan, hogy vízzel megtelve átbillen és kiürül. Az átbillenések 0,1 milliméterenként történnek és ezek összesítéséből meghatározható a lehullott csapadék mennyisége. Egy milliméter csapadék egy négyzetméternyi felületen egy liter víznek felel meg. A lehullott hó víztartalma tág határok között mozog. Általában 1 cm frissen hullott hó 1 mm víznek felel meg, de enyhébb időben 6 mm, nagy hidegben pedig akár 30 mm friss hó jelent 1 mm csapadékot.

Néhány állomáson a fentiekén kívül más meteorológiai elemeket is mérnek. Ilyenek a talajhőmérséklet értékei 5, 10, 20, 50 és 100 cm mélységben, a Naptól jövő teljes rövidhullámú sugárzás (globálsugárzás), valamint annak egy spektrális része (UV-B sugárzás), a természetes radioaktivitást jellemző gamma-dózis teljesítmény, továbbá a Siófoki állomáson a nyári félévben a Balaton vízhőmérséklete.

Az automata műszeres mérések mellett az állomások egy részén hagyományos megfigyeléseket is végeznek. Az észlelőszemélyzet óránként végez kiegészítő méréseket, illetve vizuális észleléseket. Ezek során meghatározzák a szabad vízfelület párolgását, vagyis az egységnyi felületről a légkörbe jutó vízmennyiséget. Mértékegysége, akár a csapadéké, milliméter. A mérés párolgási kád segítségével történik április 1. és október 31. között, naponta két alkalommal.

Megállapítják a napfénytartamot is. Ehhez egy ún. Campbell-Stokes-féle napfénytartam-mérőt használnak. Ez egy megfelelően elhelyezett üveggömb, ami a nap sugarait fókuszálva égésnyomot hagy egy időbeosztással ellátott papírszalagon. Mérik továbbá a hóréteg és a zúzmara-lerakódás vastagságát. Előbbi szélvédett helyen a hóba helyezett mérőlécen, utóbbit egy vezetékdarabokból álló kereten mérik. Megadják a zúzmara-lerakódás víztartalmát és a lerakódás jellegét is.

A vizuális megfigyelések az időjárási jelenségekre, a látástávolságra, a felhőzetre vonatkozó információkra (felhőzet típusa, mennyisége, a felhőalap magassága stb.), valamint a talajállapot jellemzőire terjednek ki. Az időjárási jelenségek észlelése során följegyzik a csapadék fajtáját (lásd 6. fejezet), a látást rontó jelenségeket (pl. köd, por- vagy homokvihar, hófúvás), valamint a légköri elektromos jelenségeket (zivatar). A felhőzet megfigyelése gyakorlati tapasztalatot igénylő feladat. A megfigyelés során meghatározzák a felhők égbolton elfoglalt arányát (ezt oktákbán, azaz nyolcadokban adják meg), valamint az egyes szinteken (alacsony-, közép- illetve magas szinten) lévő felhők fajtáit. A felhőfajták azonosítása egységes nemzetközi felhőosztályozás alapján történik. Ez tartalmazza a 10 felhőfajt (lásd 6. fejezet), a felhőformákat, változatokat, járulékos képződményeket és kísérőfelhőket, valamint a felhő-transzformációs folyamatokat. Az észlelt felhőfajták alapján a szinoptikus kód segítségével kódolják az égképet alacsonyszintű (C_L), középszintű (C_M) és magasszintű (C_H) felhőzet szerint. A kódszámokat az időjárási táviratokban, a hozzá tartozó szimbólumokat a térképek rajzoláskor használják. A felhőalap magasságát becslik, vagy egyes állomásokon felhőalpmérővel, ún. lézer ceilométerrel mérik. A látástávolságot vizuálisan, a meteorológiai állomás körüli tereptárgyak ismert távolsága alapján becslik, vagy ún. látástávolság-mérővel (kód-detektorral) határozzák meg. Végül a talajállapot jellemzésére (száraz, nedves, hóval borított stb.) egy 20 kategóriát tartalmazó táblázatot használnak.

A szinoptikus észleléseket éghajlati megfigyelések egészítik ki. Ezek egy része a főállomásokhoz hasonló automata mérőállomásokon folyik. A Vaisala QLC automaták mérési programja megegyezik a korábban ismertetett MILOS automatákéval, de a klíma-automaták nem mérik a légnyomást. A klímaállomások abban is különböznek a szinoptikus állomásoktól, hogy az adatokat csak háromóránként jelentik.

Az automata állomásokon kívül néhány éghajlati állomáson hagyományos módon végeznek megfigyeléseket és az adatokat havonta kétszer jelentik. Ezeket az állomásokat évtizedek óta változatlan mérési programmal üzemeltetik. Erre azért van szükség, hogy a korszerű, elektromos szenzorokra való áttérés által a mérési adatsorokban okozott esetleges eltéréseket kiszűrjék. A hagyományos éghajlati állomásokon a hőmérséklet mérésére folyadékos hőmérőket, a nedvesség meghatározására Assmann-féle pszichrométert, ezen kívül a folyamatos értékek regisztrálásához termo-higrográfot használnak. A csapadékot Hellmann-rendszerű csapadékmérővel mérik. A radiációs minimum-hőmérséklet meghatározására borszeszes minimumhőmérőt használnak, melyet reggel olvasnak le. A fentiekén kívül vizuális megfigyeléseket is végeznek.

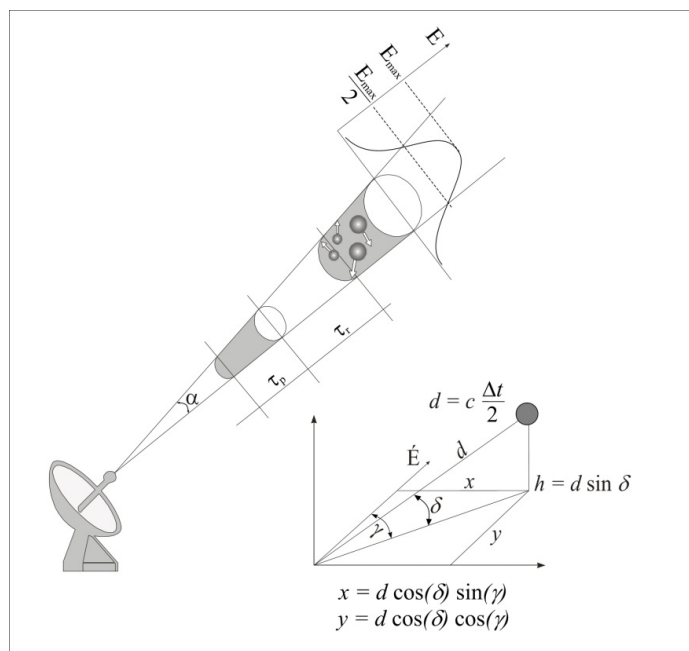
A megfigyelési alaprendszer részét képezi még egy 560 állomásból álló csapadékmérő hálózat. Azért van szükség ilyen nagyszámú állomásra, mert a csapadék tér- és időbeli eloszlása nagyon változatos. Egy nyári zápor például néhányszor 10 km^2 -es területen igen nagy csapadékot adhat, de előfordulhat, hogy egyetlen főállomás vagy éghajlati állomás sem esik a csapadékszónába. A sűrű csapadékmérő állomáshálózat azonban lehetővé teszi, hogy még a finomabb skálájú területi változékonyságokról is képet kapjunk. A csapadékmérő állomásokon önkéntes észlelők mérik a 24 órás csapadékösszeget, valamint följegyzik a csapadék fajtáját, a hóréteg vastagságát, a csapadékhullás kezdetét és végét. Az észlelési naplót havonta küldik el az adatgyűjtő központba.

12.6.2. Egyéb mérések

Magyarországon két helyről, a budapesti pestszentlőrinci obszervatóriumból és a szegedi meteorológiai állomásról 00 UTC-kor bocsátanak fel rádiószondát. A mérésekből képet kaphatunk a légkör stabilitási viszonyairól, a felszínközeli határreteg (a felszíni sűrűlódás hatása alatt álló légréteg) magasságáról, a felhőzet és köd vertikális szerkezetéről, a felhőzet mennyiségéről (lásd 12.4. ábra).

A csapadék területi eloszlásáról és intenzitásáról, a felhőzet mozgásáról rendkívül hasznos információt nyújtanak az időjárási radarberendezések. Az Országos Meteorológiai Szolgálat három korszerű radart üzemeltet Napkoron, Budapest-Pestszentlőrincen és a nyugat-dunántúli Pogányváron. A radarok által kibocsátott impulzus a felhő- vagy csapadékelemekről szóródik vissza. Az időjárási radaroknak elsősorban lokális időjárási jelenségek (pl. zivatarok) detektálásakor, illetve a nagy csapadékok keltette árvizek előrejelzésekor van pótolhatatlan szerepük.

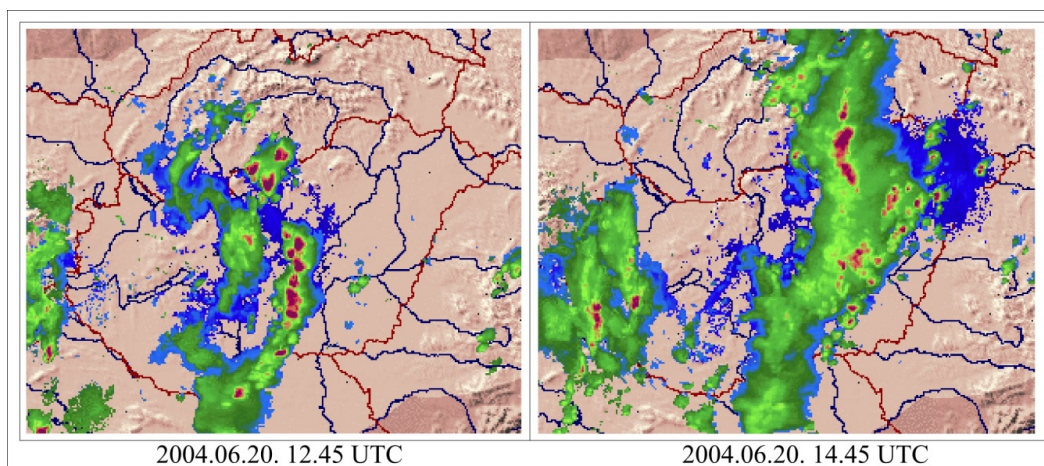
A XX. század közepén kiderült, hogy a repülőgépek és hajók követésére szolgáló radarberendezések – némi átalakítás után – igen jól használhatók a felhők nyomon követésére és a bennük lejátszódó folyamatok tanulmányozására. A zivatarfelhők életciklusára vonatkozó – máig érvényes – megállapítások voltak az első jelentősebb eredmények a radarmeteorológiában. A meteorológiai célra használt radar antennája általában egy 4–5 m átmérőjű forgási paraboloid, amely függőleges és vízszintes tengely mentén is elforgatható. Az elektromágneses energia kisugárzása rövid impulzusokban történik, általában az alábbi hullámhosszak valamelyikén: 1; 3,2; 5 és 10 cm. A radar másodpercenként legalább 250 impulzust bocsát ki. Az egyes impulzusok hossza legfeljebb 600 m, a kibocsátott sugárnyaláb nyílásszöge $0,5\text{--}1,5^\circ$ (12.16. ábra).



12.16. ábra: Meteorológiai radar sematikus képe. A radar által kibocsátott impulzusokat a felhőben lévő részecskék visszaverik. A kisugárzás és a visszaverődés között eltelt időből (Δt) meghatározható a felhő távolsága (d). c az elektromágneses hullámok terjedési sebessége: 300 000 km/s. Az antenna tengelye és a vízszintes sík által bezárt szög ismeretében a h magasság is meghatározható. A γ szöget az Északi irányhoz viszonyítva adják meg.

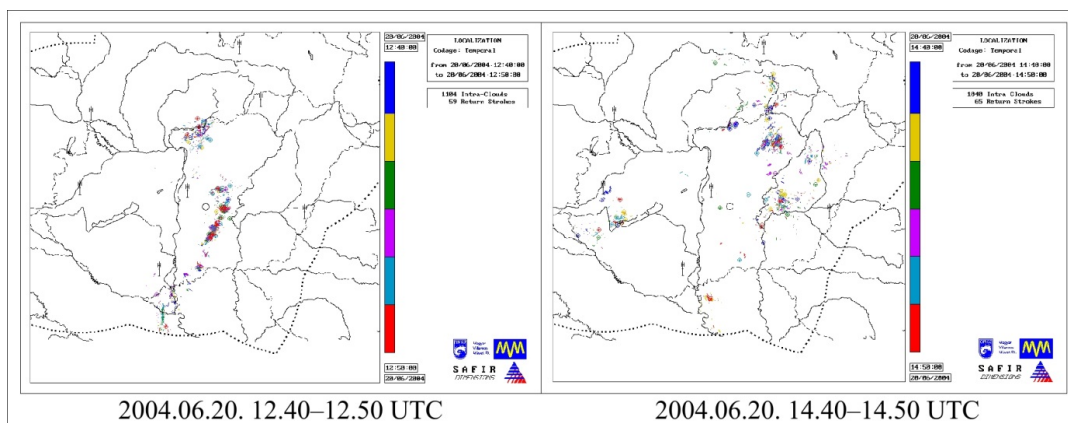
Egy-egy radarral maximum 300–500 km-es sugarú körben lehet megfigyeléseket végezni. Az impulzusok kisugárzása és visszaverődése között eltelt időből határozható meg a megfigyelt objektum távolsága. A radarantenna pozíciójának ismeretében a felhő pontos koordinátái is megállapíthatók. A visszavert jel erőssége arányos a sugárzást visszaverő részecskék koncentrációjával, és igen erősen függ a részecskék méretétől (a méret hatodik hatványától), alakjától és halmazállapotától. A visszavert jel erősségéből többek között arra is következtethetünk, hogy fejlődésének mely fázisában van a felhő, vagy mennyi csapadék hullik belőle.

Az időjárási radar az alapkutatás mellett mára már a mindennapi meteorológiai megfigyelőrendszer szerves részévé vált, a mérési adatokat igen széles körben használják. A radarok fontos alkalmazási területi a zivatarok és az azokat kísérő erős szellőkések ultrarövid-távú előrejelzése (pl. a balatoni viharjelzőrendszerben), vagy a felhő által visszavert elektromágneses hullámok erősségéből a csapadékintenzitás és a kihullott teljes csapadékmennyiség meghatározása. A hazai gyakorlatban mindhárom meteorológiai radarral 240 km-es tartományban 15 percenként végeznek méréseket különböző magassági szögeken. Egy-egy mérési folyamat 3–6 percig tart a magassági szögek számának függvényében. A három magyarországi radar méréseit egy ún. kompozit képen jelenítik meg (12.17. ábra).



12.17. ábra: Csapadékintenzitás a hazai radarmérések által készített kompozit radarképen. A két képen 2 óra különbséggel látható egy kiterjedt csapadéksáv fejlődése és elmozdulása hazánk területén, kelet- északkeleti irányba.

A hagyományos radaroknak ma már több továbbfejlesztett változata létezik: (1) a Doppler-radar segítségével a levegő radiális áramlási sebessége is mérhető a felhőben; (2) a polarizációs radar méréseivel időben és térben nagy biztonsággal szétválaszthatók a jégszemeket és az esőcseppeket tartalmazó tartományok; (3) az akusztikus (hang) radarral, vagy más néven SODAR-ral a légkör azon tartományaiban is mérhető a levegő sebessége, amelyben nincsenek csapadékelemek.

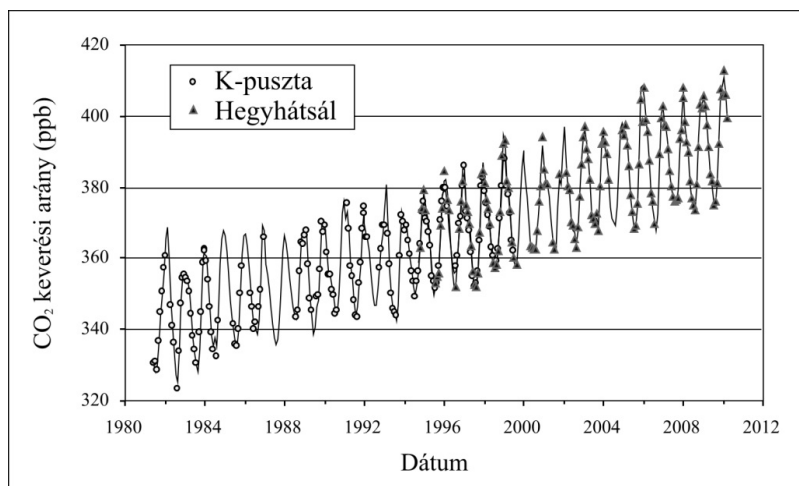


12.18. ábra: A SAFIR-rendszer által készített villámlokalizációs térképek. A két képen 2 órával eltérően látható egy zivataros sáv elmozdulása. A zivataros területek jó egyezést mutatnak a maximális csapadékintenzitással (lásd 12.17. ábra). A bal oldali ábrán bemutatott 10 perces intervallumban 1 104 felhőn belüli és 59 lecsapó villám fordult elő. Ugyanez az arány a jobb oldali ábrán 1 040 és 65. A lecsapó villámok aránya az összes villámhoz viszonyítva 5–6% a két esetben. Az ábrán a lecsapó villámok polaritását is megjelenítik.

A zivatarok detektálásában fontos szerepet játszik az 1999-ben beindított villámlokalizációs hálózat. Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál működő SAFIR rendszer 5 antennából álló hálózata (Bugyi, Sárvár, Varbóc, Véménd, Zsadány) a villámok elektromágneses sugárzását határozza meg irányméréssel a 108–118 MHz-es sávban. A SAFIR-rendszer mind a lecsapó, mind a felhőn belüli villámok detektálására, sőt ezek megkülönböztetésére is alkalmas (12.18. ábra). A felhőn belüli villámok megfigyelése lehetővé teszi a zivatarok korai felismerését, továbbá a légi közlekedés számára is fontos. A villámok tér- és időbeli eloszlása, elektromos paramétereinek, statisztikai jellemzőinek ismerete a repülőtereknek, elektromos szolgáltatóknak, biztosító társaságoknak jelent hasznos információt.

A hazai gyakorlatban a Meteorológiai Szolgálat végzi az ún. háttérszennyezettség mérését is. Ezek a mérések olyan állomásokon folynak, melyek a közvetlen légszennyezőanyag kibocsátóktól távol esnek (az Alföldön K-pusztá és Hortobágy, az Őrségben Szentgotthárd-Farkasfa, a Mátrában pedig Nyírjes állomások). Ezeken az állomásokon mért koncentrációérték egy adott régió „alapszennyezettségét” adja meg. A kiegészítő meteorológiai mérések alapján képet kaphatunk az időjárási helyzet és a légszennyeződés összefüggéseiről is.

A legrészletesebb mérési programmal a K-pusztai állomás rendelkezik. Ezek a mérések az EMEP (European Monitoring and Evaluation Program), a WMO GAW (Global Atmosphere Watch) és az EU EEA (European Environmental Agency) által előírt nemzetközi adatszolgáltatási kötelezettségeknek is eleget tesznek. A légköri gázok közül mérik a kén-dioxid, a nitrogén-dioxid, az ózon, a szén-dioxid, az ammónia és a salétromsav-gőz koncentrációját, a szulfát-, nitrát-, ammónium-, nátrium-, kálium-, kalcium-aeroszolk mennyiségét, a csapadékvíz pH-ját, vezetőképességét, valamint szulfát-, nitrát-, ammónium-, klorid-, nátrium-, kálium- és kalciumtartalmát. A másik három állomás mérési programja ettől kissé eltérő: Farkasfán és Nyírjesen nem mérik az ammónia és a szén-dioxid mennyiségét, Hortobágyon pedig csak az ózonkoncentrációra, illetve a csapadékvízre vonatkozó mérések folynak. A 12.19. ábrán a K-pusztán, illetve Hegyhátsálon mért szén-dioxid (CO₂) keverési arány havi átlagértékei alapján megrajzolt idősor látható. A három évtizedes hazai adatsoron jól kivehető az üvegházhatású szén-dioxid légköri mennyiségének növekedése.



12.19. ábra: A szén-dioxid keverési arányának menete 1981 és 2010 között. A méréseket a k-pusztai és a hegyhátsági háttérszennyezettség-mérő állomásokon végezték.

12.7. A mért adatok ellenőrzése, minősbiztosítás

A meteorológiai mérések során rendkívül fontos a pontos, megbízható adatok előállítás. A műszerek minőségének biztosításáért a nemzeti meteorológiai központok felelősek. A különböző szenzorokat általában valamilyen nagyon pontos etalon műszerhez kalibrálják, a nemzeti alpműszereket pedig időnként nemzetközi összehasonlításnak vetik alá. Az egyes műszerekkel mért értékeket azután korrigálják a kalibrációs függvényekkel. Ez különösen fontos az elektromos szenzoroknál, hiszen azok valamilyen elektromos jelet mérnek, amiből kalibráció segítségével nyernek a meteorológiai elemre vonatkozó információt. Az egyes állomásokat rendszeresen ellenőrzik, a műszereket megadott időnként kalibrálják, karbantartják és cserélik. Mindezek után még a legjobb műszerrel mért értékeket is ellenőrizni kell, hiszen számos hibaforrás merülhet föl. Végül is a meteorológiai adatbázisokba többszörösen ellenőrzött, ún. homogenizált adatok kerülnek be. Erre a fejlett technikai/számítástechnikai hátteret (műszerkalibráló laboratórium, adatfeldolgozó és archiváló központ stb.) és sok munkát igénylő feladatra azért van szükség, hogy a rendelkezésünkre álló eszközökkel minél pontosabban térképezzük föl a légkör pillanatnyi állapotát, hiszen elsősorban ettől függ az időjárás-előrejelzés sikere, vagy bármilyen utólagos adatfeldolgozás, éghajlati vizsgálat megbízhatósága.

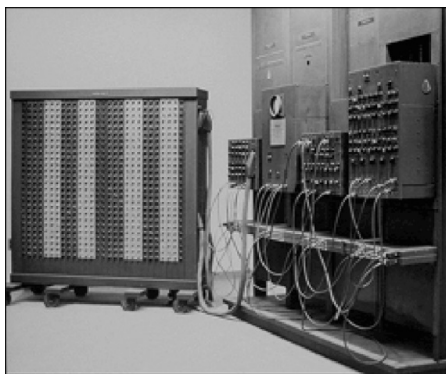
13. fejezet - Az időjárás előrejelzése

13.1. Az előrejelzések célja

A gazdaság, a közlekedés vagy akár a mindennapi élet számára gyakran rendkívül fontos a várható időjárás ismerete. Az időjárás-előrejelzések különböző időszakokra és különböző térségekre nyújtanak információt a légkör feltételezett jövőbeli állapotáról, vagyis az egyes meteorológiai elemek (hőmérséklet, csapadék, szél stb.) várható értékeiről.

Az előrejelzések készítésének alapja a légkör pillanatnyi állapotának ismerete. Ezt az igényt a Globális Megfigyelő Rendszer (lásd 12. fejezet) elégíti ki. A mért és megfigyelt értékeket felhasználva matematikai modellek szimulálják a légköri állapotváltozások térbeli és időbeli változásait. A modelleredmények adott sűrűségű rácpontokra szolgáltatnak becsléseket. Ebből a nyersanyagból kell azután a meteorológusnak előrejelzést készítenie a rácpontok közötti térre, figyelembe véve a helyi viszonyok hatásait, valamint a számítások közben eltelt idő alatt a valós állapotváltozásokat.

Az első, sikeresnek mondható numerikus (számszerű) előrejelzés végrehajtására az 1940-es években teremtődtek meg a technikai feltételek. A számítások Neumann János kezdeményezésére 1946-ban az ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer) nevű számítógépen kezdődtek (13.1 ábra).



13.1. ábra: Az ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer) számítógépen futtatták le az első numerikus előrejelzési modellt 1946-ban

1950-re Neumann Jule Charney, Carl-Gustaf Rossby és Arnt Eliassen meteorológusok segítségével megalkotta az első számítógépes időjárás-előrejelzést. A légkört rácpontokra osztották, és ezekre a pontokra határozták meg a meteorológiai állapotváltozások változásait. Az előrejelzés 270 rácpontra, háromórás időlépcsővel készült. Az eredmény nem volt túl jó, mindenestre irányt szabott a jövőbeni munkáknak. Nem sokkal később, 1954-ben, Svédországban, Rossby vezetésével megkezdődött az első rutinszerű számítógépes időjárás előrejelzés. Ez azt jelentette, hogy hetente háromszor végeztek számításokat az észak-atlanti térségre. Joseph Smagorinsky kezdeményezésére egy évvel később, 1955-ben megszületett az első általános cirkulációs modell (GCM – General Circulation Model). Normann Phillips hemiszférikus, kétszintes numerikus modellje volt az első, amely már nem csak egy kisebb térségre, hanem az egész északi félgömbre készített előrejelzést. A GCM-ek használata elterjedt az 1950-es években. Ezt az is magyarázza, hogy ezek az egész légkör (de legalább az északi vagy a déli félgömb) cirkulációját szimuláló modellek nem csak az időjárás előrejelzésére használhatók, hanem más kutatási célra is, például az üvegházhatás vagy a légkör vertikális szerkezetének vizsgálatára. A következő évtizedekben a modelleket tovább pontosították az óceán és a légkör egyidejű szimulálásával. A kapcsolt óceán-légkör modellek már hosszabb, éghajlati időskálára is képesek projekciókat készíteni (ezekkel a modellekkel határozzák meg többek között azt is, hogy a légkör összetételének módosulása milyen módon hat a Föld éghajlatára).

A napjainkban használatos számítógépes modellek is a Wilhelm Bjerknes és a Lewis F. Richardson által kidolgozott elméleti alapokon nyugszanak, s a számítástechnika adta lehetőségeket kihasználva, egyre pontosabban szimulálják a légkör jelenlegi és jövőbeli állapotát.

Az első időjárási térkép készítésétől eltelt mintegy másfél évszázad alatt rendkívüli mértékben fejlődött a légkör állapotának előrejelzése. A kutatási eredmények, az előrejelzési tapasztalat, a nagy teljesítményű és gyors szuperszámítógépek által megteremtett háttér segítségével egyre pontosabb időjárás-előrejelzések készíthetők. Minél hosszabb időszakra készül egy előrejelzés, annál nagyobb lesz a bizonytalansága, elsősorban a légköri folyamatok rendkívüli bonyolultsága és kaotikus jellege miatt. Ez azt jelenti, hogy az előrejelzés pontosságának mindig is lesznek elvi és gyakorlati korlátai, s e korlátok annál nagyobbak, minél hosszabb távra szól az előrejelzés. Jelenleg 10–20 nap az az időtartam, amelyre még elfogadható pontossággal kiszámítható az egyes meteorológiai állapotváltozó mezők jövőbeli alakulása, 4–5 napra pedig már gyakorlati célokra is jól alkalmazható előrejelzések készíthetők. Természetesen készülnek hosszabb távú, évszakos előrejelzések is, de ezek konkrét értékek helyett egy-egy időszak átlagos időjárási értékektől való eltérésének valószínűségét adják meg. Nem tudjuk például előrejelezni, hogy egy hónap múlva egy adott helyen hullik-e majd csapadék, és ha igen, akkor mennyi, csak azt, hogy az átlagosnál szárazabb vagy csapadékosabb időjárásra számíthatunk-e. Az időjárás prognóza – vonatkozzon az akár néhány órára, akár néhány hétre – az élet számos területén nyújt olyan információt, ami gazdaságosabbá, kényelmesebbé, vagy épp biztonságosabbá teszi mindennapjainkat. A jó előrejelzések „haszna” általában nem kézzel fogható, viszont egy hibás prognózis okozta „veszteség” nagy feltűnést kelt. Objektíven tekintve azonban úgy tűnik, hogy a mai időjárás-előrejelzések egyre nagyobb hasznot hoznak, s csak ritkán jelentenek veszteséget akár egy magánszemélynek, akár egy felhasználó cégnek, akár a jó előrejelzést készítő és ezzel presztízsét növelő meteorológusnak.

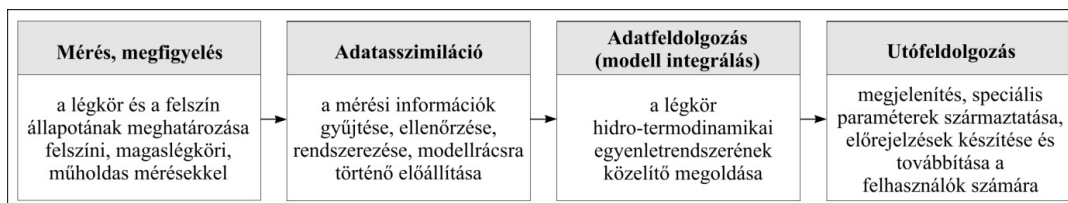
13.2. Az időjárás számszerű előrejelzése

A numerikus időjárás-előrejelzés azt jelenti, hogy számítógép segítségével az időjárás jelenlegi állapotából kiindulva megadjuk annak jövőbeni alakulását. A légkört kormányzó fizikai törvények matematikai formába öntve alkotják az előrejelzési modellt. E modell határozza meg az előrejelzési tartományra, pontosabban az abban felvett háromdimenziós rácsra, adott időlépésenként a meteorológiai állapotváltozók várható értékeit. A pontos előrejelzés egyik feltétele az lenne, hogy a jelenlegi időjárást a légkör minden egyes pontjában ismerjük. Ehhez képest a légköri állapotváltozók értéke csak a meteorológiai állomások környezetében ismert. Mivel az állomások eloszlása nem homogén, ezért a kezdeti értékeket először egymástól azonos távolságra vett pontokra, a modell rácspontjaira kell interpolálni. A rácspontok száma véges, és a légkört leíró bonyolult egyenleteket ezekben a pontokban kell megoldanunk. A rácspontok számát két tényező figyelembe vételével kell meghatároznunk. Egyrészt fontos, hogy a mozgásrendszereket jól nyomon tudjuk követni, másrészt viszont a számítási igény korlátozza a rácspontok számát. Minél több rácspontot használunk, annál pontosabb az előrejelzés, de annál nehezebb a növekvő mennyiségű számítást elvégezni.

Mivel a rácspontok között nem tudjuk pontosan leírni a légkört, ez már magában rejtje az előrejelzés bizonytalanságát. A rácspontokra megadott értékekkel jól leírhatók a nagyskalájú folyamatok (ciklonok, anticiklonok stb.), míg a kisebb mozgásrendszerek (pl. egy zivatar) sokszor teljesen „láthatatlanok” maradnak. A közepes méretű, a rácselhálózathoz felbontásával (a rácspontok közti távolsággal) azonos nagyságrendű időjárási képződmények (pl. egy front) gyakran torzulnak. A bizonytalanság csökkenthető, ha növeljük a rácspontok számát, azaz csökkentjük a rácspontok közötti távolságot. Ez azonban az előrejelzési feladat számítási igényének rendkívüli megnövekedését vonja maga után. Éppen ezért a modellszámításokat általában nem az egész légkörre, hanem csak egy részterületre (pl. az Atlanti-Európai térségre) végzik el finom felbontásban, azaz sűrű rácselhálózaton. A kis skálájú képződmények azonban még ekkor sem jelennek meg. Ezeket indirekt módon lehet előrejelezni a modellszámítások eredményeit felhasználva, s figyelembe véve a helyi hatásokat. Például, ha nagy a nedvesség a légkör egy adott részén és a vertikális rétegződés nagyon instabil, akkor nagy valószínűséggel számíthatunk zivatarra.

A numerikus időjárás-előrejelzés összetett, folyamatos feladat, ami jó szervezethez, valamint magas színvonalú tudományos és technikai háttérrel igényel. E folyamat főbb lépései a mérés, az adatok asszimilációja, a modellfuttatás és az utófeldolgozás (13.2. ábra). A mérés során a légkör pillanatnyi állapotáról szerzünk információt. Az előrejelzés minőségét döntően befolyásolja a kezdeti állapot ismerete, ezért a méréseket a lehető legpontosabban kell végezni. A felszíni, műholdas és egyéb meteorológiai mérések azonban különböző területekre, esetleg nem is ugyanarra az időpontra állnak rendelkezésre. Ráadásul számos mérési hiba is előfordulhat. Ezért az adatok összegyűjtése után azokat ellenőrizni, rendszerezni kell, majd elő kell állítani a rácspontokra vonatkozó kezdeti értékeket. A mért adatokon kívül ehhez korábbi modellszámítások eredményeit is felhasználják. A kezdeti állapot meghatározásának előbb leírt folyamata az ún. adatasszimiláció. Ezután elkezdődhet az előrejelzés, vagyis a rácspontokon a hidrodinamikai egyenletrendszer közelítő megoldása. Az eredmény az állapotváltozók jövőbeni értéke lesz a

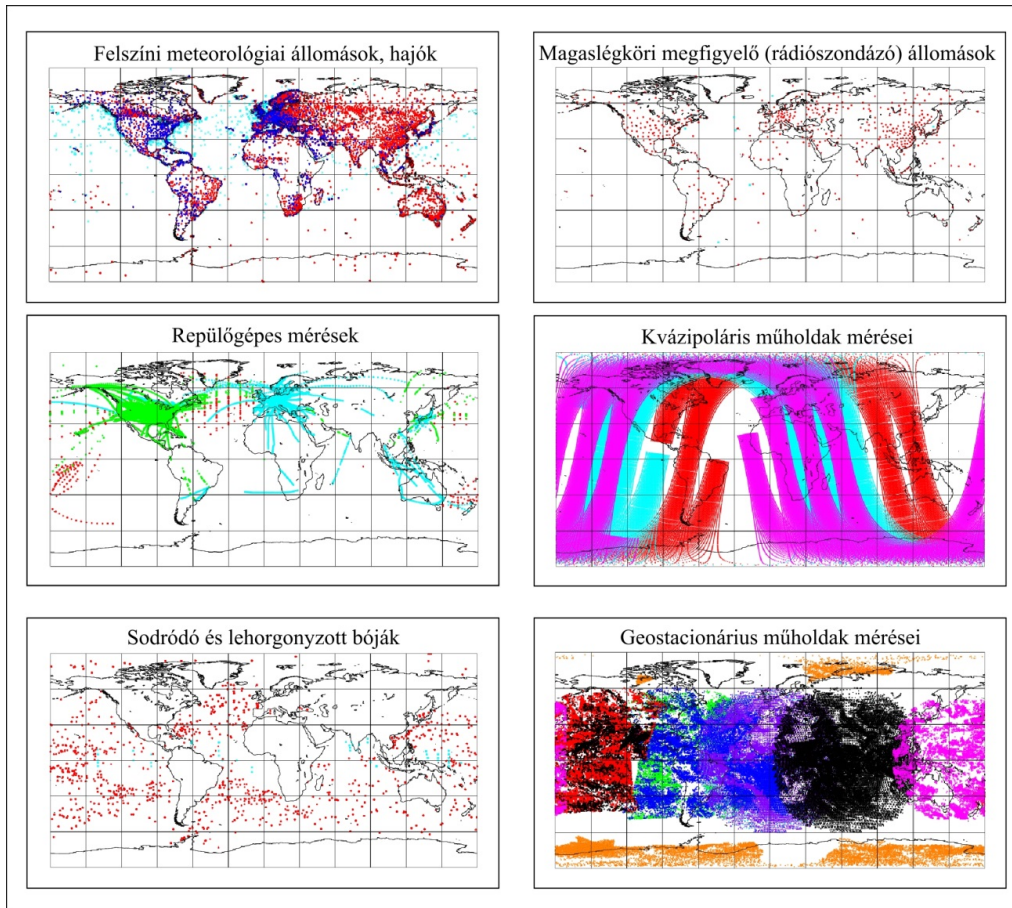
rácspontokra, amit az utófeldolgozás során térképeken jelenítenek meg, elemeznek, különböző mezőket származtatnak, illetve elkészítik a megrendeléseknek megfelelő előrejelzéseket.



13.2. ábra: Az időjárás előrejelzés folyamatábrája. A folyamat főbb lépései a mérés, az adatok asszimilációja, a modellfuttatás és az utófeldolgozás.

13.3. A kiindulási adatok

A modellszámításoknál használt egyenletek kezdeti adatait a Globális Adatgyűjtő Rendszer szolgáltatja. Az adatcsere a Meteorológiai Világszervezet Globális Távközlési Rendszerén keresztül történik (lásd 12. fejezet). Az adatok döntő hányada a felszíni meteorológiai főállomások információit tartalmazza. Ezek segítségével adhatók meg a felszíni rácspontok kezdeti értékei. A légkör magasabb szintjeire a rádiószondás felszállások eredményeit használják fel. A rádiószondás felszállások információi mintegy 200 km-es sugarú körben reprezentatívak. Ez a feltétel Európa és Észak-Amerika nagy részén teljesül, azonban számos olyan terület létezik a Földön, különösen az óceánok felett, mely térségekről jóval kevesebb információ áll rendelkezésre. A megoldást a műholdas megfigyelések jelentik. A műholdak segítségével – bár kissé pontatlanabban – a légkör azon területeire is megadható a meteorológiai állapotváltozók értéke, ahonnan nincs rádiószondás adat. A műholdas megfigyelésekkel a felhőrendszerek mozgása is jól nyomon követhető. A felhőrendszerek meghatározott időjárási képződményekhez kapcsolódnak, így mozgásuk, keletkezésük és felbomlásuk elengedhetetlen információ a modern időjárás-előrejelzés számára. Az időjárás pillanatnyi állapotának leírásához még a repülőgépeken, tengeri hajókon és bójákon végzett mérések is hozzájárulnak (13.3. ábra).

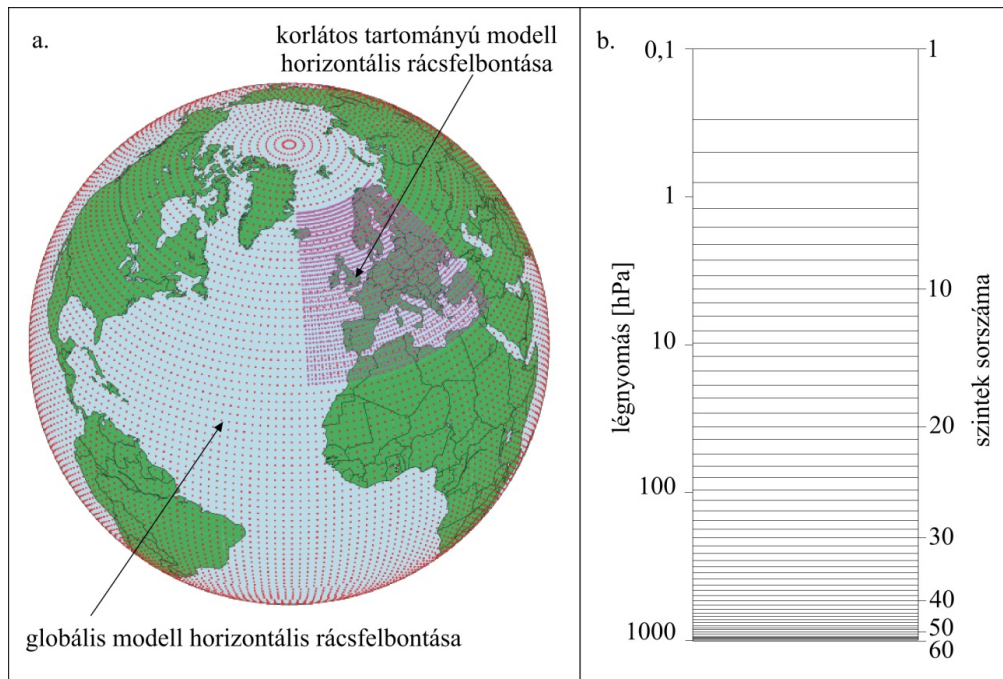


13.3. ábra: Meteorológiai adatok által biztosított területi lefedettség az időjárás-előrejelző modellek számára. Az időjárás előrejelzéséhez felszíni meteorológiai állomásokon, hajókon, sodródó és lehorgonyzott bóják, repülőgépeken, magaslégköri (rádiószonda) megfigyelések során, valamint a kvázipoláris és geostacionárius műholdak segítségével végzett mérések adatait használják fel.

13.4. A numerikus előrejelzés alapja – a légkör kormányzó egyenletei

A légkör pillanatnyi és előrejelzett állapotát fizikai törvények matematikai formába öntött egyenleteivel, az ún. hidro-termodinamikai egyenletrendszerrel adjuk meg. Ennek a prognosztikus egyenletrendszernek a segítségével, amennyiben ismerjük az időjárási elemek adott időpontban felvett értékeit, meghatározható azok jövőbeli értéke. A meghatározandó állapothatározók a szélsébség komponensei, a hőmérséklet, a nedvesség és a légnyomás.

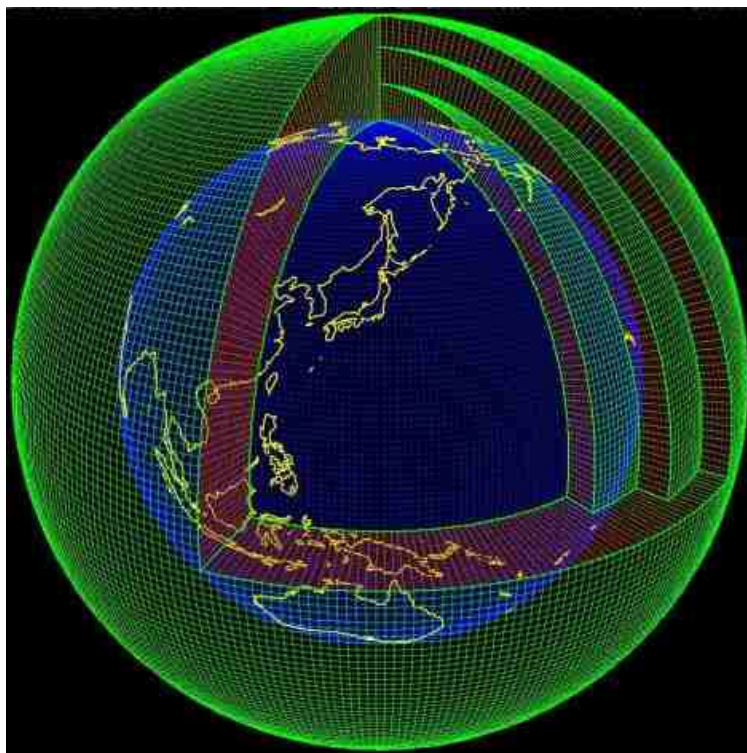
Az egyenletrendszer első egyenlete Newton második törvénye, mely azt írja le, hogy egy test mozgását a rá ható erők eredője határozza meg (lásd 5. fejezet). A mozgásegyenlet három egyenletből áll, hiszen a légköri mozgások háromdimenziósak. Így ezeket felbonthatjuk x, y és z irányú komponensekre. A mozgásrendszerek leírásánál az x irány Kelet, az y Észak, a z pedig a zenit (a sík felszínre merőleges, függőleges irány) felé mutat. Az egyes irányokba eső komponensek eredője határozza meg végül a tényleges szélirányt. Az energia megmaradását az ún. termodinamikai egyenlet, a tömegmegmaradást pedig a kontinuitási egyenlet fejezi ki. Az egyenletrendszert az ideális gáz egyenlete teszi teljessé.



13.4. ábra: Időjárás-előrejelző modell horizontális és vertikális rácsfelbontása. A korlátos tartományú modellek kisebb területre, de finomabb felbontásban készítenek előrejelzést, mint a globális modellek (a). A vertikális szintek száma az Országos Meteorológiai Szolgálatnál alkalmazott ALADIN előrejelzési modell esetén jelenleg 60 (b).

A vertikális felbontás a felszín felé közeledve sűrűsödik, mivel itt nagyobb a meteorológiai állapothatározók változékonysága. A modellek a domborzat hatását is figyelembe veszik.

A fenti hat egyenlet az időjárás-előrejelzés alapja. Ezeket az egyenleteket kell megoldani minden egyes rácspontra (13.4a. ábra, 13.5. ábra) az egész légkörre (GCM – General Circulation Model), vagy annak egy tartományára (LAM – Limited Area Model). A rácspontok számát a ráctávolság és a vertikális szintek száma határozza meg. A szintek általában sűrűbben helyezkednek el a légkör alsó tartományában, ahol az időjárási folyamatok jelentős része végbemegy. A horizontális felbontás a modellekben általában néhány 10 km-től néhány 100 km-ig terjed, a szintek száma pedig néhányszor 10 (13.4b. ábra).



13.5. ábra: A légkört lefedő rácshálózat térbeli képe

A probléma nagyságát illusztrálандó tekintsük a következő példát: Egy 60 km-es horizontális felbontású modell esetén a teljes földfelszín több mint 134 000 rácspont határoz meg. Mindez 31 szintre számolva már kb. 4 millió rácspontot tesz ki, mely a hat egyenlet alkalmazásával 24 millió ismeretlent és 24 millió egyenletet jelent. Ezt megoldva megkapjuk az eredményt a következő időlépcsőre, ami általában 4 perc. Ha hosszabb időlépcsőt választanánk, gyorsan növekvő hibák (ún. nemlineáris instabilitások) lépnének fel az előrejelzésben, s az eredmény már egy napra is használhatatlan lenne. Így egy napi előrejelzéshez a 24 millió egyenletet 4 perces időlépcső alkalmazásával 360-szor kell megoldani.

Ezt a nagymennyiségű számítást csak igen gyors szuperszámítógépek segítségével lehet elvégezni a rendelkezésre álló idő alatt. Ahhoz, hogy az előrejelzés időben elkészüljön, jóval gyorsabban kell számolni, mint ahogy a valós időjárási folyamatok alakulnak. Richardson 1922-ben egyrészt e feltételnek nem tudott eleget tenni, másrészt a kellő elméleti ismeretek híján nem tudta, hogy a választott ráctávolság és az időlépcső között meghatározott arálynak kell lennie ahhoz, hogy a kormányzó egyenletek véges különbséges közelítése reális eredményt szolgáltatson.

13.5. Az előrejelzések készítése

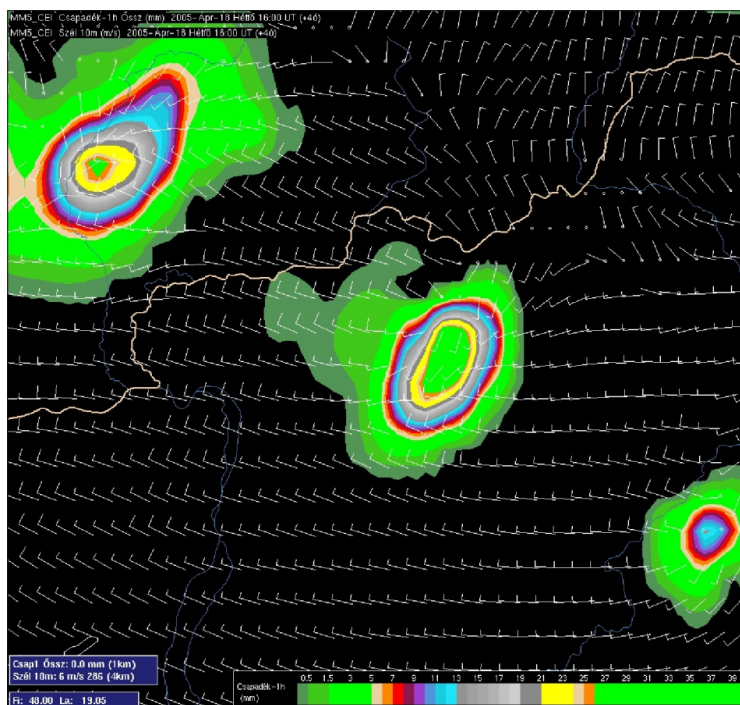
Egy-egy időjárás-előrejelzéshez több ezer ember gyors és szakszerű munkája, s széleskörű nemzetközi együttműködések szükségesek. A munka első fázisa a meteorológiai adatok begyűjtése. Az adatok ellenőrzése és rendszerezése után megkezdődik az információk analízise. Meteorológiai térképeket készítenek az aktuális időjárásról, valamint meghatározzák az előrejelzési modellek kezdeti értékeit. Ez különösen olyan helyeken nehéz, ahol nem áll rendelkezésre megfelelő mérési adat. Az egyes rácspontokra vonatkoztatott értékeket a lehető legpontosabban, objektív analízis segítségével kell meghatározni. Első lépésként elkészül az egyes meteorológiai állapothatározók (hőmérséklet, légnyomás, légnedvesség, szél) rácspontbeli értékeit tartalmazó kiindulási adatbázis. Majd megkezdődnek a modellszámítások, s hamarosan elkészül az egyes rácspontokra vonatkozó előrejelzett eredmény. A kezdeti időpont utáni 12, 24, 36 és 48 órára (középtávú előrejelzés esetén 72, 96, 120, 144 órára) minden egyes rácspontban megkapjuk az állapothatározók előrejelzett értékeit. Mivel az előrejelzés konkrét rácspontokra vonatkozik, azok környezetére ismét az objektív analízis technikáját használva készül az előrejelzés.

A térképes formában készülő előrejelzések az adatgyűjtés kezdete után hat órával már visszakerülnek a nemzeti meteorológiai központokba, ahol megkezdődik a helyi előrejelzés. Az előrejelzési térképek mellett az aktuális

időjárási helyzetet ábrázoló térképeket is előállítják. Ezek – hasonlóan a numerikus előrejelzések eredményeit ábrázoló térképekhez – az egyes meteorológiai elemek értékeinek eloszlását ábrázolják a felszínre vagy egy adott nyomási szintre. A felszíni mérések nyomásértékeit tengerszintre redukálják az összehasonlíthatóság érdekében. Ezután számítógép segítségével megrajzolják az azonos nyomási pontokat összekötő görbéket, az izobárokat. Az izobárok, a hőmérsékleti mező és egyéb meteorológiai elemek (csapadék, szél, borultság stb.) feltüntetésével elkészül a felszíni időjárási térkép. Az információk alapján megrajzolható a frontok feltételezett helyzete. Sok információt szolgáltatnak a rádiószondás mérések eredményei által kapott nyomási szintek (pl. 850, 500 hPa) magassági adatai (az ún. abszolút topográfiai térképek), vagy két nyomási szint közötti rétegvastagság geopotenciális méterben kifejezett értéke (relatív topográfiai térképek) is. Ez utóbbi esetben rendszerint az 500/1000 hPa-os nyomásszintek különbségét tüntetik fel. Az abszolút topográfiai térképeken megadják a szél irányát és sebességét, a hőmérsékletet és a nedvességet is. Az adatok analízise révén az egyes szinteken megjelennek a légköri képződmények: a magassági ciklonok és anticiklonok, a légköri hullámok, a nyomási teknők és gerincek.

Az előrejelzési munka utolsó stádiumában a helyi előrejelző, az emberi tapasztalaté a főszerep. A helyi hatásokat, természeti adottságokat jól ismerő előrejelző a modellszámítások eredményeire alapozva az eltelt néhány óra alatt beérkező újabb mérési adatokat is figyelembe véve végül a várható időjárási helyzet szubjektív előrejelzését készíti el. Ennek alapján meghatározza az egyes meteorológiai elemek konkrét várható értékét vagy annak valószínűségi intervallumait. A helyi viszonyok figyelembevétele nagyban javítja a regionális és a lokális előrejelzéseket. Az előrejelző szubjektív döntése olyan részleteket is figyelembe vesz, amire a numerikus módszerek nem képesek. Ugyanakkor magában rejt az emberi tévedés hibáját is. Ennek ellenére a munka eme utolsó stádiuma sok esetben a legfontosabb. Egy balatoni vihart például sokszor csakis a helyi ismeretek, s a sokéves tapasztalat birtokában lehet – részben szubjektív módszerrel – előrejelezni.

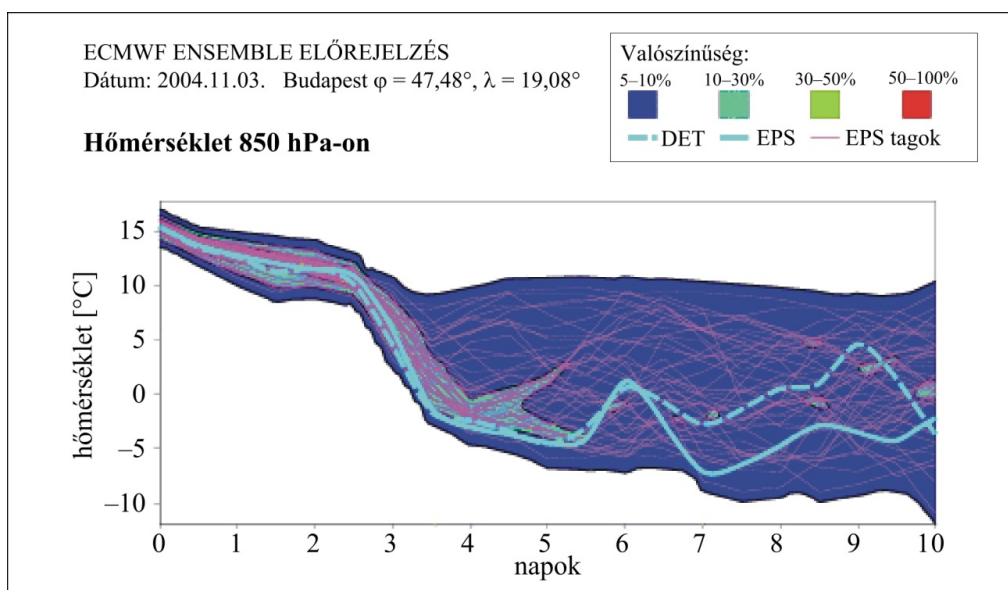
Érdemes megjegyezni, hogy az objektív számításokon alapuló szubjektív előrejelzési technikát is segíthetik matematikailag megalapozott módszerek. Mint láttuk, az előzőekben megismert modellezési technika számos fontos légköri állapotváltozót képes a légkör különböző függőleges szintjein jó közelítéssel becsülni viszonylag hosszú időtávra és ma már finom területi felbontással. Az időjárás azonban sokkal összetettebb dolog, mint néhány légköri állapotváltozó időbeli viselkedése. A modellek ugyanis egyáltalán nem, vagy csak erősen korlátozott mértékben képesek kezelni olyan lényeges meteorológiai paramétereket, mint például a köd, a csapadék halmazállapota vagy a napfénytartam, a napi minimum és maximum hőmérséklet stb. Az említett matematikai eljárás a következőképp foglalható össze. Archivált adatok alapján egy statisztikai kapcsolatot állítunk fel a becsülendő – s a légköri modell által nem előrejelzett – paraméter és a modell által kezelhető néhány kiválasztott paraméter (output) között. Ezután a statisztikai kapcsolatba a modell aktuális outputját behelyettesítve nyerhetünk előrejelzést a modell által nem képviselt időjárási paraméterekre nézve. A módszer MOS (Model Output Statistics) néven ismeretes.



13.6. ábra: A veszélyes időjárási jelenségek előrejelzésére használt MM5 modell által készített ultrarövid-távú előrejelzés. Az ábra középső részén a 2005. április 18-án a Mátrában heves esőzést okozó felhőrendszer látható. A 4 órás előrejelzés jól prognosztizálta a várható rendkívül nagy mennyiségű csapadékok.

Az időjárás-előrejelzéseket különböző időtartamokra készítik. Ez elsősorban a felhasználói igényektől függ. Bizonyos esetekben, például riasztásoknál, vészjelzés kiadásánál megfelelő információ a jelenlegi időjárási helyzet ismerete is. Ezt a célt szolgálják – elsősorban a közlekedés, azon belül is kiemelten a repülés számára készített – ún. nowcasting (0–3 órás) és ultrarövid-távú (3–12 órás) időjárás-előrejelzések is (13.6. ábra).

A legszélesebb körben a rövid távú (1–2 napos) előrejelzések iránt van igény. Az általában 24 vagy 36 órás időszakra készített előrejelzések viszonylag nagy pontossággal leírják a légköri folyamatok várható alakulását. A közép- (3–10 napos), valamint a hosszú távú (1 hónap) prognózisok már lényegesen nagyobb bizonytalansággal rendelkeznek.

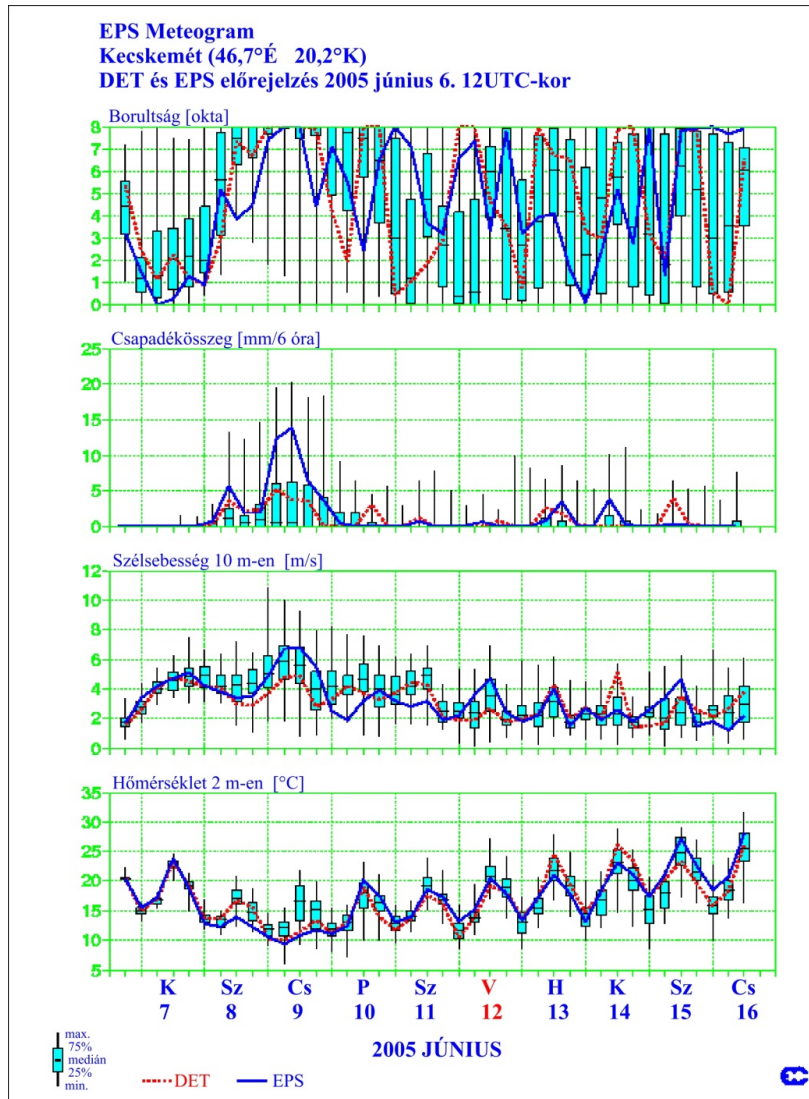


13.7. ábra: Az ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 850 hPa-os nyomási szintre vonatkozó hőmérsékleti előrejelzése Budapestre 2004. 11. 03-án. A szaggatott vonal a determinisztikus előrejelzés (DET) eredményét mutatja. A vastag vonal az ensemble-előrejelzés átlagát (EPS – Ensemble Prediction System), a vékony vonalak pedig az egyes, eltérő kezdeti feltételekkel történő futtatások eredményeit mutatják (EPS tagok).

A bemutatott időjárási helyzet esetén három nap múlva az előrejelzés már rendkívül bizonytalanává válik.

A determinisztikus előrejelzésnek határt szab az, hogy légkör és a benne zajló folyamatokat leíró egyenletek bonyolultsága miatt az előrejelzések rendkívül érzékenyek a kezdeti feltételekre. Ez azt jelenti, hogy a modellszámítások csak maximum egy-két hétig adnak megfelelő előrejelzést, és még a legtökéletesebb kezdeti feltételekkel sem lehet megmondani, hogy milyen lesz az időjárás egy hónap múlva. A kezdeti feltételek, valamint a modell bizonytalansága úgy vehető figyelembe, ha az előrejelzési modellt többször, ugyanarra a kezdeti időpontra vonatkozó, egymástól kisebb-nagyobb mértékben eltérő kezdeti feltétel megválasztásával futtatjuk. A különböző futtatások az előrejelzési időtartam növekedésével egyre eltérőbbek lesznek. Az eredményhalmazból (ensemble) egyrészt következtethetünk az egyes időjárási események bekövetkezési valószínűségére, másrészt az előrejelzések megbízhatósága alapján becsülhetjük az előrejelezhetőség időtartamát (13.7. ábra). A módszer hátránya, hogy jóval nagyobb számítási időt igényel, mintha csupán egyetlen előrejelzést készítenénk.

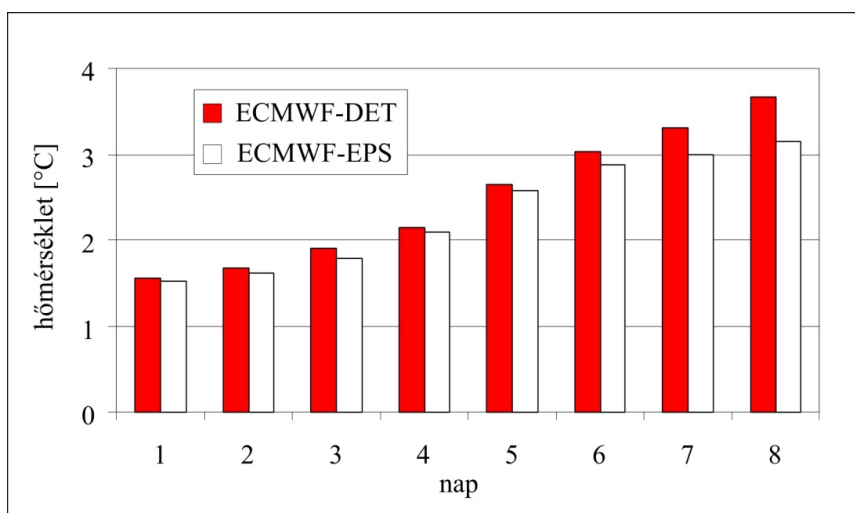
A modellfuttatások során előállnak a meteorológiai állapothatározók jövőbeli becsült értékei. A nyers modelleredmények az utófeldolgozás során válnak a meteorológusok és a felhasználók számára értelmezhetővé, közvetlenül felhasználhatóvá (13.8. ábra). Az eredményeket szabályos rácsra interpolálják, fizikai összefüggések alapján további meteorológiai paramétereket számítanak, illetve térképes formában is megjelenítik a meteorológiai mezők előrejelzett értékeit.



13.8. ábra: Az ECMWF által készített 10 napos előrejelzés Kecskemétre. Szaggatott vonal mutatja a determinisztikus, folytonos vonal az ensemble előrejelzést. A diagramokon az előrejelzett érték bizonytalanságát is feltüntetik.

13.6. Az előrejelzések megbízhatósága

Az előrejelzések megbízhatósága rendkívül összetett kérdés, s nem lehet általánosságban az előrejelzések megbízhatóságáról beszélni. Ha például az egyszerű, légköri tehetetlenségen alapuló előrejelzési elvet követnénk, mely szerint a holnapi nap időjárása szerintünk ugyanolyan napos lesz, mint a maié, akkor egészen más lenne az előrejelzésünk megbízhatósága a Szaharában, mint például Magyarországon. Hasonlóan, ha azt feltételezzük, hogy az egyes időjárási rendszerek megtartják vonulási irányukat és sebességüket, viszonylag jó előrejelzés készíthető 3 órára, viszont egészen rossz 3 napra. Az előrejelzésekre egyébként is igaz, hogy minél hosszabb időre készülnek, annál nagyobb pontatlanságokat tartalmaznak. A 13.9. ábra az ECMWF modell által előrejelzett hőmérséklet maximális hibáját mutatja. Látható, hogy a hiba az előrejelzési időtartam növekedésével gyorsan növekszik.



13.9. ábra: Az ECMWF modell hőmérséklet előrejelzésének maximális hibája a determinisztikus (DET) és az ensemble (EPS) előrejelzés esetén. Az ensemble módszer alkalmazásával javítható az előrejelzés pontossága.

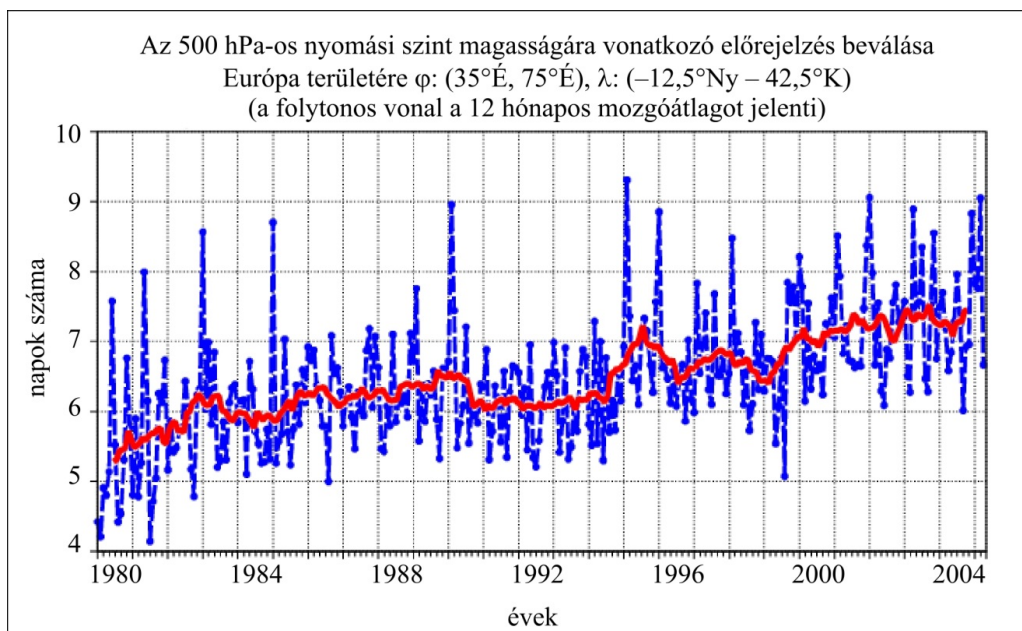
Az időjárás-előrejelzési folyamat leírásánál láttuk, hogy sok tényező okoz bizonytalanságot, pontatlanságot az előrejelzésekben. A legfontosabbak ezek közül: (1) némely területről nem rendelkezünk megfelelő meteorológiai információval, (2) nem ismerjük tökéletesen az időjárást alakító, légkörben lezajló folyamatokat, (3) a számítások során alkalmazott közelítések is pontatlanságot okoznak.

Ezen általános hiányosságokon túl az előrejelzési modell kezdeti feltételét reprezentáló időjárási helyzet bonyolultsága is befolyásolja az előrejelzés pontosságát. Vannak helyzetek, melyekből kiindulva rendkívül pontos előrejelzés készíthető, míg másokból olykor meglehetősen pontatlanok.

A modell számára megadott kezdeti feltételeknek a valóságos kezdeti meteorológiai mezőtől való kis eltérése az előrejelzés komoly hibáját okozhatja néhány nap múlva. Ez a hiba azonban egyszer nagyobb, máskor kisebb. A helyi tényezők szintén erősen befolyásolják az előrejelezhetőséget. Egyes területekre könnyebb, másokra nehezebb előrejelzést készíteni. Utóbbiak közé tartozik a Kárpát-medence is sajátos éghajlati adottságai miatt.

Az egyes meteorológiai állapothatározók tekintetében is nagy eltérés mutatkozik az előrejelzések pontosságában. A térben és időben folytonos állapothatározók, mint például a légnyomás vagy a hőmérséklet, általában kellő pontossággal becsülhetők. Sokkal nehezebb a helyzet azonban a térben és időben szakadozottan jelentkező jelenségek esetén. Ennek tipikus példái a csapadék, a zivatarvékenység vagy a köd előrejelzése. A csapadéknál külön vizsgálándó az egyszintencia, a mennyiség és a halmazállapot. Az is komoly nehézséget okoz, hogy gyakran nem országos és egész napra kiterjedő csapadék várható. Ilyenkor igen problematikus annak meghatározása, hogy az ország mely részen és mikor számítsunk a csapadéktevékenységre. Még nehezebb a feladat zivatar előrejelzésekor. Szinte lehetetlen annak meghatározása, hogy például egy meleg, fülledt nyári napon hol és mikor keletkezik zivatar. Lényegében csak arra szorítkozhat ilyenkor a meteorológus, hogy közli a zivatar kialakulására való hajlam esélyét. Hasonló helyzet áll elő köd esetén: tudjuk, hogy hűvös időben gyenge szél mellett, nagy nedvességtartalom esetén a köd előfordulása meglehetősen gyakori, de a domborzat is nagy szerepet játszhat. Egy völgy például a hajnali órákban jóval hidegebb és kevésbé szeles, mint a síkvidék vagy egy dombtető, következésképp a völgyekben inkább várhatunk ködöt.

Folyamatos az igény az előrejelzések megbízhatóságának növelésére. A számítástechnika fejlődésével, valamint a modellek finomítása révén egyre pontosabb előrejelzések készíthetők, melyek egyre hosszabb időtartamra vonatkozhatnak (13.10. ábra)



13.10. ábra: Az ECMWF modell bevétele változása 1980 és 2004 között. A megadott értékek azt jelentik, hogy az előrejelzett értékek egy bizonyos tartományon belül maradtak. A 24 éves időszakban a modelleredmények bevételeiben mintegy 2 napos javulás tapasztalható.

13.7. Hosszú távú időjárás-előrejelzés

Az időjárás pontos előrejelzésének határa néhány nap. Az ok a légköri mozgásrendszerek rendkívüli bonyolultsága. Szemléletesen úgy fogalmazhatunk, hogy egy idő után a légkör nem „emlékszik” a múltjára, azaz a numerikus modell kezdeti feltételeire. Többhetes, hónapos időszakra tehát már értelmetlen a modell alkalmazása, mivel használhatatlan eredményt produkál. Sok esetben mégis igény lehet hosszabb időszakra történő előrejelzésre. A rövid- (maximum néhány napra vonatkozó) és hosszú távú előrejelzések azonban lényegesen eltérnek egymástól. A távolrejelzések esetében csak jóval pontatlanabb, átfogóbb információ adható a légkör állapotáról. Nem lehetséges távlatilag az egyes napok időjárását megadni, ehelyett általában egy-egy időszak átlagos időjárásáról beszélhetünk. Csupán azt tudjuk megbecsülni, hogy a hőmérséklet vagy a csapadék az éghajlati átlag alatt, felett vagy annak megfelelően alakul. A hőmérséklet hosszú távú előrejelzése könnyebb feladat, mint a csapadéké. Különösen igaz ez a téli időszakban, amikor a kérdés még bonyolultabb. A közepes földrajzi szélességeken hosszú távra szinte lehetetlen előre jelezni, hogy télen a csapadék milyen halmazállapotban fog a felszínre érkezni. Éppen ezért ezek az előrejelzések csak annyit mondanak, hogy általában mennyi csapadék várható, arról nem szolgáltatnak közvetlen információt, hogy ez majd hó vagy eső formájában hullik-e, noha a hőmérséklet előrejelzéséből némiképp következtethetünk rá.

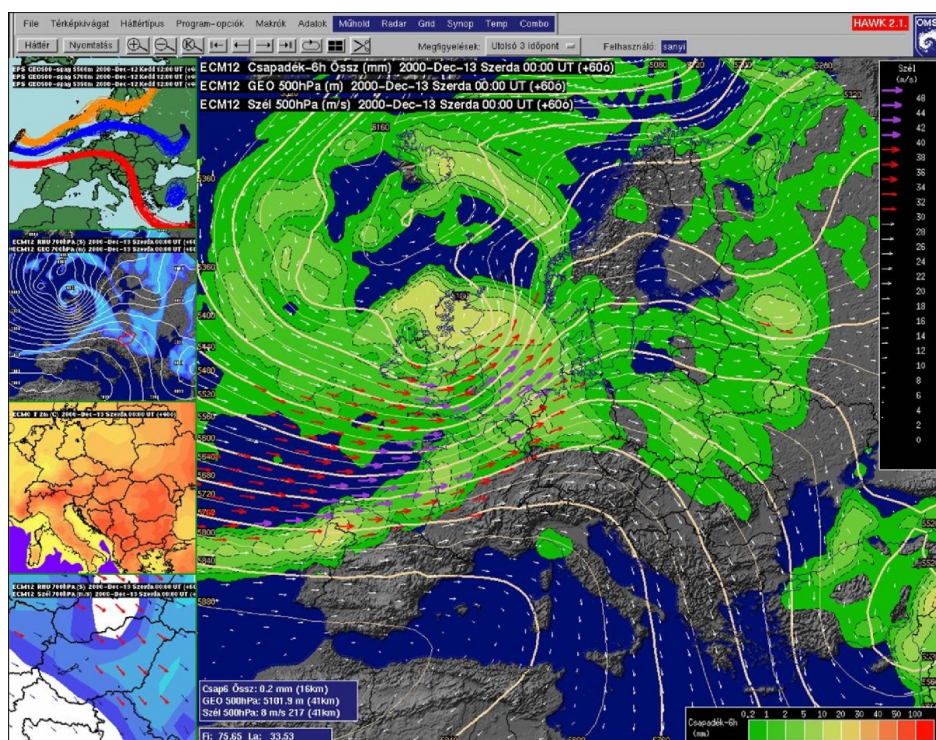
A fenti okok miatt gyakran a hosszú távú előrejelzések nem a fentiekben bemutatott numerikus modellekkel, hanem statisztikai eljárásokkal vagy éghajlati modellek produktumainak felhasználásával készülnek. Ezek a különböző meteorológiai változók között meglévő tér- és időbeli statisztikai kapcsolatot használják fel. Ennek egy egyszerű változata az ún. analógiás módszer volt. Lényege, hogy egy archívumból kikeressük az utóbbi időszak (pl. egy hónap) időjárásához leghasonlóbb, a múltban bekövetkezett hasonló hosszúságú időszak időjárását, majd az ezt követő időszak időjárását fogadjuk el aktuális prognózisként. Itt persze bizonyos összevonnásokat, egyszerűsítéseket teszünk annak érdekében, hogy ne az egyes napokra, hanem a szóban forgó időszak egészére nyerjünk prognózist. Fontos megemlíteni a hasonlóság értelmezésének problémáját, vagyis azt, mikor mondjuk, hogy a jelenlegi időszak időjárása jobban hasonlít az egyik múltbelihez, mint a másikhoz. A hosszú távú előrejelzések másik megközelítési módja a távkapcsolatok alkalmazása. Észrevették ugyanis, hogy bizonyos területek nagytérű és hosszú távú időjárása információt nyújt más területek és időszakok időjárásáról. E kapcsolatok regisztrálására és létük valóságának tesztelésére sokféle módszer ismeretes. A területi kapcsolatokban egyre nagyobb jelentőséget tulajdonítanak az óceánoknak. Az óceánok ugyanis nagy tehetetlenségűek és lassan változnak, így a bennük megfigyelhető területi hőmérséklet-eloszlás komoly hatást gyakorol tág környezetük hosszú távú időjárására. Az

utóbbi években egyre inkább a hosszú távú előrejelzések területén is az éghajlati modellbecslésekkel történő közelítés válik általánossá.

Annak ellenére, hogy a hosszú távú előrejelzések nem nyújtanak részletes információt, mégis van létjogosultságuk. A távelőrejelzés nem csupán az emberi kíváncsiság kiszolgálását célozza, a klimatológia terén is fontos szerepet játszik. Az egyik legjelentősebb alkalmazási terület az ENSO (El Niño – Déli Oszcilláció) előrejelzése. Mint láttuk, az ENSO rendkívül markáns jelenség, mely szinte a teljes trópusi, szubtrópusi övezetre hatással van. Előrejelzésére léteznek statisztikai és speciális numerikus modellek, sőt a meteorológiai műholdakkal nyomon követhető kifejlődésük, intenzitásuk, majd leépülésük. Így a többhónapos, sőt éves időskálán jelentkező szokatlan, olykor katasztrofális légköri események kialakulására való hajlam is becsülhető.

13.8. Az időjárás előrejelzése Magyarországon

A magyarországi időjárás előrejelzését megnehezíti, hogy hazánk három nagy éghajlati zóna határán fekszik. Így az időjárási folyamatokat kontinentális vagy óceáni, máskor mediterrán hatások, esetenként ezek együttese határozza meg. Nehezíti az előrejelzést az is, hogy hazánk egy viszonylag zárt medencében fekszik, és a környező hegységeknek az időjárási mozgásrendszerekre gyakorolt hatásai gyakran nehezen kiszámíthatók. A sikeres hazai előrejelzéshez szükség van a szinte egész Európában, s az Atlanti-óceán nagy részén uralkodó időjárás ismeretére. Az itt lezajló nagyléptékű légköri folyamatok alakítják ugyanis a Kárpát-medence időjárását is. Az előrejelzések pontosításához és a helyi hatások figyelembevételéhez a magyarországi megfigyelő hálózat mérései szolgáltatják az információt (lásd 12. fejezet). A hazai mérések lebonyolítását és az előrejelzések készítését az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) végzi. A rengeteg információ (különböző analízis és előrejelzett mezők, időjárási térképek) megjelenítésére meteorológiai munkaállomást használnak (13.11. ábra). A térképek egymásra helyezhetők, összehasonlíthatók, s közülük kiválaszthatók az éppen aktuális időjárás-előrejelzéshez szükséges információk. Ezen ismeretek birtokában az előrejelző meteorológus elkészíti a különböző időtartamra vonatkozó prognózisokat.



13.11. ábra: Meteorológiai munkaállomáson megjelenített időjárási térképek együttese. A térképek egymásra helyezhetők, összehasonlíthatók, s közülük kiválaszthatók az éppen aktuális időjárás-előrejelzéshez szükséges információk.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársai naponta kétszer frissítik a részletes rövid távú előrejelzést Magyarország területére, és általános információt adnak a várható európai időjárásról is. Magyarország területére

közép- és hosszú távú előrejelzéseket is készítenek. Ezeken kívül a különböző felhasználói igényeket kielégítve több speciális előrejelzési feladatot is ellát a hazai meteorológiai szolgálat: (1) a repülőgépek és a repülőterek számára néhány órás repülésmeteorológiai előrejelzéseket készít, (2) a Balaton, a Velencei-tó és a Tisza-tó térségére a nyári félévben vihar-előrejelzést készít, valamint működteti a riasztórendszert (13.12. ábra), (3) speciális előrejelzéseket készít az igényeknek megfelelően (pl. mezőgazdaság, szállítás, vízügy számára), (4) egyéb speciális adatokat közöl (például nyáron vízhőmérsékleti értékeket és az UV-B sugárzás intenzitását, télen a hóvastagságot).



13.12. ábra: Az Országos Meteorológiai Szolgálat tavi viharjelzése az interneten. Viharjelzés a Balaton nyugati, középső és keleti medencéjére, a Velencei-tóra és a Tisza-tóra. Forrás: <http://omsz.met.hu/>

14. fejezet - Felhőosztályozás

A felhők között megkülönböztetünk szokványos és különleges felhőket. A különleges felhők kialakulásuk módját, helyét vagy összetételüket tekintve eltérnek a szokványos felhőktől. Utóbbiak a troposzférában találhatóak és a légköri vízgőz tartalom kicsapódása révén jönnek létre. A légköri víz körforgását, a felhők kialakulását a 6. fejezetben mutattuk be.

E fejezetben a különleges felhőkről adunk rövid leírást, majd a szokványos felhőtípusokat mutatjuk be részletesen, melyet a felhő felismerési segédlet egészít ki.

14.1. Különleges felhők

A különleges felhők lehetnek különleges anyagúak, illetve különleges eredetűek. Különleges anyagú felhők a poláris sztratoszférikus felhők, az éjszakai világító felhők (poláris mezoszférikus felhők) és a vulkanikus felhők. Különleges eredetű felhők az antropogén gomolyok – melyek nagy tüzek, illetve ipari kibocsátó helyek felett alakulnak ki –, az antropogén cirruszok (kondenzcsíkok) és a vízesések felett keletkező felhők. Ezeket röviden egy-egy alfejezetben mutatjuk be.

14.1.1. Poláris sztratoszférikus felhők

A sarkvidéki tél során, a sarkvidéki terület körül áramló ún. poláris örvény területén különböző összetételű poláris sztratoszférikus felhők (angolul polar stratospheric clouds – PSC) keletkeznek a sztratoszféra 15 km és 25 km közötti rétegében. Ezeket a felhőket két csoportba sorolhatjuk. Az I. csoportba tartozó felhők -78 °C alatt alakulnak ki. Összetételük salétromsav, kénsav és vízjég keveréke ($\text{HNO}_3\text{-H}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$) vagy kondenzálódott salétromsav-trihidrát ($\text{NAT-HNO}_3\text{-3 H}_2\text{O}$). A II. csoportba tartozó felhők ritkábbak és kialakulásukhoz -88 °C -nál alacsonyabb hőmérséklet szükséges. E felhők kisméretű jégkristályokból állnak. A poláris sztratoszférikus felhők elsősorban az Antarktisz felett alakulnak ki, s jóval ritkábban figyelhetők meg az Arktikus sztratoszférában. Ennek oka, hogy az északi félgömb poláris sztratoszférája átlagosan 10 °C -kal melegebb, mint az Antarktisz feletti alsó sztratoszféra.

A poláris sztratoszférikus felhők – ún. heterogén kémiai reakciók során – fontos szerepet játszanak az ózonréteg elvékonyodásában, az ózon lebomlásában. Az ózonbontás elsősorban a déli félgömb poláris területei felett jelenik meg a tavaszi időszakban. Az északi sarkvidék fölött kevésbé általános ez a jelenség.

14.1.2. Éjszakai világító felhők

Az éjszakai világító felhők nagy magasságban (75–90 km magasan, a mezoszféra tartományában) megjelenő felhők, melyeket a horizont alatt lévő Nap sugarai világítanak meg. Vékony, cirruszra emlékeztető, kékes színű felhők. Korábban azt feltételezték, hogy finom kozmikus porból állnak. A mai elképzelés szerint e felhőkben nagyon apró vízjég kristályok tapadnak porszemcsékre, amik a horizont alatt lévő nap sugarait visszaverik. E csekély vízmennyiség a feltételezések szerint a troposzférából származhat vagy kémiai reakciók során keletkezik a mezoszférában. Egyes feltevések szerint az űrhajók hajtóműveiből is kerülhet víz a mezoszférába. A porrészecskék pedig meteorokból vagy vulkánkitörések révén juthatnak a légkör eme magasabb tartományába. Az éjszakai világító felhők elsősorban nyáron figyelhetők meg. Ritkán akár Magyarországon is előfordulhat ilyen típusú felhők felbukkanása. Legnagyobb eséllyel egy–másfél órával naplemente után, vagy napkelte előtt észlelhetők.

14.1.3. Vulkanikus felhők

Vulkánkitörés alkalmával nagy mennyiségű gáz és aeroszol részecske jut a légkörbe. E gázok és részecskék egy-egy nagyobb kitörés alkalmával a sztratoszféráig is eljutnak, ahol hosszabb ideig, akár néhány évig kifejthetik hatásukat. A vulkáni felhők jelentősen befolyásolják a légkör sugárzásháztartását és különböző légköroptikai jelenségeket is előidézhetnek.

14.1.4. Antropogén gomolyfelhők

Az antropogén gomolyfelhők valamilyen emberi tevékenység hatására képződő kumulusz felhők. Lehetnek egészen kicsinyek, de viszonylag nagyobbra is megnövekedhetnek és akár csapadék is hullhat belőlük. Keletkezésük során valamilyen antropogén hőhatás elősegíti a feláramlást, továbbá jelentős kondenzációs mag is jut a légkörbe, ami kedvez a felhőképződésnek. Az antropogén gomolyok lehetnek ipari eredetűek vagy kialakulhatnak nagy tüzek felett is.

14.1.5. Antropogén cirruszok

A repülőgépek nagy mennyiségű aeroszol részecskét és vízpárát juttatnak a légkörbe. E vízgőz a repülési magasságban tapasztalható nagyon alacsony hőmérsékleten ($-40 - -50\text{ }^{\circ}\text{C}$) gyorsan kondenzálódik, hiszen ilyen alacsony értékek mellett a légkör rendkívül hamar telítetté válik. Antropogén cirruszoknak valójában ezeket a kialakult kondenzcsíkokat nevezzük. E vékony felhők az időjárási helyzet függvényében hosszabb ideig is fennmaradhatnak, s ezzel befolyásolják mind a bejövő, mind a kimenő sugárzást.

14.1.6. Vízesések felett kialakuló felhők

Nagyobb vízesések felett is létrejöhetnek kisebb felhők a légkörbe porlasztott jelentős vízpára révén. Ezeknek a felhőknek időjárás alakító szerepük nincs.

14.2. A felhők osztályozása

14.2.1. Történeti áttekintés

Az első felhőosztályozást több mint 200 éve, 1802-ben publikálta a francia Jean-Baptiste Lamarck (1744–1829) az általa szerkesztett Meteorológiai Évkönyvben (Annuaire Météorologique No. 3 pour l'an X. –1801–02). Lamarck természettudós volt, az evolúció elméletben Darwin előfutárának tekintik, botanikai és zoológiai tanulmányai mellett meteorológiával is foglalkozott. Osztályozásában eleinte öt alaptípust különböztetett meg, később ezeket 12-re bővítette. Nem törekedett arra, hogy az összes lehetséges felhőtípust rendszerbe foglalja, csupán tipikus formák alapján osztályozta a felhőket (pl. fátyol, fehér-szürke foltos, csoportos). Osztályozása azonban nem terjedt el. Részben azért, mert nem a megszokott latin terminológiát használta, hanem a felhőket franciául nevezte meg. Részben pedig azért, mert összetett, sokszor nem egyértelmű besorolást alkalmazott.

1802 decemberében az angol Luke Howard egy másik felhőosztályozást mutatott be, „On the modifications of clouds” címmel. A vegyész Howard amatőr meteorológusként bevezette a máig használatos „cirrus”, „stratus” és „cumulus” fogalmakat. E három alapvető osztály kombinálásával megkísérelte az összes felhő rendszerbe foglalását. Howard hét alaptípust különített el. Munkája gyorsan terjedt, francia és német nyelvre is lefordították. A felhőosztályozás Johann Wolfgang von Goethe-t is megihlette, és 1820-ban néhány verset írt a felhőkről Stratus, Cumulus, Cirrus és Nimbus címmel. John Constable, angol romantikus festő szintén segítette Howard osztályozása felhőket ábrázoló festményei elkészítésében (1821–1822).

Az 1800-as években Howard munkáját folyamatosan fejlesztették. 1840-ben Ludwig Kaemtz, német meteorológus kiegészítette a felhőtípusokat a stratocumulus-szal. Emilien Renou, francia obszervatórium-igazgató 1855-ben az osztályozást tovább bővítette: az alacsony- és magasszintű felhők mellett bevezetette a középszintű felhőket. 1879-ben Hugo Hildebrand Hildebrandsson, az Uppsalai Obszervatórium igazgatója a felhők magasságát átfogóan figyelembevevő osztályozást készített és mindehhez már fényképeket is mellékel.

A rendszerezés egyre inkább elfogadottá vált. Az 1891-ben, Münchenben megtartott nemzetközi meteorológiai konferencián egy bizottságot hoztak létre a nemzetközi felhőatlasz elkészítése céljából. E bizottság 300 felhőfénykép és rajz közül választotta ki azt a 28 képet, mely végül a felhőatlaszba került. Az atlaszt 1896-an H. Hildebrandsson, A. Riggenbach és L. Teisserenc de Bort készítették el, s a képeket ellátták francia, angol és német magyarázó szövegekkel is.

A felhők nemzetközi hálózatban, egységes rendszerben történő megfigyelése nagy lépést jelentett a meteorológia fejlődésében. Később, az alkalmazás során felmerült problémák, illetve az egyre gyakoribb repülőgépes felszállások

során megjelent újfajta megfigyelési lehetőségek a XX. század első felében indokoltá tették a felhőatlasz megújítását. Az új, módosított felhőatlasz 1932-ben készült el. Végleges formát 1956-ban öltött a ma is használatos felhőosztályozás. A Meteorológiai Világszervezet által Párizsban kiadott nemzetközi felhőatlasz 224 fekete-fehér ábrán mutatja be a felhőket részletes magyarázattal. A korábbi verzióhoz képest a felhőket fajokra, fajtákra és változatokra osztották. A korábban használatos „égkép”-típusokat megszüntették. A felhőkönyvben alkalmazott rövidítések szigorú rendszert alkotnak. Eszerint a felhőfajok nevét nagybetűvel kezdődő betűpárok jelölik (pl. Ci, Cu stb.), a felhőfajták, illetve járulékos képződmények nevei három, a változatok rövidítései pedig két kisbetűből állnak.

14.2.2. A felhőtípusok

A felhők folyamatosan változnak, alakulnak, fejlődnek. A különböző formák végtelen változatosságot mutatnak. Ugyanakkor sajátos stílusjegyek, szerkezeti, formai különbségek alapján lehetőség nyílik arra, hogy véges számú csoportba soroljuk őket. E rendszerben a felhőket fajok, fajták és változatok szerint csoportosítjuk.

14.2.2.1. A felhőfajok

A felhőosztályozás tíz alaptípusból indul ki. Ezek az alaptípusok a felhőfajok, melyek kölcsönösen kizárják egymást, vagyis egy felhő egyszerre nem tartozhat két fajhoz. Az osztályozás alapja a felhőnek a légkörben (a troposzférában) elfoglalt helye alapján történik. Eszerint megkülönböztetünk magas-, közép-, és alacsonyszintű felhőket (lásd 6. fejezet). A magasszintű, középszintű és alacsonyszintű felhőfajok részletes bemutatását rendre a 14.1., 14.2. és 14.3. táblázatok tartalmazzák. A táblázatokban a felhők latin és magyar neve mellett megadtuk a részletes leírásukat, a felhőfajhoz kapcsolódó formákat, a felhők fizikai összetételét, valamint azt, hogy az adott felhőfajból hullhat-e csapadék.

14.1. táblázat: Magasszintű felhők. Elhelyezkedésük általában 6-7000 méter fölött

Név (latin név, rövidítés, magyar név)	Leírás (illusztráció)	Fizikai összetétel	Csapadék
Cirrus (Ci) pehelyfelhő	Széttagolt felhők, fehér, finom rostokból, vagy fehér, vagy túlnyomóan fehér foltokból, keskeny szalagokból összetéve, a felhők rostos vagy selymes külsőt mutatnak, áttetszők. (14.1. ábra)	apró jégkristályok	nem ad csapadékot
Cirrocumulus (Cc) magasszintű gomolyfelhő, (báránfelhő)	Vékony, fehér, önálló árnyék nélküli felhőpadok, felhőlepel vagy felhőréteg, amely igen kis szemcsés, fodroszerű elemekből áll. Ezek az elemek egybeolvadhatnak, vagy elkülönülhetnek egymástól, és többé-kevésbé szabályos elrendeződést mutatnak. (14.2. ábra)	jégkristályok	nem ad csapadékot
Cirrostratus (Cs) magasszintű rétegfelhő (fátyolfelhő)	Áttetsző, fehéres felhőfátyol, szerkezete rostos, fonalas vagy sima, részben vagy egészben eltakarja az eget és általában halo-jelenséget (Nap, illetve Hold körüli gyűrű) mutat. (14.3. ábra)	jégkristályok	nem ad csapadékot

14.2. táblázat: Középszintű felhők. Elhelyezkedésük nagyjából 2000 és 6000 méter között

Név	Leírás	Fizikai összetétel	Csapadék
-----	--------	--------------------	----------

(latin név, rövidítés, magyar név)			
Alto cumulus (Ac) középszintű gomolyfelhő (párnafelhő)	Fehér, szürke vagy fehéres és szürkés árnyalatokat mutató felhőpadok, felhőtakarók vagy felhőrétegek általában önárnyékkal. Elemei lehetnek lemezek, párnák, hengerek stb. Ezek egy része lehet rostos vagy zilált, egymással összeolvadhatnak, de el is különülhetnek. (14.4. ábra)	vízcseppek, alacsony hőmérsékleten jégkristályok	nem ad csapadékot
Alto stratus (As) középszintű rétegfelhő (lepfelhő)	Szürkés vagy kékes felhőlepel, vagy csíkos, rostos vagy sima réteg. Részben vagy egészben borítja az eget, és egyes részein elég sűrű ahhoz, hogy a Napot vagy a Holdat elhomályosítsa. (14.5. ábra)	vízcseppek, jégkristályok, hópelyhek, túlhűlt víz cseppek	eső, hó, dara hullhat belőle

14.3. táblázat: Alacsonyszintű felhők. Elhelyezkedésük nagyjából 2000 méter alatt

Név (latin név, rövidítés, magyar név)	Leírás	Fizikai összetétel	Csapadék
Stratus (St) rétegfelhő	Általában szürkés színű felhő, elég egyenletes felhőalappal. Ha a Nap átsüt a felhőn, a napkorong körvonalai felismerhetők. A felhő olykor tépett darabokra esik szét. (14.6. ábra)	kis vízcseppek vagy kis jégkristályok	szitálás, jégtű vagy szemcsés hó hullhat belőle
Stratocumulus (Sc) réteges gomolyfelhő	Szürke vagy fehéres árnyalatú felhőpad, felhőtakaró vagy felhőréteg, majdnem mindig meglehetősen sötét részekkel, mozaikszerűen összetett elemekből, párnákból, hengerekből áll, amelyek nem rostosak. Az elemek elkülönülhetnek vagy egybe is olvadhatnak. (14.7. ábra)	vízcseppek, hókristályok, hópelyhek, hódara	eső, hó vagy dara hullhat belőle
Cumulus (Cu) gomolyfelhő	Különálló felhők, általában sűrűek és éles körvonalúak, domb, kupola vagy torony alakúak, és feldudorodó részük gyakran karfiolra emlékeztet. Napsütötte felső részük ragyogóan fehér, míg alapjuk viszonylag sötét és közel vízszintes. (14.8. ábra)	főleg vízcseppek, alacsony hőmérsékleten jégkristályok	závorszerű csapadék (congestus, esetleg mediocris esetén)
Vertikális felépítésű felhők (alapjuk szempontjából alacsonyszintű felhők)			
Nimbostratus (Ns) esőrétegfelhő	Szürke, gyakran igen sötét felhőréteg, a folyamatosan hulló eső vagy hó miatt erősen elkent alappal. A csapadék a legtöbb esetben eléri a talajt. A felhő olyan vastag, hogy teljesen eltünteti a Napot. Alatta gyakran jelennek meg tépett foszlányok. (14.9. ábra)	vízcseppek, túlhűlt cseppek, hókristályok, hópelyhek	eső, hó vagy dara
Cumulonimbus	Vastag, sűrű felhő, tetemes vertikális kiterjedéssel. Alakja oldalról hegységre vagy hatalmas tornyokra	vízcseppek, túlhűlt cseppek, jégkristályok,	zápor, hózápor, dara, jégeső

(Cb) zivatarfelhő	emlékeztet. Felső részein sima, rostos vagy barázdált képződmények figyelhetők meg, és csúcsa majdnem mindig lelapított, gyakran üllő vagy hatalmas tollpohár formában terül szét. Alapja rendszerint igen sötét, és alatta gyakran figyelhetők meg alacsony, tépett felhők. A felhőalapról sokszor jól megfigyelhető csapadéksáv ereszkedik alá. Villámlás, dörgés és jégeső csak Cumulonimbus felhőben alakul ki. (14.10. ábra)	hópelyhek, dara, jégszemek	
----------------------	---	----------------------------	--

14.2.2.2. Felhőfajták

A legtöbb felhőfaj fajtákra osztható. E felosztás a felhő alakja és belső szerkezete alapján történik. Egy felhőfajon belül a fajták is kölcsönösen kizárják egymást, vagyis egy adott felhő egyszerre csak egy fajta nevét kaphatja. A különböző fajtákat és azok felhőfajokhoz való kapcsolódási lehetőségeit a 14.4. táblázat mutatja.

14.4. táblázat: Felhőfajták. A felhőfajták latin neve, rövidítése, leírása és azon felhőfajok jelölése, melyekre alkalmazhatók.

Felhőfajta	Röv.	Leírás	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
fibratus	fib	fonalas, rostos	X		X							
uncinus	unc	horgas, kampós	X									
spissatus	spi	vastag, megvastagodott	X									
castellanus	cas	tornyos, várszerű	X	X		X			X			
floccus	flo	pihés, bolyhos, bóbítás	X	X		X						
stratiformis	str	réteges alakú		X		X			X			
nebulosus	neb	ködös, ködszerű			X					X		
lenticularis	len	lencse alakú		X		X			X			
fractus	fra	szakadozott, tépett								X	X	
humilis	hum	kicsi, alacsony									X	
mediocris	med	közepes									X	
congestus	con	felhalmozott, tornyozott									X	
calvus	cal	kopasz										X
capillatus	cap	hajas										X

14.2.2.3. Változatok

A felhők bizonyos sajátosságok alapján tovább tagolhatók változatokra. E tulajdonságok a felhők makroszkopikus tulajdonságaira, elrendeződési formáira vagy átlátszóságára utalnak. A különböző változatokat a 14.5. táblázat sorolja fel. Egy adott változat több felhőhöz is kapcsolódhat. Ugyanakkor egy felhőre egyszerre több változat is jellemző lehet. Ekkor az összes változatnevet felsorolják.

14.5. táblázat: Felhőváltozatok. A felhőváltozatok latin neve, rövidítése és rövid leírása.

Változat	Röv.	Leírás
intortus	in	elcsavart, elfordított, összekuszált

vertebratus	ve	gerincvonalas
undulatus	un	hullámos
radiatus	ra	sugaras
lacunosus	la	barázdált, árkolt, üreges, lyukas
duplicatus	du	megkettőzött, ismételt
translucidus	tr	áttetsző, átlátszó
perlucidus	pe	fényáteresztő
opacus	op	árnyékos, vastag, sűrű

14.2.2.4. Járulékos képződmények és kísérőfelhők

Gyakran nem elegendő egy adott felhő pontos, teljes leírásához a faj, fajta és változat megnevezése. A felhő bármely részén, illetve felette vagy alatta is előfordulhatnak a felhőhöz kapcsolódóan sajátos képződmények, másodlagos felhőalakzatok. Ezeket járulékos felhőknek, illetve kísérőfelhőknek nevezzük.

Egy felhő akár több, különböző járulékos képződményt, illetve kísérőfelhőt is kialakíthat. A járulékos képződményeket és kísérőfelhőket a 14.6. táblázat foglalja össze.

14.6. táblázat: Járulékos képződmények és kísérőfelhők

Járulékos képződmény, illetve kísérőfelhő	Röv.	Leírás
incus	inc	üllő
mamma	mam	kebel
virga	vir	vessző, ág
praecipitatio	pra	esés, hullás
arcus	arc	ív, boltozat
tuba	tub	cső, tölcser, kürtő, csatorna
pileus	pil	sapka
velum	vel	vitorla, lebeny
pannus	pan	rongy, foszlány

14.2.2.5. Transzformációs folyamatok

A felhők nem csak közvetlen kicsapódással jöhetnek létre a korábban felhőmentes levegő páratartalmából, hanem egy már létező felhőből is átalakulhatnak egy másik formába. Az átalakulás lehet részleges vagy teljes (14.7. táblázat).

Részleges átalakulás során a felhő egy bizonyos része indul önálló fejlődésnek, és idővel egy másik felhőfaj sajátosságait kezdi mutatni. E folyamatot figyelemmel kísérve megnevezhető annak a felhőfajnak a neve is, melyből kialakult. Részleges átalakulás során a „genitus” toldalékot használjuk.

Ha egy felhő teljes egészben vagy legnagyobb részben átalakul, akkor az új felhő nevében „mutatus” toldalékkal jelöljük, hogy milyen fajtából történt az átalakulás.

14.7. táblázat: Részleges (genitus) és teljes (mutatus) transzformációval létrejövő felhők

Genitus		Mutatus	
Megnevezés	Rövidítés	Megnevezés	Rövidítés
cirrocumulogenitus	ccgen	cirromutatus	cimut
altocumulogenitus	acgen	cirrocumulomutatus	ccmut

altostratogenitus	asgen	cirrostratmutatus	csmut
nimbostratogenitus	nsgen	altostratmutatus	asmut
cumulogenitus	cugen	nimbostratmutatus	nsmut
cumulonimbogenitus	cbgen	stratocumulomutatus	scmut
		stratmutatus	stmut
		cumulomutatus	cumut

14.2.2.6. A felhőosztályozás rendszere

Az egyes felhőfajokat, azok lehetséges fajtáit, változatait, járulékos képződményeit és kísérőfelhőit, valamint transzformációit a 14.8. táblázat foglalja össze.

14.8. táblázat: A felhőosztályozás rendszere. Felhőfajok, valamint a lehetséges fajták, változatok, járulékos képződmények, kísérőfelhők és transzformációk. A fajták, változatok, járulékos képződmények és kísérőfelhők előfordulásuk gyakoriságának sorrendjében vannak feltüntetve.

A felhőosztályozás rendszere					
Faj	Fajta	Változat	Járulékos képződmények és kísérőfelhők	Milyen fajokból jöhetnek létre	
				részleges (genitus)	teljes (mutatus)
				transzformációval	
Cirrus	- fibratus - uncinus - spissatus - castellanus - floccus	- intortus - radiatus - vertebratus - duplicatus	- mamma	- Cirrocumulus - Altocumulus - Cumulonimbus	- Cirrostratus
Cirrocumulus	- stratiformis - lenticularis - castellanus - floccus	- undulatus - lacunosus	- virga - mamma	-	- Cirrus - Cirrostratus - Altocumulus
Cirrostratus	- fibratus - nebulosus	- duplicatus - undulatus	-	- Cirrocumulus - Cumulonimbus	- Cirrus - Cirrocumulus - Altocumulus
Altocumulus	- stratiformis - lenticularis - castellanus - floccus	- translucidus - perlucidus - opacus - duplicatus - undulatus - radiatus	- virga - mamma	- Cumulus - Cumulonimbus	- Cirrocumulus - Altostratus - Nimbostratus - Stratocumulus

		- lacunosus			
Altostratus	-	- translucidus - opacus - duplicatus - undulatus - radiatus	- virga - praecipitatio - pannus - mamma	- Altocumulus - Cumulonimbus	- Cirrostratus - Nimbostratus
Nimbostratus	-	-	- praecipitatio - virga	- Cumulus - Cumulonimbus	- Altocumulus - Altostratus - Stratocumulus
Stratocumulus	- stratiformis - lenticularis - castellanus	- translucidus - perlucidus - opacus - duplicatus - undulatus - radiatus - lacunosus	- mamma - virga - praecipitatio	- Altostratus - Nimbostratus - Cumulus - Cumulonimbus	- Altocumulus - Nimbostratus - Stratus
Stratus	- nebulosus - fractus	- opacus - translucidus - undulatus	- praecipitatio	- Nimbostratus - Cumulus - Cumulonimbus	- Stratocumulus
Cumulus	- humilis - mediocris - congestus - fractus	- radiatus	- pileus - velum - virga - praecipitatio - arcus - pannus - tuba	- Altocumulus - Stratocumulus	- Stratocumulus - Stratus
Cumulonimbus	- calvus - capellatus	-	- praecipitatio - virga - pannus - incus - mamma - pileus - velum-	- Altocumulus - Altostratus - Nimbostratus - Stratocumulus - Cumulus	- Cumulus

			- arcus		
			- tuba		

14.3. Az égkép kódolása

A felhőzet felszíni megfigyelése a meteorológiai főállomásokon történik. Itt az észlelő a felhőosztályozás alapján egy megadott kódrendszer segítségével meghatározza az égbolton található alacsony-, közép- és magasszintű felhőket. Az égkép kódolását mindhárom felhőszintre (alacsonyszintű – C_L , középszintű – C_M , magasszintű – C_H felhőzet) elvégzi. A kódokat az ún. SYNOP táviratokban, a kódokhoz kapcsolódó szimbólumokat pedig az időjárási térképek rajzolásakor használják. Ha az adott szinten nincs felhő, akkor a kód 0, ha nem látjuk, akkor X. (Más táviratokban, pl. a repülésmeteorológiában használt METAR táviratban eltérő kódolási rendszert alkalmaznak, de azt itt nem részletezzük.)

Az egyes kódoknak megfelelő égképeket az alacsonyszintű, középszintű és magasszintű felhőkre rendre a 14.9., 14.10. és 14.11. táblázatok mutatják.

14.9. táblázat: Az égkép (alacsonyszintű felhőzet) kódolása időjárási táviratokban

Kód	Leírás
$C_L = 0$	Nincsenek alacsony felhők
$C_L = 1$	Cumulus humilis vagy nem rosszidó típusú Cumulus fractus külön-külön vagy egyidejűleg
$C_L = 2$	Cumulus mediocris vagy congestus; felléphet mellette Cumulus fractus, humilis vagy Stratocumulus, de a felhőalapok ugyanabban a szintben vannak
$C_L = 3$	Cumulonimbus calvus, esetleg Cumulus, Stratocumulus vagy Stratus egyidejű jelenlétével
$C_L = 4$	Stratocumulus cumulogenitus
$C_L = 5$	Stratocumulus, de nem Stratocumulus cumulogenitus
$C_L = 6$	Stratus nebulosus vagy nem rosszidó-felhő típusú Stratus fractus vagy mindkettő
$C_L = 7$	Rosszidó-típusú Stratus fractus vagy Cumulus fractus (pannus), rendszerint Altostratus vagy Nimbostratus réteg alatt
$C_L = 8$	Cumulus és nem gomolyok szétterüléséből származó Stratocumulus cumulogenitus, különböző szintben elhelyezkedő felhőalappal
$C_L = 9$	Cumulonimbus capellatus (gyakran üllő formációval); egyidejűleg jelen lehet Cumulonimbus calvus, Cumulus, Stratocumulus, Stratus vagy pannus
$C_L = X$	Alacsonyszintű felhők kód, homok- vagy porvihar stb. miatt nem láthatók

14.10. táblázat: Az égkép (középszintű felhőzet) kódolása időjárási táviratokban

Kód	Leírás
$C_M = 0$	Nincsenek középmagas felhők
$C_M = 1$	Altostratus translucidus
$C_M = 2$	Altostratus opacus vagy Nimbostratus.
$C_M = 3$	Egyrétegű Altocumulus translucidus
$C_M = 4$	Általában a lenticularis fajtához tartozó Altocumulus padok, alakjuk folytonosan változik és elhelyezkedhetnek egy vagy több szintben
$C_M = 5$	Párhuzamos sávokban elhelyezkedő Altocumulus translucidus; vagy olyan egy vagy több rétegben elhelyezkedő Altocumulus translucidus vagy opacus, amely fokozatosan vonul fel az égre; az Altocumulus felhőzet egészében általában vastagodik
$C_M = 6$	Altocumulus cumulogenitus (vagy cumulonimbogenitus)

$C_M = 7$	Két vagy több rétegben elhelyezkedő Altocumulus translucidus vagy opacus; vagy egyrétegű, de nem felvonuló jellegű Altocumulus opacus; vagy Altocumulus Altostratus felhőzettel vagy Nimbostratus felhőzettel
$C_M = 8$	Altocumulus castellanus vagy floccus
$C_M = 9$	Kaotikus égbé, zavaros szerkezetű és elrendeződésű, általában több szintben elhelyezkedő Altocumulus felhőzettel
$C_M = X$	Köd, por- vagy homokvihar stb., vagy folytonos alacsony felhőréteg miatt a közép magas felhőzet nem látható

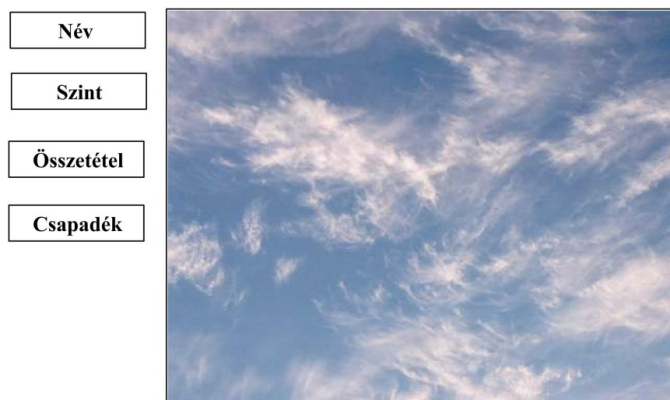
14.11. táblázat: Az égbé (magasszintű felhőzet) kódolása időjárási táviratokban

Kód	Leírás
$C_H = 0$	Nincsenek magas szintű felhők
$C_H = 1$	Cirrus fibratus (esetleg uncinus), nem felvonuló jellegű
$C_H = 2$	Padok vagy zilált kékék formáját öltő Cirrus spissatus; mennyisége általában nem növekszik és gyakran Cumulonimbus-üllő maradványaira emlékeztet; vagy Cirrus castellanus, vagy floccus
$C_H = 3$	Cirrus spissatus cumulonimbogenitus
$C_H = 4$	Fokozatosan felvonuló Cirrus uncinus vagy fibratus, esetleg a két fajta együtt; a magas szintű felhőzet egészében vastagodó jellegű
$C_H = 5$	Gyakran sávokba rendeződő Cirrostratus vagy együttesen fellépő Cirrus és Cirrostratus; a magas felhőzet fokozatosan felvonuló jellegű és általában időben vastagszik; a folytonos felhőfátyol azonban még nem érte el a horizont fölötti 45 fokok magasságát
$C_H = 6$	Gyakran sávokba rendeződő Cirrus és Cirrostratus vagy önállóan fellépő Cirrostratus; fokozatosan felvonuló típusú, és általában időben vastagodik; a folytonos fátyol már a horizont fölötti 45 foknál nagyobb látszólagos szögmagasságát ért el, de még nem borítja el az egész eget
$C_H = 7$	Az egész eget elfedő Cirrostratus
$C_H = 8$	Nem felvonuló típusú Cirrostratus, amely nem borítja teljesen az eget
$C_H = 9$	A magas szintű felhőzet csak Cirrocumulus felhőkből áll, vagy más magasszintű fajták is jelen vannak, de a Cirrocumulus az uralkodó típus
$C_H = X$	A magas szintű felhők nem láthatók köd, felkavart por- vagy homok vagy más, a látási viszonyokat rontó jelenség miatt; vagy alacsonyabb folytonos felhőréteg következtében

14.4. Példák az egyes felhőfajokra

14.4.1. Cirrus

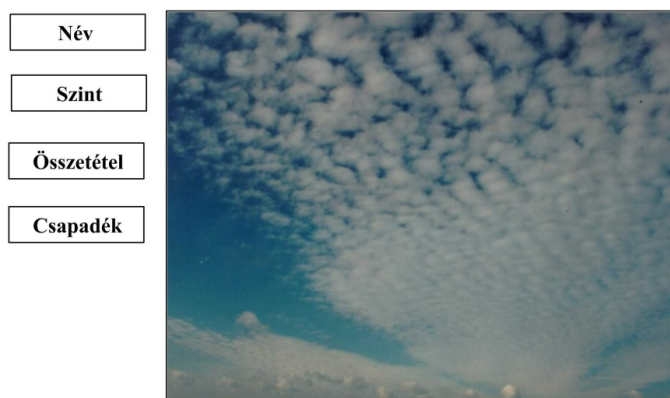
A cirrus magasszintű felhő (14.1. ábra). Csaknem kizárólag jégkristályokból áll. A felhőt alkotó kristályok igen aprók és viszonylag ritkán helyezkednek el, ezért a felhő meglehetősen átlátszó. Csapadék nem hullik belőle. Sűrűbb cirruszokból ugyanakkor a nagyobb jégkristályok jelentős vertikális sebességet elérve hulló sávokat hozhatnak létre.



14.1. ábra: Cirrus (Ci) – pelyhefelhő. Szétagolt felhők, fehér, finom rostokból, vagy fehér, vagy túlnyomóan fehér foltokból, keskeny szalagokból összetéve, a felhők rostos vagy selymes külsőt mutatnak, áttetszők.

14.4.2. Cirrocumulus

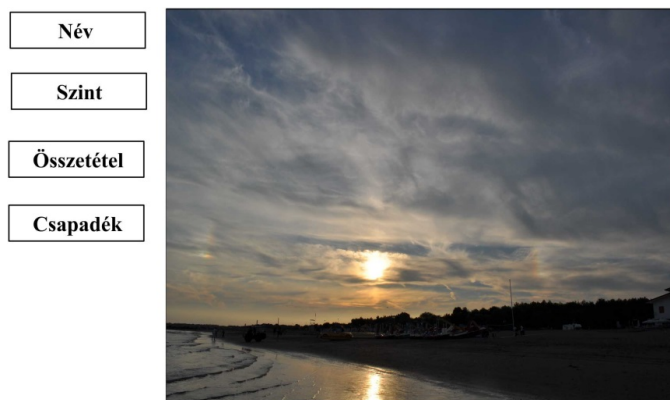
A cirrocumulus magasszintű felhő (14.2. ábra). Kizárólag jégkristályokból áll. Esetleg erősen túlhűlt cseppek is előfordulhatnak benne, de ezek általában gyorsan kifagynak. Csapadék nem hullik belőle. A felső szélén esetenként szivárványszerű elszíneződés (felhőírizáció) jelenhet meg, vagy fényelhajlási jelenséget is okozhat (Nap, Hold körül megjelenő fényudvar – korona).



14.2. ábra: Cirrocumulus (Cu) – báránycumulus. Vékony, fehér, önálló árnyék nélküli felhőpadok, felhőlepel vagy felhőréteg, amely igen kis szemcsés, fodorszerű elemekből áll. Ezek az elemek egybeolvadhatnak, vagy elkülönülhetnek egymástól, és többé-kevésbé szabályos elrendeződést mutatnak.

14.4.3. Cirrostratus

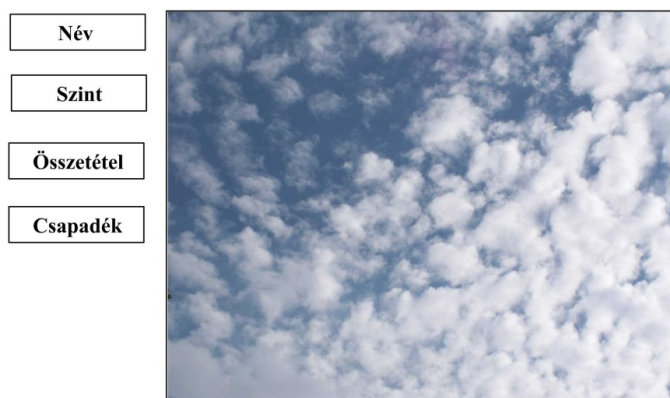
A cirrostratus magasszintű felhő (14.3. ábra). Túlnyomóan jégkristályokból álló, vékony felhő. Áttetsző, rajta keresztül látható a Nap vagy a Hold. A jégkristályokon történő fénytörés és fényvisszaverődés halo jelenséget hozhat létre. Csapadék nem hullik belőle.



14.3. ábra: Cirrostratus (Cs) – fátyolfelhő. Áttetsző, fehéres felhőfátyol, szerkezete rostos, fonalas vagy sima, részben vagy egészben eltakarja az eget és általában halo-jelenséget (Nap, illetve Hold körüli gyűrű, illetve egyéb halo-komponensek) mutat.

14.4.4. Altocumulus

Az altocumulus középszintű felhő (14.4. ábra). Általában apró vízcseppekből áll, alacsony hőmérsékleten jégkristályok alkotják. Vékonyabb részein gyakran figyelhető meg felhőirizáció vagy koronajelenség. Csapadék nem hullik belőle.



14.4. ábra: Altocumulus (Ac) – párnafelhő. Fehér, szürke vagy fehéres és szürkés árnyalatokat mutató felhőpadok, felhőtakarók vagy felhőrétegek általában önárnyékkal. Elemei lehetnek lemezek, párnák, hengerek stb. Ezek egy része lehet rostos vagy zilált, egymással összeolvadhatnak, de el is különülhetnek.

14.4.5. Altostratus

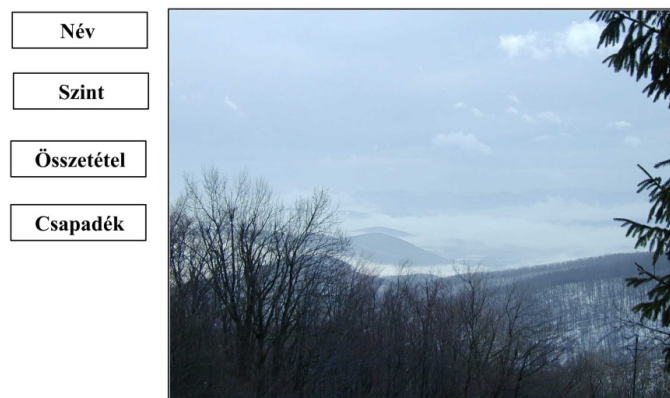
Az altostratus középszintű felhő (14.5. ábra). Felső része túlnyomóan jégkristályokból áll. Középső részét jégkristályok, hókristályok, hópelyhek, túlhűlt vízcseppek vegyesen alkotják. A felhő alsó részein túlhűlt vízcseppek, esetleg nagyobb cseppek találhatók. Horizontálisan nagy kiterjedésű (néhány száz – néhány ezer kilométer), és vertikálisan is jelentős lehet a kiterjedése (több száz – néhány ezer méter). Csapadék hullhat belőle, ami lehet eső, hó vagy dara.



14.5. ábra: Altostratus (As) – lepelfelhő. Szürkés vagy kékes felhőlepel, vagy csíkos, rostos vagy sima réteg. Részben vagy egészben borítja az eget, és egyes részein elég sűrű ahhoz, hogy a Napot vagy a Holdat elhomályosítsa.

14.4.6. Stratus

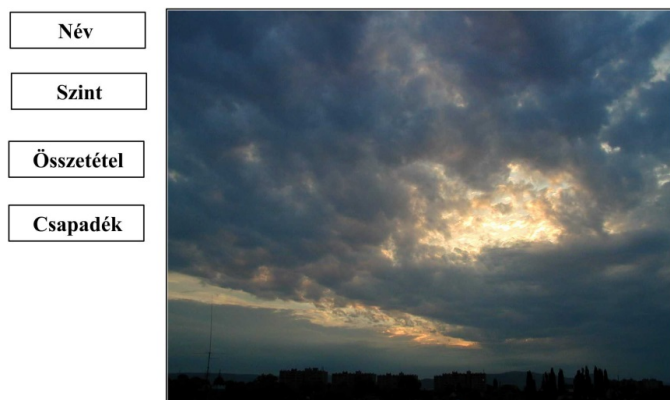
A stratus alacsonyszintű felhő (14.6. ábra). Kisméretű vízcseppek vagy jégkristályok alkotják. Gyakran jön létre köd megemelkedése révén. Kialakulhat altostratus, nimbostratus, cumulonimbus, esetleg csapadékot adó cumulus alatt. Vastagabb és sűrűbb stratus-ból hullhat csapadék, ami lehet szitálás (ónos szitálás is), jégtű vagy szemcsés hó.



14.6. ábra: Stratus (St) – rétegfelhő. Általában szürkés színű felhő, elég egyenletes felhőalappal. Ha a Nap átsüt a felhőn, a napkorong körvonalai felismerhetők. A felhő olykor tépett darabokra esik szét.

14.4.7. Stratocumulus

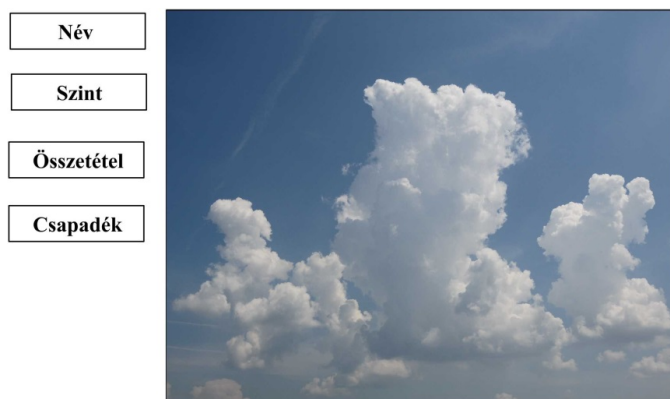
A stratocumulus alacsonyszintű felhő (14.7. ábra). Vízcseppek, hókristályok, hópelyhek, hódara részecskék alkotják. Csapadék hullhat belőle, ami lehet eső, hó vagy dara.



14.7. ábra: Stratocumulus (Sc) – réteges gomolyfelhő. Szürke vagy fehéres árnyalatú felhőpad, felhőtakaró vagy felhőréteg, majdnem mindig meglehetősen sötét részekkel, mozaikszerűen összetett elemekből, párnákból, hengerekből áll, amelyek nem rostosak. Az elemek elkülönülhetnek vagy egybe is olvadhatnak.

14.4.8. Cumulus

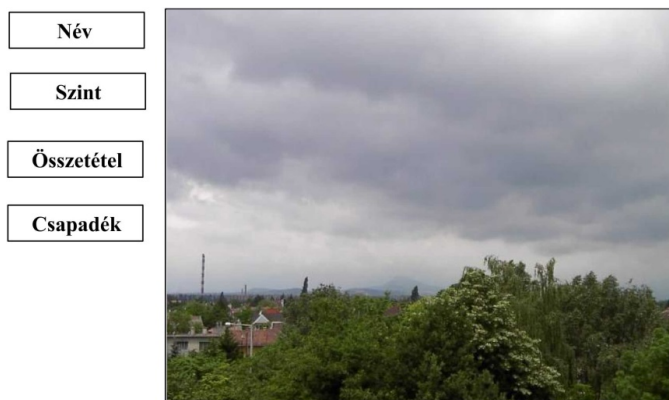
A cumulus alacsonyszintű felhő (14.8. ábra). Főleg vízcseppek, alacsony hőmérsékleten jégkristályok alkotják. Cumulus felhők az alsó szintek instabil légrétegződése során fellépő konvektív áramlásokban jönnek létre. Megfelelő időjárási helyzetben gyorsan növekszenek és cumulonimbus-szá alakulhatnak. Nagyobb vertikális kiterjedésű cumulus congestus (esetleg cumulus mediocris) fajtából závorszerű csapadék hullhat.



14.8. ábra: Cumulus (Sc) – gomolyfelhő. Különálló felhők, általában sűrűek és éles körvonalúak, domb, kupola vagy torony alakúak, és feldudorodó részük gyakran karfiolra emlékeztet. Napsütötte felső részük ragyogóan fehér, míg alapjuk viszonylag sötét és közel vízszintes.

14.4.9. Nimbostratus

A nimbostratus alacsonyszintű, de nagy vertikális kiterjedésű felhő (14.9. ábra). Általában igen nagy területre terjed ki. Vastagsága a több kilométert is elérheti. E jelentős vertikális kiterjedés meggátolja, hogy a Nap sugarai közvetlenül áthatoljanak rajta. Homogén szerkezete miatt a nimbostratus nem osztható fel fajtákra vagy változatokra. Vízcseppek, túlhűlt cseppek, hókristályok, hópelyhek alkotják. Csapadék hullhat belőle, ami lehet eső, hó vagy dara.



14.9. ábra: Nimbostratus (Ns) – esőrétegfelhő. Szürke, gyakran igen sötét felhőréteg, a folyamatosan hulló eső vagy hó miatt erősen elkent alappal. A csapadék a legtöbb esetben eléri a talajt. A felhő olyan vastag, hogy teljesen eltünteti a Napot. Alatta gyakran jelennek meg tépett foszlányok.

14.4.10. Cumulonimbus

A cumulonimbus alacsonyszintű de nagy vertikális kiterjedésű felhő (14.10. ábra). Vízcseppek, túlhűlt cseppek, jégkristályok, hópehelyek, dara, jégzemek egyaránt alkotják. Záporszerű csapadékot ad (zápor, hózápor, darazápor, jégeső). Heves időjárási jelenségek (zivatar, kifutószél, tornádó) kapcsolódhatnak hozzá.



14.10. ábra: Cumulonimbus (Cb) – zivatarfelhő. Vastag, sűrű felhő, tetemes vertikális kiterjedéssel. Alakja oldalról hegységre vagy hatalmas tornyokra emlékeztet. Felső részein sima, rostos vagy barázdált képződmények figyelhetők meg, és csúcsa majdnem mindig lelapított, gyakran üllő vagy hatalmas tollpohár formájában terül szét. Alapja rendszerint igen sötét, és alatta gyakran figyelhetők meg alacsony, tépett felhők. A felhőalapból sokszor jól megfigyelhető csapadéksáv ereszkedik alá. Villámlás, dörgés és jégeső csak Cumulonimbus felhőben alakul ki.

15. fejezet - Gyakorlati feladatok

15.1. Sugárzástan feladatok

15.1.1. Elméleti háttér

Minden test hőmérsékletének megfelelően sugárzást bocsát ki. A kibocsátott sugárzás intenzitása a hőmérséklet mellett függ a hullámhossztól. Ezt írja le a Planck-függvény. A hőmérséklet növekedésével a Planck-függvények „egymás felett” helyezkednek el, nem metszik egymást. A maximális energiát szállító hullámhosszat, ami fordítottan arányos a sugárzó test hőmérsékletével (T [K]) a Wien-törvény adja meg:

$$\lambda_{\max} = \frac{2884}{T} [\mu\text{m}]$$

A hőmérséklet növekedésével nő a kisugárzott energia, mégpedig a hőmérséklet negyedik hatványával arányosan. Ezt írja le a Stefan-Boltzmann törvény:

$$E = \sigma_{SB} T^4 [\text{W m}^{-2}]$$

ahol σ_{SB} a Stefan-Boltzmann állandó $\sigma_{SB} = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$.

Abban az esetben, ha egy test nem fekete testként sugároz, bevezethetjük az ϵ emissziós vagy szürkeségi együtthatót. Ekkor a Stefan-Boltzmann törvény alakja is módosul:

$$E = \epsilon \sigma_{SB} T^4 [\text{W m}^{-2}]$$

A Föld közel fekete testként sugároz, a felszín átlagos emisszivitása 0,96 körüli. Az abszolút fekete test emisszivitása 1, a vízé 0,97–0,99 körüli, míg pl. a Szahara homokjára jellemző érték 0,7–0,8.

A légköri sugárzástanban elkülönítjük a Naptól érkező rövidhullámú sugárzást ($0-4 \mu\text{m}$), illetve a Föld és a légkör hosszúhullámú kisugárzását, ami jellegzetesen $4-100 \mu\text{m}$ -es tartományba esik. A Felszín sugárzási mérlege (R_n) a rövidhullámú (R_{ns}) és a hosszúhullámú (R_{nl}) mérleg összege.

$$R_n = R_{ns} + R_{nl}$$

A rövidhullámú mérleget a Naptól jövő sugárzás alakítja. A mérleg nappal pozitív, éjjel nulla. A Hold és a csillagok fénye nem jelent mérhető adalékot. A rövidhullámú mérleg két tagból áll: a Naptól jövő sugárzásból vagy globálsugárzásból ($G_s \downarrow$) és a visszavert rövidhullámú sugárzásból ($G_s \uparrow$). A globálsugárzás is két részre bontható: a Naptól jövő direkt sugárzásra (I) és a légkör többi részéről lejutó szórt vagy diffúz sugárzásra (D). Ha a Napot felhő takarja, akkor nincs direkt sugárzás. A visszavert rövidhullámú sugárzás a globálsugárzás és a felszín sugárzás-visszaverő képességétől az albedótól (a) függ (15.1. táblázat). Az albedo – mint korábbi tanulmányainkból ismert – megadja, hogy a bejövő rövidhullámú sugárzás hányad része verődik vissza:

$$a = \frac{G_s \uparrow}{G_s \downarrow}$$

A víznek kicsi, míg a száraz csupasz talajnak nagy az albedója. A Föld-légkör rendszer albedója, amit a világürből láthatunk 0,3.

A rövidhullámú sugárzási mérleg:

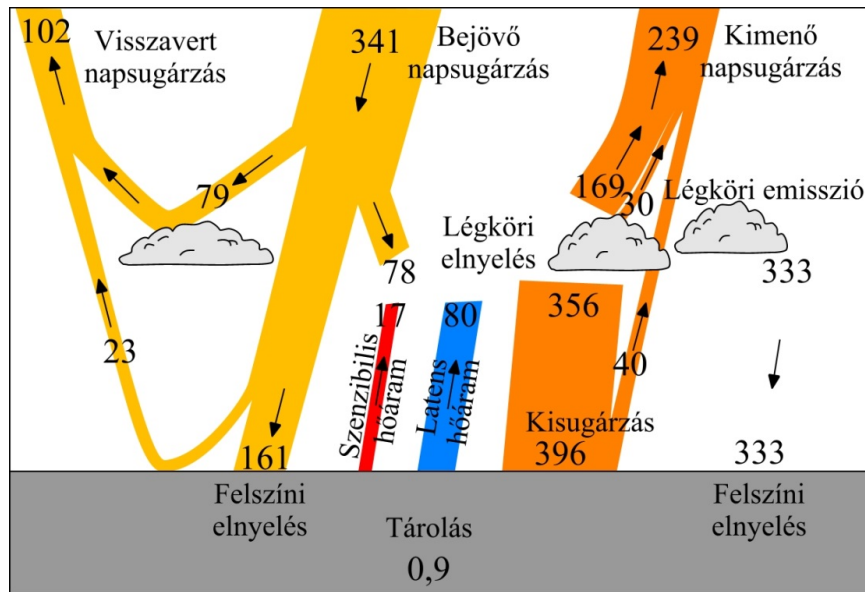
$$R_{ns} = G_s \downarrow - G_s \uparrow = G_s \downarrow (1 - a) \geq 0$$

A hosszuhullámú sugárzási mérleg két tagja a felszíni hosszuhullámú kisugárzás ($G_l \uparrow$) és a légkör hosszuhullámú visszasugárzása ($G_l \downarrow$). Mivel az „ég” hidegebb, mint a Föld felszíne, ezért a hosszuhullámú sugárzási mérleg mindig negatív. Így éjszaka a teljes sugárzási egyenleg is negatív lesz, míg nappal – napfelkelte után kb. fél órától napnyugta előttig – pozitív. Amikor a nap éppen felkel vagy lenyugszik a rövidhullámú besugárzás még vagy már nem tudja kompenzálni a hosszuhullámú sugárzásvesztést.

15.1. táblázat. Különböző felszínek albedója (Oke, 1987; Coakley, 2002 alapján). A világos felszínek albedója nagyobb, a sötétebbeké kisebb.

Fő felszíntípus	Felszínállapot	Albedó (a)
Csupasztalaj	sötét és nedves	0,05 –
	világos és száraz	0,4
Homok		0,15–0,45
Sivatag		0,35–0,40
Fű	magas	0,16 –
	alacsony	0,26
Mezőgazdasági terület		0,18–0,25
Tundra		0,18–0,25
Erdő	lombhullató	0,15–0,2
	trópusi esőerdő	0,12–0,18
	fenyő	0,05–0,15
Város		0,2–0,35
Víz	közepes és magas napállás	0,04–0,1
Hó	régi	0,40–
	friss	0,95
Jég	tenger	0,3–0,45
	gleccser	0,2–0,4
Felhőzet	vékony	0,3–0,5
	vastag	0,6–0,9

A Föld-légkör rendszer energiaháztartását a 15.1. ábra szemlélteti. Jól látható, hogy a felszín több sugárzási energiát kap, mint amennyit kisugároz. A légkör pedig több energiát sugároz ki, mint amennyit elnyel. A sugárzási folyamatok önmagukban nem magyarázzák az energiaháztartást. Ehhez még két további folyamat, a turbulens örvények hő és nedvességszállítása kell. A felszínről a víz elpárolog, majd a felhőképződés során adja át a rejtett (latens) hőjét a troposzférának.



15.1. ábra: A Föld-légkör rendszer energiaháztartása a földfelszín 1 m^2 -ére vonatkoztatva. Az értékek W m^{-2} -ben megadva. Az S napállandó az R_F sugarú Föld Nappal szembeni „homlokfelületének” ($R_F^2 \pi$) 1 m^2 -ére érkező energiát adja meg. A Föld felülete ennek négyszerese ($4R_F^2 \pi$), ezért a bejövő energia a napállandó negyede (kb. 341 W m^{-2}).

15.1.2. Feladatok

15.1.1. feladat: A Nap színhőmérséklete hozzávetőlegesen 6000 K , a Föld átlaghőmérséklete 15°C . Határozzuk meg a maximális energiát szállító hullámhosszakat! Mekkora a különbség a maximális energiát szállító hullámhosszban, ha a felszín hőmérséklete -30°C , illetve $+30^\circ \text{C}$?

15.1.2. feladat: Hányszorosa a felületegységen időegység alatt kisugárzott energiája egy 30°C -os felszínnek, mint egy -30°C -osnak?

15.1.3. feladat: Hasonlítsuk össze a Föld és a Nap egységnyi felületének energia-kibocsátását. Hányszoros a különbség a hőmérsékletben és a kisugárzott energiában?

15.1.4. feladat: A sivatagban nyáron a déli órákban a felszínre jutó energia extrém esetben elérheti az 1200 W m^{-2} értéket is, míg hazánkban a Hortobágyon tiszta nyári időben mérhetünk akár 950 W m^{-2} feletti globálisugárzást. Nyáron a déli órákban, derült időben megszokottak a 800 W m^{-2} feletti értékek. Hasonlítsuk össze a két terület rövidhullámú sugárzási mérlegét, ha a főfelszín albedója $0,16$, a sivatagé $0,36$. Hol marad több energia?

15.1.5. feladat: Számoljuk ki a felszín rövidhullámú, hosszuhullámú és teljes energiamérlegét a 15.1. ábra alapján! Mennyi itt a napállandó, illetve a felszín és a Föld-légkör rendszer átlagos albedója?

15.1.6. feladat: Az átlagos szenzibilis hőáram a Föld minden m^2 -ére átlagosan 80 W m^{-2} . Ez egy év alatt hány mm-es vízoszlop elpárolgását fedezi. Más szavakkal: becsüljük meg a Föld átlagos évi párolgását, s ami ezzel egyenértékű – a vízgőz rövid (~ 10 napos) légköri tartózkodási ideje miatt – az évi átlagos csapadék mennyiségét! A párolgási hő értéke: $L_v = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$.

15.1.7. feladat: A Föld 71%-át óceánok és tengerek borítják. Ezek átlagos mélysége 3700 m . Ha a $0,9 \text{ W m}^{-2}$ becsült tárolási tag teljes egészében az óceánokat melegítené, 100 év alatt mennyit emelkedne a világóceánok átlagos hőmérséklete? A víz fajhője: $4218 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

15.1.8. feladat: A légkör nélküli Föld energiaháztartási modelljét a Stefan-Boltzmann egyenlet alapján adhatjuk meg. A Föld-légkör rendszer albedója legyen $a = 0,3$. A Föld rövidhullámú energiamérlege: $(1-a)SR_F^2\pi$, hosszuhullámú kisugárzása: $\epsilon\sigma T^4 \cdot 4R_F^2\pi$. Az egyensúlyi modell:

$$(1-a)SR_F^2\pi = \varepsilon\sigma T^4 \cdot 4R_F^2\pi$$

Számítsuk az egyensúlyi hőmérsékletet! Az emisszivitás értéke legyen $\varepsilon = 0,96$, a napállandó értéke $S = 1364 \text{ W m}^{-2}$. A Föld átlaghőmérséklete 15°C . Becsüljük meg a légköri üvegházhatást!

15.1.9. feladat: Mennyit változna a légkör nélküli Föld egyensúlyi hőmérséklete az 1.8 feladatban bemutatott egyszerű sugárzásháztartási modell alapján, ha a) az albedó értéke $\pm 1\%$ -kal változna, b) a Földet fekete testként kezeljük ($\varepsilon = 1$).

15.1.3. A feladatok megoldásai

15.1.1. feladat megoldása:

A Wien-törvény alkalmazásával:

$$\lambda_{\max}(6000 \text{ K}) = \frac{2884}{6000} = 0,48 \mu\text{m}$$

$$\lambda_{\max}(15^\circ\text{C}) = \frac{2884}{288,15} = 10,01 \mu\text{m}$$

A -30°C , illetve 30°C hőmérsékletű kisugárzó felszínnek maximális energiát szállító hullámhosszai közötti különbség a Naphoz képesti alacsony hőmérsékletek miatt nagy, hiszen $-30^\circ\text{C} = 243,16 \text{ K}$, illetve $+30^\circ\text{C} = 303,16 \text{ K}$:

$$\Delta\lambda_{\max} = \lambda_{\max}(-30^\circ\text{C}) - \lambda_{\max}(30^\circ\text{C}) = 11,86 - 9,51 = 2,35 \mu\text{m}$$

15.1.2. feladat megoldása:

A Stefan–Boltzmann törvény alapján a két kisugárzott energia hányadosa:

$$\frac{E(T_1 = 30^\circ\text{C})}{E(T_2 = -30^\circ\text{C})} = \left(\frac{T_1}{T_2}\right)^4 = \left(\frac{303,15}{243,15}\right)^4 = 2,42$$

15.1.3. feladat megoldása:

A Nap sugárzási hőmérséklete 6000 K , a Földé $\sim 288 \text{ K}$, a két hőmérséklet aránya $20,83$, míg az egységyi felületen, időegység alatt kisugárzott energiák aránya a Nap „javára”

$$\sim 1,88 \cdot 10^5$$

15.1.4. feladat megoldása:

A rövidhullámú sugárzási egyenleg:

$$Rn_s = G_s \downarrow (1-a)$$

A sivatagban $R_{ns} = 1200 (1-0,36) = 768 \text{ W m}^{-2}$, míg Hortobágyon tiszta nyári időben: $R_{ns} = 950 (1-0,16) = 823 \text{ W m}^{-2}$, illetve nyáron a déli órákban $R_{ns} = 800 (1-0,16) = 672 \text{ W m}^{-2}$.

Hiába érkezik be a sivatagra a hazánknál lényegesen több globálsugárzás, a nagyobb albedó miatt a rövidhullámú sugárzási mérlegben alig van eltérés.

15.1.5. feladat megoldása:

A felszín rövidhullámú sugárzási mérlege: 161 W m^{-2} (a légkörbe jutó sugárzás 47%-a. A hosszuhullámú sugárzási mérleg 63 W m^{-2} (18%). A teljes sugárzási mérleg 98 W m^{-2} (28,7%). A felszíni energiatöbbletet a latens hőszállítás vagy párolgás 80 W m^{-2} (23,5%), a látható vagy szenibilis hőszállítás 17 W m^{-2} (5%) és a hőtárolási tag $\sim 1 \text{ W m}^{-2}$

(-2. A felszín átlagos albedója: $a = \frac{23}{161+23} = 0,125$. A Föld felszínének 71%-át borítja tenger és óceán, s ez tükröződik vissza az albedó kis értékében. A planetáris albedó:

$$a = \frac{102}{341} \approx 0,3$$

15.1.6. feladat megoldása:

Egy évben (365,25 nappal számolva) $31557600 = 3,15576 \cdot 10^7 \text{ s}$ van. Az 1 m^2 felületen 1 év alatt párolgásra fordított hő: $80 \cdot 3,15576 \cdot 10^7 \text{ s} \approx 2,5246 \cdot 10^9 \text{ J}$. Kihasználva, hogy a párolgási hő $L_v = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, egy év alatt $m = \frac{2,5246 \cdot 10^9}{2,5 \cdot 10^6} \approx 1010 \text{ kg}$ víz párolog el átlagosan 1 m^2 felületről. Tudjuk, hogy az 1 mm -es csapadék azt jelenti, hogy minden négyzetméterre 1 kg tömegű víz hullik, így a Föld évi átlagos párolgása és csapadéka hozzávetőlegesen 1010 mm . Ez nagyobb, mint a hazai átlagos évi csapadékmennyiség ($600\text{--}650 \text{ mm}$).

15.1.7. feladat megoldása:

Ha az egész Földet víz borítaná, akkor az 2627 m -es vízoszlopnak felelne meg. Egy év alatt 1 m^2 -es vízfelületen át a vízoszlopba jutott tárolt hőmennyiség: $0,9 \cdot 365,25 \cdot 24 \cdot 3600 \approx 2,84 \cdot 10^7 \text{ J}$, 100 év alatt pedig $\Delta Q \approx 2,84 \cdot 10^9 \text{ J}$. Az 1 m^2 -es vízoszlop tömege: $m = 2,627 \cdot 10^6 \text{ kg}$. A víz fajhőjének (c_w) felhasználásával már megbecsülhető az óceán átlagos melegedése, hiszen $\Delta Q = mc_w \Delta T$. 100 év alatt az óceán átlagos hőmérséklete $\Delta T = 0,25 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal emelkedne. Mivel a teljes óceán átkeveredése évezredes skálán történik, ezért az óceán felső rétegének becsült melegedése ennél nagyobb. Ugyanakkor a rendszerben tárolódó hő nemcsak az óceán melegedésére, hanem pl. a jégsapkák és a gleccserek olvadására fordítódik. Látjuk, hogy a változások lassúak, de nem kimutathatatlanok.

15.1.8. feladat megoldása:

Kiindulási egyenletünk:

$$(1-a) S R_F^2 \pi = \varepsilon \sigma T_0^4 \cdot 4 R_F^2 \pi$$

Rendezzük az egyenletet a hőmérsékletre:

$$T_0 = \sqrt[4]{\frac{(1-a) S}{4 \varepsilon \sigma}} = \sqrt[4]{\frac{(1-0,3) \cdot 1364}{4 \cdot 0,96 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8}}} = 257,34 \text{ K} \approx -15,8 \text{ }^\circ\text{C}$$

A légköri üvegházhatás becslésére (mostani átlagos felszíni hőmérséklet és a légkör nélküli Földre számított egyensúlyi T_0 hőmérséklet különbsége) hozzávetőlegesen $31 \text{ }^\circ\text{C}$ -ot kapunk.

15.1.9. feladat megoldása:

a.) Ha az előző II.8. feladatban az albedó értéke $0,31$, illetve $0,29$ lenne, akkor az új egyensúlyi hőmérsékletek rendre $T_0(a = 0,29) = 258,25 \text{ K} \approx -14,9 \text{ }^\circ\text{C}$ és $T_0(a = 0,31) = 256,42 \text{ K} \approx -16,7 \text{ }^\circ\text{C}$. Az albedó 1%-os változásához hozzávetőlegesen az egyensúlyi hőmérséklet $0,9 \text{ }^\circ\text{C}$ -os változása tartozik. Az albedó növekedésével az egyensúlyi hőmérséklet csökken. Megjegyezzük, hogy a hőmérsékletváltozást nem szokás százalékban megadni. (A hőmérséklet természetes fizikai egysége a K, nem pedig a $^\circ\text{C}$.)

Az egyensúlyi hőmérséklet albedóváltozásra való érzékenységet a hőmérséklet albedó szerinti deriváltjával is megadhatjuk:

$$\frac{\partial T}{\partial \alpha} = -\frac{T}{4(1-a)}$$

b.) Ha a Földet ideális sugárzónak tekintjük ($\varepsilon = 1$) és $a = 0,3$ albedóval dolgozunk, akkor a légkör nélküli Föld esetén az egyensúlyi hőmérséklet:

$$T_0(a = 0,3, \varepsilon = 1) = \sqrt[4]{\frac{(1-a)S}{4\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{(1-0,3) \cdot 1364}{4 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8}}} = 254,72 \text{ K} \approx -18,4 \text{ }^\circ\text{C}$$

Ekkor az üvegházhatás becsült értéke $33 \text{ }^\circ\text{C}$. Az egyensúlyi hőmérséklet emisszivitás-változásra való érzékenységet a hőmérséklet emissziós együttható szerinti deriváltjával is megadhatjuk:

$$\frac{\partial T}{\partial \varepsilon} = -\frac{T}{4\varepsilon}$$

15.2. Mértékegységek

15.2.1. Elméleti háttér

A meteorológiában az SI mértékrendszert használjuk, de régebbi szakirodalmakban gyakran találkozunk a nyomás hagyományos egységeivel (mbar, Torr stb), illetve az angolszász mértékegységekkel. Ezek közül ismerkedjünk meg néhányával.

Hőmérséklet: a Kelvin (abszolút hőmérséklet), a Celsius és a Fahrenheit fok közötti átváltás:

$$x [\text{K}] = x' [^\circ\text{C}] + 273,15$$

$$y [^\circ\text{F}] = (1,8 y' [^\circ\text{C}] + 32)$$

Nyomás: fizikai egysége a Pascal (ami egy skalár mennyiség: az egységnyi felületre ható erő):

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N m}^{-2} = \text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$$

$$1 \text{ hPa} = 1 \text{ mbar}$$

$$1 \text{ atm} = 760 \text{ Torr} = 760 \text{ Hgmm} = 1013,25 \text{ hPa} = 1,01325 \cdot 10^5 \text{ Pa}$$

Az erő mértékegysége a Newton:

$$1 \text{ N} = 1 \text{ kg m s}^{-2}$$

Az munka mértékegysége a Joule:

$$1 \text{ J} = 1 \text{ N m} = 1 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2}$$

A teljesítmény mértékegysége a Watt:

$$1 \text{ W} = 1 \text{ J s}^{-1}$$

Az energiaáram (felületegységen időegység alatt átáramló energia) mértékegysége: $[\text{W m}^{-2}]$. A hő az energiaközlés egyik formája, mértékegysége megegyezik a munka mértékegységével (J). Az SI rendszer bevezetése előtt a hőmennyiség mértékegységeként használták a calóriát is:

$$1 \text{ cal} = 4,186 \text{ J} = 1,163 \cdot 10^{-6} \text{ kWh.}$$

Az angolszász mértékegységek közül néhány tömeg, hossz és térfogategység az alábbi módon számítható át SI egységekké:

Tömeg:

$$1 \text{ ounce (oz.)} = 28,35 \text{ g,}$$

$$1 \text{ pound (lb.)} = 453,6 \text{ g} = 16 \text{ oz,}$$

Hosszmértékek:

$$1 \text{ line} = 2,54 \text{ mm, (vonás)}$$

$$1 \text{ inch} = 10 \text{ lines} = 25,4 \text{ mm, (hüvely)}$$

$$1 \text{ foot} = 12 \text{ inches} = 304,8 \text{ mm, (láb)}$$

$$1 \text{ yard} = 3 \text{ feet} = 914,4 \text{ mm,}$$

$$1 \text{ statute mile} = 1760 \text{ yards} = 1609,33 \text{ m, (szárazföldi mérföld)}$$

$$1 \text{ nautical mile} = 1852 \text{ m. (tengeri mérföld)}$$

Térfogat:

$$1 \text{ gill} = 0,1421 \text{ dm}^3,$$

$$1 \text{ pint} = 4 \text{ gills} = 0,5684 \text{ dm}^3,$$

$$1 \text{ gallon (UK)} = 4 \text{ quarts} = 4,5472 \text{ dm}^3,$$

Gyakran találkozunk angolszász szélesség-egységekkel is. Ezek közül a meteorológiai gyakorlatban a csomó terjedt el

$$1 \text{ m s}^{-1} \sim 2 \text{ csomó (pontosabban: } 1 \text{ csomó} = 1 \text{ tengeri mérföld / óra, ahol}$$

$$1 \text{ tengeri mérföld} = 1,852 \text{ km, tehát } 1 \text{ m s}^{-1} = 1,94 \text{ csomó),}$$

$$1 \text{ mph} = 1 \text{ statue mile per hour} = 1,609 \text{ km h}^{-1} = 0,447 \text{ m s}^{-1}.$$

15.2. táblázat. A Beaufort-skála szárazföldön és vízen mph egységekben

Beaufort fok	Elnevezés	Hatás vízfelszín felett	Hatás szárazföld felett	Sebesség [mph]
0	Szélcsend	A víz sima, mint a tükör.	A füst egyenesen száll felfelé.	<1

1	Enyhe légmozgás	A víz enyhén fodrozódik, a fodrok simák, nem törnek meg.	A szélirányt csak a füst mutatja, a szélzászló nem.	1 – 3
2	Könnyű szellő	A víz fodrozódik, a fodrok még simák, nem törnek meg.	Az arcunkkal érezzük a szelet, a levelek rezegnek.	4 – 7
3	Gyenge szél	A víz erősen fodrozódik, a kis hullámok helyenként megtörnek, tajtékosak.	Mozognak a levelek és a vékony gallyak, lobog a zászló.	8 – 12
4	Mérsékelt szél	A kis hullámok egyre hosszabbak, számos helyen megtörnek, tajtékosak.	Felemeli a szél a port és a papírt, mozognak az ágak.	13 – 18
5	Élénk szél	Egyre hosszabb közepes méretű hullámok sok tajtékkal, a hullámok tetején helyenként leszakadó vízpermettel.	Mozognak a lombos fák, fodrozódnak a tavak.	19 – 24
6	Erős szél	Közepes, erősödő hullámok, a víz mindenütt tajtékos, egyre több helyen alakul ki leszakadó vízpermet.	Mozognak az erősebb ágak, zúgnak a telefonvezetékek.	25 – 31
7	Metsző szél	A tenger felpúpozódik, a megtörő hullámok okozta fehér tajtékokat a szél sávokba fújja.	A fák mozognak, nehéz széllal szemben menni.	32 – 38
8	Viharos szél	Nagy hullámok, a fehér tajtékokat a szél jól kivehető sávokba rendezi.	A szél letépi az ágakat (veszélyes a szabadban tartózkodni).	39 – 46
9	Vihar	Nagy hullámok, amelyek elkezdnek forogni; sűrű fehér tajtékok; a hullámokról leszakadó vízpermet csökkenti a látást.	Kisebb károkat okoz a házakban; a gyengébb fák letörnek.	47 – 54
10	Erős vihar	Nagyon nagy, egymáson átcsapó hullámok; a vízfelszín egyre fehérebb; vízpermet; a látástávolság tovább csökken.	Fákat tör ki, kárt okoz a házakban.	55 – 63
11	Orkánszerű vihar	Kivételesen nagy hullámok, a vízfelszín fehér habos tajtékfoltokkal borított.	Jelentős károkat okoz, az épületek súlyosan károsodnak, letarolja az erdőket.	64 – 72
12	Orkán	A levegő fehér habos tajtékokkal telített, a vízfelszín szinte teljesen fehér.	Jelentős károkat okoz, az épületek súlyosan károsodnak, letarolja az erdőket.	73 – 82
13	Orkán		Csak hegyi állomáson, illetve forgó-szélben, trópusi ciklonban fordulhat elő.	83 – 92
14	Orkán		Csak hegyi állomáson, illetve forgó-szélben, trópusi ciklonban fordulhat elő.	93 – 103
15	Orkán			104 – 113
16	Orkán			114 – 125
17	Orkán			126 <

Terepen vagy a vízen, ahol nem áll rendelkezésre szélsébségmérő, a környezeti hatások alapján becsülhetjük meg a szélsébséget. Ezt szolgálja az 1805-ben konstruált Beaufort-skála (15.2. táblázat), melynek névadója Sir Francis Beaufort (1774–1857).

15.2.2. Feladatok

15.2.1. feladat: Az antarktiszi Plateau Station állomáson mért évi átlaghőmérséklet $-56,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, de itt mérték a legalacsonyabb havi átlaghőmérsékletet is ($-72,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 1968 júliusában). A legalacsonyabb meteorológiai állomáson mért hőmérsékletet valószínűleg az antarktiszi Vosztok állomásról jelentették ($-88,3\text{ }^{\circ}\text{C}$). A legnagyobb abszolút hőingást pedig a szibériai Verhojanszkban mérték ($\Delta T = 101,7\text{ }^{\circ}\text{C}$). Adjuk meg ezeket a hőmérsékleti értékeket $^{\circ}\text{F}$ és K egységekben is!

15.2.2. feladat: Hazánkban az abszolút maximális hőmérsékletet 2007. júliusában mérték Kiskunhalason ($41,9\text{ }^{\circ}\text{C}$). Ehhez közeli hőmérsékleti értékeket korábban is mértek pl. ($41,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, Pécs, 1950 június). Az átlagos abszolút évi hőingást pedig Baján mérték ($73,8\text{ }^{\circ}\text{C}$). Az abszolút minimum hőmérsékletet 1940-ben regisztrálták Miskolc-Görömbölytapolcán ($-35\text{ }^{\circ}\text{C}$). Adjuk meg ezeket a hőmérsékleti értékeket $^{\circ}\text{F}$ és K egységekben is!

15.2.3. feladat: Budapesten a legalacsonyabb állomási légnyomás 964 hPa (1976. december 3.) volt, míg a legmagasabb $1039,7\text{ hPa}$ (1907. január 24). A Földön a legmagasabb tengerszintre vonatkozó légnyomás $1085,7\text{ hPa}$ volt, míg a legkisebb, amit egy trópusi ciklonban mértek 870 hPa . Adjuk meg a nyomás értékeket mbar -ban, Hgmm -ben Pa -ban és atm -ben is.

15.2.4. feladat: A napállandó (S) értéke $1,96\text{ cal cm}^{-2}\text{ min}^{-1}$. Fejezzük ki ezt az értéket W m^{-2} -ben is!

15.2.5. feladat: A $35.$ szélességi fok környékén az évi be- és kisugárzás egyensúlyban van, $20\text{ }10^6\text{ J m}^{-2}\text{ nap}^{-1}$ értékű. Adjuk meg ezt W m^{-2} , $\text{kcal m}^{-2}\text{ év}^{-1}$, $\text{cal cm}^{-2}\text{ év}^{-1}$ és $\text{kcal m}^{-2}\text{ nap}^{-1}$ egységekben is!

15.2.6. feladat: Hány feet a Kékes, a Galya-tető és a Gellért-hegy magassága?

15.2.7. feladat: Egy zivatarfelhő csapadéksávja 7 km széles és kb. 30 km hosszúságú volt, a mért átlagos csapadék 35 mm . Adjuk meg a kihullott víz tömegét kg -ban, pounds -ban, a térfogatát pedig m^3 -ben, pints -ben és gallons -ban!

15.2.8. feladat: Adjuk meg az 5-ös (élénk szél) és a 10-es (erős vihar) Beaufort fokos szél intervallumát csomóban, m s^{-1} és km h^{-1} egységekben!

15.2.3. A feladatok megoldásai

15.2.1. feladat megoldása:

$$-56,6\text{ }^{\circ}\text{C} = 216,55\text{ K} = -69,9\text{ }^{\circ}\text{F}$$

$$-72,3\text{ }^{\circ}\text{C} = 200,95\text{ K} = -98,1\text{ }^{\circ}\text{F}$$

$$-88,3\text{ }^{\circ}\text{C} = 184,85\text{ K} = -126,9\text{ }^{\circ}\text{F}$$

$$101,7\text{ }^{\circ}\text{C} = 374,9\text{ K} = 215,1\text{ }^{\circ}\text{F} \text{ (itt hőmérsékletkülönbségről van szó!)}$$

15.2.2. feladat megoldása:

$$41,9\text{ }^{\circ}\text{C} = 315,05\text{ K} = 107,4\text{ }^{\circ}\text{F}$$

$$41,3\text{ }^{\circ}\text{C} = 314,45\text{ K} = 106,3\text{ }^{\circ}\text{F}$$

$$73,8\text{ }^{\circ}\text{C} = 346,8\text{ K} = 162,8\text{ }^{\circ}\text{F} \text{ (itt hőmérsékletkülönbségről van szó!)}$$

$$-35,0\text{ }^{\circ}\text{C} = 238,15\text{ K} = -31,0\text{ }^{\circ}\text{F}$$

15.2.3. feladat megoldása:

$$964\text{ hPa} = 964\text{ mbar} = 723\text{ Hgmm} = 96400\text{ Pa} = 0,951\text{ atm}$$

$$1039,7\text{ hPa} = 1039,7\text{ mbar} = 779,8\text{ Hgmm} = 1,0397 \cdot 10^5\text{ Pa} = 1,026\text{ atm}$$

$$1085,7 \text{ hPa} = 1085,7 \text{ mbar} = 814,3 \text{ Hgmm} = 1,0857 \cdot 10^5 \text{ Pa} = 1,072 \text{ atm}$$

$$870,0 \text{ hPa} = 870 \text{ mbar} = 652,5 \text{ Hgmm} = 87000 \text{ Pa} = 0,859 \text{ atm}$$

15.2.4. feladat megoldása:

$$S = 1367,4 \text{ W m}^{-2}.$$

15.2.5. feladat megoldása:

$$231,48 \text{ W m}^{-2} = 1,75 \cdot 10^6 \text{ kcal m}^{-2} \text{ év}^{-1} = 1,75 \cdot 10^5 \text{ cal cm}^{-2} \text{ év}^{-1} = 4,79 \cdot 10^3 \text{ kcal m}^{-2} \text{ nap}^{-1}.$$

15.2.6. feladat megoldása:

$$\text{Kékestető: } 1014 \text{ m} = 3326,8 \text{ feet},$$

$$\text{Galya-tető: } 964 \text{ m} = 3162,7 \text{ feet},$$

$$\text{Gellért-hegy: } 235 \text{ m} = 771 \text{ feet tengersizint feletti magasságú.}$$

15.2.7. feladat megoldása:

$$\text{A csapadék tömege: } 7,35 \cdot 10^6 \text{ t} = 7,35 \cdot 10^9 \text{ kg} = 1,62 \cdot 10^{10} \text{ pounds (lb.)},$$

$$\text{térfogata: } 7,35 \cdot 10^6 \text{ m}^3 = 7,35 \cdot 10^9 \text{ dm}^3 = 1,29 \cdot 10^{10} \text{ pints} = 1,62 \cdot 10^9 \text{ gallons.}$$

15.2.8. feladat megoldása:

5-ös Beaufort fok (élénk szél):

$$19\text{--}24 \text{ mph} = 16,5\text{--}20,8 \text{ csomó} = 8,5\text{--}10,7 \text{ m s}^{-1} = 30,6\text{--}38,6 \text{ km h}^{-1}$$

10-es Beaufort fok (erős vihar):

$$55\text{--}63 \text{ mph} = 47,7\text{--}54,7 \text{ csomó} = 24,6\text{--}28,2 \text{ m s}^{-1} = 88,5\text{--}101,4 \text{ km h}^{-1}$$

15.3. Az állapotegyenlet

15.3.1. Elméleti háttér

Az egy molnyi ideális gáz állapotegyenlete:

$$pV = R^*T$$

A tömegegységnyi (1 kg) ideális gáz állapotegyenlete $p\alpha = RT$ ahol R^* az univerzális gázállandó, értéke $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$, R a specifikus gázállandó [$\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$], p a nyomás [Pa], T a hőmérséklet [K], α a specifikus térfogat [$\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$], V a mól térfogat [$\text{m}^3 \text{ mol}^{-1}$]. Az univerzális (R^*) és a specifikus (R) gázállandó közötti kapcsolat:

$$R = \frac{R^*}{M}$$

ahol M a móltömeg [kg mol^{-1}]. A száraz levegő gázállandója $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, a vízgőzé $R_v = 461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Dalton törvénye: adott térfogatban lévő gázok parciális nyomása összeadódik

$$p = \sum_{i=1}^N p_i$$

ahol p_i , az N komponensből álló gázkeverék i -edik gázösszetevőjének parciális nyomása.

A légköri gázok koncentrációjának megadásakor gyakran használjuk a ppm (parts per million) és a ppb (parts per billion) egységeket. A ppm jelentése egymilliomod rész, a ppb jelentése egymilliárdod rész. Tehát: 1 ppm annak a gáznak a koncentrációja, amelyből 1 cm³-nyi található 1 m³ levegőben. 1 ppb annak a gáznak a koncentrációja, amelyből 1 mm³-nyi található 1 m³ levegőben. A ppm és a ppb érték független a levegő hőmérsékletétől és nyomásától. Használjuk még a ppt elnevezést is, mégpedig kétféle értelemben. Ha „parts per trillion” értelemben alkalmazzuk, akkor az azt jelenti, hogy 1 ppt annak a gáznak a koncentrációja, amelyből 10⁻³ mm³-nyi található 1 m³ levegőben. Itt ppt jelentése egytrilliárdod rész. Ha „part per thousand” értelemben használjuk, pl. vízgőz esetén, akkor 1 ppt annak a gáznak a koncentrációja, amelyből 1 dm³ (1 liter) található 1 m³ levegőben. Itt a ppt jelentése az ezred rész.

15.3.2. Feladatok

15.3.1. feladat: A száraz levegő molekulatömege 28,96 g mol⁻¹, a vízgőzé 18 g mol⁻¹, az ózóné (O₃) 48 g mol⁻¹, a szén-dioxidé (CO₂) 44 g mol⁻¹. Adjuk meg ezeknek a gázoknak a specifikus gázállandóját!

15.3.2. feladat: Adjuk meg a száraz levegő sűrűségét, ha hőmérséklete 20 °C, nyomása 1020 hPa! Számítsuk ki a specifikus térfogatát is!

15.3.3. feladat: A levegő nyomása Kékestetőn 890 hPa, specifikus térfogata 0,95 m³ kg⁻¹. Adjuk meg a hőmérsékletét! (Most és a további feladatokban is száraz levegővel számoljunk!)

15.3.4. feladat: A levegő állandó nyomáson 1 °C-kal felmelegszik, térfogata az eredetinek 1/300-ad részével növekszik. Határozzuk meg a kezdeti hőmérsékletet!

15.3.5. feladat: Állandó nyomáson (1000 hPa) a levegő hőmérséklete 15 °C-ról 25 °C-ra emelkedik, Adjuk meg a kezdeti sűrűségét és a folyamat során bekövetkező sűrűségváltozást!

15.3.6. feladat: Hány kg levegő szorul ki egy 4 × 5 × 3 m³-es szobából, ha a levegő hőmérséklete 10 °C-ról 20 °C-ra emelkedik. Természetesen feltételezhetjük, hogy a folyamat izobárikus. A légnyomás 1000 hPa.

15.3.7. feladat: A levegő nyomása 980 hPa, hőmérséklete -5 °C. A szén-dioxid térfogati koncentrációja 0,04 térfogat%. Adjuk meg a CO₂ koncentrációját ppm-ben, illetve g m⁻³ egységben. Mennyi a levegő molrtérfogata? Hány mol CO₂ van 1 m³ levegőben?

15.3.8. feladat: Hány µg m⁻³, illetve mg m⁻³ az ózon, illetve a szén-dioxid sűrűsége, ha koncentrációjuk rendre 40 ppb, illetve 371 ppm. A légnyomás és a hőmérséklet értékek legyenek rendre: 1040 hPa, 30 °C; 1040 hPa, -20 °C; 970 hPa, 30 °C; 970 hPa, -20 °C. Lényeges-e az átszámításnál a nyomás és a hőmérséklet ismerete?

15.3.3. Feladatok megoldásai

15.3.1. feladat megoldása:

A specifikus gázállandó alakja: $R = \frac{R^*}{M}$, ahol M dimenziója [kg mol⁻¹]. A specifikus gázállandók értékei rendre:

$R_d = 287,1 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $R_v = 461,9 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $R_{O_3} = 173,2 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $R_{CO_2} = 189,0 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

15.3.2. feladat megoldása:

Az univerzális gáztörvényt alkalmazzuk. A számításnál $R_d = 287,1 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ értékkel dolgozunk. Ne feledjük el, hogy a nyomást Pa-ban a hőmérsékletet K-ben kell megadni. A száraz levegő sűrűsége $\rho = 1,212 \text{ kg m}^{-3}$, specifikus térfogata $\alpha = 0,825 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$.

15.3.3. feladat megoldása:

A léghőmérséklet 21,4 °C.

15.3.4. feladat megoldása:

Gay-Lussac első törvénye (1802) alapján, állandó nyomáson $\frac{T}{\alpha} = \text{állandó}$, így $\frac{T_0}{\alpha_0} = \frac{T_0 + 1}{301 \alpha_0}$. Az egyenlet rendezése után a keresett hőmérséklet: $T_0 = 300 \text{ K} = 26,85 \text{ }^\circ\text{C}$.

15.3.5. feladat megoldása:

Az állapotegyenlet alapján a levegő sűrűsége a kiindulási állapotban $\rho = 1,209 \text{ kg m}^{-3}$. A folyamat során a sűrűség $\Delta\rho = 0,04 \text{ kg m}^{-3}$ -rel csökkent. Ez 3,3%-os csökkenés.

15.3.6. feladat megoldása:

A hőmérséklet emelkedése állandó nyomáson történik:

$$\frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2}$$

ahol az 1-es index a kezdeti, a 2-es pedig a végállapotot jelöli; V_1 a szoba térfogata. A kiszoruló $20 \text{ }^\circ\text{C}$ -os levegő térfogata:

$$\Delta V = V_2 - V_1 = V_1 \frac{T_2 - T_1}{T_1}$$

A szobából $\Delta V = 2119 \text{ l}$ $20 \text{ }^\circ\text{C}$ -os hőmérsékletű levegő „szorulna ki”. Ennek specifikus térfogata: $0,812 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, sűrűsége: $1,232 \text{ kg m}^{-3}$. A kiszoruló levegő tömege: $\sim 2,6 \text{ kg}$.

15.3.7. feladat megoldása:

1 térfogat% megfelel 10^4 ppm-es koncentrációnak, így a szén-dioxid koncentráció 400 ppm. Az adott gázkomponens parciális nyomása és a teljes nyomás aránya nem más, mint a térfogat%, hiszen ideális gázzal van szó. A CO_2 parciális nyomása $p_{\text{CO}_2} = 39,4 \text{ Pa}$. Az univerzális gáztörvény alapján:

$$\rho_{\text{CO}_2} = \frac{p_{\text{CO}_2}}{R_{\text{CO}_2} T} = \frac{39,4}{189 \cdot 268,15} = 0,78 \text{ g m}^{-3}$$

A levegő moltérfogatát az univerzális gáztörvény alapján számíthatjuk:

$$V = \frac{R^* T}{p} = \frac{8,314 \cdot 268,15}{98000} = 22,75 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1} = 22,75 \text{ l mol}^{-1}$$

A CO_2 moltömege 44 g mol^{-1} , 1 m^3 levegőben $17,7 \text{ mmol CO}_2$ van.

15.3.8. feladat megoldása:

Elsőként számítsuk ki az ózon sűrűségét. Legyen a nyomás 104000 Pa , a hőmérséklet $T = 303,16 \text{ K}$, a koncentráció pedig 40 ppb . Dalton törvénye alapján a levegőben levő ózon parciális nyomása $p_{\text{O}_3} = 4,16 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}$.

Az univerzális gáztörvény szerint az ózon sűrűsége:

$$\rho_{\text{O}_3} = \frac{p_{\text{O}_3}}{R_{\text{O}_3} T}$$

ami behelyettesítés után: $\rho_{O_3} = 79,2 \cdot 10^{-9} \text{ kg m}^{-3} = 79,2 \text{ } \mu\text{g m}^{-3}$. Az átszámítás tehát függ a levegő hőmérsékletétől és nyomásától. E függés elhanyagolása jelentős (10% feletti) hibához vezethet. Különböző nyomás és hőmérséklet esetén az O_3 és a CO_2 sűrűségértékeit az 15.3. táblázat tartalmazza.

15.3. táblázat. Az ózon (40 ppb) és a szén-dioxid (371 ppm) sűrűségfüggése a hőmérséklettől és a nyomástól adott térfogat% (ppm illetve ppb) mellett.

p [Pa]	T [K]	ρ_{O_3} [$\mu\text{g m}^{-3}$]	ρ_{CO_2} [mg m^{-3}]
104 000	303,16	79,2	673,8
104 000	253,16	94,9	806,8
97 000	303,16	73,9	628,4
97 000	253,16	88,5	752,5

15.4. Nedvességi karakterisztikák

15.4.1. Elméleti háttér

15.4.1.1. Gőznyomás

A vízgőz állapotegyenlete: $e\alpha_v = R_v T$, ahol e a vízgőz parciális nyomása, $R_v = 461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a vízgőz specifikus gázállandója.

15.4.1.2. Telítési gőznyomás

A telítési gőznyomás (e_s): megadja a t hőmérsékletű [$^{\circ}\text{C}$] telített levegőben levő vízgőz parciális nyomását (15.4. táblázat). Kiszámítására általában a Clausius–Clapeyron-egyenletheből származó Magnus–Tetens (1930) formulát használják:

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}} \text{ [hPa]}$$

ahol a , b állandók értékei vízfelszín felett: $a = 7,5$ és $b = 237,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$, jégfelszín felett: $a = 9,5$, $b = 265,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

15.4. táblázat. A telítési gőznyomás értékei különböző hőmérsékletek esetén vízfelszín és jégfelszín felett. (A t jelölést használjuk, ha hangsúlyozzuk, hogy a hőmérséklet dimenziója $^{\circ}\text{C}$.)

Vízfelszín felett						Jégfelszín felett	
t [$^{\circ}\text{C}$]	e_s [hPa]	t [$^{\circ}\text{C}$]	e_s [hPa]	t [$^{\circ}\text{C}$]	e_s [hPa]	t [$^{\circ}\text{C}$]	e_s [hPa]
100	1013,25	50	123,4	0	6,1	0	6,1
95	845,3	45	95,9	-5	4,2	-5	4,0
90	701,1	40	73,8	-10	2,9	-10	2,6
85	578,1	35	56,2	-15	1,9	-15	1,6
80	473,7	30	42,4	-20	1,3	-20	1,0
75	385,6	25	31,7	-25	0,81	-25	0,63
70	311,7	20	23,4	-30	0,51	-30	0,38
65	250,2	15	17,0	-35	0,31	-35	0,22
60	199,3	10	12,3	-40	0,19	-40	0,13
55	157,5	5	8,7	-50	0,06	-50	0,04

15.4.1.3. Telítési hiány

A telítési hiány (D): megadja a levegőben adott hőmérsékleten lehetséges és a ténylegesen ott levő vízgőz parciális nyomásának különbségét:

$$D = e_s - e$$

15.4.1.4. Harmatpont

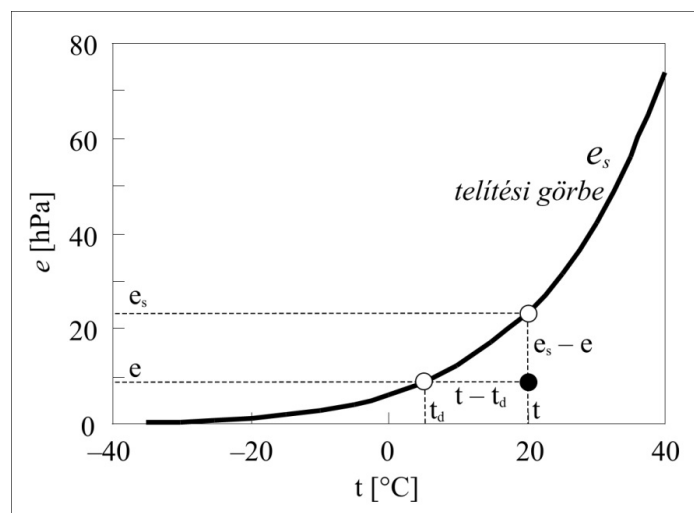
A harmatpont (vagy harmatpont hőmérséklet, T_d) az a hőmérséklet, amelyre a levegőt állandó nyomás mellett lehűtve telítetté válik.

15.4.1.5. Harmatpont-deficit

A harmatpont-deficit (T_{def}): a léghőmérséklet és a harmatpont különbsége:

$$T_{\text{def}} = T - T_d, \quad T_{\text{def}} \geq 0$$

A telítési hiányt és a harmatpont deficitet a hőmérséklet-gőznyomás diagramon a 15.2. ábra mutatja.



15.2. ábra: A telítési hiány ($D = e_s - e$) és a harmatpont-deficit ($t_{\text{def}} = t - t_d$) ábrázolása a hőmérséklet-gőznyomás diagramon.

15.4.1.6. Abszolút nedvesség

Az abszolút nedvesség: megadja, hogy 1 m^3 levegőben hány g vízgőz van:

$$\alpha = 10^3 \rho_v [\text{g m}^{-3}]$$

ahol a vízgőz sűrűségét (ρ_v) [kg m^{-3}] dimenzióban adjuk meg.

15.4.1.7. Keverési arány

A keverési arány (r) dimenziótlan szám, ami megadja az 1 kg száraz levegőben levő vízgőz mennyiségét. A telítetlen nedves levegőre vonatkozó keverési arány:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p-e} \approx 0,622 \frac{e}{p}$$

hiszen

$$p \gg e$$

15.4.1.8. Telítési keverési arány

A telítési keverési arány (r_s):

$$r_s = \frac{R_d}{R_v} \frac{e_s}{p-e_s} \approx 0,622 \frac{e_s}{p}$$

15.4.1.9. Specifikus nedvesség

A specifikus nedvesség (q) szintén egy dimenzió nélküli mérőszám. Megadja az 1 kg nedves levegőben levő vízgőz mennyiségét. Értéke kisebb, de alig tér el a keverési aránytól:

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_m} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p-0,378e} \approx 0,622 \frac{e}{p}$$

Itt $\rho_m = \rho_d + \rho_v$ a nedves levegő sűrűsége.

15.4.1.10. Telítési specifikus nedvesség

A telítési specifikus nedvesség (q_s):

$$q_s = \frac{R_d}{R_v} \frac{e_s}{p-0,378e_s} \approx 0,622 \frac{e_s}{p}$$

15.4.1.11. Relatív nedvesség

A relatív nedvesség (f): megadja, hogy a lehetséges víztartalom hány százaléka van a levegőben. A légréteg telített, ha a relatív nedvesség 100%.

$$f = \frac{e}{e_s} 100 \text{ [%]}$$

15.4.1.12. Kiegészítő megjegyzések

A hőmérséklet és a harmatpont ismeretében megadható a konvektív felhők alapja (h) is.

$$h = 120(T - T_d) \text{ [m]}$$

Ha ismerjük nyomást és a hőmérsékletet, s bármely nedvességi karakterisztikát, akkor a többi – az adott feladathoz szükséges – nedvességi karakterisztika már kiszámolható. Ez indokolja többek között a téma területtel való foglalkozást. A meteorológiai táviratokban a nyomás (p) és a hőmérséklet (T) mellett a harmatpont hőmérsékletét (T_d) adják meg.

15.4.2. Feladatok

15.4.1. feladat: A levegő hőmérséklete 10 °C, a parciális gőznyomás 10 hPa. Adjuk meg a vízgőz sűrűségét és az abszolút nedvességet!

15.4.2. feladat: A levegő hőmérséklete 25 °C, harmatpontja 19 °C. Adjuk meg a parciális gőznyomást (e) és a relatív nedvességet (f)! Milyen magasan van a konvektív felhők alapja?

15.4.3. feladat: Az $5 \times 5 \times 3 \text{ m}^3$ -es szobában a hőmérséklet 20 °C, a gőznyomás 16 hPa. Szellőztetés után a szoba levegője 7 °C-ra hűl, miközben a parciális nyomás 4,7 hPa-ra csökken. Mennyivel csökken a vízgőz mennyisége?

15.4.4. feladat: A sivatagokban a hőmérő higanyszála gyakran 45 °C-ig emelkedik, s ilyenkor a relatív nedvesség különlegesen kicsinnyé (~2%) válhat. Az arktikus területeken a hőmérséklet gyakran –40 °C alatti, s a relatív nedvesség 100% közeli. Hasonlítsuk össze a két abszolút nedvességi értéket!

15.4.5. feladat: A külső levegő hőmérséklete –5 °C, relatív nedvessége 77%. A 27 °C-os szobában 86%-os relatív nedvességet mérünk. Hányszorosa a bent levegő vízgőztartalma a kintinek?

15.4.6. feladat: Legalább mekkora a levegő relatív nedvessége azon a nyári napon, amelyiken a 10 °C-os hőmérsékletű borosüvegen, amit a pincéből hoztunk fel, kevés harmat képződik. A külső levegő hőmérséklete 30 °C.

15.4.7. feladat: A levegő hőmérséklete 26 °C, relatív nedvessége 78%. Határozzuk meg a gőznyomást, a harmatpontot, a telítési hiányt, továbbá a harmatpont-deficitet!

15.4.8. feladat: A levegő hőmérséklete a) –13 °C; b) 26,7 °C. Határozzuk meg a telítési keverési arányt és a telítési specifikus nedvességet, ha a légnyomás 989,4 hPa!

15.4.9. feladat: A szinoptikus meteorológiai állomás mérései alapján a nyomás 1021,2 hPa, a hőmérséklet 24,5 °C, a harmatpont 18,5 °C. Számítsuk ki a légréteg relatív nedvességét, keverési arányát és a specifikus nedvességet. Adjuk meg a telítési hiány értékét is!

15.4.3. A feladatok megoldásai

15.4.1. feladat megoldása:

A vízgőzre vonatkozó állapotegyenlet alapján:

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} = \frac{1000}{461 \cdot 283,15} = 7,7 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$$

Az abszolút nedvesség értéke: $a = 7,7 \text{ g m}^{-3}$.

15.4.2. feladat megoldása:

A Magnus-Tetens formula alkalmazásával:

$$e_s(25 \text{ °C}) = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot 25}{237,3 + 25}} = 31,7 \text{ hPa}$$

$$e = e_s(19 \text{ °C}) = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot 19}{237,3 + 19}} = 22 \text{ hPa}$$

A relatív nedvesség értéke:

$$f = \frac{22}{31,7} \cdot 100 = 69,4\%$$

A konvektív felhőzet alapja:

$$h = 120 \cdot (25 - 19) = 720 \text{ m}$$

15.4.3. feladat megoldása:

A szoba térfogata $V = 75 \text{ m}^3$.

A vízgőz sűrűsége kezdetben: $\rho_{v0} = \frac{e}{R_v T} = \frac{1600}{461 \cdot 293,15} = 11,8 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$, a szellőztetés után:
 $\rho_{v1} = \frac{470}{461 \cdot 280,15} = 3,6 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$. A szobában levő vízgőz tömege a szellőztetés után
 $\Delta m_v = (\rho_{v1} - \rho_{v0}) \cdot V = (11,8 - 3,6) \cdot 75 \cdot 10^{-3} \approx 0,6 \text{ kg}$ -mal csökkent.

15.4.4. feladat megoldása:

$e_s(45^\circ\text{C}) \sim 96 \text{ hPa}$. A sivatagbeli abszolút nedvesség: $a_{\text{sivatag}} \sim 1,3 \text{ g m}^{-3}$, $e_s(-40^\circ\text{C}) = 0,13 \text{ hPa}$ (jégfelszínre);
 $a_{\text{poláris}} \sim 0,12 \text{ g m}^{-3}$. Még a szinte elviselhetetlenül száraz sivatagi területen is több mint 10-szer annyi nedvesség van, mint a „kődös” sarki területen.

15.4.5. feladat megoldása:

A kinti levegő abszolút nedvessége: $2,6 \text{ g m}^{-3}$, bent: $a = 22,1 \text{ g m}^{-3}$, vagyis a szobában több mint nyolcszor nagyobb az abszolút nedvesség.

15.4.6. feladat megoldása:

$e_s(10^\circ\text{C}) = 12,3 \text{ hPa}$, $e_s(30^\circ\text{C}) = 42,4 \text{ hPa}$. Ha az üvegen megindul a harmatképződés, akkor a kinti levegő harmatpontja nagyobb vagy legfeljebb egyenlő, mint az üveg hőmérséklete, így $f > 29\%$. Megjegyezzük, hogy a harmatpont-higrométerek mérési elve is ehhez hasonló. Egy kis fémfelület felett áramlik a levegő. A felületet hűtjük, s egy fotodiódával figyeljük, hogy milyen hőmérsékletnél indul meg a kondenzáció. Így a nedvességmérést hőmérsékletmérésre vezetjük vissza, aminek a pontossága akár század $^\circ\text{C}$ is lehet.

15.4.7. feladat megoldása:

A levegő hőmérséklete 26°C , relatív nedvessége 78% . Határozzuk meg a gőznyomást, a harmatpontot, a telítési hiányt, továbbá a harmatpont-deficitet!

15.4.8. feladat megoldása:

$e_s(26^\circ\text{C}) = 33,6 \text{ hPa}$, $e = 26,2 \text{ hPa}$, $t_d = 21,8^\circ\text{C}$, $e_s - e = 7,4 \text{ hPa}$, $t - t_d = 4,2^\circ\text{C}$.

15.4.9. feladat megoldása:

A Magnus–Tetens formula alkalmazásával:

$$e_s(24,5^\circ\text{C}) = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot 24,5}{237,3 + 24,5}} = 30,8 \text{ hPa}$$

$$e = e_s(18,5^\circ\text{C}) = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot 18,5}{237,3 + 18,5}} = 21,3 \text{ hPa}$$

A relatív nedvesség értéke:

$$f = \frac{21,3}{30,8} \cdot 100 = 69,2\%$$

A keverési arány:

$$r = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p-e} = 0,622 \frac{21,3}{1021,2-21,3} = 13,2 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1} = 13,2 \text{ g kg}^{-1}$$

$$q = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p-0,378e} = 0,622 \frac{21,3}{1021,2-0,378 \cdot 21,3} = 13,1 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1} = 13,1 \text{ g kg}^{-1}$$

15.5. Hőmérsékleti fogalmak

15.5.1. Elméleti háttér

A következő három, meteorológiában gyakran használt hőmérsékleti fogalom közös tulajdonsága, hogy izobárikus folyamatok segítségével állíthatók elő.

15.5.1.1. Virtuális hőmérséklet

A virtuális hőmérséklet (T_v) az a hőmérséklet, amit a száraz levegő felvenne, ha nyomása és sűrűsége megegyezne az adott (telítetlen vagy telített) nedves levegő nyomásával és sűrűségével

$$(R_d T_v = R_m T = p \alpha, r \leq r_s)$$

$$T_v \cong T(1 + 0,608r)$$

A virtuális hőmérséklet alkalmazásával a telítetlen nedves levegő hőtánából áttérhetünk az egyszerűbb száraz levegő hőtánára.

15.5.1.2. Ekvivalens hőmérséklet

Az ekvivalens hőmérséklet (T_e) az a hőmérséklet, amit a p nyomású T hőmérsékletű egységnyi tömegű száraz levegő felvenne, ha a vizsgált T hőmérsékletű, p nyomású és r keverési arányú $(1+r)$ kg tömegű nedves levegőben levő vízgőz izobárikus folyamat során, T hőmérsékleten kondenzálna és a fázisátalakulási folyamatok során keletkező hőt felvenné a száraz levegő.

$$T_e = T + \frac{L_v}{c_{pd}} r$$

Az ekvivalens hőmérséklet azt a hőmérsékleti többletet jellemzi, ami a felhőképzés (fázisátalakulás) során növelheti a légréteg hőmérsékletét, ha minden vízgőz kikondenzálna. A felhőképződés során a légréteg emelkedik. A kondenzáció során felszabaduló hő miatt az emelkedő légréteg kevésbé fog hűlni. Ezt a hőmérsékleti fogalmat gyakran alkalmazzák egyszerű felhőfizikai modellekben. Pontosabb számításokhoz az ún. pseudo-ekvivalens hőmérsékletet használják, ami a légréteg (száraz levegő és a vízgőz) entrópiáján alapul. Itt $c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ a száraz levegő állandó nyomáson vett fajhője, $L_v \approx 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ a párolgási hő. Gyakorlati számításoknál a következő egyszerű munkaformulát alkalmazzuk:

$$T_e = T + 2,5r$$

ahol r dimenziója $[\text{g kg}^{-1}]$, vagyis azt kérdezzük, hogy 1 kg száraz levegőben hány gramm vízgőz van.

15.5.1.3. Nedves hőmérséklet

A nedves hőmérséklet (T_w) az a hőmérséklet, amit a kezdetben p nyomású, T hőmérsékletű, r keverési arányú, $(1 + r)$ kg tömegű telítetlen vagy telített nedves levegő felvenne, ha abba izobárikus folyamat során, adiabatikus körülmények között annyi vizet párologtatnánk (ill. szublimálnánk), hogy a rendszer éppen telített lenne. A párolgáshoz ($L_{lv} \approx 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), illetve a szublimációhoz (ha fagyott a nedves hőmérő gömbje, $L_{lv} \approx 2,83 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) szükséges hőt maga a nedves levegő fedezi. (Természetesen a telített nedves levegő hőmérséklete megegyezik a nedves hőmérséklettel.) Olyan eseteket vizsgálunk, amikor a nedves hőmérő gömbjén levő muszlinburok nem fagyott. A párolgási hővel dolgozunk:

$$T_w \cong T_c - \frac{L_{lv}}{c_{pd}} r_s(T_w, p) = T - \frac{L_{lv}}{c_{pd}} [r_s(T_w, p) - r],$$

ahol $r_s(T_w, p)$ a nedves hőmérséklethez tartozó telítési keverési arány (hiszen a nedves hőmérőn átszívott levegő telítetté válik, miközben lehűl), r a környezeti levegőben levő keverési arány.



15.3. ábra: Az Assmann-féle pszichrométer. Árnyékolt, fémborítású műszer a száraz-nedves hőmérőpárral, tetején az aspirátorral, ami a levegő áramlását biztosítja a mérés során.

A nedves hőmérsékletet az Assmann-féle pszichrométerrel mérjük, ami nem más, mint egy árnyékolt, száraz-nedves hőmérőpár (15.3. ábra). A két hőmérő lehet hagyományos higanyos vagy elektromos hőmérő (pl. PT100 ellenállás-hőmérő, termisztor stb.). A nedvesség meghatározása a száraz (T) és a nedves (T_w) hőmérséklet alapján történik egy táblázat segítségével.

A mérési módszer kihasználja, hogy a párolgás sebessége függ a párologtató felszín feletti telítési gőznyomás ($e_s(T_w)$) és a levegőben jelen levő vízgőz $e = e_s(T_d)$ közötti különbségtől. Ha a levegő telített, nincs párolgás. A nedves hőmérőt egy muszlinburok veszi körül, míg a másik hőmérő száraz marad. A száraz hőmérő a levegő hőmérsékletét méri, a nedves hőmérő pedig egy annál alacsonyabb hőmérsékletet, hiszen a párolgó víz hőt von el a muszlinburoktól, ami lehűl. A párolgáshoz szükséges hőt az átszívott levegő biztosítja, ami lehűl, nedvességet kap, és telítetté válik. A nedves hőmérő muszlin burka és az átszívott és telítetté váló levegő közötti egyensúly – a T_w hőmérséklet – néhány perc alatt beáll. A levegő átszívásáról egy ventilátor (aspirátor) gondoskodik. Az áramlási sebesség 3 m s^{-1} körüli. Az V.1. képen egy terepi mérésekre használt, illetve egy meteorológiai állomáson alkalmazott klasszikus (higanyos hőmérővel ellátott) műszert mutatunk be.

15.5.1.4. Emelkedő légréz hőmérsékleti viszonyai

A levegő „jó hőszigetelő”. Egy elmozduló légréz adiabatikus (hőközlés nélküli) folyamat során változtatja nyomását, illetve hőmérsékletét. A telítetlen levegő száraz adiabatikus emelkedése során 100 m-enként hozzávetőlegesen 1 °C-kot hűl, illetve a száraz adiabatikusan süllyedő légréz hőmérséklete 100 m-enként közel 1 °C-ot emelkedik. Ha a különböző magassági szinteken levő légrézeket adiabatikus folyamat során az 1000 hPa-os referencia szintre visszük, akkor azok összehasonlíthatóvá válnak. Így kapjuk a potenciális hőmérsékletet, ami száraz adiabatikus elmozdulás esetén invariáns (nem változik). A kezdetben T hőmérsékletű, p nyomású légréz potenciális hőmérséklete:

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}}} = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,286}$$

$$\frac{R_d}{c_{pd}}$$

ahol $p_0 = 1000$ hPa a referencia-nyomás. Az c_{pd} kifejezés – a száraz levegőre vonatkozó specifikus gázállandó és az állandó nyomáson vett fajhő hányadosa – jó közelítéssel 0,286.

A telítetlen nedves levegő hőmérséklete és harmatpontja csökken az emelkedése során, relatív nedvessége pedig nő. A száraz adiabatikusan emelkedő légréz potenciális hőmérséklete és nedvességtartalma (keverési aránya) állandó, vagyis konzervatív, megmaradó tulajdonság. Ilyenkor a nyomás és a parciális gőznyomás relatív változása azonos:

$$\frac{\Delta p}{p} = \frac{\Delta e}{e}$$

illetve

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = \ln \frac{e_2}{e_1}$$

vagy másképpen írva:

$$\frac{p_2}{p_1} = \frac{e_2}{e_1}$$

ahol az 1 index a kiindulási, a 2 index pedig a végállapotot jelöli.

Amint az emelkedő légréz eléri a telítettséget (itt lesz a konvektív felhőalap) megindul a fázisátalakulás. „Bekapcsoljuk a fűtést”, s az addig száraz adiabatikusan hűlő levegő hőmérséklete nedves adiabatikusan fog tovább csökkenni, vagyis kevésbé hűl. A hegyen átkelő levegőből a víz egy része csapadék formájában kihullik. Az újra lesüllyedő levegőnek nagyobb a hőtartalma, így melegebb lesz, s nagyobb lesz a potenciális hőmérséklete, mint a kiindulási helyzetben.

Természetesen megadhatjuk a potenciális ekvivalens és a potenciális virtuális hőmérsékletet is. Ekkor a p nyomási szinten meghatározott T_v és T_e hőmérsékletet száraz adiabatikusan az 1000 hPa-os szintre visszük. Ez is a különböző légrézek összehasonlítására szolgál, ami a stabilitás vizsgálatoknál játszik szerepet, de ez már a meteorológusok feladata. Stablis rétegződésről beszélünk, ha az emelkedő légréz sűrűsége kisebb, mint a környező levegő sűrűsége, azaz azonos nyomási szinten az emelkedő légréz melegebb, mint környezete. Labilis rétegződésről beszélünk, ha

a környezet hőmérsékleti gradiense $\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z}$ nagyobb, mint az emelkedő légréz hőmérsékleti gradiense. Egy légréz száraz adiabatikusan ($\Gamma_d \approx 1$ °C/100 m, telítetlen állapot) és nedves adiabatikusan ($\Gamma_s < \Gamma_d$, a vízgőztartalomtól függően – kondenzációs folyamatok) emelkedhet.

15.5.2. Feladatok

15.5.1. feladat: Adjuk meg a virtuális hőmérsékletet ($p = 1013 \text{ hPa}$, $t = 17^\circ\text{C}$, $f = 60\%$)!

15.5.2. feladat: A hőmérséklet 27°C , a nedves hőmérséklet 22°C , $p = 980 \text{ hPa}$. Adjuk meg a nedves levegő nedvességi karakterisztikáit (r , e , t_d , f , $t - t_d$)!

15.5.3. feladat: Az 500 hPa -os szinten a hőmérséklet -15°C , a relatív nedvesség 85% . Adjuk meg a virtuális és az ekvivalens hőmérsékletet! (A gőznyomás meghatározásánál túlhűlt vízzel számoljunk!)

15.5.4. feladat: A levegő hőmérséklete 30°C , harmatpontja 23°C . Az állomási légnyomás 1010 hPa . Adjuk meg a virtuális és az ekvivalens hőmérsékletet.

15.5.5. feladat: A levegő hőmérséklete 20°C , nyomása a) 960 hPa , b) 1000 hPa , c) 1040 hPa . Adjuk meg a potenciális hőmérsékletet! Mikor nagyobb, illetve mikor kisebb a potenciális hőmérséklet a hőmérsékletnél?

15.5.6. feladat: A felszíni nyomás 980 hPa , a hőmérséklet 15°C , a 850 hPa -os szinten (ami 1500 m körüli szint) a hőmérséklet 3°C , 700 hPa -on (ami 3000 m körüli) -10°C . Adjuk meg a potenciális hőmérséklet értékét. (Megjegyezzük, hogy stabilis (pontosabban száraz stabilis) légkörben a potenciális hőmérséklet nő a magassággal, indifferens rétegződés esetén nem változik, míg labilis rétegződés esetén csökken a magassággal. Ilyen enyhén labilis rétegződéssel találkozhatunk, pl. az erős besugárzással jellemzett nappali órákban, a határretegben, az alsó $0,5\text{--}2 \text{ km}$ -es rétegben.)

15.5.7. feladat: A levegő hőmérséklete 25°C , nyomása 1000 hPa , harmatpontja 5°C . Adjuk meg a vízgőz parciális nyomását, relatív nedvességét és keverési arányát! Hogyan módosul a harmatpont, a keverési arány és a vízgőz parciális nyomása, ha az adiabatikusan emelkedő légréteg nyomása 200 hPa -t csökken? Eléri-e a légréteg a telítési szintet? Emelkedő telítetlen levegőben a keverési arány konzervatív tulajdonság (nem változik).

15.5.8. feladat: A telítetlen nedves levegő hőmérséklete 7°C , nyomása 820 hPa , relatív nedvessége 70% . A légréteg száraz adiabatikusan lesüllyed a 925 hPa -os szintre. Adjuk meg a hőmérsékletét és a relatív nedvességét! Hogyan változik a légrétegben levő vízgőz parciális nyomása a folyamat során?

15.5.3. A feladatok megoldásai

15.5.1. feladat megoldása:

A virtuális hőmérséklet kiszámításához elsőként a keverési arányt határozzuk meg:

$$e_s(17^\circ\text{C}) = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot 17}{237,3 + 17}} = 19,4 \text{ hPa}$$

a relatív nedvesség 60% , így

$$e = 0,6 \cdot e_s = 11,6 \text{ hPa}$$

$$r = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p - e} = 0,622 \frac{11,6}{1013 - 11,6} = 7,2 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$$

A virtuális hőmérséklet számításánál figyelni kell a mértékegységekre. A keverési arány dimenziója $[\text{kg kg}^{-1}]$, a hőmérsékleté minden esetben $[\text{K}]$. Gondoljuk meg, ha véletlenül $^\circ\text{C}$ -ot használnánk, akkor mi lenne a virtuális hőmérséklet értéke 0°C -on!

$$T_v \cong T(1 + 0,608r) = 290,45 \cdot (1 + 0,608 \cdot 7,2 \cdot 10^{-3}) \approx 292,72 \text{ K} \approx 19,6^\circ\text{C}.$$

15.5.2. feladat megoldása:

A nedves hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás $e_s(22^\circ\text{C}) = 26,4 \text{ hPa}$, az ehhez tartozó telítési keverési arány: $r_s(T_w, p) = 17,2 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$. Ennek ismeretében megadható a keverési arány, ami a levegő harmatpontjára vonatkoztatva a telítési keverési arány:

$$r_s(T_d, p) = r = \frac{c_{pd}}{L_{lv}}(T_w - T) + r_s(T_w, p) \approx \frac{1}{2,5 \cdot 10^3}(22 - 27) + 17,2 \cdot 10^{-3} = 15,2 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$$

A telítési keverési arány és a nyomás ismeretében kiszámítható a gőznyomás, ami a levegő harmatpontjára vonatkoztatva telítési gőznyomás:

$$e_s(T_d) = e = \frac{r p}{r + \frac{R_d}{R_v}} = \frac{15,2 \cdot 10^{-3} \cdot 980}{15,2 \cdot 10^{-3} + 0,622} = 23,4 \text{ hPa}$$

A Magnus-Tetens formula segítségével pedig megadható a harmatpont a gőznyomás ismeretében:

$$t_d [^\circ\text{C}] = \frac{Xb}{a - X}$$

ahol

$$X = \frac{\ln e_s - \ln 6,11}{\ln 10}$$

a és b a Magnus-Tetens formula együtthatói. Behelyettesítés után: $t_d = 20^\circ\text{C}$, míg a harmatpontdeficit 7°C .

A relatív nedvesség:

$$f = \frac{e}{e_s(t)} \cdot 100 = \frac{23,4}{e_s(27^\circ\text{C})} \cdot 100 = \frac{23,4}{35,7} \cdot 100 = 65,5\%$$

15.5.3. feladat megoldása:

$$e_s(t) = 1,9 \text{ hPa (túlhűlt vízre)}, e \approx 1,6 \text{ hPa}, r = 2 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}.$$

$$t_v = -14,7^\circ\text{C}, t_e \sim -10^\circ\text{C}.$$

15.5.4. feladat megoldása:

A levegőben levő vízgőz parciális nyomása $e = e_s(t_d) = 28,1 \text{ hPa}$, keverési aránya $r = 17,8 \cdot 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1} = 17,8 \text{ g kg}^{-1}$. A virtuális hőmérséklet: $T_v = 306,43 \text{ K} = 33,3^\circ\text{C}$. A virtuális hőmérséklet mindig nagyobb, mint a hőmérséklet, de az eltérés legfeljebb néhány $^\circ\text{C}$.

Az ekvivalens hőmérséklet nagy nedvességtartalmú levegőben – ahogy itt is – lényegesen meghaladja a hőmérsékletet. $T_E = 347,65 \text{ K} = 74,5^\circ\text{C}$. Nagy a fázisátalakulási hőből származó adalék. A felhőképződés „melegíti” a troposzférát. Ezt az energiát a felszínen elpárolgott vízgőz szállítja, s ez szabadul fel a felhőképződés során. Természetesen az ekvivalens hőmérséklet nem „valódi hőmérséklet”. Azt a hőtöbbletet fejezi ki, ami fokozatosan adódik hozzá a levegőhöz, s csökkenti a felhőképződés során az emelkedő levegőrész hűlését. Tanultuk, hogy a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens kisebb, mint a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradiens.

15.5. feladat megoldása:

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,286}$$

A potenciális hőmérséklet definíciós egyenlete: $\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,286}$, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ -os szinten a potenciális hőmérséklet megegyezik a hőmérséklettel. Ha a nyomás kisebb, mint a referencia szint (p_0), akkor a potenciális hőmérséklet nagyobb, mint a hőmérséklet, míg az ellenkező esetben kisebb.

$$a) \Theta = 293,15 \left(\frac{1000}{960} \right)^{0,286}, \Theta = 296,59 \text{ K} \approx 23,4^\circ,$$

$$b) \Theta = 20^\circ \text{C},$$

$$c) \Theta = 293,15 \left(\frac{1000}{1040} \right)^{0,286}, \Theta = 289,88 \text{ K} \approx 16,7^\circ.$$

Figyeljünk, hogy a potenciális hőmérséklet kiszámításánál a hőmérsékletet K-ben adjuk meg!

15.5.6. feladat megoldása:

A potenciális hőmérséklet a felszínen (980 hPa), $\Theta = 16,7^\circ \text{C}$, a 850 hPa-os szinten $\Theta = 16,1^\circ \text{C}$, ami azt jelenti, hogy ez a réteg enyhén labilis rétegződésű. 700 hPa-on a potenciális hőmérséklet $\Theta = 18,3^\circ \text{C}$. A 850–700 hPa-os réteg már száraz stabilis egyensúlyi helyzetű.

15.5.7. feladat megoldása:

A kiindulási állapotban $\Theta = T = 25^\circ \text{C} = 298,15 \text{ K}$, $e = 8,7 \text{ hPa}$, $r = 5,5 \cdot 10^{-3}$, $f = 27\%$. (Nem követünk el hibát, ha az r értékéhez nem írunk dimenziót.) A potenciális hőmérséklet állandóságával számolva a 800 hPa-os szinten a légréteg hőmérséklete $6,6^\circ \text{C}$ lenne. Mivel ez magasabb, mint a harmatpont, a légréteg telítetlen marad. A folyamat során a keverési arány nem változik, így a gőznyomás a folyamat végén: 7 hPa lesz, a relatív nedvesség közel 73%-ra nő.

15.5.8. feladat megoldása:

A p_1 nyomási szintről a p_2 nyomási szintre süllyedő légréteg kezdeti hőmérséklete T_1 , a végállapot hőmérséklete T_2 . A folyamat száraz adiabatikus. A potenciális hőmérséklet definíciós egyenletének mintájára:

$$T_2 = T_1 \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{0,286}$$

Behelyettesítés után:

$$T_2 = 280,15 \left(\frac{925}{820} \right)^{0,286} = 289,97 \text{ K} = 16,8^\circ \text{C}$$

A kiindulási helyzetben a gőznyomás: $e_1 = 7 \text{ hPa}$, a végállapotban:

$$e_2 = e_1 \frac{p_2}{p_1} = 7,9 \text{ hPa}$$

A T_2 hőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás $e_s(16,8^\circ \text{C}) = 19,1 \text{ hPa}$, s így a végállapotban a levegőrész relatív nedvessége 41,4%-ra csökken. A lesüllyedő légréteg hőmérséklete növekszik, relatív nedvessége csökken. Ezért is meleg-száraz a hegyen átkelő, majd lesikló fön szél.

15.6. A sztatikus légkör

15.6.1. Elméleti háttér

A sztatika alapegyenlete a nyomási gradiens erő és a nehézségi gyorsulási erő egyenlőségét fejezi ki hidrosztatikus légkörben. Az ilyen sztatikus légkörben nincsenek vertikális gyorsulások.

Az egységnyi alapterületű légrézecske írájuk fel az erőegyensúlyt! A Δz vastagságú légréz felületegységére ható nyomási gradiens erő ($F_{grad} = -\Delta p$) és a nehézségi gyorsulási erő ($F_g = -\rho g \Delta z$) tart egyensúlyt.

Ha a vertikális koordinátának a z magasságot választjuk:

$$dp = -\rho g dz$$

illetve

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

Véges vastagságú légrétegekre felírva:

$$\Delta p = -\rho g \Delta z$$

illetve

$$\frac{\Delta p}{\Delta z} = -\rho g$$

Gyakorlati feladatokban a levegő sűrűségének meghatározásakor a virtuális hőmérséklettel (T_v) számolunk, így térünk át a nedves levegőről a száraz levegőre vonatkozó gázegyenlet alkalmazására.

A gravitációs erőterben könnyen értelmezhető a tömeg egységnyi légréz potenciális energiája. Ehhez azonban ki kell jelölni egy nulla nívófelületet – az átlagos tengerszint feletti magasságot – amihez képest pozitívnak, illetve „negatívnak” tekintjük a légréz potenciális energiáját.

A geopotenciál Φ nem más, mint a tömeg egységnyi légréz potenciális energiája:

$$\Phi(z_1) = \int_{z_0}^{z_1} g(z) dz \cong g_0 \Delta z = g_0 z_1$$

ahol $z_0 = 0$ a tengerszinti magasságot jelenti. A meteorológiai gyakorlatban általában eltekintünk a nehézségi gyorsulás magasság szerinti változásától, feltételezhetjük, hogy g_0 az adott szélességi körre jellemző nehézségi gyorsulás. A szinoptikus gyakorlatban a geopotenciális métert [gpm] használjuk, vagyis a geopotenciál értékét a nehézségi gyorsulás közepes értékével $g_0 = 9,8 \text{ m s}^{-2}$ normáljuk, s általában H -val jelöljük.

$$H = \frac{1}{9,8} \Phi(z_1) = \frac{1}{9,8} \int_{z_0}^{z_1} g(z) dz$$

Az állapotegyenlet segítségével tovább alakíthatjuk a sztatika alapegyenletét.

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g = g \frac{p}{R_m T}$$

$$\frac{dp}{p} = -\rho g = \frac{g}{R_m} \frac{dz}{T}$$

ahol $R_m = R_d(1 + 0,608r)$ a nedves levegő specifikus gázállandója. Ha egy $\Delta z = z_2 - z_1$ légréteget vizsgálunk, akkor a nyomás logaritmikus változása és a magasságváltozás között kapunk összefüggést.

$$\frac{\Delta p}{p} = \Delta \ln p = -\frac{g}{R_m} \frac{\Delta z}{T}$$

vagy

$$\Delta \ln p = -\frac{1}{R_m T} \Delta \Phi$$

A szinoptikus meteorológiában izobárikus koordináta-rendszert használunk. Azt kérdezzük, hogy az adott nyomási szint milyen magasan van, vagy mekkora a geopotenciálja, milyen a szélesség és szélirány, a harmatpont stb. Ilyen nyomási rendszerben a sztatika alapegyenlete arra a kérdésre keres választ, hogy egységnyi nyomásváltozásra mekkora magasságváltozás jut, míg a z -rendszerben az egységnyi magasságváltozásra jutó nyomásváltozást kérdeztük.

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{1}{\rho g}$$

illetve

$$\Delta \Phi = -\Delta \ln p R_m \bar{T}$$

Ha a hőmérséklet helyett a virtuális hőmérsékletet használjuk, akkor a nedves levegő specifikus gázállandója helyett a száraz levegő gázállandójával kell számolnunk, pl:

$$\Delta \Phi = -\Delta \ln p R_d \bar{T}_v$$

ahol a $\bar{T}$, $\bar{T}_v$ a vizsgált réteg átlagos hőmérséklete, illetve átlagos virtuális hőmérséklete.

15.6.2. Feladatok

15.6.1. feladat: A barometrikus magassági lépcső megadja az 1 hPa-os (1 mbar-os) nyomásváltozásra jutó magasságváltozást. Adjuk meg ezt az értéket a 45° szélességi körön ($g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$), ha a nyomás 1000 hPa, a hőmérséklet $t = 0 \text{ °C}$! Száraz levegő feltételezésével számoljunk.

15.6.2. feladat: Adjuk meg az 1000 hPa-os szint és a 850 hPa-os szint magasságkülönbségét, ha a réteg átlaghőmérséklete a) -10 °C , b) 20 °C . Száraz levegő feltételezésével számoljunk. A nehézségi gyorsulás értéke

$$g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$$

15.6.3. feladat: Az Eötvös Loránd Tudományegyetem légymányosi épületének műszerterasza 43 m magasan van. A légoszlop össztömegének hány százaléka van alattunk, ha itt dolgozunk. A barometrikus magassági lépcső legyen $8,5 \text{ m hPa}^{-1}$.

15.6.4. feladat: A trópusokon az 1000 hPa és az 500 hPa-os réteg átlagos virtuális hőmérséklete 5 °C . Adjuk meg az 1000–500 hPa-os réteg vastagságát. Mekkora lenne ez az érték, ha az -20 °C lenne, mint pl. nálunk egy téli helyzetben. (A számításoknál Kelvin fokot használjunk!)

15.6.5. feladat: Az alsó 1200 m-es légrétegben az átlaghőmérséklet legyen 25 °C . A felszíni nyomás 990 hPa, a hőmérsékleti gradiens $0,6 \text{ °C/100 m}$. Adjuk meg a nyomást a réteg tetején, illetve a hőmérsékletet a felszínen és a réteg tetején!

15.6.6. feladat: A nehézségi gyorsulás felszínfeletti magasság és szélességi körök (φ) szerinti változását a Helmholtz-formula adja meg:

$$g(\varphi, z) \approx 9,806 [1 - 2,6 \cdot 10^{-3} \cos(2\varphi)] [1 - 3,14 \cdot 10^{-7} z]$$

Hány százalékkal változik a nehézségi gyorsulás az alsó 30 km-es rétegben?

15.6.7. feladat: A részecske 16 km magasan van. Mekkora a geopotenciál értéke az egyenlítőn a 45° és a 90° szélességi körön? Az egyszerűség kedvéért a tengerszinti nehézségi gyorsulással számoljunk a Helmert-formula felhasználásával (VI.6. feladat). Mit kapnánk eredményül, ha a 8 km-es szintre vonatkozó nehézségi gyorsulással dolgoznánk?

15.6.3. A feladatok megoldásai

15.6.1. feladat megoldása:

A sztatika alapegyenletének felhasználásával:
$$\Delta z = -\frac{R_d \bar{T}}{g} \frac{\Delta p}{p}$$
. Behelyettesítés után az 1 hPa-os nyomáscsökkenésre jutó magasságváltozás:

$$a) \Delta z = \frac{287 \cdot 263,15}{9,81} \cdot \frac{1}{1000} = 7,7 \text{ m}$$

$$b) \Delta z = \frac{287 \cdot 293,15}{9,81} \cdot \frac{1}{1000} = 8,6 \text{ m}$$

Gyakorlati feladatokban a felszínközeli hőmérséklet függvényében a nyomási lépcsőt 8–8,5 m/hPa közötti értékkel vehetjük figyelembe.

15.6.2. feladat megoldása:

Az előző feladatban alkalmazott összefüggés alapján, kihasználva, hogy

$$\frac{\Delta p}{p} = \Delta \ln p$$

:

$$\Delta z = -\frac{R_d \bar{T}}{g} \ln \left(\frac{p_2}{p_1} \right) = \frac{R_d \bar{T}}{g} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

ahol p_2 és p_1 a légnyomás a réteg felső és alsó határán. Behelyettesítés után az 1000 hPa-os szint és a 850 hPa-os szint magasságkülönbsége (RT_{1000}^{850})

$$a) RT_{1000}^{850} = \Delta z = \frac{287 \cdot 263,15}{9,81} \cdot \ln \left(\frac{1000}{850} \right) = 1251 \text{ m}$$

$$b) RT_{1000}^{850} = \Delta z = \frac{287 \cdot 293,15}{9,81} \cdot \ln \left(\frac{1000}{850} \right) = 1394 \text{ m}$$

A rétegvastagság egyenesen arányos az átlaghőmérséklettel. A számítások során a hőmérséklet dimenziója K.

15.6.3. feladat megoldása:

A barometrikus magassági lépcső szerint 43 m-es magasságváltozásra ~5,1 hPa-os nyomásváltozás jut. Az átlagos tengerszintre vonatkozó légnyomás 1013,25 hPa. Tehát a légoszlop teljes tömegének hozzávetőlegesen 0,5%-át hagytuk magunk alatt. Megjegyezzük, hogy ugyanennyi levegő van az 5 hPa-os nyomási szint és a légkör felső határa (vagyis a világűr között). Az 5 hPa-os nyomási szint magassága hozzávetőlegesen 36 km. Ennyire van összenyomva a légkörünk.

15.6.4. feladat megoldása:

Az előző feladat megoldása alapján:

$$\text{a.) } RT_{1000}^{500} = \frac{287 \cdot 268,15}{9,81} \cdot \ln\left(\frac{1000}{500}\right) = 5438 \text{ m},$$

$$\text{b.) } RT_{1000}^{500} = \frac{287 \cdot 253,15}{9,81} \cdot \ln\left(\frac{1000}{500}\right) = 5133 \text{ m}.$$

15.6.5. feladat megoldása:

A hőmérsékleti gradiens állandó. A réteg átlaghőmérséklete 25°C , így a réteg alján (p_1, z_1) a hőmérséklet $28,6^\circ\text{C}$, a réteg tetején (p_2, z_2) $21,4^\circ\text{C}$. A réteg átlaghőmérsékletének ($\bar{T}$) az ismeretében a nyomás a réteg felső határán:

$$p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g\Delta z}{R_d \bar{T}}\right)$$

ahol $\Delta z = z_2 - z_1$ a rétegvastagság. A számítások elvégzése után a légréteg felső határán a becsült nyomás:

$$p_2 = 990 \cdot \exp\left(-\frac{9,81 \cdot 1200}{287 \cdot 298,15}\right) = 862,8 \text{ hPa}.$$

A rétegre jellemző átlagos barometrikus nyomási lépcső: $10,6 \text{ m hPa}^{-1}$.

15.6.6. feladat megoldása:

Dolgozzunk a $\varphi = 45^\circ$ szélességi körön: $g(\varphi = 45^\circ, z = 0 \text{ m}) = 9,806 \text{ m s}^{-2}$, és $g(\varphi = 45^\circ, z = 30000 \text{ m}) = 9,806(1 - 3,14 \cdot 10^{-7} \cdot 3 \cdot 10^4) = 9,71 \text{ m s}^{-2}$. Hozzávetőlegesen 1%-kal csökken a nehézségi gyorsulás az alsó 30 km-es rétegben.

15.6.7. feladat megoldása:

A geopotenciál értéke állandó nehézségi gyorsulással számolva:

$$\Phi(z) \cong g(\phi, z_{ref})z$$

A képletben alkalmazott nehézségi gyorsulást a Helmert-formula alapján határozzuk meg. Eredményeinket a 15.5. táblázatban közöljük. Nézzük például a 45° szélességi körön a tengerszintre és a 8 km-es szintre vonatkozó nehézségi gyorsulásértékét. Ezek között akkora az eltérés, mint a tengerszinten a 45° szélességi körön, illetve az egyenlítőn mért g nehézségi gyorsulás értéke között. Ugyanolyan tengerszint feletti magasságban az Egyenlítőtől a sarkok fele haladva nő a nehézségi gyorsulás, így az egységnyi tömegű légréteg potenciális energiája, vagyis geopotenciálja is.

15.5. táblázat: A 16 km-es tengerszint feletti magasság geopotenciál értéke különböző szélességi körökön

Szélességi kör (φ)	$g(z_{ref} = 0 \text{ m})$ m s^{-2}	$\Phi(16 \text{ km})$ $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	$g(z_{ref} = 8 \text{ km})$ m s^{-2}	$\Phi(16 \text{ km})$ $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
0°	9,781	$1,565 \cdot 10^5$	9,756	$1,561 \cdot 10^5$
45°	9,806	$1,569 \cdot 10^5$	9,781	$1,565 \cdot 10^5$
90°	9,831	$1,573 \cdot 10^5$	9,806	$1,573 \cdot 10^5$

15.7. Egyensúlyi áramlások

15.7.1. Elméleti háttér

A Le Chatelier (1850–1936) elv szerint azok a fizikai rendszerek, amelyekre egyidejűleg több erő hat, általában olyan állapotok elérésére törekszenek, amelyekben a hatóerők egymással egyensúlyt tartanak. A légkörben ilyen módon külön vizsgálhatók a vertikális és a horizontális mozgások.

A horizontális (x, y) síkban három erő alakítja a légköri folyamatokat. Ezek a nyomáskülönbségből származó nyomási gradiens erő (F_{grad}), a Föld forgásából származó Coriolis-erő (F_{cor}) és a súrlódási erő (F_s), ami a planetáris határrétegben a felszín mechanikus és termikus kényszerhatásának a következtében alakul ki. A felemelkedő örvények gyorsítani, míg a lesüllyedő örvények lassítani szeretnék az áramlást.

Nézzük meg a tömegegységre ható erőket az (x, y) síkban adott z magasságban, pl. a szinoptikus térképen, ahol a tengerszintre redukált nyomási értékeket látjuk! A nagyskálájú (1000 km-es karakterisztikus méretű) folyamatokkal foglalkozunk, ahol a légkör hidrosztatikus, s a vertikális sebesség elhanyagolható a horizontális mozgásokkal szemben.

15.7.1.1. A horizontális nyomási erő

A horizontális nyomási gradiens erő a következőképpen írható fel:

$$F_{\text{grad}} = -\frac{1}{\rho} \text{grad}_h p = \begin{pmatrix} (F_{\text{grad}})_x \\ (F_{\text{grad}})_y \end{pmatrix}$$

A nyomási gradiens erő egyes komponensei:

$$(F_{\text{grad}})_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$(F_{\text{grad}})_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

Ha a deriváltak helyett véges különbségekkel dolgozunk, vagyis az x és y tengely irányú $\Delta x, \Delta y$ megváltozásra jutó nyomásváltozást vizsgáljuk, akkor:

$$(F_{\text{grad}})_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

$$(F_{\text{grad}})_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta y}$$

Ha a legnagyobb nyomásváltozás (a nyomási gradiens) irányába (n) történő nyomásváltozást tekintjük, akkor a nyomási gradiens erő nagysága:

$$F_{\text{grad}} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

illetve a maximális nyomásváltozás irányába történő Δn megváltozásra jutó nyomásváltozás alapján:

$$F_{\text{grad}} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

Megjegyezzük, hogy a meteorológiában használt Descartes-féle koordináta-rendszerben az x tengely keletre, az y tengely északra, míg a z tengely a helyi függőleges irányba mutat.

15.7.1.2. A Coriolis-erő

A Föld forgásából származó Coriolis-erő a mozgó testre hat. Merőleges mind a sebességre (V_h), mind a Föld forgás szögsebesség vektorára (Ω). Az Egyenlítőnél már nem lesz a Coriolis-erőnek (x, y) síkba eső összetevője, hiszen az Egyenlítő érintő síkja párhuzamos a Föld forgás szögsebesség vektorával. Itt a Coriolis-erőnek csak függőleges komponense lehet, ami a nehézségi erőhöz képest elhanyagolható. A Coriolis-erő hiánya indokolja, hogy az Egyenlítő 5°-os körzetében nem alakulnak ki trópusi ciklonok. Mivel nincs, ami körpályára kényszerítse a légrést. Nincsenek a trópusi területeken a nálunk megszokott ciklonok és anticiklonok sem.

A Coriolis-erő alakja:

$$F_{\text{Cor}} = -2\Omega \times V_h = \begin{pmatrix} (F_{\text{Cor}})_x \\ (F_{\text{Cor}})_y \end{pmatrix}$$

A Coriolis-erő x és y komponense:

$$(F_{\text{Cor}})_x = f v$$

$$(F_{\text{Cor}})_y = -f u$$

ahol u és v a horizontális szélesség x és y irányú komponense, $f = 2 \cdot \Omega \sin \varphi$ a Coriolis-paraméter, $\Omega = 7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a Földforgás szögsebessége. A Coriolis-erő nagysága arányos a horizontális sebességgel (V_h):

$$F_{\text{Cor}} = f V_h$$

15.7.1.3. A súrlódási erő

A turbulens örvények keltette súrlódási erő (F_s) legegyszerűbb értelmezése a mechanikai analógián alapul: értéke arányos a szélességgel, iránya ellentétes azzal.

$$F_s = -k V_h = \begin{pmatrix} (F_s)_x \\ (F_s)_y \end{pmatrix}$$

A súrlódási-erő x és y komponense:

$$(F_s)_x = -k u$$

$$(F_s)_y = -k v$$

ahol a k súrlódási együttható értéke szárazföldek felett $5-10 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, tengerek és óceánok felett $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A súrlódási rétegben a szélességnek lesz egy olyan komponense, ami a nagyobb nyomású hely felől a kisebb nyomású hely felé mutat. Óceánok felett a szél $10-15^\circ$ -kal tér el az izobároktól, míg szárazföldek felett $30-50^\circ$ -kal. A súrlódási erő nagysága szintén arányos a horizontális sebességgel (V_h):

$$F_s = k V_h$$

Megjegyezzük, hogy a pontosabb számításoknál, a meteorológiai gyakorlatban a súrlódási erő a szélnyírás magasságszerinti változásával arányos.

15.7.1.4. Kiegészítő megjegyzések

A légkör különböző tartományaiban (földrajzi szélesség, illetve magasság szerint) más-más erők dominálnak, míg egyes erők elhanyagolhatók. A 15. 6. táblázatban az alacsony, illetve a közepes és a magas szélességeken a planetáris határrétegben (vagy súrlódási rétegben) és a szabad légkörben ható erőket mutatjuk be.

15.6. táblázat. A légkör különböző tartományaiban (földrajzi övezetesség és magasság szerint felosztva) domináló erőhatások

	alacsony földrajzi szélességek	közepes és magas földrajzi szélességek
szabad légkör	- nyomási gradiens erő	- nyomási gradiens erő - Coriolis-erő
planetáris határréteg	- nyomási gradiens erő - súrlódási erő	- nyomási gradiens erő, - Coriolis-erő, - súrlódási erő

Az erők eredőjeként kialakuló egyensúlyi mozgások közül a geosztrófikus, a gradiens a ciklostrófikus és a súrlódási áramlással foglalkozunk a felszíni szinoptikus térképek, illetve a magassági abszolút topográfiai (AT) térképek adatai alapján. Megjegyezzük, hogy az AT térképek egy adott nyomási szinten, tehát nyomási (p) rendszerben írják le a légköri mozgásokat. Ebben a koordináta-rendszerben a nyomási gradiens erőt a geopotenciál gradiense alapján adjuk meg:

$$F_{grad} = -\text{grad}_h \Phi = \begin{pmatrix} (F_{grad})_x \\ (F_{grad})_y \end{pmatrix}$$

ami komponensenként kiírva:

$$(F_{grad})_x = -\frac{\partial \Phi}{\partial x}$$

$$(F_{grad})_y = -\frac{\partial \Phi}{\partial y}$$

A Coriolis-erő és a súrlódási erő alakja nem változik a nyomási rendszerben.

15.7.1.5. A geosztrófikus szél

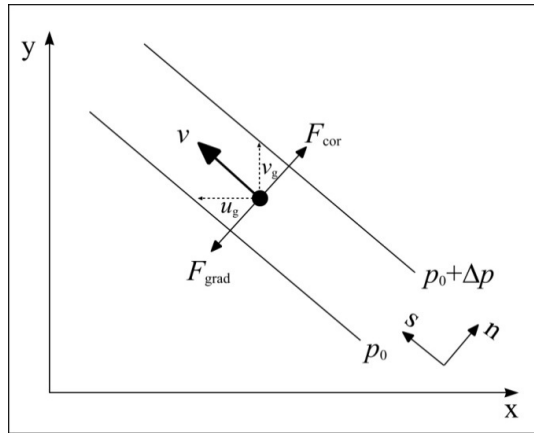
A geosztrófikus áramlás $V_g = \begin{pmatrix} u_g \\ v_g \end{pmatrix}$ az alacsony és a magas szélességek áramlási rendszere a szabad légkörben. Két erő – a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlya alakítja ki (15.4. ábra). Az áramlás párhuzamos az izobárokkal (a nyomási rendszerben az azonos geopotenciál vonalakkal, az izohipszákkal). A geosztrófikus széleget komponensenként kiírva:

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v_g$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u_g$$

A természetes koordináta-rendszerben pedig

$$\left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \right| = fV_g$$



15.4. ábra: Az izobárokkal párhuzamos geosztrófikus szél. Nézzük meg a geosztrófikus szél x és y irányú összetevőjét. A természetes koordináta-rendszer egységvektorai az áramlás irányába mutató s és az arra merőleges (a nyomásemelkedés irányába mutató) n .

15.7.1.6. A gradiens szél

A mérsékelt és a magas szélességek jellegzetes képződményei az 1000 km-es karakterisztikus mérettel jellemzett ciklonok és anticiklonok. Két erő, a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő alakítja a dinamikájukat. E két erő eredője a centripetális erő, ami körpályán tartja a légrézecskeket. Az északi féltekén (ahol a Coriolis-erő jobbra térít) a ciklonok áramlási rendszere az óramutató járásával ellentétes, az anticiklonoké azzal megegyezik. Modellünkben kör alakú izobárokat feltételezünk (a gyakorlatban ellipszisek), s egyenletes körmozgás feltételezésével élünk (eltekintünk a Coriolis-erő és a sűrűség változásától).

$$\frac{V_{\text{grad}}^2}{r} = \left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right| - fV_{\text{grad}}$$

Ciklonális rendszerben teljesül, hogy:

$$\frac{V_{\text{grad}}^2}{r} = \left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right| - fV_{\text{grad}}$$

ahol V_{grad} a gradiens szél, ami az izobárok érintőjének az irányába mutat, r a középponttól vett távolság. A másodfokú egyenlet két megoldása közül a fizikailag megfelelő:

$$V_{\text{grad}} = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}$$

Ha nincs nyomási gradiens erő, természetesen a gradiens szél is nulla.

Anticiklonban a centripetális erő alakja:

$$\frac{V_{\text{grad}}^2}{r} = fV_{\text{grad}} - \left| \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right|$$

ahol V_{grad} a gradiens szél, ami az izobárok érintőjének az irányába mutat, r a középponttól vett távolság. A másodfokú egyenlet két megoldása közül a fizikailag megfelelő:

$$V_{\text{grad}} = \frac{fr}{2} - \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}$$

Anticiklonban nem alakulhatnak ki tetszőleges szélességek. A Coriolis-erő nem tud pályán tartani tetszőlegesen nagy nyomási gradiens erővel rendelkező részecskéket. A szél ilyenkor átfúj az izobárokon, leépítve a nyomási mezőt. Ha nincs nyomási gradiens erő, természetesen a gradiens szél itt is nulla.

15.7.1.7. Ciklosztrófikus áramlás

Ezt az idealizált kör alakú mozgást a nyomási gradiens erő tartja fenn. A mérsékelt és az alacsony szélességek nagy szélességekkel rendelkező mezo- és konvektív skálájú objektumait jellemzik (trópusi ciklonok, tornádók). E rendszerekben is hat a Coriolis-erő, s még ha nagy is, elhanyagolható a nyomási gradiens erőhöz képest. Elméletileg az ilyen rendszerek mind ciklonális, mind anticiklonális forgásirányúak lehetnek. Az esetek túlnyomó többségében – köszönhető a Coriolis-erőnek – a forgásirány azonban ciklonális.

A centripetális erőt a nyomási gradiens erő adja:

$$\frac{V_{\text{cikl}}^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$$

$$V_{\text{cikl}} = \sqrt{\frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}$$

15.7.1.8. Súrlódásos áramlás

A súrlódásos áramlás $V_s = \begin{pmatrix} u_s \\ v_s \end{pmatrix}$ átfúj az izobárokon. Ez a nyomási mező szerkezetének átrétegződését jelenti, illetve a harmadik dimenzióban fel- vagy leáramlást generál.

A nyomási gradiens erő a Coriolis-erő és a súrlódási erő egyensúlyát komponensenként írjuk fel (Guldberg–Mohn-egyenlet):

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v_s - f u_s$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u_s - f v_s$$

A két egyenlet megoldásával kapjuk a V_s súrlódási sebesség nagyságát:

$$V_s = \sqrt{u_s^2 + v_s^2} = \frac{1}{\sqrt{k^2 + f^2}} \left[\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{\sqrt{k^2 + f^2}} \frac{\partial p}{\partial n}$$

ahol k a súrlódási együttható. Könnyen megadható a szélesség és az izobárok hajlásszöge is:

$$\tan \alpha = \frac{k}{f}$$

15.7.2. Feladatok

15.7.1. feladat: Adjuk meg a Coriolis-paraméter értékét a 15°, 30°, 45°, 60° és 90° földrajzi szélességeken.

15.7.2. feladat: Nagyskálájú légköri folyamatok esetén a karakterisztikus horizontális méret 1000 km, erre a szakaszra jutó nyomásváltozás 10 hPa. A sűrűség nagyságrendje 1 kg m^{-3} . Becsüljük meg a nyomási gradiens erő nagyságrendjét. Geosztrófikus egyensúly esetén adjunk becslést a horizontális szélességre is. Legyen $\varphi = 45^\circ$!

15.7.3. feladat: Számítsuk ki a geosztrófikus szélességet, ha a legnagyobb nyomásváltozás irányába haladva 400 km-es távolságra 5 hPa-os nyomásváltozás jut. A 60. szélességi fokon vagyunk, a levegő sűrűsége legyen $1,2 \text{ kg m}^{-3}$.

15.7.4. feladat: Az 500 hPa-os szinten a geopotenciál gradiense:

$$\frac{\Delta H}{\Delta x} = \frac{10 \text{ gpm}}{100 \text{ km}}$$

$$\frac{\Delta H}{\Delta y} = \frac{15 \text{ gpm}}{100 \text{ km}}$$

Adjuk meg a geosztrófikus szélességet. A Coriolis paraméter értéke: $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. A geopotenciál SI egységben adott értéke:

$$\Phi = 9,81 H [m^2 s^{-2}]$$

15.7.5. feladat: Egy ciklon belsejében 1000 hPa a légnyomás. A középponttól távolodva 300 kilométerenként 5 hPa-t növekszik a légnyomás. Számoljuk ki a ciklonban a szélességet a ciklon középpontjától 600 km-re. Legyen $\varphi = 45^\circ$, a levegő sűrűsége pedig $1,1 \text{ kg m}^{-3}$!

15.7.6. feladat: A centrumtól 500 km-re kifelé haladva a nyomás 100 km-enként 1 hPa-t változik. Adjuk meg a szélességet ciklon és anticiklon esetében. Legyen $\varphi = 40^\circ$, a levegő sűrűsége pedig 1 kg m^{-3} !

15.7.7. feladat: Számítsuk ki egy déli félgömbön levő ciklonban a szélességet. A ciklon középpontjában 985 hPa a légnyomás, a nyomásváltozás 5 hPa/600 km. Milyen irányban fúj a szél egy, a ciklon középponttól keletre eső pontban? Legyen $\varphi = 50^\circ$, a levegő sűrűsége pedig $1,15 \text{ kg m}^{-3}$!

15.7.8. feladat: A tornádótölcsér sugara 100 m. A nyomásváltozás a tölsér széle és közepe között 2 hPa. A levegő sűrűségét tekintjük 1 kg m^{-3} -nek. Adjuk meg a ciklosztrófikus szélességet a tölsér szélén!

15.7.9. feladat: A trópusi ciklon középpontjában a légnyomás 930 hPa, a centrumtól 300 km-re 1010 hPa. Mekkora a ciklosztrófikus szél a középponttól 100, 200 és 300 km-es távolságra? A levegő sűrűsége az egyszerűség kedvéért legyen 1 kg m^{-3} . Reális a becslés?

15.7.10. feladat: Adjunk becslést a súrlódási együtthatóra a Guldberg–Mohn-egyenlet alapján, ha a 45° szélességi körön a szárazföld felett a szélvektor 40° -os szöget zár be az izobárokkal, míg a tenger felett 15° -ot.

15.7.11. feladat: Rajzoljuk fel a súrlódásos áramlás sematikus képét a déli féltekén ciklonban és anticiklonban! Rajzoljuk fel a légrészre ható erőket is!

15.7.12. feladat: A ciklonban a súrlódás összeáramlást (konvergenciát) okoz. Milyen vertikális mozgás rendelhető ehhez: feláramlás vagy leáramlás?

15.7.13. feladat: Adjuk meg a súrlódásos áramlás sebességét, ha a súrlódási együttható és a Coriolis-paraméter azonos nagyságú. A maximális nyomásváltozás 3 hPa 250 km-enként. Az 50° szélességi körön vagyunk.

15.7.3. A feladatok megoldásai

15.7.1. feladat megoldása:

A Coriolis-paraméter alakja: $f = 2 \Omega \sin \varphi$. A Föld 23 óra 56 perc 4 s alatt tesz meg egy fordulatot, ami $T_F = 86.164$ s. A szögsebesség értéke:

$$\Omega = \frac{2\pi}{T_F} = 7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Az egyes szélességi köröket, azok szinuszt és a Coriolis-paraméter értékeit a 15.7. táblázat tartalmazza.

15.7. Táblázat. A Coriolis-paraméter (f) értéke különböző földrajzi szélességeken

Földrajzi szélesség (φ)	$\sin \varphi$	f
15°	0,259	$3,78 \cdot 10^{-5}$
30°	0,5	$7,29 \cdot 10^{-5}$
45°	0,707	$1,03 \cdot 10^{-4}$
60°	0,866	$1,27 \cdot 10^{-4}$
90°	1	$1,46 \cdot 10^{-4}$

15.7.2. feladat megoldása:

A geostrofikus szél egyenlete:

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\Delta p}{\rho \Delta n} = \frac{1}{1 \cdot 10^{-4}} \cdot \frac{10 \cdot 10^2}{10^6} = 10 \text{ m s}^{-1}$$

15.7.3. feladat megoldása:

$$V_g = \frac{1}{f} \frac{\Delta p}{\rho \Delta n} = \frac{1}{1,2 \cdot 1,27 \cdot 10^{-4}} \cdot \frac{5 \cdot 10^2}{4 \cdot 10^5} = 8,2 \text{ m s}^{-1}$$

15.7.4. feladat megoldása:

A feladatot a nyomási rendszerben felírt geostrofikus szélegyenlet felhasználásával oldjuk meg. A szélesség x (keleti irányú) és y (északi irányú) összetevője:

$$u_g = \frac{1}{f} \frac{g \Delta H}{\Delta y} = \frac{1}{10^{-4}} \frac{9,81 \cdot 15}{10^5} = 14,7 \text{ m s}^{-1}$$

$$v_g = -\frac{1}{f} \frac{g \Delta H}{\Delta x} = -\frac{1}{10^{-4}} \frac{9,81 \cdot 10}{10^5} = -9,81 \text{ m s}^{-1}$$

Az 500 hPa-os szinten a geostrofikus szél sebessége:

$$V_g = \sqrt{(v_g^2 + u_g^2)} = \sqrt{(14,7^2 + 9,81^2)} = -\frac{1}{f} \frac{g \Delta H}{\Delta x} = -\frac{1}{10^{-4}} \frac{9,81 \cdot 10}{10^5} = 17,7 \text{ m s}^{-1}$$

15.7.5. feladat megoldása:

A ciklonban kialakuló gradiens szél:

$$V_{\text{grad}} = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta r}} = -\frac{10^{-4} \cdot 6 \cdot 10^5}{2} + \sqrt{\frac{(10^{-4} \cdot 6 \cdot 10^5)^2}{4} + \frac{6 \cdot 10^5}{1,1} \cdot \frac{5 \cdot 10^2}{3 \cdot 10^5}} = -30 + 42,5 = 12,5 \text{ m s}^{-1}$$

Megjegyezzük, hogy ugyanakkora nyomási gradiens erő esetén ciklonban kisebb a szélsébség, mint a párhuzamos izobárokkal jellemzett geosztrófikus szél. A mi esetünkben a geosztrófikus szél egyenlete:

$$V_g = \frac{1}{f} \frac{\Delta p}{\rho \Delta n} = \frac{1}{1,1 \cdot 10^{-4}} \cdot \frac{5 \cdot 10^2}{3 \cdot 10^5} = 15,2 \text{ m s}^{-1}$$

15.7.6. feladat megoldása:

A 40. szélességi körön a Coriolis-paraméter értéke:

$$f = 2 \Omega \sin \varphi = 2 \cdot 7,292 \cdot 10^{-5} \cdot \sin 40^\circ = 9,37 \cdot 10^{-5}$$

A gradiens szél értéke ciklonban:

$$V_{\text{grad}} = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta r}} = -\frac{9,37 \cdot 10^{-5} \cdot 5 \cdot 10^5}{2} + \sqrt{\frac{(9,37 \cdot 10^{-5} \cdot 5 \cdot 10^5)^2}{4} + \frac{5 \cdot 10^5}{1} \cdot \frac{1 \cdot 10^2}{10^5}} =$$

$$= -23,4 + 33,1 = 9,7 \text{ m s}^{-1}$$

Anticiklon esetén a szélegegyenlet:

$$V_{\text{grad}} = \frac{fr}{2} - \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} = \frac{9,37 \cdot 10^{-5} \cdot 5 \cdot 10^5}{2} - \sqrt{\frac{(9,37 \cdot 10^{-5} \cdot 5 \cdot 10^5)^2}{4} - \frac{5 \cdot 10^5}{1} \cdot \frac{1,5 \cdot 10^2}{10^5}} =$$

$$= 23,4 - 7,0 = 16,7 \text{ m s}^{-1}$$

Ugyanolyan nyomási gradiens erő mellett meglepően nagy különbség van a ciklonban és az anticiklonban kialakuló szélsébség között. A nagyobb szelet az anticiklonban tapasztaljuk. Ez nem mond ellent annak, hogy a ciklonban tetszőleges szélsébségek kialakulhatnak, míg anticiklonban nem lehetnek tetszőleges nagy szelek. Nagy nyomási gradiens esetén az anticiklonban a szél átfúj az izobárokon, leépíti azokat. Matematikai szempontból azt mondjuk, hogy ilyenkor nincs valós megoldása az anticiklonális szélegegyenletnek.

15.7.7. feladat megoldása:

A déli féltekén a szél az óramutató járásával megegyezően fúj, a Coriolis-erő balra térít. A ciklon középpontjától keletre eső pontban tehát déli szél fúj. Az 50° déli szélességen a Coriolis-paraméter negatív értékű:

$f = 2 \Omega \sin \varphi = 2 \cdot 7,292 \cdot 10^{-5} \cdot \sin (-50^\circ) = -1,12 \cdot 10^{-4}$. A gradiens szélre felírt másodfokú egyenletben a Coriolis-erő nagysága: $F_{\text{cor}} = -fV_{\text{grad}}$, s így a gradiens szél nagysága:

$$V_{\text{grad}} = \frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} = \frac{-1,12 \cdot 10^{-4} \cdot 7 \cdot 10^5}{2} - \sqrt{\frac{(1,12 \cdot 10^{-4} \cdot 7 \cdot 10^5)^2}{4} + \frac{7 \cdot 10^5}{1,15} \cdot \frac{5 \cdot 10^2}{6 \cdot 10^5}} = 6 \text{ m s}^{-1}$$

15.7.8. feladat megoldása:

A ciklosztrófikus szél egyenlete:

$$V_{cikli} = \sqrt{\frac{r}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta r}} = \sqrt{\frac{100}{1} \frac{200}{100}} = 14,1 \text{ m s}^{-1}$$

15.7.9. feladat megoldása:

$\frac{\Delta p}{\Delta r} = \frac{80 \cdot 10^2}{400 \cdot 10^3} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ Pa m}^{-1}$. A ciklosztrófikus szél sebessége a centrumtól 100, 200 és 300 km-es távolságra rendre: $44,7 \text{ m s}^{-1}$, $63,2 \text{ m s}^{-1}$ és $77,4 \text{ m s}^{-1}$.

Természetesen a trópusi ciklonban a centrumtól távolodva, néhány 100 km-es távolságban a nyomási gradiens kisebb, mint a szemfal térségében. A feladatban állandó nyomási gradienssel számoltunk. A valóságban a trópusi ciklon belsejében az oda számítottnál nagyobb sebességeket, míg a trópusi ciklon peremén a csökkenő nyomási gradiens miatt kisebb sebességeket kapunk az általunk becsültnél. Gondoljuk meg, ahogy a trópusi ciklon belesimul környezetébe.

15.7.10. feladat megoldása:

A Guldberg–Mohn-egyenlet alapján a súrlódásos áramlás és a szabad légkörre jellemző geosztrófikus áramlás

közötti α szög tangense $\text{tg} \alpha = \frac{k}{f}$. A súrlódási együttható értéke: $k = f \text{tg} \alpha$, ami a szárazföld felett $k = 10^{-4} \text{tg} 40^\circ = 8,4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, tenger felett $k = 10^{-4} \text{tg} 15^\circ = 2,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

15.7.11. feladat megoldása:

A rajz elkészítésénél ne feledjük el, hogy a déli félgömbön a Coriolis-erő balra térít, s a súrlódásos áramlásnak mindig van egy olyan összetevője, ami a magasabb nyomási hely felől az alacsonyabb nyomási hely felé mutat.

15.7.12. feladat megoldása:

Ha horizontális konvergencia (összeáramlás) van a felszín közelében, akkor ehhez a tömegmegmaradás értelmében a harmadik dimenzióban feláramlás tartozik.

15.7.13. feladat megoldása:

A súrlódásos áramlás sebessége:

$$V_s = \frac{1}{\sqrt{k^2 + f^2}} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

Az 50° szélességi körön a Coriolis-paraméter értéke: $f = 1,12 \cdot 10^{-4}$. Behelyettesítés után, kihasználva, hogy $k = \frac{\Delta p}{f \Delta n} = \frac{300}{250 \cdot 10^3} = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ Pa m}^{-1}$, $V_s = 7,6 \text{ m s}^{-1}$.

15.8. A meteorológiai térképek osztályozása

15.8.1. Elméleti háttér

A meteorológiai térképeket többféleképpen osztályozhatjuk. Az osztályozás természetes alapja a légköri folyamatok tér- és időskálája. A Föld mérete, Nap körüli keringése (évi menet), tengelydőlése (évszakos változások) és forgása (napi menet) alakítja a meteorológiai állapotjelzők meneteit.

Ha az időskálát nézzük, akkor három fogalommal az idő, az időjárás és az éghajlat jelentésével kell tisztában lennünk. Az idő a légkör pillanatnyi állapota. Az időjárás a légkör nagy térségű áramlási képe, ami pl. az európai-atlanti térséget jelenti. Az itt kialakuló áramlási kép, a ciklonok, az anticiklonok és a frontálzónák elhelyezkedése és mozgása határozza meg az adott nap időjárási képét, vagy más szavakkal az adott nap makrocirkulációs típusát. A meteorológiai gyakorlatban a Hess–Brezowsky-féle, illetve a Péczy-féle makroszinoptikus típusokat használjuk.

Az éghajlat a háromdimenziós légkör hosszú távú viselkedését írja le, megadva az átlagos értékeket, a szélsőségeket és a különböző állapotjelzők változékonyságát. Ha képszerűen fogalmazunk, akkor Edward Lorenz (a kaoszelmélet megalkotója) nyomán azt mondhatjuk, hogy az éghajlat az, amit várunk, s az időjárás pedig az, amit kapunk helyette.

A meteorológiában az éghajlati normálértékek leírásához 30 éves időszakokat használunk. Ezen belül beszélünk az éghajlat változékonyságáról, s ennél nagyobb időszakokra értelmezhetjük az éghajlat változását. Attól függően, hogy milyen térbeli felbontással dolgozunk, beszélhetünk globális, hemiszférikus, kontinentális, regionális, országos vagy lokális éghajlatról, de foglalkozhatunk városklímával és barlangklímával vagy akár istállóklímával is. Mindegyik fogalom mögött ott van a tér- és az időbeli felbontás (skalázás).

Ha az időskálát (múlt, jelen, jövő) nézzük, akkor beszélhetünk:

- i) analízis térképekről, amelyek a meteorológiai mérések alapján a légkör pillanatnyi állapotát mutatják be,
- ii.) előrejelzési térképekről, amelyek az időjárási modellek alapján készülnek valamilyen jövőbeli időpontra,
- iii) éghajlati térképekről, amelyek egy hosszabb időszak jellemzőit ábrázolják. Ez lehet a múlt egy szelete vagy az elképzelt jövőbeli változások (éghajlati modelleredmények) megjelenítése.

A légköri folyamatok térskáláját követve a globális térképektől (időjárási vagy éghajlati) haladhatunk a hemiszférikus és a kontinentális térképeken át a magyarországi vagy egy-egy kisebb térség, mint pl. a Balatoni viharjelzés térképei felé.

A térképek a háromdimenziós légkörről nyújtanak információt. A talajtérképek, vagy szinoptikus térképek a mérések, illetve modellszámítások alapján adják meg többek között a tengerszínti légnyomás, az állomási (2 m-es szintre vonatkozó) hőmérséklet és nedvesség (lehet harmatpont vagy relatív nedvesség), a szélesebbesség és szélirány, a nyomástendencia (az elmúlt 3 órában bekövetkezett nyomásváltozás) és a felhőzet (mennyisége és típusa – alacsony közepes és magas szintű) értékét. Készíthetünk térképet egy-egy állapotjelzőre is, gondoljunk csak a napi csapadéktérképekre.

A felszíni térképek mellett fontos helyet foglalnak el az abszolút topográfia (AT) térképek. Ezek a légkör adott főizobárszintjén (pl. 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 300 hPa, 150 hPa, 100 hPa) adják meg az adott nyomási szint magasságát geopotenciális méterekben vagy dekaméterekben, megadják a szélirányt és a szélesebbességet (a szélzászlóval), továbbá a hőmérsékletet és a harmatpontot. A geopotenciál értékeit a térképtől függően 40, 80 vagy 160 geopotenciális méterenként (gpm) rajzolják fel.

A relatív topográfia térképek megadják két főizobárszint közötti légréteg vastagságát. Az RT_{1000}^{500} például az 500 hPa-os és az 1000 hPa-os nyomási szint közötti rétegvastagságot adja meg geopotenciális méterekben. Minél nagyobb a rétegvastagság, annál kisebb a levegő sűrűsége, azaz annál melegebb a légréteg.

Használunk még különböző speciális térképeket is, például a repülésmeteorológiában, repülési útvonalak tervezésénél. Készíthetünk tér- és időbeli metszeteket, de felhasználhatjuk a 3D grafikát is a meteorológiai állapotathatározók megjelenítésére. Az egymás utáni térképeket hurokfilmekké is összeállíthatjuk. Készítenek kompozit térképeket is, ahol különböző információkat (pl. műhold, radar, villámlokalizáció), felszíni mérések jelenítenek meg egyszerre. A lehetőségek száma szinte korlátlan, de ismét hangsúlyozzuk, a térképek készítése, a megjelenítési stratégiák mögött ott van a vizsgálni, előrejelezni kívánt meteorológiai objektum, illetve a tér- és időbeli felbontás.

Nem mutatunk be külön-külön példákat az egyes térképekre. Az internet-es tájékozódást az olvasóra bizzuk. Néhány kiinduló oldat azért javasolunk.

Elsőként az Országos Meteorológiai Szolgálat aktuális időjárási oldalára hívjuk fel a figyelmet (<http://www.met.hu/idojaras/>), de ellátogathatunk az ELTE Meteorológiai Tanszékre is, ahol többek között saját időjárás-előrejelzési modellfuttatásaink eredményeit is megnézhetik (<http://nimbus.elte.hu/>). Jól használható európai szinoptikus térképeket (analízis és előrejelzés) találhatunk a Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat oldalán (http://www.knmi.nl/index_en.html) az időjárási térképekre (weather charts) kattintva (http://www.knmi.nl/waarschuwingen_en_verwachtingen/weerkaarten.php?lang=en).

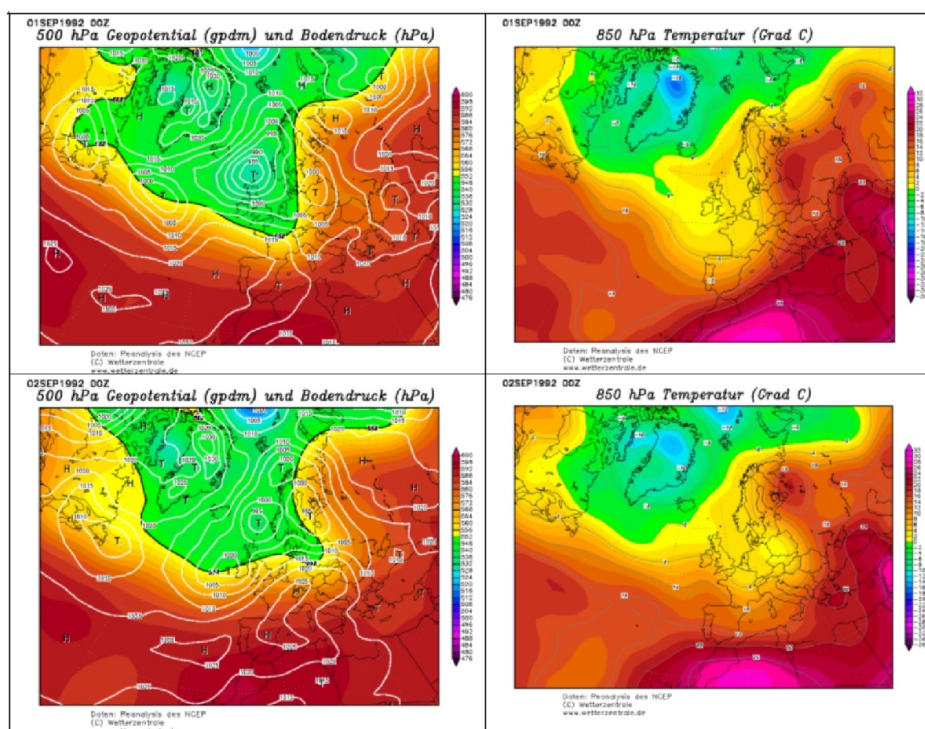
Nagy az információtartalma a Német Meteorológiai Szolgálat időjárási oldalának (<http://www.wetterzentrale.de/>): talaj- és magassági térképek (15.5. ábra), műholdfelvételek, hurokfilmek, különböző meteorogramok, valószínűségi

előrejelzések, európai és amerikai előrejelzési központok modelleredményei találhatók itt. A térképes megjelenítésekhez lásd a <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fskldwd.html> oldalt.

Az olvasó figyelmébe ajánljuk az Egyesült Királyság Meteorológiai Szolgálatának (UK MetOffice) az oldalát is, ahol szintén megtalálhatók az európai szinoptikus talajtérképek és előrejelzések (http://www.metoffice.gov.uk/weather/europe/surface_pressure.html), s részletes magyarázattal is szolgálnak a térképek használatáról és jelrendszeréről.

További időjárási térképek keresésére jó kiindulásul szolgál a <http://weather.mailasail.com/Franks-Weather/Weather-Charts-On-The-Internet#uk> oldal.

A napi meteorológiai adatokat és a legfontosabb térképeket (pl. maximum és minimum hőmérséklet, napi csapadék stb.) tartalmazza az Országos Meteorológiai Szolgálat által kiadott Időjárási napijelentés, ami megtalálható az OMSZ, az ELTE és a társaságak könyvtáraiban. Az OMSZ internet-es oldalán 2005-től érhető el a kiadványok (http://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/). Az archívum folyamatosan bővül. (Megjegyezzük, hogy az első térképes hazai időjárás előrejelzés 1880. július 27-én jelent meg, ami 29 hazai és 29 külhoni állomás adatait tartalmazta. A magyar királyi Országos Meteorológiai és Földmágnassági intézet 1890-től ad ki hivatalos napi előrejelzéseket (Czelnai, 1995b), ami szintén hozzáférhető, s fontos alapadatokat szolgáltat különböző éghajlati, környezeti és geográfiai kutatásokhoz.)



15.5. ábra: Az időjárási kép 1992. szeptember 1. 00 UTC (fent) és szeptember 2. 00 UTC (lent) időpontokban. A baloldali térképek az 500 hPa-os nyomási szint magasságát (gpm-ben az 5000-sek elhagyása után) és a tengerszinti légnomási mezőt ábrázolják. Ahol alacsonyan van az 500 hPa-os szint (zöldes színek) ott hideg levegő, ahol magasan helyezkedik el (piros területek) ott meleg levegő található. Jól látható a zöld és a piros területek közötti gyors átmenet, vagyis az adott időszakban a Kárpát-medencébe érkező hideg levegő és az ottani meleg levegő választóvonal. A jobboldali térképeken a 850 hPa-os szint (kb. 1,2–1,5 km-es magasság) hőmérsékleti értékeit ábrázolják. Jól látható itt is a hideg levegő (sárgás szín) behatolása a Kárpát-medencébe.

15.9. Szinoptikus távirat elemzése

15.9.1. Elméleti háttér

A szinoptikus talajtérkép az időjárási helyzet bemutatásának hagyományos eszköze. A meteorológiai állomások mérési programja, az időjárási táviratok elkészítése a világon mindenütt ugyanolyan módon történik. Ismerkedjünk meg a szinoptikus térkép rajzolásával.

Az időjárási távirat ötös számcsoportokban tartalmazza meteorológiai mérések és megfigyelések eredményeit. A ma is használatos FM 12-VII. SYNOP kód 1982. január 1-től szolgálja a meteorológusokat. A kötött formátumú ötös számcsoportokból álló kód segíti a számítógépes adatfeldolgozást és a hibaszűrést (vannak kötelezően megadásra kerülő csoportok, s az egyes kódcsoportok elején jelzőszámok is szerepelnek, lásd pl. a hőmérséklet csoportot, aminek az első kódja az 1). Nézzük az időjárási távirat fő részét, s fejtjük meg az egyes kódcsoportok jelentését! A távirat fejlécének és a globális cserére kerülő 1. szakaszának az alakja:

$M_i M_j M_j M_j$ YYGG i_w Iiii $i_{R_i} h V V$ Nddff $1_s T T T$ $2_s T_d T_d T_d$ $3 P_0 P_0 P_0 P_0$ 4pppp 5appp 6RRR t_R 7ww $W_1 W_2$
8N $h C_L C_M C_H$ 9hh//

A regionális cserére kerülő táviratrészt 333, míg a hazai felhasználásra szánt adatokat az 555 számmal kezdődő szakasz tartalmazza – ezekkel itt nem foglalkozunk

A meteorológiai gyakorlatban a kód elemeit tartalmazó rajzolósi segédletet használnak a térképek rajzolásához. A szinoptikus kód részletes leírása az ELTE Meteorológiai Tanszék oldalán a https://nimbus.elte.hu/fcrace/doc/synop_seged.pdf helyen található (összeállította Merics Attila). Szintén részletes leírást találunk Weidinger és Tasnádi (2007) Klasszikus dinamikus meteorológiai példatárában is.

A szinoptikus állomás körül kék és piros színnel rajzoljuk be a meteorológiai mérések és észlelések adatait az ábrán megadottak szerint. (Piros színnel kerül megrajzolásra a hőmérséklet (TTT) – állomásjelző karikától balra fent, a harmatpont ($T_d T_d T_d$) – balra lent, az elmúlt idő két szimbóluma ($W_1 W_2$) – jobbra lent, a nyomástendencia (ppp) – az állomási légnyomás változása az elmúlt 3 órában tízed hPa-ban és a változás irányának a jele (a) abban az esetben, ha összességében nyomás csökkenést detektáltunk – az állomásjelző karikától jobbra, a magasszintű felhőzet jele (C_H) – a középszintű felhőzet (C_M) jele felett.)

Nézzük a távirat egyes csoportjait! A következőkben ezek általános jelentését, az alkalmazott számozások logikáját ismertetjük röviden.

$M_i M_j M_j M_j$:	a távirat típusa, felszíni szinoptikus állomások esetén: aaxx.
---------------------	--

YYGG i_w :	a mérés időpontja. YY a hónap napja, GG pedig az észlelés időpontja UTC-ben (világidőben). i_w a szélmérethez vonatkozó kód. Nyugat-Európában és a volt Jugoszlávia országaiban a szélsősebességet csomóban mérik (2 csomó = 1 m s^{-1}). Közép- és Kelet-Európában, így hazánkban is m s^{-1} egységben továbbítják az adatokat.
--------------	---

A meteorológiai észlelések folyamatosak, óráról órára történnek, így az évet és a hónapot nem adják meg. Az adatok archiválásánál természetesen erről sem feledkezhetünk meg. A meteorológiában vannak kitüntetett észlelési időpontok, amelyekre a méréseket koncentrálnak. Ezek az ún. főterminusok (00, 06, 12, 18 UTC) és a mellékterminusok (03, 09, 15, 21 UTC).

Iiii:	a meteorológiai állomás öt számjegyű azonosítója. Az első két számjegy (II) adja meg a körzetszámot. Ez Magyarországra és Lengyelországra a 12. A következő három számjegy jelöli az állomásszámot, ami Magyarországon 7-tel, 8-cal vagy 9-cel kezdődik.
-------	--

Az állomások számozása nyugatról keletre, illetve északról dél felé haladva is növekszik. Ezt a logikát jól mutatja Sopron (12805), Budapest-Pestszentlőrinc (12843) Debrecen (12882) és Békéscsaba (12992) állomási száma. A magyarországi szinoptikus alaptérképet, ahol a meteorológiai állomások helyét is bejelöltük a IX.2. ábra mutatja.

A hegyi állomásokat (a térképen Kékestető, 12851) az állomást jelző karikába rajzolt kereszttel jelöljük. A hegyi állomások adatait piros színnel visszük fel a térképre és kihagyjuk az analízisből.

$i_{Ri_x}hVV$:	felhőalap, látástávolság csoport
-----------------	----------------------------------

i_R :	a csapadékmérésre vonatkozó kód (lesz-e adat, s ha igen, akkor a távirat melyik részében)
---------	---

i_x :	az állomás típusáról (automata vagy észlelővel ellátott) és a jelen idő kód (7-es csoport) megadásáról szóló információt tartalmazó jelzőszám
---------	---

VV:	a látótávolság; 5 km alatti vízszintes látótávolság esetén 100 m-es felbontásban, majd felette 30 km-ig km-es osztásközökkel, végül 30 km felett már 5 km-es lépésekben. Mindig a minimális látótávolságot adjuk meg. Ez pl. egy közeledő csapadékháza vagy egy advektív ködhelyzet kialakulásakor lehet fontos.
-----	--

Megjegyezzük, hogy a látótávolság csökkenése a légköri aeroszol részecskék számának és méretének növekedésével van összefüggésben. A légkör gázösszetevői, így a vízgőz önmagában nem befolyásolják a látótávolságot. Természetesen a relatív nedvesség növekedésével az aeroszol részecskék is növekedésnek indulnak (higroszkóposság), s ez a hatás csökkenti a látótávolságot.

Legyen a kódcsoporthoz 21456, ekkor a 2-es kód azt jelenti, hogy a csapadékadat a távirat regionális cseréjére kerülő részében lesz (333-mal kezdődik). $i_x = 1$ azt mutatja, hogy az állomás észlelővel ellátott és megadja a táviratban a 7-es jelen idő csoportot. A felhőalap (4) 300 m és 600 m közötti, míg a látótávolság (45) 4,5 km.

Nddff:	felhőzet, szélsősebesség és szélirány csoport
--------	---

N:	a felhőzet mennyisége októberben (nyolcadokban). Nulla okta a felhőzet, ha egyetlen kis felhőpamacs sincs az égen, míg a 8-as kódot csak akkor adjuk meg, ha az ég teljesen borult, sehol nem látszik az ég kékje. Ha nem tudjuk megállapítani a felhőzet mennyiségét, pl. köd van vagy hófúvás, esetleg por- vagy homokvihar) akkor a 9-es kódot adjuk meg. Ennek a jele az állomásjelző karikába írt x.
----	---

dd:	a szélirány tíz fokos bontásban, vagyis 5 fokos pontossággal. A szélirány a meteorológiai méréseknél 10 m-es magasságban mért 10 perces átlagos szélirány. Szélcsend esetén a szélirány kódja 0. Abban az esetben, ha nem tudjuk meghatározni a jellegzetes szélirányt, pl. egy front haladt át a mérési időszakban az állomáson, akkor a 99-es kódot használjuk (változó szélirány). A meteorológiában – ahogy már korábban is említettük – a szélirányt azt mutatja meg, hogy honnan fúj a szél.
-----	--

ff:	a szélsősebesség $m s^{-1}$ egységben. A szélsősebességet a szélszázszóval adjuk meg. Egy kis zászló $2,5 m s^{-1}$ -ot, egy nagy zászló $5 m s^{-1}$ -ot jelent. $25 m s^{-1}$ -os szelet egy besatírozott vékony háromszöggel jelöljük a szélirányt jelző vonalon.
-----	--

Legyen a kód 81403, ekkor a felhőzet (8) nyolc okta, s 140 fokról (14) $3 m s^{-1}$ sebességű szél (03) fúj.

$1s_nTTT$:	1-es csoport: hőmérséklet. Az 1-es kód a hőmérséklet megadására szolgál. Ennek mindig szerepelnie kell a táviratban. Az s_n az előjel kód. Ha a hőmérséklet nem negatív, akkor $s_n = 0$, míg negatív hőmérsékletek esetén $s_n = 1$. A TTT a hőmérséklet értékét adja meg tízed fokokban.
-------------	--

A 11222 kódolás például azt jelenti, hogy a hőmérséklet $-22,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, ami nagyon ritkán, de nálunk is előfordulhat. (A hőmérőházban, 2 m magason mért abszolút minimum hőmérséklet Magyarországon $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$.)

$2s_n T_d T_d T_d$:	2-es csoport: harmatpont. A 2-es kód a harmatpont megadására szolgál. Ennek is mindig szerepelnie kell a táviratban. Hasonlóan az 1-es csoporthoz az s_n az előjel kód. Ha a harmatpont nem negatív, akkor $s_n = 0$, míg negatív harmatpontok esetén $s_n = 1$. A $T_d T_d T_d$ a harmatpont értékét adja meg tízed fokokban.
----------------------	--

Példa: 20123 azt jelenti, hogy a harmatpont $+12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

$3P_0 P_0 P_0 P_0$:	3-as csoport, felszíni nyomás. Az állomáson mért légnyomás értéke tízed hPa-ban az ezresek elhagyásával. A csoportot nem kötelező megadni.
----------------------	--

Ha a kódcsoporthoz például 30099, akkor ez azt jelenti, hogy az állomáson a légnyomás értéke 1009,9 hPa.

4pppp:	4-es csoport, a tengerszinti nyomás, illetve hegyi állomás esetén ($4a_3 hhh$) az állomáshoz legközelebbi főizobár szint magasságának a megadására szolgál. Ezt a csoportot mindig meg kell adni. Hasonlóan a 3-as csoporthoz itt is tízed hPa-ban adjuk meg az értéket az ezresek elhagyásával.
--------	--

Ha a kódcsoporthoz például 40227, akkor ez azt jelenti, hogy a tengerszintre redukált légnyomás 1022,7 hPa. Ne feledjük, hogy a légnyomás hozzávetőlegesen 8,5 m-enként változik 1 hPa-t.

Abban az esetben, ha hegyi állomásról van szó (nálunk pl. Kékestető – 12851), akkor a kód alakja a következő lesz: $4a_3 hhh$. Ezt a csoportot az 500 méter tengerszint feletti magasság feletti állomások veszik fel a táviratba. a_3 : annak a főizobár szintnek a jelzőszáma, amelynek a tengerszint feletti magasságát jelentik. Ha a_3 értéke 1, akkor ez az 1000 hPa, ha 2, akkor a 925 hPa, ha 5, akkor az 500 hPa, ha 7, akkor a 700 hPa, ha 8, akkor a 850 hPa. A tengerszint feletti magasságot három számjeggyel adjuk meg, ami az ezresek elhagyásával m-es pontosságot jelent. Precízebben fogalmazva hhh: az a_3 kód segítségével megadott főizobár szint geopotenciáljának értéke gpm-ben (az ezresek elhagyásával), ahol a normáló tényező $9,8$. $h = 1/9,8 * \Phi$, ahol Φ a geopotenciál (az egységnyi légréteg potenciális energiája, dimenziója $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), h a magasság gpm-ben.

Példaként legyen a kódcsoporthoz 42743, ami azt jelenti, hogy a 925 hPa-os szint (a legközelebbi főizobár szint) magassága 743 gpm.

5appp:	5-os csoport, nyomási tendencia. A nyomástendencia értéke az állomási légnyomás változását adja meg az elmúlt 3 órában. A csoport második eleme (a) megadja a nyomástendencia menetét (lásd IX.1. ábrát), míg ppp a tízed hPa-ban mért értékét.
--------	---

Legyen az 5-ös csoport alakja 58008, ami azt jelenti, hogy a nyomás az elmúlt 3 órában 0,8 hPa-t csökkent, oly módon, hogy az időszak elején még növekedett, majd csökkent.

$6RRRt_R$:	a 6-os csoport a csapadék, amit nem rajzolunk fel a szinoptikus térképre.
-------------	---

$7wwW_1 W_2$:	7-es csoport, a jelen idő és az elmúlt idő jellemzésére szolgál.
----------------	--

ww:	a jelen idő kódja. Tízes csoportokba rendezve adja meg az elmúlt órára jellemző legmarkánsabb időjárási jelenséget. 0–49 között azok az esetek szerepelnek, amikor az észlelés időpontjában nincs csapadék az állomáson, míg az 50–99 közötti kódok jelzik, hogy az észlelés időpontjában volt csapadékhullás.
-----	--

Nézzük a fő csoportokat!

0–19 közötti kód esetén az elmúlt egy órában nem volt csapadékkeletkezés. Az első tízes csoportban (0–9) szerepel a felhőzet mennyiségének megváltozása, vagy pl. a száraz légköri homály (a látástávolság 5 km alá csökken (1–5 km közötti), de ennek oka az aeroszol részecskék mennyiségének a növekedése, a relatív nedvesség ekkor

80% alatti). A 11–20 közötti kódok esetén a nedvességgel kapcsolatos jelenségekkel találkozunk. Ilyen a párásság, ami 1–5 km közötti látástávolságot jelent, de ennek az oka a növekvő (80% feletti) relatív nedvesség (az aeroszol részecskék növekedése – higroszkóposság), nem pedig a számkoncentráció növekedése, mint a száraz légköri homály esetén. Ebben a csoportban adjuk meg a sekély ködöt is. A 31–39 közötti kódok jelzik, hogy csapadék, köd vagy zivatar volt az elmúlt órában, de jelenleg már megszűnt. A 41–49 kód tartalmazza a ködös helyzeteket (mikor a látástávolság 1 km alatti), továbbá a por-, homok- vagy a hóvihart. Az 50–59 közötti számok jelzik a szitálást, illetve az ónos szitálást (a csapadékelemek mérete 0,5 mm-nél kisebb). A következő tízes csoportba (60–69) tartozik az eső (réteges felhőzetből hull). Itt adjuk meg az ónos esőt is. Minél nagyobb a kód értéke, annál erősebb a csapadék, ahogy ez a többi csoportra is igaz. A 61-es kód jelöli például a gyenge esőt, ami szakaszosan hull, míg a 69-es kód az erős havas esőt jelzi. A következő csoport (71–79) a havazást jelöli, míg a 81–99-es kódcsoporthoz tartozik a závorszerű csapadékot (gomolyos felhőzetből hull), amit zivatartevékenység is kísérhet (91-es kódtól). A legveszélyesebb időjárási helyzet a 99-es, ami az észleléskor zivatart jelez erős jégesővel vagy jégdarával.

$W_1 W_2$:	az elmúlt 3 órára (mellékterminusban) vagy az elmúlt 6 órára (főterminus) jellemző időjárási kép. Két jellemző értéket adhatunk meg, amelyek azonosak is lehetnek. Az egyes számkódok a jelen idő tízes csoportjaira emlékeztetnek. 0-2-ig a derült, a felhős és a borult eget jelezzük. Ezt követi a köd (3), majd a por-, homok- vagy hóvihart (4), s utána a csapadéktevékenység, vagyis a szitálás (5), az eső (6), a havazás (7), a zápor (8) és a zivatartevékenység (9).
-------------	---

Legyen például a kódcsoporthoz tartozó alakja: 76382. Ekkor a jelen idő kódja 63, azaz folyamatosan mérsékelt erősségű eső hull. Az elmúlt 3 vagy 6 órában (mellék vagy főterminusban) az ég borult volt és závorszerű csapadék is hullott.

$8N_h C_L C_M C_H$:	a 8-as csoport a felhőzet megadására szolgál.
----------------------	---

N_h :	a legalacsonyabb szintű felhőzet mennyisége oktákbán.
---------	---

C_L :	az alacsony szintű felhőzet (stratus, stratocumulus, cumulus, cumulonimbus) fajtáját adja meg.
---------	--

C_M :	a középszintű felhőzet (altostratus és az altocumulus, illetve az alacsony felhőalappal rendelkező áthatoló felhőzet, a nimbostratus típusát adja meg.
---------	--

C_H :	a magas szintű felhőzet (cirrus, cirrostratus, cirrocumulus) formáját közli. Ha valahol nincs adat, akkor azt perjjel jelezzük (/) – ez a teljes táviratra is igaz.
---------	---

Legyen a kódcsoporthoz tartozó alakja: 8572/. E szerint az alacsony szintű felhőzet mennyisége 5 okta, az alacsony szintű felhőzet kódja 7, vagyis rosszidő-típusú stratus fractus vagy cumulus fractus (pannus), illetve mindkettő. Rendszerint altostratus vagy nimbostratus réteg alatt fordul elő. A középmagas felhőzet kódja 2: altostratus opacus vagy nimbostratus. A magasszintű felhőzet típusa nem határozható meg, pl. nem látszik (/).

9hh//:	9-es csoport, a felhőalap részletesebb leírására szolgál, a táviratban nem használjuk.
--------	--

15.9.2. Feladatok

Az előző fejezetben említett, 1992. szeptember 1-jén készült magyarországi órás SYNOP táviratok adatait megadjuk az alábbiakban, órás bontásban. Ezek alapján készítsük el az időjárási térképet egy kiválasztott órára, Magyarországra.

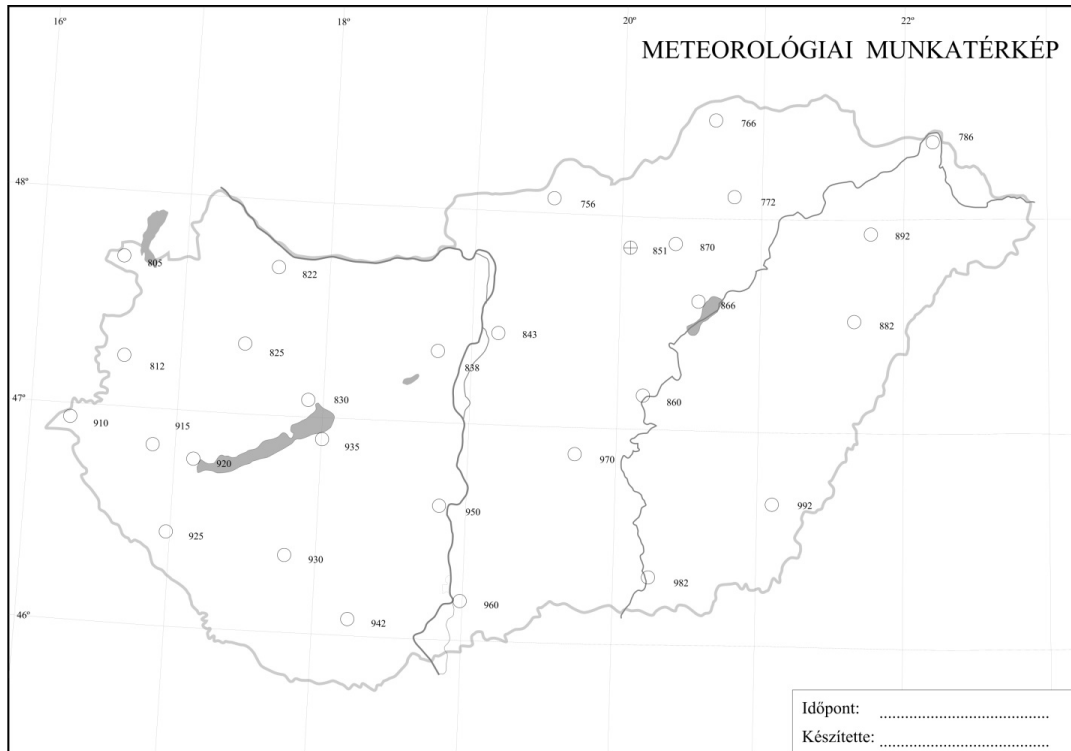
A távirat megfejtése után az egyes állomások körül a rajzadási segédletnek megfelelően felrajzoljuk a meteorológiai adatokat. A magyarországi szinoptikus alaptérképet a 15.6. ábra adja meg. Ne feledjük felírni a nevet és az észlelés idejét (év, hó, nap, óra UTC-ben)!

Az adatbázisban szereplő meteorológiai állomások adatait a 15.8. táblázat tartalmazza.

15.8. táblázat: Az Országos Meteorológiai Szolgálat meteorológiai állomásainak adatai (a meteorológiai állomás öt számjegyű nemzetközi azonosító kódja, név, földrajzi szélesség és hosszúság, tengerszint feletti magasság)

Kód	Állomás	Földrajzi szélesség	Földrajzi hosszúság	Tengerszint feletti magasság [m]
12772	Miskolc	48°08'	20°48'	119
12805	Sopron	47°41'	16°36'	238
12812	Szombathely	47°16'	16°38'	221
12822	Győr	47°42'	17°41'	116
12825	Pápa	47°21'	17°28'	141
12830	Veszprém	47°05'	17°55'	220
12838	Budaörs	47°27'	18°58'	132
12843	Budapest-Lőrinc	47°26'	19°11'	139
12851	Kékestető	47°52'	20°01'	1015
12860	Szolnok	47°10'	20°14'	85
12882	Debrecen	47°29'	21°38'	112
12892	Nyíregyháza	48°01'	21°44'	106
12910	Szentgothárd-Farkasfa	46°55'	16°18'	313
12915	Zalaegerszeg	46°52'	16°48'	179
12920	Keszthely	46°45'	17°14'	116
12925	Nagykanizsa	46°27'	16°59'	141
12930	Kaposvár	46°23'	17°50'	180
12935	Siófok	46°55'	18°02'	108
12942	Pécs	46°00'	18°14'	203
12950	Paks	46°37'	18°52'	98
12960	Baja	46°11'	19°01'	113
12970	Kecskemét	46°54'	19°45'	116
12982	Szeged	46°15'	20°06'	83
12992	Békéscsaba	46°42'	21°08'	86

A hazai szinoptikus főállomások megfigyelései, óránként (NIL jelölés esetén az adott állomáson nincsenek adatok):



15.6. ábra: Magyarországi szinoptikus munkatérkép.

Elsőként az állomásjelző karikába berajzoljuk a felhőzetet, majd a szélzászló következik. Ezután – figyelve az egyes értékek, illetve a jelek színére – folyamatosan felrajzoljuk a többi adatot. Hegyvidéki állomás (Kékestető – 12851) összes adatát, ahogy már említettük – piros színnel rajzoljuk fel, s nem vesszük figyelembe a térkép analízisének.

15.9.1. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 00 UTC-re

SNBP HABP 010000

AAXX 01001

12772 32965 02302 10208 20115 39791 40058 53001=

12805 32981 02312 10213 20154 39733 40008 53011

555 55212 22174 23203=

12812 32981 12310 10216 20130 39763 40016 57001 80002

555 55171 22172 23184=

12822 32960 02307 10228 20145 40013 57006 555 55181 23164=

12825 32960 01907 10226 20119 40017 58003 555 /7389 55114 10051=

12838 NIL=

12843 32975 01804 10208 20114 40049 57003 555 55083=

12851 32982 02310 10163 20109 38928 42713 57011 555 55154=

12860 32965 01302 10208 20097 40066 53004 555 /7470 10054=

12882 32970 02003 10193 20150 40070 53003=

12892 32963 01304 10207 20140 40069 52003=
12910 32986 02005 10203 20126 39675 40034 51004 555 55094 22172=
12915 NIL=
12920 32975 22003 10209 20124 40044 54000 80002=
12925 32980 12004 10206 20114 40050 50000 80002 555 55092=
12935 32986 02007 10224 20115 40044 54000 555 55124=
12942 32975 00000 10194 20121 39831 40067 53004=
12950 32970 01802 10188 20131 40064 54000=
12960 32975 02301 10203 20137 40065 52003=
12970 32960 02201 10199 20140 40066 51003 555 /7448 10069=
12982 32975 12902 10170 20102 40075 51004 81080=
12992 32975 01803 10195 20146 40073 52001=

SNBP HABP 010000 RTD

AAXX 01001

12830 32970 02008 10204 20108 39711 40040 58004
555 /7300 55124 10054=
12840 32970 01804 10223 20118 40044 57003 555 30221 40115 55074=
12930 32968 02303 10206 20124 40059 51004=

15.9.2. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 01 UTC-re

SNLP HALP 010100

AAXX 01011

12860 42965 02103 10202 20097 40057 58002 555 /7464 10051=
12932 42960 02303 10204 20121 40056 58004 555 /7411 10059=
12970 42960 02201 10195 20146 40063 58001 555 /7446 10073=
12825 42960 01805 10220 20120 40021 55000 555 /7391 55074 10053=
12830 42970 02310 10196 20106 40033 58014 555 /7295 55164 10056=

15.9.3. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 02 UTC-re

SNBP HABP 010200

AAXX 01021

12772 42970 02303 10199 20121 40050 58009 555 55074=
12805 42981 13602 10187 20142 40030 52020 80002=
12812 42981 22501 10200 20135 40029 53011 81042 555 55081 01153=
12822 42960 02702 10210 20147 40035 53019 555 55111=
12825 42960 02004 10216 20117 40024 53003 555 /7394 10053=
12838 NIL=
12843 42975 01804 10198 20156 40046 58005 555 55083=
12851 42982 02309 10147 20105 42707 57013 555 01171 55154=
12860 42965 02003 10206 20104 40052 58009 555 /7461 10052=
12882 42965 01801 10171 20142 40067 58003=
12892 42965 01404 10192 20132 40065 57005=
12910 42984 02005 10196 20123 40033 58001 555 55111=
12915 NIL=
12920 42975 01401 10189 20109 40046 54000=
12925 42980 02003 10192 20111 40051 55004 555 55081=
12935 42986 02006 10210 20113 40040 58004 555 55133=
12942 42975 01601 10186 20127 40060 58007=
12950 42970 01802 10164 20131 40063 57004=
12960 42960 01801 10152 20130 40064 58003=
12970 42960 02201 10194 20145 40059 58007 555 /7443 10073=
12982 42970 01802 10167 20101 40071 57004=
12992 42975 01703 10180 20143 40069 58005=

SNBP HABP 010200 RTD

AAXX 01021

12830 42970 02306 10198 20098 40040 55006 555 /7300 55104 10052=
12840 42970 02005 10218 20115 40042 57003 555 30216 40117 55114=
12930 42968 02304 10203 20120 40053 58006=

15.9.4. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 03 UTC-re

SNBP HABP 010300

AAXX 01031

12772 42970 02304 10198 20118 39779 40047 56012 555 55091=
12805 42980 83403 10186 20141 39762 40038 53028 8807/=

12812 42981 50501 10184 20139 39780 40038 53017 82042=
12822 42960 43403 10196 20138 40044 52030 83042=
12825 42960 02002 10190 20098 40033 53013 555 /7399 10055=
12838 NIL=
12843 42972 02003 10198 20116 40048 55001 555 55073=
12851 42983 02309 10146 20113 38919 42706 57009 555 55154=
12860 42960 01903 10192 20103 40049 57015 555 /7459 10056=
12882 42960 01801 10169 20143 40066 57005=
12892 42968 01404 10192 20132 40062 57003=
12910 42984 11905 10193 20122 39673 40033 58003 81040 555 55103=
12915 NIL=
12920 42975 01402 10190 20112 40046 54000=
12925 42980 01802 10182 20114 40047 58004=
12935 42986 02008 10220 20127 40039 56007 333 92523 555 55143=
12942 42975 01803 10181 20130 39824 40060 56007=
12950 42965 02001 10148 20124 40063 56004=
12960 42960 01602 10164 20149 40061 57006=
12970 42960 02201 10192 20144 40057 57008 555 /7442 10074=
12982 42970 01802 10170 20098 40067 57008=
12992 42975 01903 10187 20141 40070 55004=

SNBP HABP 010300 RTD

AAXX 01031

12830 42970 02505 10192 20097 39715 40045 53004
555 /7303 55094 10054=
12840 42970 02005 10216 20113 40044 55000 555 30214 40112 55114=
12930 42968 02002 10194 20119 40052 56008=

15.9.5. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 04 UTC-re

SNBP HABP 010400

AAXX 01041

12772 42960 12003 10192 20115 40048 56007 81040 555 /7335=

12805 42570 83205 10186 20130 40040 51011 889// 333 88926

555 /7324 55104=

12812 42680 60702 10190 20126 40042 52019 83242 333 83833

555 /7339=

12822 42560 73202 10192 20133 40047 51022 8357/ 333 83630 555 /7435=

12825 42560 63503 10196 20112 40039 53016 85540 333 85620

555 /7403 10058=

12838 NIL=

12843 42970 02302 10188 20106 40050 53001 555 /7416=

12851 42983 02308 10137 20105 42706 57007 555 /6689 55144=

12860 42960 02103 10183 20100 40052 55006 555 /7460 10058=

12882 42960 01802 10165 20137 40066 56004 555 /7448=

12892 42970 11505 10185 20127 40061 57004 81040 555 /7420 55074=

12910 42686 21805 10189 20119 40030 58005 81240 333 81833

555 /7253 55111=

12915 NIL=

12920 42975 11801 10183 20112 40044 58001 80002 555 /7431=

12925 42980 11601 10168 20125 40044 58004 80002 555 /7410=

12935 42984 02305 10220 20126 40039 56001 555 /7435 55132=

12942 42980 01802 10177 20133 40056 56005 555 /7366=

12950 42965 01802 10164 20122 40063 54000 555 /7459=

12960 42965 01602 10160 20139 40061 56004 555 /7448=

12970 42960 12202 10180 20140 40057 56005 81040 555 /7442 10077=

12982 42968 01402 10157 20099 40074 53003 555 /7482=

12992 42975 01603 10171 20133 40069 57003 555 /7475=

SNBP HABP 010400 RTD

AAXX 01041

12830 42970 02506 10192 20097 40045 51011 555 /7303 55114 10054=

12840 42970 12005 10211 20112 40047 53003 81040

555 30208 40111 /7411 55103=

12930 42968 02003 10187 20115 40049 58007 555 /7412=

15.9.6. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 05 UTC-re

SNBP HABP 010500

AAXX 01051

12772 41940 11602 10167 20111 40050 56003 70500 81040=

12805 41665 83406 10158 20138 40048 51015 76188 8257/ 333 82633

555 55124=

12812 42680 70904 10185 20110 40042 51012 8397/ 333 81933 82833

555 55072=

12822 42565 73202 10191 20131 40049 52013 8257/ 333 82630=

12825 42560 73502 10192 20099 40048 52022 8457/ 333 84620

555 /7350 10055=

12838 NIL=

12843 42975 02301 10185 20118 40051 51004=

12851 42983 02406 10131 20108 42709 55000 555 55122=

12860 42960 01903 10179 20093 40052 56001 555 /7460 10057=

12882 42965 02003 10181 20146 40066 56001=

12892 42965 11404 10192 20132 40064 55001 81040=

12910 42586 51603 10183 20118 40030 57005 83260 333 83830 555 55071=

12915 42970 40902 10202 20129 40034 57004 84070=

12920 42975 21801 10178 20112 40043 58003 81042=

12925 42980 10000 10154 20125 40040 57012 81040=

12935 42986 12303 10214 20122 40043 53003 81040 555 55091=

12942 42980 01402 10172 20120 40052 58008=

12950 42965 01802 10168 20130 40056 58005=

12960 42975 01602 10172 20138 40059 58004=

12970 42965 02202 10192 20141 40057 56001 555 /7442 10072=

12982 42975 01402 10155 20097 40070 58001=

12992 42975 01703 10179 20144 40069 54000=

SNBP HABP 010500 RTD

AAXX 01051

12830 42975 33203 10180 20100 40050 53008 83070 555 /7306 10060=

12840 42975 11801 10210 20113 40047 51004 81040

555 30207 40113 55081=

12930 42970 12001 10183 20119 40048 56006 80002=

15.9.7. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 06 UTC-re

SNBP HABP 010600

AAXX 01061

12772 31940 11602 10188 20118 39781 40050 53002 70500 81040

333 20166 55106=

12805 11958 83410 10123 20115 39776 40060 53015 69902 76186 8807/

333 20123 55102 555 55172=

12812 32580 70506 10170 20108 39795 40053 52015 8427/

333 20170 55097 84830 555 55112=

12822 32568 73404 10184 20107 40056 52011 8257/

333 20184 55100 82630 555 55094=

12825 32560 73604 10194 20095 40054 52020 8457/

333 20188 55102 84620 555 /7414 55074 10053=

12838 NIL=

12843 32975 21602 10194 20123 40048 50000 81082 333 20180 55105=

12851 32982 02304 10135 20105 38920 42708 51001 333 20130 55110

555 55101=

12860 32965 02002 10202 20125 40054 53003 333 20166 55112

555 /7461 10061=

12882 32970 02003 10205 20148 40064 54000 333 20161 55107=

12892 32968 01303 10208 20139 40061 54000 333 20184 55101=

12910 32586 60903 10180 20118 39670 40031 55003 83260

333 20178 55101 83830=

12915 32970 70503 10198 20124 39835 40044 53005 8707/

333 20198 55111=

12920 32680 61101 10196 20123 40040 57004 81272
333 20176 55108 81840=
12925 32980 30000 10190 20131 40042 55005 83040 333 20150 55109=
12935 32986 22502 10216 20130 40043 51004 81042
333 20208 55113 92523=
12942 32980 11602 10210 20125 39815 40051 57009 81040
333 20166 55111=
12950 32965 02001 10192 20133 40053 58007 333 20140 55111=
12960 32981 11602 10202 20127 40053 58006 81040 333 20150 55097=
12970 32965 01801 10212 20152 40055 58002 333 20180
555 /7440 10068=
12982 32975 01401 10195 20113 40066 50000 333 20149 55101=
12992 32977 01804 10197 20150 40067 56001 333 20167 55109=

SNBP HABP 010600 RTD

AAXX 01061

12830 32975 73201 10190 20108 39719 40049 51004 8707/ 333 20176 55105
555 /7306 10059=
12840 32975 41802 10213 20117 40045 50000 84040 333 20206 55104
555 30209 40124=
12930 32975 21801 10209 20122 40044 56007 81042 333 20181 55107=
15.9.8. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 07 UTC-re

SNBP HABP 010700

AAXX 01071

12772 42970 01802 10220 20133 40045 50000=
12805 41540 83412 10098 20092 40071 53020 76166 8672/ 333 86726
555 55224=
12812 41556 80217 10110 20105 40064 53016 78122 8627/ 333 86830
555 55224=
12822 42575 73407 10148 20106 40060 52011 8557/ 333 85626 555 55153=
12825 42460 73508 10154 20077 40068 53028 8597/
333 82715 83820 82920 555 /7423 55124 10060=

12838 NIL=

12843 42975 11803 10216 20123 40048 54000 81082=

12851 42982 02704 10147 20105 42709 52005 555 55074=

12860 42965 02003 10227 20128 40053 50000 555 /7460 10054=

12882 42975 02004 10242 20159 40061 54000 555 55084=

12892 42975 01404 10237 20150 40063 52005=

12910 41565 80706 10153 20135 40039 53005 78188 8527/

333 85830 555 55103=

12915 42982 80505 10189 20107 40047 53008 8807/ 555 55093=

12920 42680 60202 10196 20129 40046 53003 82270 333 82840=

12925 42975 72003 10230 20126 40038 57004 8707/=

12935 42682 63202 10220 20139 40046 53007 85802 333 83834 82636=

12942 42980 21804 10236 20116 40050 55001 82040 555 55083=

12950 42970 02003 10232 20125 40052 56007=

12960 42981 01802 10235 20117 40051 56006=

12970 42965 01801 10235 20158 40052 58004 555 /7439 10062=

12982 42980 01602 10230 20120 40061 57008=

12992 42980 01704 10230 20149 40067 54000=

SNBP HABP 010700 RTD

AAXX 01071

12840 42975 11802 10222 20124 40044 57002 81080 555 30220 40122=

12830 42675 70204 10192 20103 40051 53006 8487/ 333 82833 84650

555 /7308 55074 10056=

12930 42980 22003 10242 20149 40043 55003 81042=

15.9.9. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 08 UTC-re

SNBP HABP 010800

AAXX 01081

12772 42680 11803 10241 20142 40043 50000 81100 333 81833=

12805 41660 83411 10088 20082 40086 53029 76166 8577/ 333 85733

555 55201=

12812 41557 80205 10100 20096 40086 52036 78082 8527/ 333 85830

555 55123=

12822 41468 83206 10119 20095 40084 53031 76122 8557/

333 81716 84626 555 55134=

12825 41258 83508 10112 20061 40096 53043 78122 8637/

333 83705 83920 555 /7442 55134 10071=

12838 NIL=

12843 42675 32303 10239 20124 40047 54000 81282 333 81840=

12851 42482 22504 10166 20116 42711 53007 81282 333 81816=

12860 42965 01803 10252 20129 40053 52002 555 /7462 10046=

12882 42980 02003 10265 20155 40060 54000=

12892 42980 01806 10252 20152 40061 50001 555 55083=

12910 41556 83608 10102 20095 40082 52041 78188 8627/

333 86823 555 55143=

12915 41440 83609 10117 20108 40075 53035 76382 8472/ 333 84713

555 55131=

12920 42581 63608 10184 20113 40053 53011 82270 333 82830 555 55124=

12925 42575 83202 10222 20137 40042 52005 8237/ 333 82930=

12935 42582 60207 10220 20137 40052 53009 86900 333 82926 84826

555 55134=

12942 42980 31803 10248 20120 40052 53007 82159 555 55092=

12950 42975 12004 10266 20127 40051 55000 81040=

12960 42981 11803 10264 20122 40051 56004 81040=

12970 42965 02001 10268 20169 40051 57005 555 /7438 10055=

12982 42980 01803 10264 20129 40057 57007=

12992 42980 01903 10257 20135 40066 54000=

SNBP HABP 010800 RTD

AAXX 01081

12830 42675 73409 10180 20086 40061 53009 8587/ 333 83833 85650

555 /7313 55124 10054=

12840 42975 42303 10232 20121 40048 53002 83240 333 83850

555 30222 40122=

12930 42680 72004 10258 20152 40042 51001 8257/ 333 82640 555 55074=

15.9.10. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 09 UTC-re

SNBP HABP 010900

AAXX 01091

12772 42681 12705 10260 20145 39777 40040 58004 81200 333 81833

555 55113=

12805 41556 83412 10080 20068 39816 40106 53040 76166 8677/

333 86726 555 55232=

12812 41557 80502 10099 20095 39844 40110 53049 78082 8627/

333 86830=

12822 41450 83405 10112 20101 40096 52036 76362 8477/ 333 84716

555 55142=

12825 41250 83404 10105 20062 40102 52052 78182 8632/

333 84705 82920 555 /7453 55084 10075=

12838 NIL=

12843 42681 32703 10241 20125 40047 51001 81282 333 81846=

12851 42482 32306 10181 20117 38926 42708 50005 82282 333 82826

555 55094=

12860 42965 02303 10276 20126 40050 50001 555 /7460 10040=

12882 42975 02503 10278 20158 40056 58003=

12892 42982 01704 10269 20141 40057 50000 555 55083=

12910 41556 83406 10091 20087 39732 40107 52063 78188 8627/

333 86823 555 55122=

12915 41458 83606 10098 20094 39891 40107 53056 76386 8272/

333 82710 555 55131=

12920 41570 83410 10114 20088 40071 53027 78182 8437/

333 81930 83830 555 55122=

12925 41525 83408 10114 20110 40093 53047 78111 883// 333 88920

555 55151=

12935 41582 73615 10176 20133 40061 53017 879//

333 81926 86826 92523 555 55194=
12942 42980 41805 10272 20139 39819 40047 50004 84050 555 55113=
12950 42675 22005 10282 20122 40047 58003 81240 333 81833 555 55104=
12960 42981 11804 10288 20137 40047 58002 81040=
12970 42965 12302 10280 20168 40051 56003 80001 555 /7438 10051=
12982 42981 11803 10283 20136 40059 55003 80002=
12992 42981 02004 10275 20135 40060 58004=

SNBP HABP 010900 RTD

AAXX 01091

12830 42675 73415 10128 20065 39744 40082 52025 8587/
333 83833 85650 555 /7325 55194 10065=
12840 42775 42703 10233 20108 40051 53006 83240 333 83850
555 30223 40113 55073=
12930 42680 72003 10250 20149 40046 53004 8427/ 333 84833=

15.9.11. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 10 UTC-re

SNBP HABP 011000

AAXX 01101

12772 42581 12307 10270 20148 40038 56003 81200 333 81830 555 55134=
12805 41560 83408 10076 20068 40122 52048 76166 8677/ 333 86726
555 55221=
12812 41557 80000 10102 20098 40135 53068 78082 8227/ 333 82830=
12822 41457 83405 10105 20096 40116 53053 76166 8477/ 333 84716
555 55152=
12825 41240 83407 10097 20046 40124 52052 76388 8672/ 333 86705
555 /7462 55104 10071=
12838 NIL=
12843 42670 53405 10212 20106 40059 53009 82382 333 81943 81843
555 55144=
12851 42483 42306 10194 20112 42709 52004 83252 333 83826 555 55101=
12860 42765 32004 10292 20126 40046 58003 82280 333 82850

555 /7458 55082 10036=

12882 42680 12303 10289 20161 40051 58008 81100 333 81840 555 55083=

12892 42682 11305 10282 20144 40056 57005 81100 333 81840 555 55094=

12910 41556 82903 10096 20092 40140 52090 76186 8372/ 333 83723

555 55111=

12915 41458 82904 10104 20100 40135 53080 76166 8472/ 333 84710

555 55071=

12920 41570 83407 10102 20083 40106 53055 78188 8437/

333 81930 83830 555 55142=

12925 41540 83406 10107 20102 40135 53089 76386 8472/ 333 84720

555 55131=

12935 41558 83412 10142 20122 40097 53035 78182 879//

333 83920 84826 555 55213=

12942 42680 61805 10260 20125 40052 52004 83570 333 83640 555 55113=

12950 42675 62307 10254 20091 40060 52009 86300 333 81933 85233

555 55184=

12960 42680 41805 10300 20135 40047 56002 82242 333 82833 555 55112=

12970 42660 42304 10293 20171 40046 58003 83102 333 83840

555 /7436 55071 10048=

12982 42981 11805 10302 20142 40055 57004 80002 555 55084=

12992 42782 12004 10288 20137 40057 57005 81140 333 81850=

SNBP HABP 011000 RTD

AAXX 01101

12830 41440 83414 10101 20074 40095 52032 78122 8787/

333 83815 84623 555 /7332 55192 10083=

12840 42675 62711 10185 20106 40067 53021 84382 333 82943 82843

555 30170 40100 55183=

12920 41570 83407 10102 20083 40106 53055 78188 8437/

333 81930 83830 555 55142=

15.9.12. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 11 UTC-re

SNBP HABP 011100

AAXX 01111

12772 42582 42308 10271 20146 40037 56004 83202 333 83830 555 /7332 55153=
12805 41570 83406 10082 20074 40139 52052 76166 8802/ 333 88526 555 /7388 55111=
12812 41570 80703 10108 20104 40131 50045 78082 8327/ 333 83830 555 /7400=
12822 41458 83205 10100 20087 40144 52058 76166 8377/ 333 83716 555 /7503 55142=
12825 41240 83307 10093 20044 40149 52051 76366 8372/ 333 83705 555 /7481 55104 10071=
12838 NIL=
12843 41670 53410 10165 20096 40074 53023 73222 83382 333 81933 82833 555 /7433 55184=
12851 42481 62306 10183 20106 42711 53001 85360 333 83916 82816 555 /6697 55111=
12860 42765 61808 10295 20147 40039 57012 86200 333 86850 555 /7453 55144 10033=
12882 42680 12305 10297 20156 40046 57012 81100 333 81840 555 /7439 55124=
12892 42682 11805 10294 20147 40054 57005 81100 333 81840 555 /7419 55092=
12910 41584 73202 10098 20092 40133 50049 72166 8177/ 333 81730 555 /7320=
12915 41482 73405 10104 20099 40130 50052 76166 8177/ 333 81713
555 /7435 55092=
12920 41580 83204 10105 20086 40136 52078 78088 8427/ 333 84830 555 /7497 55084=
12925 41562 83405 10110 20105 40130 50080 76166 8272/ 333 82720 555 /7470 55124=
12935 41565 83216 10130 20111 40118 51060 78188 879// 333 83920 84826 555 /7490 55253=
12942 41456 82910 10120 20108 40119 53055 76382 8572/ 333 85710 555 /7409 55194=
12950 41675 73608 10148 20100 40091 53033 78022 8537/ 333 81933 84833 555 /7480 55184=
12960 41520 72513 10292 20132 40059 53010 78011 873// 333 82926 85926 555 /7450 55214=
12970 41640 62808 10297 20171 40046 56003 73111 86200 333 86840 555 /7436 55132 10047=
12982 42780 31805 10313 20151 40050 58007 82202 333 82857 555 /7469 55113=
12992 42784 12006 10297 20113 40052 57011 81140 333 81850 555 /7467 55094=

AAXX 01111

12830 41440 83216 10086 20060 40124 52051 78088 8627/ 333 86815 555 /7351 55234 10084=
12840 41375 72712 10160 20095 40085 52033 78022 85385 333 82709 83925 555 30148 40102 /7437 55213=
12930 41468 83410 10100 20089 40135 52082 76188 8472/ 333 84710 555 /7471 55163=

15.9.13. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 12 UTC-re

SNBP HABP 011200

AAXX 01121

12772 32582 62306 10268 20140 39775 40037 56002 85302 333 81926 84830 555 55111=

12805 11582 83405 10104 20083 39850 40137 51033 60171 76066 8477/ 333 84720 555 55123=
12812 11570 80901 10110 20105 39883 40149 52039 60191 72582 8427/ 333 84820=
12822 11470 83404 10104 20083 40144 51046 60131 76162 8277/ 333 82716 555 55121=
12825 11360 73604 10102 20059 40139 50026 60171 76086 8177/ 333 81708 555 /7472 55074 10074=
12838 NIL=
12843 11465 83210 10133 20083 40097 53043 69901 78083 8697/ 333 81710 82926 83826 555 55222=
12851 32481 72304 10176 20101 38928 42712 51003 8528/ 333 82813 83830 555 55081=
12860 31758 62909 10248 20122 40052 53001 70922 86200 333 86833 555 /7461 55151 10045=
12882 32780 12004 10308 20156 40047 56011 81100 333 81850 555 55123=
12892 32682 31306 10302 20134 40049 57008 82102 333 82840 555 55112=
12910 11688 73202 10113 20087 39772 40146 52040 60271 70386 8227/ 333 82833=
12915 11486 72904 10124 20095 39930 40146 52039 60201 72186 8427/ 333 84816=
12920 11581 63204 10118 20085 40136 51064 60151 72582 86800
333 83827 83633 555 55074=
12925 11584 63205 10130 20096 40151 52057 60221 72186 84870 333 82820 82630 555 55091=
12935 11580 73416 10136 20104 40133 51069 60131 78081 8537/ 333 82320 83826 92521 555 55241=
12942 11480 83412 10112 20090 39882 40124 51049 60041 76082 8272/ 333 82713 555 55194=
12950 11560 83408 10104 20100 40132 53077 60021 78182 8627/ 333 86830 555 55193=
12960 11556 83209 10122 20115 40124 53068 60011 78088 8527/ 333 85820 555 55174=
12970 31630 63011 10197 20115 40074 53021 73232 85302 333 85933 555 /7454 55224 10059=
12982 32780 52305 10307 20144 40051 55007 85382 333 81950 84857 555 55104=
12992 32783 22207 10311 20123 40053 55005 82240 333 82850 555 55093=
SNBP HABP 011200 RTD
AAXX 01121
12830 11465 73213 10092 20056 39790 40135 52046 60111 78081 8677/ 333 82710 84815 555 /7359 55174
10078=
12840 11383 82710 10128 20090 40101 52043 69961 78382 8637/ 333 83709 85932 555 30122 40089 55242=
12930 11480 73405 10111 20089 40139 51083 60091 76086 8177/ 333 81714 555 55123=
15.9.14. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 13 UTC-re
SNBP HABP 011300
AAXX 01131
12772 42582 62705 10270 20140 40036 58002 84362 333 82926 82830

555 55093=

12805 41682 73404 10127 20093 40143 52025 72166 8227/ 333 82833

555 55081=

12812 42575 71401 10117 20086 40153 53019 8327/ 333 83821=

12822 41477 83204 10120 20097 40150 53034 76066 82777 333 82716

555 55094=

12825 41360 73605 10124 20056 40159 52032 76066 8177/ 333 81708

555 /7486 55074 10063=

12838 NIL=

12843 41460 83209 10112 20086 40115 52049 78088 8592/

333 81710 81926 83826 555 55211=

12851 42360 82510 10102 20080 42725 52007 8727/ 333 87807

555 55124=

12860 41530 62911 10172 20101 40086 53035 73433 82570 333 82627

555 /7485 55194 10063=

12882 42770 32307 10302 20150 40039 57011 82202 333 82850 555 55144=

12892 42682 51307 10305 20127 40042 57011 83105 333 83840 555 55101=

12910 42988 53202 10144 20078 40149 53013 85070=

12915 42589 73203 10141 20094 40147 53015 8524/ 333 85821=

12920 42582 53204 10142 20092 40149 52044 83202 333 83827 555 55074=

12925 42584 33605 10148 20093 40151 53017 83240 333 83820 555 55082=

12935 41582 73411 10150 20101 40136 51039 72582 8487/

333 82820 82626 555 55232=

12942 41480 73201 10116 20078 40135 52070 72162 8272/ 333 82713

555 55231=

12950 41580 73607 10108 20091 40137 51070 78088 8527/ 333 85830

555 55151=

12960 41481 73205 10106 20101 40131 52074 76088 8377/ 333 83713

555 55171=

12970 41430 83015 10130 20094 40109 53029 78033 8687/

333 82815 86620 555 /7478 55232 10079=

12982 41636 73214 10161 20075 40103 53041 73322 8488/

333 81825 83630 555 55223=

12992 42782 42107 10302 20125 40050 57008 83201 333 83850 555 55103=

AAXX 01131

12840 41480 82708 10114 20082 40118 51045 76086 8352/

333 82710 82637 88557 555 30108 40082 55214=

12830 41675 73413 10114 20078 40135 52039 72582 8687/ 333 83840 83650

555 /7361 55192 20064=

12930 41484 53405 10132 20090 40149 52048 72162 81770 333 81714

555 55091=

15.9.15. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 14 UTC-re

SNBP HABP 011400

AAXX 01141

12772 42570 73412 10202 20105 40047 53004 86372 333 84923 82830

555 55203=

12805 42582 73404 10153 20092 40147 53013 8527/ 333 85826 555 55102=

12812 42580 72001 10142 20075 40154 51025 83242 333 83820=

12822 41582 73204 10136 20102 40147 50005 72166 8277/ 333 82720

555 55081=

12825 41460 73405 10133 20062 40155 53017 72166 8217/ 333 82810

555 /7486 55074 10062=

12838 NIL=

12843 41484 73408 10124 20081 40119 51041 72586 8117/ 333 81816

555 55162=

12851 41309 82909 10079 20075 42730 53009 8787/ 333 83807 84626

555 55141=

12860 42565 72909 10138 20087 40104 52058 8437/ 333 81927 83625

555 /7496 55221 10071=

12882 41630 73212 10241 20130 40055 53005 872// 333 87840 555 55213=

12892 42682 51407 10302 20125 40043 56009 83205 333 83840 555 55124=

12910 42988 23202 10160 20060 40146 51020 81042=

12915 42589 23402 10154 20081 40150 52024 81240 333 81826=

12920 42584 53203 10160 20086 40144 50011 83242 333 83827 555 55092=

12925 42584 33403 10161 20085 40155 51027 82240 333 82820 555 55072=

12935 42582 33412 10162 20097 40139 51023 83200 333 83820 555 55224=

12942 42582 72905 10126 20088 40144 53024 8217/ 333 82820 555 55112=

12950 41580 73406 10123 20094 40144 51052 72582 8227/ 333 82830

555 55121=

12960 41483 73205 10115 20097 40134 51066 76066 8277/ 333 82713

555 55092=

12970 41458 73012 10117 20108 40118 52063 72582 8587/

333 81815 85620 555 /7483 55144 10094=

12982 41556 83410 10133 20053 40115 53059 76132 8257/ 333 82625

555 55171=

12992 41950 52913 10184 20093 40091 53033 73331 83082 555 55212=

15.9.16. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 15 UTC-re

SNBP HABP 011500

AAXX 01151

12772 41565 83603 10151 20106 39792 40065 53017 72522 8637/ 333 86923 555 55242=

12805 41582 33305 10156 20079 39866 40149 51016 70162 83240 333 83826 555 55131=

12812 42580 30000 10153 20076 39893 40157 51011 82242 333 82820=

12822 41582 43405 10154 20099 40147 52006 70162 82240 333 82823 555 55114=

12825 41560 43406 10160 20071 40152 50003 70162 83140 333 83823 555 /7485 55124 10056=

12830 41675 33209 10151 20048 39803 40140 52013 70182 82260 333 82840 555 /7370 55164 10050=

12843 41486 33209 10150 20081 40119 51023 70186 81140 333 81816 555 55193=

12851 41382 73407 10076 20065 38943 42736 52015 72884 8147/ 333 81607 444 26104 555 55124=

12860 41565 73008 10134 20091 40111 51054 78083 8437/ 333 82927 82627 555 /7501 55151 10075=

12882 42970 73214 10179 20099 40083 53031 8707/ 555 55222=

12892 41720 72015 10250 20120 40055 53004 73232 8337/ 333 83950 555 55194=

12910 42988 23403 10170 20054 39786 40151 52013 81042=

12915 42589 13204 10166 20083 39940 40153 52011 81200 333 81826=12805 NIL=

12920 42584 32703 10165 20084 40153 52019 81260 333 81827 555 55081=

12925 42584 33403 10164 20070 40160 53011 82240 333 82820=

12935 41582 23412 10170 20098 40137 51005 70181 81202

333 81820 92520 555 55231=

12942 41582 63204 10150 20093 39910 40151 52028 70162 8210

333 82820 555 55103=

12950 41580 63404 10146 20086 40146 52015 70182 82270 333 82830

555 55102=

12960 41583 73205 10128 20101 40144 53070 72186 8227/ 333 82820

555 55082=

12970 42560 73109 10126 20107 40123 52047 8557/ 333 85620

555 /7489 55131 10088=

12982 41562 83408 10114 20061 40127 53068 76163 8357/ 333 83620

555 55141=

12992 41675 73108 10164 20085 40099 52040 70931 83582 333 83640

555 55181=

AAXX 01151

12840 41589 62908 10148 20084 40131 52032 70386 84881

333 83825 82656 555 30146 40084 55181=

12830 41675 33209 10151 20048 39803 40140 52013 70182 82260

333 82840 555 /7370 55164 10050=

12930 41584 23408 10171 20076 40154 52019 70161 81140 333 81826

555 55131=

15.9.17. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 16 UTC-re

SNBP HABP 011600

AAXX 01161

12772 42584 73212 10146 20084 40078 51031 8557/ 333 85623 555 55194=

12805 42582 23404 10161 20068 40151 51011 82200 333 82826 555 55121=

12812 42580 22701 10168 20066 40162 52012 81240 333 81820=

12822 42582 33404 10163 20098 40151 53003 82240 333 82823 555 55102=

12825 42560 23405 10167 20060 40158 53006 82100 333 82823

555 /7490 55084 10049=

12838 NIL=

12843 42486 23208 10151 20077 40123 52011 81240 333 81816 555 55201=
12851 42282 73209 10067 20057 42738 52011 872// 333 87804 555 55193=
12860 41565 73007 10139 20078 40113 51037 72582 8537/
333 82927 83627 555 /7511 55141 10067=
12882 42975 72910 10171 20100 40088 52041 8707/ 555 55154=
12892 41970 82304 10186 20102 40075 53024 70932 8807/ 555 55212=
12910 42588 33601 10170 20054 40151 51007 81230 333 81823=
12915 42689 23602 10162 20076 40158 52012 81440 333 81633 555 55071=
12920 42584 22902 10171 20087 40159 53012 81240 333 81827=
12925 42584 33603 10170 20066 40164 52015 82540 333 82626=
12935 42582 13211 10172 20099 40143 53008 81200 333 81820 555 55213=
12942 42582 43205 10158 20098 40155 52021 82140 333 82820 555 55112=
12950 42580 33404 10165 20073 40154 52019 81140 333 81830 555 55122=
12960 42583 62902 10144 20107 40154 53025 82270 333 82820=
12970 41460 63106 10140 20103 40126 52017 76122 81170 333 81814
555 /7491 55143 10078=
12982 41570 73206 10118 20066 40141 52036 76166 8257/ 333 82630
555 55103=
12992 42686 83109 10153 20086 40117 52060 8557/ 333 81720 85633
555 55131=

SNBP HABP 011600 RTD

AAXX 01161

12840 42589 42907 10153 20073 40131 51016 84341 333 81925 83827
555 30150 40070 55193=
12830 42675 33212 10148 20056 40141 51011 82260 333 82840
555 /7370 55184 10054=
12930 42584 13408 10162 20074 40163 52016 81100 333 81826 555 55151=

15.9.18. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 17 UTC-re

SNBP HABP 011700

AAXX 01171

12772 42582 63213 10142 20066 40089 53036 83570 333 83623 555 55224=
 12805 42682 13404 10157 20056 40162 53016 81440 333 81633 555 55102=
 12812 42580 20000 10164 20063 40171 53017 81240 333 81820=
 12822 42584 23404 10159 20087 40157 52011 81240 333 81826 555 55113=
 12825 42560 13204 10160 20048 40166 53013 81100 333 81823
 555 /7496 55074 10047=
 12838 NIL=
 12843 42486 13407 10151 20075 40131 53013 81200 333 81816 555 55172=
 12851 42383 43209 10067 20051 42745 52015 83280 333 83807 555 55191=
 12860 41565 63006 10151 20082 40131 52018 72582 84370
 333 82927 82627 555 /7517 55111 10063=
 12882 42680 72909 10148 20104 40113 52051 8397/ 333 83940 555 55201=
 12892 41970 72308 10170 20108 40093 52041 76262 8707/ 555 55134=
 12910 42588 30000 10162 20050 40168 52021 81230 444 81827=
 12915 42989 40702 10160 20078 40167 53017 84030=
 12920 42684 32701 10157 20087 40166 51021 81140 333 81840=
 12925 42984 30000 10162 20071 40172 52017 83040=
 12935 42582 13210 10175 20090 40158 53020 81200 333 81820 555 55193=
 12942 42982 33203 10152 20070 40164 52021 83040 555 55113=
 12950 42580 23403 10158 20071 40164 53021 81140 333 81830 555 55111=
 12960 42583 32903 10153 20088 40163 52030 81240 333 81826 555 55073=
 12970 41460 63006 10157 20103 40143 52018 72162 81170 333 81814
 555 /7504 55122 10047=
 12982 41980 73204 10123 20068 40154 52036 76066 86072 555 55071=
 12992 41683 72907 10129 20102 40132 53040 76162 8357/ 333 83633
 555 55121=

SNBP HABP 011700 RTD

AAXX 01171

12830 42675 13213 10146 20048 40150 52016 81200 333 81840
 555 /7377 55184 10052=
 12840 42589 23007 10151 20073 40137 52018 82241 333 82828

555 30152 40068 55171=

12930 42682 12903 10154 20077 40173 53025 81400 333 81633 555 55091=

15.9.19. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 18 UTC-re

SNBP HABP 011800

AAXX 01181

12772 11580 53211 10141 20061 39831 40106 53039 69922 70182 83470 333 10283 83623 555 55212=

12805 11682 23203 10142 20050 39890 40173 53024 60182 70361 82500 333 10165 82633 555 55082=

12812 12580 20000 10143 20097 39919 40184 53025 60192 81440 333 10170 81620=

12822 11584 13202 10142 20086 40168 53020 60132 70161 81200 333 10184 81826 555 55082=

12825 11960 13203 10148 20064 40173 51020 60172 70161 81040 333 10194 555 /7500 10057=

12838 NIL=

12843 11486 13406 10148 20076 40147 53028 60012 70186 81101 333 10243 81816 555 55132=

12851 11389 53209 10067 20053 38963 42755 53020 69942 70384 83280 333 10204 83807 444 16090 555 55151=

12860 11565 53007 10150 20072 40145 52035 69902 71083 82570 333 10310 82627 555 /7527 55121 10060=

12882 11675 72704 10133 20105 40127 52040 69912 78081 8397/ 333 10319 83940 555 55142=

12892 11575 72309 10140 20109 40110 52049 69902 76263 8277/ 333 10308 82726 555 55133=

12910 12588 23201 10138 20037 39811 40181 53025 60272 81440 333 10180 81630=

12915 12989 20901 10143 20091 39962 40175 52021 60202 82040 333 10198=

12920 12682 30000 10138 20081 40177 53023 60152 81430 333 10198 81633=

12925 12984 40201 10154 20099 40184 53024 60222 84070 333 10230=

12935 11582 13208 10168 20083 40175 53037 60132 70181 81400 333 10224 81626 92518 555 55151=

12942 11980 22903 10136 20074 39944 40186 52035 60052 70161 82040 333 10280=

12950 11680 13202 10141 20076 40173 52028 60042 70181 81100 333 10286 81833 555 55081=

12960 11982 13202 10142 20084 40175 52032 60042 70186 81040 333 10305=

12970 11460 23005 10142 20092 40159 52036 69902 70186 81170 333 10297 81814 555 /7516 55092 10072=

12982 11982 63203 10126 20071 40167 53041 69942 72163 86072 333 10318=

12992 11582 72805 10131 20101 40153 53051 69962 78063 8527/ 333 10317 82830 83630 555 55091=

SNBP HABP 011800 RTD

AAXX 01181

12830 11975 13212 10138 20042 39823 40162 53020 60112 70181 81060 333 10193 555 /7385 55161 10052=

12840 11589 13106 10153 20080 40148 53016 60022 70186 81100 333 10235 81828 555 30146 40082 55181=

12930 11980 22703 10136 20083 40186 52030 60092 70361 82040 333 10263=

15.9.20. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 19 UTC-re

SNBP HABP 011900

AAXX 01191

12772 42580 23208 10137 20056 40127 51047 82400 333 82623 555 55152=

12805 42684 23302 10134 20045 40187 52032 82500 333 82633=

12812 42980 22901 10130 20065 40198 53033 82040=

12822 42582 22902 10131 20083 40182 53029 81440 333 81630=

12825 42960 10000 10138 20047 40186 52026 81040 555 /7510 10054=

12838 NIL=

12843 42484 13403 10143 20081 40165 53041 81100 333 81816 555 55111=

12851 42389 33209 10064 20038 42757 53031 82280 333 82807 555 55173=

12860 42965 23006 10144 20069 40164 53041 82070

555 /7542 55113 10061=

12882 41680 72908 10141 20094 40141 52051 72582 8297/ 333 82940

555 55174=

12892 41984 52304 10136 20097 40137 52059 72162 84072 555 55101=

12910 42984 03201 10100 20045 40199 52036=

12915 NIL=

12920 42982 12701 10122 20091 40187 53025 81040=

12925 42984 10000 10126 20105 40200 53033 81040=

12935 42982 02707 10169 20078 40187 52044 555 55122=

12942 42980 02902 10123 20076 40200 52041=

12950 42980 02502 10120 20091 40193 52036=

12960 42980 12701 10124 20089 40190 52033 81040=

12970 42960 03005 10140 20091 40175 52049 555 /7528 55073 10073=

12982 42982 52903 10133 20062 40186 53047 85072=~~

12992 41684 72604 10135 20103 40167 52051 72582 8357/ 333 83640=

SNBP HABP 011900 RTD

AAXX 01191

12830 42975 13208 10131 20038 40180 53035 81040

555 /7396 55131 10053=

12840 42589 12908 10146 20082 40162 53030 81101 333 81827

555 30144 40086 55183=

12930 42980 52501 10130 20084 40199 52034 85040=

15.9.21. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 20 UTC-re

SNBP HABP 012000

AAXX 01201

12772 42580 03209 10135 20053 40145 53055 555 55161=

12805 42684 13301 10125 20050 40195 51029 81500 333 81633=

12812 42975 13201 10119 20059 40206 52031 81040=

12822 42982 13201 10123 20080 40193 52034 81040=

12825 42960 00000 10125 20043 40197 52029 555 /7517 10057=

12838 NIL=

12843 42982 02901 10142 20088 40179 52047=

12851 42389 13210 10066 20022 42776 52033 81280 333 81807 555 55243=

12860 42965 03005 10140 20077 40170 52048 555 /7553 55084 10066=

12882 42980 22905 10139 20086 40154 52041 81082 555 55124=

12892 42986 73601 10138 20106 40157 52060 8707/=

12910 42981 03201 10086 20056 40211 52032=

12915 NIL=

12920 42982 10000 10114 20086 40202 53032 81040=

12925 42984 11401 10114 20100 40211 52036 81040=

12935 42982 02707 10166 20077 40200 51041 555 55122=

12942 42980 03201 10118 20075 40213 52045=

12950 42980 02701 10108 20086 40200 52035=

12960 42970 02001 10101 20095 40206 52039=

12970 42960 02803 10135 20094 40191 52048 555 /7540 10076=

12982 42982 22902 10111 20053 40199 52045 81042=

12992 NIL=

SNBP HABP 012000 RTD

AAXX 01201

12830 42975 13208 10133 20033 40192 52038 81040

555 /7405 55134 10051=

12840 42988 22706 10145 20087 40176 53038 80001

555 30143 40091 55161=

12930 42970 02501 10121 20088 40208 52033=

15.9.22. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 21 UTC-re

SNBP HABP 012100

AAXX 01211

12772 42980 03409 10135 20048 39882 40157 51051 555 55154=

12805 42984 02701 10123 20052 39918 40206 52028=

12812 42975 13201 10101 20074 39947 40216 52028 81040=

12822 42982 02702 10121 20076 40202 52033=

12825 42960 00000 10112 20048 40208 51032 555 /7524 10065=

12838 NIL=

12843 42982 02501 10126 20073 40194 51044=

12860 42965 02705 10134 20070 40190 51044 555 /7561 55092 10065=

12892 42986 73001 10142 20103 40171 52060 8707/=

12851 42989 13410 10067 20021 38999 42788 53036 81040 555 55231=

12882 41980 42903 10139 20086 40173 52047 70381 83082 555 55091=

12892 42986 73001 10142 20103 40171 52060 8707/=

12910 42981 00000 10076 20049 39839 40219 51028=

12915 NIL=

12920 42982 00000 10104 20081 40208 52029=

12925 42984 01401 10097 20091 40220 51032=

12935 42982 02706 10163 20082 40208 51032 555 55112=

12942 42980 02301 10110 20073 39976 40223 52032=

12950 42975 02701 10092 20086 40216 52039=

12960 42965 01101 10090 20084 40216 52037=

12970 42960 02503 10132 20098 40200 52041 555 /7547 10080=

12982 42982 12901 10104 20047 40211 52041 80002=

12992 41984 12605 10130 20080 40191 51039 70181 81040 555 55071=

SNBP HABP 012100 RTD

AAXX 01211

12830 42975 03207 10131 20033 39863 40205 52040

555 /7415 55121 10051=

12840 42988 12805 10147 20070 40191 53043 80001

555 30146 40069 55121=

12930 42970 02301 10111 20091 40217 52029=

15.9.23. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 22 UTC-re

SNLP HALP 012200

AAXX 01221

12860 42965 02503 10123 20076 40202 51036 555 /7569 10073=

12970 42960 02702 10126 20103 40206 52031 555 /7551 10086=

12825 42960 00000 10103 20039 40219 52029 555 /7532 10065=

12932 42960 22501 10110 20090 40226 52024 82030 555 /7530 10087=

12830 42975 03206 10121 20030 40212 52031 555 /7419 55091 10054=

15.9.24. Feladat: Időjárási távirat 1992.09.01. 23 UTC-re

SNLP HALP 012300

AAXX 01231

12825 42960 00000 10098 20038 40223 52023 555 /7534 10066=

12860 42965 02703 10118 20076 40206 52024 55 /7572 10077=

12830 42975 02704 10099 20032 40225 52028 555 /7426 55071 10063=

12932 42960 62302 10104 20083 40235 52023 81030 555 /7537 10088=

12970 NIL=

15.10. Időjárási térképek rajzolása

15.10.1. Elméleti háttér

A meteorológiai térképeken gyakran izovonalakkal ábrázoljuk a meteorológiai mezőket. Az izovonalak azonos értékeket összekötő görbék. A meteorológiai gyakorlatban számos különböző izovonalat alkalmazhatunk.

A korszerű térképi ábrázolás során numerikus interpoláció segítségével számítógép rajzolja meg az izovonalakat. Ugyanakkor a gyakorlat során egy-egy kézzel megrajzolt térkép segítségével sokkal életszerűbbé, érthetővé válhat egy-egy meteorológia mező térbeli szerkezete.

Az alábbiakban, a 15.9. táblázatban néhány izovonal magyarázatát adjuk meg.

15.9. táblázat: Izovonalak és magyarázatuk

Izovonal	Leírás
izallobár	adott időtartamon belül egy felületen az azonos nyomásváltozású pontokat összekötő görbe
izallohopsza	adott időtartamon belül egy izobár felületen az azonos magasságváltozású pontokat összekötő görbe
izanomália	egy adott meteorológiai állapothatározó azonos értékű anomáliáit összekötő görbe
izobár	adott időtartamon belül egy felületen az azonos nyomású pontokat összekötő görbe
izogram	a légnedvesség azonos értékeit összekötő vonal
izohel	adott időtartamon belül a napfénytartam vagy a napsugárzás más jellemzőjének azonos értékeit összekötő görbe
izohiéta	adott időtartamon belül az azonos lehullott csapadékösszegű pontokat összekötő görbe
izohipsza	azonos magasságú pontokat összekötő vonal az abszolút topográfiai térképeken
izokeraun	adott időtartamon belül a zivatarral kapcsolatos jelenségek azonos gyakoriságát vagy intenzitását jelölő vonal (pl. egyenlő zivataros napok száma egy évben)
izonef	adott időtartamon belül az azonos felhőmenyiségű pontokat összekötő görbe
izotaha	adott időtartamon belül egy felületen az azonos szélesebségű pontokat összekötő görbe
izoterma	az azonos hőmérsékletű pontokat összekötő vonal

Az izovonalak rajzolásának szabályai:

- Először vizsgáljuk meg a térképen feltüntetett adatok eloszlását, keressük meg a maximum és a minimum értékeket.
- Húzzunk ki vékonyan, ceruzával egy köztes értéket, mely két (esetleg több) nagyobb részre osztja a térképet.
- Rajzoljuk meg a többi izovonalat is, esetleg újabb felezések segítségével.
- Az izovonalak egyik oldalán az izovonal által jelképezett értéknél kisebb, másik oldalán annál nagyobb számok találhatóak.
- Könnyedén, görbült vonalakkal rajzoljuk az izovonalakat.
- Az izovonalak nem metszhetik egymást.
- Az izovonalak folytonosak, nem szakadhatnak meg (kivéve a térkép szélein).
- Miután elkészült az elsődleges változat, korrigáljuk a hibákat, pontosítsuk a vonalak menetét és húzzuk ki a véglegesnek ítélt változatot. Feliratozzuk a vonalakat. Írjuk a számértékeket az izovonal mindkét végére, ha zárt a görbe, akkor megfelelő helyen a vonallal párhuzamosan.

Megjegyzés: Az izovonalak kézzel történő meghúzása némi szubjektivitást hordoz magában. A meteorológiai elemek térbeli eloszlásáról azonban megfelelő képet nyújt az elemzések, előrejelzések segítségével.

15.10.2. Feladatok

Az előzőekben az időjárási munkatérképre a szinoptikus távirat alapján felvezetett meteorológiai adatok alapján rajzoljuk meg az izovonalakat!

A nyomási adatokat 2 hPa-onként húzzuk ki (páros számok), ceruzával. A hőmérsékleti értékeket piros színnel 2 vagy 5 °C-onként rajzoljuk fel!

15.11. Éghajlati diagramok rajzolása

15.11.1. Elméleti háttér

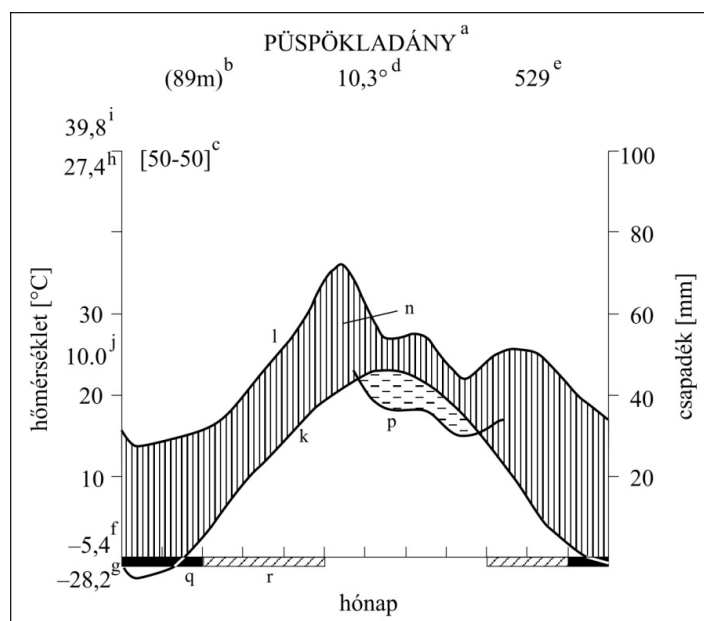
A Walter-Lieth diagram

Egy-egy mérőállomás hosszú adatsorai alapján az éghajlati jellemzőkre is következtethetünk. Így kapcsolódik össze az időjárási állomások órás mérése, az ebből készülő és folyamatosan bővülő, ellenőrzött adatbázisa az éghajlati vizsgálatokkal.

A két legfontosabb és könnyen mérhető meteorológiai elem a hőmérséklet és a csapadék. Általában ennek a két elemnek a havi értékeit (havi átlagos hőmérséklet, illetve csapadékösszeg) ábrázolják közös diagramon. Nem mindegy azonban, hogy milyen skálát használunk. Az összehasonlíthatóság érdekében (tér- és időbeli változások bemutatása) érdemes egységes skálát alkalmazni. Az alkalmazott hőmérsékleti és csapadékskála megválasztása azonban nem csak a két mennyiség értékeitől függ (azok az éghajlati övek szerint jelentősen változnak), hanem a mögöttük levő fizikai folyamatoktól (felszíni energia- és vízmérleg). Ez érthető, hiszen a havi hőmérsékleti adatokból – közvetett módon – következtethetünk a besugárzás, illetve a felszíni sugárzási mérleg értékére, s így az adott felszín potenciális párologtató képességére. Ezt összevetve a lehullott csapadék mennyiségével egyszerű becslést kaphatunk a terület havi vízellátottságáról:

- erősen nedves, csapadékos (a csapadék meghaladja a havi 100 mm-t) – a csapadék lényegesen meghaladja a párologást
- jó vízellátottságú (a csapadék meghaladja a párologást)
- aszályra hajlamos (a párologás egyes években meghaladhatja a csapadékot)
- száraz, rossz vízellátottságú (a párologás meghaladhatja a csapadékot, a talaj – ha van miből – nedvességet veszít.

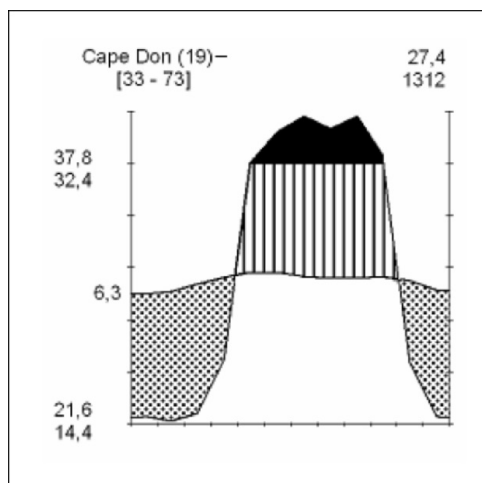
Ezt a fizikai-klimatológiai szemléletű leírást adja a Walter-Lieth klímadiagram; ezért mutatjuk be, s ezért javasoljuk alkalmazását.



15.7. ábra: A Walter-Lieth klímadiagram alakja Püspökladány példáján. Magyarázat: A diagramm vízszintes tengelyén az év 12 hónapja szerepel, a bal oldali függőleges tengelyen a hőmérséklet, a jobb oldalin a csapadék. A hőmérséklet: csapadék aránya a tengelyeken 1:2. (100 mm-nyi csapadék felett 1:5 – a bemutatott ábrákon nem szerepel). A diagrammra a tengelyfeliratok nem, csak a klimatológiai számértékek kerülnek felrajzolásra a megadott helyekre. Az egyes betűk jelentései a következők: az állomás neve (a), az állomás tengerszint feletti magassága (b), a hőmérsékleti és csapadék idősorok időhossza években (c), az évi középhőmérséklet (d), az évi csapadékösszeg, (e), a leghidegebb hónap napi átlagos minimuma (f), az eddig mért legalacsonyabb (abszolút minimum) hőmérséklet (g), a legmelegebb hónap napi átlagos maximuma (h), az eddig mért legmagasabb (abszolút maximum) hőmérséklet (i), a hőmérséklet átlagos napi ingása (j), a havi középhőmérsékletek görbéje (k), a havi átlagos csapadékgörbe (l), száraz időszak jelölése kipontozva, ha a csapadék görbe a hőmérsékleti görbe alatt fut (m – az ábrákon nem szerepel), nedves időszak függőlegesen vonalkázva, ha a csapadékgörbe a hőmérsékleti görbe fölött fut (n), erősen nedves időszak fekete színnel teljesen kitöltve, ha a havi csapadék 100 mm fölötti (o – az ábrákon nem szerepel), szárazságra hajlamos periódus vízszintes, szaggatott vonalakkal kitöltve, ha a hőmérsékleti görbe az 1:3 arányú csapadékgörbe fölött fut (p), a vízszintes tengely alatt feketével kitöltve azon hónap, amikor a havi átlaghőmérséklet 0° alatti (q), a vízszintes tengely alatt ferdén vonalkázva, ha a hőmérséklet 0° alá süllyedhet – vagyis a havi abszolút minimum 0°C alatti (r).

Nézzük az alkalmazott hőmérsékleti és csapadékskálát! Első becslésként azt mondhatjuk, hogy 0°C alatti havi középhőmérséklet esetén elhanyagolható a párolgás, míg 0°C felett 1°C -onként 2 mm-es havi potenciális párolgással számolhatunk. Ez adja a hőmérsékleti és a csapadékskála közötti kapcsolatot (15.7. ábra). A diagramon a 10°C -os hőmérséklethez 20 mm-es csapadékmennyiség tartozik, vagyis az 50°C -os beosztáshoz (ami természetesen nem lehet) 100 mm-es csapadék tartozik, ami viszont előfordulhat. 100 mm-es csapadék felett a csapadékskála változik. Ezután a következő beosztás már 300 mm (vagyis tizede a korábbi lépésnek). 100 mm feletti csapadék részt feketével satírozzuk be. Ez arra utal, hogy az ilyen hónapok abszolút nedves éghajlattal jellemezhetők: ekkora csapadékot már nem képes a bejövő sugárzás elpárologtatni, nincs elég energia hozzá. Az Alföldön az átlagos csapadék minden hónapban 100 mm alatti, így a nagy csapadékos éghajlatra egy ausztráliai példát mutatunk be (15.8. ábra). (A Walter-Lieth diagram részletesebb leírást lásd pl. Szász és Tőkei (1997), Ács és Breuer (2012), valamint Bartholy és Pongrácz, 2013, illetve az Országos Meteorológiai Szolgálat vagy az Eötvös Loránd Tudományegyetem fizikai könyvtárában is megtalálható Walter és Lieth (1960) klímadiagram atlaszban.)

A tényleges párolgás természetesen függ más meteorológiai elemektől, nemcsak a hőmérséklettől, hanem pl. a relatív nedvességtől és a szélsőségtől is (Szász és Tőkei, 1997; Huzsvai et al., 2005; Ács és Breuer, 2012). Elképzelhető, hogy az elsődleges becslésnél (1°C -ra 2 mm-es párolgás) nagyobb a valódi párolgás. Ezt mutatja egy másodlagos, szaggatott vonallal jellemzett csapadékskála, ahol 10°C -ra 30 mm párolgás jut 0°C felett. Ha az eredeti csapadékgörbe a havi hőmérsékleti görbe felett fut, míg az új módosított csapadékskálával rajzolt a hőmérsékleti görbe alatt van, akkor azt szaggatott vonallal berajzoljuk a diagramra. Ez az aszályhajlamos időszak. A hőmérsékleti görbe és az új csapadékgörbe közötti területet szaggatott vonalakkal jelöljük.



15.8. ábra: A déli félgömbön levő Cape Don (Ausztrália 11,3167° S, 131,7667° E) Walter-Lieth klímadiagramja (Ács és Breuer, 2012). Az alkalmazott jelölések, illetve az egyes jellemszámok elhelyezése megegyezik a 15.7. ábrán közltekkel.

Az egységes jelölés miatt a déli féltekén a hónapok júliustól-júliusig futnak. Itt is – hasonlóan az északi félgömbhöz – a télből a tavaszba megyünk. Figyeljük meg az 15.8. ábrán (Cape Don, Ausztrália: 11,3167° S, 131,7667° E) a 100 mm feletti csapadékkal rendelkező hónapok jelölését, a 100 mm feletti rész sátozását, a 100 mm alatti rész vonalkázását a hőmérsékleti görbéig. 100 mm felett változik a csapadékskála. Itt egy beosztás már 200 mm.

Ha a hőmérsékleti görbe a csapadékgörbe felett fut, akkor a potenciális párolgás meghaladja a csapadékot, vagyis ezek a hónapok aszályosak. Ezt a pontozott terület jelzi. A 15.8. ábrán egy tipikus, monszunális éghajlatra jellemző klímadiagramot látunk.

Abban az esetben, ha a csapadékgörbe a havi hőmérsékleti görbe alatt fut, száraz időszakról beszélünk. A párolgás megegyezik a csapadékkal, illetve a csökkenő talajnedvesség, vagy a területen levő tavak és vízfolyások csökkenő vízszintje miatt meg is haladhatja azt. Ezek az aszályos hónapok. (Megjegyezzük, hogy az aszály fogalma ennél összetettebb, itt a köznapi értelemben, jelzőként használjuk, lásd pl. Varga-Haszonits et al, 2004.)

A klímadiagramon az állomás neve, a csapadék- és a hőmérsékleti görbe, illetve az egyes területek különböző jelölésekkel, sátozással történő kiemelése mellett egyéb paramétereket is meg kell adni. Ezeknek kötött helye van, amit a 15.7. ábra szemléltet. (A klímadiagram megrajzolása előtt ezt is alaposan át kell tanulmányozni.)

Számos meteorológiai, agrometeorológiai és éghajlati tankönyv, internetes adatbázis áll rendelkezésre, ahonnan adatokat vehetünk, illetve tölthetünk le klímadiagramok készítéséhez. Ezek közül néhányat külön is megemlítünk. A tankönyvek közül kiemeljük Szász és Tőkei (1997), Varga-Haszonits et al. (2000), Varga-Haszonits et al. (2004), Ács és Brauer (2012) munkáit. Értékes adattárat tartalmaz Kakas (1960), Lamb (1978) és Péczely (1984) könyve, illetve Walter és Lieth (1960) klímadiagram atlasza is.

Az internet-es források közül a GHCN (Global Historical Climatology Network – Globális Történelmi Éghajlati Hálózat) (Peterson és Vose, 1997; Lawrimore et al., 2011, <http://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm/>) adatbázist javasoljuk, ahol az átlagok mellett az egyes extrém értékek is rendelkezésre állnak. Szintén jól használható a Német Meteorológiai Szolgálat (Deutscher Wetterdienst) 1960–1990 közötti időszakra vonatkozó globális éghajlati adatbázisa (<http://www.klimadiagramme.de/Frame/indexeu.html>). Itt egyszerű rajzoló programot is találunk.

15.11.2. Feladatok

Rajzoljuk meg néhány város Walter-Leith klímadiagramját éghajlati adatok alapján (15.10. táblázat)!

15. 10. táblázat: Néhány hazai város éghajlati adatai

Állomás:	Sopron	Budapest	Kecskemét
----------	--------	----------	-----------

magassága:	216 m		120 m		105 m	
	hőm. (°C)	csap. (mm)	hőm. (°C)	csap. (mm)	hőm. (°C)	csap. (mm)
január	-1,3	35	-1,1	42	-1,7	26
február	0,2	35	0,7	44	0,1	29
március	4,8	39	5,8	39	5,1	32
április	9,6	51	11,8	45	10,5	45
május	14,5	70	16,8	72	16,0	56
június	17,6	75	20,2	76	19,3	55
július	19,7	90	22,2	54	21,4	48
augusztus	18,9	71	21,4	51	20,6	45
szeptember	15,3	66	17,4	34	16,3	46
október	9,7	56	11,3	56	10,6	48
november	4,2	53	5,8	69	4,6	50
december	0,5	47	1,5	48	0,6	37
év	9,5	688	11,2	630	10,3	517

15.12. Időjárási és éghajlati adatok, előrejelzések az internet-en

Az internet-en, ha jól élünk a lehetőségekkel – rengeteg meteorológiai információt találunk, legyen az tudományos cikk, tankönyv vagy jegyzet (<http://scholar.google.hu/>, <http://www.sciencedirect.com/>, <http://journals.ametsoc.org/>), mérési adat (felszíni, rádiószondás, műhold stb.), vagy időjárás előrejelzés. Célunk olyan elérési pontok megadása, ahonnan már önállóan is tovább tudnak haladni.

A meteorológia sajátossága a nemzetközi együttműködés. Ezt az ENSZ szakosított szervezete, a Meteorológiai Világszervezet koordinálja (WMO – World Meteorological Organization) koordinálja (http://www.wmo.int/pages/index_en.html). Innen elérhető az összes nemzeti meteorológiai, illetve hidrometeorológiai szolgálat is (http://www.wmo.int/pages/members/members_en.html).

Magyarországról az Országos Meteorológiai Szolgálat (<http://www.met.hu/>), illetve a meteorológiával foglalkozó legfontosabb tanszékek elérhetőségét adjuk meg kiindulópontként:

- Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék (<http://nimbus.elte.hu/>),
- Szegedi Tudományegyetem Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék (<http://www2.sci.u-szeged.hu/eghajlattan/>),
- Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszék (<http://meteor.geo.klte.hu/index2-hu.html>),
- Pécsi Tudományegyetem Talajtani és Klimatológia Tanszék (http://www.kti.ttk.pte.hu/talaj_klima),
- Pannon Egyetem Föld- és Környezettudományi Intézeti Tanszék (<http://kt.mk.uni-pannon.hu/index.php>),
- Pannon Egyetem Georgikon Kar Meteorológiai és Vízgazdálkodási Tanszék, Keszthely
(<http://www.georgikon.hu/szervezeti-egysegek/meteorologia-es-vizgazdalkodas-tanszek>),
- Nemzeti Közszerológiai Egyetem Katonai Repülő Tanszék, Szolnok (<http://www.szrfk.hu/>),
- Nyugat-Magyarországi Egyetem Agrometeorológiai Intézeti Tanszék, Mosonmagyaróvár
(<http://www.mtk.nyme.hu/index.php?id=500>),

-Nyugat-Magyarországi Egyetem Ökológiai és Bioklimatológiai Intézeti Tanszék, Sopron (<http://kornytud.emk.nyme.hu/>).

A meteorológiai adatbázisok közül a mérések típusa szerint válogatunk. Kezdhethetjük a kalandozást a NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), a Német Meteorológiai Szolgálat vagy az Egyesült Királyság Meteorológiai Szolgálatának az oldalán, de találunk magyar nyelvű kezdő oldalakat is.

Szinoptikus meteorológiai állomások adatait (időjárási táviratok) letölthetjük többek között a spanyol Ogimet honlapról (<http://www.ogimet.com/>) vagy az orosz időjárási oldalról is (<http://meteo.infospace.ru/wcarch/html/index.sht>). Természetesen ezek nyers adatok, amelyeket ellenőrizni kell.

Rádiószondás adatok letöltéséhez az amerikai University of Wyoming internetes oldalát ajánljuk (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Számos műholdas adatbázis létezik. A keresés elkezdéséhez az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai tanszék következő internet-es oldalát javasoljuk: http://nimbus.elte.hu/kutatas/sat/sat_linkek.html.

Időjárási előrejelzésekhez az Országos Meteorológiai Szolgálat (<http://www.met.hu/idojaras/>), az Eötvös Loránd Tudományegyetem (<http://nimbus.elte.hu/>), a Német Meteorológiai Szolgálat (<http://www.wetterzentrale.de/> illetve <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fskldwd.html>), az Egyesült Királyság Meteorológiai Szolgálatának (MetOffice, <http://www.metoffice.gov.uk/>) vagy a Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat oldalán levő Hirlam modell eredményeit javasoljuk (http://www.knmi.nl/index_en.html oldal, majd az időjárási térképekre kattintva http://www.knmi.nl/waarschuwingen_en_verwachtingen/weerkaarten.php?lang=en).

Elindulhatunk a Meteorológiai Világszervezet (World Meteorological Organization – WMO) honlapjáról is. Itt megismerkedhetünk többek között az európai veszélyjelző hálózattal. E mögött, ahogy a meteorológia más területein is, jelentős nemzetközi együttműködés áll.

Éghajlati adatok kereséséhez – kiindulásként – az Amerikai Egyesült Államok Meteorológiai és Óceánológiai Hivatalának (NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration) vagy a Német Meteorológiai Szolgálat oldalait javasoljuk.

Böngészhetünk az éghajlatváltozási modelleredmények között is. A kalandozást kezdhethetjük pl. az EU által támogatott ENSEMBLES program internet-es oldalán (<http://ensemblesrt3.dmi.dk/>).

15.13. Teszt feladatok

1. Átlagosan hány Celsius fokkal lenne hidegebb a Föld légkörének hőmérséklete, ha nem lenne üvegházhatás?

A: 5°C

B: 33°C

C: 14,5°C

D: nem lenne hidegebb

2. Mit nevezünk hőmérsékleti inverziós rétegződésnek?

A: Ha a hőmérséklet a légkörben felfelé csökken.

B: Ha a hőmérséklet a légkörben felfelé nem változik.

C: Ha a hőmérséklet a légkörben felfelé növekszik.

3. Hogyan módosítja a felhőzet a felszínközeli hőmérsékletet?

A: nappal növeli, éjjel csökkenti

B: nappal csökkenti, éjjel növeli

C: nappal és éjjel is növeli

D: nappal és éjjel is csökkenti

4. Hogyan melegíti a Nap a légkör alsó, felszínközeli tartományát?

A: közvetlenül melegíti a levegőrészecskéket

B: először a felszínt melegíti fel, s az adja át a hőt a levegőnek

C: az A és a B eset is igaz

5. Milyen hullámhossztartományban a legintenzívebb a Nap sugárzása?

A: rövidhullámokban

B: hosszúhullámokban

C: az ultraibolya tartományban

D: egyformán sugároz minden hullámhosszon

6. Mi az albedó?

A: a beérkező és visszavert teljes sugárzás aránya

B: a visszavert és a beérkező rövidhullámú sugárzás aránya

C: a visszavert és az elnyelt rövidhullámú sugárzás aránya

D: az elnyelt és a visszavert rövidhullámú sugárzás aránya

7. Mit ír le a Stefan–Boltzman-törvény?

A: a maximális energiához tartozó hullámhosszat ($\lambda_{\max}$)

B: egy test által kisugárzott energiaspektrumot

C: egy test által kisugárzott összenergiát

D: azt, hogy az emisszió és az abszorpció aránya minden testre ugyanakkora

8. Melyik állítás igaz az összes alacsony szintű felhőfajra?

A: melegfronthoz tartoznak

B: réteges szerkezetűek

C: csapadékot adhatnak

D: gomolyos szerkezetűek

9. Mit jelent a globálisugárzás?

A: a globálisan kisugárzott rövidhullámú sugárzás

B: a globálisan kisugárzott hosszúhullámú sugárzás

C: a Napból jövő rövidhullámú sugárzás

D: a légköri hosszúhullámú visszasugárzás

10. Mi az ónos eső?

A: túlhűlt vízcsepp és hópehely ütközése révén létrejött csapadékfajta

B: meleg légrétegből hidegebbe hulló túlhűlt vízcseppek

C: meleg légrétegből hidegebbe hulló jégszemek

D: vízgőz kifagyása a felszínen

11. Hogy alakul ki az advekciós köd?

A: hideg levegő áramlik meleg felszín fölé

B: meleg levegő áramlik hideg felszín fölé

C: meleg vízfelület párolog

D: a levegő hegység mentén feláramlik

12. Mit ír le a Planck-törvény?

A: egy test által kisugárzott összenergiát

B: egy test által kisugárzott energiaspektrumot

C: az abszorpció és az emisszió arányát

D: egy testsugárzás visszaverő képességét

13. Miért kék az ég színe?

A: mert a többi szín visszaverődik

B: mert ez a szín szóródik a leginkább

C: mert ezen a hullámhosszon a legerősebb a Nap sugárzása

D: mert mindig található elegendő mennyiségű vízgőz a légkörben

14. Milyen légnyomás uralkodik a mérsékletövi ciklon belsejében?

A: alacsony légnyomás

B: az évszaktól függ

C: magas légnyomás

D: néha alacsony, néha magas légnyomás

15. Hideg- vagy melegfront esetén számíthatunk-e inkább záporos csapadéokra?

A: melegfront esetén

B: hidegfront esetén

C: hideg és melegfront esetén is

D: csak okklúziós front esetén

16. Általában mikor várható szélcsendes, felhőmentes időjárás?

A: melegfront esetén

B: hidegfront esetén

C: ciklonokban

D: anticiklonban

17. Az alábbi felhők között mi a közös jellemvonás: altostratus, stratus, stratocumulus?

A: alacsonyszintűek

B: középszintűek

C: csapadékot adhatnak

D: gomolyos szerkezetűek

18. Az alábbi felhők között mi a közös jellemvonás: altostratus, stratus, cirrostratus?

A: alacsonyszintűek

B: réteges szerkezetűek

C: csapadékot adhatnak

D: gomolyos szerkezetűek

19. A felhőzet mennyisége 4 okta, hány százalékban borítja felhő az égboltot?

A: kb. 40 %-ban

B: kb. 50 %-ban

C: kb. 4 %-ban

20. Melyik mikrocsep alakul ki a vízgőz kifagyása által?

A: dér

B: harmat

C: zúzmara

D: ónos eső

21. 1 négyzetméter felületen mennyi vizet jelent 1 milliméter csapadék?

A: 1 liter

B: 10 liter

C: 1 deciliter

D: 1,2 liter

22. Milyen magasan találhatók a cirrus felhők a közepes földrajzi szélességeken?

A: 2000–4000 m között

B: 4000–6000 m között

C: 2000 m alatt

D: 6000 m fölött

23. A levegő relatív nedvessége 50%. Mikor tartalmaz több vízgőzt, ha a hőmérséklet 10°C, vagy ha 20°C?

A: ha 10°C

B: ha 20°C

C: egyforma a vízgőz mennyisége

24. Mi a légnyomás?

A: a szél nyomóereje

B: a légoszlop súlya egységnyi területen

C: a légoszlop tömege egységnyi felületen

D: a levegőmolekulák mozgási energiája

25. Mekkora a látástávolság ködben?

A: legfeljebb 100 m

B: legfeljebb 500 m

C: legfeljebb 1000 m

D: legfeljebb 2000 m

26. Hogy nevezzük a szélcsendes, felhőmentes éjszakán a felszínközeli levegő lehülése révén keletkező ködöt?

A: sugárzási köd

B: advekciós köd

C: párolgási köd

D: lejtőköd

27. Mi a vízgőz keverési aránya?

A: a vízgőz és a száraz levegő aránya

B: a vízgőz és a kicsapódott víz aránya

C: a vízgőz és a nedves levegő aránya

D: a telített és a tényleges levegőben lévő vízgőz aránya

28. A hajszálas nedvességmérők az emberi hajszál nedvesség hatására történőmegnyúlásán alapulnak. Milyen nedvességi karakterisztikát ad meg e műszer?

A: a párányomást

B: a harmatpont hőmérsékletet

C: a relatív nedvességet

D: az abszolút nedvességet

29. Milyen légköri jelenség kialakulása kapcsolódik a Napból jövő részecskesugárzáshoz?

A: üvegházhatás

B: sarki fény

C: szóródás

D: aeroszol részecskék képződése

30. A légköri vízgőz elnyelési tulajdonsága:

A: csak rövidhullámú sugárzást nyel el

B: csak hosszúhullámú sugárzást nyel el

C: rövid- és hosszúhullámú sugárzás is elnyel

D: csak a látható tartományban nyel el

31. Mit ír le a Wien-törvény?

A: a maximális energiához tartozó hullámhosszat ($\lambda_{\max}$)

B: egy test által kisugárzott energiaspektrumot

C: egy test által kisugárzott összenergiát

D: azt, hogy az emisszió és az abszorpció aránya minden testre ugyanakkora

32. Mit jelent a relatív nedvesség?

A: a vízgőz és a száraz levegő aránya

B: a vízgőz és a kicsapódott víz aránya

C: a vízgőz és a nedves levegő aránya

D: a tényleges és a telítési gőznyomás aránya

33. Hogy alakul ki zúzmara?

A: a légköri vízgőztartalom kifagy a tereptárgyakra

B: a légköri vízgőztartalomból kicsapódott harmat megfagy

C: túlhűlt vízcseppek tereptárgyakkal ütközve ráfagynak azokra

D: hópelyhek tereptárgyakra fagynak

34. Mi a troposzféra?

A: a légkör alsó rétege, ahol a hőmérséklet növekszik a felszíntől távolodva

B: a légkör alsó rétege, ahol a hőmérséklet csökken a felszíntől távolodva

C: a trópusi területek feletti légréteg

D: a tropopauza feletti tartomány

35. Hogyan változik a hőmérséklet a magassággal a sztratoszférában és miért?

A: a sztratoszférában felfelé csökken a hőmérséklet, mert távolodunk a felszíntől

B: a sztratoszférában felfelé növekszik a hőmérséklet a viszonylag magas ózon koncentráció miatt

C: a sztratoszférában felfelé növekszik a hőmérséklet, mert közelebb van a Naphoz

D: a sztratoszférában felfelé csökken a hőmérséklet, mert ritkul a levegő

36. Mi a polárfront?

A: poláris területeken kialakuló időjárási front

B: a sarki hideg és a szubtrópusi melegebb légtömegeket elválasztó frontálzóna

C: a troposzférát felülről lezáró légréteg

D: a sarkvidéki területek felett kialakuló poláris örvény

37. Hogyan jön létre szivárvány?

A: a Napból érkező fénysugár vízcseppeken megtörik, színekre bomlik, majd visszaverődik

B: a Napból érkező fénysugár vízcseppeken történő fényelhajlása következtében

C: a Napból érkező fénysugár jégkristályokon megtörik

D: a Napból érkező fénysugár vízcseppeken történő szóródása következtében

38. Milyen áramlással írjuk le a mérsékletövi ciklonokat és anticiklonokat?

A: általában ciklosztrófikus áramlással

B: általában geostacionárius áramlással

C: általában geosztrófikus áramlással

D: általában gradiens áramlással

Irodalom a gyakorlati feladatokhoz

Ács, F. és Breuer, H.. 2012. *Biofizikai éghajlatosztályozási módszerek. E-könyv*. Eötvös Loránd Tudományegyetem.

Bartholy, J. és Pongrácz, R.. 2013. *A légkör földrajza. In: Szabó et al. Általános természetföldrajz I. Kötet*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Eötvös Kiadó, Budapest. 47–115..

Coakley, J.A., Jr.. 2002. *Reflectance and albedo, surface. Encyclopedia of the Atmosphere. Holton, J.R. and Curry, J.A. (Eds.)*. Academic Press. 1914–1923..

Czelnai, R.. 1995a. *Az Országos Meteorológiai Szolgálat 125 éve (1870–1995)*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 142 pp..

Czelnai, R.. 1995b. *Bevezetés a Meteorológiába I, II, III.*. Tankönyvkiadó, Budapest.

Götz, G. és Rákóczi, F.. 1981. *A dinamikus meteorológia alapjai*. Tankönyvkiadó, Budapest.

Holton, J.K.. 2004. *An introduction to dynamic meteorology. Fourth edition*. Academic Press. 535 pp..

Huzsvai, L., Rajkai, K., és Szász, G.. 2005. *Az agroökológia modellezéstechnikája. Elektronikus tankönyv az Oktatási Minisztérium Felsőoktatási Tankönyv és Szakkönyvtámogatás keretében*. Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum, Debrecen. <http://www.hik.hu>.

Lamb, H.H.. 1978: *Climate, present, past and future. Volume1, Fundamentals and climate now*. Methuen&Co Ltd. 613 pp..

Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Gleason, B.E., Williams, C.N., Wuertz, D.B., Vose, R.S., és Rennie, J.. 2011. *An overview of the Global Historical Climatology Network monthly mean temperature dataset, version 3.*. Journal of Geophysical Research. Vo. 116.. D19121.

- Makainé Császár, M.. 1978. *Szinoptikus meteorológia I.* . Tankönyvkiadó, Budapest. 320 pp..
- Oke, T.R. 1978. *Boundary layer climates. Second edition* . University Press, Cambridge. 435 pp..
- Peterson, T.C. és Vose, R.S.. 1997. *An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database* . Bulletin of the American Meteorological Society. Vo. 78.. No. 12.. 2837–2849..
- Péczely, Gy.. 1984. *A Föld éghajlata* . Tankönyvkiadó, Budapest. 598 pp..
- Szász G.. . Tőkei L.. . szerkesztette. . 1997. *Meteorológia mezőgazdáknak, kertészeknek, erdészeknek, Egyetemi tankönyv* . Mezőgazda Kiadó, Budapest. 722 pp..
- Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., és Kiehl, J.. 2009. *Earth's global energy budget* . Bulletin of the American Meteorological Society. Vo. 90.. No. 3.. 311-324..
- Varga-Haszonits, Z., Varga, Z., Lantos, Zs., Vámos, O., és Schmidt, R.. 2000. *Magyarország éghajlati erőforrásainak agroklimatológiai elemzése* . Lóriprint, Mosonmagyaróvár. 223 pp..
- Varga-Haszonits, Z., Varga, Z., és Lantos, Zs.. 2004. *Az éghajlati változékonyság és az extrém jelenségek agroklimatológiai elemzése* . Nyugat-Magyarországi Egyetem Mezőgazdaság- és Élelmiszertudományi Kar Matematika-Fizika Tanszék, Mosonmagyaróvár. 265 pp..
http://www.mtk.nyme.hu/fileadmin/user_upload/matfiz/agromet_anyagok/Eghajlat-Extrém_jelensegek.pdf
- Walter, H. és Lieth, H.. 1960. *Klimadiagramm -Weltatlas* . Fischer, Jena.
- Bordás, Á., Geresdi, I., Gyuró, Gy., Horváth, Á., Tasnádi, P., és Weidinger, T.. Weidinger T.. . Tasnádi P.. . szerkesztette. . 2007. *Klasszikus dinamikus meteorológiai példatár I.* . Eötvös Kiadó, Budapest. 365 pp..