

# Meteorológiai alapismeretek 2

## **A nap és a föld hőszugárzása, földfelszín sugárzásháztartása**



### **Napmagasság:**

Ha nem lenne légkör, akkor a földfelszínre érkező besugárzás nagysága kizárólag a napmagasságtól függene. A napmagasság függ a földrajzi szélességtől, a napszaktól, és a deklinációtól (A napnak az egyenlítő síkjától való eltérési szöge). A besugárzás egységnyi területre annál nagyobb, minél magasabban áll a nap. (ugyanaz a sugárzási energia délben kisebb területre jut, mint reggel).

### **Szelektív elnyelés:**

A Vízgőz, a széndioxid, ózon (és még néhány gáz) a Nap és a föld sugárzásának bizonyos hullámhosszait elnyelik. Ezzel szabályozzák a be és a kisugárzás arányát (vagyis a melegedést).

### **Nem szelektív elnyelés:**

A légkörbe jutó szennyező anyagok (korom, füst, por, stb.) szintén elnyelik a légkörön áthatoló sugárzás egy részét, azonban ezek minden hullámhosszút egyformán gyengítnek.

### **Földfelszínre érkező sugárzásoknak két nagy csoportja van:**

Közvetlen (direkt) sugárzás: A napból közvetlenül jövő sugárzás, ami a fényt, hőt, stb. biztosítja.  
Szórt (diffúz) sugárzás: Az égboltról jövő szétszórt sugárzás, aminek köszönhető, hogy pl.: felhős időben is létrejön a nappali világosság, vagy hogy árnyékban nincs sötétség.

### **Szóródások:**

A légkörön áthaladó sugarakat a levegő molekulái, és a vendéggázok haladási irányukból kitérítik, szétszórják. A szórt sugarak egy része kijut a világűrbe, a másik része a földfelszínre. Levegőmolekulákon szóródni a látható tartományból a rövidebb hullámhosszúak jobban szóródnak. Mivel a látható tartományban a kéknek van a legrövidebb hullámhossza, ezért az ég színe is kék. Felfelé emelkedve azt tapasztaljuk, hogy a kék szín átmelegy feketébe. Vendéganyagok is vannak jelen a levegőben, amelyek a hosszabb hullámhosszú sugarakat is szórják, akkor az ég fehérebb színűnek látszódik. A napsugarak szóródásán kívül a földfelszínről visszaverődő fénysugarak is szóródnak, és ezek együttesen okozzák a látástávolság romlását.

### **Visszaverődés:**

Ha a vendéganyagok részecskéi olyan nagyok, hogy az összes hullámhosszú sugárzást egyformán szórják, akkor visszaverődés ill. reflexió jelensége lép fel. Ilyen vendéganyagok a nagyobb vízcseppek, porszemek, jégkristályok, stb.  
Erős a visszaverődés a felhőkről is (Alacsony rétegfelhők fölött, 200-500 m magasan 78%-os visszaverődést is mértek.)

### **A földfelszín sugárzásháztartása**

A földfelszín energifolyamatot bonyolít le sugárzás útján. Sugárzás útján energiához jut, és sugárzás révén energiát ad át. Erre felírható egy képlet is:

$$Q_s = (G_t - R) - (K_s - V) \text{ [Cal/cm}^2\text{]}$$

$Q_s$  :Sugárzás bevitel vagy kiadás összege

$G_t$  :Globál sugárzás

R	:Reflexsugárzás
Ks	:Földfelszín kisugárzása
V	:Légkör visszasugárzása

### **Teljes, ill. globál sugárzás:**

A globál sugárzáson a közvetlen (direkt) és a szórt (diffúz) sugárzás összegét értjük. A globál sugárzás nagysága függ a napszaktól, az évszaktól, és a földrajzi szélességtől. Ez reggel és este a legkisebb, délben a legnagyobb.

A direkt és a diffúz sugárzás aránya a napmagassággal változik. Alacsony napálláskor nagyobb a diffúz sugárzás aránya. Délben a direkt sugárzás a szórt sugárzásnak nagyjából a négyszerese, kb. 30°-os napállásnál közel egyenlő, 0°-os napállásnál pedig elhanyagolható.

A földfelszín hőháztartása:

A légkör hőkészletének jelentős részét a földfelszíntől kapja, mert az alacsony légkör a sugárzásból keveset nyel el, és ezért attól csak kis mértékben melegszik.

A párolgást hőelvonás, a lecsapódást hőfelszabadulás kíséri. Ezt a hőmennyiséget rejtett, vagy latens hőnek nevezzük. A párolgásra fordított hő a nyári időszakban éghajlatunk alatt a sugárzási egyenleg jelentős részét fölemészt.

A talajfelszín energia bevételéből részesül a felette elterülő levegő, és általában véve a föld légköre. Ennek a hőforgalomnak köszönhető, hogy a levegő hőenergiához jut.

Hőforgalom alakul ki a talajfelszín, és a talaj mélyebb rétegei között is.

Amikor a sugárzási egyenleg a talajfelszín számára bevételt jelent, a hőháztartási komponensek energiafogyasztóként működnek.

$$Q_s = LE + QL + Q_t$$

$Q_s$  :Sugárzási egyenleg

$LE$  :Párolgásra fordított hőmennyiség

$QL$  :Levegő felmelegítésére fordított hőmennyiség

$Q_t$  :Talaj hőforgalma

### **Hőátadás a földfelszínről a levegőbe:**

A földfelszín által felvett hő sugárzás, vezetés, keverőmozgások (turbulencia) segítségével, és a víz halmazállapot változásai révén adódik át a levegőnek. A levegő rossz hővezető, ezért a magasabb légrétegekbe a függőleges keverőmozgások által jut el a hő.

### **Konvekció (hőáramlás):**

maga a felmelegedett részecske vándorol a melegebb helyről a hidegebb felé.

Hőmérsékleti gradiens, és az egyensúlyi rétegződés

A hőmérsékleti gradienst  $\gamma$  (gamma) betűvel jelöljük.

A hőmérsékleti gradiens tulajdonképp azt jelenti, hogy a levegő hány fokot hűl 100m-ként.

Megállapodás szerint az inverzióban a gradiens előjele negatív, ami azt jelenti, hogy a hőmérséklet felfelé emelkedik.

Troposzférában a gradiens átlagos értéke 0,65°/100m.

### **Lokális hőmérsékleti gradiens:**

Ez az a pillanatnyi érték, amely az adott helyre jellemző, az adott időben mért érték.

Adiabatikus hőmérsékleti gradiens: A függőlegesen mozgó levegő (pl.: termik) hőmérséklet csökkenése vagy hőmérséklet emelkedése az adiabatikus (hőcserementes) állapotváltozások törvényét követi, jellemzőjét adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek nevezzük. Jele  $\gamma_a$  („a”= adiabatikus).

Ha a kiterjedő gáz a hőmérsékletétől hőt nem vesz fel, vagy az összenyomódó hőt nem ad át, akkor azt a folyamatot adiabatikusnak (hőcserementesnek) nevezzük.

Az adiabatikus hőmérsékleti gradiens értéke telítetlen levegőben tehát 1°C/100m.

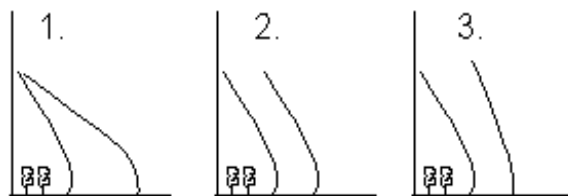
Adiabatikus folyamatok játszódhatnak le a termik emelkedése közben is, mivel a levegő rossz hővezető.

Attól függően, hogy telítetlen, vagy telített levegő függőleges mozgását vizsgáljuk, beszélünk száraz, ill. nedves hőmérsékleti gradienről is.

Egyensúlyi rétegzödések – száraz adiabatikus változás

A lokális és az adiabatikus hőmérsékleti gradiens viszonya három féle lehet:

Lokális < adiabatikus (Stabilis)



Lokális = adiabatikus (Indifferens)

Lokális > adiabatikus (Labilis vagy Instabilis)

A lefelé, vagy a felfelé kitérített levegőtömeg igyekszik az eredeti helyét elfoglalni.

Indifferens esetben sem lefelé, sem felfelé ható felhajtóerő nem keletkezik a légtömegben, de az mégis lassul, majd megáll (a súrlódás következtében)

A felfelé kitérített levegő tovább emelkedik, a lefelé kitérített levegő tovább süllyed.

Nekünk az a jó, ha a gradiens 1-nél nagyobb, de ilyen a valóságban nincs. 0,5-0,7 közepes, 0,8 jó.

Van azonban két tényező, ami az egynél kisebb gradienst is emelővé teszi:

Szuper-adiabatikus réteg (nagy gradiensű zóna), ahol annyira megreked a levegő, hogy 50-es gradiens is létrejöhetne akár, ez ad a termiknek egy lökést.

Alapvetően a termik magasabb hőmérsékletre indul.

Egyensúlyi rétegződések – nedves adiabatikus változás

Az emelkedést végző telített vagy nedves levegő hőcserementes állapotváltozását nedves adiabatikus állapotváltozásnak nevezzük. A feláramlást végző telített levegőnek a 100m magasságkülönbségre eső hőmérsékletváltozását nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek nevezzük. Jelölése:  $\gamma$

A nedves adiabatikus gradiens a hőmérséklet és a nyomás függvénye. Ennél is van három fajta egyensúlyi rétegződés:

Lokális hőm. gradiens < nedves adiabatikus hőm. gradiens: stabilis

Lokális hőm. gradiens = nedves adiabatikus hőm. gradiens: indifferentis

Lokális hőm. gradiens > nedves adiabatikus hőm. gradiens: instabil

Nedves stabilis egyensúlyi rétegződés esetén az állapotgörbe a nedves adiabatától a magasabb hőmérsékletek felé, azaz jobbra hajlik.

Nedves indifferentis egyensúlyi rétegződés esetén az állapotgörbe és a nedves adiabata párhuzamos egymással.

Nedves instabilis egyensúlyi rétegződés esetén az állapotgörbe a nedves adiabatától az alacsonyabb hőmérsékletek felé, azaz balra hajlik.

## ***Nedvességi fogalmak, és értelmezésük***

Abszolút nedvesség, tényleges nedvesség:

Jele: „A” ill. „a”, mértékegysége: gr/m<sup>3</sup>

Az 1m<sup>3</sup> levegőben lévő vízgőz tömege, grammokban kifejezve → [gr/m<sup>3</sup>].

A magassággal az abszolút nedvesség rendszerint rohamosan csökken.

1,5-2 km magasan kétszer, 3-4 km magasan négyszer kevesebb, mint a talaj közeli rétegekben.

Minél nagyobb a levegő hőmérséklete, annál több vízgőz fér el benne. Ha ennél több pára kerül az adott légtömegbe, akkor az látható módon kicsapódik (kondenzálódik).

A telítési állapotban mérhető páramennyiséget „A”-val jelöljük, mértékegysége → [gr/m<sup>3</sup>]. Ezeket az értékeket laboratóriumban mérték meg, és táblázatokban adják közre.

A légtérben ténylegesen megmérhető pára mennyiségét „a”-val jelöljük, megkülönböztetésül az „A”-tól. A ténylegesen jelenlévő páramennyiséget könnyebben mérhető adatokból, képletek segítségével számoljuk ki.

### **Gőznyomás:**

Jele: „Ev” ill. „e”, mértékegysége: mbar

A gőznyomáson a levegőben lévő vízgőz feszítő erejét értjük, amit a levegő nyomásához hasonlóan milibarokban fejezünk ki.

Két fajta párnymást különböztetünk meg:

Egy bizonyos hőmérsékletre tartozó telítési, vagy maximális párnymás „Ev”. Ezt laboratóriumi körülmények között határozzák meg.

Ugyanazon levegőben lévő tényleges párnymást „e”.

A tényleges párnymást hőmérős nedvességmérővel (pszichrométerrel) mérjük. (száraz-nedves hőmérő, nedves levegő = nagy különbség, stb.)

### **Relatív nedvesség:**

Jele: „f”, mértékegysége: %

A tényleges göznyomás viszonyát mutatja az adott hőmérséklethez tartozó telített göznyomáshoz, %-ban kifejezve.

$$f = (e/E_v) \times 100\%$$

$$f = (a/A) \times 100\%$$

A relatív nedvesség fontos tulajdonsága, hogy megmutatja a telítési állapothoz való viszonyt.

Telítéskor a relatív nedvesség  $f=100\%$ . Minél kisebb ez a százalékérték, annál távolabb van a levegő a telítéstől, és persze a kondenzációtól.

A relatív nedvesség képletével magyarázható a következő képlet is: ha a levegő hőmérséklete a nap folyamán lényegesen csökken, az abszolút nedvesség és a párányomás pedig nem változik, akkor a hőmérsékletcsökkenéssel arányosan növekszik a levegő százalékos nedvességtartalma, azaz közeledik a telítési állapothoz.

A hőmérséklet emelkedésekor a levegő viszonylagos nedvessége csökken, és a levegő távolodik a telítettségtől, tehát szárazabb lesz. A relatív nedvességet leggyakrabban hajszálas higrométerrel mérik, amelynél a hajszál nedvességre hosszabbodó tulajdonságát használják ki.

### **Harmatpont:**

Azt a hőmérsékletértéket, amelyen a levegő telítetté válik, harmatpontnak nevezzük. Másképpen fogalmazva: a harmatpont az a hőmérséklet, amelyhez tartozó telítettségi göznyomás egyenlő a jelenlévő vízpára göznyomásával.

Ha a levegő hőmérséklete a harmatpontra csökken, akkor megkezdődik a kicsapódás (kondenzáció), ebből harmat, köd, felhő, stb. keletkezésére következtethetünk.

### **Fajlagos, vagy Specifikus nedvesség**

Jele: „S” ill. „s”, mértékegysége: gr/kg

Ez alatt az 1kg levegőben lévő vízgőz grammal kifejezett tömegét értjük.

A telítési maximális páramennyiséget „S”-el jelöljük, a ténylegesen jelenlévő páramennyiséget pedig „s”-el.

A levegő térfogatváltozását az abszolút nedvesség és a párányomás változása kíséri. Ha a levegő térfogata nő, akkor az abszolút nedvesség és a párányomás csökken, ha a levegő térfogata csökken, akkor abszolút nedvesség és a párányomás növekszik.

A fajlagos nedvesség a levegő térfogatváltozása során nem változik, hiszen a levegő tömege változatlan marad

### **Kondenzációs folyamatok a légkörben:**

Kondenzációról akkor beszélünk, amikor egy adott térrészben a levegő nedvességgel telítetté válik, és a telítettségen felüli páramennyiség kicsapódik. Kicsapódás után az eddig láthatatlan vízgőz láthatóvá válik, köd, pára, felhő, stb. keletkezik, melyeket apró vízcseppek nagy tömege alkot.

Kondenzáció megindulásához nem elegendő, hogy a levegő nedvessége 100%-os legyen, hanem idegen anyagokra is szükség van, amelyekre a vízpára kicsapódik (kondenzációs magok). Ezek a magok higroszkopikus, azaz vízszívó tulajdonságúak. Ilyen magok a füst, por, bizonyos gázok oxidjai, stb. Ezek a kondenzációs magok parányiak, még mikroszkóppal sem láthatók, jelenlétüket a vízcseppek jelzik.

Ezzel magyarázható a kondenzcsík kialakulása is. A kondenzcsík akkor alakul ki, ha nagy magasságban repül a repülőgép, ahol a levegő már olyan hideg, hogy a benne lévő nedvesség rég kicsapódott volna, de hiányzik a *kondenzációs mag* a „felhőképződéshez”. A kondenzcsík tehát nem a hajtómű égésterméke, hanem az égéstermékekre kicsapódott pára, ami hosszú vékony „felhő” formájában jelentkezik.

### **Kondenzációt okozhat:**

Ha a levegő abszolút (vagy fajlagos) nedvessége a telítettséghöz növekszik. Ez a nagyobb párolgási felületek felett lévő párolgásból adódik. Csak a földközeli rétegekben fordul elő. Elsősorban a párák, ködök kialakulásánál játszik szerepet.

Ha a levegő hőmérséklete a harmatpontjáiig csökken.

Ha két különböző hőmérsékletű és páratartalmú, de a telítettséghöz közel álló légtömeg keveredik, a melegebb lehűl, és eléri a harmatpontját.

Köd

A talajközélen kondenzálódott mikroszkopikus méretű vízcseppek halmazát ködnek nevezzük.

Megállapodás alapján ködről akkor beszélünk, ha a látástávolság 1km alá csökken. Ha messzebbre látunk el, de mégis korlátozottan, akkor erős, mérsékelt, vagy gyenge párasságról beszélünk.

A ködöket három fő csoportba sorolhatjuk:

Kisugárzási

Áramlási (advektív)

Inverziós

### **Kisugárzási köd:**

Ha a talajközeli levegő hőmérséklete a kisugárzás (radiáció) következtében a harmatpont alá csökken. Ennek vastagsága néhány métertől több száz méterig változhat, és az inverziós réteget általában teljesen kitölti. Kisugárzási ködök általában anticiklonok belső területein keletkeznek.

Télen a gyenge besugárzás, valamint a stabilis hőmérsékleti rétegződés miatt a termikus konvekció gyengén, vagy egyáltalán nem fejlődik ki, aminek következtében a függőleges elszállítás legyengül, vagy teljesen elmarad. Ilyenkor az inverziós rétegben nem csak a köd, hanem a vendéganyagok is összegyűlnek, különösen, ha a szél is konvergens (összeáramló) jellegű. Ezt, a köd és a füst keveredését szmognak nevezzük. Ez a fajta köd általában napfelkelte előtt egy-két órával kezd el kialakulni.

### **Áramlási (advektív) köd:**

Akkor keletkezik, ha a hideg (hóval vagy jéggel borított), erősen kihűlt talajra, vagy talajközeli légpárnára páradús, meleg levegő áramlik. Ekkor a páradús levegő lehűl, növekszik a relatív nedvessége, a levegő stabilis egyensúlyi helyzetéből következően ez a megnövekedett nedvesség a legalsó rétegekben koncentrálódik, és végül köd keletkezik. Ez a fajta köd gyorsabban és jobban kialakul, mint a kisugárzási köd, ezért ez a repülésre veszélyesebb.

### **Inverziós ködök:**

A téli évszakban gyakran jelenik meg a talaj felett elhelyezkedő inverziós rétegben réteges felhőzet, amely anticiklonális időjárási helyzetekben tartósan megmaradhat. Ezek a rétegfelhők zárják le rendszerint az ún. talajközeli hideg levegőpárnát. A rétegfelhők talajra ereszkedésével köd keletkezik.

### ***Felhők keletkezése, osztályozása, felhőfajták***

A magasban kondenzálódott parányi vízcseppek vagy jégkristályok halmazát felhőnek nevezzük. A vízcseppek felülete a súlyukhoz viszonyítva sokszor nagyobb, így a levegő súrlódásából, és az emelő légáramlatok mozgásából adódóan a vízcseppek tulajdonképpen lebegnek.

Felhőképződésben elsősorban a levegő Individuális lehűlése játszik szerepet.

### **Felhő keletkezése:**

Nyáron, amikor a konvekció jól kifejtett, a feláramlások sok vendéganyagot szállítanak a magasba, ami a magasban lévő inverziónál összegyűlik, ami a továbbiakban sugárzó testként viselkedik. Éjszaka a felső légkör felé több hőt ad le, mint amennyit a talajról felvesz, ezért erősen lehűl, lehűti a környező levegőt is, és ha annak a hőmérséklete a harmatpont alá csökken, akkor bekövetkezhet a kondenzáció. Ezt kisugárzási felhőnek hívják, és rendszerint az első délelőtti órákban feloszlik

Felhőképződéshez vezethet két különböző hőmérsékletű, de a telítéshez közel álló levegő keveredése is. A hidegebb lehűti a melegebbet, és ha az így eléri a harmatpontját, akkor kondenzáció léphet föl.

Felhőképződéshez leggyakrabban a levegő feláramlását kísérő adiabatikus lehűlés vezet. Azok a feláramlások, amelyek felhőképződéshez vezetnek, a következők:

- a. ciklonokban
- b. alacsony nyomású bárikus rendszerekben
- c. légköri frontokon kialakuló nagytérségű feláramlások
- d. termikus feláramlások
- e. hullámmozgások feláramlási részei
- f. hegyek szél felőli oldalán kialakuló feláramlások, a lejtőszél.

### **Felhők belső összetétele:**

A felhők belső összetétele igen változatos, felépülhetnek apró vízcseppekből, túlhűlt vízcseppekből, kristályos vagy alakatlan jégreszkekből. Ez a hőmérséklettől függ, de akár általánosan is mondhatjuk, hogy az alacsonyabban lévő felhők vízcseppekből, a magasabban lévő pedig túlhűlt vízcseppekből, jégkristályokból, és jégdarabokból áll. Ezek a különböző légrétegekben keveredve (is) fordulnak elő.

A felhőelemek nagysága is változó:

Hosszú lehűlés következtében kevesebb, ne nagy méretű cseppek, illetve jégkristályok keletkeznek.

Rövid ideig tartó kondenzáció, vagy lehűlés esetében nagyon sok, apró vízcsepp képződik, a felhő sűrűbb lesz, a látástávolság a felhőben kisebb.

### **A Felhők osztályozása:**

A felhőket három szempont szerint osztályozzuk:

anyaguk szerint

magasságuk szerint

Alakjuk szerint

### **A felhők anyaga:**

Lehet víz, túlhűlt víz, hó, jég (kristályos vagy alakatlan). Ezek a felhőelemek. A víztartalmú felhők sötétebbek, mint a jégtartalmú, vagy túlhűlt vizet tartalmazó felhő. Legvilágosabbak a jégfelhők, különösen a jégkristály tartalmú felhők.

### **Felhők magassága szerint négy felhőcsoportot különböztetünk meg:**

Magas szintű felhők	6000m felett
Középszintű felhők	2000 → 6000m között
Alacsonyszintű felhők	talajfelszín → 2000m között
Függőleges felépítésű felhők	700,1100m → tropopauza

### **Felhők alakja szerint:**

Gomolyfelhők: különálló felhőtömegek, felfelé növekednek, és oldalirányba kevésbé terjednek szét  
Rétegfelhők: általában zárt, sima lepelszerű, néha rostos szerkezetű, nagy területre kiterjedő, ritkán nagy vastagságú.

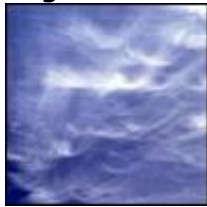
Hullámfelhők: Lencsére, vagy repülőgép szárnyprofiljára emlékeztető, vízszintes irányban elterjedő felhők, amelyek egymás felett lépcsőzetesen elrendezve képződnek

Kisugárzás során, a lassú lehűlés következtében rétegfelhők keletkeznek.

Erős feláramlás a gomolyfelhők kialakulásához vezet.

## A 10 fő felhőfajta

### Magas szintű felhők



Cirrus (Ci) - Pehelyfelhők: finom, rostos, fonalas szerkezetű, különálló felhők, nincs saját árnyékuk, általában fehér színűek, gyakran selymes fényűek.

Cirrocumulus egymástól kotnak. A



(Cc) – Báránnyfelhő: Cirrus szerű réteg (vagy volt), amelyet elkülönült, fehér, árnyék nélküli pamacsok, vagy gomolyok algomolyok sorokba vagy csoportokba rendeződnek.



Cirrostratus (Cs) – Fátyolfelhő: vékony fehér összefüggő fátyol, amely a napot vagy a holdat nem takarja el, de „halojelenséget” (napot vagy holdat körülvevő fehér vagy halványszínes fénygyűrűt) okoz.

### Középszintű felhők



Altostratus (As) – Párnafelhő: lapos gomolyok és lapocskák alkotta felhőréteg vagy felhőfolt.  
Néhány alfajtája:



a; Altostratus castellanus (Ac Cast): tornyos altostratus, fejlett függőleges felépítése van.



b; Altostratus lenticularis (Ac lent): lencse alakú altostratus (hullámzó rétegekben keletkezik).

Altostratus (As) – kék színű, a



Lepelfelhő: rostos vagy sávok szerkezetű réteg, szürkés vagy nap vagy a hold legfeljebb csak elmosódottan látszik benne.

## Alacsonyszintű felhők



Stratocumulus (Sc) – Gomolyrétegfelhő: Lapos gomolyokból álló réteg. Legkisebb, még szabályosan elrendezett részei is elég nagyok, szürkés színűek, helyenként sötétebb foltokkal.

Stratus (St) – ködéhez hasonló, cseppekből álló



Rétegfelhő: Egyenletes felhőréteg, melynek szerkezete a csak nem a talajon fekszik, hanem a magasban van. Egész kis szitáló csapadékot adhat



Fractostratus (Fr St) – Foszlányos rétegfelhő: Ha a Stratus alacsonyan van (pár száz méter), és folszakadozik szabálytalan tépett darabokra.



Nimbostratus (Ns) – Eső-rétegfelhő: Egyenletes, igen alacsony, csaknem egységesen sötétszürke színű réteg. A belőle hulló csapadék tartós eső, vagy hó. Ez kimondottan esőfelhő.

Függőleges kiterjedésű felhők

Cumulus humilis vastagságú lehet. felhő el. Cumulus inverzió zárja le. elő.



(Cu hu) – Lapos gomolyfelhő: mindössze néhány száz méter A kondenzációs szint felett a levegő nedvességtartalma kicsi, a szétpárolog, mielőtt nagyobb függőleges kiterjedést ért volna humilis általában akkor képződik, amikor a konvekciós réteget Jellegetessége, hogy elszórtan, kevés mennyiségben fordul



Cumulus congestus (Cu cong) – Tornyos gomolyfelhő: Függőleges irányba erőteljesen fejlett (4000-5000 m-ig). Alakja kelvirághoz hasonló. 5-10 m körüli feláramlások vannak benne. Esőt csak az erőteljesen kifejlődött felhő adhat, ami azonban a talajt nem éri el.

## Egyébb



Cumulonimbus (Cb) – Zivatarfelhő: Hatalmas felhőtömegek alkotják. Igen erős függőleges áramlások alakulnak ki benne. Alsó része gomolyos szerkezetű, hatalmas tornyokkal, a felső része rostos szerkezetű Cirrus felhőbe megy át.



## **A Cumulus felhő keletkezése:**

A gomolyfelhőt a termikus feláramlás hozza létre. A konvekció a talajközeli rétegekből nedvességet szállít a magasba. Az emelkedő levegő hőmérséklete az adiabatikus állapotváltozás következtében csökken, és a levegő relatív nedvességtartalma közeledik a 100%-hoz. Azt a magasságot, ahol a gomolyfelhő kondenzációja megkezdődik, a gomolyfelhő kondenzációs szintjének, vagy a gomolyfelhő alapjának (plafonnak) nevezzük.

A fajlagos nedvesség az emelkedés során lejátszódó térfogat változási folyamat ellenére is állandó marad, a harmatpont értéke azonban a magassággal változik.

Kijelenthetjük tehát, hogy a harmatpont a hőmérséklet, a nedvességtartalom, és a magasság (pontosabban a nyomás) függvénye. Átlag a harmatpont csökkenésre a  $0,16-0,17^\circ/100\text{m}$  Kondenzáció során a légnemű vízgőz cseppfolyós halmazállapotba megy át. Ekkor Latens hő szabadul fel. A latens hő mértéke annál nagyobb, minél magasabb hőmérsékleten megy végbe a kondenzáció (minél nagyobb a nedvességtartalom).

A rejtett hő a térfogat növekedéssel járó energiaszükséglet egy részét fedezi. Végeredményben tehát az emelkedést végző telített levegő hőmérséklete  $1^\circ\text{C}$ -nál kevesebb mértékben csökken 100 méterenként. Ez a hatás növeli a mozgó levegő és a környezete közötti hőmérsékletkülönbséget, ami tovább növeli a hidrosztatikai felhajtóerőt.

## ***Konvektív eredetű felhők légkörfizikája***

A gomolyfelhők függőleges fejlődésére számos légkörfizikai tényező van hatással. Eddigi ismereteink alapján a legfontosabbak:

Hidrosztatikai (főleg a függőleges eloszlásuknak van jelentősége)

Hőmérséklet

Nedvesség

Hidrodinamikai (áramlást módosító szerepénél fogva)

Szél magasság szerint változása (szélnyírás)

Makro, mezo, mikro léptékű bárikus mezőből adódó horizontális és vertikális légmozgások

Domborzat

Ebben a fejezetben a konvektív eredetű felhők három fő formájának függőleges fejlődését befolyásoló legfontosabb hidrosztatikai és hidrodinamikai hatásokat mutatjuk be.

## **Lapos gomolyfelhő (Cumulus humilis)**

Általában akkor képződik, amikor a kondenzációs szint fölött nedvesen stabilis egyensúlyú helyzet alakul ki. Ez a hőmérséklet eloszlás (ami többnyire inverzió) nem kedvez a függőleges mozgásoknak. A nedvességtartalom az egész konvekciós rétegben kicsi, de különösen a kondenzációs szint magasságában. A felhők gyorsan szétpárolognak, ezért rövid életűek. A függőleges fejlődésnek az alacsony nedvességtartalom, és az inverzió szab gátat.

Vékony felhők képződnek, ha a levegő száraz, és az inverzió a kondenzációs szint felett néhány száz méterrel helyezkedik el. Egyik szélső esete, ha az inverzió a kondenzációs réteg alatt van, vagy ha az inverzió aljáig emelkedő felhőben a kondenzáció nem indul meg, és abban gomolyfelhő nem képződik, akkor ezt „száraz termikes” időnek nevezzük.

Inverzió környékén sok esetben szélnyírás lép fel.

Néhány erős feláramlás áttörheti az inverziót. Nyáron ez leginkább a déli órákban szokott előfordulni.

A feláramlásokat a felhő képződési stádiumában a „pamacsök” alatt találjuk.

Itt is létrejöhet felhőösszeállás (lásd: Egyel lejjebb)

## **Tornyos gomolyfelhők (Cumulus Congestus)**

Több ezer méter vastagságú úgy fejlődik ki, ha a kondenzációs szint felett a hőmérsékleti egyensúlyi rétegződés nagy magasságig nedvesen instabil, és a nedvességtartalom az egész konvekciós rétegben, de különösen a kondenzációs szint környezetében magas (A hőmérséklet és a nedvesség állapotgörbéi közel futnak egymáshoz).

A magas nedvességtartalomnak köszönhetően a felhők nedvességtartalma nagy, és ezért csak lassan oszlanak fel.

Ha az egymás után képződő felhőn nem oszlanak fel, és a mennyiségük annyira megnő, hogy az egész égboltot befedik, azt felhőösszeállásnak nevezzük. Ezt kedvezően befolyásolja a magas nedvességtartalom a kondenzációs szint környékén, a nedvesség advekcója, és a nem konvektív jellegű felszálló légáramlatok.

Az összeállt felhőzet lecsökkenti a besugárzást. A termikek erőssége legyengül, megszűnik a nedvesség vertikális utánpótlása is. Ezt követően a felhőfeloszlást elősegítő folyamatok kerülnek túlsúlyba. Ha a felhőzet nem túl vastag, akkor felhőfeloszlás áll elő, ami után a termikek ismét megindulnak. Ez így periódusonként ismétlődhet, napjába körülbelül kétszer (egy periódus több órát vesz igénybe).

A tornyos gomolyfelhők átmenetek a lapos gomolyfelhők, és a zivatarfelhő között.

A Congestus felhőkből ritkán csapadék is hullik, ami azonban nem éri el a talajt, hanem elpárolog.

### **Zivatarfelhő (Cumulonimbus)**

Ez a függőleges felépítésű felhők legfejlettebb fajtája. Két fő fajtája van:

Légtömegeken belül kialakult hő (vagy konvektív) zivatarok.

Frontális tevékenységek által létrehozott zivatarok.

Most csak az „1”-es pontban leírtakkal foglalkozunk.

A „Cb” magassága a tropopauzáig nyúlhat (10-12 km). A felhők felső része jégből áll, és üllőre emlékeztető formát ölt. Zivatarfelhő alapja gyakran 1000m alatt található.

A lejtők napsütötte oldalának magas sugárzásegyenlete párosulva a lejtőszéllel, igen erősen megindíthatja a konvekciót. Amikor a szél iránya vagy erőssége magassággal változik, ez kedvezőtlen a lapos és a tornyos gomolyfelhők függőleges kifejlődésére. A szélnyírás valósággal elvágja a felhők felső részét (másképpen a szélnyírásnál keletkező turbulencia meggyorsítja a felhők és környezetük közötti keveredést). Más a helyzet a Cumulonimbus esetében a vertikális szélnyírás általában nem közvetlen oka a konvektív zivataroknak, de nem is akadályozzák meg azt. Stabilis rétegződés esetén a szélnyírás a hidrosztatikailag nem kedvező hőmérséklet eloszlás ellenére a Cumulonimbus kifejlődését eredményezheti. Stabilis egyensúlyi helyzetű légoszlopban fellépő zivataroknál a vertikális szélnyírás a függőleges tömegáram fenntartásában valószínűleg alapvető szerepet játszik. A zivatarok kifejlődését segítik elő a bárikus mező szerkezetéből adódó függőleges mozgások:

Ciklonok

Ciklonális görbületű nyomási mezők

Izobáratlan nyomási térség (A horizontális nyomáseloszlás több száz, vagy több ezer kilométeren keresztül nem, vagy csak nagyon keveset változik).

Viszont nem segítik elő a zivatarfelhők kifejlődését:

Anticiklonokban

Anticiklonális görbületű nyomási mezők

### **A Zivatarcella**

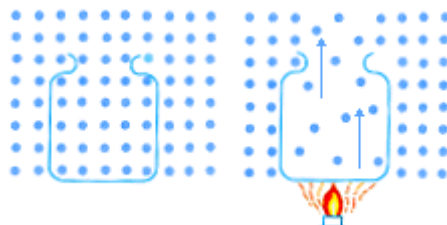
A konvekció a legnagyobb méreteit, és a legerősebb mozgásokat a zivatarfelhő stádiumában éri el. A zivatarfelhőben a feláramlás mértéke 20-30 m/s t is elérheti a latens energiának mozgási energiává való átalakulása következtében. A fel és leszálló légmozgások akár több tíz kilométer átmérőjű területre is kiterjedhet. Azt a területet, amelyek a függőleges mozgásokat felöleli, azt a területet a zivatar cellájának nevezzük. A zivatarok többnyire csoportosan képződnek, ezért nagy területen meghatározzák a függőleges mozgások jellegét. A zivatarfelhőben a fel és a leáramlások szabálytalanul helyezkednek el, és ezért gyorsan kerülhet a pilóta nagy sebességű, de ellentétes irányú áramlásokba.

Megnehezíti a repülést a szakadó eső. És a jegesedés. 5000 m magasságtól kezdve pedig az oxigénmax használata élettani szempontból kötelező. Ezek az okok miatt a zivatarfelhőt nem megfelelő képzettséggel, vagy géppel mindenképpen kerülni kell.

### **A hulló csapadék:**

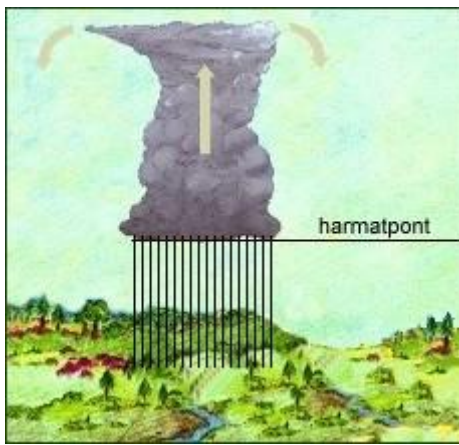
A levegőt sokféle tényező kényszerítheti arra, hogy felemelkedjék. Ennek megfelelően a hulló csapadék kialakulásának feltételei is különböznek, és természetesen az így képződő csapadék jellege is más lesz.

1. A felmelegedő levegő azért emelkedik fel, mert kiterjed, ritkábbá és könnyebbé válik környezeténél.



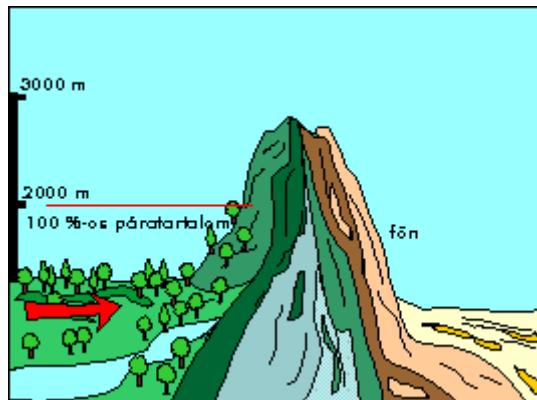
Az emelkedés mindaddig tart, amíg a hőmérsékletkülönbség fennáll. Az emelkedő levegő hőmérséklete fokozatosan csökken. A harmatpont eléréséig 100 méterenként 1 °C-kal, azt követően azonban kisebb mértékben, mivel a meginduló kicsapódás hőleadással jár.

Ilyen időjárási helyzetek a nyári időszakban gyakoriak, amikor az eltérő felszíni adottságok (albedo) miatt különbözőképpen melegszik fel a levegő egy adott környezetben. A képződő csapadék kis területen érvényesül, ám hevességét tekintve a könnyű nyári záportól a pusztító zivatarig minden előfordulhat.



### Zivatar kialakulása felmelegedő levegő felemelkedésével

2. A hegységek olyan mértékű felemelkedésre kényszeríthetik a levegőt, ami a harmatpont eléréséhez, majd felhő- és csapadékképződéshez vezet. Ilyenkor azonban csak a hegységeknek a széliránnyal szemben fekvő oldalán hullik csapadék, a szélárnyékos oldala a levegő leszálló mozgása miatt száraz lesz. A lefelé mozgó levegő hőmérséklete 100 méterenként mindig  $1^{\circ}\text{C}$ -kal emelkedik, így a benne lévő vízpára relatív mennyisége egyre kisebb lesz. Ez a szárító hatású szél a föhn. Hirtelen fellépése gyors hóolvadást és árvizeket okozhat a hegységek környezetében.

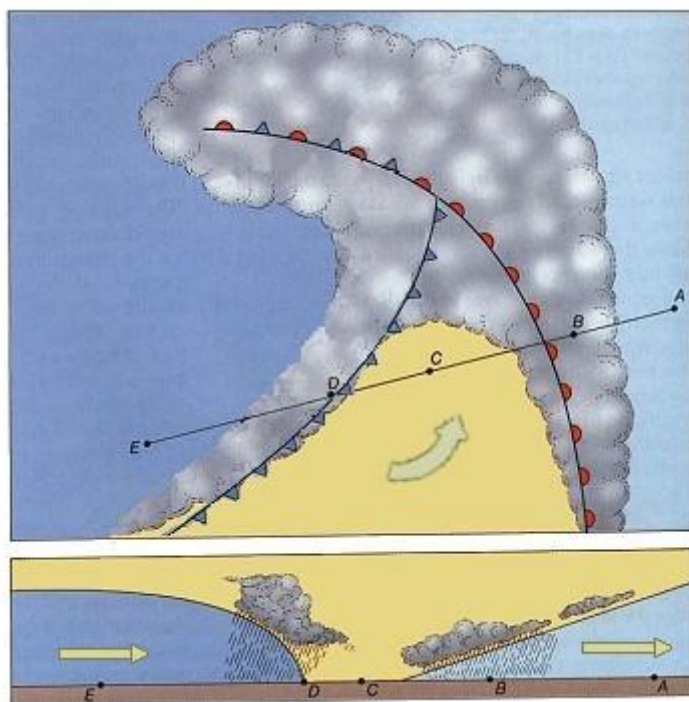


### Csapadék képződése hegységen átkelő levegőből

3. Csapadékképződésre leggyakrabban akkor kerül sor, amikor a ciklonok időjárási frontjaiban különböző hőmérsékletű légtömegek találkoznak egymással. Ilyenkor a könnyebb meleg levegő a magasba emelkedik, és a harmatpont elérése után megkezdődik a felhő- és csapadékképződés.



A ciklonokban a különböző hőmérsékletű légtömegeket frontfelület választja el egymástól. Amikor hideg légtömeg érkezik melegebb légtömeg felé, hidegfront alakul ki, fordított esetben melegfrontról beszélünk.



**Hideg és melegfront a ciklonban**

A földfelszínre hulló csapadék éves mennyiségét térképen ábrázoljuk.

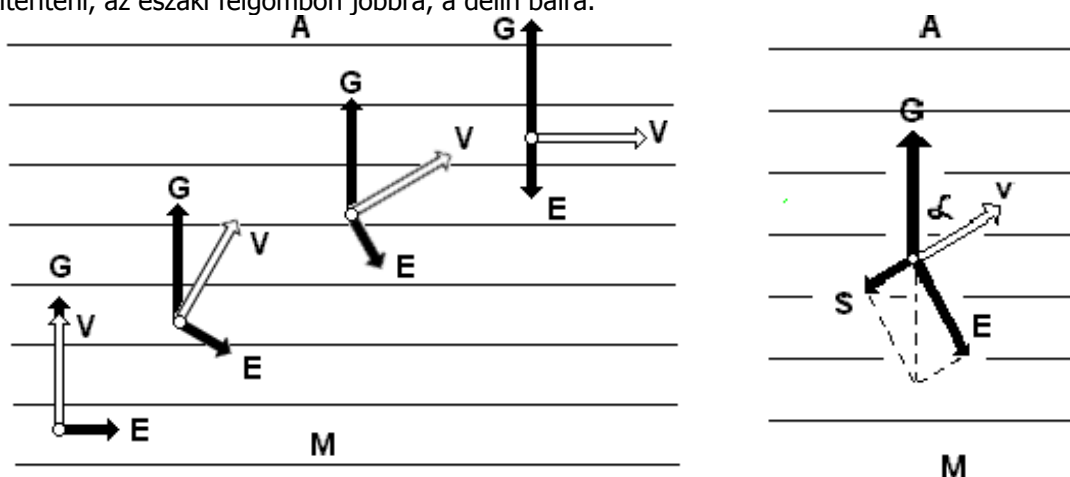
### **A szél keletkezése**

A levegő áramlását szélnek nevezzük. A levegő a magasnyomású helyről az alacsonynyomású helyre áramlik. A szél áramlási sebességét a nyomáskülönbség határozza meg. A nyomáskülönbség függ az izobárok sűrűségétől is, ugyanis ha sűrűk az izobárok, akkor a nyomáskülönbség nagy, ha ritkák, akkor kicsi. A nyomáskülönbségből származó erőhatást Horizontális bárikus gradiens erőnek nevezzük. A gradiens erő hatására a részecske elindul a gradiens irányába. Amint a mozgás megkezdődik, még két erő lép fel, amelyek módosítják a levegőrészecske már megkezdett mozgás irányát:

A sűrűdésből származó erő

A föld forgásából származó eltérítő erő, a Coriolis erő.

A Coriolis erő abban nyilvánul meg, hogy a mozgást végző testet a mozgás irányára merőlegesen akarja kitéríteni, az északi félgömbön jobbra, a délin balra.



A Coriolis erő a mozgó levegőt tehát fokozatosan eltéríti mindaddig, amíg a levegő az izobárokkal párhuzamosan nem fúj. Az izobárokkal párhuzamosan fújó szelet gradiens szélnek nevezzük. Az ábrán vektorok segítségével magyarázzuk a gradiens szél kialakulását. (bal oldali ábra)

- G: Gradiens erő
- E: Eltérítő erő (Coriolis erő)
- V: Szél sebessége (ill. haladási iránya)
- M: Magas nyomású terület
- A: Alacsonynyomású terület

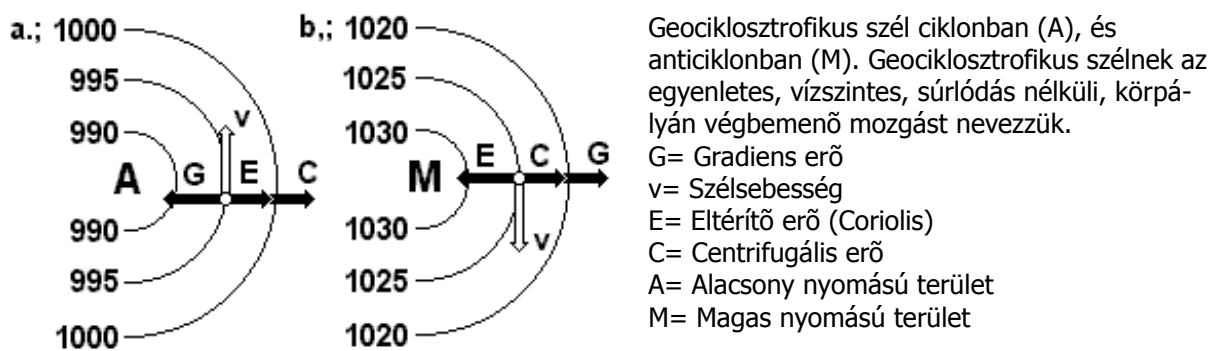
A levegőrészecskére ható gradiens erő vektora a mozgás során mindig a legnagyobb nyomáresés irányába mutat. A részecske az út első szakaszában a gradiens erő irányába gyorsul. Az eltérítő erő vektora mindig merőleges a fokozatosan növekvő, és az északi féltekén jobbra elforduló szél vektorára. A gradiens szél létrejöttékor a szélvektort a rá merőleges eltérítő erő tovább nem tudja forgatni, mivel ebben az állapotban a gradiens erő és az eltérítő erő egyensúlyba kerül.

Az áramló levegő és a földfelszín között sűrűlődség lép fel. A sűrűlődséget erőnek fogjuk fel, amely a mozgás irányával ellentétes irányba mutat, és nagysága egyenesen arányos a sebességgel. A légkör alsó, sűrűlődségi rétegeiben gradiens szél nem alakul ki, a szél a gradiens szél irányával  $\alpha$  szöget zár be, és az alacsony nyomás irányába áramlik. Vektoriálisan a gradiens erő egyensúlyt tart az eltérítő erő és a sűrűlődségi erő eredőjével, a szélvektor  $\alpha$  szöggel hajlik a gradiens irányába. Az  $\alpha$  szög nagysága a sűrűlődségtől függ. Az  $\alpha$  értéke szárazföldön 40-60°, tengereken 75-80°. 1km magasságtól egyre jobban megközelíti a 90°-ot, azaz a magasban fújó szelet gradiens szélnek fogjuk fel. (jobb oldali ábra)

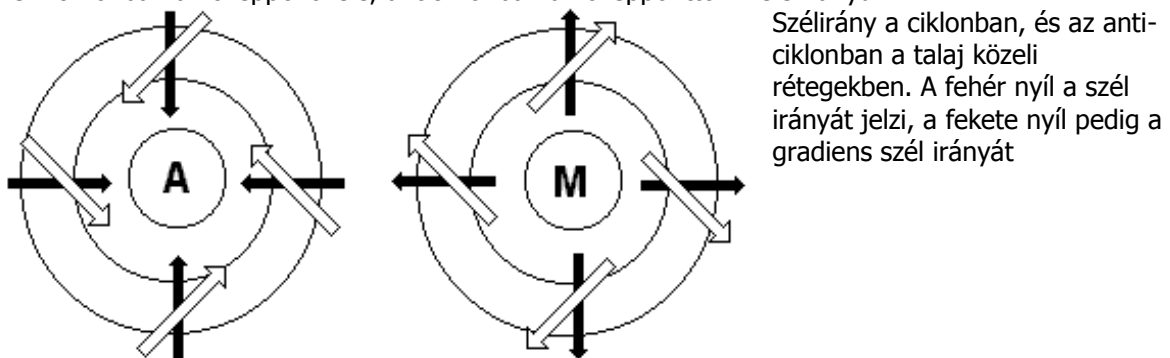
### **Szél a ciklonban és az anticiklonban**

A kör alakú, illetve a görbe vonalú izobárok esetében a szél kialakulásában a gradiens és az eltérítő erő mellett a centrifugális erő is részt vesz. Az északi féltekén ciklonban az erők egyensúlya esetén a gradiens erő (G), az eltérítő erő (E) és a centrifugális erő (C) összegével tart egyensúlyt. Vektoregyenlete  $G = E + C$ , ahol a betűk vektormennyiséget jelentenek. A szél iránya az óramutató járásával ellentétes irányú.

Anticiklonban az erők egyensúlya:  $G = E - C$ . A szél iránya az óramutató járásával megegyező irányú. Ebből a két egyenletből levonhatjuk azt a megállapítást, hogy a szél a ciklonban kisebb, mint az anticiklonban.



Valóságos viszonyok között a sűrűlődség következtében a szél iránya nem párhuzamos az izobárokkal, hanem ciklonban a középpont felé, anticiklonban a középponttól kifelé irányul.



### **Csapadék keletkezése, fajtái, mérése**

Csapadék olyan felhőből hullik, amelyben a felhőcseppek akkora nagyságot érnek el, hogy a nagyságot érnek el, hogy a nehézségi erő hatására ki tudnak esni a felhőből, legyőzve a sűrűlődségi ellenállást, és a feláramlásokat. A kondenzációs magokon létrejött néhány mikron sugarú csepp-csírák növekedése lényegében két dologból tevődik össze:

A vízgőz diffúziója (aminek következtében a kisebb cseppek rovására gyarapodnak) és a vízgőz kondenzációja a csepp-csira felszínén.

Cseppek összefolyás, egyesülése (koagulációja) következtében.

Ha a cseppek növekedéssel elérik az eséshez szükséges átmérőt, akkor eső formájában kiesnek a felhőből. Ha a cseppek kicsik, és a felhő alatti tér alacsony nedvességtartalmú, a vízcseppek elpárolognak, mielőtt elérnék a talajt, és fordítva. A parányi jégkristályok, mint hópehelyek hullanak ki a

felhőből. A vízcseppek és a hópelyhek különösen meghízhatnak a zivatarfelhőben, ahol viharos erősségű feláramlást kell legyőzniük.

### **Csapadékfajták**

**Szitáló eső:** A cseppek átmérője 0,5 mm-nél kisebb

**Eső:** A cseppek átmérője 0,5 mm-nél nagyobb

**Ónos eső:** Túlhűlt eső vagy szitáló eső, melynek cseppjei ütődéskor azonnal jéggé fagynak, és a fagyott tárgyakat, talajt csúszós jégréteggel vonják be.

**Hó:** Lényegében jégkristályok összetapadása

**Havas eső:** Hó és eső egyidejű hullása

**Jégdara:** 2-5 mm átmérőjű átlátszó, belül fehér maggal rendelkező jéggömböcske

**Hódara:** 2-5 mm átmérőjű fehér, puha gömböcske

**Jégeső:** Gömb, vagy szabálytalan maggal rendelkező jégdarabok. Mérete kivételesen a tyúktojás nagyságát is meghaladhatja. Jellemzője, hogy csak zivatarfelhőből hullik.

### **Nem hulló csapadékok:**

**Harmat:** A levegő harmatpontjánál alacsonyabb hőmérsékletű tárgyakat, vagy a talaj felületén kicsapódó apró vízcseppekből álló lerakódás.

**Dér:** A nulla foknál hidegebb tárgyakra kondenzálódó, szublimálódó szilárd halmazállapotba jutó vízgőz.

**Zúzvara:** Áramló ködös levegőből földi tárgyakra kicsapódó alaktalan vagy kristályos jéglerakódás.

A földre hullott csapadék mennyiségét mm-ben mérjük.

### **„SSI” és „K” index**

A meteorológusoknál széles körben elterjedt az a vizsgálati módszer, hogy a hidrosztatikai tényezőket (a légoszlop instabilitási, hőmérsékleti és nedvességi viszonyait egyszerre veszik figyelembe) egy számmal jelölik.

#### **K index:**

Ha 29 vagy nagyobb, akkor lehet „Cb” (Vihar).

25-27 Zápor

27-30 Csekély zivatar

30 <Erős zivatartevékenység

#### **SSI index**

Ha az SSI index értéke negatív, akkor van zivatartevékenység, ha pozitív, akkor nem várható

### ***Az inverzió keletkezése, és típusai***

Leggyakoribb két fajta inverzió a következő:

Kisugárzási (radiációs) inverzió

Zsugorodási inverzió

Kisugárzási (radiációs) inverzió

Derült égbolt alatt az éjszakai órákban a föld a hosszúhullámú kisugárzása miatt erősen lehűl (mármint a föld). Ebből kifolyóan a talajhoz közel lévő levegő hőmérséklete is csökken, de a lehűlés mértéke a magassággal csökken. Ez az inverziós réteg több száz méteres magasságot is elérhet. A talaj menti köd kisugárzási típusa is kapcsolatban van a talaj menti inverzióval, és nem is oszlik fel addig, míg az inverzió meg nem szűnik. Különösen erős inverziók keletkeznek akkor, ha a levegő nedvességtartalma kicsi, és kevés a vendéganyag benne (amikor tiszta idő van). Ilyen pl.: a sivatag.

Erős szélben derült éjszaka ellenére sem keletkezik erős inverzió, mert a levegő hőt szállít a talaj menti rétegekbe.

A felhőzetnek, és a nedvességnek fontos szerepe van a kisugárzási inverzió meggátolásában, mivel a kisugárzott hőenergiát elnyelik, és hosszúhullámú sugárzásokkal visszajuttatják a földfelszínre. Így minél nagyobb a felhőzet, vagy minél alacsonyabb a felhőalap, annál kisebb az inverzió mértéke.

A nappali órákban azonban az inverziók (nyáron) hamar feloszlanak, és beáll a „normális” hőmérsékletváltozás a magassággal.

Völgyekben, vagy völgykatlanokban, ahonnan a hideg levegő nem tud kifolyni, télen különösen erős inverzió figyelhető meg.

Zsugorodási inverziók

Az anticiklonokkal kapcsolatos leszálló mozgások, és ezek következtében létrejövő cseremozgások következtében jönnek létre. Előfordulási magassága 1-2km, de néha 5km is lehet.

Az anticiklonok gyengülésével a leszálló légmozgások is csökkennek, és ezzel együtt az inverzió vastagsága is csökken. A zsugorodási inverzió tehát szoros összefüggésben van az anticiklon fejlettségi stádiumával.

A zsugorodási inverzió a termikus feláramlásokat lezárja.

## **A jegesedés**

A jegesedés fogalma alatt a felhőben, ritkán a felhő alatt repülő gépen, a gép egyes részein vagy teljes felületén fellépő jéglerakódás jelenségét értjük. A jegesedésben nagy szerepet játszanak a túlhűlt vízcseppek. Túlhűlt víznek nevezzük a 0° C alatti cseppfolyós halmazállapotú vizet.

Ha a túlhűlt vízcseppet rázás éri, vagy valaminek nekiütődik, akkor azonnal jéggé fagy. Jegesedés akkor keletkezik, ha a 0° C alatti hőmérsékletű repülőgép túlhűtött vízcseppeknek, ritkább esetben jégkristályoknak ütközik. Akkor lép fel erőteljes jegesedés, ha a jégkristályok a túlhűlt vízcseppekkel keveredve ütköznek a repülőgéphez.

Jegesedés feltételei:

A repülőgép 0° és -5°C közötti hőmérsékletű levegőben repül (kivételesen jegesedik a -5°, -15° felhőrészekben is)

Túlhűlt vízcseppekből álló esőben (Ónos eső) repül a gép, vagy a földön éri az eső.

0°C alatti hőmérsékletű gép 0° körüli felhőben, esőben vagy szitálásban repül. A jegesedésnek ez a fajtája akkor lép fel, ha a gép hideg levegőből nedves levegőbe repül. Kevésbé 0° feletti gépet is 0° alá hűthet a gép felületén lévő víz gyors elpárolgása.

### **A jegesedés mértéke és fajtája függ:**

Felhőben lévő túlhűlt vízcseppek nagysága

Felhőben lévő túlhűlt vízcseppek sűrűsége

Ütközési sebesség

Ütközési szög

Folyamat időtartalma

Repülőgép anyaga

### **A jegesedésnek három fő csoportja:**

**Jégpáncél (sima jegesedés):** Átlátszó sima jég, amely rendszerint olyan zónákban való repülésnél keletkezik, ahol túlhűlt eső esik, és a cseppek elég nagyok. Ez a jegesedés legveszélyesebb formája. A jég nagyon gyorsan fagy a gépre. Ez a típusú jég nagyon jól tapad a gép felületére.

**Durva jegesedés (kristályos jegesedés):** Homályos, fehéres, egyenlőtlen jégnövekedés. Olyan felhőben keletkezik, amely apró szitáló eső típusú túlhűlt cseppekből áll.

**Deresedés:** Apró jégkristályok rakódnak le a gépre. Általában akkor képződik, amikor a gép hideg levegőből a meleg levegőbe ér. Deresedés felléphet felhőn kívüli repülések esetén is. A jegesedés nem ölt veszélyes méreteket, viszont a kabinból való kilátást egy ideig zavarhatja.

Jegesedésre számíthatunk:

Tornyos gomolyfelhőben

Zivatarfelhőben

Hullámtérben

## **A látástávolság**

Látástávolságnak nevezzük azt a távolságot, ameddig a talajon állva vízszintes irányba szabad szemmel ellátunk. Ezt általában kilométerben állapítjuk meg.

Látástávolságot a következő tényezők befolyásolják:

Optikai jelenségek

Vendéganyagok

Kondenzáció

Csapadék

Nyáron a talaj menti levegő erős felmelegedése sűrűségkülönbséghez vezet, amely a fénysugarak törését idézheti elő. A látástávolságot legerősebben a köd és az erős párásság segíti. Záporos időt követően a látástávolság sok esetben megjavul, mert a levegő szennyeződését a csapadék leveri.

## **A levegő nyomása**

A nehézségi erő hatására a légkör a föld felszínére és a felszíni tárgyakra nehezedik. Felületegységre ható nyomását nevezzük légnyomásnak. A légnyomást barométerrel mérjük.

A Torricelli higanyoszloppal mért légnyomásértéket milibarba átszámítani a következőképpen lehet: Hgmm szorozzuk 4/3-dal = mb

Higanyoszlop magassága függ a higany hőmérsékletétől is, ezért megállapodás szerint a 0°C-os higanyoszloppal számolnak.

A meteorológiai állomások magassága –általában- a tengerszintre átszámítva más és más, ezért a mért légnyomásértéket magassági korrekcióval is ellátják (barometrikus magassági formula):

$$\text{Log } P_0 - \text{Log } P = (1,3,14 \times 10^{-9} \text{ tk}) \times \frac{(h-h_0)}{18400}$$

P<sub>0</sub>: A „h<sub>0</sub>” magasságon (tengerszinten) lévő légnyomásérték

P: A „h” magasságon (mérőállomás) mért légnyomásérték

tk: A tengerszint és az állomás magassága közötti légoszlop középhőmérséklete.

Barometrikus formula használatára korlátot szab néhány körülmény.

Ha a levegő függőleges irányú mozgást végez, akkor az kihatással jár a légnyomás tengerszinti redukációjára (ez elhanyagolható)

Coriolis erő függőleges összetevőjének befolyásolása

Középhemérséklet értelmezéséből erdő hibák. Ezeket nem lehet figyelmen kívül hagyni, mert ha az állomás magas helyen van, vagy és a hegyet körülvevő légrétegben inverzió van, akkor a tengerszintre átszámolt légnyomásérték a valóságosnál magasabb értéket adna. Megállapodás szerint az 500 m fölött működő észlelőállomások légnyomásadatait nem számolják át a tengerszintre.

## **A légnyomási mező alapfogalmai**

A légnyomás térbeli eloszlását bárikus vagy légnyomási mezőnek nevezzük. A légnyomás térbeli eloszlását az jellemzi, hogy vannak olyan felületek, amelyeken a légnyomás értéke azonos. Ezeket a felületeket a vízszintes síkkal való metszése nyomási vonalat eredményez, amelynek mentén a légnyomás egyenlő. Ezeket izobároknek nevezzük.

A bárikus mező fontos jellemzője a Bárikus gradiens, vagyis légnyomási gradiens. Ez az a vektor, amely nagysága a nyomáskülönbséggel arányos, iránya a legerősebb nyomásváltozás (megállapodás szerint a legnagyobb nyomásesés) irányába mutat. Ez az irány a nyomási felülethez húzott normális irány. A gradiensnek a vízszintes irányba eső összetevőjét horizontális bárikus gradiensnek (vízszintes légnyomási gradiensnek) nevezzük. A bárikus gradiens nagyságát a gradiens irányába fekvő egységnyi hosszra eső légnyomáscsökkenés fejezi ki. Jelöléssel:

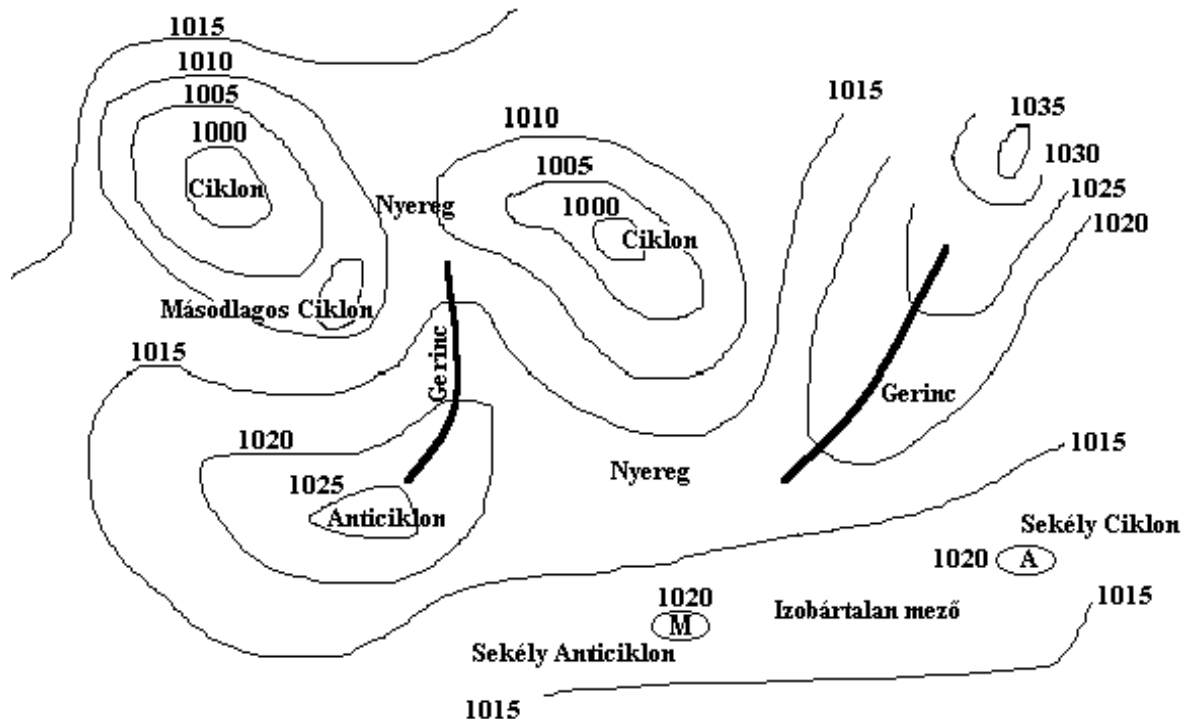
$\Sigma p / \Sigma n$

$\Sigma p$ : légnyomáskülönbség

$\Sigma n$ : távolság

Távolságegység régebben a 111 km volt, ma már inkább 100km-re eső nyomáskülönbséget szokták a bárikus mező jellemzőjének használni. Leggyakoribb az 1-3 mb/100km nagyságú gradiens. A 4-5mb/100km nagyságú gradiens ritkának számítanak, és a nyomási mezőnek azon a környékén viharos szelek lépnek fel.

## **Bárikus rendszerek**



A légkörben nyomáseloszlások számos fajtája jön létre, amelyeket alakzatuk, és a nyomáseloszlási természetük alapján külön elnevezéssel láttak el.

Két fő formája van:

**Ciklon (A - alacsonynyomású):** Izobárjai zártak, és a légnyomás a rendszer középpontja felé egyre csökken. Az alacsonynyomású területet depresszióknak, vagy minimumnak is nevezik.

**Anticiklon (M – magas nyomású):** Izobárjai zártak, és a légnyomás a rendszer középpontja felé egyre növekszik. A magas nyomású területet maximumnak is nevezik.

Az izobárokat általában 5 milibaronként húzzák ki.

Az izobárok alakja és száma nem meghatározott.

Megfigyelhetők még az alábbi nyomás objektumok is:

**Csatorna vagy teknő:** Ciklonnál az izobárok egy irányba erősen nyújtottak

**Másodlagos ciklonok:** Előfordul, hogy a ciklonok peremvidékén ismét egy ciklon keletkezik (általában csak néhány zárt izobárral).

**Bárikus gerinc vagy léghát:** Anticiklonnál az izobárok egy irányba erősen nyújtottak



Másodlagos anticiklonok: Előfordul, hogy az anticiklonok peremvidékén ismét egy anticiklon keletkezik (általában csak néhány zárt izobárral). Ezek egyébként a „Magasnyomású mag” elnevezést is megkapták.

Bárikus nyereg: Egymás mellett sakkáblaszerűen elhelyezkedő ciklonok és anticiklonok sajátos nyomási rendszere

Elmosódott izobárok területe, izobáratlan mező, „Bárikus mocsár”: Mindhárom kifejezés azt jelenti, amikor az izobárok megritkúlnak, tehát nagy területen nem vagy csak alig változik a légnyomás.

Sekély - ciklon, - anticiklon: „Bárikus mocsárban” kialakult ciklonoknak, vagy anticiklonoknak általában csak egy zárt izobárjuk van.

Mindezeket a kifejezéseket használjuk, de kitesszük elé a „magassági-” szót.

Megjegyezzük, hogy a nyomáseloszlás a magassággal általában jelentősen változik. Előfordulhat, hogy pl.: a talaj-anticiklon felett a magasban ciklont találunk, stb.

### **A légnyomás csökkenése a magasság függvényében**

A levegő légnyomása a tengerszinten (ill. az un. mélyföldeken) a legnagyobb, felfelé emelkedve csökken. Ennek az a magyarázata, hogy egyre kevesebb levegőréteg nyomja az alatta lévőket. A légnyomás a magassággal logaritmikusan csökken. A levegőréteg tehát igen erősen összenyomott állapotban van, 99%-a nagyjából 36km magasságig terjedő rétegben helyezkedik el. A légnyomás függőleges csökkenését Bárikus magassági gradienssel jellemezzük. A bárikus magassági gradiens azt határozza meg, hogy hány mbar légnyomáscsökkenésnek mekkora magasságváltozás felel meg az egyes rétegekben.

### **Nemzetközi normál atmoszféra**

A repülőgépek, stb. tervezésénél megállapodtak egy egyezményes mértékegység értékben, amit a sokéves nemzetközi átlagból vettek.

A polgári repülés nemzetközi szervezete (ICAO – International Civil Aviation Organisation) a normál atmoszféra következő értékeivel számol:

Légnyomás a tengerszint magasságában	1013,25 mbar
Hőmérséklet a tengerszint magasságában	+ 15,0 °C
Sűrűség a tengerszint magasságában (levegő)	0,001225 gr/cm3
A hőmérsékleti gradiens 0 km-től 11 km-ig a troposzférában	0,65 °C/100m
A hőmérsékleti gradiens 11 km-től 20 km-ig	0,0°C/100m (izotermia)

### ***A légköri turbulencia.***

A légkörben a folyadékok és a gázok áramlásához hasonlóan lamináris és turbulens áramlásokat különböztetünk meg.

Lamináris: Rendezett áramlásban a részecskék egymással nem keverednek, az áramvonal a részecskék valóságos pályáját írja le. Lamináris áramlás elsősorban magasban, a szabad légkörben alakul ki, pl.: a hullámfelhő emelőterében.

Turbulens áramlásra jellemző, hogy az elsődleges mozgási irányra merőleges irányú másodlagos mozgások is létrejönnek, amelyek a közeg állandó és gyors összekeveredését okozzák. A turbulens mozgás erősen örvényes, azonban az örvények nem követik pontosan egymást (sem alak, sem energiatartalom szerint), más szóval az örvények nem alkotnak reprodukálható mintát. Az áramlásban résztvevő részecskék iránya igen tekervényes, de mint levegőtömeg, egy irányba halad.

A levegőben, különösen talaj közelben az áramlások mindig turbulensek. A szabad légkörben turbulens áramlás zivatarfelhőben, a frontok határfelületén és nagy szélnyírásokban található meg. A légkörben kialakuló örvények a centiméteres nagyságrendtől a makro méretűig (több ezer km) terjednek. Energiatartalmuk a kis szellőtől a tornádóig terjedhet.

A hidrodinamikában és az aerodinamikában az áramlások rendszerét az un. Euler és Lagrange rendszerekben vizsgálják.

Az Euler féle rendszerben az áramlás összes pontján uralkodó sebességeket adott pillanatban vizsgálják.

A Lagrange rendszerben az adott részecske sebességét vizsgálják különböző időpontokban, amint a részecske az áramlásban mozog.

Reynolds szerint a turbulens áramlás egy aránylag egyszerű, közepes mozgásból áll, amelyre szuperponálódik egy igen bonyolult másodlagos, vagy örvénymozgás, amely oszcilláló, de nem periodikus jellegű. Lamináris áramlás esetén a folyadék vagy gáz mozgásában a véletlen áramlási szabálytalanságok végtelen kicsinyek, csupán molekuláris nagyságrendűek. A turbulens áramlások véges méretű véletlen oszcillátorokat tartalmaznak.

A mozgás akkor válik turbulenssé, amikor:

Az áramlás sebességének

Az áramlás egy jellemző méretének

A közeg sűrűségének

Szorzatát elosztjuk a közeg vízkiszorítási (belső súrlódási) tényezőjével, és az így kapott szám (Reynolds szám) egy kritikus értéket (2000) meghalad.

Prandtl a keveredési hossz elméletét állította föl, mely szerint egy örvény átlagos útja, amely mentén az örvény fennmarad, a keveredési hossz.

Az örvény energiát igényel, és ez az energiaveszteség egyaránt csökkenti a motoros és a vitorlázó repülőgép sárkányának aerodinamikai hatásfokát. A légköri turbulencia olyan légerőket idézhet elő, amely a repülőgépen maradandó alakváltozásokat, illetve géptörést okozhat. Ilyen légerők lehetnek, ha viharfelhőbe vagy a hullámfelhő rotorjába repül a repülőgép. A turbulencia veszélyes hatása a nagy sebességű, hirtelen szélénnyírásokban van (15-20 m/s vagy még ennél is nagyobb).

Turbulens áramlásban a repülőgép siklószáma kisebb, mint a lamináris repülésben, ezért szeles időben a turbulens zóna miatt kerüljük a hegyek, dombok szélárnyékos részét. Ha ez még leáramlással is párosul, akkor még nagy siklószámú géppel is kockázatos belerepülni.

Turbulens áramlásban a repülőgép sebességét leszálláskor növelni kell, hogy biztonsági tartalék, és ezáltal korrigálási lehetőségünk legyen.

A termikben is létrejöhet turbulens áramlás, amikor a körözés sebességét is növelni kell.

Turbulencia haszna:

Hőmérséklet, nedvesség, légköri szennyeződések keveredését, elszállítását segíti elő. A turbulencia segíti elő a talajfelszín hőátadását, az óceánok párolgását, felhők feloszlását, inverziók feloszlását, stb. Elősegíti még a nagyvárosok légszennyezésének gyors felhígítását (diszpergálását) is. Másrészt azonban felhő vagy ködképződéshez vezethet.

A légköri turbulencia legfontosabb tulajdonságai

A turbulens áramlás lehet:

Mechanikus, vagy

Turbulens áramlás.

Mechanikus turbulencia a talajfelszín által a felette elhaladó levegőben keltett örvényes szerkezetű légmozgás. Ennek nagysága a földi elemek nagyságával és elhelyezésével egyenesen arányos, ereje pedig a szél sebességével. Turbulens áramlás kialakulását előidézhetheti nagy szélénnyírás is.

Termikus turbulencia a termikus konvekció örvényes jelleggel végbemenő horizontális és vertikális áramlásait értjük.

Folyadékokban és gázokban csak a konvekció első szakaszában lehet megfigyelni, illetve fenntartani a lamináris áramlást. A hőszállítás a melegebb helyről a hidegebb felé már turbulens áramlási körülmények között zajlik le.

A természetben a konvekcióval kapcsolatos áramlások a legelemibb fejlettségi foktól a zivatar stádiumig többnyire turbulens jellegűek. Napközben, amikor a konvekció annyira fejlett, hogy a termikus feláramlások megindulnak, a turbulens állapotnak jól látható jelei is vannak (pl.: ha papír, falevél vagy por „megfesti” a termiket). Szélcsendes napokon a termik elválását követő szélrohamok is megfigyelhetők.

Földfelszín közelében a turbulens állapot a termikus konvekció természetes tulajdonsága. Magasban azonban megfigyelhető (kb. 300m-től), hogy a termik dobálása megszűnik.

A turbulencia az áramlásnak olyan állapota, amelyben a pillanatnyi sebességeket szabálytalan és véletlen fluktuációk jellemzik úgy, hogy a gyakorlatban csak a statisztikai tulajdonságok ismerhetők fel, és analizálhatók. Ha az átlagos sebesség meghatározható, akkor az adott időtartamban a turbulens sebesség olyan véletlen jellegű mozgásnak a jellemzője, amely rátevéődik (szuperponálódik) az átlagos mozgásra.

A pillanatnyi sebességek komponensei a következők:

$u = u'' + u'$  Az „x” irányba (Horizontálisan)

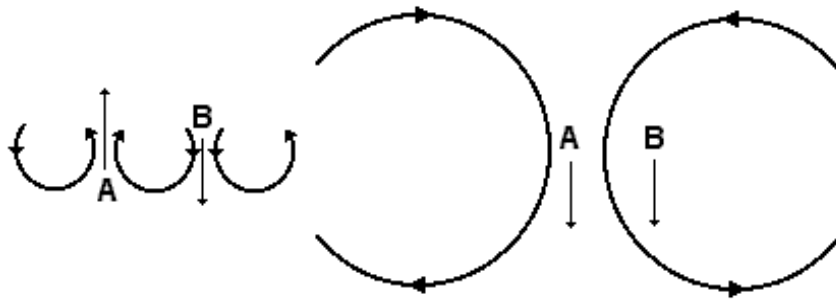
$v = v'' + v'$  Az „y” irányba (Horizontálisan)

$w = w'' + w'$  A „z” irányba (Vertikálisan)

Ahol  $a(z)$ :

$u'', v'', w'' =$  átlagos sebességek

$u', v', w' =$  átlagtól való eltérések



Az örvények méretére következtetni lehet egy időpontban két adott pontnál fellépő sebességváltozások vizsgálatából:

A turbulensség lökésséggel is jár.

Szélirány és a szél erejének összefüggései:

Gyenge szelek esetén a szélirány erősen, erős szélirány esetében gyengén ingadozik.

A turbulens szelet két értékkel jellemezzük:

Pillanatnyi szélesebesség (1-3másodpercig tartó szélesebesség)

Átlagos szélesebesség (legalább 10 perc – alsó határ 5 perc)

A pillanatnyi szélesebesség és a lökésség között 1,4 - 1,6 körüli számértékű összefüggés van, abban az esetben, ha a szélesebesség mérése legalább 10 percig tartott.

A hidegfrontokat megelőző szelerősödés elérheti a 15 m/s -os lökésséget is. Az időjárással összefüggő szellökések viharos fokozatát a konvektív mozgások is okozhatják. Zivatarok kifejlett állapotában a leáramlásban lévő, és a csapadéktól erősen lehűtött nagy mennyiségű levegőtömeg a talajfelszínig lezúdul, majd a szétterülve erős szél keletkezik. Ezt a szelet kifutó szélnek nevezzük, lökéssége elérheti a 20-25 m/s -os, vagy még nagyobb értéket.

Néhány megállapítás:

A turbulencia erősen függ a helytől és az időtől. A turbulens energia labilis hőmérsékletű rétegződés esetén maximális, stabilis rétegződés esetén minimális. A turbulens energia vertikális energiája a horizontális energiánál valamivel kisebb.

Nagy átmérőjű örvények energiataralma magas, kis örvényeké kicsi. A kis örvények gyakrabban fordulnak elő, mint a nagy örvények.

Stabilis hőmérsékleti rétegződés esetén a turbulens mozgás frekvenciája magas, fluktuációi néhány másodperc, vagy még kevesebb. Labilis rétegződés esetén a hosszabb periódusú (perc nagyságrendű) fluktuációk válnak fontossá (amely a konvekciónak tulajdonítható).

A turbulencia mérete a magassággal növekszik, a talaj csökkenő, kioltó hatása következtében. A légkör magasabb rétegeiben a hosszabb periódusú fluktuációk a jellemzők.

A turbulens energia növekszik a sebesség növekedésével.

A turbulens energia érdes felszín felett nagyobb, mint sima talaj felett.