

Climatologia

Ramon J. Batalla

Amb la col·laboració de
Jordi Tuset

PID_00237706

Temps mínim previst de lectura i comprensió: **5 hores**



Índex

Introducció	5
1. El sistema climàtic	7
1.1. El funcionament del sistema climàtic	8
2. L'atmosfera	10
2.1. Composició de l'atmosfera	10
2.2. Estructura vertical de l'atmosfera	11
3. L'energia del sistema atmosfèric	13
3.1. La radiació solar	13
3.2. La radiació terrestre	17
3.3. Distribució de la calor a la superfície terrestre	18
3.4. La temperatura de l'aire	20
3.4.1. Distribució de la temperatura	21
3.4.2. Variacions tèrmiques diàries i estacionals	22
4. Estabilitat i inestabilitat atmosfèrica	25
4.1. Llei de l'equilibri hidrostàtic	25
4.2. Processos i gradients adiabàtics a l'atmosfera	26
4.3. L'efecte Föhn	28
4.4. Estratificació de l'aire: estabilitat i inestabilitat	29
4.5. Temperatura potencial	32
4.5.1. Paradoxa de Shaw	33
4.6. Inestabilitat condicional i inestabilitat convectiva	33
4.7. Inversions tèrmiques	35
5. La pressió atmosfèrica i el vent	38
5.1. Pressió atmosfèrica i alçada	38
5.2. Distribució horitzontal de la pressió d'aire	40
5.3. Mapes d'isòbares	41
5.4. Cinturons globals de pressió	42
5.5. Centres de pressió de l'hemisferi nord	43
5.6. Vents i pressió atmosfèrica	45
5.7. La força de Coriolis i l'efecte sobre els vents	45
5.8. Ciclons i anticiclons	47
5.9. Mesura del vent	49
5.10. Sistemes de vent superficial de la terra	52
5.11. Vents monsoònics a l'Àsia	54
5.12. Vents locals	54

6. Masses d'aire, borrasques i fronts.....	57
6.1. Masses d'aire: definició, origen i evolució	57
6.2. Classificació de les masses d'aire	57
6.3. Fronts	57
6.3.1. Front fred	58
6.3.2. Front càlid	59
6.3.3. Front oclús	59
6.4. Front polar i corrent en doll	60
6.5. Evolució d'una borrasca de doble front o ondulatòria	61
6.6. Temps general	63
6.6.1. Borrasca	63
6.6.2. Anticicló	64
Bibliografia.....	65

Introducció

La climatologia és la ciència que estudia la distribució dels climes sobre la superfície terrestre i de les seves relacions amb els altres components del medi geogràfic (Pita, 1997). Aquesta definició no és aclaridora si no s'explicita alhora la mateixa noció de **clima**. Entre la infinitat de definicions del concepte de clima, les més conegudes i usades són: la de Julius Hann (1882), el qual va definir el clima com «el conjunt de fenòmens meteorològics que caracteritzen l'estat mitjà de l'atmosfera a un punt qualsevol de la superfície terrestre». Aquesta definició va ser divulgada per E. de Martonne. La de Max Sorre (1934), que anomena clima a «la sèrie dels estats de l'atmosfera per sobre d'un lloc en la seva successió habitual. És, doncs, la sèrie dels tipus de temps», donant suport així a l'estudi de la climatologia dinàmica. O la de Gibbs (1987), que utilitza el terme *clima* per indicar «la probabilitat estadística d'ocurrència dels diferents estats de l'atmosfera (pressió, humitat, temperatura, vent, etc.) sobre una localitat o regió donades, durant un període cronològic determinat». Hi ha moltes altres definicions que han contribuït a centrar l'estudi de la climatologia, però malgrat aquesta aparent diversitat, es poden trobar certs caràcters comuns en aquestes definicions, que en tots els casos atribueixen al clima els trets d'estat «mitjà» o «habitual» o «característic» de l'atmosfera.

Davant d'aquesta noció, l'efímer, el conjuntural, el fugaç de l'atmosfera seria el temps, definit clàssicament com «el conjunt de valors que en un moment donat i a un lloc determinat caracteritzen l'estat atmosfèric». Així doncs, el **temps** seria una combinació atmosfèrica conjuntural i efímera, mentre que el clima seria «el conjunt de tendències resultants de condicions habituals durant un llarg període que, com a mínim, se sol establir en trenta anys».

En aquest sentit, cal diferenciar la climatologia de la meteorologia, que és la disciplina que s'ocupa de l'estudi dels fenòmens atmosfèrics, les propietats de l'atmosfera i especialment la relació amb el temps atmosfèric i la superfície de la Terra i els mars.

L'objectiu d'aquest mòdul és que l'alumne aprengui els conceptes bàsics de la climatologia, els quals li permetran entendre els processos essencials de l'atmosfera i del funcionament bàsic del sistema climàtic, a escala mundial, regional i local.

1. El sistema climàtic

El clima és el resultat del funcionament d'un sistema dinàmic i obert, alimentat per una energia procedent del Sol i constituït per cinc elements relacionats i interdependents, com són l'atmosfera, la hidrosfera, la criosfera, la superfície terrestre i la biosfera. El clima és conseqüència de l'equilibri que es produeix en la interacció entre aquests cinc components.

1) L'atmosfera: és el component principal del sistema i el més variable per la seva baixa densitat i la seva facilitat de moviment. Això li atorga la capacitat per ser posada en moviment i per transferir calor tan vertical com horitzontalment, per proporcionar temps de resposta enfront dels canvis de temperatura molt superiors a la resta de components.

2) Hidrosfera: els oceans, mars, les aigües superficials i també la subterrània constitueixen el segon subsistema en importància. El seu gran volum d'aigua enfront dels continents assegura el subministrament il·limitat pel desenvolupament de les diferents fases del cicle hidrològic. Al mateix temps, absorbeix bona part de la radiació solar que rep el planeta i, a causa del potencial calorífic dels oceans, constitueix un importantíssim magatzem d'energia, que intercanvia amb l'atmosfera mitjançant processos d'acoblament que poden durar mesos, anys (aigües superficials) o segles (aigües profundes). En el balanç energètic planetari, el paper de la hidrosfera és essencial per la seva alta capacitat per transportar calor de les regions equatorials a les polars a través dels corrents marins.

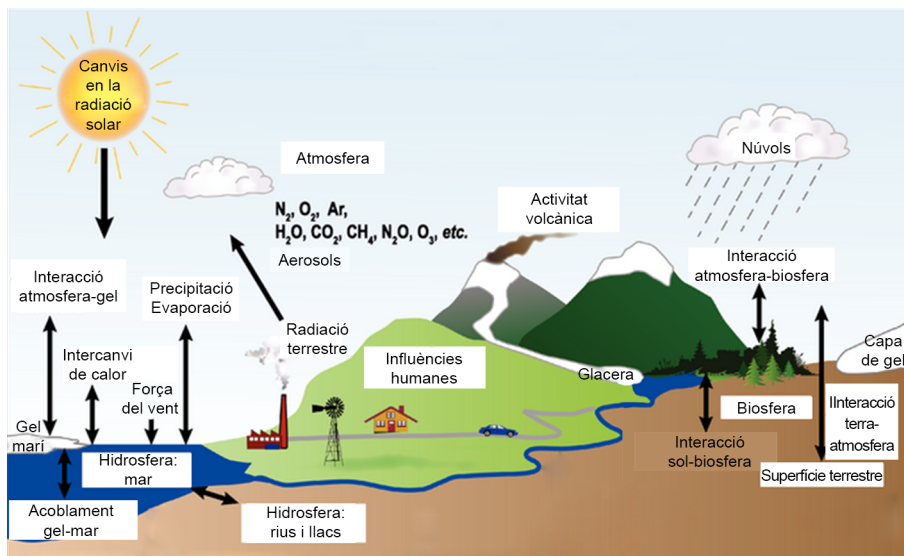
3) La criosfera: engloba les regions del sistema Terra en què l'aigua es troba congelada, incloent-hi neu, glaceres, icebergs, permagel (o permafrost) o les banquises de les regions polars (capa de glaç flotant que es forma a les regions oceàniques polars). La criosfera té un especial significat per la seva elevada albedo (energia reflectida per unitat de superfície) i per la seva baixa conductivitat tèrmica (capacitat de conduir la calor). Aquestes propietats fan que la criosfera reflecteixi gairebé tota l'energia solar que arriba a ella, reduint l'entrada d'energia i l'escalfament local.

4) La superfície de la Terra: és el component més passiu del sistema. Té una funció subministradora de la gran part de partícules en suspensió que conté l'aire, i que intervenen al clima, exerceix una marcada influència en el balanç local de calor i humitat amb diversos valors d'albedo i mitjançant del flux d'evaporació del sòl.

5) La biosfera: és la part del planeta que comprèn tots els ecosistemes i organismes vius a l'atmosfera, a la Terra, o als oceans, inclosa la matèria orgànica morta. Hi ha moltes maneres diferents en què la biosfera afecta el cli-

ma. Alguns produeixen gasos d'hivernacle i promouen l'escalfament del nostre planeta, mentre que d'altres redueixen la quantitat de gasos hivernacle i promouen el refredament del nostre planeta. Cal tenir present que els éssers humans, com a element de la biosfera, són responsables d'una gran aportació de gasos d'efecte hivernacle. La crema de fòssils (combustible), l'agricultura (per exemple, ús de fertilitzants) i els incendis forestals, entre altres activitats humanes, alliberen una gran quantitat de gasos hivernacles cap a l'atmosfera superior a la capacitat d'absorció del sistema, contribuint d'aquesta manera a l'escalfament global.

Figura 1. Vista esquemàtica dels components del sistema climàtic, els seus processos i interaccions



Font: https://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/faq-1-2-figure-1.html.

1.1. El funcionament del sistema climàtic

Els principals factors que influeixen en el funcionament del sistema climàtic són:

1) La radiació solar: és la font d'energia de tots els processos que es desenvolupen dins el sistema. La radiació arriba a l'atmosfera o a la superfície terrestre en forma de radiació electromagnètica d'ona curta, on és absorbida o reflectida. Aquesta es transforma en altres formes d'energia: calor sensible, calor latent, energia potencial i energia cinètica. Al final del procés, tota l'energia retorna a l'exterior en forma de radiació d'ona llarga.

2) L'atmosfera: és travessada per la radiació solar i per la radiació terrestre diàriament, i alguns dels seus components n'absorbeixen alguna part. Aquest fet condiciona en gran mesura el balanç energètic de la superfície terrestre. Les variacions dels components atmosfèrics, tant per fenòmens naturals com antròpics, poden produir canvis en la temperatura del sistema.

3) El moviment de la Terra al voltant del Sol: aquest procés cíclic determina les estacions i la duració del dia i de la nit, condicionant la intensitat de la radiació rebuda, així com la seva distribució al planeta.

4) La naturalesa de la superfície terrestre: la naturalesa (p. ex. bosc, neu, mar, etc.) de la superfície terrestre condiciona la quantitat de radiació absorbida i reflectida. La neu i el glaç, a causa de la seva elevada albedo, intervenen en gran mesura en el balanç energètic terrestre.

5) La circulació atmosfèrica i oceànica: la desigual distribució de la calor a les diferents regions de la Terra implica un desequilibri energètic (és a dir, excedents als tròpics i dèficit als pols) que suposa un transvasament de la calor a través la circulació atmosfèrica i oceànica del planeta.

2. L'atmosfera

L'atmosfera és la capa d'aire que rodeja la Terra. Està formada per una barreja de diferents gasos i partícules sòlides i líquides en suspensió. La seva **densitat** disminueix progressivament a mesura que guanya alçada, on la gravetat, força que la subjecta, té menys incidència. Gairebé la totalitat de l'aire (un 95 %) es troba a menys de 30 km d'altura i es pot estimar la seva presència fins a aproximadament els 10.000 km d'altitud.

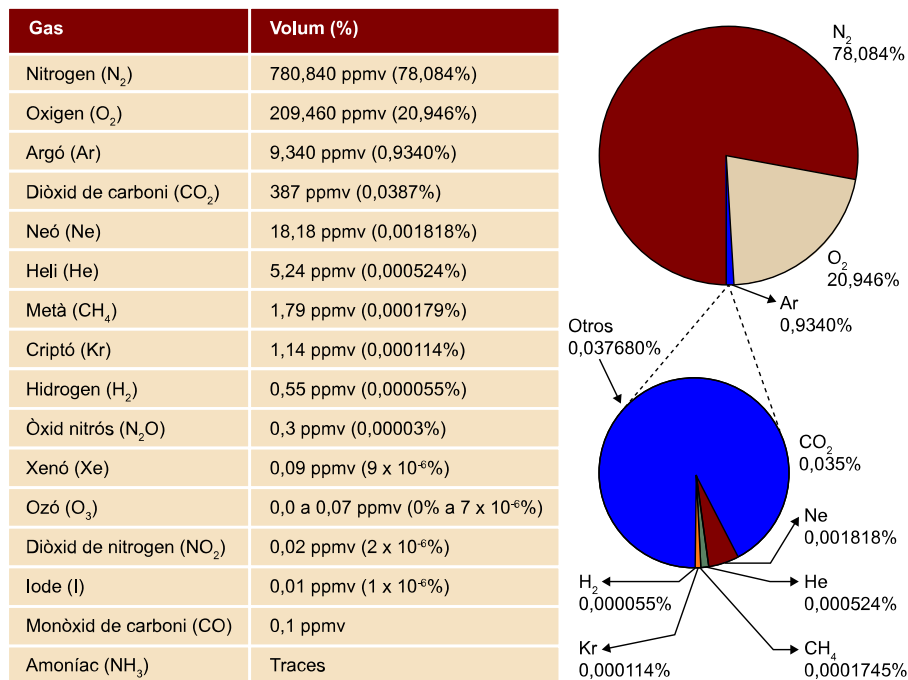
L'atmosfera és necessària per a la vida tal com la coneixem i pel seu paper regulador sobre el temps. Pel seu gruix, densitat i composició, contribueix en el repartiment latitudinal de les temperatures i en l'intercanvi global d'energia.

2.1. Composició de l'atmosfera

L'aire forma a la troposfera, capa més baixa de l'atmosfera (entre els 8 i els 18 km d'altura), una barreja de gasos força homogènia, fins al punt que el seu comportament és l'equivalent al que tindria si estigués compost per un sol gas.

El nitrogen (78,08%), l'oxigen (20,95%) i l'argó (0,93%) constitueixen el 99,96 % del volum de l'aire sec. La resta de components representen una petita part del seu volum, i, algun d'ells (p. ex., diòxid de carboni, ozó i vapor d'aigua) exerceixen un paper essencial en l'absorció de la radiació solar. En aquest sentit, el diòxid de carboni (0,03 %) ajuda a retenir la calor dels raigs solars i contribueix a mantenir la temperatura atmosfèrica dins d'uns valors que permeten la vida però molt per darrere del vapor d'aigua. El vapor d'aigua és el principal causant de l'**efecte hivernacle** (el trobem de manera molt variable). L'ozó és de gran importància per a la vida al planeta, ja que la seva producció a partir de l'oxigen atmosfèric absorbeix la major part dels raigs ultraviolats procedents del Sol.

Figura 2. Composició de l'aire



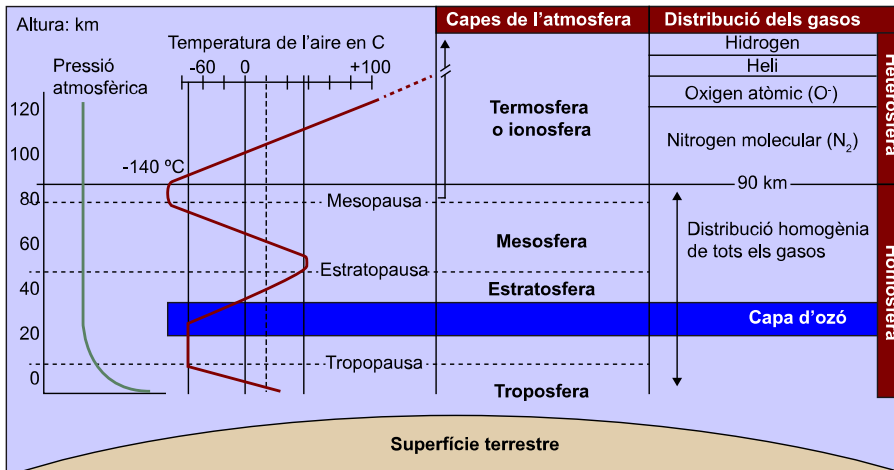
Font: Biolulia.

2.2. Estructura vertical de l'atmosfera

L'atmosfera es divideix en diverses capes, on la temperatura i alguna de les seves propietats varien amb l'altura. Aquestes capes són la troposfera, l'estratosfera, la mesosfera i la termosfera.

1) La troposfera és la capa inferior de l'atmosfera en contacte amb la superfície terrestre i la més important per a l'home, ja que s'hi produeixen els canvis del temps atmosfèric. Té un gruix variable (aproximadament 18 km a l'equador i 8 km als pols) a conseqüència del moviment de rotació terrestre, que fa que la força centrífuga que suporta sigui màxima a l'equador i nul·la als pols. A la troposfera es recull el 80 % de la massa atmosfèrica i la major part de vapor d'aigua, diòxid de carboni i partícules en suspensió. La temperatura disminueix un valor aproximat de sis graus per quilòmetre. Això vol dir que si, per exemple, la temperatura al nivell del mar és de 15 graus, a l'altitud de cinc quilòmetres, aproximadament, arribarà el valor de -15 graus (una disminució de 30 graus). A aquesta capa es generen la circulació general de l'atmosfera (moviments circulats més o menys organitzats) i els moviments verticals que determinen la meteorologia local. A la tropopausa, límit superior de l'atmosfera, s'atura el descens de la temperatura i es produeix intercanvis entre la troposfera i les capes superiors. És en aquesta zona on es produeixen forts vents anomenats corrents en doll (*jet stream*).

Figura 3. Estructura vertical de l'atmosfera



Font: Biología Sur.

2) L'estratosfera és la capa de l'atmosfera situada entre la troposfera i els 50 km de la superfície terrestre; s'hi acumula el 20 % de la massa atmosfèrica. A la part baixa de l'estratosfera hi ha poca humitat. La presència de les molècules d'ozó absorbeix la radiació electromagnètica a la regió ultraviolada, fet que produeix un augment progressiu de la temperatura a mesura que guanyem altura, assolint els 0 °C al límit superior. Aquesta estabilitat afavoreix els moviments horitzontals de les masses d'aire.

3) La mesosfera és la part de l'atmosfera situada per sobre de l'estratosfera i els 80 km de la superfície terrestre. Compren un 0,1 % de la massa atmosfèrica. A la mesosfera, la temperatura disminueix amb l'altura fins a arribar a uns -90 °C als 80 quilòmetres aproximadament, fet que origina uns moviments d'aire en sentit vertical.

4) La termosfera (o ionosfera) és la capa de l'atmosfera terrestre que engloba des dels 80 quilòmetres fins al límit superior de l'atmosfera, que s'estén uns centenars de quilòmetres. La seva densitat és molt baixa, ja que solament conté una centèsima part de la massa atmosfèrica. A la part més baixa de la capa els seus components estan ionitzats (ionosfera), i això permet absorbir una part de la radiació ultraviolada solar a la vegada que s'eleva la seva temperatura. Algunes vegades, a aquesta capa s'originen les anomenades *aurores* (boreals o australs).

3. L'energia del sistema atmosfèric

El sistema terra –atmosfera– oceà pot ser considerat com una gran **màquina termodinàmica** que pren la seva energia del Sol, la converteix en altres formes d'energia i després la torna a l'espai exterior. La intensitat de la **radiació solar** que arriba al límit de l'atmosfera és de 1380 W m^{-2} , equivalent a una potència d' $1,76 \times 10^{11}$ megawatts aproximadament. Una planta de generació d'energia d'una ciutat gran produeix prop de 100 megawatts, o sigui que el Sol subministra l'equivalent de 2.000 milions d'aquestes plantes.

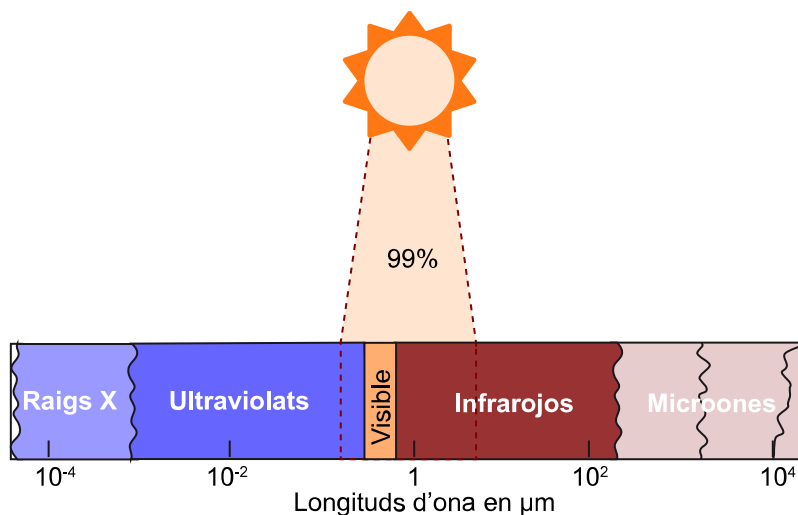
3.1. La radiació solar

Tot cos, en funció de la seva temperatura i la seva composició de la superfície, irradia energia en forma d'ones electromagnètiques. Aquesta energia es transporta en forma d'ones electromagnètiques d'una àmplia gamma de longituds d'ona, les quals es desplacen pel buit a una velocitat de $300.000 \text{ km s}^{-1}$, trigant només 8 minuts per anar del Sol a la Terra.

En la radiació solar predominen les longituds d'ona molt petita, per l'elevada temperatura de la superfície solar. Trobem fins a tres classes de radiació:

- 1) Raigs ultraviolats: inclouen els raigs amb una longitud d'ona compresa entre 0,1 i 0,4 micròmetres. Representen, juntament amb els raigs gamma i raigs X, el 9 % del total de la radiació solar.
- 2) Raigs visibles: tenen una longitud d'ona compresa entre 0,4 i 0,78 micròmetres i representen el 41 % de la radiació solar.
- 3) Raigs infrarojos: el rang de les longituds d'ona oscil·la entre 0,78 i 3 micròmetres, representant el 50 % de la radiació total.

Figura 4. Longitud d'ona a la qual el Sol irradia el 99 % de la seva energia



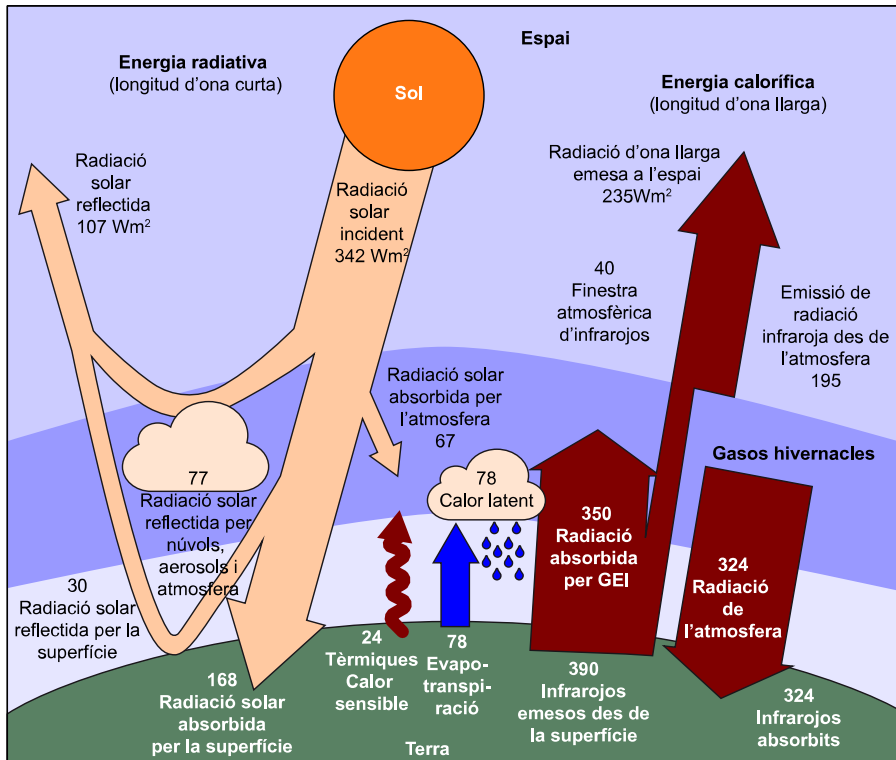
Font: Moran i altres (1994). Biblioteca Virtual de Desarrollo y Salud Ambiental.

La radiació solar és absorbida per la superfície de la Terra i l'atmosfera, que al mateix temps emet cap a l'espai. L'absorció de la radiació es produeix essencialment sobre la superfície de la Terra, mentre que les emissions cap a l'espai exterior es produeixen principalment des de l'atmosfera. Això succeeix perquè la superfície de la Terra no experimenta canvis significatius de temperatura al llarg del dia, ja que l'atmosfera emet i absorbeix radiació.

La Terra i l'atmosfera segueixen diferents cicles temporals d'emissió-absorció: dins un període llarg de temps, l'energia emesa i l'absorbida s'igualen. Aquest balanç fa que la **temperatura** de la Terra es mantingui en equilibri al llarg del temps (figura 5).

Una part de la radiació solar és absorbida per alguns components de l'atmosfera, una altra part es reflexa en els mateixos (reflexió difusa) i la resta arriba a la superfície terrestre. Una part de la reflexió difusa acaba per arribar a la superfície de la Terra en reflectir-se en totes direccions. La **radiació** que arriba a la Terra és parcialment absorbida, mentre que l'altra part és reflectida a causa de l'albedo, que és la capacitat de reflectir la radiació solar de cada cos. L'albedo es troba en funció de l'angle d'incidència del raig solar (com més petit, més reflecteix) i de la naturalesa del cos. En general, els cossos més clars tenen una albedo més gran que els foscos (p. ex., l'albedo de la superfície de l'aigua, del ciment i de la neu fresca és del 2 %, del 20 % i del 75-90 %, respectivament).

Figura 5. Balanç de radiació neta



La quantitat de radiació solar que incideix sobre la superfície de la Terra és igual a la suma de la radiació solar que és reflectida (albedo) i la radiació d'ona llarga emesa per la Terra a l'espai exterior. Font: Institut de Tecnologies Educatives; https://fferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/5_balance_de_radiacin_neta.html

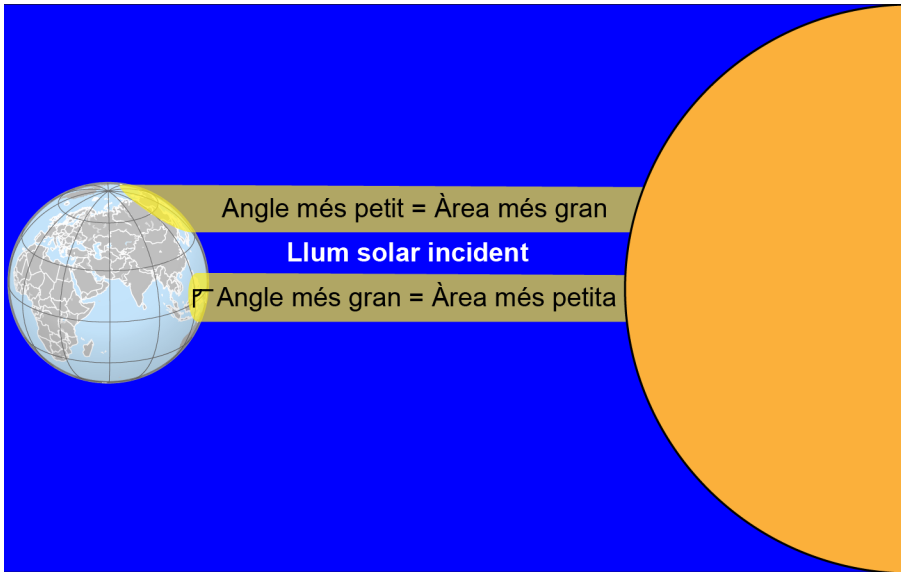
La insolació, tot i que sempre és la mateixa, pot rebre una quantitat diferent en funció de (a) la inclinació en què incideixin els rajos solars, (b) el temps d'exposició i (c) la naturalesa de la superfície terrestre.

L'esfericitat de la Terra determina la inclinació dels raigs solars, mentre que el moviment de la Terra al voltant del Sol determina tant el temps d'exposició al Sol com l'angle d'incidència dels raigs solars.

a) L'esfericitat de la Terra és la responsable de reduir la intensitat de la radiació com més gran sigui l'angle d'incidència, ja que aquest s'ha de distribuir per una superfície també més gran. Els raigs solars als pols dibuixen un angle d'incidència més gran que a l'equador, i reben una menor quantitat d'energia per superfície (figura 6).

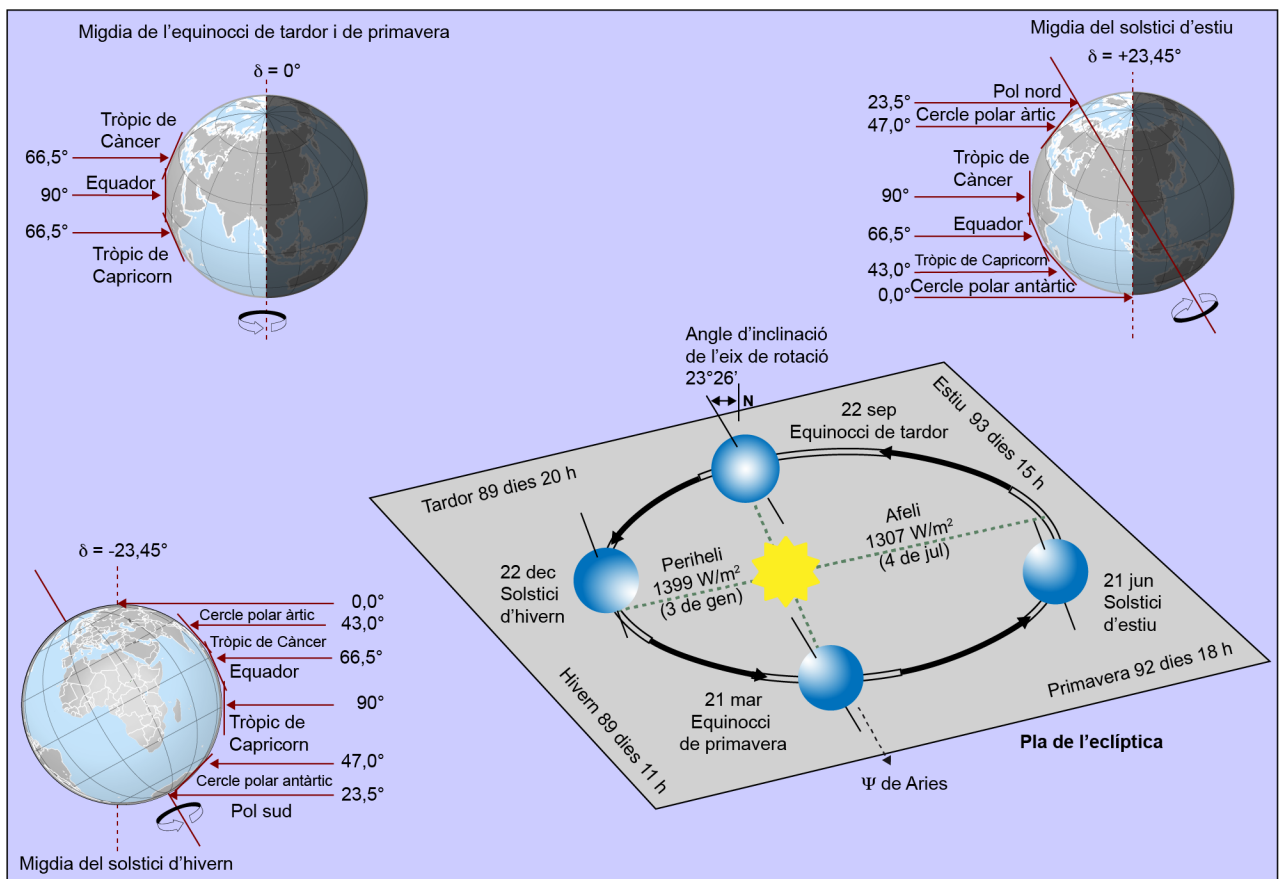
b) El moviment de translació de la Terra al voltant del Sol i la inclinació de l'eix de la Terra sobre el pla de l'eclíptica (pla que passa pel centre de la Terra i el Sol) determinen les estacions de l'any i la duració dels dies. L'eix de la Terra està inclinat 23,5° respecte a la vertical, mantenint un angle fix respecte al pla de l'eclíptica i apuntant sempre al mateix lloc. Això fa que quan un hemisferi de la Terra s'inclina en direcció al Sol, rebi més radiació que l'altre hemisferi, fet que explica els canvis estacionals del clima de la Terra i de la distribució latitudinal de les regions climàtiques (figura 7). Tot i així, hi ha zones on això no passa per la inclinació dels raigs solars, com l'equador i els pols, que estan en un permanent estiu i hivern, respectivament.

Figura 6. Efecte de l'esfericitat de la superfície de la Terra en la incidència dels raigs solars



Font: Biología y Geología.

Figura 7. Efecte del moviment de translació de la Terra al voltant del Sol i de la inclinació de l'eix de la Terra sobre el pla de l'eclíptica en la incidència dels raigs solars



Font: Institut de Tecnologies Educatives.

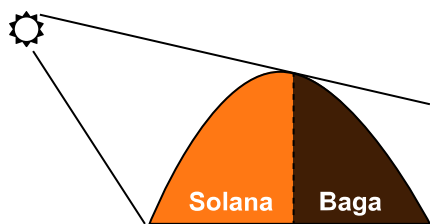
c) La naturalesa de la superfície terrestre (mar, terra, boscos, neu, etc.) condiona el balanç de radiació solar acumulada i, per tant, les temperatures assolides.

El mar absorbeix una gran quantitat de calor durant el dia (té una albedo molt baixa). Tot i així, la seva temperatura no augmenta gaire per l'elevada calor específica de l'aigua (calor que cal subministrar a una unitat de massa d'una substància per elevar la seva temperatura en 1 °C), pel gran volum dels oceans i per les pèrdues en forma d'evaporació. Al contrari, les superfícies continentals absorbeixen poca radiació pel seu més gran albedo, però s'escalfen molt ràpidament a causa de la seva menor calor específica, la poca penetració en profunditat de la radiació i l'escassa evaporació d'aigua.

Durant la nit, el mar emet gran quantitat de calor a l'atmosfera de forma lenta i amb un refredament de poca magnitud. En canvi, a les superfícies terrestres aquest refredament és més ràpid i intens. En conseqüència, el mar té un efecte regulador sobre les temperatures de les zones costaneres, que atenua els valors extrems i la diferència entre les temperatures mínimes i màximes.

Les superfícies amb neu o gel tenen una albedo molt alta, fet que implica una reduïda absorció de la radiació solar, que perden molt ràpidament durant la nit. En contrapartida, les masses forestals tenen un gran paper regulador de la temperatura. Els boscos, durant el dia, absorbeixen una gran quantitat de radiació (albedo baixa) que s'utilitza majorment per a la transpiració. Durant la nit, aquesta és alliberada i absorbida en el vapor de les capes d'aire més properes a la superfície. A menor escala, les característiques del relleu modifiquen l'angle d'incidència dels raigs solars respecte a la superfície terrestre, a les bagues l'angle s'incrementa, reduint la intensitat de la radiació, i a les solanes, la incrementa.

Figura 8. L'exposició dels vessants al Sol pel relleu condiona la intensitat dels raigs solars sobre la superfície



El vessant orientat cap al Sud (la solana), presenta una incidència més gran de l'acció solar, mentre que l'orientat al nord (la baga) rep una menor intensitat de radiació i és més humit i fresc. Font: GeoPerspectivas.

3.2. La radiació terrestre

L'energia solar que arriba a la superfície de la Terra, tant de forma directa com difusa, és absorbida i transformada a **calor** ràpidament. Aquesta calor és alliberada de nou a l'atmosfera quan la incidència del Sol recula.

La longitud d'ona que emet un cos és inversament proporcional a la seva temperatura: a més temperatura, menys longitud d'ona. La Terra té una temperatura molt menor que la del Sol, i la radiació terrestre és emesa en longituds d'ona molt més llargues que la radiació solar, que és d'ona curta. La radiació

terrestre s'emet en longituds d'ona compreses entre 1 i 30 micròmetres, dins del rang infraroig de l'espectre, amb un màxim en 10 micròmetres, per la qual cosa se'n diu també radiació d'ona llarga o radiació infraroja.

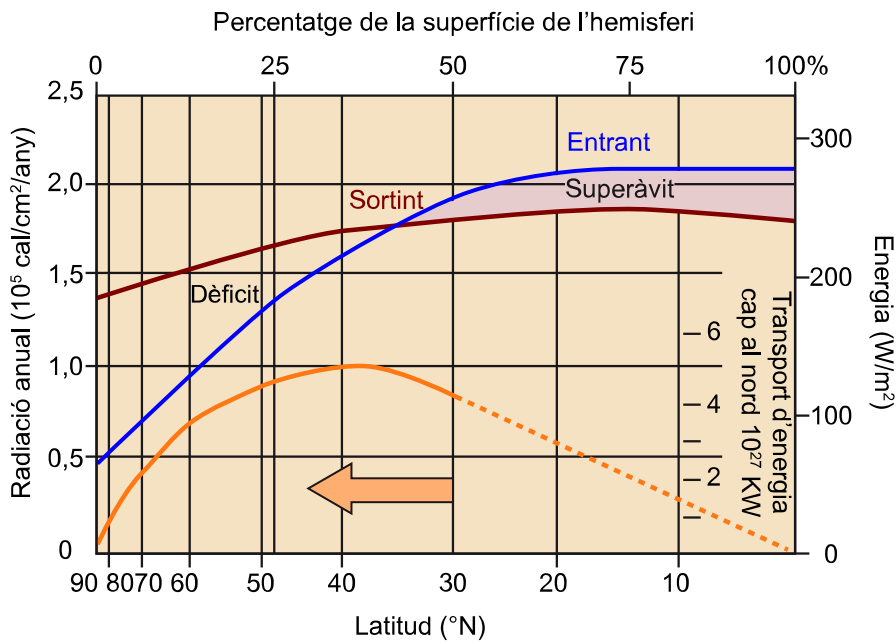
L'atmosfera és transparent a la radiació d'ona curta del Sol, però alguns dels seus components, el vapor d'aigua i el diòxid de carboni, absorbeixen la radiació terrestre d'ona llarga. Per tant, l'atmosfera no s'escalfa per la radiació solar, sinó que s'escalfa des del terra cap amunt. Mentre més lluny s'està de la superfície de la Terra, és més freda, i això explica la disminució de la temperatura amb l'altura a la troposfera. Una part de l'energia que ha absorbit l'atmosfera és emesa de nou cap a la superfície terrestre, evitant que la temperatura davalli durant la nit. Per aquest motiu, les nits clares (sense núvols) són més fredes que les que han estat amb el cel cobert.

Finalment, el sistema terra-atmosfera allibera tota la radiació solar entrant i queda amb equilibri respecte a l'exterior. Això permet que la temperatura de la superfície terrestre es mantingui globalment constant.

3.3. Distribució de la calor a la superfície terrestre

Encara que el sistema terra-atmosfera està en equilibri amb l'exterior, hi ha continus desequilibris al seu interior, ja que l'energia solar no arriba de forma homogènia a la superfície terrestre. Les zones equatorials i tropicals reben més quantitat d'energia que les zones temperades i boreals, a causa de la insolació diferencial de la superfície de la Terra. De mitjana, l'equador rep cada any 2,5 vegades més energia que els pols. No obstant això, no existeixen unes diferències latitudinals tan accentuades en l'energia emesa per la Terra. En tots dos hemisferis es produeix un excés d'energia des de l'equador fins a aproximadament els 35° de latitud, i un dèficit d'energia des d'aquesta latitud fins als pols (figura 9).

Figura 9. Equilibri entre la radiació procedent del Sol (línia blava) i l'emesa per la Terra i l'atmosfera (línia vermell fosc) i el transport d'energia cap als pols (línia taronja)

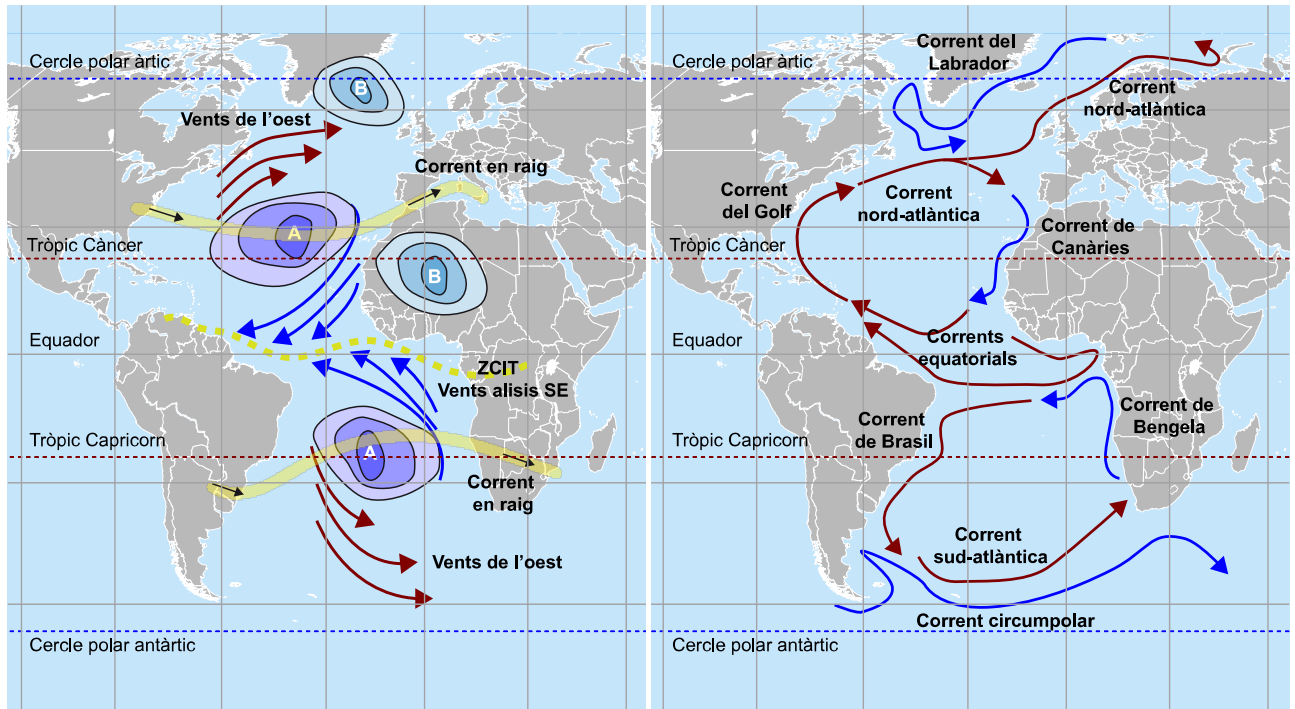


Font: https://fiferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/7_transporte_global_de_energa_en_la_tierra.html.

Els principals protagonistes de la **distribució de la calor** dins el sistema són les circulacions atmosfèriques (80 %) i oceàniques (20 %). Mitjançant la circulació atmosfèrica, l'aire calent de les zones equatorials viatja a les zones més fredes i a la inversa. En aquests casos, el transport de calor es troba emmagatzemat en el vapor d'aigua que conté cada massa d'aire. De la mateixa manera, els corrents marins càlids transporten la calor cap a les zones més fredes i de les zones més fredes a les més càlides. El moviment de les masses d'aigua està condicionat principalment pel fregament que provoca la circulació de les masses d'aire sobre la superfície del mar, fet que explica que segueixin la mateixa direcció que els corrents aeris.

Un bon exemple ho són els vents alisis, vents càlids molt potents amb capacitat per produir corrents oceàniques superficials en un àmbit planetari. Tant els vents com els corrents es desplacen en el sentit de les agulles del rellotge a l'hemisferi nord i en sentit contrari en el sud. El buit que deixen és ocupat per aigües fredes que procedeixen dels pols o de les profunditats oceàniques (figura 10).

Figura 10. Correspondència entre (esquerra) la circulació atmosfèrica en superfície i (dreta) els corrents marins a la zona equatorial



Font: https://fjferre.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion03/1_modelo_de_circulacin_en_el_plano_horizantal_y_vertical.html

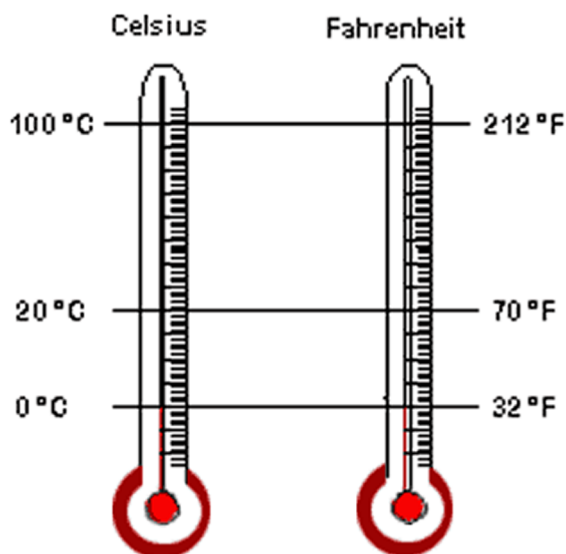
Com a conseqüència dels corrents oceànics a l'hemisferi nord, les costes orientals dels continents estan banyades per corrents freds a latituds altes, i corrents càlids a latituds baixes. A les costes occidentals passa el contrari. Aquests corrents influeixen decisivament en les temperatures hivernals de les costes afectades. Per aquest motiu, les costes occidentals europees de latituds altes gaudeixen d'un clima hivernal més benigne que el de les costes orientals americanes per una mateixa latitud. A l'hemisferi sud passa el mateix, però en sentit invers.

3.4. La temperatura de l'aire

La temperatura és una magnitud física de la matèria que expressa quantitativament les nocions comunes de **calor** i **fred**. La temperatura es mesura quantitativament amb termòmetres, que poden ser calibrats respecte a diferents escales de temperatura.

A gairebé tot el món s'utilitza l'escala Celsius (C) per a la mesura de la majoria de temperatures. Aquesta escala té el mateix escalat incremental que l'escala Kelvin, usada pels científics, però fixa el seu punt nul en els 273,15 kelvin, $0\text{ }^{\circ}\text{C} = 273,15\text{ K}$, el punt de congelació de l'aigua. Tanmateix, hi ha alguns pocs països, sobretot els Estats Units, on encara s'utilitza l'escala Fahrenheit a la vida diària, una escala històrica a la qual l'aigua es congela a 32 F i bull a 212 F (equivalents als $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ i els $100\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivament; figura 11).

Figura 11. Equivalències entre l'escala Celsius i Fahrenheit



Font: <http://aurelioberoesgeolocal.blogspot.com.co/2012/09/clima.html>.

Quan un cos absorbeix calor, la seva temperatura augmenta en funció de la densitat i la calor específica del mateix. Calor i temperatura són, doncs, propietats íntimament relacionades, que a vegades es confonen. La calor és l'energia que transmet un objecte i determina la seva temperatura, i aquesta és una quantitat que ens permet discernir l'estat relatiu de calor o fred. En aquest sentit, la temperatura és un element fonamental del temps. D'aquí que presentem un interès per la seva distribució geogràfica, fruit de les irregularitats del repartiment de l'energia calorífica, i per la naturalesa de les seves variacions.

3.4.1. Distribució de la temperatura

La calor acumulada a la superfície terrestre per la radiació solar i terrestre és cedida a l'atmosfera per evaporació, conducció, convecció, radiació infraroja i evaporació, creant uns grans desequilibris latitudinals entre l'energia absorbida i alliberada. No obstant això, es pot obtenir una **temperatura global** de l'atmosfera, que actualment és de 15 °C (figura 12).

La calor es pot transmetre mitjançant quatre processos diferents:

1) Radiació: emissió i transferència d'energia en forma d'ones electromagnètiques o partícules. És la forma que té el Sol d'escalfar la Terra. Com més alta és la temperatura del cos, més gran és la quantitat d'energia emesa i més altes són les freqüències d'aquestes ones, i a l'inrevés.

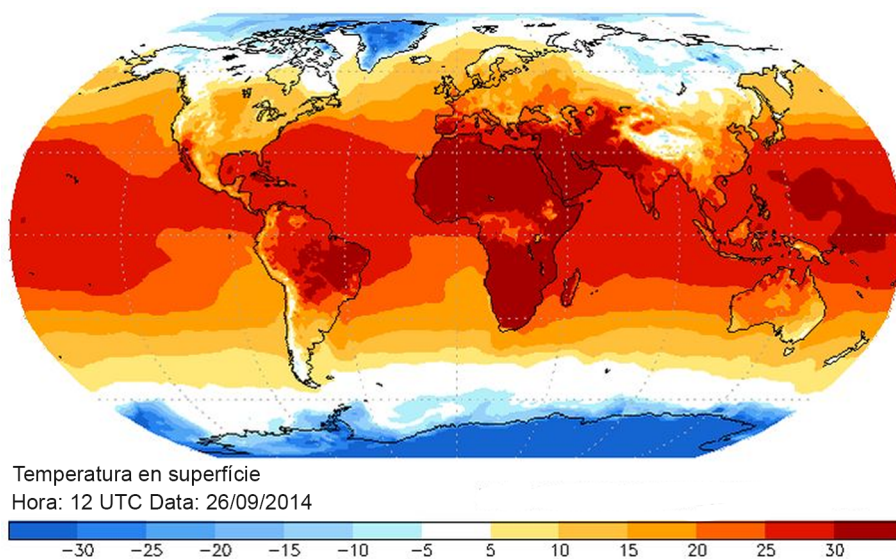
2) Conducció: transmissió de la calor d'un punt a un altre d'una substància sense transport de matèria. Quan dos cossos estan en contacte, s'origina una transferència de calor d'aquell que té més temperatura al que en té menys. La rapidesa de la transferència de calor depèn de la superfície de contacte (com

més gran, més transferència de calor), de la diferència de temperatura entre les dues masses (com més diferència, més rapidesa en la transmissió de la calor) i de la naturalesa del material.

3) Convecció: és una de les tres formes de transferència de calor i es caracteritza pel fet que aquesta es produeix a través del desplaçament de matèria entre regions amb diferents temperatures. La convecció es produeix únicament en materials fluids. Quan s'escalfen, disminueix la seva densitat i ascendeixen en ser desplaçats per les porcions a menor temperatura que, al mateix temps, descendeixen i s'escalfen, repetint el cicle. El resultat és el transport de calor per mitjà de les parcel·les de fluid ascendent i descendent. La transferència de calor implica el transport de calor en un volum i la barreja d'elements macroscòpics de porcions calentes i fredes d'un gas o un líquid. S'hi inclou també l'intercanvi d'energia entre una superfície sòlida i un fluid.

4) Evaporació: la transmissió de calor es dona quan un líquid s'evapora per sota del seu punt d'ebullició (és a dir, com un toll d'aigua quan s'eixuga). Perquè això passi (és a dir, el líquid passi a l'estat gasós), el seu entorn li ha de cedir calor.

Figura 12. Distribució global de la temperatura anual



Font: Temperaturaglobal.com; <http://aurelioberoesgeolocal.blogspot.com.co/2012/09/clima.html>.

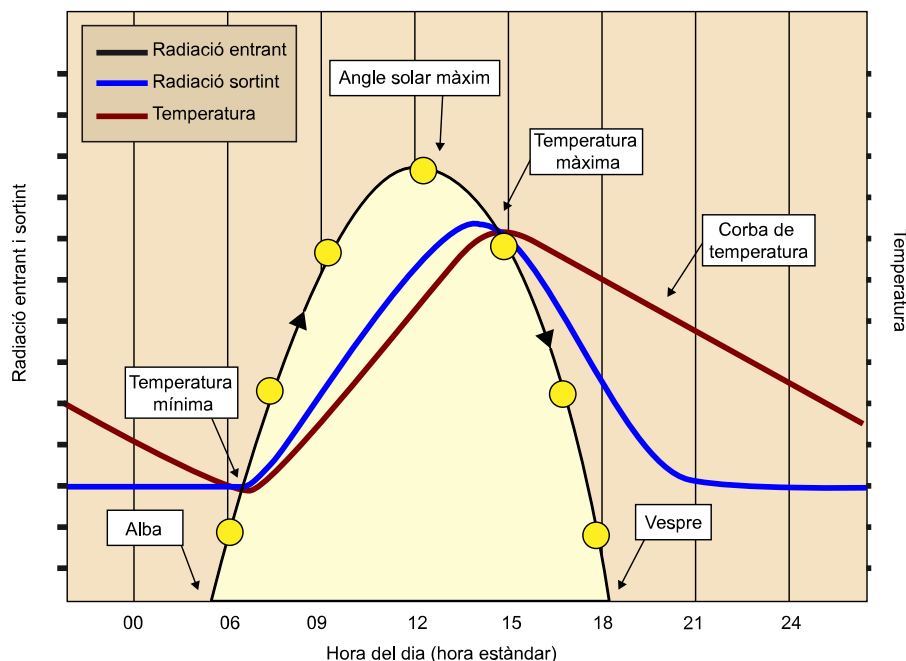
3.4.2. Variacions tèrmiques diàries i estacionals

La principal conseqüència de les variacions del balanç calorífic descrit anteriorment és la naturalesa cíclica dels canvis de temperatura, amb un **ritme diari** d'ascens i descens i un altre **estacional**.

Els moments més càlids i més freds del dia i de l'any poques vegades coincideixen amb els moments de màxima i mínima radiació solar entrant, o insolació.

A escala diària, quan la radiació entrant supera la radiació sortint, hi ha un guany net de radiació i la temperatura augmenta. La temperatura disminueix quan la radiació sortint excedeix la radiació entrant, la qual cosa resulta en una pèrdua neta de radiació. A causa d'aquest equilibri, la temperatura màxima es produeix després del període de màxima insolació del dia. De forma anàloga, la temperatura mínima es registra després del període de mínima insolació (figura 13).

Figura 13. Cicle diürn de la radiació i la temperatura



Font: Baker; COMET.

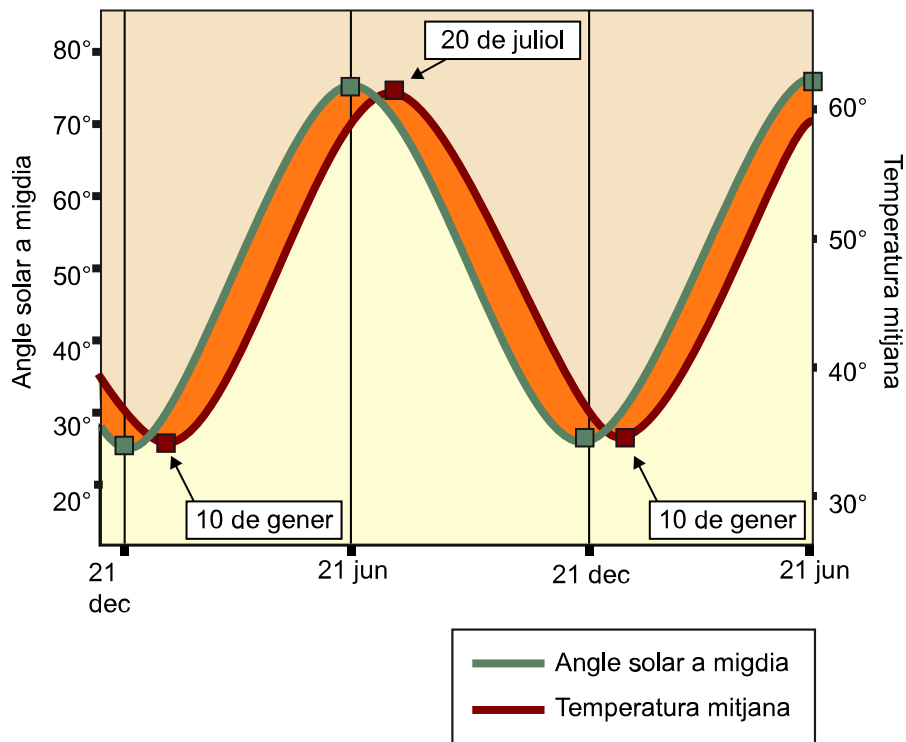
La diferència entre el moment de màxima o mínima insolació i el moment en què s'aconsegueix la màxima o mínima temperatura es coneix com a amplitud tèrmica diària. També l'amplitud tèrmica es pot mesurar en altres escales temporals, com la mensual o anual.

Aquests cicles també es reproduïxen a escala anual (figura 14), on les temperatures màximes es registren entre 3 i 5 setmanes després de la màxima intensitat solar (angle d'incidència dels raigs solars més gran), que passa al voltant del solstici d'estiu (21 de juny a l'hemisferi nord, 21 de desembre a l'hemisferi sud).

De forma anàloga, les temperatures mínimes de l'any es produeixen entre 3 i 5 setmanes després de la mínima intensitat solar (angle d'incidència dels raigs solars menor), que succeeix al voltant del solstici d'hivern (21 de desembre a l'hemisferi nord, 21 de juny a l'hemisferi sud).

Figura 14. Cicle anual de l'angle solar a migdia i de la temperatura per una latitud situada a 40° de l'hemisferi nord

Angle solar a migdia i temperatura mitjana per a 40° nord de latitud



Font: Baker; COMET.

4. Estabilitat i inestabilitat atmosfèrica

Aquest punt se centra en l'anàlisi dels moviments verticals de l'aire, més comunament estudiats per meteoròlegs o físics de l'aire, però essencials per entendre els processos fonamentals d'alguns patrons climàtics.

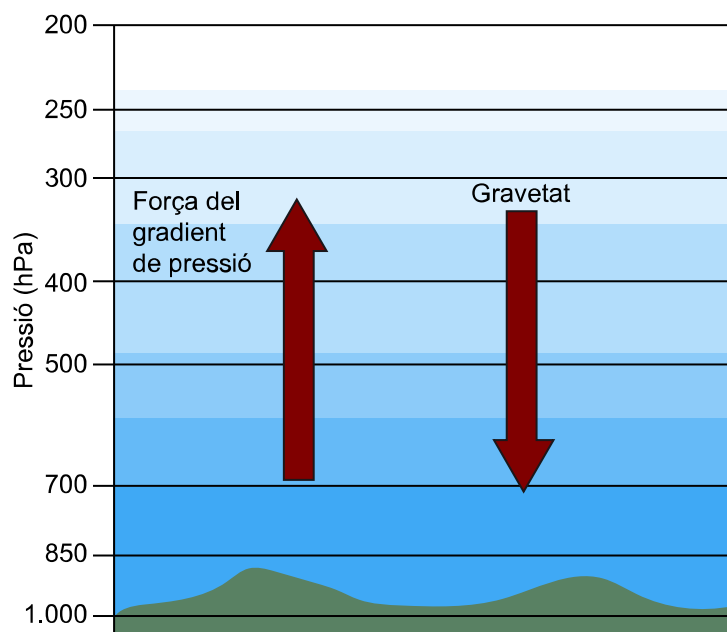
4.1. Llei de l'equilibri hidrostàtic

L'atmosfera (l'aire) està en equilibri hidrostàtic, és a dir, hi ha un equilibri entre (figura 15):

- La força de la gravetat (empeny cap a la superfície i no la deixa marxar).
- La força del gradient de pressió (pel decreixement de la pressió amb alçada que l'empeny cap a l'exterior de l'atmosfera).

A qualsevol fluid li succeeix el mateix. Si tota l'atmosfera no marxa cap a l'espai, és perquè actua la força de la gravetat i a l'inrevés igual. Les dues forces estan equilibrades: **equilibri hidrostàtic**.

Figura 15. L'atmosfera es troba en equilibri hidrostàtic quan la força del gradient de pressió que provoca l'ascens de l'aire està en equilibri amb la força de la gravetat que atrau l'aire de tornada cap a la superfície



Font: COMET.

Per a una pressió determinada, la densitat de l'aire (massa per unitat de volum) depèn de la temperatura, relació explicada per la llei dels gasos perfectes:

$$PV = nRT$$

On:

- n és el nombre de mols (valor constant i específic per cada element gasós).
- R és la constant dels gasos perfectes.

Com que el nombre de mols n i R és constant, es conclou que:

$$PV/T = nR = \text{constant}$$

És a dir, una variació del producte entre la pressió i el volum sempre produirà un canvi en la temperatura del gas o a la inversa.

Exemples

A més temperatura, menor densitat i a menor temperatura, més densitat; d'aquesta manera, l'aire càlid s'eleva i és poc dens i l'aire fred s'aplana contra el terra, és pesat i més dens.

A igualtat de condicions de pressió i temperatura, l'aire humit és menys dens o pesat que l'aire sec. Per què? Pels pesos moleculars de la seva composició química. Els pesos moleculars del vapor d'aigua (H_2O), especialment de l'hidrogen, són menors que els de nitrogen i l'oxigen que s'ha de desallotjar per donar-li cabuda. Per tant, l'aire és més lleuger si és humit (una mica!).

4.2. Processos i gradients adiabàtics a l'atmosfera

Un **procés adiabàtic** és un procés termodinàmic en el qual no es produeix un intercanvi calorífic entre el sistema en què es porta a terme i el medi o l'exterior del sistema.

La primera llei de la termodinàmica diu que tot procés de compressió adiabàtic comporta un escalfament, i tota expansió adiabàtica comporta un refredament. Aleshores:

- Una compressió és equivalent a una disminució de volum i això comporta un nombre més gran de xocs entre les molècules del volum comprimit: escalfament del sistema.
- Una expansió és equivalent a un augment de volum i això comporta un nombre més petit de xocs entre les molècules del volum comprimit: refredament del sistema.

Perquè es compleixi aquesta llei, aquests canvis de compressió i expansió han d'ésser molt ràpids, de manera que no es dissipin calor al medi o a l'inrevés. Per tant, han de ser processos adiabàtics.

Què passa a l'atmosfera? Els ascensos i descensos de masses d'aire es produeixen amb la suficient rapidesa perquè, donada la mala conductivitat de l'aire i la lentitud de la barreja, no s'intercanviï calor amb l'aire del voltant. A

l'atmosfera, els ascensos i descensos de l'aire en aquestes condicions es poden considerar adiabàtics i, per tant, s'hi pot aplicar la primera llei de la termodinàmica i les deduccions posteriors (a) i (b).

Exemples

1. Suposem l'ascens d'una bombolla d'aire. La bombolla, quan puja, es troba cada vegada amb menys pressió sobre ella: això comporta una expansió i un augment del volum. Aquest augment del volum, com que el procés és adiabàtic, comporta un refredament. Si la bombolla no pugés ràpidament i els altres factors de l'aire no existissin (mala conducció, etc.), el medi exterior a la bombolla mitigaria el refredament.

Resumint, seria: reducció de la pressió sobre la bombolla → expansió → procés adiabàtic → refredament de la bombolla.

2. Procés contrari. Suposem una bombolla d'aire en descens. La bombolla, quan baixa, està sotmesa a més pressió, i s'obté una pèrdua de volum per la compressió. La reducció del volum comporta un escalfament, ja que es tracta d'un procés adiabàtic.

Resumint, seria: augment de la pressió sobre la bombolla → compressió → procés adiabàtic → escalfament de la bombolla.

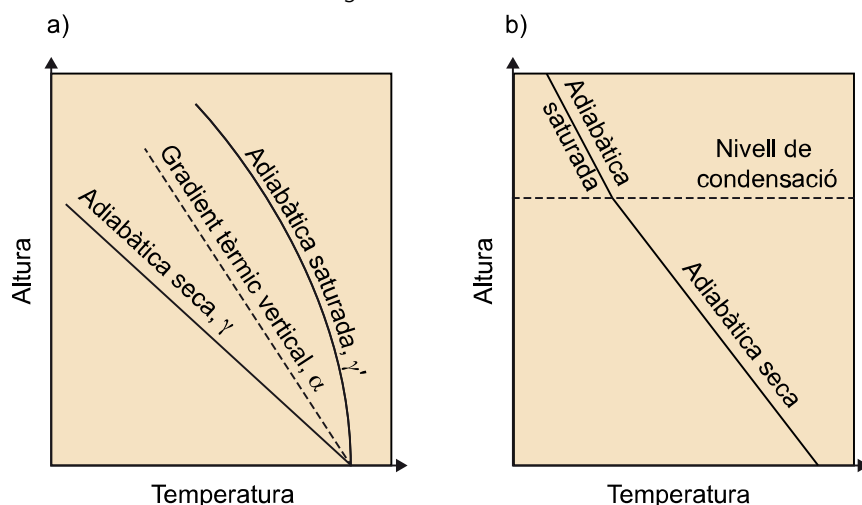
Avaluem en quin nombre de graus es pot mesurar aquest refredament o escalfament. Distingim per a això dos tipus de procés adiabàtic: sec (γ) i humit (γ') o saturat.

a. Sec (γ): procés que es fa sense canvis de fase de l'aigua. De la quantitat de graus de temperatura que es guanyen o perden pujant o baixant se'n diu *gradient adiabàtic de l'aire sec*, i s'estima en 1 °C cada 100 metres, tant si la bombolla puja com si baixa.

b. Humit (γ'): procés que inclou un canvi d'estat o fase de l'aigua (saturació o condensació). De la quantitat de graus de temperatura que es guanyen o perden pujant o baixant se'n diu *gradient adiabàtic de l'aire humit o saturat* i s'estima aproximadament en 0,5 °C cada 100 metres, a bombolles on hi ha condensació. Si hi ha condensació (gas-líquid), es guanya calor encara que també se'n perdi amb l'ascensió. Per tant, el resultat és un gradient més petit.

Les temperatures dels nivells atmosfèrics considerats i les de les evolucions adiabàtiques seca i saturada es poden representar en un sistema d'eixos cartesianes, amb la temperatura en l'eix d'abscisses i l'altitud en el d'ordenades. Les primeres dibuixen l'anomenada *corba d'estat*. Si aquesta té més pendent que l'adiabàtica corresponent, hi ha estabilitat (figura 16a) i, en cas contrari, inestabilitat (figura 16b).

Figura 16. a) Expressió gràfica del gradient tèrmic vertical i dels gradients adiabàtics. En el seu valor mitjà, la corba d'estat de l'atmosfera (α) se situa entre les corbes adiabàtiques (γ i γ'). El pendent de la corba adiabàtica saturada augmenta en alçada i s'aproxima a l'adiabàtica seca. b) Reconstrucció de la corba de refredament de l'aire sec fins al nivell de condensació i la seva continuació segons la corba adiabàtica saturada



Font: Cuadrat i Pita (2004).

El gradient (γ) és constant a totes les capes troposfèriques; el gradient (γ') no és constant i tendeix a aproximar-se al gradient sec en grans alçades, ja que la velocitat de condensació es retarda amb l'alçada, es desprèn menys calor i el gradient tendeix a assimilar-se al sec.

La utilització del terme *gradient* no és gaire correcta en aquests casos. Hauríem d'utilitzar *disminució* o *decrement*, ja que el gradient és la diferència en una unitat d'espai.

Podem posar-ne un exemple: una bombolla d'aire puja al Montsec i perd 5 graus: això és un increment negatiu o decrement; en canvi, un gradient seria la diferència de temperatura entre la base i el cim del Montsec; poques vegades coincidirien els dos resultats.

Mitjançant radiosondatges amb l'ajut de globus sonda, és possible de mesurar la temperatura en diferents nivells estratosfèrics. Això ens dona com a promig un gradient tèrmic vertical (aquí sí que és correcta la utilització d'aquest terme), que és de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ metres, aproximadament.

4.3. L'efecte Föhn

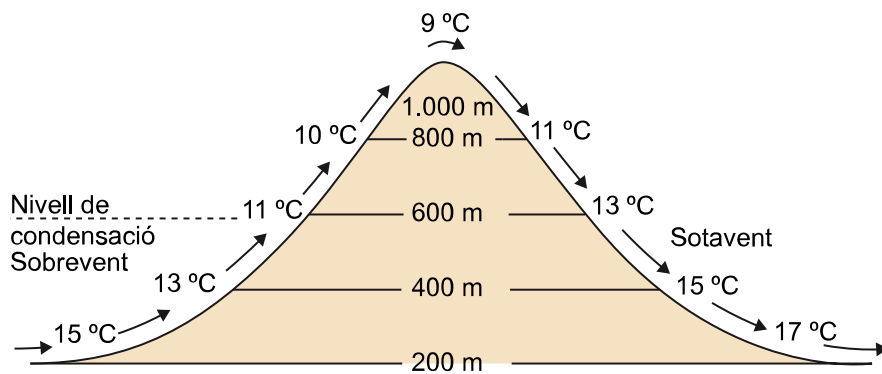
És una conclusió geogràfica molt important de tot el que acabem de dir.

L'efecte Föhn es produeix pel canvi de les característiques d'una massa d'aire a causa de les transformacions adiabàtiques patides en travessar una serralada, i dóna com a resultat un vent que posseeix unes característiques de temperatura relativament alta, humitat relativa baixa i a vegades una certa velocitat.

Quina és la seqüència? Partim d'una massa d'aire que sobrepassa una muntanya (figura 17).

- a) La massa d'aire pateix un ascens orogràfic (en l'apartat anterior, l'ascens de la massa d'aire era ideal).
- b) Li apliquem el gradient adiabàtic sec, ja que al principi no està saturada. Fins als 600 metres no hi ha condensació ($1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).
- c) A partir dels 600 m, on es troba el nivell de condensació, li apliquem el gradient saturat.
- d) Descarrega la humitat en aquest vessant i quan baixa ja no està saturada ni es produeix condensació (vessant sud més temperatura, per tant també el nivell de condensació s'assoleix molt més amunt). Li apliquem un gradient adiabàtic sec (γ).
- e) Pel fet de travessar una serralada, la massa d'aire guanya calor. Quan? En el moment de la condensació, en remuntar la muntanya.

Figura 17. L'efecte Föhn



Font: Martin-Vide (1999).

Quines repercussions té en el territori? Aquest procés meteorològic pot produir importants divergències entre la pluviometria i temperatura de dues valls limítrofes, incidint directament sobre el clima. Aquest és el cas de les comarques de la Vall d'Aran (sobrevent, cares nord) i els Pallars (sotavent, cares sud), que registren un clima oceànic i mediterrani pirinenc occidental, respectivament.

El vent Föhn es va definir per primer cop als Alps: és un vent que bufa del nord però que quan arriba al Mediterrani, després de passar la serralada, és més sec i càlid. Té importància pel desgel, les allaus, etc.

Altres denominacions:

- Vent Chinook, vent amb efecte Föhn que ve de la costa oest d'Amèrica, del Pacífic, i baixa per les Rocalloses (Calgary).
- A Barcelona hi ha efecte Föhn quan bufa vent de ponent.
- Vent fonda als Andes argentins.
- Al Pirineu és l'anomenat *fogony* o *fagony*.

Provoca alteracions bioclimàtiques en el sistema nerviós humà; s'han descrit alteracions nervioses associades a aquest vent.

4.4. Estratificació de l'aire: estabilitat i inestabilitat

L'equilibri de qualsevol sistema pot ser de tres tipus: estable, inestable o indiferent.

a) L'estabilitat atmosfèrica és aquell estat físic de l'atmosfera on els moviments verticals de l'aire es veuen dificultats. Aquesta situació s'anomena *atmosfera amb estratificació estable*. En aquesta situació, una partícula o bombolla tendeix a tornar a la seva posició primitiva després de moure's cap a dalt i cap a baix. L'estabilitat dificulta els moviments verticals.

b) La inestabilitat atmosfèrica és un estat físic de l'atmosfera en què els moviments verticals es veuen afavorits. Una partícula d'aire que inicia un moviment tendeix ella sola a seguir el moviment en la direcció i sentit que s'ha iniciat. No tendeix a tornar a la situació d'origen.

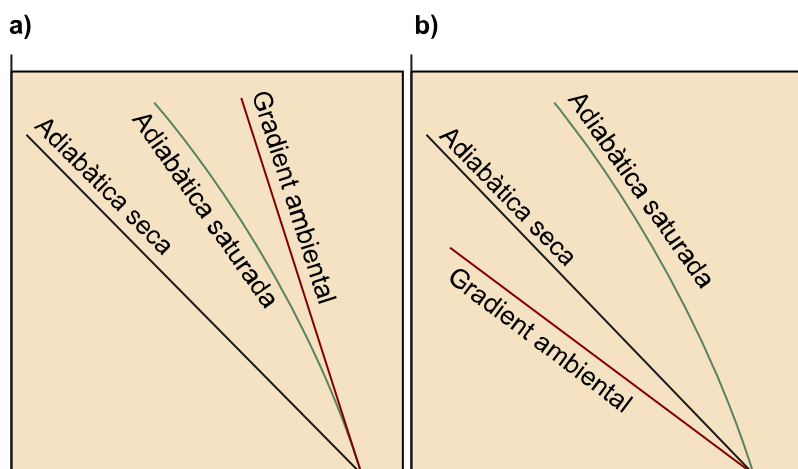
c) A una atmosfera amb una estratificació indiferent o neutra, els moviments verticals d'aire no es veuen ni afavorits ni dificultats. La partícula no torna al lloc de partida ni prossegueix en la mateixa direcció, sinó que quedaria al lloc on l'aire l'ha deixada. L'atmosfera no afavoreix els moviments verticals.

L'**estratificació** de l'atmosfera depèn de la comparació entre la partícula (bombolla) d'aire i del medi exterior o aire ambient (ja que la flotabilitat/densitat d'una partícula depèn de la temperatura a pressió constant). Per saber si una bombolla torna al lloc d'origen o segueix endavant, només hem de saber la temperatura de la bombolla i de l'aire ambient.

Per a processos adiabàtics secs hi ha estabilitat quan $\alpha < \gamma$, on α és el gradient tèrmic vertical de l'aire i γ és el gradient vertical de l'aire sec (1 °C/100). El gradient de les temperatures de l'aire (o també anomenat *corba d'estat*) és més petit que el gradient de la bombolla γ (figura 18a). La inestabilitat es produeix quan $\alpha > \gamma$, i el cas neutre és quan les rectes d' α i γ se superposen (figura 18b).

Prenem ara el cas d'un procés adiabàtic humit o saturat ($\gamma' = 0,5$ °C/100 m). Per a processos adiabàtics humits també hi ha estabilitat quan $\alpha < \gamma'$, on α és el gradient tèrmic vertical de l'aire i γ' és el gradient vertical de l'aire humit (0,5 °C/100). El gradient de les temperatures de l'aire és més petit que el gradient de la bombolla γ' (figura 18a). La inestabilitat es produeix quan $\alpha > \gamma'$ (figura 18a), i el cas neutre és quan les rectes d' α i γ' se superposen.

Figura 18. Diferents tipus d'estabilitat atmosfèrica en un diagrama termodinàmic on a) és una situació d'estabilitat per a un procés adiabàtic sec i humit i b) és una situació d'inestabilitat per a un procés adiabàtic sec i humit



Font: Cuadrat i Pita (2004).

Exemples

En la figura 19 es representen els ascensos i descensos d'una bombolla d'aire en diferents casos d'estratificació i d'evolució adiabàtica. Un sondeig ha subministrat pels nivells al-

titudinals que s'hi indiquen, des dels 300 als 900 metres, les temperatures que figuren en la columna vertical dreta.

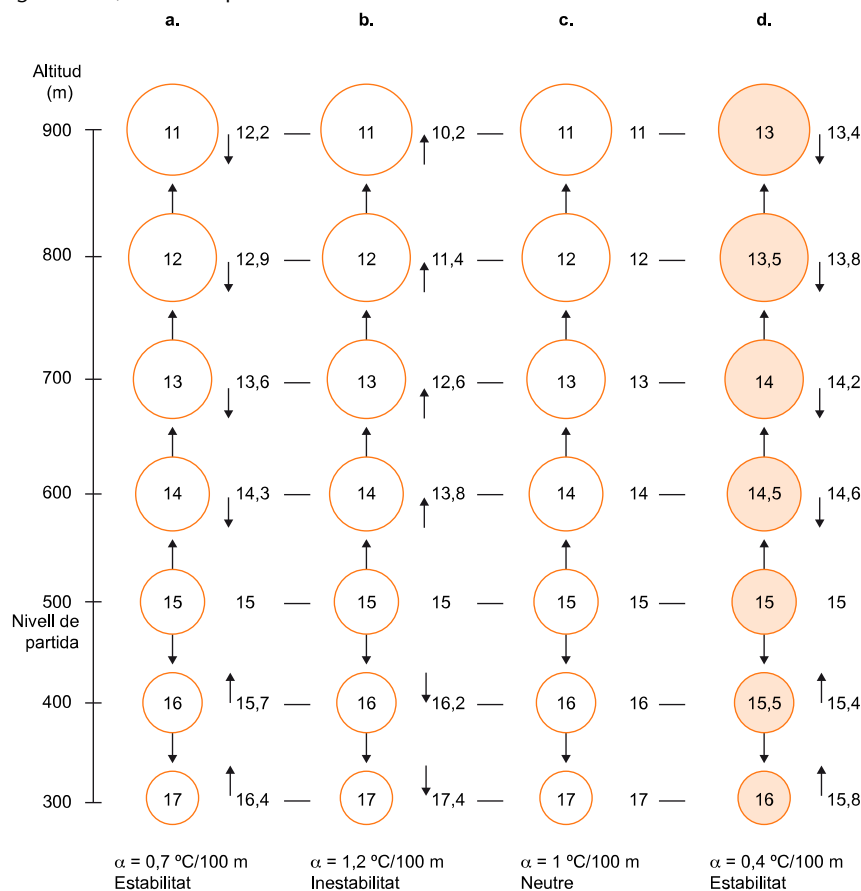
a. Suposem un procés adiabàtic sec ($1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) en el qual tenim una bombolla d'aire a la cota de 500 m i l'aire té una temperatura de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Forcem l'ascens de la bombolla fins als 600 m, on arribarà amb $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aquesta temperatura de la bombolla és inferior a la de l'aire que l'envolta, de $14,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Després, com que és més freda, és també més densa, i tornarà al nivell de partida dels 500 m. Si la forcem a ascendir als 700 m, igualment baixarà, perquè allà tindrà $19\text{ }^{\circ}\text{C}$, davant $19,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ de l'aire ambient. El mateix es donarà més amunt. Tenim una situació d'estabilitat.

b. Tenim un procés adiabàtic sec en el qual el gradient de l'aire ambient és d' $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 metres. Forcem l'ascens de la bombolla fins als 600 m, on arribarà amb $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aquesta temperatura de la bombolla és superior a la de l'aire que l'envolta, de $13,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Després, com que és més calenta, és també menys densa, i es desplaçarà cap amunt. El mateix es donarà més amunt. Tenim una situació d'inestabilitat.

c. Continuem en un procés adiabàtic sec en el qual el gradient de l'aire ambient és d' $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 metres. Forcem l'ascens de la bombolla fins als 600 m, on arribarà amb $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aquesta temperatura de la bombolla és la mateixa que la de l'aire que l'envolta. No es produirà cap altre desplaçament si no torna a ser forçada a moure's. El mateix es donarà més amunt: la situació és de neutralitat.

d. Suposem un procés adiabàtic humit ($0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) en el qual tenim una bombolla d'aire a la cota de 500 m, i l'aire té una temperatura de $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Forcem l'ascens de la bombolla fins als 600 m, on arribarà amb $14,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aquesta temperatura de la bombolla és inferior a la de l'aire que l'envolta, de $14,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Després, com que és més freda, és també més densa, i tornarà al nivell de partida dels 500 m. Si la forcem a ascendir als 700 m, igualment baixarà, perquè allà tindrà $14\text{ }^{\circ}\text{C}$, davant $14,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ de l'aire ambient. El mateix es donarà més amunt. Tenim una situació d'estabilitat.

Figura 19. Quatre exemples d'estratificació atmosfèrica



Es representen quatre casos d'estratificació de l'aire. Se suposa una bombolla d'aire forçada a ascendir i descendir des del nivell de partida dels 500 m. Les temperatures de l'aire dels diferents nivells altitudinals considerats figuren a la dreta de les bombolles i les d'aquestes, al seu interior. Les fletxes de la dreta assenyalen la tendència del moviment vertical de les bombolles, un cop separades del seu nivell d'origen. Font: Martin-Vide (1999).

L' α no té per què ser constant amb l'alçada; això implica que pot haver-hi estabilitat a una certa capa de l'atmosfera i estratificació inestable a una altra.

En la natura, a partir d'un cert nivell sol produir-se condensació; així, un procés pot començar essent adiabàtic sec i continuar humit, tal com veurem més endavant.

4.5. Temperatura potencial

L'aire més fred és més dens i per tant, baixa. A les altes capes de la troposfera (p. ex., 2000 m) l'aire és més fred que a superfície i no cau. Com s'entén aquest fenomen?

La **temperatura potencial** és la temperatura que adquiriria una partícula d'aire portada per via adiabàtica i reversible a una pressió de referència, que sol ser de 1000 mb o hpa (pròxima al nivell del mar).

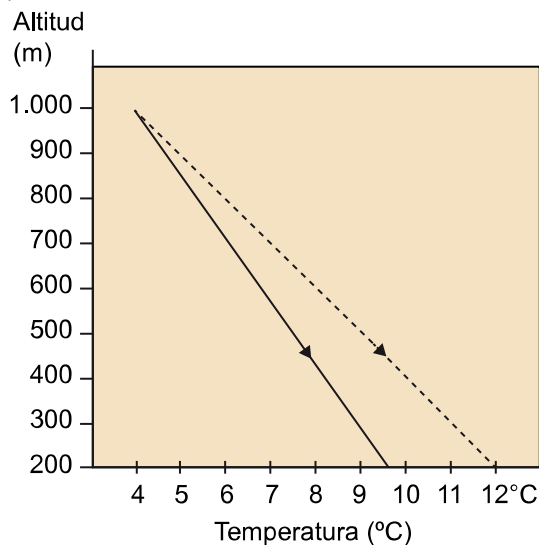
Aquest concepte de temperatura potencial és molt utilitzat en aerologia (part de la meteorologia que estudia els processos de condensació, radiació i estat termodinàmic de les capes superiors de l'atmosfera i estratosfera) perquè permet saber si una massa d'aire té realment una temperatura alta o baixa, amb independència del nivell altitudinal o de pressió que es trobi. Permet comparar la temperatura de diferents masses d'aire a diferents alçades, independentment de la pèrdua de temperatura que pateix amb l'alçada.

A la natura, les masses d'aire canvien d'alçada amb molta freqüència, fonamentalment per causes orogràfiques. Això provoca descensos de temperatura quan puguen i després augments quan tornen a baixar. La temperatura inicial queda, doncs, emmascarada.

Exemple

1. Partim d'una bombolla d'aire a 1.000 m i 4 °C de temperatura i sense saturació.
2. L'aire exterior segueix un α (gradient tèrmic vertical) de 0,7 °C; això ens permet de dibuixar la corba d'estat en un moment determinat de l'atmosfera. La corba arriba a baix al nivell de referència (200 m a 1.000 mb) amb 9,6 °C.
3. Calculem la temperatura potencial de la bombolla a la pressió de referència de 1000 mb a 200 m (línia discontinua). Aquesta segueix un procés adiabàtic sec (1 °C cada 100 m; cada 100 metres que baixa, guanya un grau). La temperatura potencial de la massa d'aire a 1.000 m a 4 °C és de 12 °C.

Figura 20. Exemple del càlcul de la temperatura potencial



Font: Martin-Vide (1999).

Què significa? Que a 200 m, la temperatura de la bombolla és més alta que la de l'aire que l'envolta i que, per tant, tendirà a tornar al seu lloc d'origen a 1.000 m. L'aire que hi ha a 1.000 m sí que és més fred, però potencialment és més calent que la massa d'aire que hi ha a 200 m inicialment. L'atmosfera és, doncs, estable i no hi ha intercanvis verticals d'aire. La bombolla, per tant, ja està bé on està, encara que l'aire sigui més fred a dalt que a baix.

La temperatura potencial ens permet de comparar dues temperatures de la bombolla a dos llocs diferents, tenint en compte que és procés adiabàtic. L'aire fred de 4 °C a 1.000 m no és tan fred com sembla, ja que si estigués a 200 m, es trobaria a 12 °C, 4 graus més alt que la massa d'aire que ocupa l'espai situat a 200 m.

4.5.1. Paradoxa de Shaw

Si l'atmosfera fos estable i tractéssim de suavitzar el fred a la muntanya i la calor a les valls, i agitéssim violentament l'aire, obtindríem l'efecte contrari, es a dir, refredaríem encara més les muntanyes i escalfaríem encara més les valls.

Per què? En baixar l'aire seguint l'exemple, es posaria a 12 °C a les valls, i per tant més calor, i si el pugem cap a dalt a 1.000, es posaria a 9,6 °C; és a dir, si baixem l'aire de 1.000 m a 200 m, es posaria a 12 °C i estàvem a 9,6 °C; si el pugem de 200 m a 1.000 m, es posaria a 1,6 °C, i estàvem a 4 °C. Amb el procés de barreja, aconseguiríem el contrari.

4.6. Inestabilitat condicional i inestabilitat convectiva

Són dos tipus diferents d'inestabilitat. Es parla d'inestabilitat condicional quan una partícula d'aire, inicialment amb tendència a tornar al lloc d'origen, comença a separar-se una vegada que ha aconseguit un nivell altitudinal prou elevat. La causa és que, a partir d'una alçada, la partícula d'aire assoleix el nivell de condensació i passa a estar sota els condicionants d'un procés adiabàtic humit.

Els gradients adiabàtics poden canviar quan la bombolla comença a condensar-se. La bombolla parteix del nivell del mar amb gradient adiabàtic sec, i quan es comença a condensar només perd 0,5 °C cada 100 m, és a dir, segueix un gradient adiabàtic humit. És possible, en aquest context, que un cop assolida una alçada el procés de refredament serà més petit que el de l'aire ambient, on la temperatura de la partícula serà més alta i comença a pujar i desenganxar-se del seu origen. Perd l'estabilitat i ja no torna al lloc de partida.

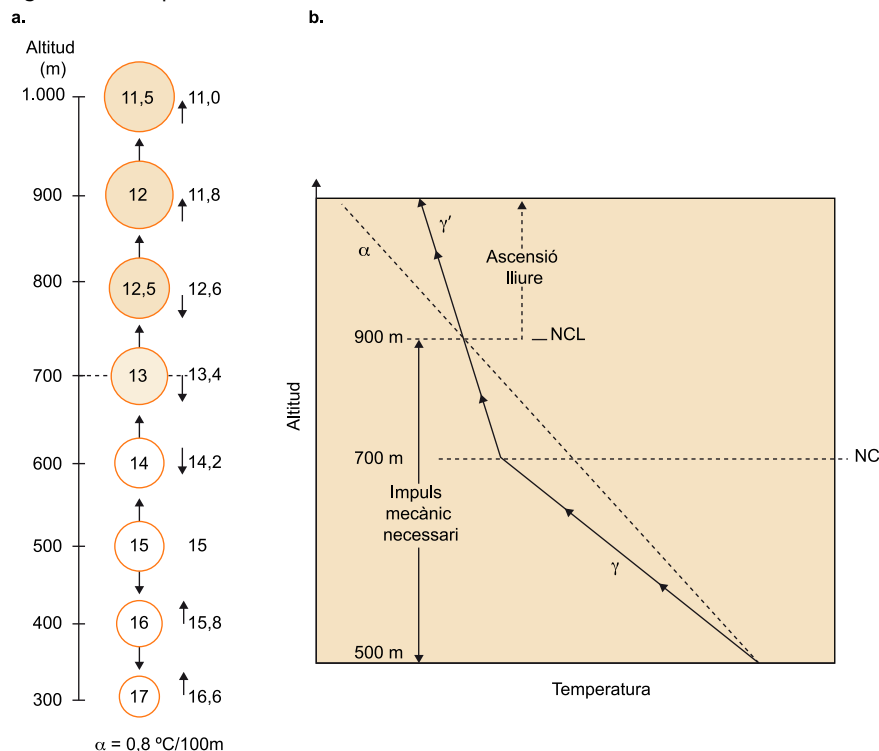
Condicional, per què? Canvi d'estat a inestable a condició d'arribar a una certa alçada.

Exemple

Tenim una bombolla d'aire a 500 m i 15 °C que ascendeix forçada amb un gradient adiabàtic sec (1 °C/100 m) (figura 21). Als 700 m, la bombolla arriba al nivell de condensació (NC). Un cop a aquest punt, si el mecanisme que l'ha forçat arribar fins aquí s'atura, tornarà al punt de partida. Hem de tenir en compte que a partir del nivell de condensació (CN) de 700 m, la bombolla entra en un procés o gradient adiabàtic humit (0,5 °C/100 m). A partir d'aquí, la bombolla es refredarà més lentament que l'aire que l'envolta, obtenint una densitat més baixa que la llençarà cap amunt. A aquesta combinació d'estabilitat en nivells baixos i d'inestabilitat a partir d'un nivell superior només per causa de la condensació se'n diu *inestabilitat condicional*. En climatologia, es parla d'inestabilitat condicional a condició que la bombolla aconsegueixi una certa alçada. A vegades, l'ascens es pot produir per causes orogràfiques; l'orografia produeix a vegades inestabilitat. El nivell a partir del qual es desenvolupa la inestabilitat no té per què ser el mateix que el nivell de condensació. En aquest cas, el nivell de condensació s'assoleix als 700 m (NC) i la inestabilitat condicional, a partir de 900 m (nivell de condensació lliure, NCL).

- Pot existir inestabilitat condicional si $\alpha > \gamma'$.
- No hi haurà inestabilitat condicional si $\alpha < 0 = \gamma'$ (en aquest exemple, $\alpha = 0,8 \text{ °C}$ i $\gamma' = 0,5 \text{ °C}$).

Figura 21. Exemple d'inestabilitat condicional



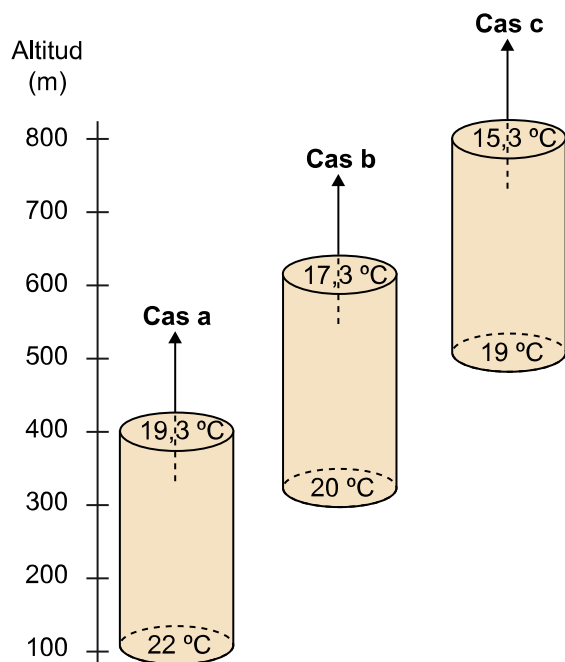
a) Representació numèrica i b) gràfica de les diferents etapes que hi tenen lloc. Font: a) Martin-Vide (1999); b) Cuadrat i Pita (2004).

Es parla d'instabilitat convectiva quan ascendeix tota una capa o columna d'aire on se satura abans la base que l'extrem superior. La part inferior es refreda a $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ i la part superior, a $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (figura 22).

Això significa que augmentarà el gradient tèrmic entre les parts inferior i superior, i implica una inestabilització de la columna d'aire, ja que apareix aire càlid a sota i aire fred a sobre.

Exemple

Figura 22. Exemple d'instabilitat convectiva



En ascendir la columna i saturar la seva base abans que la seva part superior, la diferència tèrmica entre dos extrems passa de $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, per a un mateix gruix de 300 m , és a dir, s'aconsegueix un gradient superior a $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.
Font: Martin-Vide (1999).

Cas a. El gradient tèrmic entre base i columna és de $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 300 m , i per tant de $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m ; per tant, la forcem a ascendir.

Cas b. La temperatura a la base a 300 m és de $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ i a la part superior és de $17,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. El gradient es manté. Ara suposem que en arribar als 300 m , la base se satura.

Cas c. A la base, com que és aire saturat, se li aplica el gradient d' γ' , és a dir, $0,5$ cada 100 m . La temperatura al cim de la columna serà de $15,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, ja que no està saturat. Ara el gradient tèrmic és de $3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre la base i el cim.

Per què se satura en aquest cas? L'aire més baix està més carregat d'humitat (p. ex., proximitat al mar).

Això comporta una inestabilització, ja que és relativament més fred l'aire de dalt que el de la base. A això se li diu *instabilitat convectiva*. Són la base de les anomenades *pluges d'estiu*. En el cas de saturació abans de l'extrem superior que a la base es parla, al contrari, d'estabilitat convectiva.

4.7. Inversions tèrmiques

Hi ha inversió tèrmica quan la temperatura augmenta en alçada a un estrat determinat de l'atmosfera (es a dir, a més altitud, més temperatura), més o menys gruixut encara que mai a tota la troposfera (5 m , 200 m , o més).

Els sondeigs tèrmics atmosfèrics detecten les **inversions**, encara que de totes maneres és possible sospitar la seva existència per la presència de determinades formes nuvoloses (boires) i, a vegades, per la mateixa observació tèrmica des de la superfície (si la inversió està molt enganxada a terra).

Podem classificar els tipus d'inversió tèrmica segons el seu origen (figura 24):

1) Inversió tèrmica de terra. Es produeix pel refredament de l'aire que toca el sòl o refredament per radiació (la pèrdua radiativa del sòl cap a l'espai afecta l'aire que està en contacte amb ella). Això és detectable especialment en nits clares d'hivern (quan la pèrdua és més gran) sense vent (figura 23).

Afecta la capa més baixa de la troposfera (0-40 m). Moltes vegades, s'acompanyen amb boires d'irradiació. El límit superior de la boira coincideix amb el de la capa d'inversió. A la capa d'inversió, s'està produint saturació a la temperatura de l'aire.

Figura 23. Inversió tèrmica de terra als peus de la serra de Montserrat



Font: <http://ichn.iec.cat/Bages/clima/Imatges%20grans/boira.htm>.

2) Per subsidència. La inversió tèrmica es produeix per un moviment descendent de les capes d'aire en un anticicló. Aquesta capa d'aire cau en bloc, s'escalfa i s'asseca. Sota aquesta capa, n'hi ha una altra que es manté estancada. En aquest tipus d'inversió no es produeix nuvolositat.

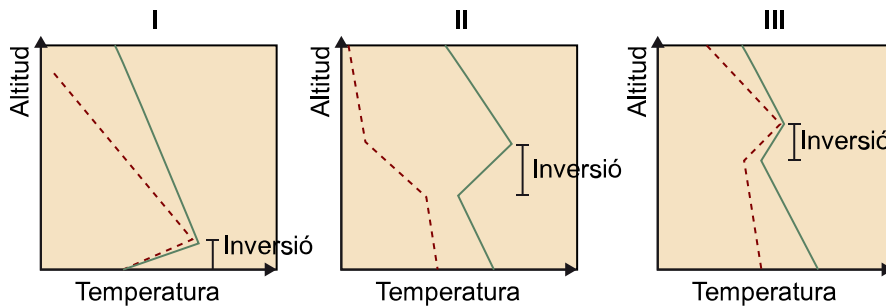
3) Per turbulència. El gràfic és bastant similar a l'anterior. Es produeix quan a una atmosfera estable, les turbulències obliguen a baixar aire de les capes altes (ja no és anticicló el que fa baixar l'aire) i a ascendir aire de les capes més baixes.

4) Inversió frontal. La inversió frontal es forma quan una capa d'aire relativament fred prop de terra passa per sota d'una capa d'aire relativament càlida i menys densa i la desplaça cap amunt, aixecant-la. Aquest procés de formació d'una inversió es produeix amb el pas d'un front fred.

També pot formar-se una inversió frontal quan una capa d'aire relativament càlida ascendeix per sobre d'una capa d'aire més freda i més densa prop de terra. Aquest procés de formació d'una inversió es produeix amb el pas d'un front càlid.

En tots dos casos, durant el dia sovint una capa d'estrats defineix el límit superior de la inversió frontal. A la nit, pot formar boira en l'aire més fred, que és humit i estable, dins de la capa d'inversió.

Figura 24. Corbes d'estat i de punt de rosada d'inversions de terra (I), per subsidència (II), i frontal (III), típiques



Les corbes d'estat es presenten amb línia contínua i les de punts de rosada, a traços. L'aproximació d'ambdues delata l'aire proper a la saturació. Font: Martín-Vide (1999).

5. La pressió atmosfèrica i el vent

Fins ara, hem descrit l'atmosfera com un sistema on no hi ha moviment i on s'observen ritmes diaris i anuals de refredament/escalfament. Ara falta explicar els moviments d'aire globals que originen aquests desequilibris tèrmics.

Els principis bàsics implicats en el moviment de l'atmosfera terrestre són:

- a) L'escalfament i el refredament no uniforme de l'atmosfera, que fa que la distribució horitzontal de la pressió sigui també irregular.
- b) Quan les masses d'aire es mouen, es transmet calor de les unes a les altres; aquesta barreja atmosfèrica és de vital importància per al desenvolupament dels diferents tipus de temps i de clima.

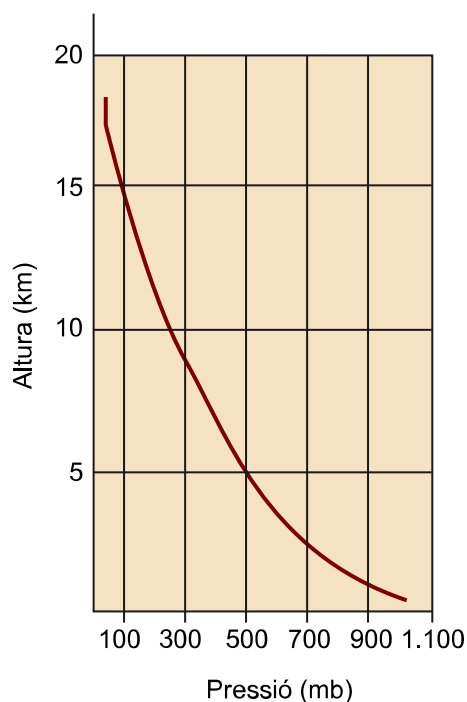
5.1. Pressió atmosfèrica i alçada

L'aire, com qualsevol matèria, pesa, tal com va demostrar Galileu (1640). La pressió atmosfèrica és el pes de la columna d'aire sobre la seva base, considerada el límit inferior de l'atmosfera per unitat de superfície. La pressió exercida per la capa d'aire sobre la superfície del sòl és de 15 o 17 tones.

Per tant, com és que no ens esclafa? Pel **principi de Pascal**, que diu que el pes es reparteix per tota la superfície del cos i que es troba en equilibri amb l'anomenada *pressió interna*, exercida per l'aire que tenim a la sang i els pulmons.

El descens de la pressió atmosfèrica amb l'alçada no és lineal, sinó que disminueix de forma exponencial, tal com mostra la figura 25. La pressió disminueix més ràpidament en els primers quilòmetres comptats a partir del sòl, pel menor gruix de la columna d'aire que cal suportar. Com més ascendim, menys aire queda a sobre i el pes de l'aire és menor, el que fa que a un punt alt se suporta menys pressió que a un de baix. A més, cal tenir present que l'aire és compressible, i això fa que a més altura, tinguem una densitat menor que implica una reducció de la massa per unitat de volum.

Figura 25. Variació altitudinal de la pressió atmosfèrica



Font: Plataforma de Teleformació de la Intranet Educativa Municipal de La Coruña.

Sobre una superfície donada, per exemple, 1 cm^2 , l'aire situat a sobre exerceix menys pressió com més amunt la situem. A nivell del mar, el valor de la pressió és de 760 mmHg (1013 mbar); a 5500 m, aquest valor es redueix a la meitat; i a una alçada de 10.000 metres (altura a la qual volen els avions), la pressió atmosfèrica és 4 vegades més petita que al nivell del mar.

L'alçada introdueix una substancial variació en els registres de pressió atmosfèrica (amb pressions més baixes a muntanya). Per resoldre aquesta discordança entre estacions, s'ajusten les lectures com si s'haguessin pres a nivell del mar. Aquestes operacions comporten un augment dels valors, però permeten comparar els valors obtinguts en diferents punts, posant de manifest els canvis de pressió no causats per l'alçada. Per aquest motiu, els mapes sinòptics presenten totes les mesures de pressió ajustades a nivell del mar. Aquests mapes són la base de la meteorologia sinòptica (no hi entrarem).

De totes maneres, encara que la disminució vertical de la pressió atmosfèrica és de molta importància per entendre situacions meteorològiques, no és vital per comprendre les condicions meteorològiques a nivell del sòl ni els tipus mundials de clima i la seva distribució.

Un altímetre és un baròmetre que en lloc de pressió, ens dóna unitats d'alçada. El fonament d'aquest aparell és la pressió atmosfèrica. La pressió disminueix 1 mb cada 8,3 metres d'ascens o 1 mm de Hg per cada 11,1 metres d'ascens.

5.2. Distribució horitzontal de la pressió d'aire

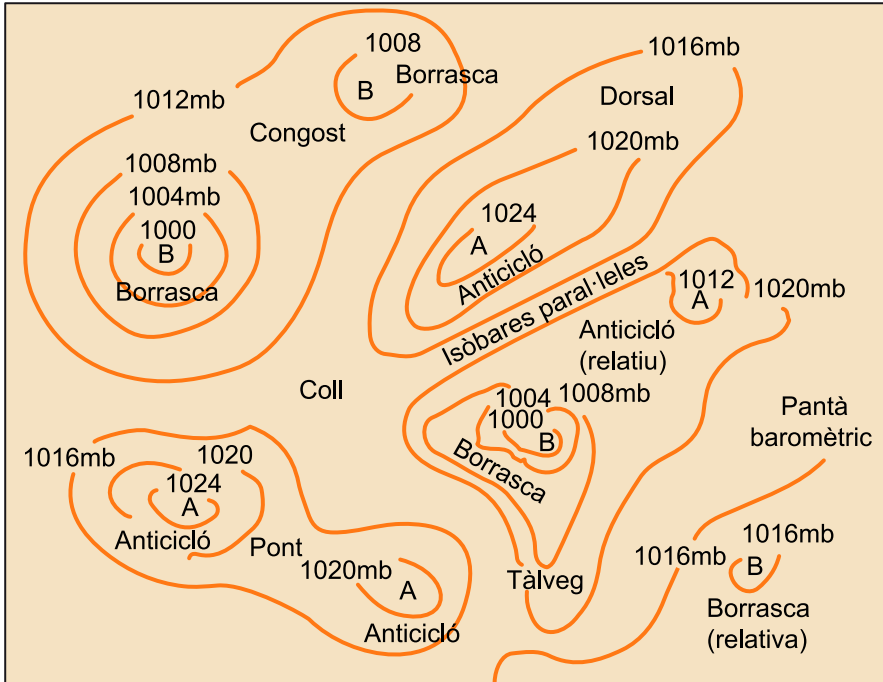
En comparar diverses pressions atmosfèriques simultànies a diferents estacions (reduïdes al nivell del mar), s'observen diferències que són importants per analitzar les condicions del temps atmosfèric.

Si es pren la **pressió normal a nivell del mar** de 760 mm o 1013 mb, es poden observar (figura 26):

- Pressions més elevades (de fins a 780 mm o 1040 mb), anomenades *altes pressions*.
- Pressions més petites (de fins a 725 mm o 982 mb), anomenades *baixes pressions*.
- Dorsals o falques: són apòfisis que perllonguen un anticicló.
- Tàlveg o solcs: són prolongacions d'una depressió.
- Colls: són regions situades entre dues depressions, dorsals o anticiclons.

Com s'explicarà, els centres de baixes pressions van associats generalment a temps variable o inestable, nuvolositat i pluges, i els centres d'altres pressions s'associen a temps estable i sec. A latituds mitjanes, els períodes freds van acompanyats generalment d'altres pressions i els períodes suaus, de baixes pressions. Aquestes relacions no són tan directes i senzilles i depenen molt de la latitud on ens movem.

Figura 26. Configuracions isobàriques al nivell del mar

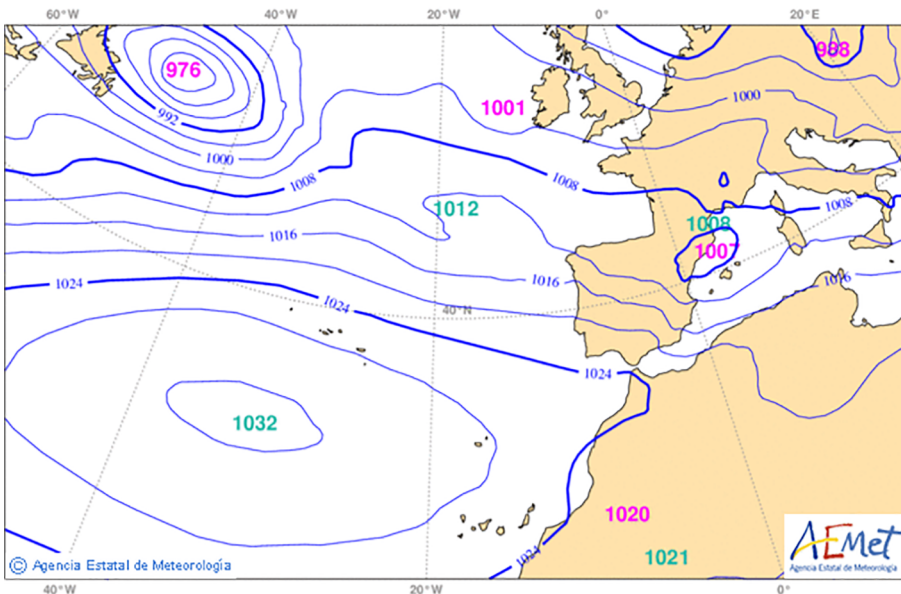


Font: Martin-Vide (1999).

5.3. Mapes d'isòbares

La distribució de pressions es representa en mapes isobàrics o d'isòbares, que són línies que passen per punts amb la mateixa pressió. Sobre els mapes diaris del temps, les isòbares són essencials per representar la situació i mobilitat dels centres de baixes i altes pressions (figura 27).

Figura 27. Mapa isobàric de superfície (pressió mitjana en superfície) obtingut amb el model numèric HIRLAM-AEMET pel dia 10 de febrer a les 19:00 h



Font: AEMET.

En els mapes climàtics, les isòbares representen condicions de pressió mitjanes a partir de dades de molts anys. En aquest sentit, les figures 29 i 30, que analitzarem més endavant, mostren les condicions mitjanes mundials al gener i al juliol, respectivament; moment en què les temperatures són extremes i els contrastos, màxims.

5.4. Cinturons globals de pressió

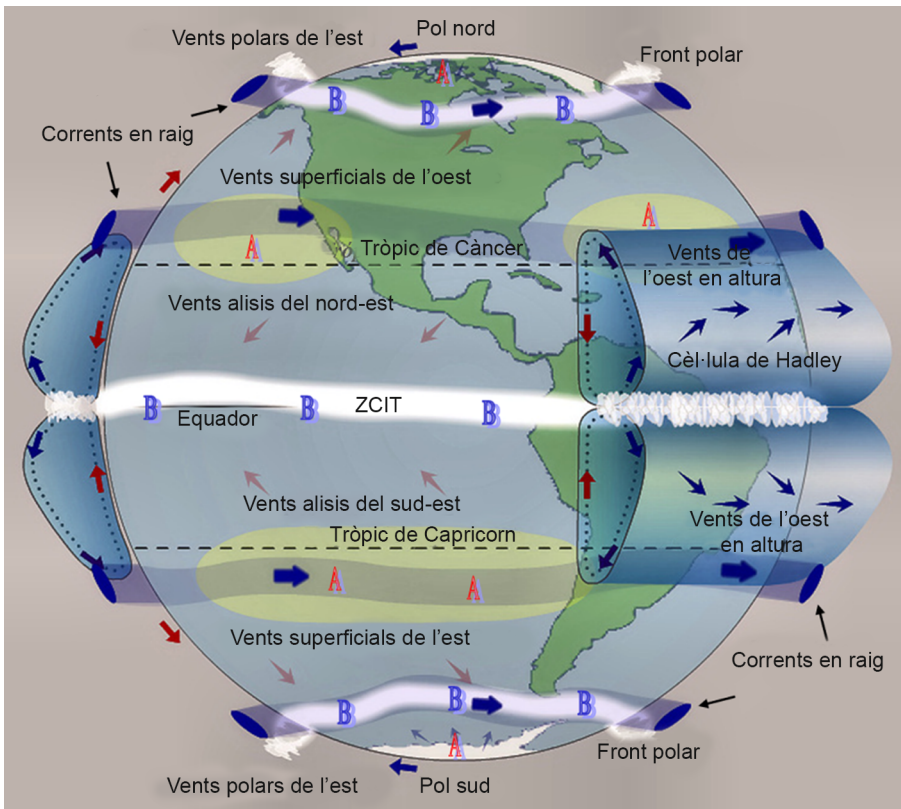
A la zona equatorial, hi ha un cinturó de pressió inferior a la normal (760-757 mm o 1011-1008 mb), conegut com a depressió equatorial. Es posa en relleu per contrast amb les pressions més altes a 30 °N i S conegudes com a cinturons subtropicals d'alta pressió. A l'hemisferi sud, aquest cinturó està clarament definit i conté cèl·lules d'altres pressions. A l'hemisferi nord, a l'estiu la zona d'altres pressions està dominada per dues cèl·lules oceàniques sobre el Pacífic oriental i l'Atlàntic nord. Les pressions superen els 770 mm (1026 mb) al centre de les cèl·lules.

A la zona subàrtica, trobem zones de baixes pressions, aproximadament cap als paral·lels 60° de latitud. A l'hemisferi sud, sobre l'oceà meridional, aquestes baixes pressions es troben molt ben definides i es coneixen com a zona subantàrtica de baixes pressions, amb valors de 740 mm (984 mb).

Les zones polars tenen centres permanents d'altres pressions i estan millor representades a l'hemisferi sud. Contrasten fortament amb les baixes que les rodegen.

Les zones de pressió són estàtiques, sinó que es desplacen alguns graus de latitud.

Figura 28. Model de circulació atmosfèrica al pla horitzontal de la Terra



Font: Institut de Tecnologies Educatives; https://fferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion03/1_modelo_de_circulacin_en_el_plano_horizantal_y_vertical.html.

5.5. Centres de pressió de l'hemisferi nord

Les grans masses continentals separades per oceans controlen les condicions i els canvis de pressió. El control de les condicions és més acusat a l'hemisferi nord, on els cinturons de pressions són menys estables i definits.

A l'hivern, les zones terrestres desenvolupen centres d'altres pressions amb temperatures més baixes que les dels oceans adjacents.

A l'estiu, les zones terrestres desenvolupen àrees de baixes pressions sobre les quals la temperatura és molt més elevada que les dels oceans.

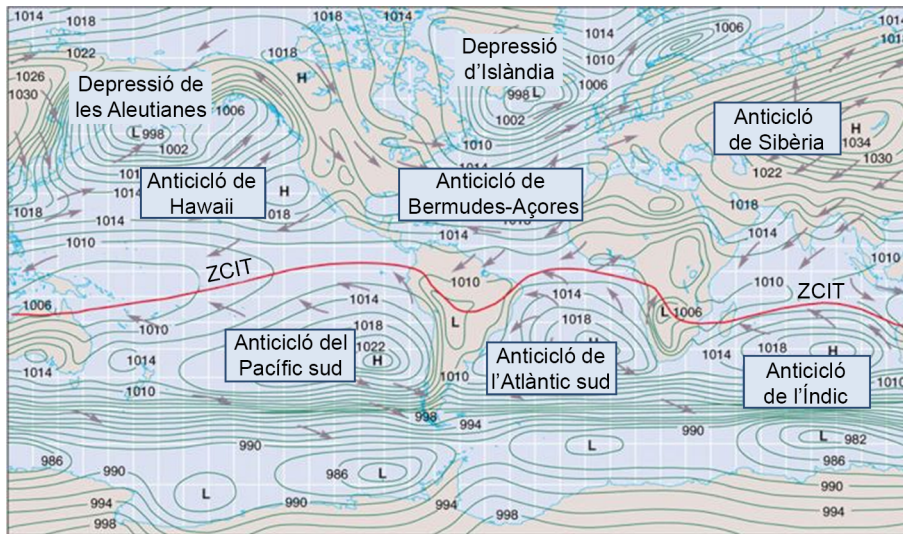
Les àrees oceàniques tenen centres de pressió oposats als terrestres, tal com es veu als mapes isobàrics de gener (figura 29) i juliol (figura 30).

A l'hivern, els contrastos de pressió i temperatura són molt importants:

- Nord de l'Àsia: l'Anticicló de Sibèria (> 1030 hpa). Dies secs i clars.
- Amèrica del Nord: anticicló del Canadà, ben definit però menys intens. Comporta un temps sec, assolellat i molt fred.

- Sobre els oceans es troben la depressió de les Aleutianes i la d'Islàndia. Dies d'hivern de núvols i pluja.

Figura 29. Valor mitjà anual de la pressió atmosfèrica a nivell del mar al gener

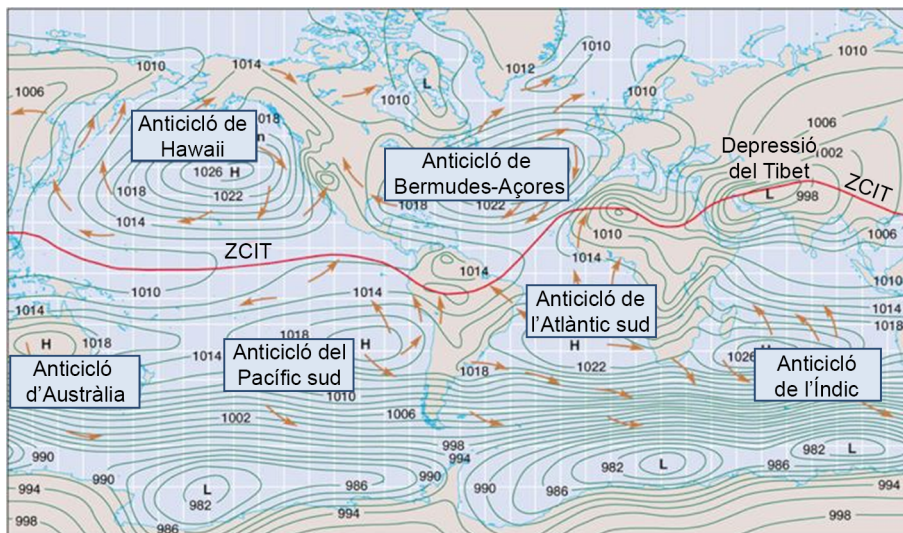


A tots dos mapes es nota la presència d'anticiclons persistents de tipus càlid (el de Hawaii, el de les Bermudes-Açores, el del Pacífic sud, el de l'Atlàntic sud i el de l'Índic), amb lleugeres variacions en latitud segons l'època de l'any. No obstant això, els anticiclons de Sibèria i d'Àustràlia només apareixen a les seves regions durant l'hivern, com a anticiclons freds que són. Font: University of California at Santa Barbara extret de http://www.geog.ucsb.edu/~joel/g110_w08/lecture_notes/general_circulation/agburt08_04a.jpg.

A l'estiu, les condicions de pressió són exactament les oposades a l'hivern:

- Sobre Àsia i Amèrica del Nord es formen baixes pressions. La d'Àsia és més intensa i es fon amb el cinturó equatorial de baixes pressions.
- Sobre els oceans Pacífic i Atlàntic hi ha dos centres d'altres pressions que corresponen al cinturó subtropical d'altres pressions desplaçades cap al nord. Es denominen, respectivament, anticicló de les Açores o Bermudes i anticicló de les Hawaii.

Figura 30. Valor mitjà anual de la pressió atmosfèrica a nivell del mar al juliol



A tots dos mapes es nota la presència d'anticiclons persistents de tipus càlid (el de Hawaii, el de les Bermudes-Açores, el del Pacífic sud, el de l'Atlàntic sud i el de l'Índic), amb lleugeres variacions en latitud segons l'època de l'any. No obstant això, els anticiclons de Sibèria i d'Àustràlia només apareixen a les seves regions durant l'hivern, com a anticiclons freds que són. Font: University of California at Santa Barbara extret de http://www.geog.ucsb.edu/~joel/g110_w08/lecture_notes/general_circulation/agburt08_04b.jpg.

5.6. Vents i pressió atmosfèrica

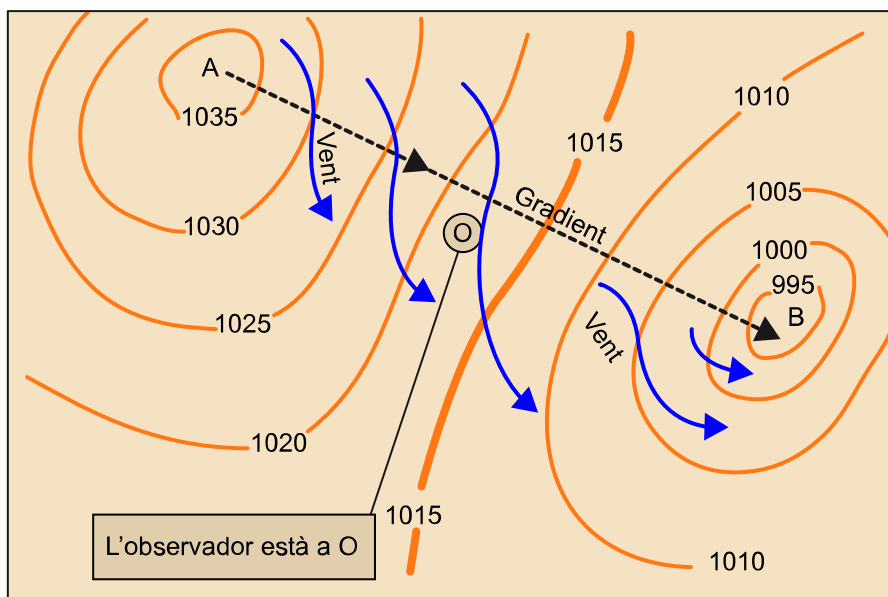
A un centre d'altres pressions, el centre representa la pressió màxima i la pressió va descendint cap a les vores. Hi ha un pendent o gradient de pressió des del centre cap a les vores en qualsevol direcció. La direcció del gradient de pressió forma sempre angle recte amb les isòbares. Hi ha un gradient de pressió que va des de les altes a les baixes (figura 31).

Les **isòbares** molt properes indiquen un gradient molt fort i que els canvis de pressió es produeixen ràpidament a una distància molt curta. Les isòbares separades indiquen un gradient dèbil.

Els vents generals i persistents de la terra s'originen per diferències de pressió. La força del gradient de pressió, actuant en direcció del gradient de pressió, desencadena el flux d'aire des de la zona d'altres a la de baixes.

Els **gradients de pressió** forts (isòbares pròximes entre si) donen vents forts i els gradients de pressió dèbils (isòbares separades), vents fluixos. Les calmes es produeixen als centres de pressió alta.

Figura 31. Desplaçament de la massa d'aire per acció del gradient de pressió



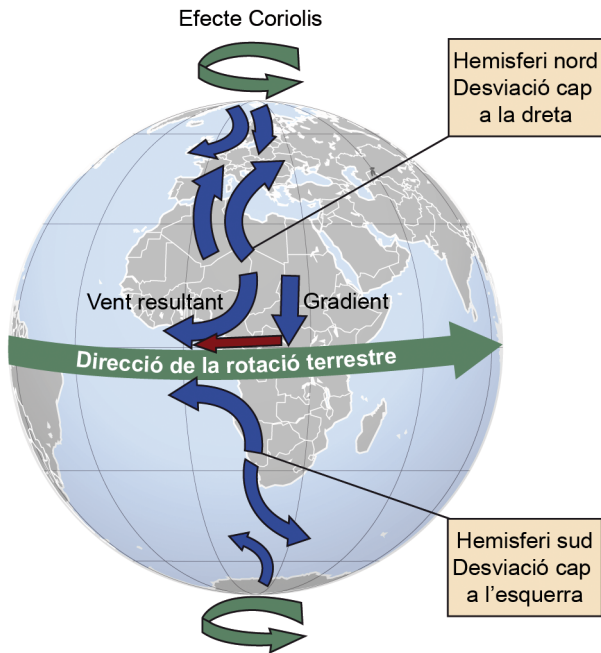
Font: Andrades i Múñez (2012).

5.7. La força de Coriolis i l'efecte sobre els vents

Si la Terra no gires sobre el seu eix, els vents seguirien la direcció del gradient de pressió. En lloc d'això, la rotació de la Terra origina una altra força, la força de **Coriolis**, que tendeix a corbar els corrents d'aire. La direcció en què actua la força de Coriolis és determinada per la llei de Ferrel.

La força de Coriolis està absent a l'equador, però augmenta progressivament cap als pols (figura 32).

Figura 32. Efecte Coriolis



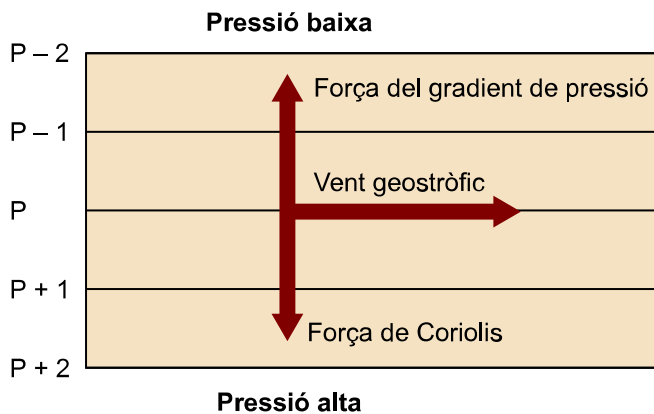
Font: Lincoln Sudbury Regional High School, extret de Ciències terrestres.

Qualsevol objecte fluid que es mogui horitzontalment a l'hemisferi nord tendeix a ser desviat cap a la dreta de la seva trajectòria, independentment de la trajectòria que segueixi. A l'hemisferi sud, la desviació es cap a l'esquerra de la trajectòria. El rumb inicial de la trajectòria no exerceix cap influència.

La desviació és força dèbil i només es fa possible observar-les en fluids que es moguin lliurement, com l'aire i l'aigua. La dispersió dels corrents oceànics està molt afectada per aquesta força. Els rius a l'hemisferi nord presenten a vegades tendència a erosionar més la riba dreta que l'esquerra. Els troncs que floten a la deriva a grans rius d'elevada latitud a l'hemisferi nord tendeixen a concentrar-se a la dreta.

Aplicant aquests principis a la relació entre vents i pressió, la força del gradient (actuant en la direcció del gradient de pressió) i la força de Coriolis (actuant cap a la dreta del recorregut) arriben a compensar-se quan el vent s'ha desviat tant que bufa en una direcció d'angle recte amb el gradient de pressió, és a dir, quan bufa paral·lel a les isòbares. El vent ideal, en equilibri entre ambdues forces, s'anomena *vent geostrofic* (quan les isòbares son rectes, figura 33).

Figura 33. Balanç de forces produïdes pel vent geostrofic (hemisferi nord)



Font: Biblioteca Virtual de Desarrollo Sostenible y Salud Ambiental.

La llei que indica la relació entre vent i pressió es denomina *llei de Ballot*, i per a l'hemisferi nord és: «situant-se d'esquena al vent, la pressió baixa està a l'esquerra de l'observador i l'alta, a la dreta».

Prop de la superfície (fins a 9.000 m), actua encara una altra força que modifica la direcció del vent: és la força de fregament de l'aire amb la superfície. Contra-resta parcialment la força de Coriolis i fa que el vent no circuli paral·lelament a les isòbares, sinó que ho fa obliquament, formant un angle entre 20 i 45°. L'angle és gran per a terrenys accidentats i petit per a superfícies llises, com l'aigua o una plana.

La velocitat del vent es redueix en proporció a la fricció del sòl.

5.8. Ciclons i anticiclons

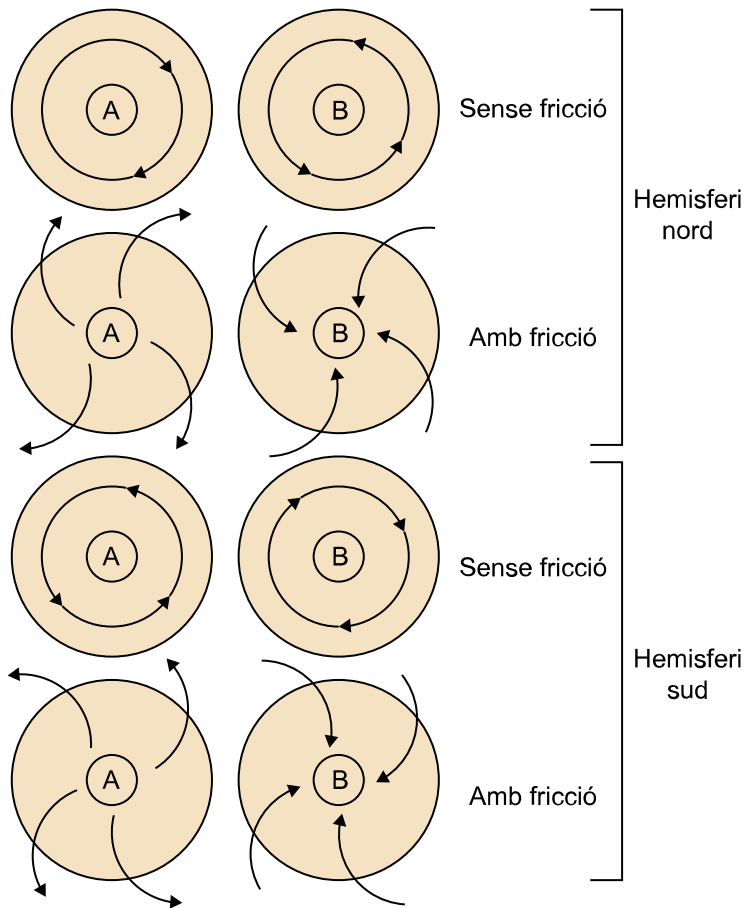
En meteorologia i climatologia, un centre de baixes pressions s'anomena *cicló* i un d'altres pressions, *anticicló*.

Els ciclons i anticiclons poden ser de tipus estacionari o semipermanent (per exemple, centre de baixes pressions de les Aleutianes i el d'altres de Sibèria), o es poden moure ràpidament, produint les alteracions meteorològiques que es descriuran més endavant.

És interessant tenir un esquema de les direccions dels vents a les àrees ciclòniques i anticiclòniques dels hemisferis nord i sud (figura 34):

a) A gran alçada, allà on l'aire es mou sense fricció amb la superfície ho fa paral·lelament a les isòbares. A l'hemisferi nord, en règim ciclònic, els vents es mouen en sentit contrari a les manetes del rellotge i en sentit de les mateixes en règim anticiclònic. A l'hemisferi sud, aquest esquema és totalment invers.

Figura 34. Circulació ciclònica i anticiclònica



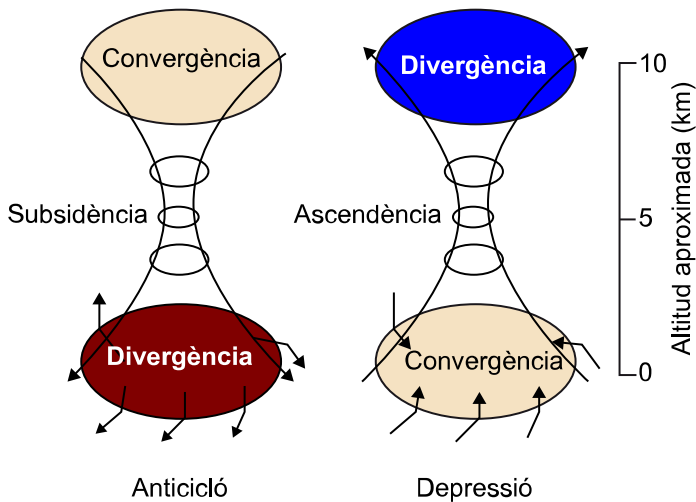
En els anticiclons, el vent gira en sentit horari a l'hemisferi nord i antihorari al sud. El gir és paral·lel a les isòbares quan no existeixi la força de fregament i obliqua a les mateixes en cas contrari. Font: Cuadrat i Pita (1997).

b) En superfície, i per efecte del fregament amb la superfície, els vents es desplacen obliquament respecte a les isòbares en els sistemes ciclònic i anticiclònic d'ambdós hemisferis.

c) En conclusió, els vents giren a una zona ciclònica de l'hemisferi nord en sentit contrari a les agulles del rellotge, apuntant cap a l'interior de l'espiral; a una zona anticiclònica, ho fan en sentit de les agulles del rellotge cap a fora de l'espiral. A l'inrevés a l'hemisferi sud.

d) En ambdós hemisferis, els vents a zones ciclòniques apunten cap al centre de l'espiral, l'aire és convergent i ha d'ascendir. A zones anticiclòniques, el vent apunta cap a fora, l'aire és divergent i, per tant, ha d'anar acompanyat d'un enfonsament (subsidiència) de l'aire del centre, que reemplaça el que es desplaça cap a fora.

Figura 35. Convergència i divergència en superfície i altura



Font: Cuadrat i Pita (2004); extret de http://www7.uc.cl/sw_educ/contam/atm/atm23.htm.

5.9. Mesura del vent

Per descriure el vent, és necessari descriure dues magnituds:

1) Direcció: es controla mitjançant el penell. Es pren com a direcció del vent aquella de la qual procedeix. Un vent de l'est ve de l'est, però es mou cap a l'oest. La direcció del vent s'indica en rumbos (rosa dels vents de 8, 16 o 32 direccions), en azimuth (nombre de graus en sentit horari a partir del nord) i en quadrants 1, 2, 3 i 4.

2) La força o velocitat es mesura mitjançant l'anemòmetre, normalment de cassolotes (semiesferes obertes que es mouen proporcionalment a la velocitat del vent). Per mesurar el vent en nivells més alts, s'utilitza un globus d'hidrogen del qual es coneix la velocitat d'ascens, i s'observa a través d'un telescopi. Coneixent l'alçada del globus i el temps transcorregut, es pot derivar el moviment horitzontal de l'aire a aquella alçada. Modernament s'utilitzen tècniques de radar per mesurar la velocitat del vent en alçada.

Els anemocinemògrafs registren les dues propietats alhora.

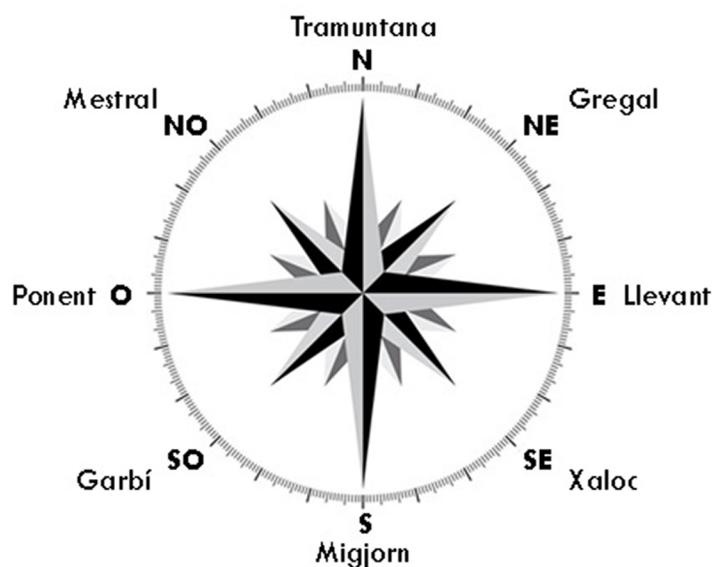
Figura 36. Detall de l'estructura d'un anemocinemògraf i de la seva banda de registre de la direcció i intensitat del flux



Símbols convencionals per indicar la velocitat del vent a mapes meteorològics:













- Roses del vent per indicar la duració i intensitat (figura 37). Les observacions es redueixen a vuit direccions, indicades per línies que parteixen radialment des del punt central (figura 37). La longitud del segment és proporcional a la duració o percentatge de temps que el vent bufa en aquella direcció.
- Per indicar la força, s'empren barbes al final de cada segment (figura 38).

Figura 37. Rosa dels vents



A cada direcció se li assigna un nom que equival a identificar el vent (amb llurs característiques). Per denominar un cert vent, o bé es parla del sector geogràfic concret des d'on bufa, o bé se li dona un nom propi. A Catalunya existeixen molts noms per a designar els vents, depenent tant de l'àmbit geogràfic com de les situacions meteorològiques concretes. Font: http://www.meteopalafugell.net/rosa_vents.asp.

Figura 38. Símbol meteorològic per indicar la direcció i la velocitat del vent

	Calma		De més de 22 a 27 nusos
	D'1 a 2 nusos		De més de 27 a 32 nusos
	De més de 2 a 7 nusos		De més de 32 a 37 nusos
	De més de 7 a 12 nusos		De més de 37 a 42 nusos
	De més de 12 a 17 nusos		De més de 42 a 47 nusos
	De més de 17 a 22 nusos		De més de 47 a 52 nusos

Cada mitja ratlla (o barba) equival a 5 nusos, 1 nus equival a 1,8 km/h. Font: Direcció General de Protecció Civil i Emergències.

Escales de mesura de la velocitat del vent:

a) L'escala de Beaufort és una mesura empírica de la intensitat del vent i es basa principalment en l'estat del mar, les onades i la força del vent. El nom complet és escala de Beaufort de la força del vent, tot i que és una mesura de la velocitat del vent i no de la força en el sentit científic. Va ser creada el 1805 per Francis Beaufort, qui li va donar el nom. L'escala bàsica té dotze graus (1-12; figura 39).

Figura 39. Escala de Beaufort

		Velocitat (en nusos)	Velocitat (en km/h)	Alt. ones (en metres)	Efectes al mar	Efectes en terra
Força 0	Calma	<1	0-2	0	Mar com un mirall	El fum puja verticalment
Força 1	Ventolina	1-3	2-6	0.1	La mar s'arriba, però no forma escumalls	S'endevina la direcció del vent a través del fum, però no per les banderes
Força 2	Vent fluixet	4-6	7-11	0.2-0.4	Ones petites amb crestes definides sense trencar-se	Es nota el vent a la cara, es mouen les fulles dels arbres i les banderes
Força 3	Vent fluix	7-10	12-19	0.5-1	Ones amb escumalls ocasionals	Les fulles dels arbres s'agiten, les banderes s'estenen
Força 4	Vent moderat	11-16	20-29	1-1.5	Ones més llargues amb escumalls	S'aixeca pols i papers petits
Força 5	Vent fresquet	17-21	30-39	1.6-2.5	En trencar les ones, ocasionalment esquitxen	Es mouen els arbres petits i s'aixequen ones petites al port
Força 6	Vent fresc	22-27	40-50	2.6-4	Mar escumosa i esquitxos freqüents	Es mouen branques grosses, els cables elèctrics xiulen. El paraigua és difícil de mantenir
Força 7	Vent fort	28-33	51-61	4.1-5.5	Mar grossa, l'escuma és arrossegada pel vent	Arbres en moviment. És difícil caminar contra el vent
Força 8	Temporal	34-40	62-74	5.6-7.5	Totes les ones formen esquitxos	Es trenquen les branques primes. No es pot caminar contra el vent
Força 9	Temporal fort	41-47	75-87	7.6-10	Els esquitxos dificulten la visibilitat, la mar fa remor	Es trenquen xemeneies i es trenquen teules
Força 10	Temporal molt fort	48-55	88-101	10.1-12.5	Remor de la mar intensa amb cops secs de l'onada en caure	S'arrenquen arbres i ocasiona danys greus als edificis
Força 11	Temporal violent	56-63	102-117	12.6-16	Els vaixells mitjans desapareixen. Mar coberta en bancs d'escuma	Destrosses arreu
Força 12	Huracà	>32.7	>118	>16	Mar blanca. Tot l'aire és ple d'escuma i esquitxos	Catàstrofes

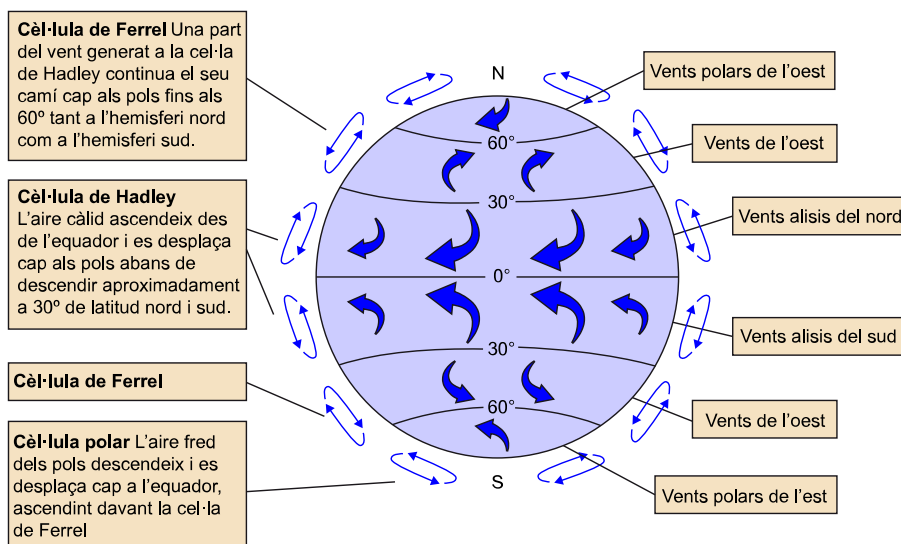
Barcelona World Race.

b) Actualment, aquesta escala ha estat desplaçada per una mesura directa de la velocitat del vent en milles o km per hora, metres per segon, nusos.

5.10. Sistemes de vent superficial de la terra

Els vents dominants en superfície durant els mesos de gener a juliol apareixen indicats als mapes de les figures 29 i 30. Una representació molt esquemàtica dels sistemes de vent de la terra, com si no hi hagués zones de terra que modifiquessin la disposició per cinturons de les zones de pressió, la tenim a la figura 40:

Figura 40. Patrons globals de vent



Font: Sail & Trip.

Zones de vents que cal destacar:

1) Zona equatorial de baixes pressions. Escalfament general i persistent del sòl que afavoreix l'ascens de l'aire per convecció, de manera que disminueix la pressió al llarg de tot l'equador. És una regió situada entre 5° S i 5° N de latitud i es denomina també cinturó equatorial de vents i calmes. No hi ha vents dominants en superfície, sinó una distribució equilibrada de les direccions del vent. No hi ha gradients de pressió que causin fluxos de vents forts i consistents.

2) Cinturó de vents alisis al nord i al sud de la zona equatorial. Zona situada entre 5° i 30° N i S de latitud. Són el resultat d'un gradient de pressió des del cinturó subtropical d'altres pressions fins a la zona equatorial de baixes pressions. A l'hemisferi nord, l'aire que es mou cap a l'equador és desviat per la rotació de la terra i bufa cap al sud-oest. Així, el vent dominant prové del nord-est i els vents s'anomenen alisis del nord-est. A l'hemisferi sud, la desviació del vent cap a l'esquerra origina els alisis del sud-est. Els alisis són vents regulars i constants en la seva direcció. La major part dels vents procedeixen del mateix quadrant de la brúixola.

El sistema de calmes equatorials i d'alisis deriva estacionalment cap al nord i cap al sud alguns graus de latitud, el mateix que fan els cinturons de pressió que els originen. A causa de la presència de grans masses continentals de l'hemisferi nord, tendeixen a desviar-se més cap al nord a l'estiu del que ho fan cap al sud, a l'hemisferi sud, a l'hivern.

Els alisis i la navegació cap a l'oest a l'hemisferi nord no sempre són favorables, perquè són les àrees on també actuen les borrasques i ciclons tropicals.

3) Cinturons subtropicals de vents variables i calmes que coincideix amb el cinturó subtropical d'altres pressions, situat entre 35° i 40°. No són cinturons regulars, sinó que les altres pressions estan concentrades en cèl·lules situades sobre els oceans, especialment ben desenvolupades als estius.

En les figures 29 i 30, es poden veure els centres d'altres pressions en els dos hemisferis i els vents de superfície resultants. L'espiral cap a fora està dirigida cap a l'equador, formant el sistema de vents alisis, i en direcció al pol, formant el sistema de vents de l'oest. Els vents a l'interior d'aquests sistemes estan distribuïts en moltes direccions. El temps que s'hi dona és estable i assolellat, amb forta tendència a la sequera. La major part dels deserts del món estan situats a aquesta zona. Aquest temps és sec perquè els anticiclons són àrees d'altres pressions amb aire descendent i, tal com veurem més endavant, l'aire, quan baixa, s'asseca progressivament.

4) Entre les latituds 40° i 60° nord i sud es troba el cinturó de vents de l'oest. Es mouen des dels cinturons subtropicals d'altres pressions fins als ciclons subpolars. Bufen des del quadrant sud-oest a l'hemisferi nord i des del nord-oest a l'hemisferi sud. Aquesta generalització pot portar a equívoc, ja que a aquestes latituds els vents polars són forts i freqüents. És més exacte dir que dins el cinturó de l'oest els vents tenen direccions variables, però que la predominant és la de l'oest. Temps molt variable, borrasques freqüents, pluja dominant.

A l'hemisferi nord, les masses continentals ocasionen grans distorsions al cinturó dels vents de l'oest. Per a l'hemisferi sud, hi ha un cinturó ininterromput a tot l'oceà, amb vents de molta força i persistència. De fet, era el sistema de vents que s'utilitzava per fer la volta al món a vela pels mars del sud, partint des de l'Atlàntic. Ara ja influencien el transport marítim. En el cas de l'aviació, els vols transoceànics en direcció est necessiten menys temps i combustible.

5) Vents polars de l'est. Característics de les latituds àrtiques i antàrtiques. Especialment a l'Antàrtica, on hi ha una gran massa continental rodejada per oceans, el flux espiral cap a l'exterior dels vents polars de l'est és un concepte vàlid. Els vents giren en sentit contrari a les agulles del rellotge (anticicló a l'hemisferi sud), produint un sistema de vents del sud-est.

5.11. Vents monsoònics a l'Àsia

El control que l'Àsia i, en menor mesura, Amèrica del Nord exerceixen sobre les condicions de pressió i temperatura que regnen a l'hemisferi nord afecta el sistema de circulació de l'aire en superfície. Com que la distribució de pressions controla els vents, resulta obvi que aquestes regions presentin sistemes de vents relativament independents dels sistemes generals de cinturons de vents. No succeeix així a l'hemisferi sud.

L'Àsia a l'estiu:

- Formació d'un centre de baixes pressions cap al qual es produeix un flux considerable d'aire. És una depressió tèrmica.
- L'aire càlid i humit que prové de l'Índic i del Pacífic bufa cap al nord i nord-oest i s'interna al continent asiàtic, deixant fortes pluges al sud-est asiàtic. És el monso d'estiu.

L'Àsia a l'hivern:

- Formació i domini d'un centre d'altres pressions, del qual parteix un flux d'aire en sentit contrari al monso d'estiu.
- És el monso d'hivern que bufa cap al sud-sud-est i porta temps clar i sec de mesos de duració.

A Amèrica del Nord, per ser de menor extensió, no s'experimenten vents de tipus monsoònic però hi ha una alternança de pressió i temperatura entre l'hivern i l'estiu. També Austràlia presenta condicions monsoòniques, però com que està situada a l'hemisferi sud, les condicions són inverses a les asiàtiques.

5.12. Vents locals

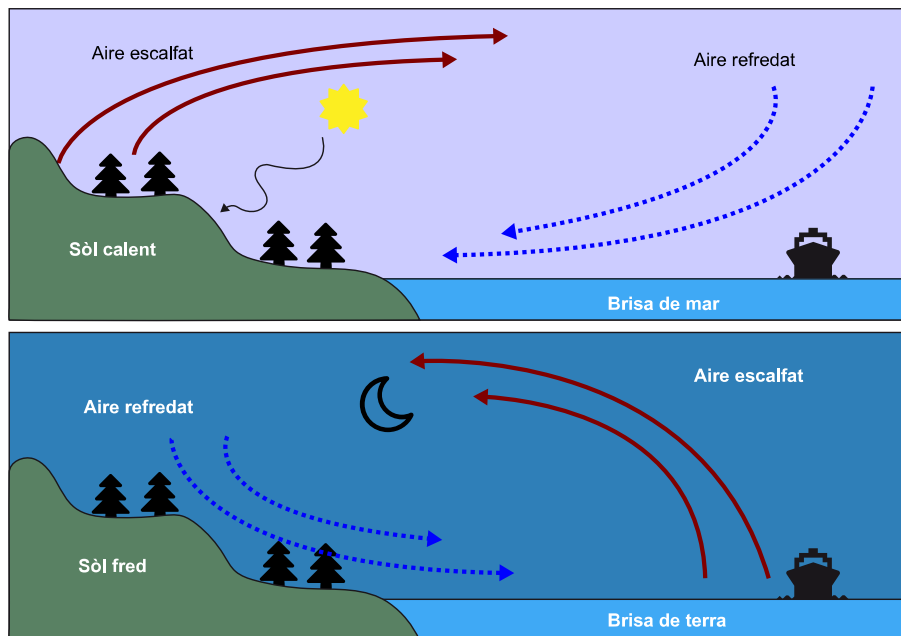
A certes àrees favorables, es generen vents locals per la influència directa de la topografia més que per grans sistemes globals de vents i pressions. Aquests vents locals són interessants pels geògrafs interessats en climatologia, ja que moltes vegades modifiquen substancialment el clima local d'una àrea determinada.

a) Un sistema simple de vents locals són les brises, terrestre i marina.

- El vent bufa durant el dia del mar a la terra, però durant la nit ho fa de la terra al mar.
- El vent diürn o brisa marina és causat per un descens cap a terra del gradient de pressió baromètrica a conseqüència de l'escalfament diürn de la superfície del continent i de la capa d'aire que està en contacte amb ella.

Com que la superfície del mar s'escalfa menys, roman més freda i en resposta, l'aire del mar tendeix a ocupar l'espai deixat per l'aire terrestre que puja. La brisa marina és relativament més freda i és típica a moltes àrees de costa en climes càlids i temperats a l'estiu.

Figura 41. Formació de les brises terrestre i marina



Font: Fernando Llorente Martínez, extret de <http://www.tiempo.com/ram/857/el-viento-nuestro-molesto-companero-atmosferico-meteorologa-v/>.

A la nit, el gradient de pressió va de terra a mar, provocant un flux d'aire cap a l'oceà.

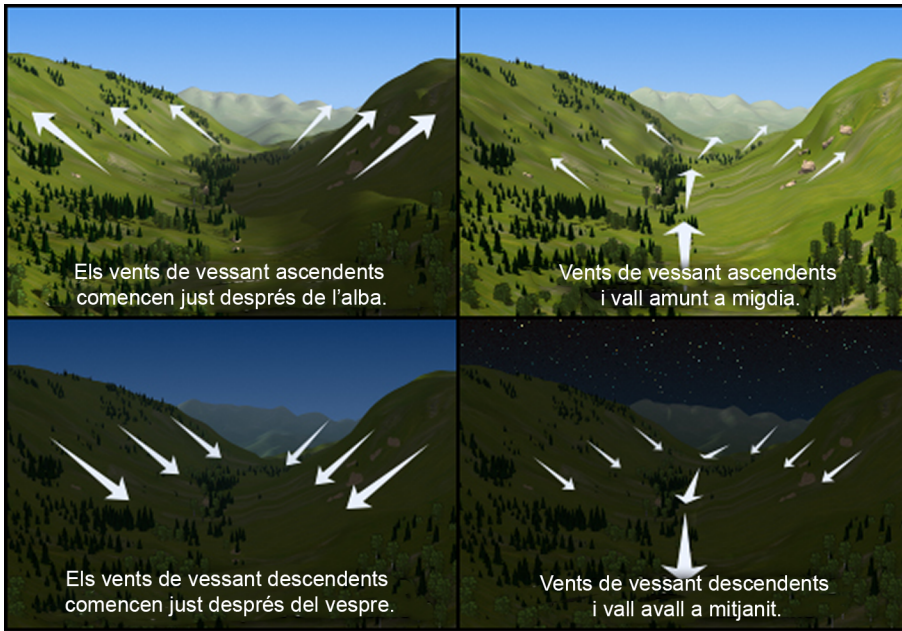
b) Vents tipus Föhn, ja explicats.

c) Vents de muntanya i de vall. Són vents locals que experimenten una alterança diària de direcció similar a la brisa terrestre i marina. Durant el dia, quan els vessants estan calents, l'aire es desplaça cap als cims de les muntanyes. A la nit, quan els mateixos vessants s'han refredat per la pèrdua de calor d'irradiació, l'aire fred baixa cap a les valls. És un tipus de vent que respon a gradients de pressió locals lligats a canvis tèrmics a àrees de muntanya.

Vegeu també

Els vents de tipus Föhn s'han tractat en el subapartat 4.3, «L'efecte Föhn», d'aquest mòdul didàctic.

Figura 42. Formació de les brises de muntanya i vall



Font: COMET.

6. Masses d'aire, borrasques i fronts

6.1. Masses d'aire: definició, origen i evolució

Una massa d'aire és un cos d'aire amb una gran extensió horitzontal que abraça milers de km^2 , i que per haver estat un temps sobre un lloc determinat (regió font) ha adquirit qualitats homogènies d'humitat i de temperatura. Aquestes estan en equilibri amb el seu entorn.

Quan la regió font té substrat marítim, la massa té més contingut d'humitat que si hagués estat sobre un continent. En canvi, quan la regió font ha estat el pol, la massa té una temperatura més baixa que si s'hagués originat a l'equador. Per aquest motiu, els contrastos entre les masses defineixen els seus contorns, que acostumen a coincidir amb els límits continentals. Aquest fet incideix directament en les classificacions climàtiques, que es basen tant en la latitud com en la naturalesa marítima o continental de la regió font.

L'evolució de les masses d'aire depèn dels intercanvis que tingui amb la superfície terrestre, i afecta la humitat, la temperatura i l'estabilitat vertical. En cap cas els canvis seran produïts per una mescla de masses d'aire.

Les masses es desplacen sobre la superfície de la terra pels vents. Aquestes són responsables de la transferència de calor i humitat, de l'amplitud tèrmica de la zona i dels canvis de temps.

6.2. Classificació de les masses d'aire

Les masses d'aire es poden classificar en:

- Masses d'aire fred: tenen una temperatura inferior a la superfície sobre la regió on es troben, absorbint calor i humitat. Poden produir xàfecs i tempestes.
- Masses d'aire calent: tenen una temperatura superior a la superfície sobre la regió on es troben, cedint calor i humitat. Poden produir plugims.

6.3. Fronts

Un front és una superfície de separació entre dues masses d'aire de diferent naturalesa. Aquestes tenen una temperatura i densitat diferents, i per això no es barregen. A més, l'aire és mal conductor de la calor i, per tant, les diferències

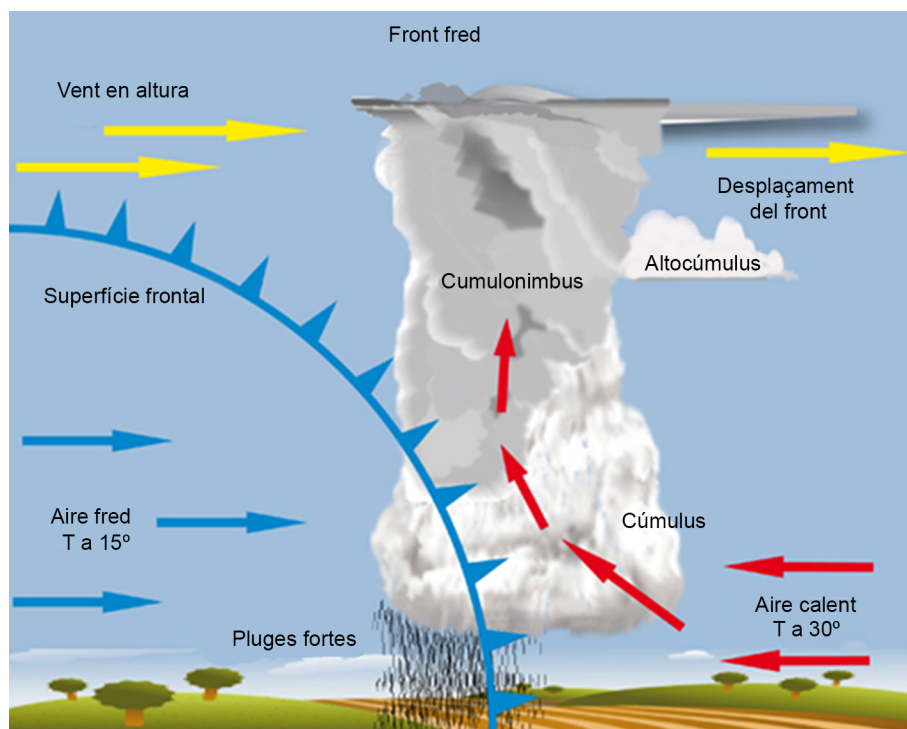
de temperatura triguen a compensar-se. Per això, les masses d'aire tenen uns límits ben definits i la seva superfície s'assembla a una ona. La discontinuïtat es caracteritza per un fort gradient de temperatura.

Els fronts, en funció de la naturalesa de la massa d'aire que avança, reben un nom o un altre: s'anomenen *fronts freds* quan la massa entrant és més freda, i *fronts càlids* quan aquesta és més calenta. Els fronts actuen com a «terreny en moviment», obligant les masses d'aire a pujar una damunt de l'altra en funció de la seva naturalesa.

6.3.1. Front fred

És l'entrada d'una massa d'aire freda cap a latituds menors, on la seva vora davantera s'introdueix com una falca entre el terra i l'aire calent. Al pas d'aquest sistema, es formen estretes bandes de núvols de desenes de quilòmetres d'ample prop de la posició del front a la superfície, i s'observen núvols de desenvolupament vertical que podrien provocar xàfecs o nevades si la temperatura és molt baixa. Durant el seu desplaçament, la massa d'aire que ve desplaçant l'aire més càlid provoca descensos ràpids en les temperatures de la regió per on passa. En els mapes de temps, se simbolitza amb una línia amb triangles blaus que apunten cap a l'aire càlid.

Figura 43. Avanç d'un front fred a nivell del sòl

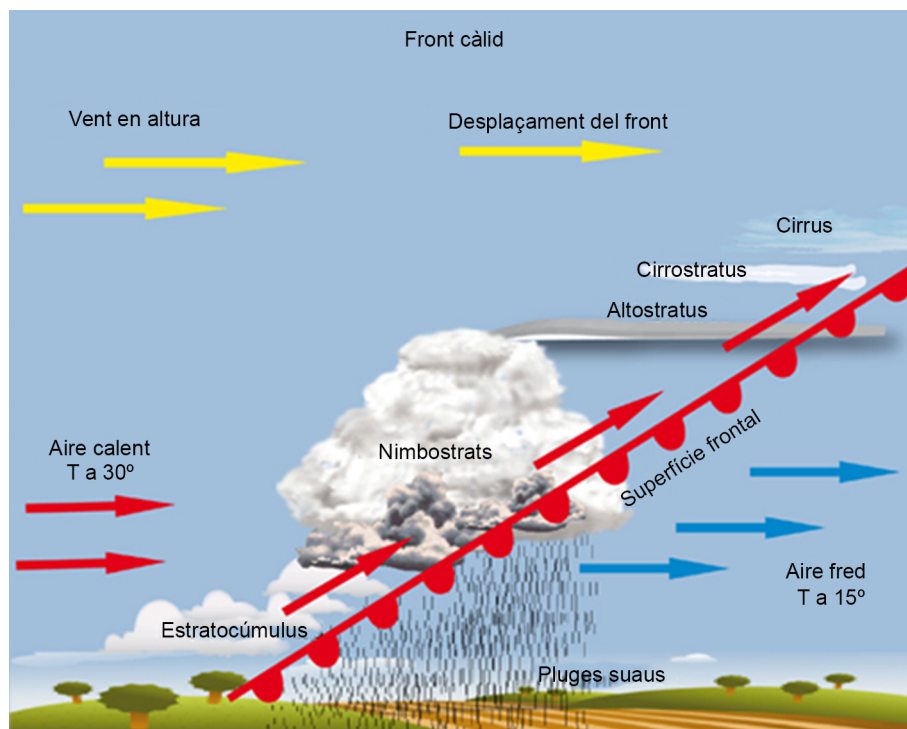


Font: Meteorologia a l'ESO.

6.3.2. Front càlid

Un front càlid es produeix quan una massa d'aire calent avança cap a latituds majors i la seva vora davantera ascendeix sobre l'aire més fred. Si hi ha humitat suficient, s'observen tots els gèneres de núvols estratiformes que podrien provocar precipitacions de tipus continu. En un mapa de temps, la posició en superfície d'un front càlid es mostra amb una línia amb semicercles vermells que s'estenen cap a l'aire fred.

Figura 44. Avanç d'un front càlid a nivell del sòl

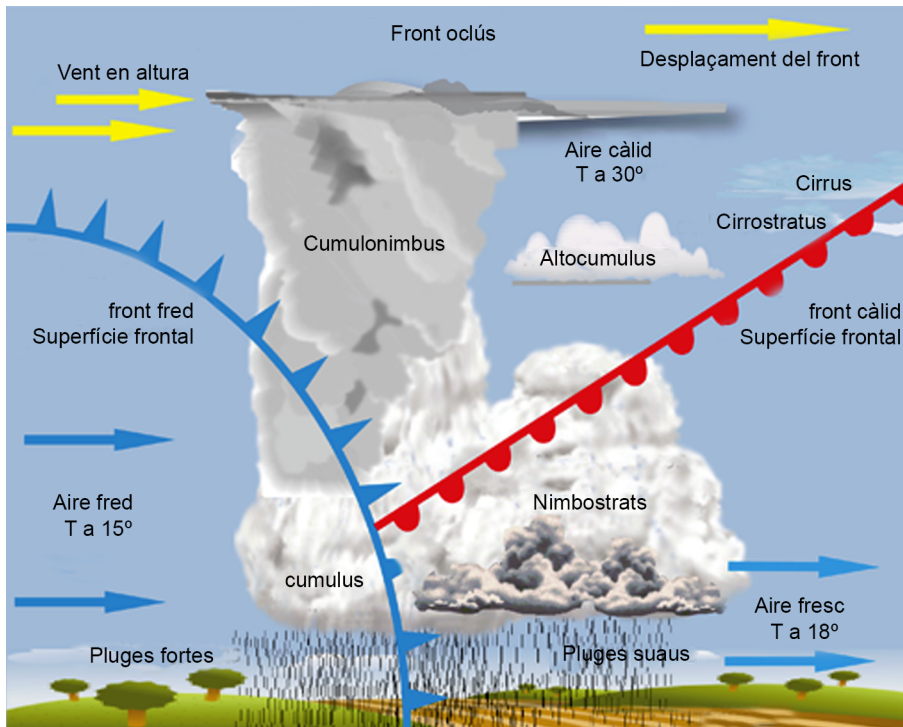


Font: Meteorologia a l'ESO.

6.3.3. Front oclús

Ja que els fronts freds es desplacen més ràpidament que els fronts calents, acaben per atrapar-los. En aquestes condicions, el sector calent desapareix progressivament de la superfície, i queda només en altitud. Quan els fronts s'han unit, formen un front oclús o una oclusió. Les oclusions poden ser del tipus front fred o del tipus front calent. L'estat del temps que provoca aquest sistema és una barreja dels fenòmens hidrometeorològics que produeixen els dos tipus de fronts.

Figura 45. Avanç d'un front oclús a nivell del sòl

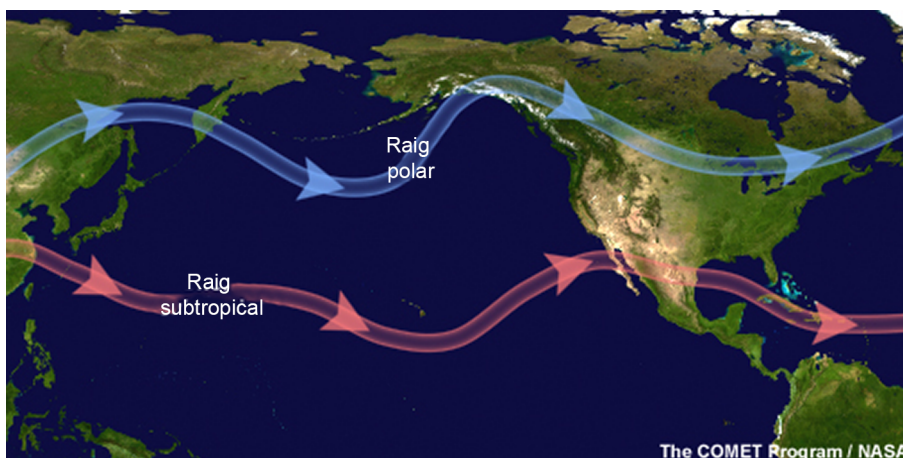


Font: Meteorologia a l'ESO.

6.4. Front polar i corrent en doll

A prop de la tropopausa, trobem corredors de vents molt intensos anomenats *corrents en doll* (en anglès, *jet stream*). Els més ràpids d'aquests corrents són el doll del front polar (o simplement, raig polar) i el doll subtropical, que flueixen cap a l'est. A més del doll subtropical, a l'alta troposfera tropical també trobem el doll tropical de l'est. En les cartes sinòptiques de l'alta troposfera, els corrents en doll s'identifiquen com a zones on la velocitat del vent excedeix els 25 m s^{-1} (50 nusos).

Figura 46. Representació esquemàtica de la posició dels raigs polar i subtropical superposada a un mapa de l'hemisferi nord



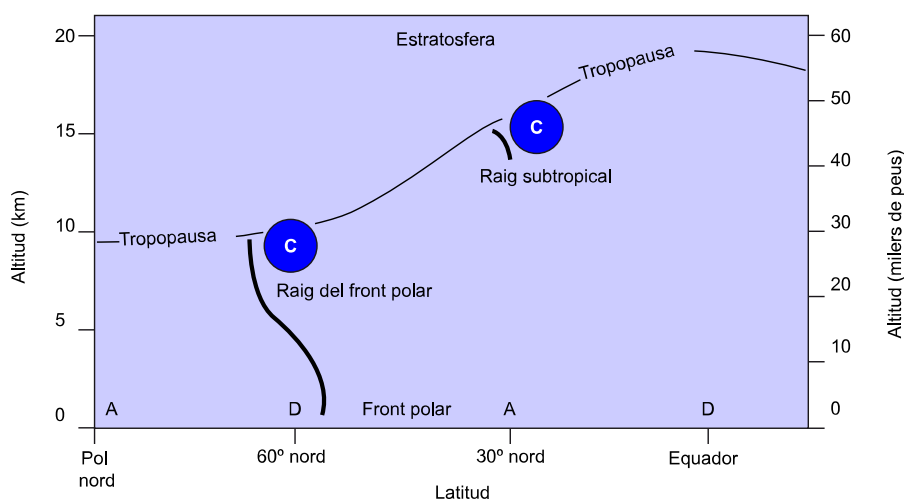
Font: COMET.

El front polar i el raig subtropical descriuen un patró ondular al voltant del globus que pot arribar a les latituds tropicals i polars, encara que la seva posició climatològica mitjana correspon a les latituds mitjanes.

Hi ha un front polar a tots dos hemisferis, situat entre els 30 i 70 graus de latitud en la superfície de pressió de 300 a 200 hPa (aproximadament 7,5 a 11 km d'altura sobre el nivell del mar). El front polar és més intens a l'hivern, quan de vegades migra fins a les latituds tropicals i arriba a unir-se al raig subtropical.

Tant la posició i orientació del front polar com la seva intensitat i continuïtat determinen les condicions meteorològiques sobre escales temporals que oscil·len entre un dia i diverses setmanes.

Figura 47. Perfil entre l'equador i el pol nord que mostra la posició mitjana dels dos corrents en doll



Font: COMET.

Fora de l'àmbit climàtic i meteorològic, la ubicació del corrent en doll és extremadament important per a les aerolínies. L'aprofitament del corrent en doll per part de les aeronaus pot reduir el temps de vol en 30 minuts si es vola en direcció est. En cas de volar en direcció contrària (oest), el resultat serà l'inrevés. Això suposa una millor eficàcia, tant de temps com econòmica (consum de combustible).

6.5. Evolució d'una borrasca de doble front o ondulatòria

Un cicló és una àrea de baixes pressions en la qual el vent gira en sentit contrari a les agulles del rellotge a l'hemisferi nord (i de forma inversa a l'hemisferi sud).

Les borrasques ondulatòries, també anomenades *borrasques de doble front* o, a Europa, *borrasques atlàntiques*, s'originen per la ciclogènesi (fenomen d'iniciació o intensificació d'una circulació ciclònica) dels ciclons extratropicals.

Totes aquestes borrasques o ciclons d'origen dinàmic, que tenen una gran influència en les condicions climàtiques de les latituds mitjanes, pateixen una ciclogènesi per a la seva formació i desenvolupament, i obtenen l'energia necessària del xoc entre les masses d'aire polar i tropical i de la dinàmica del corrent en doll, que genera aquestes depressions a la dreta de la seva trajectòria.

Aquestes borrasques van evolucionant, mentre es desplacen cap a l'est al llarg del front polar, fins a la seva desactivació, és a dir, fins a la ciclòlisi o dissolució de la borrasca.

En síntesi, les borrasques atlàntiques del front polar passen per les següents etapes des de la seva formació fins a la seva dissolució:

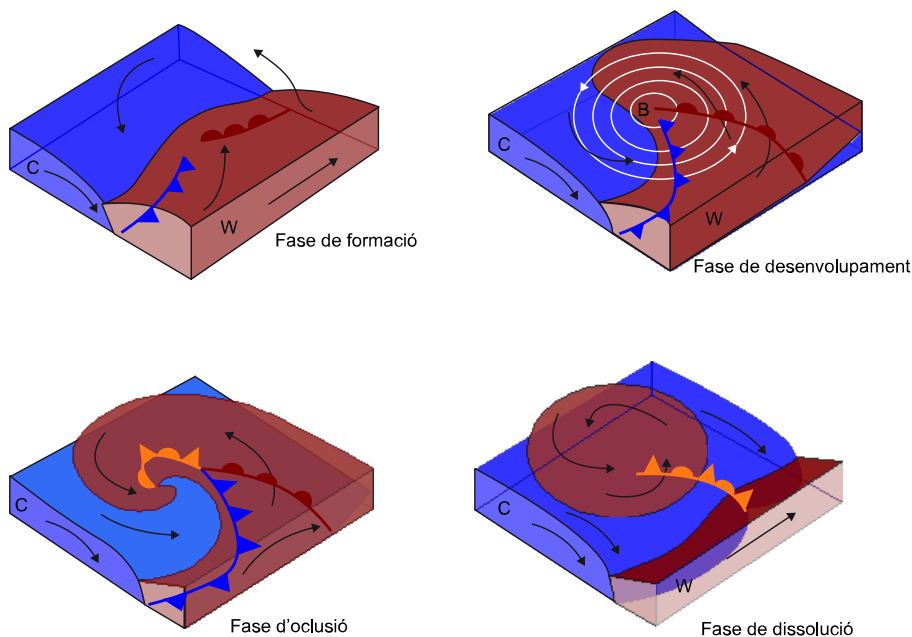
a) Fase de formació: el front polar es comença a ondular a causa de l'empenta de l'aire polar, fred i sec, cap al sud. S'inicia la formació d'una ona frontal (que va tancant-se progressivament sobre si mateixa) amb dos segments, un de càlid, per davant, i un altre fred, darrere.

b) Fase de desenvolupament: en el punt d'unió dels dos fronts, es forma una borrasca o centre de baixes pressions cap al qual convergeix el vent. Al llarg de tots dos fronts es produeixen precipitacions, que són més intenses al front fred i de menor intensitat, però més persistents, al front càlid. En aquesta primera fase, la pressió en superfície va baixant progressivament. Si aquest descens és molt ràpid, es pot generar una borrasca molt profunda (i, per tant, amb vents molt violents).

c) Fase d'oclusió: el front fred, que avança més ràpidament, atrapa el front càlid provocant l'oclusió (l'aïllament) i l'elevació de l'aire calent.

d) Fase de dissolució: la borrasca es debilita quan arriba a l'oclusió i es comença a restaurar el front polar.

Figura 48. Fases i formació (ciclogènesi) i desactivació d'una borrasca ondulatòria de doble front



Font: <http://leongiogazulla.blogspot.com.es>.

6.6. Temps general

6.6.1. Borrasca

Una borrasca no es troba estacionària, i es mobilitza progressivament d'oest a est pels vents de l'est. En general, el temps esperat és:

1) Un front càlid: el front càlid avança lliscant per sobre la massa més freda que té al davant. L'aire càlid ascendeix cap a cotes més altes, es refreda i apareixen nuvolositat estratiforme i, finalment, la pluja. Després de passar el front càlid s'obren clarianes, pugen les temperatures i deixa de ploure.

2) Front fred: el front fred penetra per sota en ser més dens, i aixeca violentament la massa càlida cap amunt, formant núvols de desenvolupament vertical (cumulonimbus). Els núvols cada cop són més negres, els vents, més forts, i alguns cops hi ha tempestes, calamarsa i descàrregues elèctriques. Quan ha passat el front fred, s'obren clarianes, el vent minva i les temperatures baixen.

3) Front oclús: el front pot produir nuvolositat estratiforme i de desenvolupament vertical (o sigui, de tot tipus), xàfecs, tempestes i calamarsa.

6.6.2. Anticicló

Els anticiclons es formen quan a una zona s'acumula aire que descendeix de capes més altes. El descens d'aquest aire fa augmentar la pressió, i s'escalfa. En escalfar-se, augmenta la capacitat de retenció de vapor d'aigua i no es formen núvols, menys en el cas que l'aire sigui molt humit, que formarà algunes boires.

En general, el temps és clar. En aquestes situacions es poden produir inversions tèrmiques, gelades per irradiació o boires.

Bibliografía

Andrades, M.; Muñoz, C. (2012). *Fundamentos de climatología*. Logroño: Universidad de La Rioja, Servicio de Publicaciones.

Cuadrat, J. M.; Pita, M. F. (2004). *Climatología* (3a. ed.; la 1a. edición es de 1997). Madrid: Cátedra.

Fuentes, J. L. (2000). *Iniciación a la Meteorología y la Climatología*. Logroño: Universidad de La Rioja, Servicio de Publicaciones.

López Bermúdez, F.; Rubio, J. M.; Cuadrat, J. M. (1992). *Geografía Física*. Madrid: Cátedra.

Martin-Vide, J. (1991). *Fundamentos de climatología analítica*. Madrid: Síntesis.

Moran, J. M.; Morgan, M. D.; Pauley, P. M. (1994). *The Atmosphere and the Science of Weather* (4a. ed). Nova York: Macmillan College Publishing.

Strahler, A. N.; Strahler, A. H. (1989). *Geografía física*. Barcelona: Omega.

