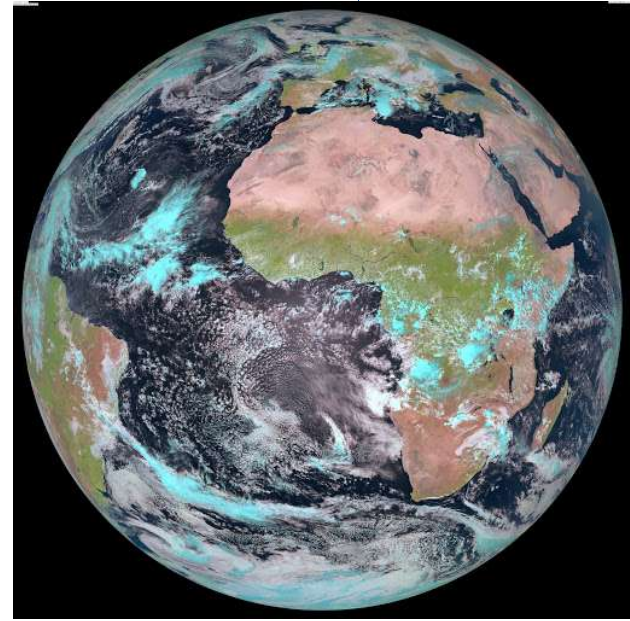


# Bases de la météorologie

---

François Bouttier - M2



# L'atmosphère météorologique

---

**on se limite aux échelles pertinentes pour les phénomènes météo:**

- horizontale :  $dx = 5$  à  $1000\text{km}$
- verticale :  $dz = 10\text{m}$  à  $15\text{km}$
- temporelle :  $dt = 1\text{h}$  à  $10\text{j}$
- (pour discrétiser on utilise des grilles  $\sim 10\text{x}$  plus fines)

la climatologie se concentre sur des durées plus longues (1-1000ans) et des échelles moins fines ( $dx > 20\text{km}$ )

**Variables étudiées :**

- pression  $p \sim 10^5\text{Pa}$  au sol ( $1000\text{hPa}$ )
- vent  $U=(u,v,w)$  par rapport à la surface terrestre, vitesse  $\sim 1\text{-}300\text{km/h}$ 
  - $u$  = vent 'zonal' W->E
  - $v$  = vent 'méridien' S->N
  - $w$  = vent 'vertical' aligné avec la gravitation, en m/s ou Pa/s (vitesse 10x plus lente que  $u,v$ )
- température  $T$  ( $-70\text{C}$  à  $50\text{C}$ )
- humidité :  $q \sim 10^{-3}\text{g/kg}$  ( $10^{-5}$  à  $10^{-2}$ ) sous forme de vapeur, eau liquide ou glace
- précipitation : flux vertical  $\sim 0,1$  à  $50\text{mm/h}$
- variables fortement couplées :  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$ , aérosols/poussières, vagues,  $T$  et  $q$  du sol...



# Les équations physiques de l'atmosphère

aux échelles considérées, l'air est un **gaz parfait** non-visqueux : (surtout  $N_2$  et  $O_2$ )

$$p = \rho R T \quad \text{avec } R \sim R_{\text{airsec}} + q R_{\text{vapeurH2O}} + (\text{autres gaz})$$

**Force de Coriolis** : aux échelles considérées, le référentiel est non-galiléen

- vitesse de rotation :  $\omega=1$  tour/jour
- durée de vie d'une dépression  $\sim 3$  jours
- au 1er ordre, la pression équilibre l'accélération d'entraînement (Terre ellipsoïdale)
- il reste l'accélération de Coriolis :  $2 \Omega \wedge U$  avec  $\Omega$  vecteur orienté NS
- au 1er ordre, le vecteur  $U$  est horizontal et  $dw/dt \ll || dU/dt ||$  donc seule la 'force' horizontale de Coriolis compte :  $F = f k \wedge U$  avec  $k$ =axe vertical et  $f=2 \omega \sin(\text{latitude})$  'facteur de Coriolis'

conservation de la quantité de mouvement pour un volume d'air:

- densité  $\rho = m/V$
- vent horizontal  $U=(u,v)$ :  $dU/dt = -(1/\rho)\text{grad } p + f k \wedge U + (\text{autres forces})$
- vent vertical :  $dw/dt = -(1/\rho)\text{grad } p - g + (\text{autres forces})$



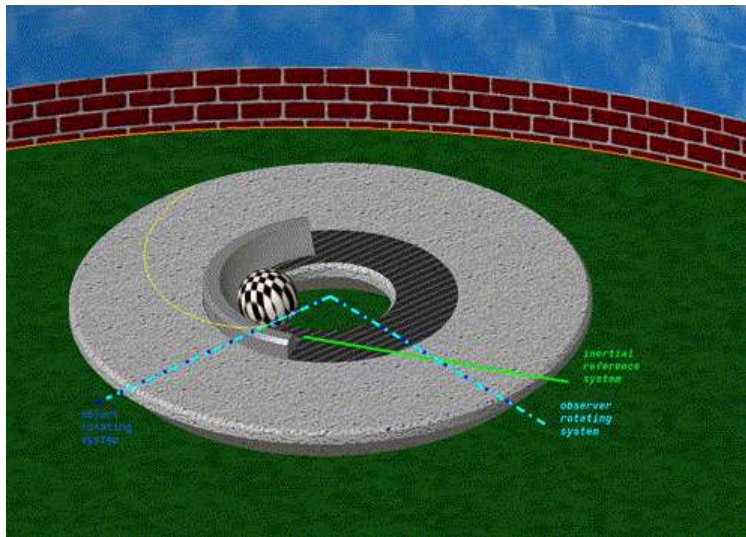
# Les équations physiques de l'atmosphère

**Force de Coriolis : aux échelles considérées, le référentiel est non-galiléen**

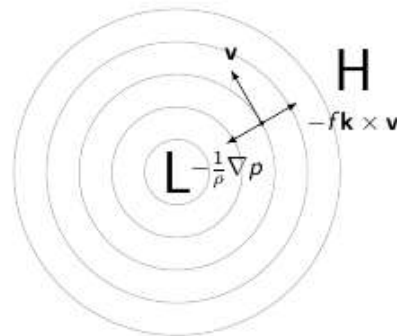
- $F = f \mathbf{k} \wedge \mathbf{U}$  avec  $f = 2 \omega \sin(\text{latitude})$  'facteur de Coriolis'

conservation de la qté de mouvement pour un volume d'air:

- vent horizontal  $\mathbf{U}=(u,v)$ :  $d\mathbf{U}/dt = - (1/\rho) \text{grad } p + f \mathbf{k} \wedge \mathbf{U} + (\text{autres forces})$



(wikipedia)



dépension dans  
l'hémisphère Nord



(Eumetsat)



# Les équations physiques de l'atmosphère

## Conservation de l'énergie (1er principe thermodynamique) :

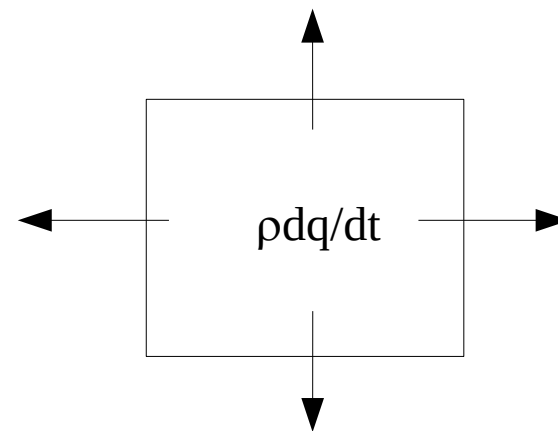
- pour un volume d'air
- supposé en équilibre avec la pression environnante (équilibre isobare)
- $C_p \frac{dT}{dt} = -\text{div}(Q)$  conservation de l'**enthalpie** ( $Q = \text{flux de chaleur}$ )
- $C_p \sim C_{p_{\text{airsec}}} + q C_{p_{\text{vapeurH2O}}} + (\text{autres gaz \& eau condensée})$

## Conservation de la masse :

- $\frac{dq_{\text{vapeur}}}{dt} = -\text{div}(F_{\text{vapeur}})$  (flux entrant de vapeur)
- $\frac{dq_{\text{H2Oliq}}}{dt} = -\text{div}(F_{\text{H2Oliq}})$  (flux entrant d'eau liquide)
- etc... (idem pour CO2, O3, aérosols...)

NB une source peut être interne au volume :

- travail des forces de pression
- évaporation de pluie
- gel/fusion...



# L'humidité relative

---

La solubilité de  $H_2O$  dans l'air dépend fortement de la température :

contrainte  $0 < q_{\text{vapeur}} < q_{\text{sat}}(T)$  avec  $q$  = fraction massique de l'air sec (en kg/kg)

*ordre de grandeur :  $q_v \sim$  quelques g/kg d'air en basse atmosphère*

Le ratio  $q_v / q_{\text{sat}}(T)$  définit l'**humidité relative** :

- air chaud = peut contenir bcp de vapeur avant de saturer
- air froid = contient peu de vapeur, et sature facilement
- $q_{\text{sat}}(T)$  étant convexe, un mélange de 2 airs 'secs' peut être saturé (brouillard de mélange)

Exemples :

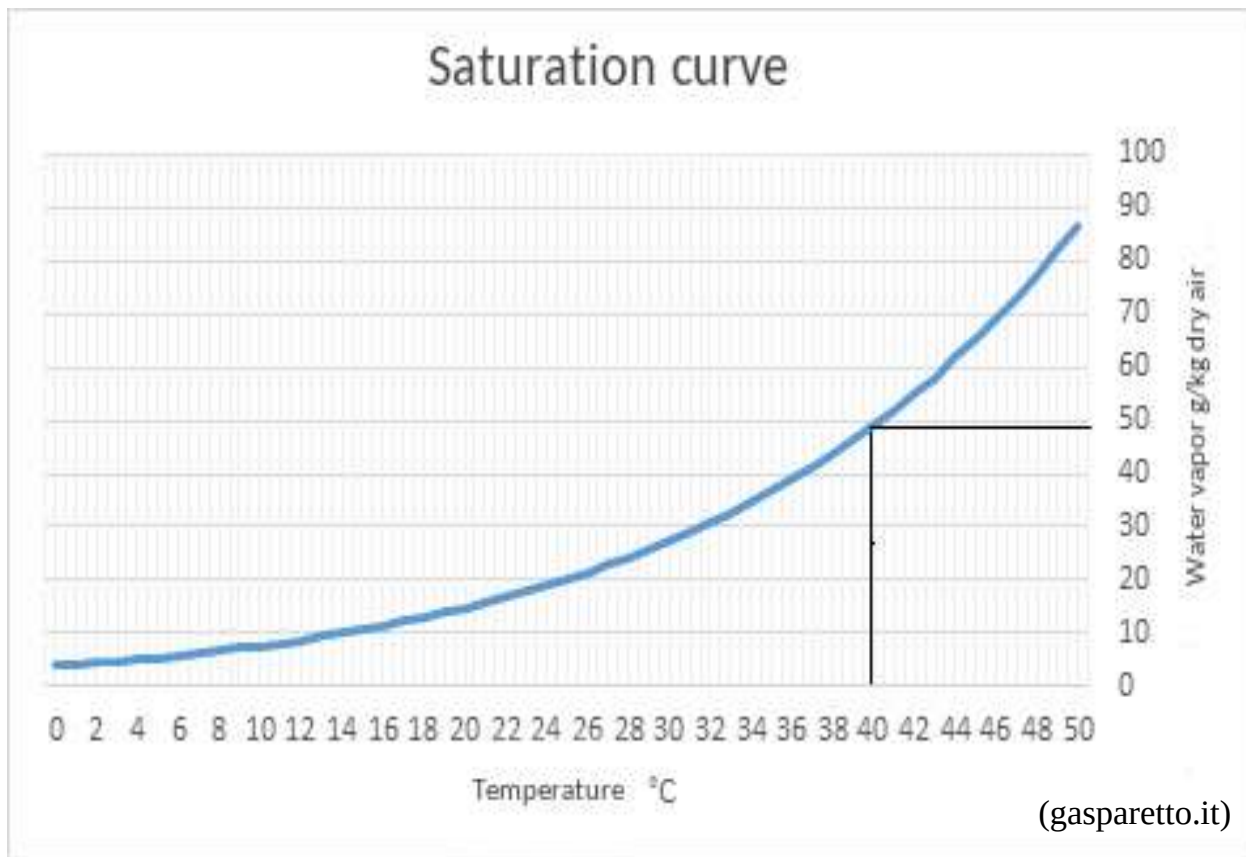
- le linge sèche mieux en été (air chaud = peut absorber bcp d'eau)
- buée sur les vitres et murs froids (air refroidi = devient saturé)
- **air qui monte -> détente adiabatique -> T diminue -> saturation (formation de nuage)** **\*\*mécanisme essentiel en météo\*\***



# L'humidité relative

$0 < q_{\text{vapeur}} < q_{\text{sat}}(T)$  avec  $q$  = fraction massique de l'air sec (en kg/kg)

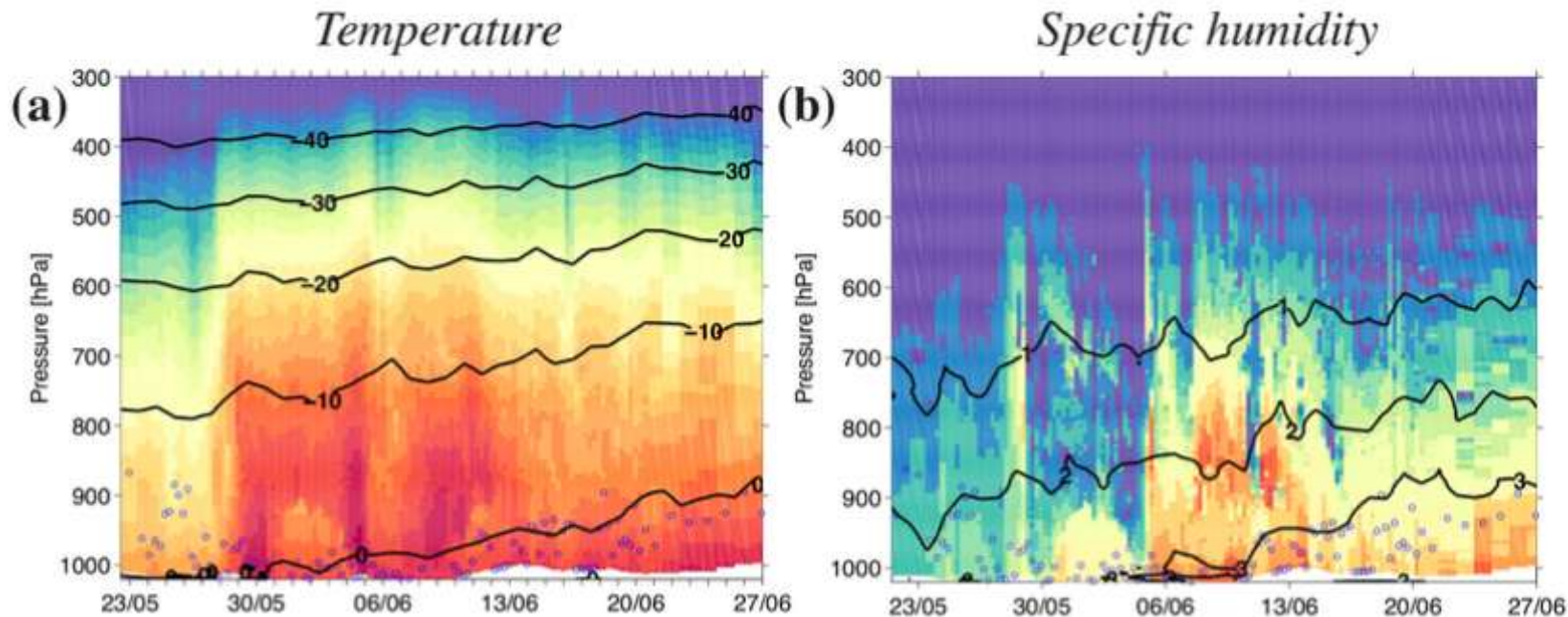
Le ratio  $q_{\text{vapeur}} / q_{\text{sat}}(T)$  définit l'**humidité relative**



# L'humidité relative

$0 < q_{\text{vapeur}} < q_{\text{sat}}(T)$  avec  $q$  = fraction massique de l'air sec (en kg/kg)

Le ratio  $q_{\text{vapeur}} / q_{\text{sat}}(T)$  définit l'**humidité relative**



(E Moster Knudsen)



# La stratification verticale : l'équilibre hydrostatique

L'accélération verticale est généralement faible, donc quasi-équilibre entre forces de pressions verticales et gravitation :

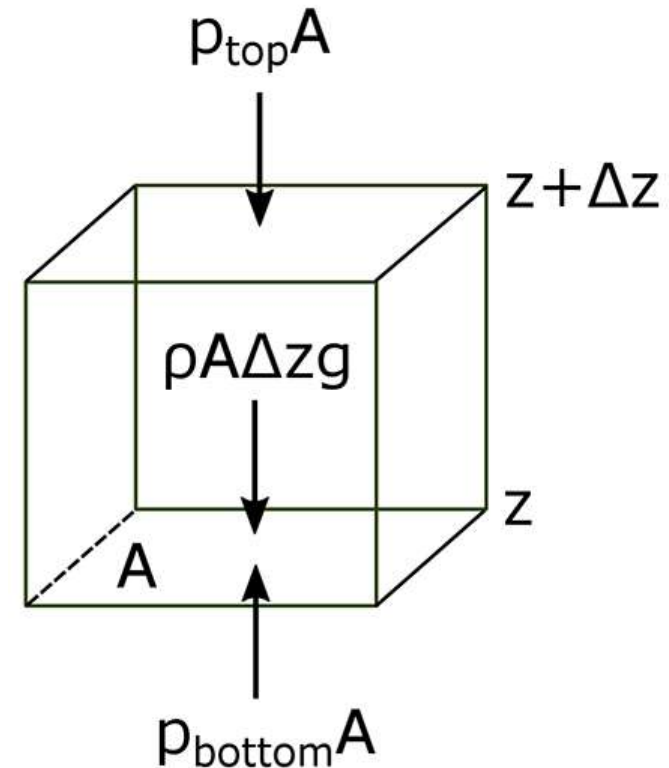
$dp/dz = -\rho g$  approximation de l'**équilibre hydrostatique**

On néglige les ondes acoustiques : volumes d'air en quasi-équilibre 3D avec la pression environnante

Donc : la **pression décroît avec l'altitude** (près du sol : environ 1hPa/10m, 100hPa/1km)

Comme  $p = \rho R T$ , chaque volume d'air reçoit une **flottabilité** (force d'Archimède) si sa température est différente de son environnement :

- air + chaud = plus léger = ascendance (Montgolfière)
- air + froid = plus lourd = subsidence (écoulement de densité)



# La stratification verticale : température potentielle

$dp/dz = -\rho g$  approximation de l'**équilibre hydrostatique**

$p = \rho R T$  équation des gaz parfaits

$C_p dT = -p dV$  conservation de l'enthalpie (si transformation adiabatique)

Lors de déplacements de particules d'air

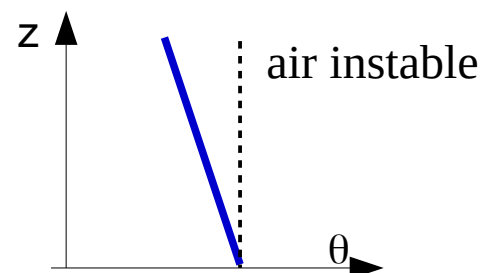
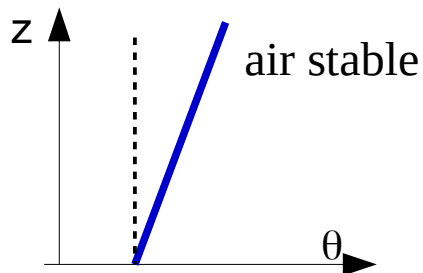
- en équilibre isobare avec leur environnement
- mais sans échange de chaleur

leur **température potentielle** se conserve :  $\theta = T (p_0/p)^{(R/C_p)}$

(avec  $\theta_0, p_0$  propriétés à un niveau de référence de 1000hPa)

$\theta$  plus élevé que son environnement = T plus chaude = air moins dense = flottabilité positive

Si l'air est humide, la température potentielle se définit un peu différemment



# La stratification verticale : troposphère et stratosphère

---

La surface de la Terre est (en moyenne) chauffée par le soleil, alors que l'atmosphère tend à se refroidir vers l'espace :

- zones tropicales + chaudes que les pôles (près de la surface)
- été plus chaud que l'hiver
- déstabilisation de la basse atmosphère par du chauffage (moins en altitude, à cause de l'effet de serre)

Le chauffage de basses couches et la turbulence (=rugosité) de surface mélangent l'air sur une épaisseur de ~12km de manière quasi-adiabatique :

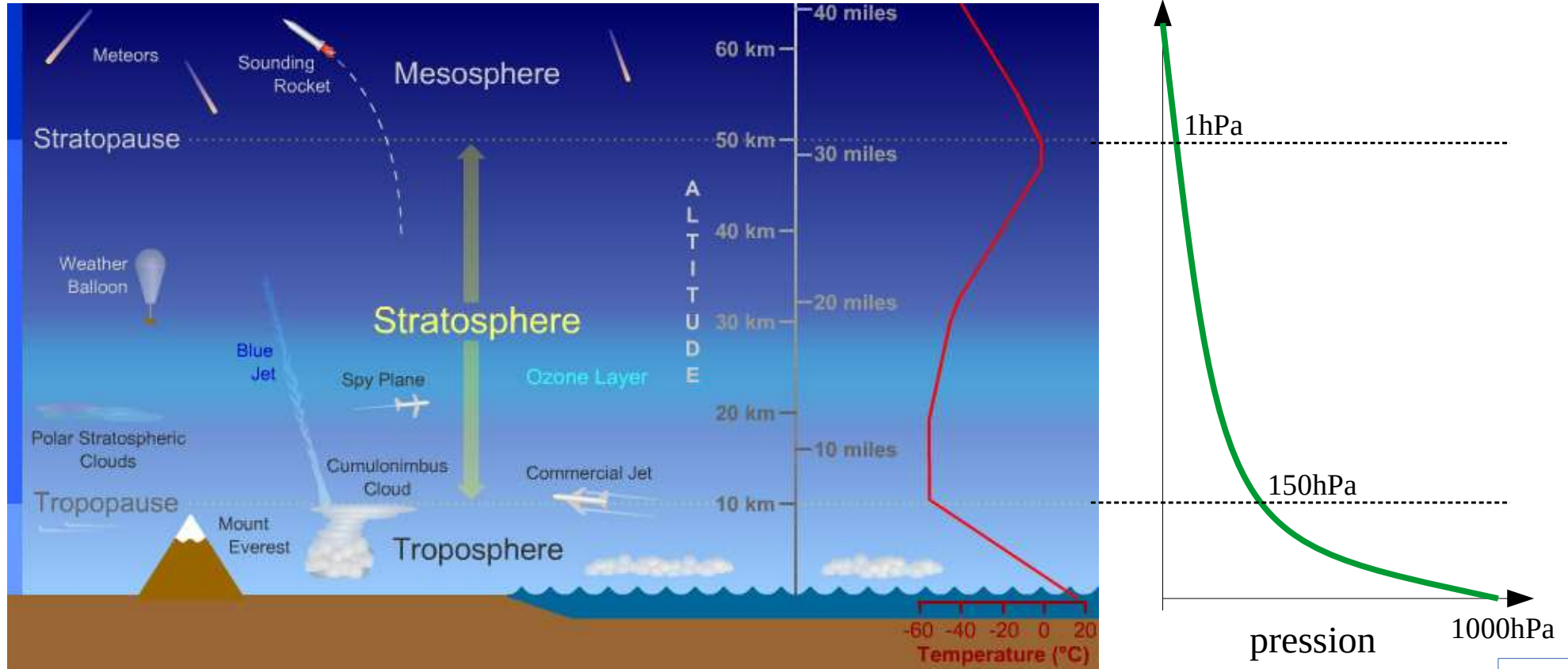
- **troposphère** = couche à la limite de la stabilité ( $dT/dz \sim 0.7C/100m$ ), souvent saturée
- **stratosphère** = 10-50km. Air souvent sec, l'effet de serre stabilise l'air et décourage les mouvements verticaux
- interface = **tropopause** :  $T \sim -50C$ ,  $p \sim 150hPa$ ,  $z \sim 10km$

$p(z)$  = quasi exponentielle

$q_{vap}(z) \sim 1g/kg$  uniquement en basse troposphère ( $z < 3000m$ ), très faible au-dessus



# La stratification verticale : troposphère et stratosphère



(R Russel, UCAR)

# L'équilibre géostrophique

---

Dans les écoulements de grande échelle sans frottement (ex : haute troposphère, stratosphère), le gradient horizontal de pression est en quasi-équilibre avec la force de Coriolis :

$$\text{grad } p \sim f \mathbf{k} \wedge \mathbf{U} \quad \text{approximation géostrophique}$$

- le vent horizontal est **perpendiculaire au gradient de pression** : sur les cartes, **le vent suit les courbes isobares**.
- Dépressions en Europe = rotation sens trigonométrique. Inversé dans l'hémisphère sud
- vent **plus fort si les isobares sont resserrées** (ex : cyclones)
- à gradient de pression donné, vent plus fort aux basses latitudes (ex : Méditerranée)
- à vent donné, dépressions plus creuses près des pôles (ex : dépressions polaires)

Frottements près du sol : ~20% du vent est **agéostrophique, orienté vers les basses pressions** :

- **comblement des dépressions** si pas de source d'énergie
- égalisation des pressions autour de ~1000hPa au niveau de la mer
- en haute troposphère (5 à 10km), relation fréquente entre masse d'air et vent :
  - air chaud = anticyclone = haute pression d'altitude
  - air froid = dépression
  - **interface chaud/froid = courant jet d'altitude** (vent d'ouest 'quarantièmes rugissants')

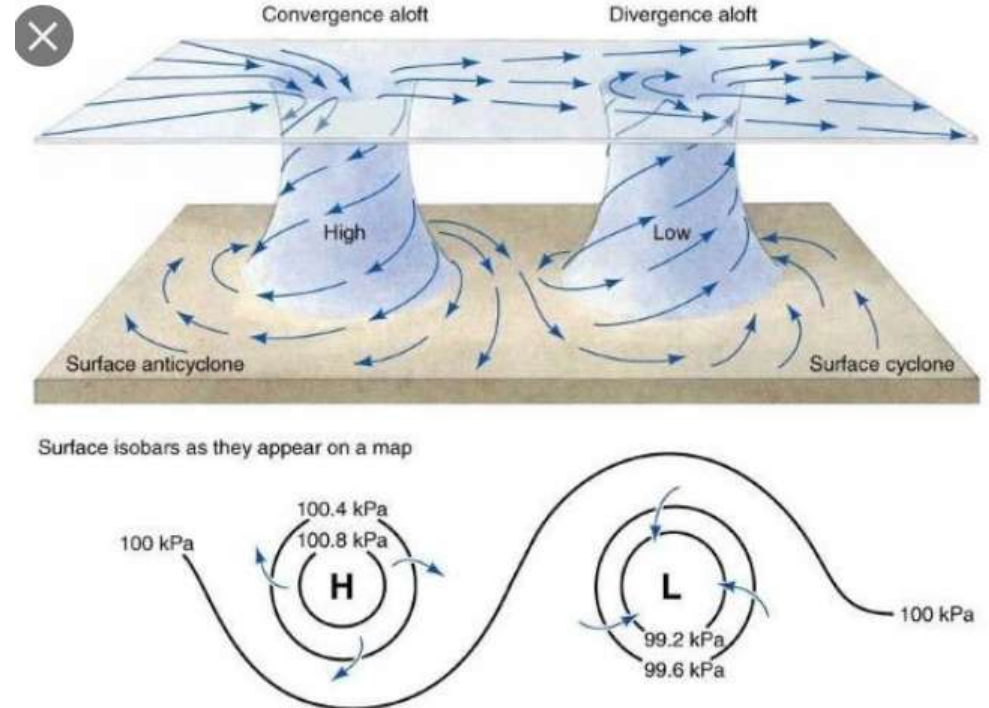


# Le pompage d'Ekman

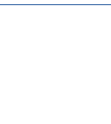
Dans les **dépansions** météorologiques (et océaniques), le vent agéostrophique provoque une **convergence horizontale** près du sol :

- augmentation de la pression au centre % force centrifuge -> **ascendance**
- -> divergence à la tropopause (qui joue le rôle d'un « toit » stable)
- -> refroidissement de l'air ascendant -> sursaturation -> condensation = **nuages et pluie**
- la condensation libère de la chaleur latente (L dq) -> réchauffement -> flottabilité -> ascendance : feedback positif (ex : **cyclones tropicaux**)
- en résumé : **dépansion -> ascendance -> nuages et pluie**

Mécanisme inversé dans les **anticyclones** : divergence en basses couches -> air descendant ('subsidence') -> air sec et 'beau temps'



(pinterest.it)



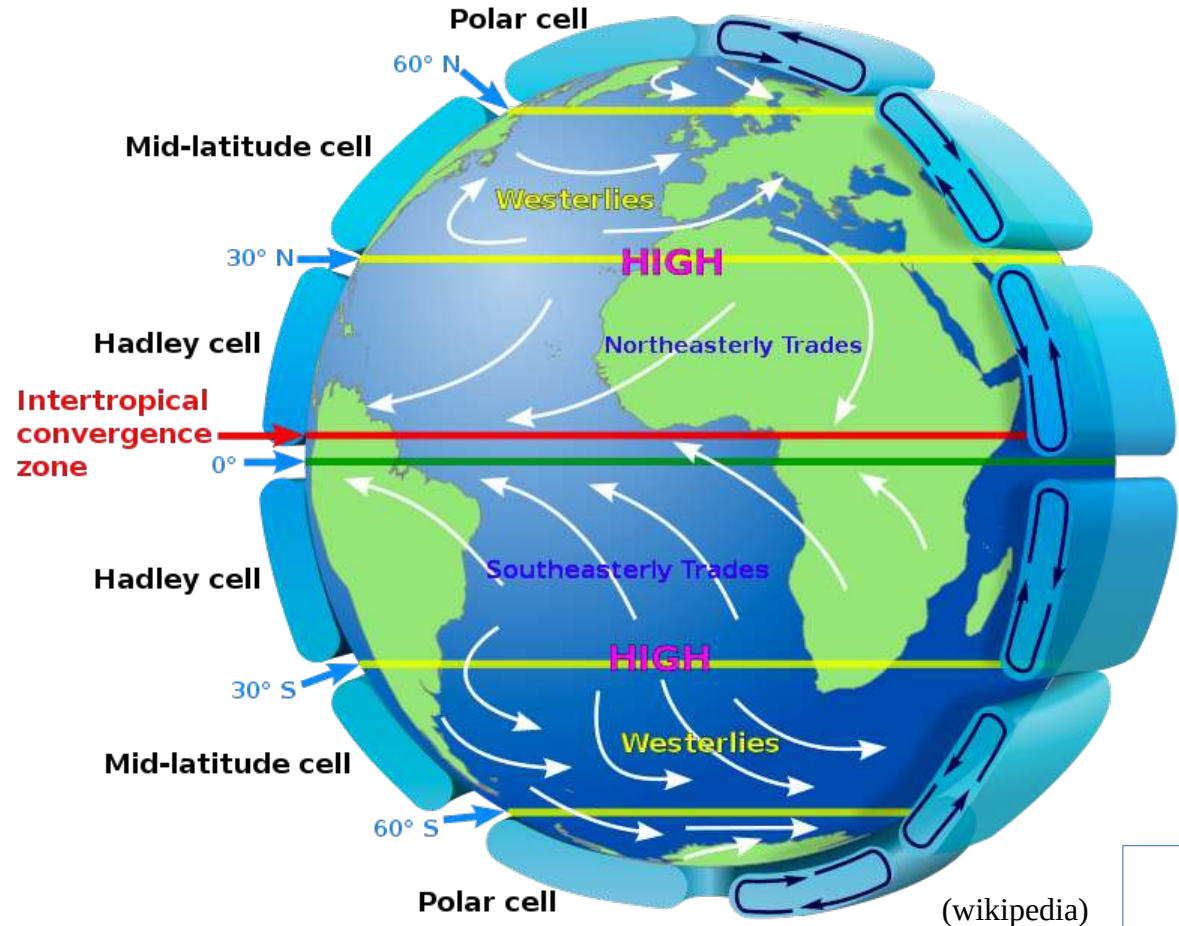
# L'équilibre géostrophique et la circulation générale

le gradient horizontal de pression est en quasi-équilibre avec la force de Coriolis :

$$\text{grad } p \sim f \wedge U$$

approximation géostrophique

- le vent horizontal est **perpendiculaire au gradient de pression** : sur les cartes, **le vent suit les courbes isobares**.
- Dépressions en Europe = rotation sens trigonométrique. Inversé dans l'hémisphère sud
- vent **plus fort si les isobares sont resserrées** (ex : cyclones)
- **interface chaud/froid = courant jet d'altitude** (vent d'ouest 'quarantièmes rugissants')



# La 'circulation générale'

A l'échelle planétaire la troposphère s'organise à partir du chauffage solaire et de la stratification verticale :

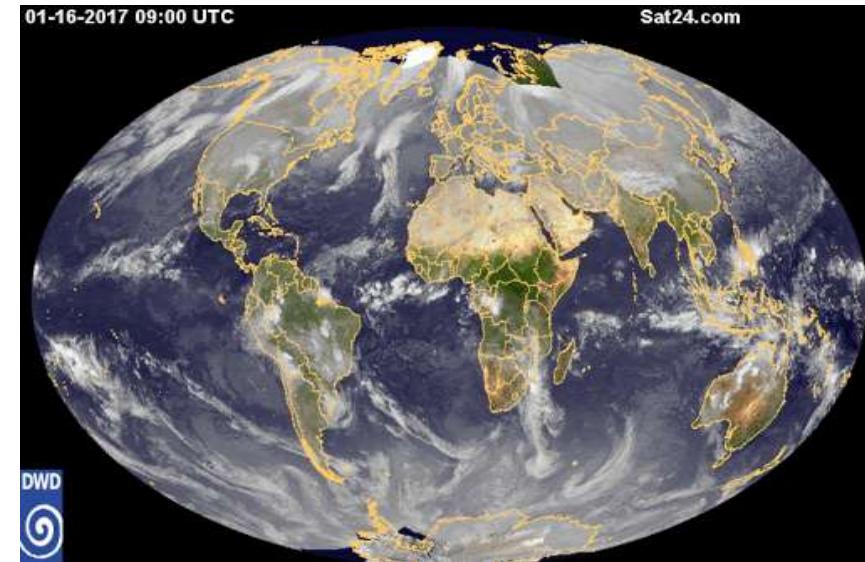
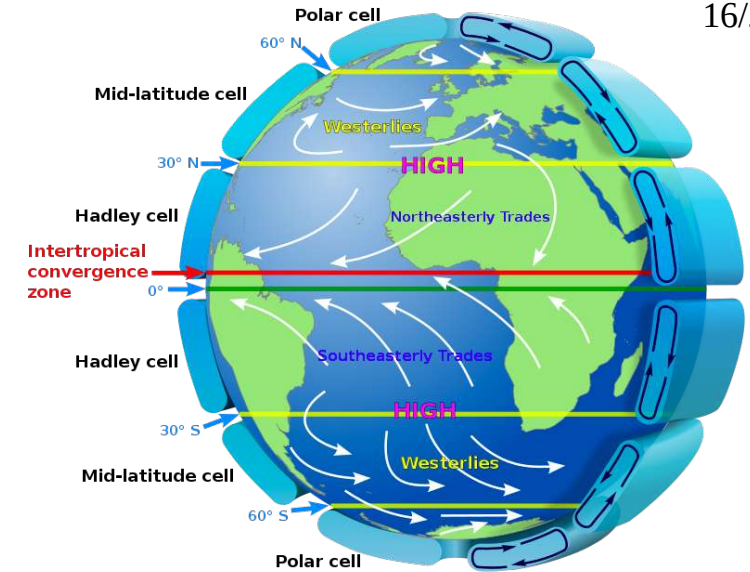
- **zones tropicales** : chaudes et humides. Nuages convectifs, vent dominants d'est (alizés), ondes tropicales W->E ou E->W
- **zones polaires** : air froid, vortex dépressionnaire intense en altitude
- **latitudes moyennes** :
  - vents dominants d'ouest, turbulents (dépressions/anticyclones)
  - forts vents d'ouest à la tropopause : **courant-jet**
  - nuages et pluie gouvernés par les ascendances d'air tropical (ondulations du jet, **fronts**)

influences géographiques locales :

- **montagnes** (Himalaya, Rocheuses, pluies au vent, foehn)
- contraste de températures de surface (upwellings, déserts, banquises)

forçages astronomiques :

- cycle diurne
- cycle saisonnier
- marées atmosphériques en haute altitude
- moussons





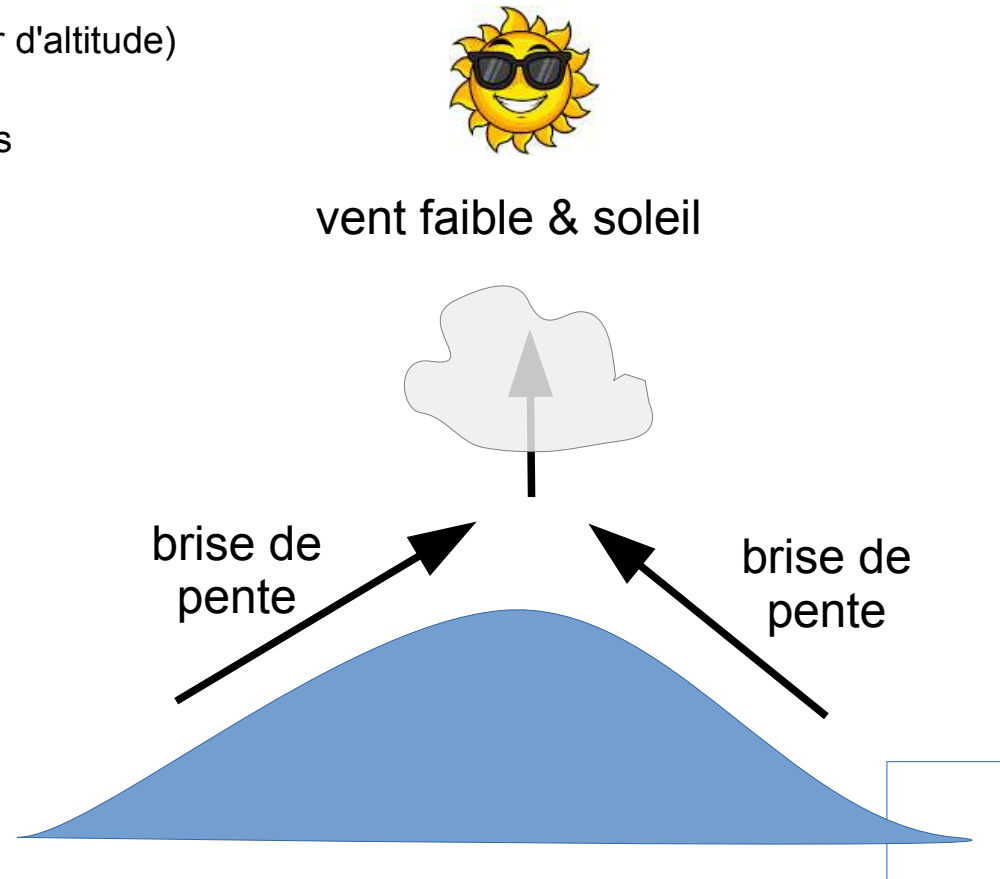
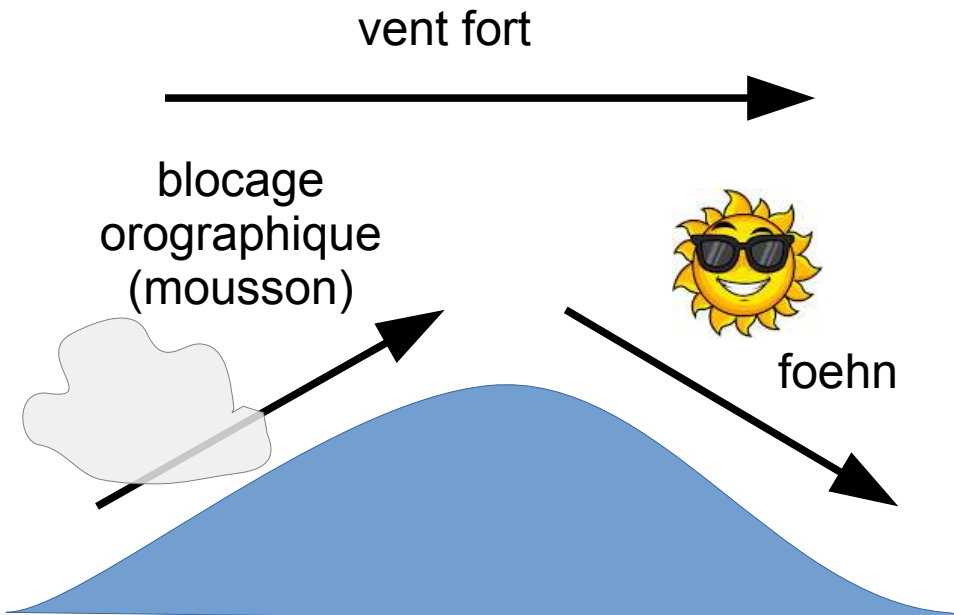
01-16-2017 09:00 UTC

Sat24.com



# Impact régional des montagnes

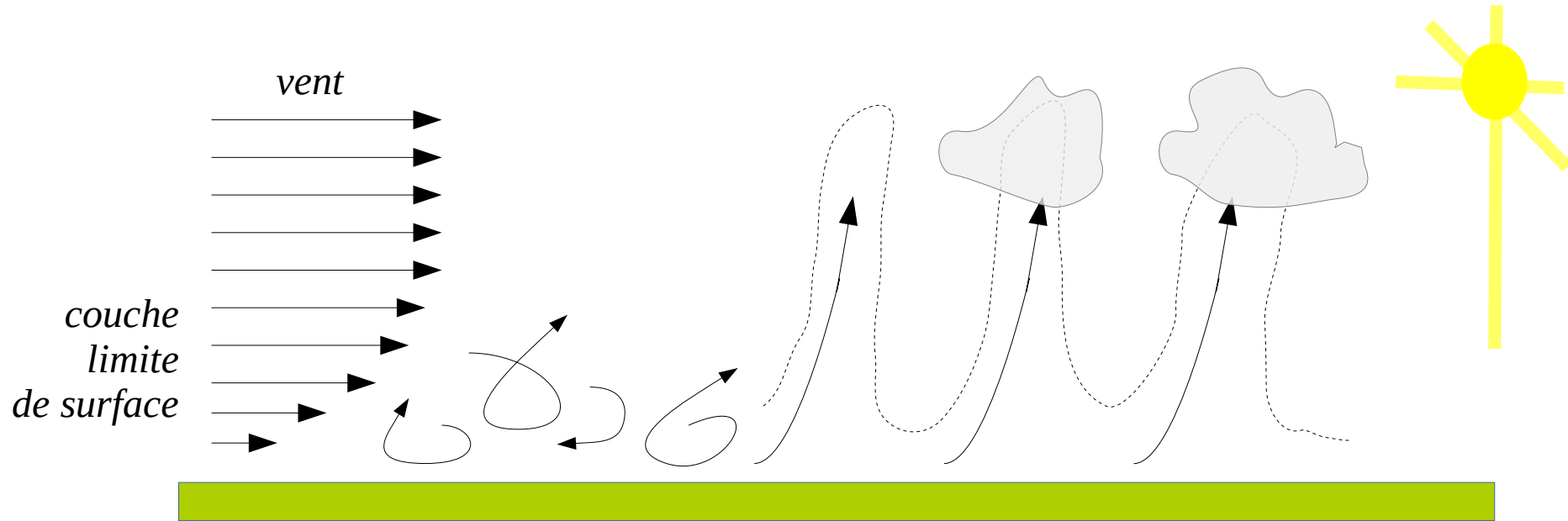
- chaînes assez vastes (>50km de large)
- pluie au vent : condensation par ascendance forcée
- "foehn" : assèchement par subsidence (ou intrusion d'air d'altitude)
- convection diurne par convergence thermique
- à grande échelle, c'est la **mousson** = pluies persistantes



# La couche limite de surface

L'atmosphère est modifiée par les conditions de surface sur une épaisseur de 1m à ~3km : c'est la 'couche limite'

**Turbulence** : présence de petits tourbillons 3D (taille typique 10-300m) qui provoquent du mélange (~ pseudo-viscosité).



# La couche limite de surface

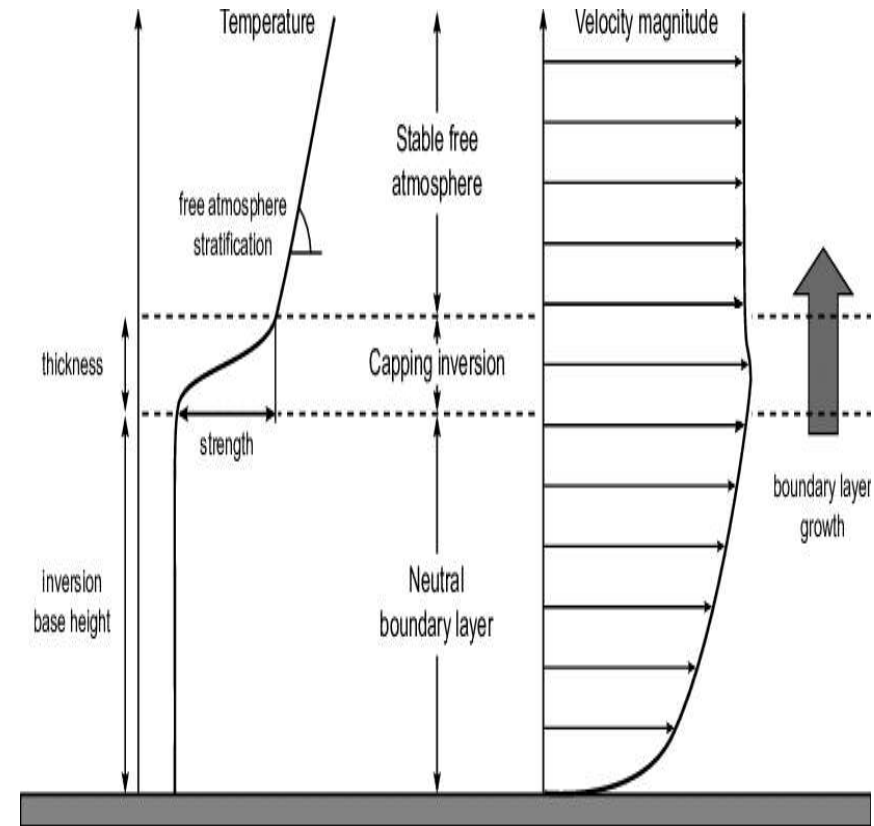
L'atmosphère est modifiée par les conditions de surface sur une épaisseur de 1m à ~3km : c'est la 'couche limite'

Turbulence : présence de petits tourbillons 3D (taille typique 10-300m) qui provoquent du mélange (~ pseudo-viscosité). 2 causes :

- cisaillement : production de tourbillons, surtout si  $dU/dz$  est élevé. Effet accentué par la rugosité (vagues, arbres, montagnes...)
- convection : réchauffement relatif des basses couches % altitude : soleil, surface chaude, effet de serre nuageux... effet accentué si l'air est humide (formation de nuages convectifs)

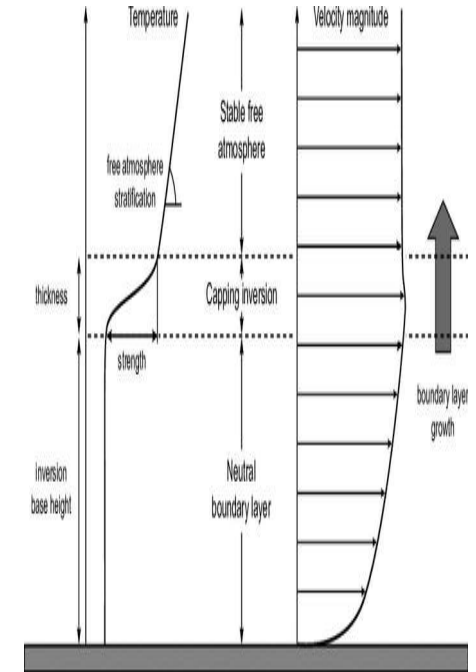
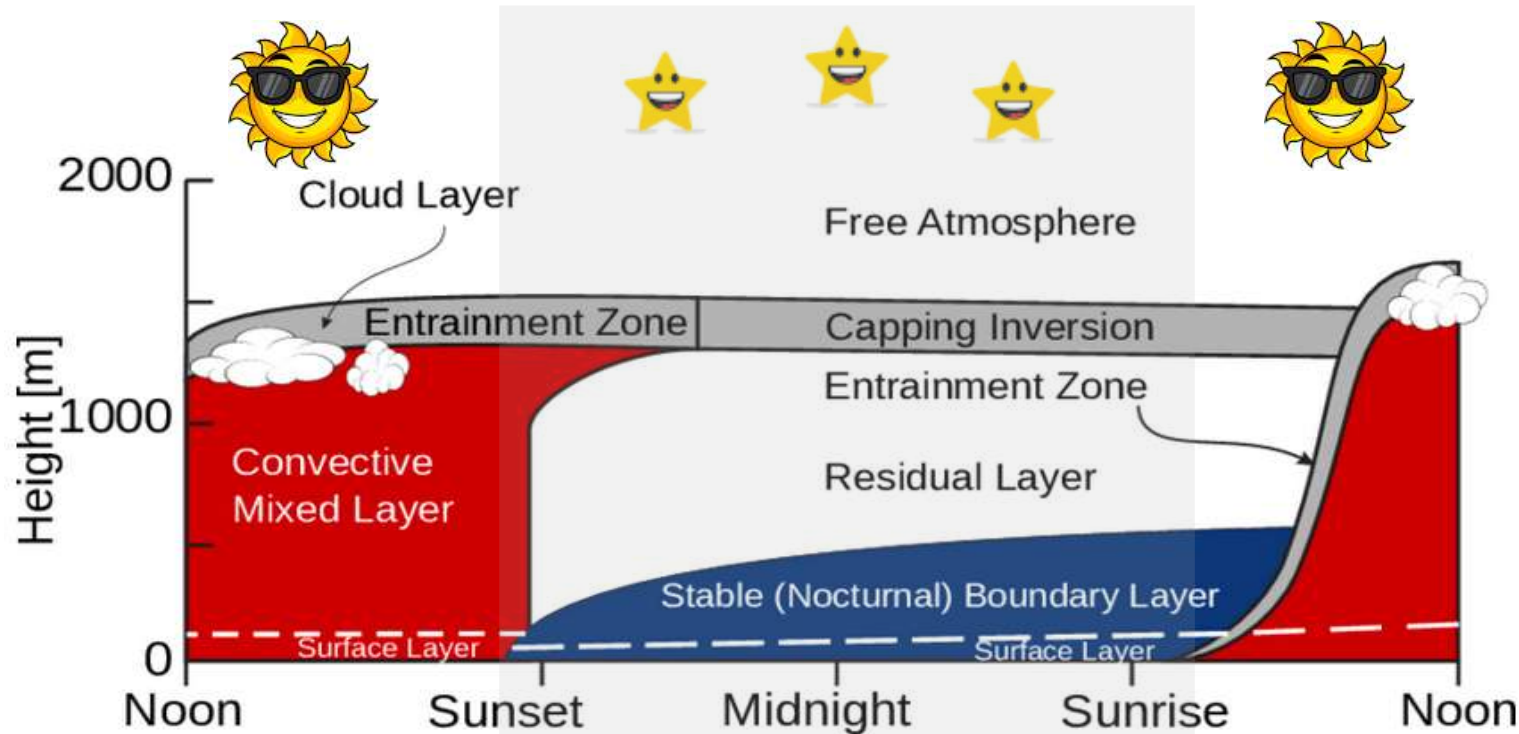
Flux de surface : échanges à l'interface sol/air :

- chaleur (mélange si surface chaude, piégeage par inversion si froide)
- humidité (évaporation)
- (CO<sub>2</sub>, aérosols/poussières, polluants)



# La couche limite de surface : cycle diurne

Pilotée par le chauffage solaire du sol (le jour) et le refroidissement IR vers l'espace.  
Plus important sur les continents, par ciel clair, en été.



3: Boundary-layer structure during a diurnal cycle in a high pressure region over land. Adapted with permission of Springer, from "An introduction to Boundary Layer Meteorology", R. B. Stull (1988). © 1988, Kluwer Academic Publishers.

# La convection

---

En jargon météo :

**advection** = transport par le vent

**convection** = transport vertical par les forces de flottabilité

En cas de déstabilisation thermique, les ascendances s'auto-organisent sous forme de '**plumes**' : c'est la convection. Les plumes sont séparées par des subsidences. dimension  $dx \sim 1$  à 3000m

Importance de la **convection humide** : en montant, l'air se refroidit. S'il se condense, un nuage convectif se forme :

- petit nuage (100-500m) : **(strato-)cumulus** en sommet de couche limite.
- gros nuages (2-50km) : **cumulonimbus** possiblement orageux (supercellule, ligne de grain...)
- la convection peut être explosivement amplifiée par la chaleur latente libérée par condensation dans les ascendances.
- l'effet radiatif dépend de la géométrie adoptée par les nuages (strates ou cellules)

***La convection joue un rôle clé dans l'atmosphère, c'est une forte source d'incertitude pour la modélisation du climat.***



# La convection

---

- petits nuages (100-500m) : **(strato-)cumulus** en sommet de couche limite.
- gros nuages (2-50km) : **cumulonimbus** possiblement orageux (supercellule, ligne de grain...)
- l'effet radiatif dépend de la géométrie adoptée par les nuages (strates ou cellules)



cumulus



stratocumulus



cumulonimbus

