

Troposphère : 80 % de la masse atmosphérique ; la quasi-totalité de la vapeur d'eau, des nuages et des précipitations.

Tropopause : plusieurs critères de définition (thermique, dynamique, chimique)

Forte stabilité statique de la **stratosphère** (vs mélange vertical efficace dans la troposphère) qui limite le passage de constituants troposphériques dans la stratosphère et augmente le temps de résidence des aérosols qui s'y trouvent (poussières volcaniques par ex.)

Panorama de la circulation troposphérique à grande échelle (mouvement moyen, fluctuations temporelles)

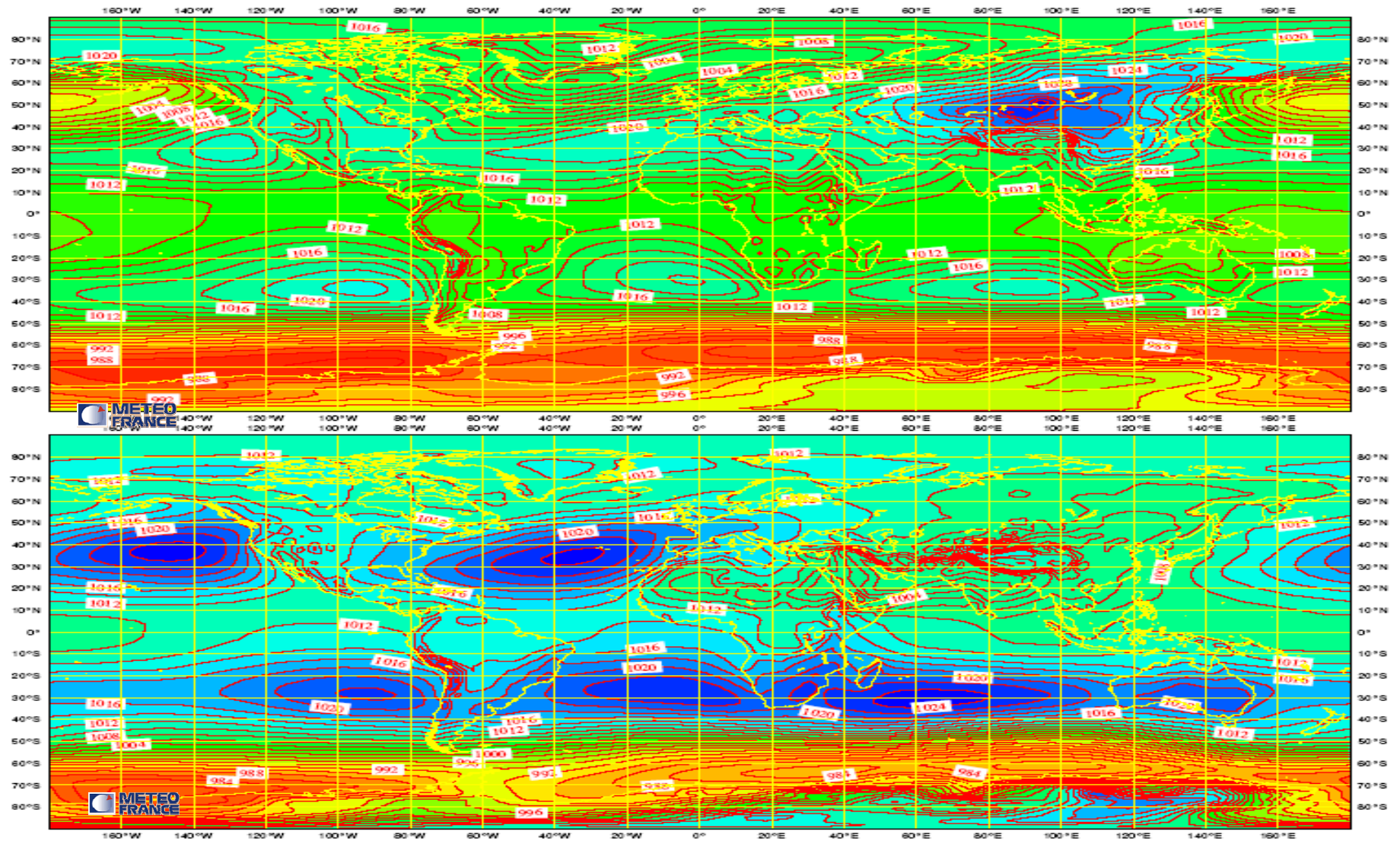


FIG. 3.18 – Champ de pression réduite au niveau de la mer moyenné sur les 44 ans de réanalyse ERA40 (a) décembre-janvier-février (b) juin-juillet-août

Présentation à l'échelle du globe

Le vent :

On distingue le vent zonal u (>0 pour un vent d'Ouest) et le vent méridien v (>0 pour un vent de Sud)

- Profil méridien de la moyenne zonale et verticale du vent zonal
- Champ de vent zonal moyenné
- Profil méridien de la moyenne zonale du vent zonal
- Profil méridien de la moyenne zonale du vent méridien et profil méridien de la moyenne zonale de la vitesse verticale

Synthèse :

En étudiant les champs en moyenne annuelle, on met en évidence :

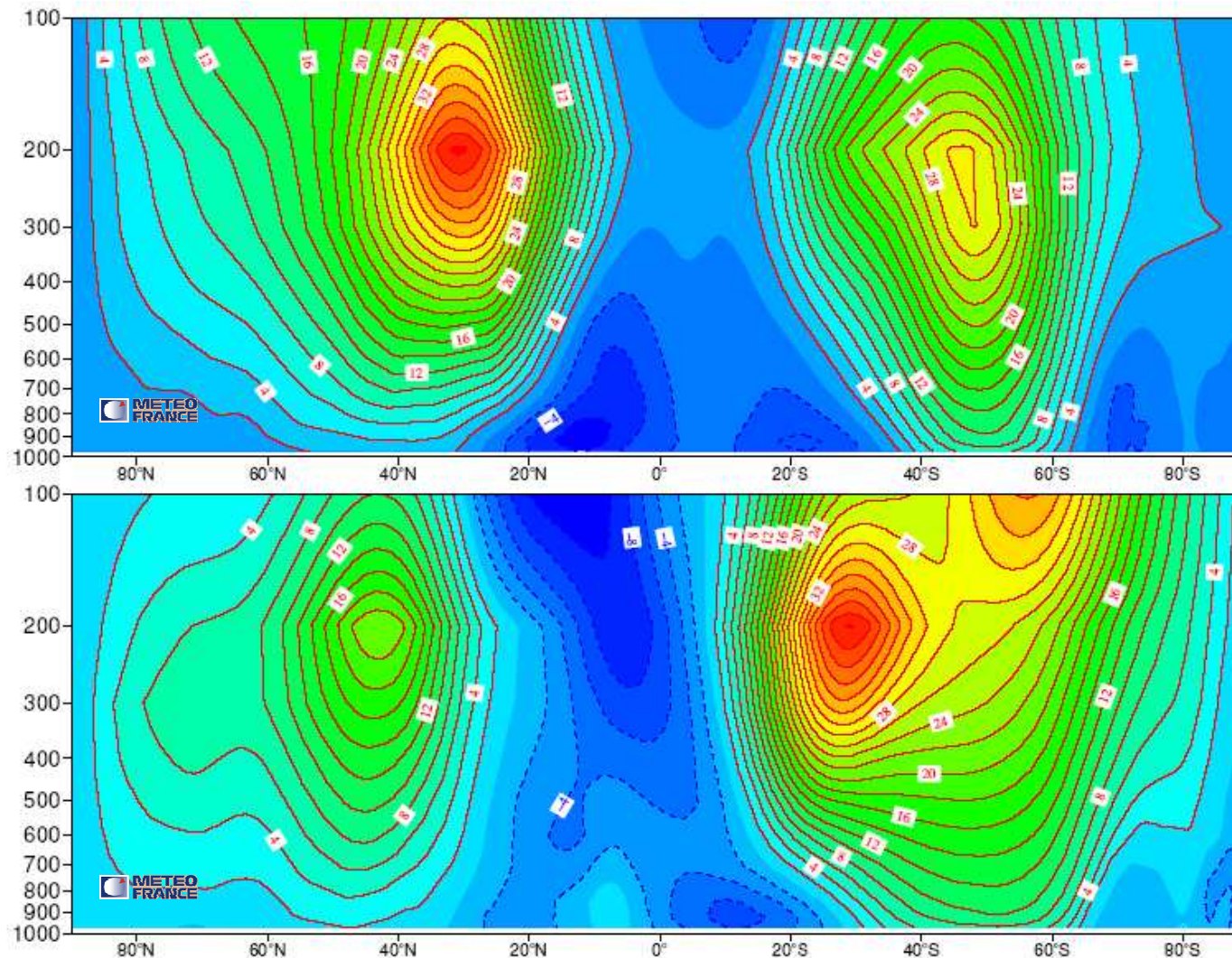
Le courant jet subtropical

Les alizés

Cellules de Hadley

Zone de Convergence InterTropicale

Toutefois, ces différentes structures ne sont pas toujours visibles au jour le jour, possèdent une variabilité spatio-temporelle grande (intra-saisonnière), sont influencées par la nature des basses couches (Océan, continent, relief).



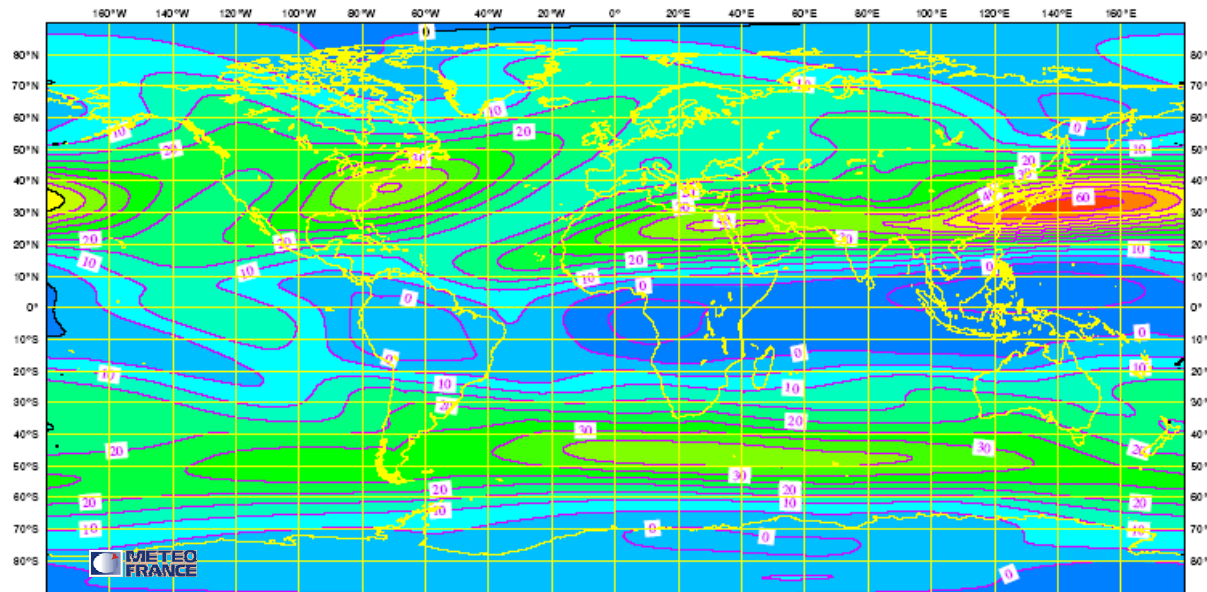
a)

b)

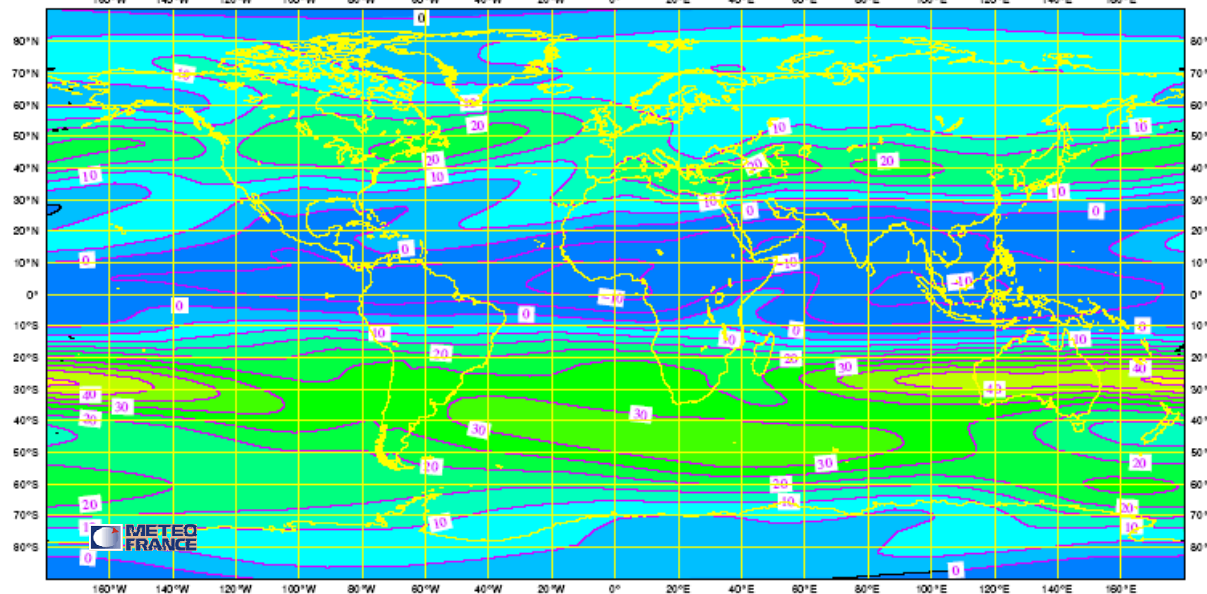
Coupes latitude/pression : distribution méridienne moyenne de la composante zonale du vent. Présence du courant jet subtropical : noyaux de vent très fort au niveau de la tropopause vers 30° de latitude. Deux maxima (25 m/s en moyenne annuelle) situés vers 12 km d'altitude et 30 degrés de latitude N/S. Variabilité /moyenne : tempêtes décembre 99, $u > 500$ km/h à 333 hPa, RS Brest.

Dans l'hémisphère d'été, noyau moins intense et plus proche du pôle qu'en hiver.

Dans la ceinture intertropicale, vent d'Est ; max près du sol et plus fort dans l'hémisphère d'hiver → alizés, « trade-winds ». Variation saisonnière : descente des jets vers le sud pendant l'hiver boréal, remontée vers le nord pendant l'été boréal. Relation entre intensité du vent zonal et gradient méridien de température (relation du vent thermique, cf « Lois »).



DJF



JJA

Le jet subtropical ne correspond pas à un axe de vent fort continu (influence du relief, des continents)

Structure plus régulière dans l'hémisphère Sud.

Vent max sur les bords Ouest pacifiques et atlantiques

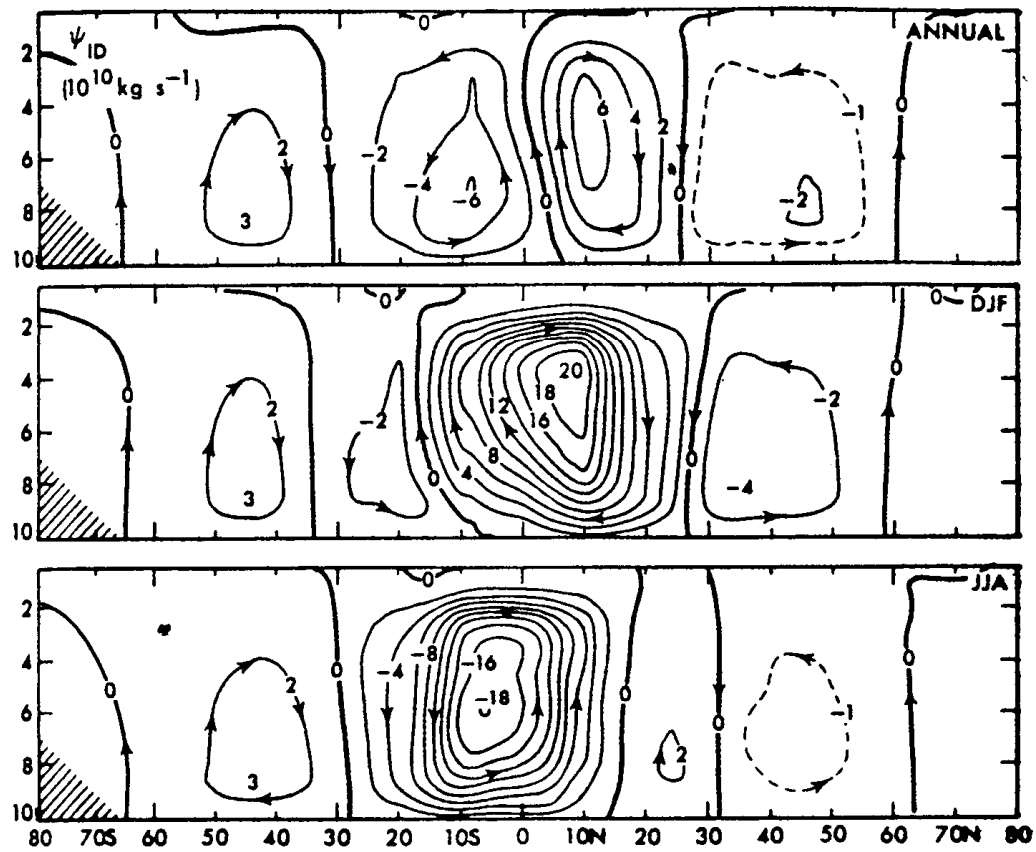
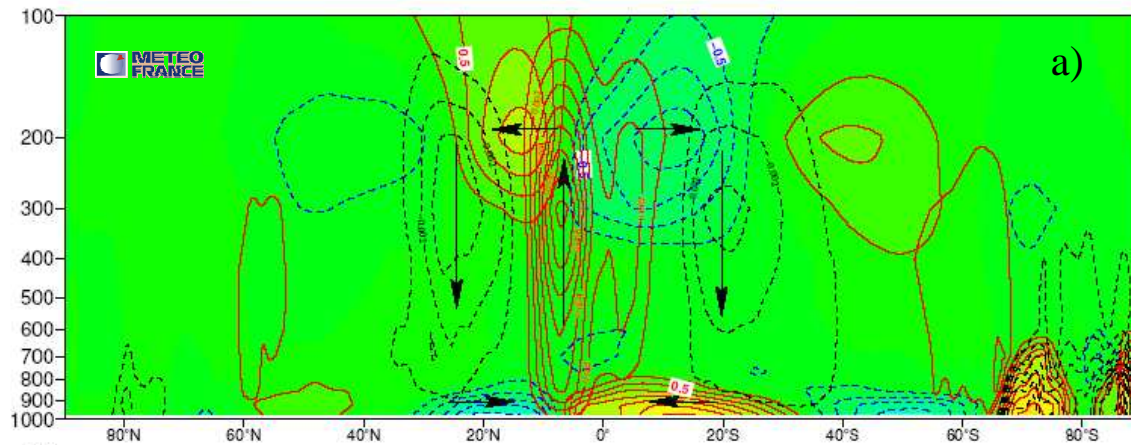
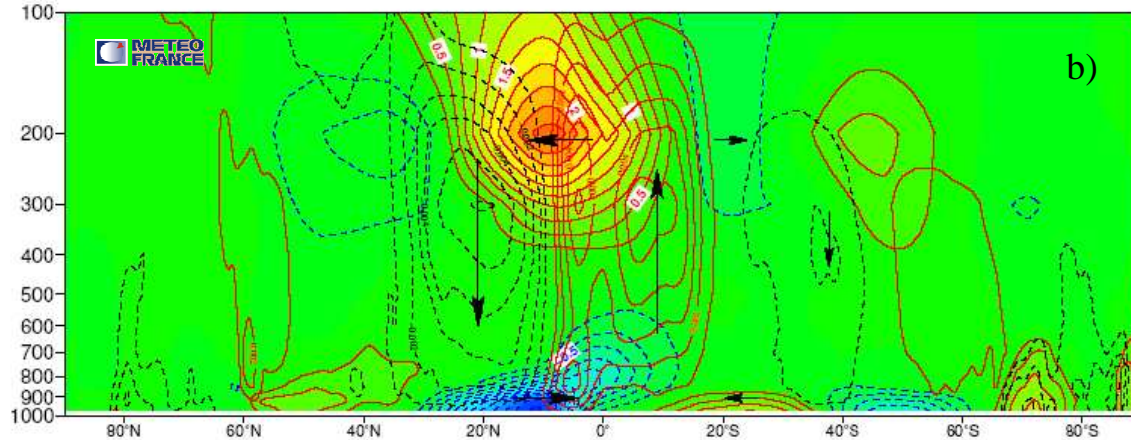


FIG. 1.12: La fonction de courant de l'écoulement méridien, exprimée en débit massique (10^{10} kg/s). De haut en bas: moyenne annuelle, hiver boréal, été boréal. D'après Peixoto et Oort, 1992.



Le max de vent méridien moyen est plus faible que le max de vent zonal.

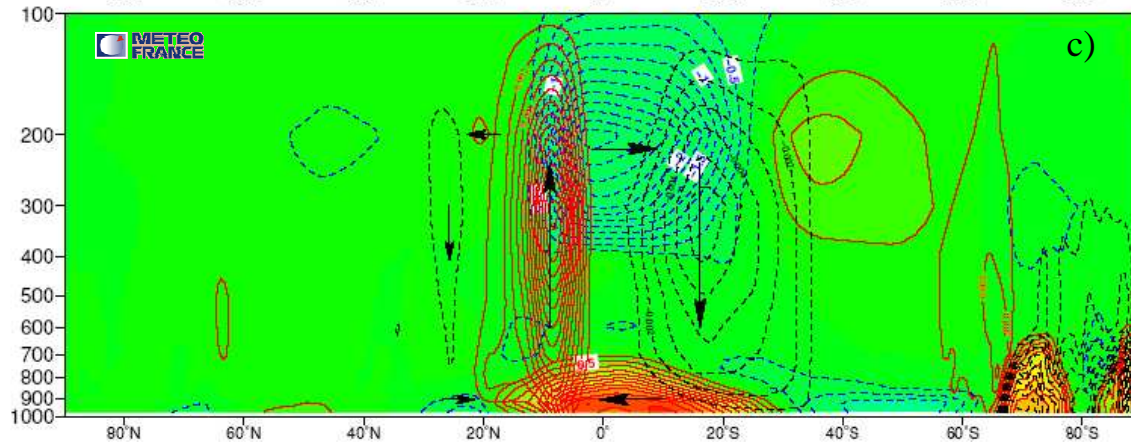


2 extréma de signes opposés :

-) dans les basses couches (convergence)
-) au voisinage de la tropo (divergence)

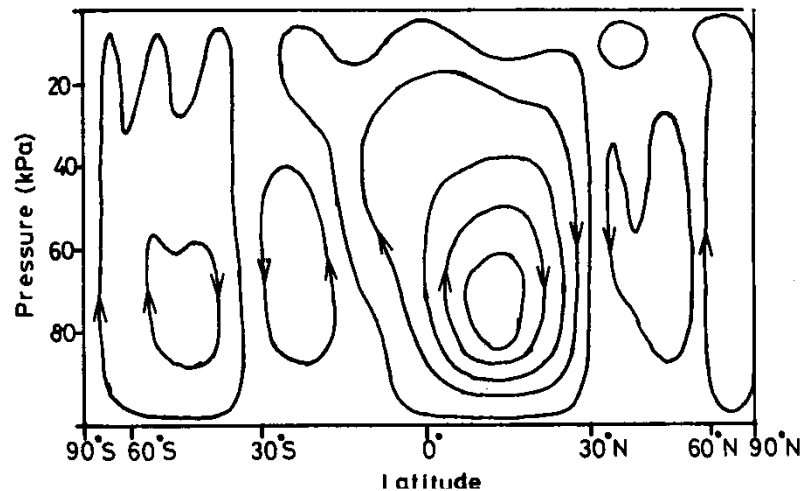
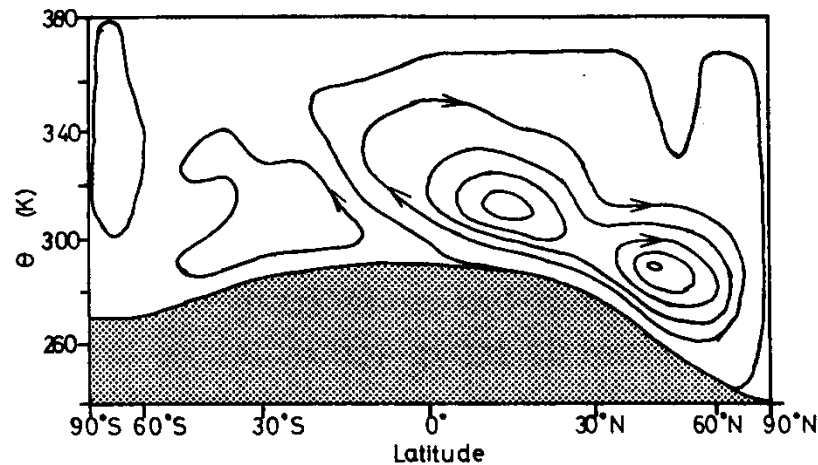
Avec la vitesse verticale → circulation fermée (**visible sur les champs en moyenne annuelle**)

- 2 cellules de part et d'autre de l'équateur
cellules de Hadley
- ZCIT : zone de convergence intertropicale = zone de convergence des alizés en basses couches.



Variations de ces circulations avec les saisons : seule la cellule de l'hémisphère d'hiver est bien marquée.

Fonction de courant méridienne: (a) moyenne quasi-lagrangienne sur des iso-theta (b) moyenne eulérienne



Approches lagrangienne & eulérienne : aux latitudes intertropicales les deux visions coïncident ; aux latitudes plus élevées, « cellule » de Ferrel visible uniquement en approche eulérienne. Non adaptée à l'étude de l'advection des traceurs dans l'atmosphère.

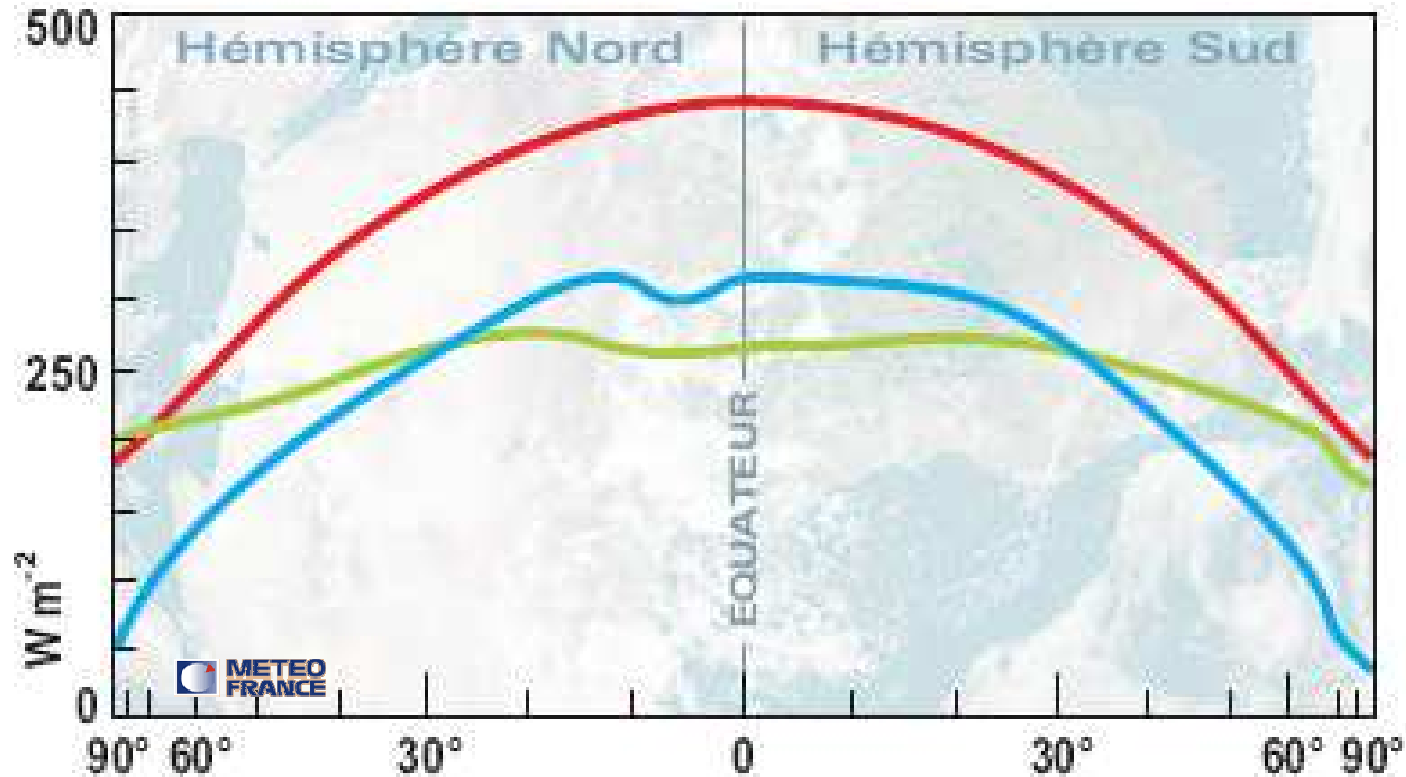
Présentation à l'échelle du globe

Le bilan radiatif :

- par cercle de latitude
- sur la verticale

Synthèse :

Les courbes en moyenne zonale montrent un déséquilibre méridien et vertical → nécessité de mélange assuré par la convection (petite échelle) et des mouvements de grande échelle horizontale.

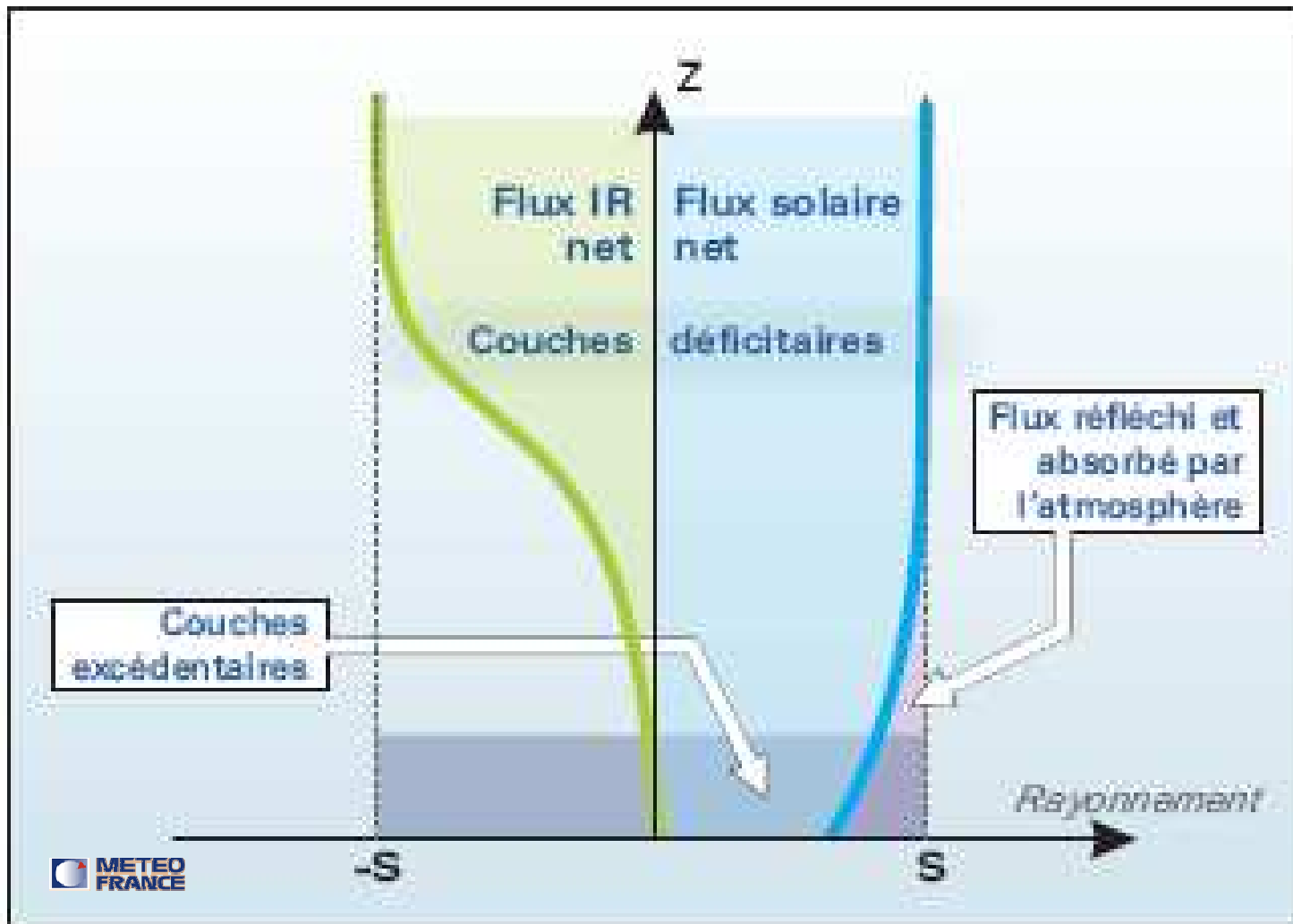


En moyenne annuelle, le bilan radiatif des régions polaires est déficitaire et celui des régions équatoriales et tropicales est excédentaire.

Comme aucune région ne se réchauffe ni se refroidit perpétuellement → transport de l'excédent d'énergie vers les plus hautes latitudes.

- Flux solaire moyen reçu au sommet de l'atmosphère
- Energie solaire absorbée

— Rayonnement IR émis vers l'espace



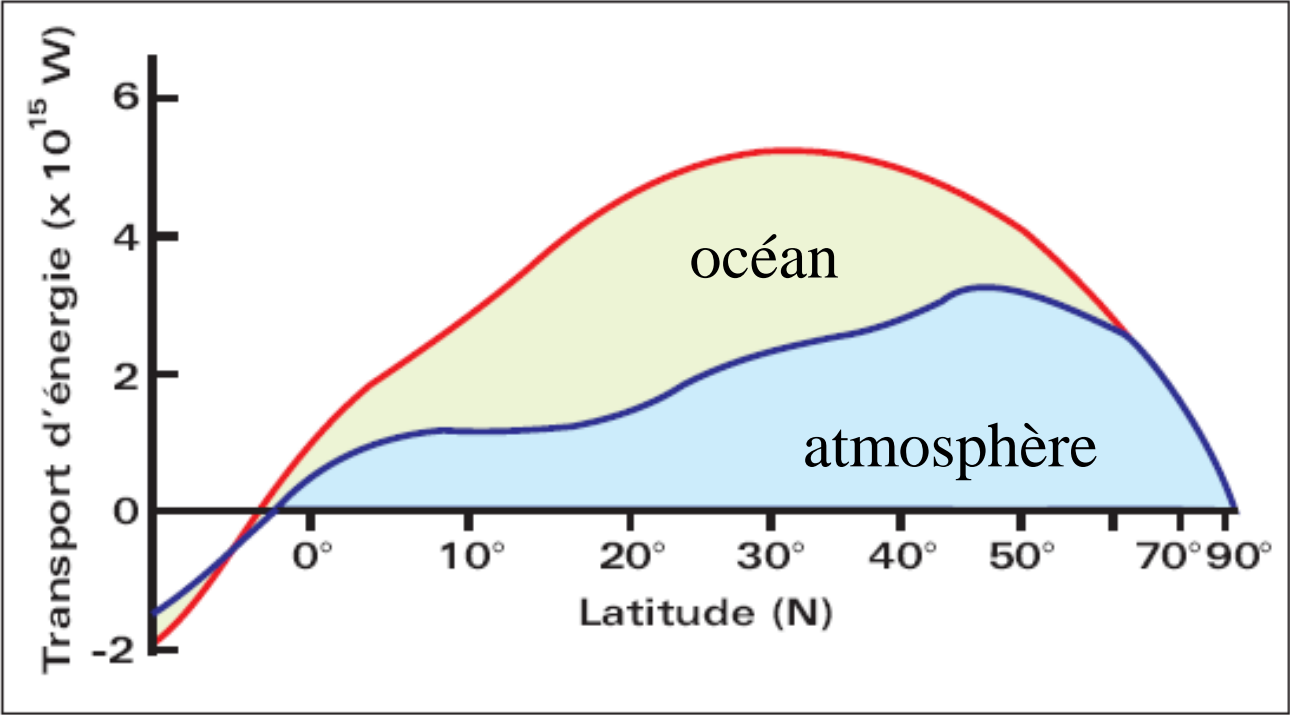
La majeure partie du rayonnement solaire entrant dans l'atmosphère est absorbée par la surface et les plus basses couches de l'atmosphère, là où la concentration en absorbants (CO_2 , vapeur d'eau) est maximale. Le flux radiatif sortant vers l'espace provient plutôt des hautes couches de l'atmosphère (atmosphère relativement opaque au rayonnement IR). D'où déséquilibre sur la verticale et nécessité de mélange sur la verticale (convection pour la petite échelle + circulation de grande échelle -Hadley-)

Transports méridiens de chaleur:

Bilan déficitaire aux latitudes extratropicales et excédentaire aux latitudes intertropicales → en régime permanent, transport de chaleur de l'équateur vers le pôle

Transport maximal vers 30 degrés de latitude; Importance de l'atmosphère aux latitudes extratropicales (50 degrés); importance océan dans les Tropiques

Circulations: transport d'air chaud vers le nord et d'air froid vers le sud à l'aide de circulations méridiennes: les cellules de Hadley aux basses latitudes.



Transports méridiens et verticaux d'énergie nécessaires à grande échelle

Assurés par des structures différentes selon la latitude:

Zone intertropicale: circulation de Hadley

Moyennes latitudes : perturbations des moyennes latitudes, qui parcourent l'atmosphère des moyennes latitudes surtout en hiver et s'accompagnent de vents forts, de nuages et de précipitation,

mais aussi des ondes stationnaires (ondes de Rossby), forcées en surface par la distribution des masses continentales et des reliefs et les contrastes thermiques de la surface terrestre (exemple : continent/océan), dont la signature est maximale à la tropopause et visible dans la stratosphère.

Transport d'énergie et mélange à l'échelle planétaire

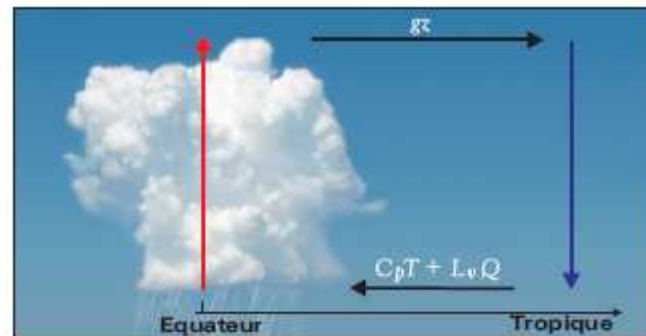
Synthèse

Aux tropiques :

Les transports d'énergie sont principalement assurés par la cellule de Hadley qui :

-) concentre de la chaleur sensible et latente (essentiellement dans les basses couches)
-) exporte de l'énergie potentielle vers les moyennes latitudes

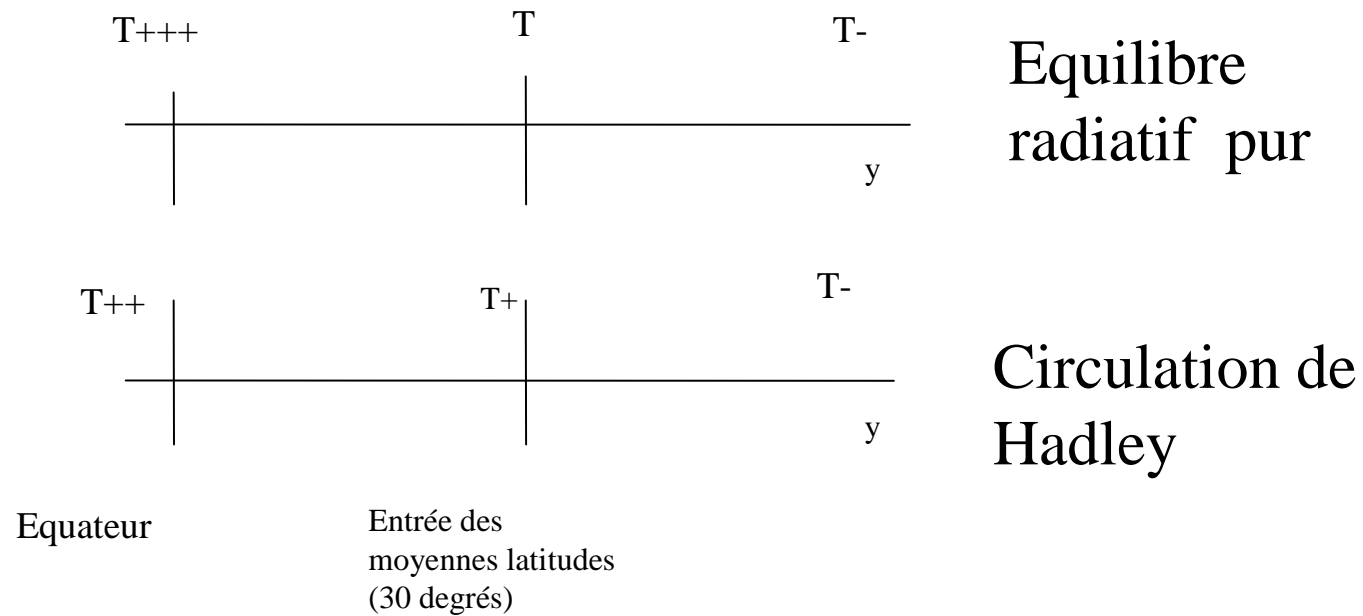
Donc, conversion importante d'énergie au niveau de la zone de Convergence



Aux moyennes latitudes :

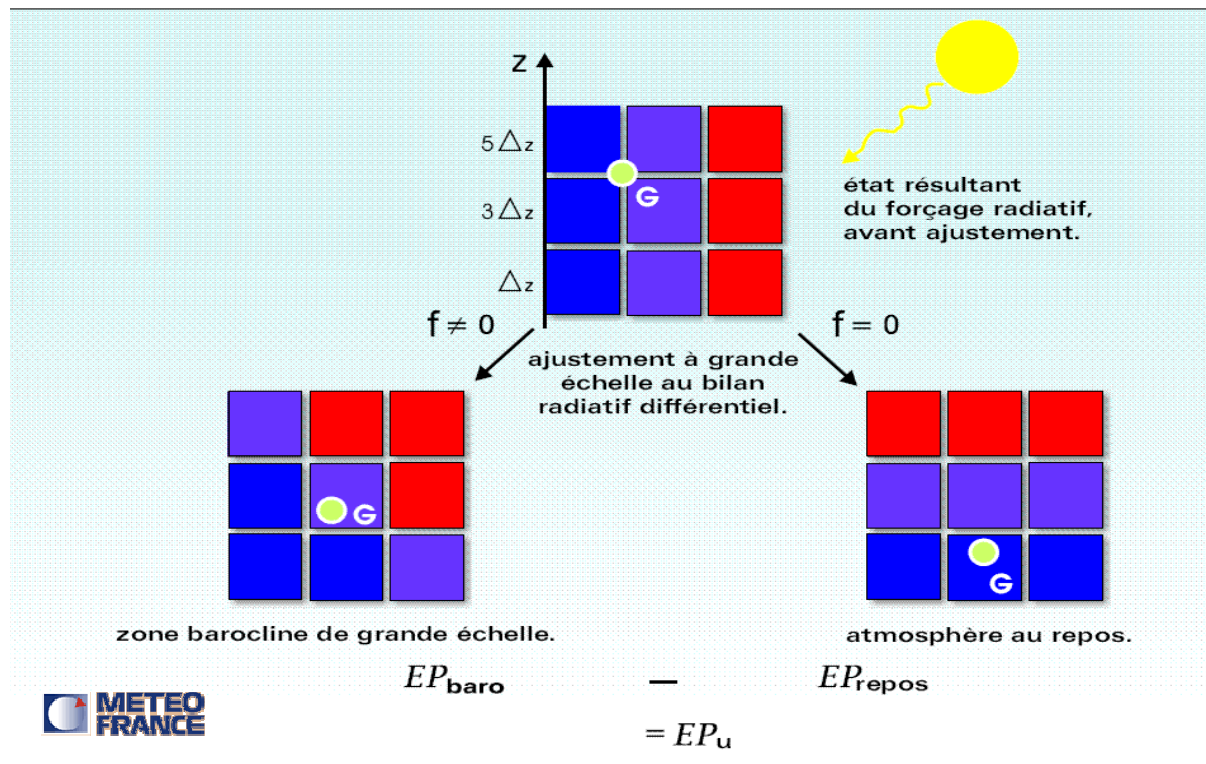
Transport de chaleur sensible et latente assuré par les circulations transitoires (perturbations baroclines) et stationnaires (ondes de Rossby)

La circulation de Hadley réduit les gradients de température dans la zone intertropicale mais les augmente aux moyennes latitudes.



Ce sont les phénomènes transitoires des moyennes latitudes qui vont réduire ces gradients méridiens et transporter chaleur et quantité de mouvement des régions subtropicales vers les plus hautes latitudes. Concentration du gradient méridien de température à l'entrée des moyennes latitudes à relier à la présence des JOST (relation du vent thermique)

Pourquoi la réponse du fluide atmosphérique au chauffage différentiel est-elle différente selon la latitude?



Effet du chauffage différentiel selon f

- **Force de Coriolis faible**
- L'atmosphère s'ajuste vers l'atmosphère au repos, barotrope. L'énergie potentielle totale de l'atmosphère est minimale puisque les particules les plus lourdes sont en bas et les plus légères en haut.
- **Force de Coriolis forte:**
- Réponse de l'atmosphère au chauffage différentiel = zone barocline de grande échelle. Le réservoir d'énergie potentielle totale de la zone barocline est plus grand que celui de l'atmosphère au repos. La différence entre l'énergie potentielle de la zone barocline et l'énergie potentielle de l'atmosphère au repos s'appelle **l'énergie potentielle utilisable.**

- Fluctuations temporelles

Au delà des variations saisonnières liées à l'évolution du forçage radiatif, du + rapide au + lent: fluctuations dans la couche limite (cours spécifique), convection, cycle diurne du rayonnement solaire (brises de mer, brouillard), perturbations des moyennes latitudes. Fluctuations aux latitudes tropicales: ondes d'est africaines, Madden Jullian Oscillation, mousson indienne...

.

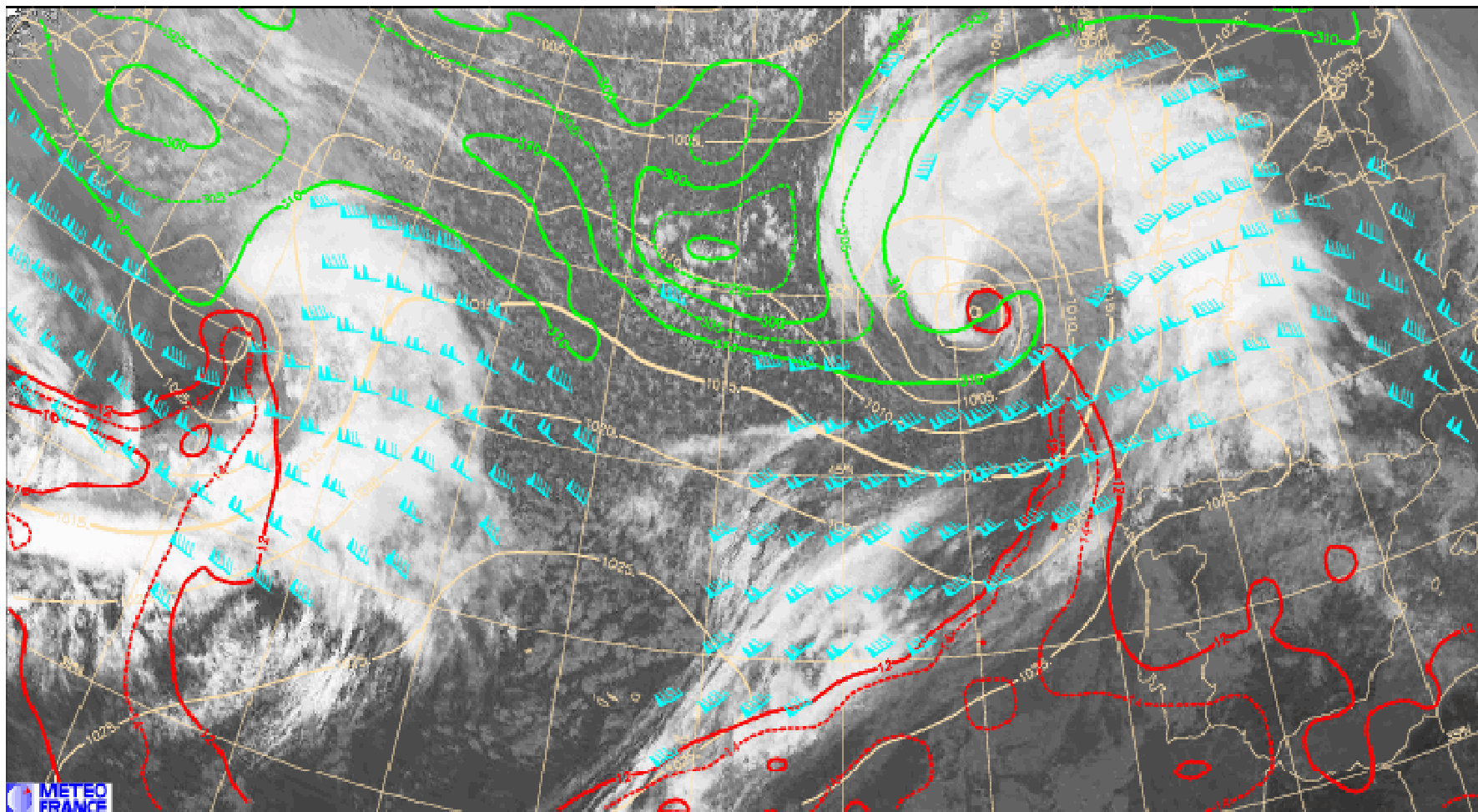
Perturbations des moyennes latitudes

Cycle d'évolution : initiation (naissance), maturation-développement (fin au max de creusement), disparition. Cycles pouvant être complexes. Naissance au bord ouest des océans puis propagation vers l'est.

Désagrégation sur le continent situé à l'est du bassin océanique. Occupent toute la troposphère. Intensité max près du sol et au niveau de la tropopause.

Perturbations des moyennes latitudes

GÉOSTATIONNAIRES IR-106 | jeudi, 13 novembre 2003, 12:00:00 GMT (MSG1) MSG1-EURATL



Structures thermique et dynamique. IR Météosat. 13/11/2003. Pmer : isolignes beiges. Theta sur surface 1.5 PVU isolignes vertes (seuillées à 310 K). Theta'w à 850 hPa : isolignes rouges (seuillées à 12 K). Flèches bleues : jet à 1.5 PVU.

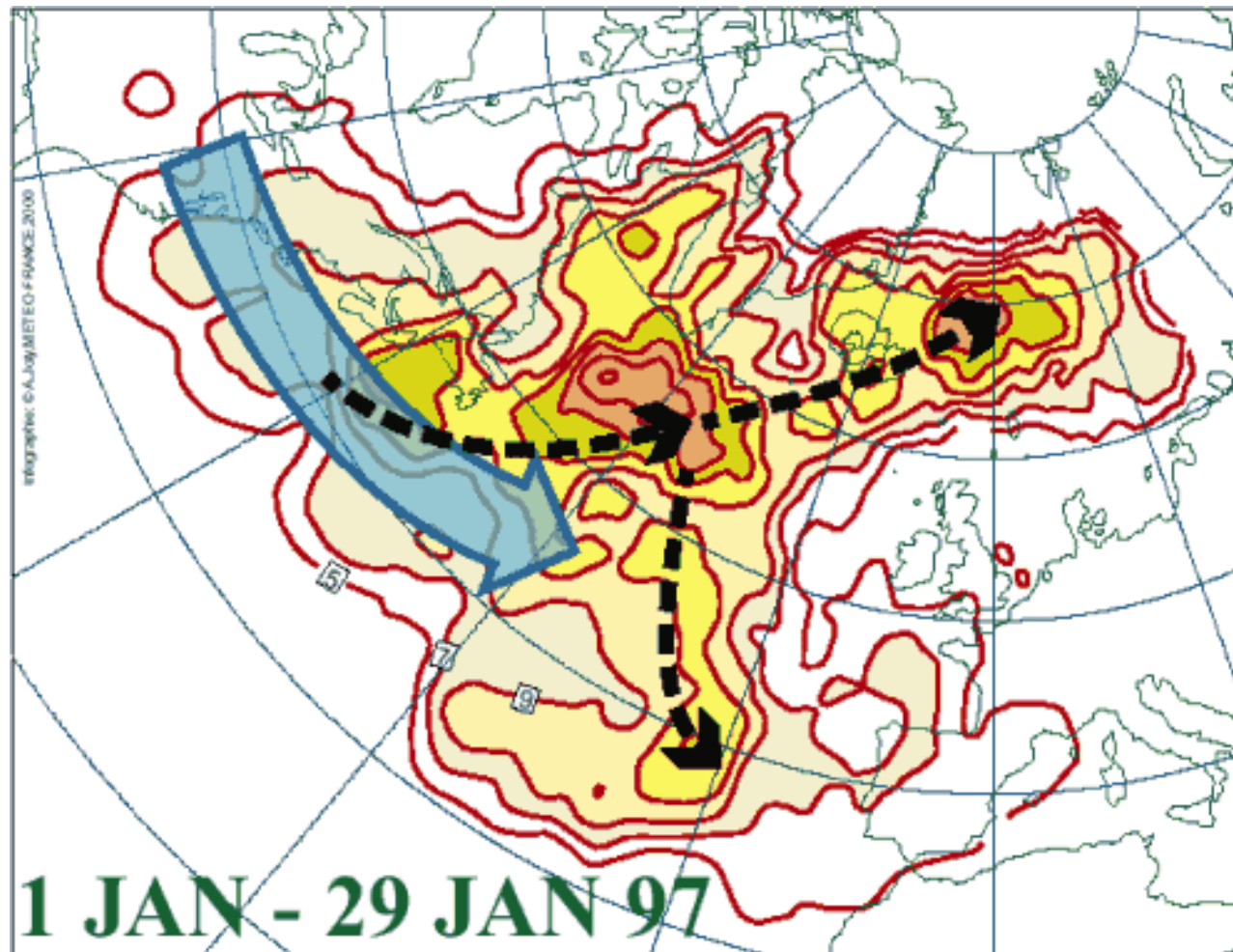
Perturbation des moyennes latitudes

- Faibles valeurs de theta en altitude (1.5 pvu) : tropopause relativement « basse »
- Pmer : zone de basses pressions dans les basses couches (vents tournent dans le sens trigo dans HN). Zone cyclonique + air chaud.
- En altitude : zone où la tropo est basse, associée à du vent cyclonique en altitude (→ ondulations du jet initialement quasi-zonal d'ouest).
- Au cours du développement, déphasage sur la verticale entre la zone cyclonique de surface et celle d'altitude, celle de surface précédant l'anomalie d'altitude. A maturité, le décalage disparaît, précédant la disparition de la perturbation.
- Resserrement des isothermes en surface et en altitude → fronts, froid ou chaud.
- Cut-off : cas particulier, dépression isolée en altitude coupée de la circulation de grande échelle

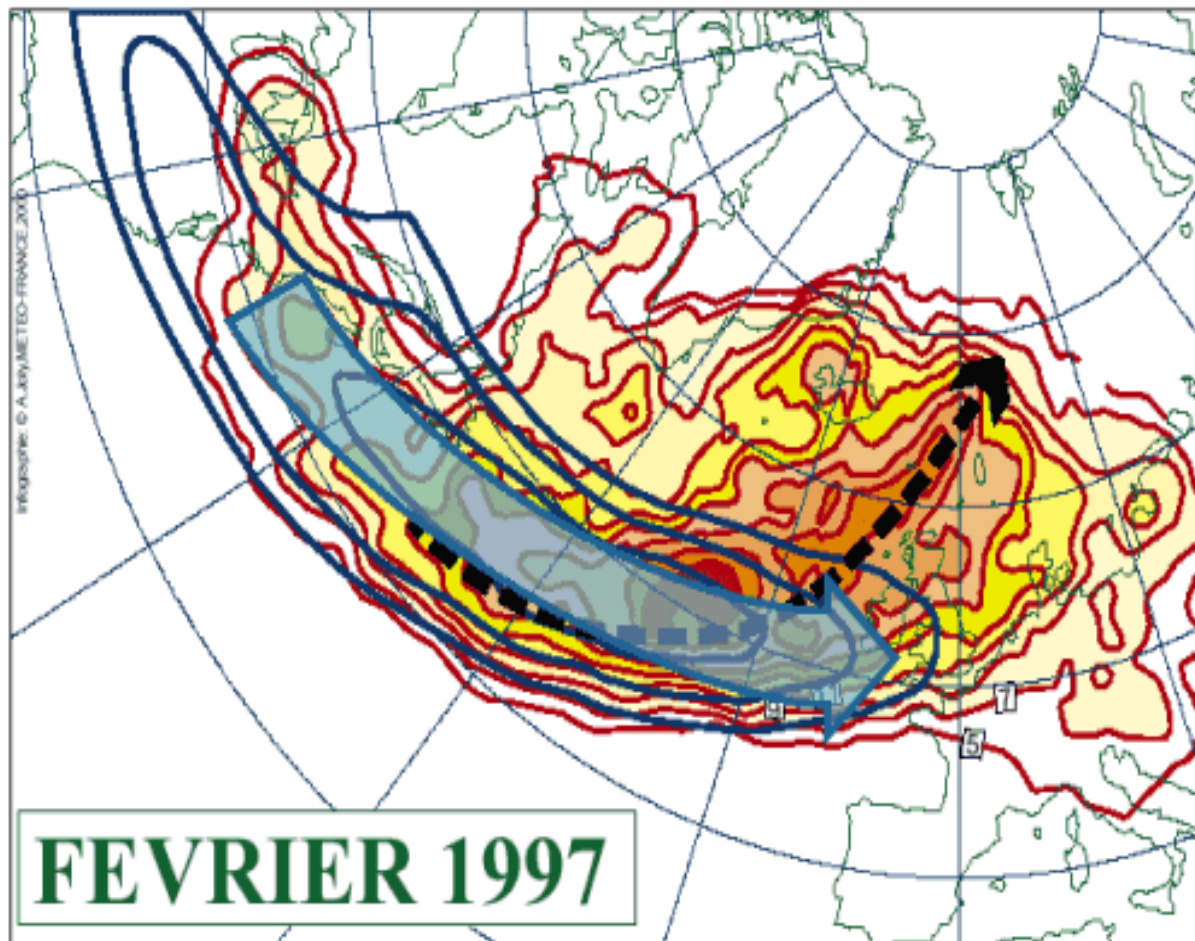
- Variabilité basse-fréquence de l'atmosphère des moyennes latitudes comporte des fluctuations caractéristiques entre des écoulements zonaux, dans lesquels se propagent rapidement des perturbations, et des écoulements plus méridiens dans lesquels se trouvent des perturbations stationnaires ou quasi-stationnaires. Exemples : blocages et régime zonal.

- Rail des dépressions (lit perturbé, « storm-track ») ; les tempêtes s'y succèdent (environ 1/24 h en hiver). Nombre de dépressions passant en chaque point : plages coloriées.
Flèches pointillées : trajectoires -type des dépressions.
Flèches pleines : flux en altitude.

Les blocages



Le régime zonal



Echelles de temps du transport horizontal dans la troposphère

- Vents zonaux $\sim 10\text{m/s}$: qqes semaines pour un tour de la Terre
- Vents méridiens $\sim 1\text{m/s}$: 1 à 2 mois des moyennes latitudes vers les zones polaires ou tropicales
- Transport trans-équatorial encore plus lent: 1 an pour échanges HN/HS (mélange horizontal dû aux discontinuités de ZCIT- variations saisonnières de la position de la ZCIT, mousson indienne)



Convection atmosphérique

- Les mouvements caractérisés par des rapports Z/X (échelles spatiales, vitesses) très faibles sont peu efficaces pour le transport vertical.
- Zones de convection intense et développée (fortes w): transport vertical rapide des particules.
- Importance de la convection à toutes les échelles météorologiques: processus turbulents, nuages convectifs, lignes de grains, cyclones...
- La convection est une réponse à un déséquilibre énergétique vertical et redistribue de l'énergie à toutes les échelles du mouvement atmosphérique.

Convection sèche: couche limite continentale durant les journées ensoleillées et sur océan en hiver.

Généralement, convection humide (changements de phase de l'eau), à l'origine des phénomènes convectifs les plus dangereux (orages, cyclones...)

Effets « chimiques »:

« Nettoyage » de la basse atmosphère et injection rapide des polluants dans la moyenne et haute troposphère.

Effet de lessivage des espèces solubles (acide sulfurique, acide nitrique...) par les précipitations convectives.

Effet sur l'ozone troposphérique et ses propriétés oxydantes.

Mécanisme général: instabilité de flottabilité

OLR : IR sortant.

Basses valeurs

d'OLR : surface froide
ou nuages élevés.

En moyenne, régions
subtropicales peu
nuageuses, régions
humides de l'équateur.

ZCIT : Cb très hauts
qui « pompent » la
chaleur de la surface et
l'envoie vers la haute
troposphère. Moyennes
latitudes : CVP
sporadique, convection
peu intense fréquente.



Figure 46. Global distribution of mesoscale convective complexes (dots) and regions of widespread frequent deep convection as inferred by outgoing long-wave radiation (OLR) minima (shading). From *Laing and Fritsch* [1997].

in
A
in
in
in
fc
oi
st
it
[
bu
b:
is
sc
re
st
&
d
st
h
ir
..

Vitesse verticale typique dans les ascendances convectives:
m/s (petits nuages à faible développement vertical) --> 10 m/s
dans les Cb. Valeurs de 50 m/s et + observées.

Extension horizontale des ascendances: 1000 m²/10 km²,
séparées par des régions d'air subsident, sans nuages, plus
étendues. Asymétrie entre ascendances étroites et intenses et
subsidences, + faibles et diffuses, <-> nature intermittente des
averses provoquées par les nuages convectifs précipitants.

Nuages convectifs peu développés sur la verticale ou de faible
durée de vie: pas de précipitation (cumulus de beau temps,
cumulus d'alizés...)

Durée de vie fonction du degré d'organisation (cellule isolée:
heure → lignes de grains + longue)