

Système Climatique M2 SOAC UPS 1/5

Définition, bilan d'énergie et dynamique

Julien Cattiaux

Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS / Météo-France

Retrouver ce cours sur ma page web : <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article629>

Contact : julien.cattiaux@meteo.fr

2021-22

Introduction au climat

Système climatique

Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

De la météo au climat

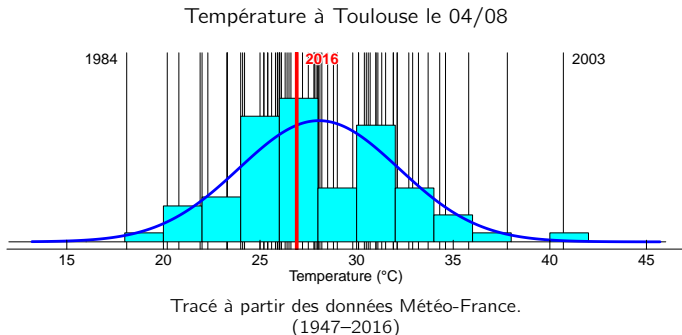
Climate is what you expect,
weather is what you get.



E. Lorenz
(1917–2008)

De la météo au climat – Exemple

- ▶ Le 04/08/2016 à Toulouse, il a fait 27°C .
- ▶ Mais d'autres T auraient été possibles : il suffit de regarder dans le passé.
- ▶ Au final, on peut construire l'**histogramme** des T possibles.

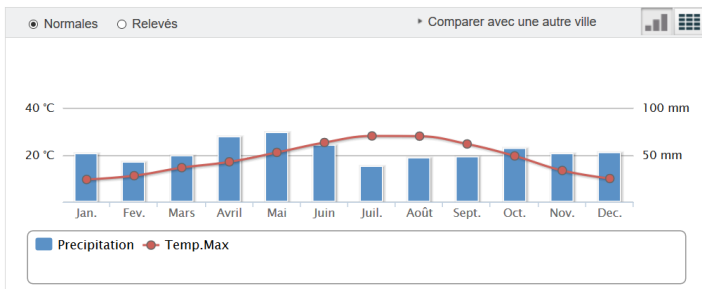


Le climat est l'ensemble des **météos** possibles, i.e. sa *distribution* statistique.
On l'estime souvent de manière *empirique* (convention OMM : 30 ans).

Les fameuses normales de saison

- ▶ Au premier ordre, le **climat** peut être décrit par sa **moyenne** (*normale*).
- ▶ Les organismes météorologiques moyennent sur une **période de référence**.
Exemple : Météo-France définit actuellement les *normales* sur la période 1981-2010.

DONNEES CLIMATIQUES DE LA STATION DE TOULOUSE

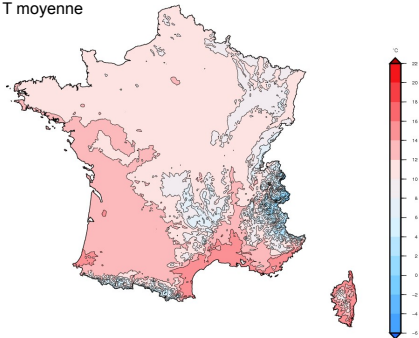


Source : site public de Météo-France, onglet [climat](#).

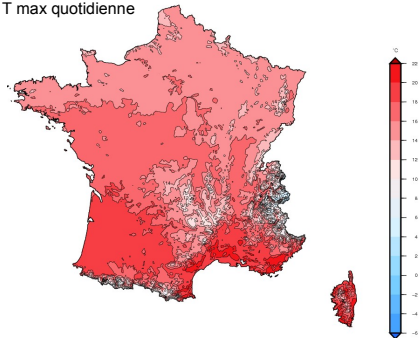
Normales France – Température

- Il fait plus chaud au sud qu'au nord.

T moyenne



T max quotidienne

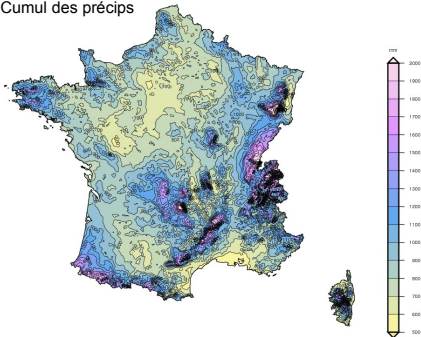


Source : Météo-France (normales 1981-2010).

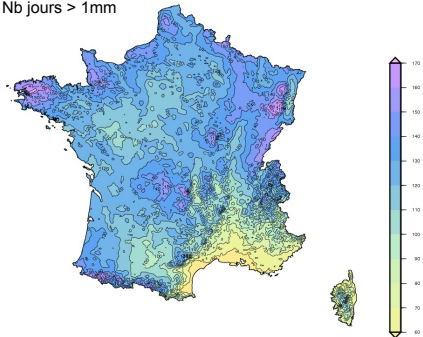
Normales France – Précipitations

- Il pleut autant à Menton qu'à Brest (mais moins souvent).

Cumul des précips



Nb jours > 1mm



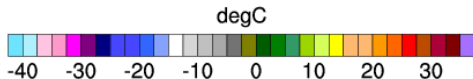
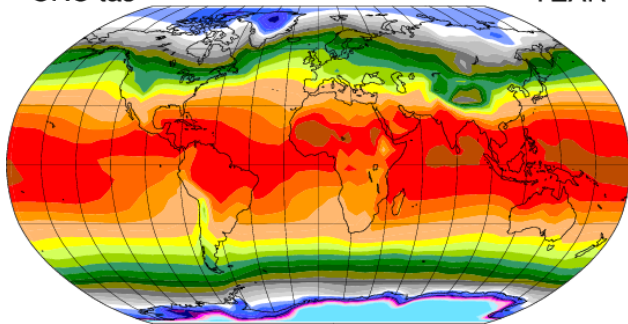
Source : Météo-France (normales 1981-2010).

Normales Monde – Température

- ▶ Il fait plus chaud aux tropiques qu'aux pôles.
- ▶ Il fait plus chaud en été qu'en hiver.

CRU tas

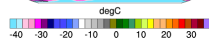
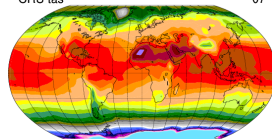
YEAR



Tracé à partir des données [CRU](#) 1961–1990.

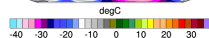
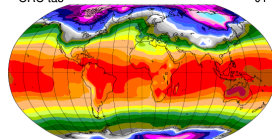
CRU tas

07



CRU tas

01

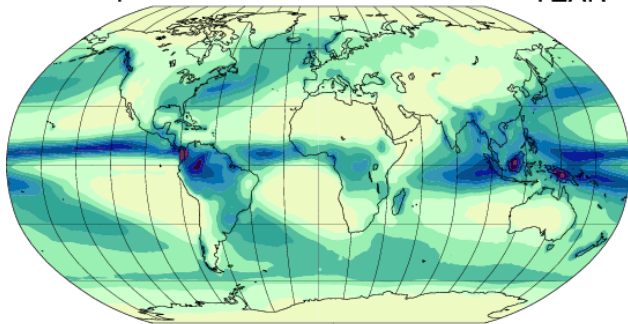


Normales Monde – Précipitations

- ▶ Il pleut plus aux tropiques qu'ailleurs : c'est l'**ITCZ**.
- ▶ L'ITCZ est légèrement décentrée et migre avec les saisons (moussons).

GPCP pr

YEAR

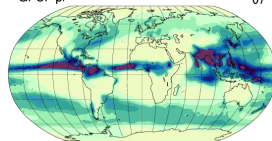


mm.day-1



GPCP pr

07

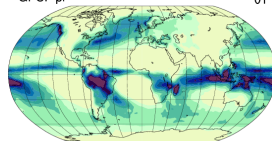


mm.day-1



GPCP pr

01



mm.day-1



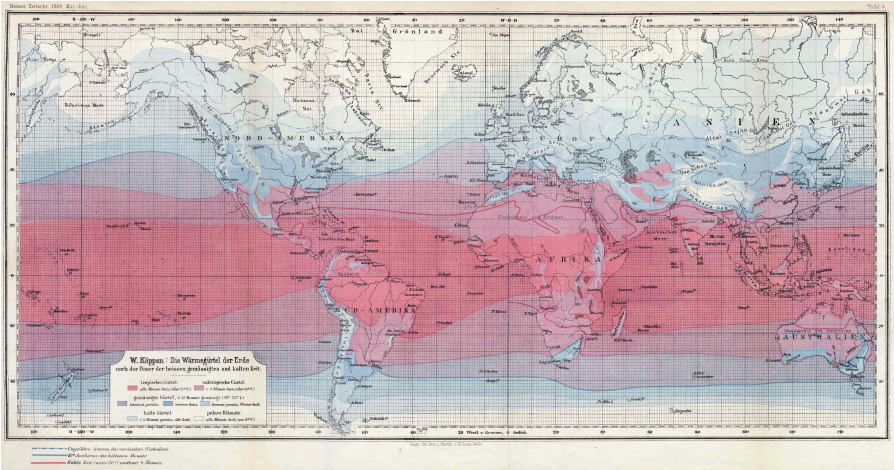
Tracé à partir des données **GPCP** 1981–2010.

Classification des climats



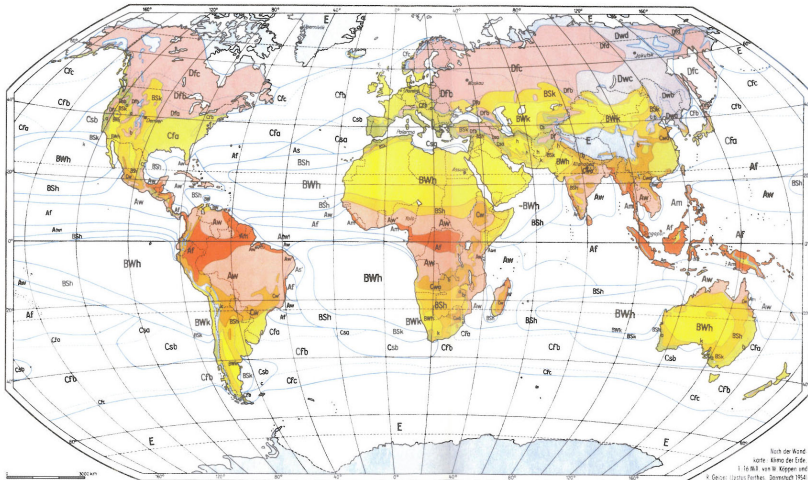
W.-P. Köppen
(1846–1940)

Classification des climats – Köppen (1884)



Source : Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet, Köppen (1884).

Classification des climats – Köppen & Geiger (1954)



Nach der Karte: Klima der Erde, 1. Aufl. von W. Köppen und G. Geiger (1954), Fortf. 1966.

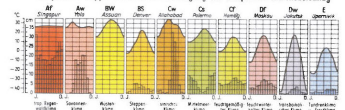
KLIMAREGIONE (Erläuterungen der Klimaformel)

- | | | |
|--|---|--|
| Erster Buchstabe:
A, C, D je nach Wärme u. Niederschlag für hochdeutigen Baumwuchs
Tropische Klimate: alle Monate über 18° Mitteltemperatur (°C)
Trockenklimate: die feigsten im Jahr mit unter 25mm Regen
Wärmegemäßigte Klimate: kältester Monat 18° bis -3°
Schneeklimate: wärmster Monat über 10°, kältester Monat unter -3°
Eisklimate: wärmster Monat unter 10° | Zweiter Buchstabe:
S Steppenklima: r weniger als 2/3 bei Winterregen, unter 2 (1-10) bei Sommerregen
W Wüstenklimate: r weniger als 1/3 bei Winterregen, weniger als 7-14 bei Sommerregen
f alle Monate ausreichender Niederschlag
U Umdeutlich trotz Trockenk. (z.B. Monsoonregen)
s Trockenzeit im Sommer d. betr. H. Halbtages
w Trockenzeit im Winter d. betr. H. Halbtages
w) degl., auf die andere Halbkugel übergriffend
k einleichte Regenzeit zum Herbst veränderbar
w) große Trockenzeit im Winter, klein im Sommer
w) Jahresmitteltemperatur (°C) | Dritter Buchstabe:
h heißer Sommer: wärmster Monat über 22°
w warmer Sommer: wärmster Monat über 22°
m mäßig warmes Sommer: wärmster Monat über 22°
k kühler Sommer: wärmster Monat über 10°
e extrem kaltes Sommer: wärmster Monat über 10°
w) kühler Monat unter -30°
h heißes Trockenklima (r über 10°)
k kaltes Trockenklima (r unter 10°)
w) Jahresniederschlag in cm |
|--|---|--|

Klimagrenzlinien:

Grenzen von A, B, C, d im Bereich der A-, C- und D-Klimate
Grenzen von h und k im Bereich der Trockenklimate

Beispiele für Köppens Klimazonen: Jahresgang von Temperatur und Niederschlag



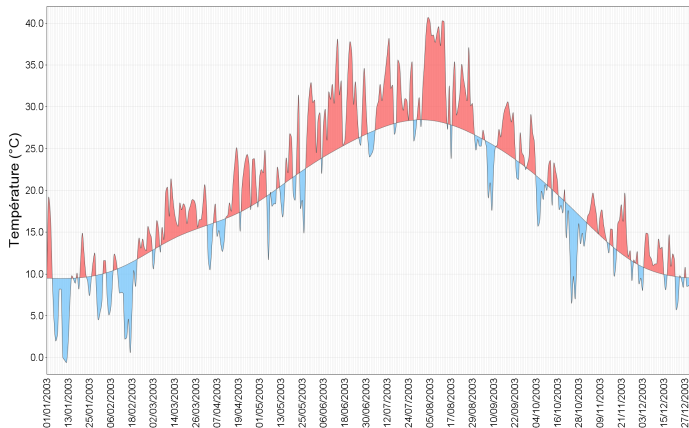
La notion de variabilité climatique

C'est pas normal, cette météo !



La notion de variabilité climatique – Jour à jour

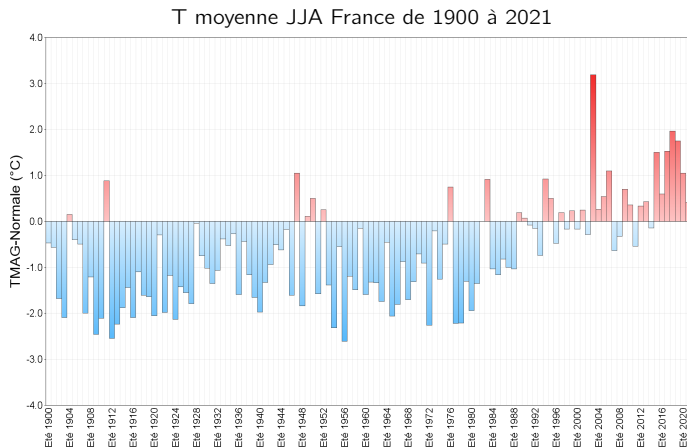
T max quotidienne à Toulouse en 2003



Source : Météo-France.

À la normale se superpose une *variabilité* à toutes les échelles spatio-temporelles. Parfois, cette variabilité génère des *événements extrêmes* (ex. canicule 2003).

La notion de variabilité climatique – Inter-annuelle



Source : Météo-France.

À la normale se superpose une *variabilité* à toutes les échelles spatio-temporelles. Parfois, cette variabilité génère des *événements extrêmes* (ex. canicule 2003).

Projection climatique vs. prévision météo

Le climat ? Pff. On sait même pas prévoir la météo !



Projection climatique vs. prévision météo – Philosophie

Climat vs. météo = distribution vs. réalisation.

Prévision météo : déterminer une trajectoire.

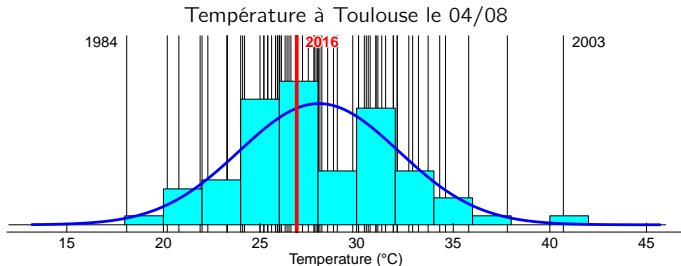
Importance des **conditions initiales** (limite théorique à qq jours, E. Lorenz).

→ *Quelle T fera-t-il le 04/08/2025 à Toulouse ? Réponse : ???.*

Projection climatique : estimer une distribution.

Importance des **grands équilibres physiques** (cf. suite du cours).

→ *A quelle T peut-on s'attendre ? Réponse : à la **distribution bleue**.*

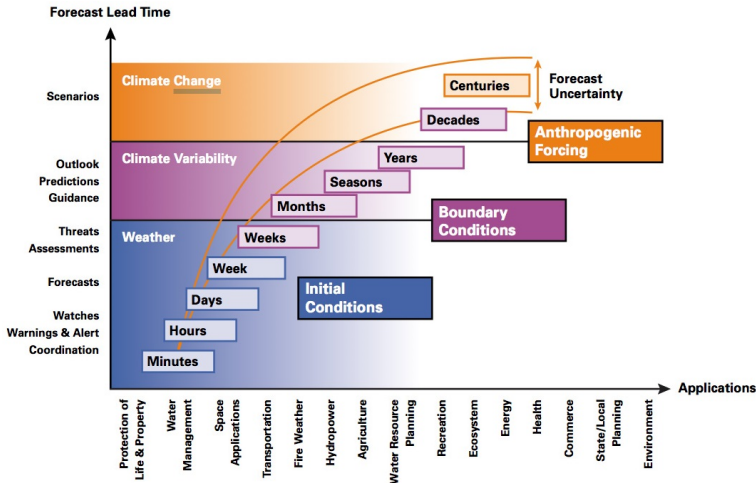


Tracé à partir des données Météo-France (1947–2016).

Projection climatique vs. prévision météo – Continuum ?

De la météo au climat sans couture (*seamless*) ?

Modèles numériques de + en + proches, généralisation de l'utilisation d'ensembles (approche probabiliste), exploration d'échéances intermédiaires (e.g. saison), etc.



Source : OMM.

Résumé

Le **climat** est la distribution probabiliste des **météos** possibles (T, P, V etc.).

Au premier ordre, il peut être décrit par sa moyenne → par définition, la météo n'est jamais **normale** (notion de **variabilité**, cf. cours n°2).

La prévision du temps (météo) est bornée à quelques jours (théorie du chaos), mais sa distribution de probabilité (climat) est déterminée par de **grands équilibres physiques** (cf. suite).

Introduction au climat

Système climatique

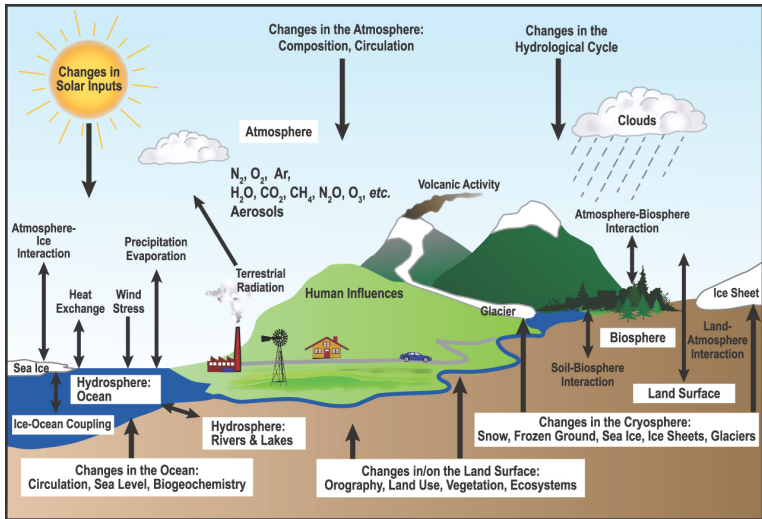
Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Composantes du système climatique

Atmosphère ↔ Océans ↔ Cryosphère ↔ Continents ↔ Biosphère



Source : IPCC AR4 (2007) FAQ 1.2 Fig. 1.

Atmosphère – Composition

Air sec

Gaz	Fraction du volume
N ₂	78.1 %
O ₂	20.9 %
A	0.9 %
CO ₂ *	0.04 % = 400 ppm
Ne	18 ppm
He	5.2 ppm
CH ₄ *	1.8 ppm = 1800 ppb
Kr	1140 ppb
H ₂	550 ppb
NO	500 ppb
N ₂ O*	300 ppb
Xe	90 ppb
O ₃	50 ppb
...	

* évoluent actuellement rapidement.

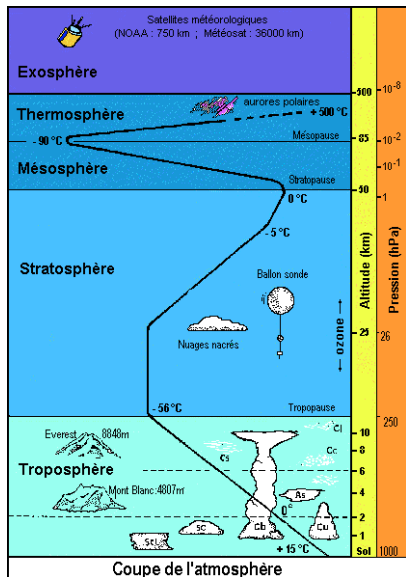
+ Vapeur d'eau

De 0 à 5 % selon le lieu et l'instant.

Exemple de contenu total en vapeur d'eau quotidien

Tracé à partir des données [ERA-Interim](#) (Janvier 2014).

Atmosphère – Structure verticale



Source : Cours de J.-L. Dufresne.

La pression diminue avec l'altitude.
Équilibre hydrostatique :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \Rightarrow p(z) = p_s e^{-z/H}$$

Dans la troposphère, la température diminue avec l'altitude.

Lapse rate (variable en temps & espace) :

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \sim 6.5 \text{ K.km}^{-1}$$

Dans la stratosphère, la température augmente avec l'altitude.

Absorption UV par O₃ vers 30–50 km.

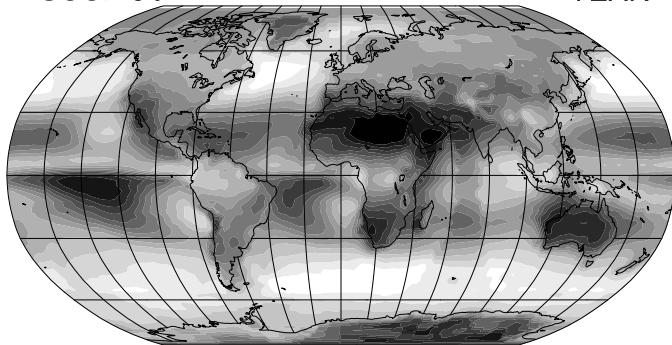
Atmosphère – Importance des nuages

- ▶ Les **nuages** influencent le bilan radiatif du système (cf. suite) : contribution à l'*albédo* planétaire et absorption dans l'infra-rouge.

Exemple de la couverture nuageuse

ISCCP clt

YEAR



%



30 40 50 60 70 80 90

Tracé à partir des données **ISCCP** 1983–2009.

Océans – Généralités

- ▶ 71 % de la surface du globe.
- ▶ 3700 m de profondeur moyenne.
- ▶ Composés à 96.5 % d'eau et à 3.5 % de matières dissoutes (principalement sels + particules, gaz, matière organique).

Définition de la *salinité*

Poids des matières dissoutes (en g) dans 1 kg d'eau de mer. Mesurée en ‰ ou *psu*.

La pression augmente avec la profondeur. Équilibre hydrostatique.

La densité augmente avec la pression et la salinité. Océan bien stratifié.

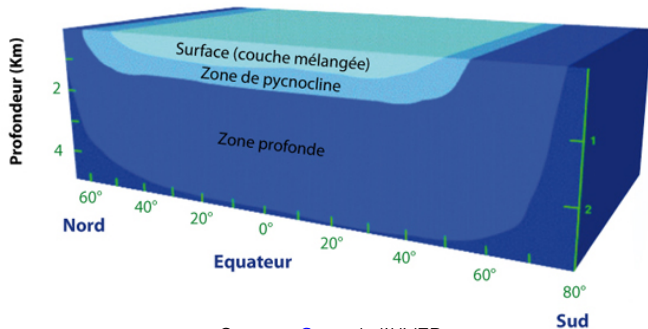
La salinité influence le point de congélation. $T = -1.8 \text{ °C}$ pour 35 *psu*.

Océans – Structure verticale

Mixed layer (~ 0 à 100 m) – En contact avec l'atmosphère, bien mélangée par vents de surface (surtout en hiver), présence d'une *thermocline* saisonnière.

Intermediate layer (~ 100 à 1500 m) – Bien stratifiée, très fort gradient vertical de T (~ 20 °C, *thermocline* permanente).

Deep layer (~ 1500 à 4000 m) – Bien stratifiée, très faible gradient vertical ($\sim 2-3$ °C).



Source : Cours de l'UVED.

Cryosphère

- Fort *albédo*.
- Rôle d'isolant.
- Influence niveau marin.

Neige

NH : 4 à 47 10⁶ km²

SH : 0.1 à 1 10⁶ km²

Banquise (2 à 10 psu)

NH : 6 à 14 10⁶ km²

SH : 2 à 15 10⁶ km²

Calottes (+ shelves)

Antarctique : 14 10⁶ km²

→ 65 m de niveau marin

Groenland : 2 10⁶ km²

→ 6.6 m de niveau marin

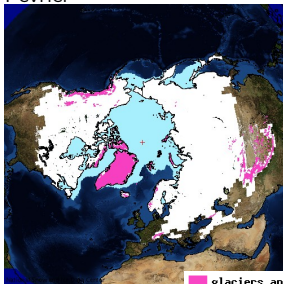
Glaciers

0.7 10⁶ km² → 0.5 m

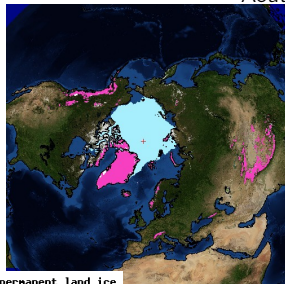
+ Permafrost

11 à 23 10⁶ km²

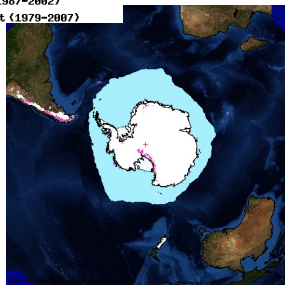
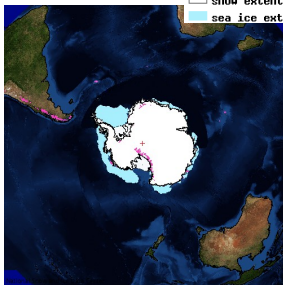
Février



Août



■ glaciers and permanent land ice
■ snow extent (1987-2002)
■ sea ice extent (1979-2007)

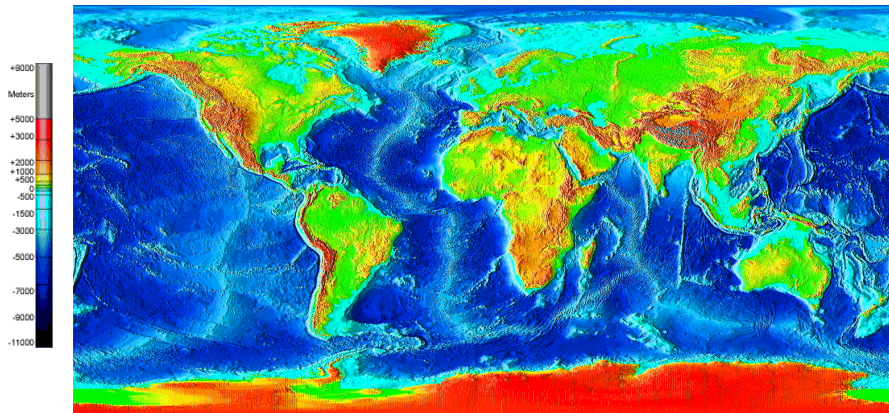


Source : Atlas of the Cryosphere ([NSIDC](#)).

Surfaces continentales et biosphère terrestre – Géographie

- ▶ Les continents sont principalement situés dans l'hémisphère Nord.
- ▶ Les reliefs influencent les circulations atmosphérique et océanique.

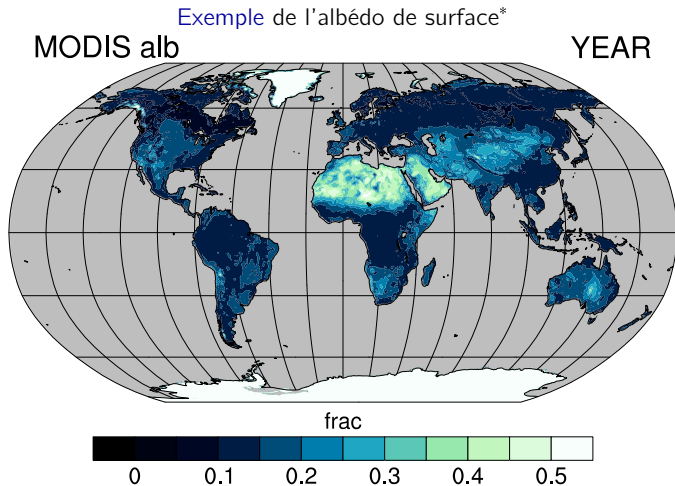
Relief continental et bathymétrie océanique



Source : [Etopo2v2](#).

Surfaces continentales et biosphère terrestre – Végétation

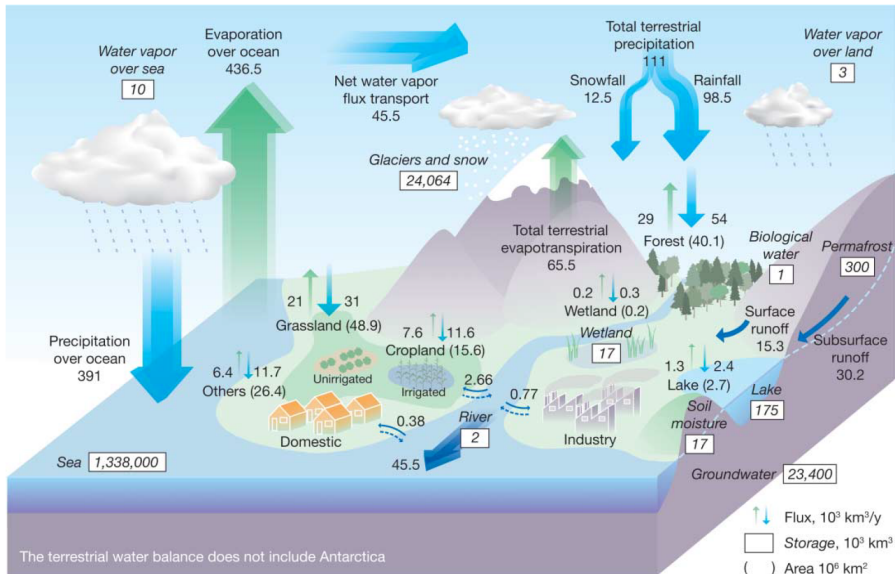
- ▶ La **végétation** influence l'*albédo* de surface, le cycle de l'eau, le cycle du carbone et la rugosité de surface.



Tracé à partir des données MODIS 2001–2013. Albédo océans : 0.05 à 0.1.

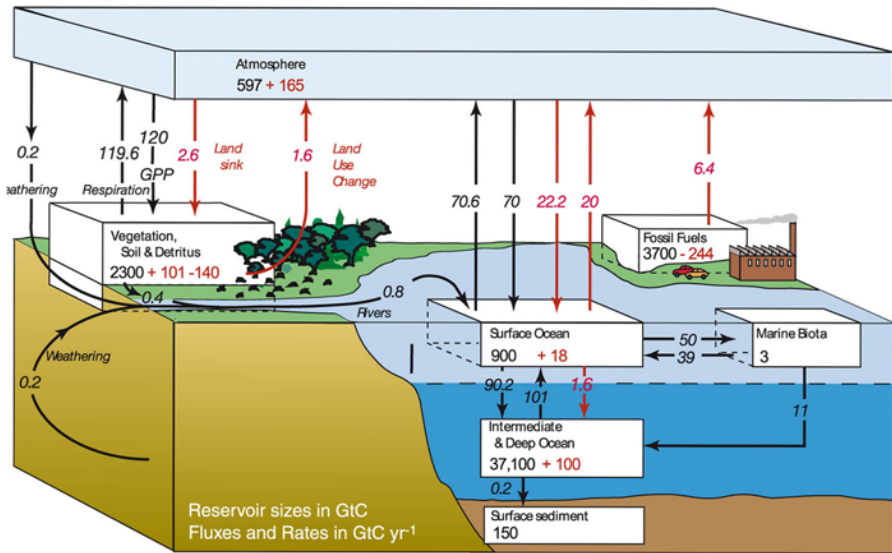
* **Attention** : ne pas confondre **albédo de surface** et **albédo planétaire** (vu de l'espace).

Interactions entre composantes – Exemple du cycle hydrologique



Source : Oki and Kanae (Science, 2006).

Interactions entre composantes – Exemple du cycle du carbone



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

Résumé

Le **système climatique** regroupe les différentes enveloppes superficielles et leurs interactions.

Chaque **composante** a des caractéristiques propres : propriétés radiatives, inertie dynamique, capacité calorifique, etc.

On sait décrire chaque composante, et chaque interaction entre composantes, par des lois physiques, chimiques, biologiques, etc. ; cela permet de **modéliser** le système climatique (cf. cours n°2).

Introduction au climat

Système climatique

Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Rayonnement et énergie : généralités

1. Tout corps émet de l'énergie sous forme de rayonnement.

L'émission peut être dans le visible (soleil, lampe à filament, etc.), mais pas seulement : exemple du rayonnement infra-rouge capturé par une caméra thermique.

2. La quantité d'énergie émise par un corps dépend de sa température.

Plus la température du corps est élevée, plus le rayonnement est fort.

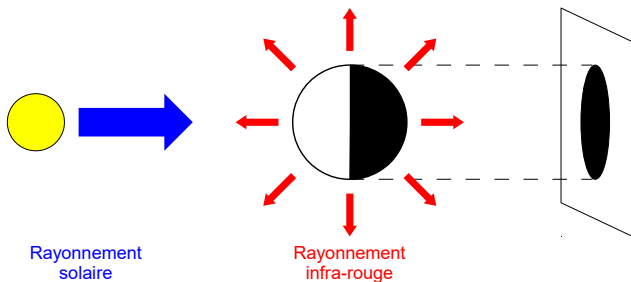
Loi de Stefan-Boltzmann : $E = \sigma T^4$, avec $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

3. Tout corps tend à équilibrer son bilan d'énergie.

S'il reçoit plus d'énergie qu'il n'en émet, sa température augmente.

S'il reçoit moins d'énergie qu'il n'en émet, sa température diminue.

Bilan d'énergie simplifié du système climatique – 1/2

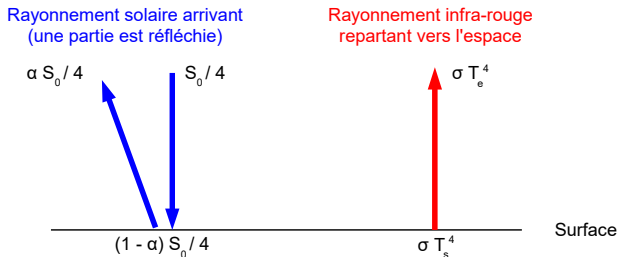


- ▶ **Énergie entrante** : rayonnement solaire arrivant sur un disque (πR^2). Principalement visible et proche IR. Autres flux (e.g. géothermie) négligés.
- ▶ **Énergie sortante** : rayonnement infra-rouge émis par une sphère ($4\pi R^2$).

À l'équilibre : $E_{\text{solaire}} = E_{\text{infra-rouge}}$

Bilan d'énergie simplifié du système climatique – 2/2

S'il n'y avait pas d'atmosphère, pour une unité de surface :



Avec α albédo planétaire (0.3), S_0 constante solaire (1368 W.m^{-2}) et σ constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$).

- ▶ À l'équilibre : $E_{\text{solaire}} = (1 - \alpha) S_0/4 = E_{\text{infra-rouge}} = \sigma T_e^4$.
- ▶ Température d'émission : $T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{C}$.
- ▶ Température de surface : $T_s = T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{C}$.

C'est froid.

L'effet de serre – Premières intuitions (1820s)

La Terre reçoit les rayons du soleil, qui pénètrent sa masse et s'y convertissent en chaleur obscure.

La température [de surface] peut être augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacle pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure.

La transparence [...] de l'air parait concourir à augmenter le degré de chaleur acquise.

Extraits de [Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires](#) (Annales de Chimie et de Physique, 1824).



J.-B.-J. Fourier
(1768–1830)

Voir aussi : [Fourier et la découverte de l'effet de serre](#), par J.-L. Dufresne (La Météorologie, 2006).

L'effet de serre – Preuve (1860s)

Aqueous vapour is an invisible gas [...] [but] no doubt can exist on the extraordinary opacity of this substance to the rays of obscure heat.

The aqueous vapour constitutes a local dam by which the temperature at the Earth's surface is deepened; the dam, however, finally overflows, and we give to space all that we receive from the sun.

Every variation of this constituent must produce a change of climate. Similar remarks would apply to the carbonic acid diffused through the air [and] any of the stronger hydrocarbon vapours.

Extraits de [On the Absorption and Radiation of Heat by Gases and Vapours](#) (1859) et [On radiation through the Earth's atmosphere](#) (1863).

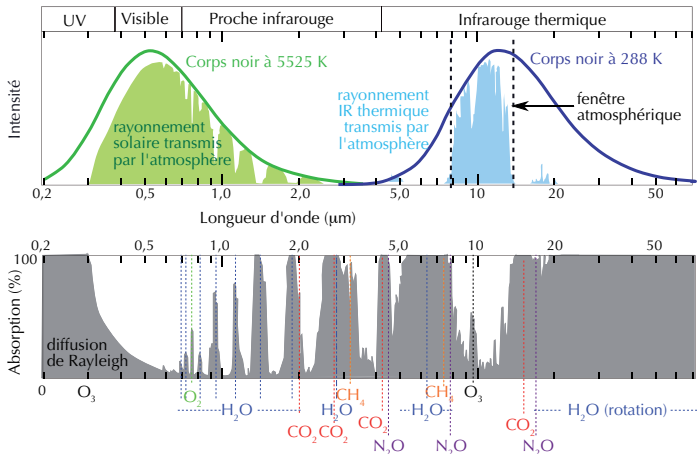


J. Tyndall
(1820–1893)

Les gaz à effet de serre (GES) – 1/2

- ▶ 99.9 % de l'atm. sec (N_2 , O_2 , etc.) est transparent au rayonnement IR.
 - ▶ L' H_2O + le 0.1 % restant (CO_2 , N_2O , CH_4 , O_3 etc.) constituent les GES.
- Capacité de **vibration** des molécules aux longueurs d'onde d'émission.

Spectre d'absorption de l'atmosphère

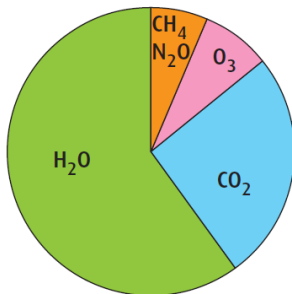


Source : J. Poitou, *Reflets de la Physique* (2013).

Les gaz à effet de serre (GES) – 2/2

Effet de serre ciel clair

	(W.m ⁻²)	(%)
Vapeur d'eau	75	60 %
CO ₂	32	26 %
Ozone	10	8 %
N ₂ O + CH ₄	8	6 %
Total ciel clair	125	100 %



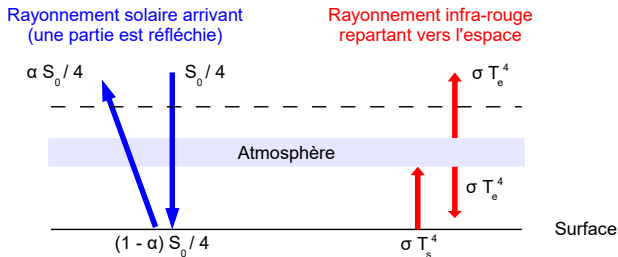
Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

- Vapeur d'eau : durée de vie courte, très variable en temps et en espace.
- Ozone : surtout entre 15 et 50km (couche d'ozone *stratosphérique*).
- Autres GES : durée de vie longue, bien mélangés.

Bilan d'énergie *moins* simplifié

Si on rajoute une atmosphère simplifiée* \rightarrow modèle à une vitre :

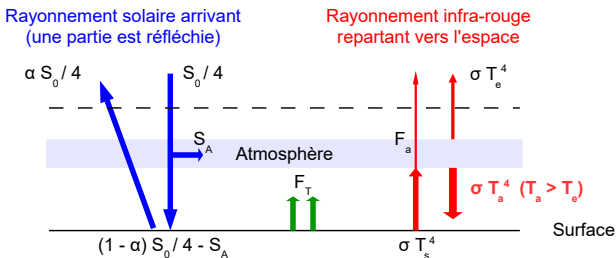
* i.e. transparente au **solaire**, opaque à l'**infra-rouge**, et de T uniforme



- ▶ Température d'émission : $T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ \text{ C}$.
- ▶ Température de surface : $T_s^4 = 2T_e^4 \Rightarrow T_s = 1.19 T_e = 303 \text{ K} = 30^\circ \text{ C}$.

C'est chaud.

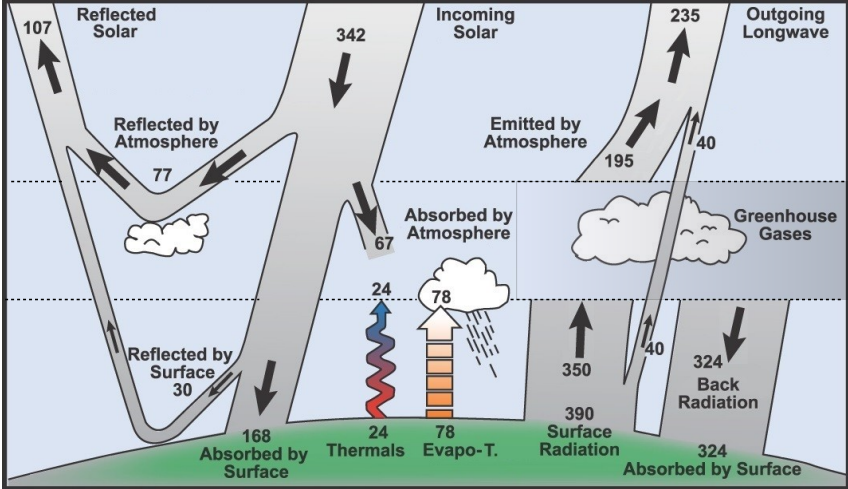
Principales limites du modèle à une vitre



- ▶ Atmosphère pas complètement transparente au **rayonnement solaire**.
Absorption ($S_A \sim 70 \text{ W.m}^{-2}$).
- ▶ Atmosphère pas complètement opaque au **rayonnement terrestre**.
Fenêtre atmosphérique ($F_a \sim 40 \text{ W.m}^{-2}$).
- ▶ Surface ne fait pas qu'émettre du rayonnement.
*Flux de **chaleur latente et sensible** ($F_T \sim 100 \text{ W.m}^{-2}$).*
- ▶ Température de l'atmosphère non-homogène.
Dans la troposphère, la température décroît avec l'altitude.

Dans la suite on écrira $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \varepsilon\sigma T_e^4$, et $T_e^4 = \tau_a T_s^4$,
avec ε émissivité du corps gris (0.97) et τ_a transmissivité de l'atmosphère (0.64).

Bilan d'énergie *encore moins simplifié*



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) FAQ 1.1 Fig. 1. Flux en $W.m^{-2}$.

Introduction au climat

Système climatique

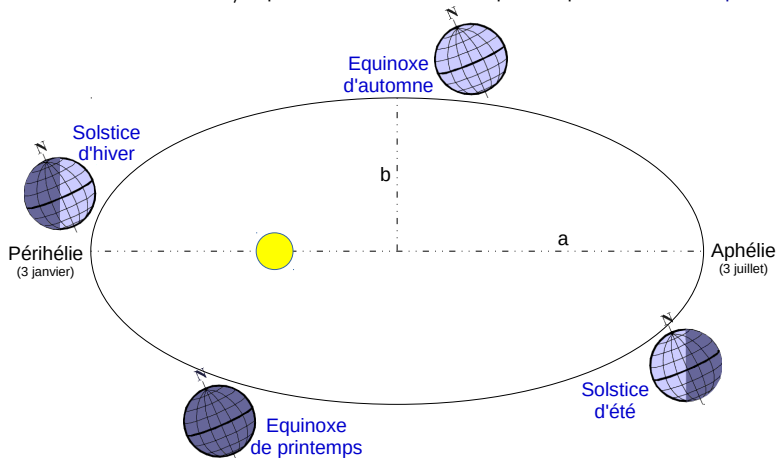
Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Rappels sur l'orbite terrestre

- ▶ Orbite = **ellipse** avec Soleil à un foyer (Kepler).
- ▶ Forme déterminée par l'**excentricité**. $\sqrt{a^2 - b^2}/a = 0.0167$ actuellement
- ▶ Axe de rotation incliné ($\kappa\lambda\iota\mu\alpha$) : **obliquité**. $23^\circ 26'$ actuellement
- ▶ Position des solstices/équinoxes déterminée par le paramètre de **précession**.



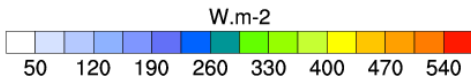
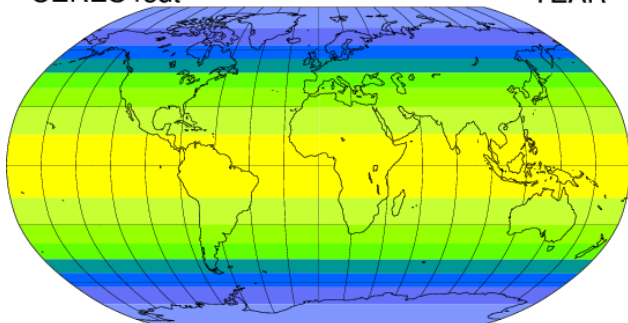
Répartition du flux solaire incident - 1/2

- Distribution purement latitudinale (amplitude H.S. légèrement + grande).

Flux solaire descendant (TOA) | $S_0/4$

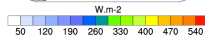
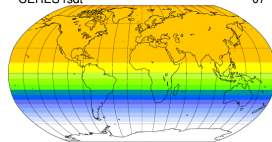
CERES rsdt

YEAR

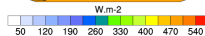
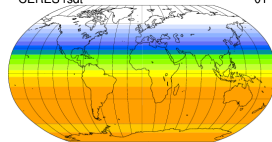


Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

CERES rsdt 07



CERES rsdt 01



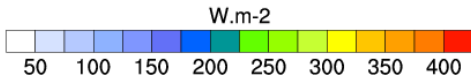
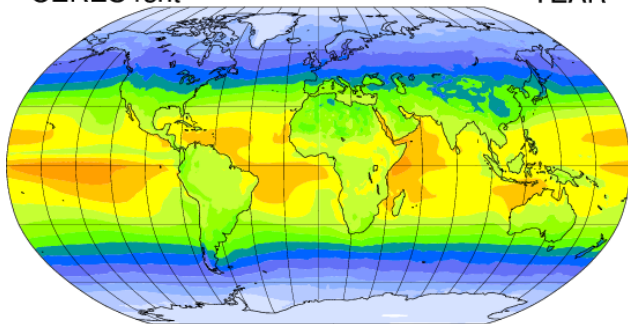
Répartition du flux solaire incident - 2/2

- Distribution purement latitudinale modulée par l'albédo planétaire (α).

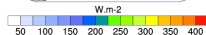
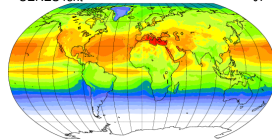
Flux solaire descendant **net** (TOA) | $(1 - \alpha) S_0/4$

CERES rsnt

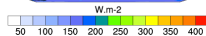
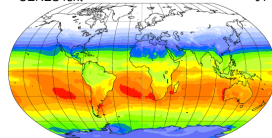
YEAR



CERES rsnt 07



CERES rsnt 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

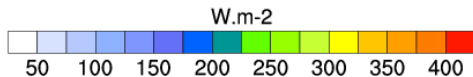
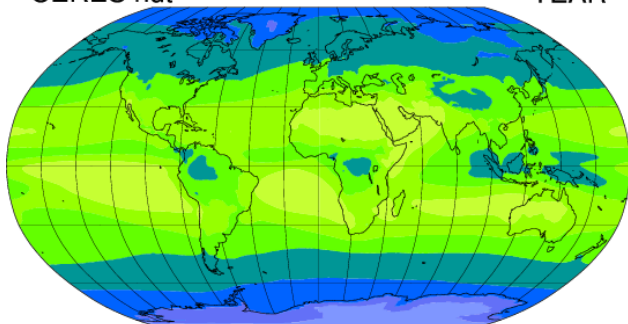
Répartition du flux infra-rouge sortant

- Distribution plus homogène, malgré des disparités de T_e .

Flux IR sortant (TOA) | $\epsilon\sigma T_e^4$

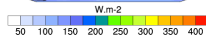
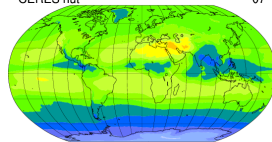
CERES rlut

YEAR

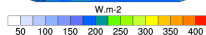
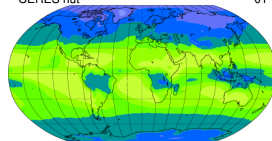


Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

CERES rlut 07



CERES rlut 01



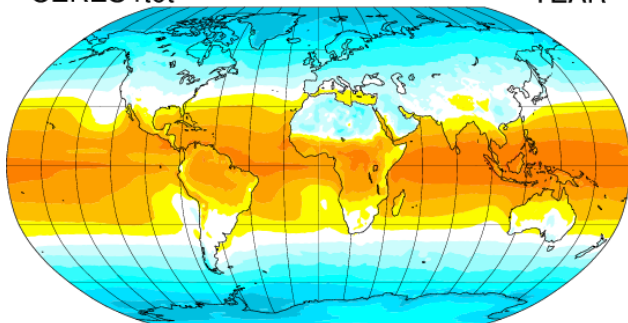
Répartition du bilan d'énergie

- ▶ Excès d'énergie aux tropiques, déficit aux pôles.

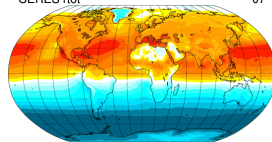
$$\text{Flux descendant net (TOA)} \mid \Delta R = (1 - \alpha) S_0/4 - \varepsilon \sigma T_e^4$$

CERES rtot

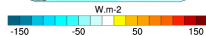
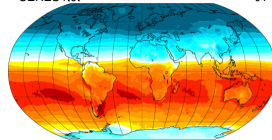
YEAR



CERES rtot 07



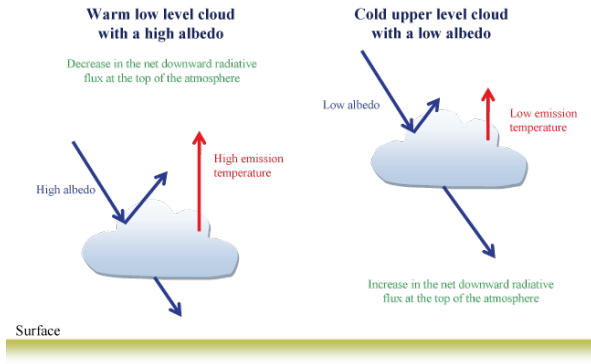
CERES rtot 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

Effet radiatif des nuages – 1/2

- ▶ Les nuages ont un **effet radiatif** (CRE) à la fois dans le SW (réflexion solaire incident, modifie α) et le LW (émission IR, modifie T_e).
- ▶ Le CRE net dépend du type de nuage, en particulier de son **altitude**.
 - Les **nuages bas** ont un α et une T plus grands : effet **refroidissant**.
 - Les **nuages hauts** ont un α et une T plus faibles : effet **réchauffant**.



Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

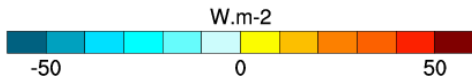
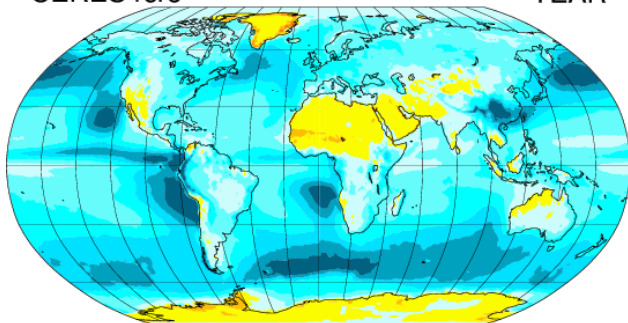
Effet radiatif des nuages - 2/2

- ▶ En climat présent, $CRE \sim -20 \text{ W.m}^{-2}$ (i.e. l'effet SW domine).

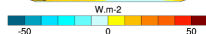
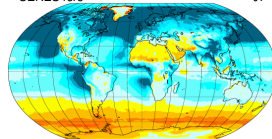
Effet radiatif des nuages (TOA) | $CRE = \Delta R - \Delta R_{CS}$

CERES rcrc

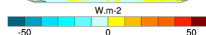
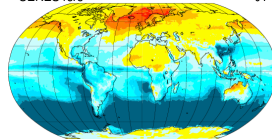
YEAR



CERES rcrc 07



CERES rcrc 01



Tracé à partir des données CERES 2001–2014.

Introduction au climat

Système climatique

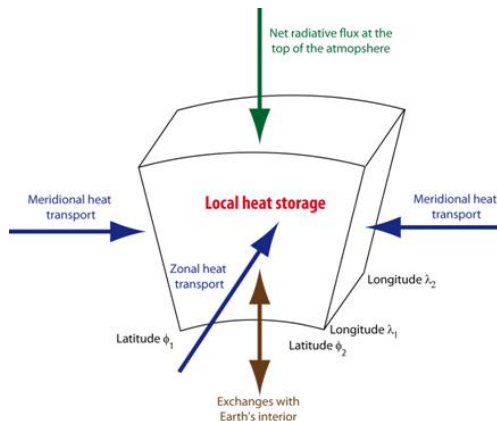
Bilan d'énergie du système

Répartition géographique de l'énergie

Dynamique du système

Bilan d'énergie local

- Pour une colonne du système, $RF_{TOA} + \text{Stockage} + \text{Transport} = 0$.



Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 2.15).

N.B. On néglige toujours le flux géothermique ($< 0.1 \text{ W.m}^{-2}$).

Stockage de chaleur

$$\text{Taux de stockage} \approx m c_m \frac{\partial T}{\partial t} = C_m \frac{\partial T}{\partial t}$$

Ordres de grandeur :

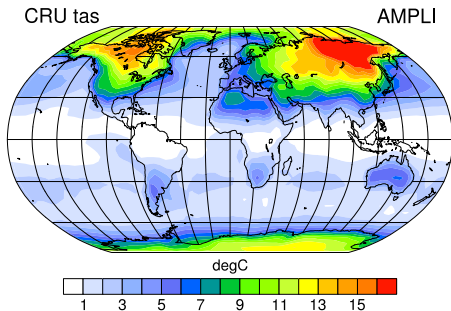
- $c_{m,\text{atm}} \sim 10^3 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$, et $m_{\text{atm}} \sim 10^4 \text{ kg.m}^{-1}$;
- $c_{m,\text{ocean}} \sim 4 \cdot 10^3 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ et $m_{\text{ocean}} \sim 10^5 \text{ à } 4 \cdot 10^6 \text{ kg.m}^{-1}$;
- $c_{m,\text{cont}} \sim 4 \cdot 10^3 \text{ J.K}^{-1}\text{kg}^{-1}$ et $m_{\text{cont}} \sim 10^3 \text{ à } 10^4 \text{ kg.m}^{-1}$.

Aux échelles climatiques, c'est l'océan qui a la plus grande *inertie thermique*.

► Le **stockage local** peut moduler les différences saisonnières d'énergie (e.g. chaleur accumulée l'été restituée l'hiver).

Exemple →

Amplitude du cycle annuel de T
(ici écart-type des 12 mois).



Tracé à partir des données **CRU** 1961–1990.

Transport de chaleur – De l'équateur vers les pôles

En moyenne annuelle, le déséquilibre énergétique équateur-pôles est rétabli quasi-uniquement par le transport (dynamiques atmosphérique et océanique).

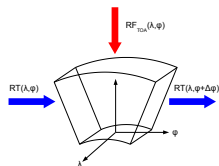
- Bilan d'énergie local à λ entre φ et $\varphi + \Delta\varphi$:

$$RT(\lambda, \varphi) + RF(\lambda, \varphi) = RT(\lambda, \varphi + \Delta\varphi)$$

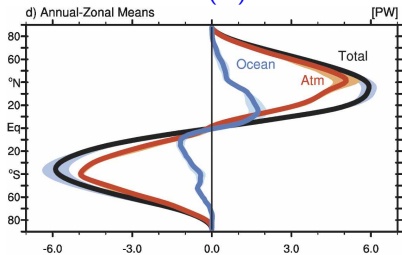
- Transport vers le Nord requis à la latitude Φ :

$$RT(\Phi) = \int_{-\pi/2}^{\Phi} \int_0^{2\pi} RF(\lambda, \varphi) R^2 \cos\varphi d\lambda d\varphi$$

$$RF_{TOA}(\lambda, \Phi)$$



$$RT(\Phi)$$



Données CERES 2001–2014.

Source : Fasullo and Trenberth (2008).

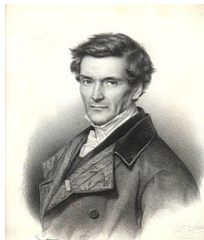
Dynamique atmosphérique



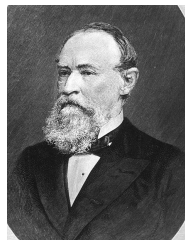
E. Halley
(1656–1742)



G. Hadley
(1685–1768)



G.-G. Coriolis
(1792–1843)



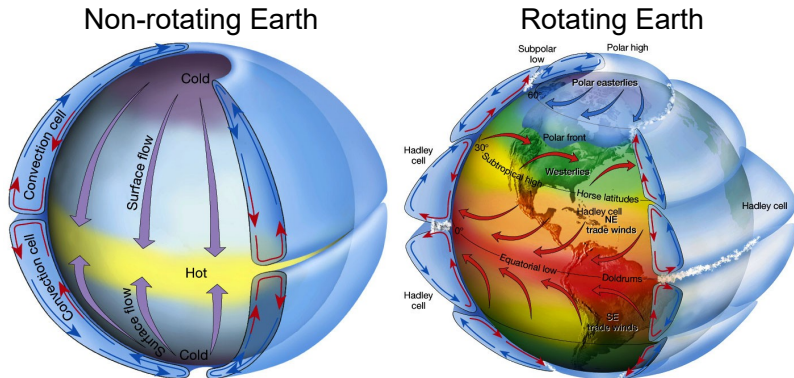
W. Ferrel
(1817–1891)

Dynamique atmosphérique

Si la Terre ne tournait pas : *convection* à l'équateur causée par le chauffage, *subsidence* aux pôles (Halley, Hadley).

Mais elle tourne : subsidence à $\sim 30^\circ$ N/S, puis vents d'ouest aux moyennes latitudes (Coriolis) – le transport est alors assuré par les *eddies* (Ferrel).

+ modulation par répartition des continents.



Source : Lutgens and Tarbuck (2001).

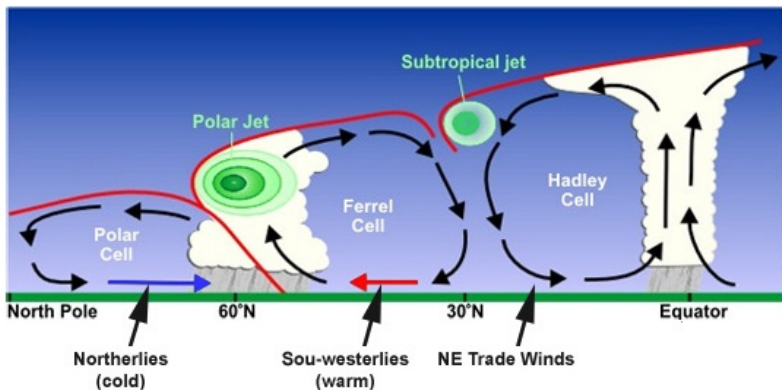
Dynamique atmosphérique – Vue horizontale

- ▶ [Alizés](#) aux tropiques, [activité transitoire](#) aux moyennes latitudes.
- ▶ Circulation plus intense dans l'hémisphère d'hiver.
- ▶ Grande échelle proche de l'[équilibre géostrophique](#) (vents vs. Δp).

[Exemple](#) : Hauteur de géopotential à 500 mb (Z500) quotidienne en Janvier 2003

Dynamique atmosphérique – Vue verticale

- ▶ Cellules de Hadley bien établies aux tropiques.
- ▶ Cellules de Ferrell schématisiques (résumé de l'activité transitoire).
- ▶ Courant-jets (*jet streams*) d'altitude.



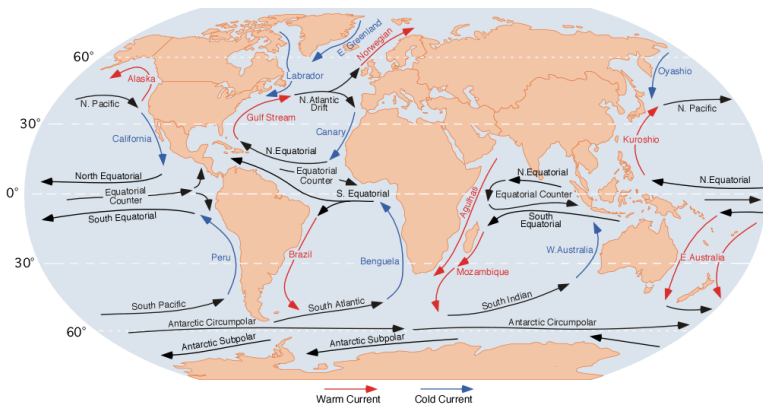
Source : Scripps.

Transport de chaleur – Dynamique océanique 1/2

En surface, la circulation est principalement pilotée par les vents.

- Gyres subtropicales, courant circumpolaire antarctique, etc.
- **Bords Ouest** : courants **chauds** (Gulf Stream, Kuroshio).
- **Bords Est** : courants **froids** et *upwellings* côtiers (pompage d'Ekman).

Principaux courants de surface

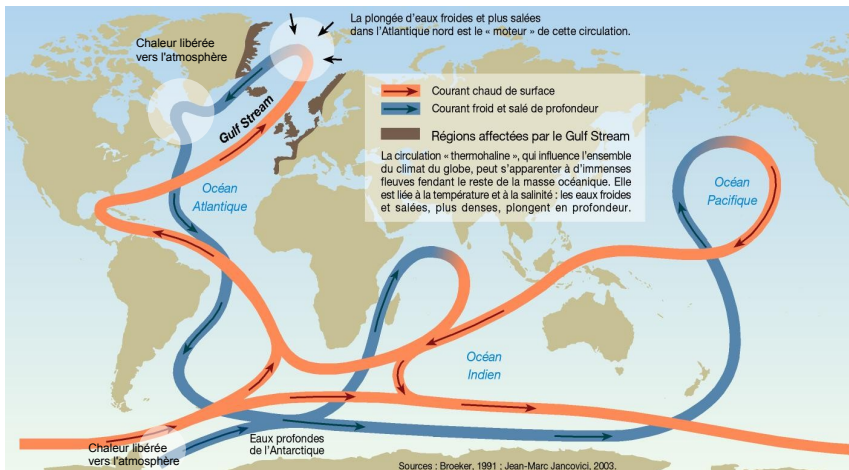


Source : M. Pidwirny (2006).

Transport de chaleur – Dynamique océanique 2/2

Les contrastes de densité (T, S) entretiennent la *circulation thermohaline*.

- Formation d'eaux profondes en Atlantique Nord & Antarctique.
- Circulation lente (10^2 – 10^3 ans) mais efficace !



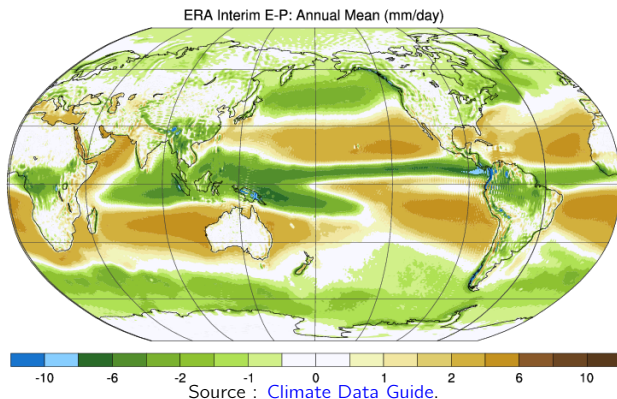
Transport de chaleur – Rôle du cycle hydrologique

L'énergie peut être transportée comme chaleur sensible, chaleur latente, énergie potentielle ou énergie cinétique.

$$E = c_p T + L_v q + gz + 0.5u^2 \quad (L_v \text{ enthalpie de vaporisation de l'eau, et } q \text{ humidité spécifique}).$$

Océan : énergie surtout transportée comme chaleur sensible.

Atmosphère : également chaleur latente (cf. $E - P$) et énergie potentielle (Hadley).



Et nous y (re)voilà

Le **climat moyen** est le résultat du bilan énergétique, modulé par la circulation, le cycle de l'eau et la géographie (continents, reliefs).

Température

Précipitations

Données [CRU](#) 1961–1990 et [GPCP](#) 1981–2010.

Résumé

Le **déséquilibre énergétique** (excès tropical, déficit aux pôles) induit un transport méridien d'énergie.

La dynamique atmosphérique assure l'essentiel du transport via les **cellules de Hadley** aux tropiques puis l'**activité transitoire** aux moyennes latitudes.

La dynamique océanique assure le reste via la **circulation thermohaline**.

Le **cycle hydrologique** joue un rôle essentiel dans le bilan énergétique global et le transport.

Références I

- ▶ J.T. Fasullo and K.E. Trenberth, *The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports*, *J. Clim.* **21** (2008), no. 10.
- ▶ H. Goosse, P.Y. Barriat, W. Lefebvre, M.F. Loutre, and V. Zunz, *Introduction to climate dynamics and climate modeling*, online textbook available at <http://www.elic.ucl.ac.be/textbook>, 2014.
- ▶ W.P. Köppen and R. Geiger, *Klima der Erde (map)*, Justus Perthes, Darmstadt (1954).
- ▶ W.P. Köppen, *Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet*.
- ▶ F.K. Lutgens and E.J. Tarbuck, *The Atmosphere: an Introduction to Meteorology*, Prentice Hall, 2001.
- ▶ T. Oki and S. Kanae, *Global Hydrological Cycles and World Water Resources*, *Science* **313** (2006), no. 5790, 1068–1072.
- ▶ S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller, et al., *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007*, Cambridge University Press, 2007.