

Système Climatique M2 SOAC UPS 2/5

# Modélisation et variabilité interne

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](mailto:julien.cattiaux@meteo.fr)

2021-22

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

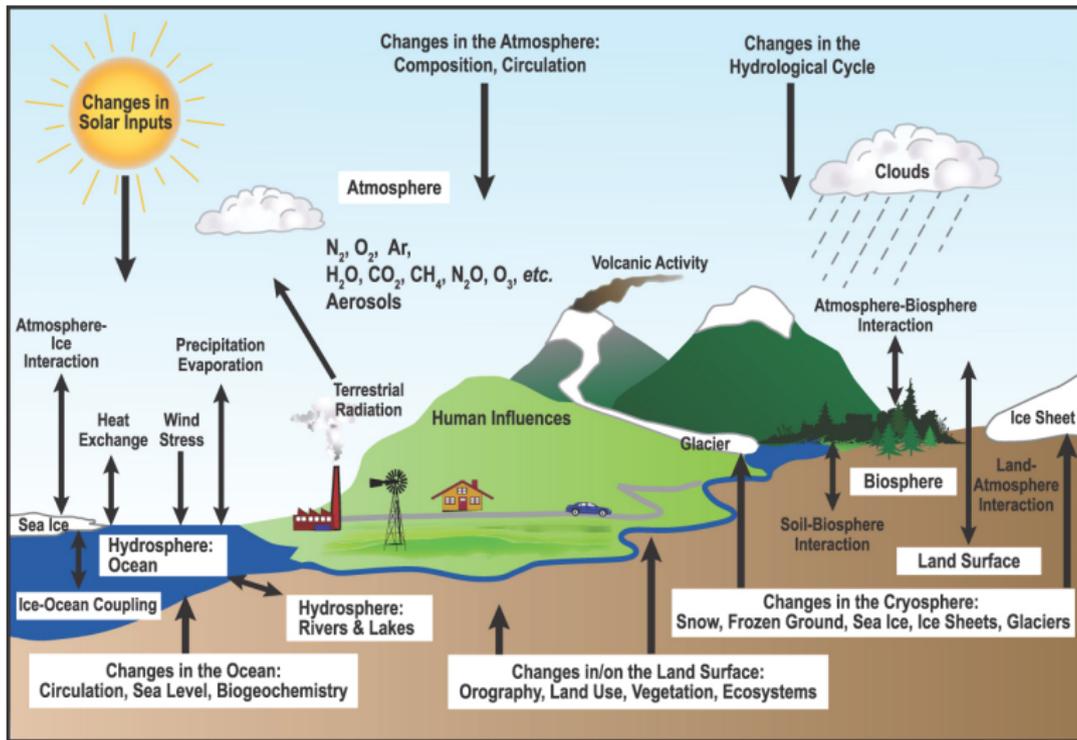
intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

# Le système climatique – Rappel

Atmosphère ↔ Océans ↔ Cryosphère ↔ Continents ↔ Biosphère



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

# Modéliser le climat

Représenter mathématiquement le système climatique sur la base de principes physiques, chimiques, biologiques, etc.

Pourquoi ? Comprendre les climats, faire des expériences  $\pm$  réalistes.

La complexité du modèle dépend de la question qu'on se pose.

Réponse en température globale à un doublement de  $\text{CO}_2$  ?

→ *Energy Balance Models* (EBMs).

Répartition géographique des climats actuels ?

→ *General Circulation Models* (GCMs) / *Earth System Models* (ESMs).

Réponse du climat à la dérive des continents ?

→ *GCMs* simplifiés, *EsMs of Intermediate Complexity* (EMICs).

Réponse des événements extrêmes au changement climatique ?

→ *GCMs* complexifiés (zoomés), *Regional Climate Models* (RCMs).

etc.

—

À lire : [Climat, modéliser pour comprendre et anticiper](#) (2013, projet MISSTERRE).

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

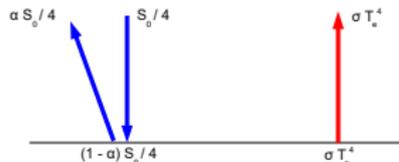
# Bilan d'énergie – Rappels et premier modèle de $T_s$

Rappel 1 : À l'équilibre, au sommet,  $E_{in}^{SW} = (1 - \alpha)S_0/4 = E_{out}^{LW} = \varepsilon\sigma T_e^4$ .

avec  $\alpha$  albédo planétaire (0.3),  $S_0$  activité solaire ( $1368 \text{ W.m}^{-2}$ ),  $\varepsilon$  émissivité surface (0.97),  $\sigma$  constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ) et  $T_e$  température d'émission (255 K).

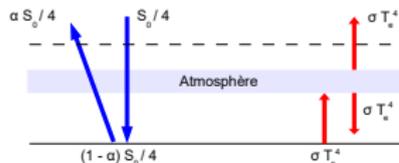
Rappel 2 : modèle sans atmosphère.

$$T_s^4 = T_e^4.$$



Rappel 3 : modèle dit à *une vitre*.

$$T_s^4 = 2 T_e^4.$$



Rappel 4 : On peut définir  $\tau_a = T_e^4 / T_s^4$  la **transmissivité** de l'atmosphère.

Décrit l'effet de serre,  $\tau_a \sim 0.64$  dans les conditions actuelles.

► Un premier modèle décrivant l'évolution de  $T_s$  peut ainsi s'écrire :

$$C_E \frac{dT_s}{dt} = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_s^4$$

avec  $C_E$  capacité calorifique effective du système en  $\text{J.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ .

## Energy Balance Model

$$C_E \frac{dT}{dt} = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T^4$$

On linéarise autour de la température d'équilibre  $T = T_{eq} + T'$  ( $T' \ll T_{eq}$ ) :

$$\begin{aligned} C_E \frac{dT'}{dt} &= (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_{eq} + T')^4 \\ &= (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^4 \left(1 + 4 \frac{T'}{T_{eq}}\right) \\ &= -4 \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^3 T' \\ &= -|\lambda| T' \end{aligned}$$

avec  $\lambda$  **paramètre de sensibilité** exprimé en  $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ .

**N.B.** Par souci de simplification, le raisonnement présenté ici suppose  $\alpha$  et  $\tau_a$  constants lorsque  $T$  varie, ce qui n'est pas réaliste car présence de **rétroactions**. La valeur du paramètre  $|\lambda| = 4 \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^3 = 3.36 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$  correspond à la réponse de Planck ; la sensibilité totale (avec rétroactions) est plutôt caractérisée par  $|\lambda| \sim 1.6 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$  (voir cours n°3).

## Energy Balance Model linéarisé

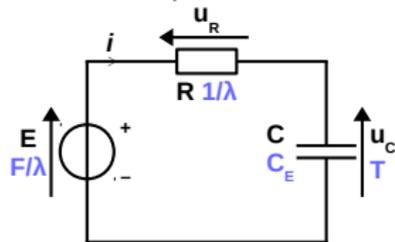
$$C_E \frac{dT}{dt} + |\lambda|T = F(t)$$

avec  $F(t)$  la perturbation (ou **forçage**) imposée au système (en  $\text{W.m}^{-2}$ ).

► **Analogie avec électronique** : ce modèle est équivalent à un dipôle RC.

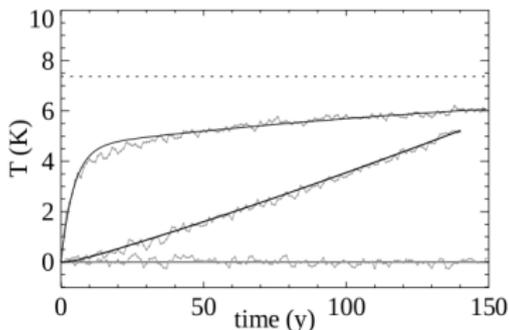
Avec  $E = u_R + u_C$ ,  $u_R = Ri$  et  $i = Cdu_C/dt$ , on obtient :

$$C \frac{du_C}{dt} + \frac{1}{R}u_C = \frac{E(t)}{R}$$



► **Exemples de réponses en  $T_s$**  à :

- un  $F(t)$  en escalier (abrupt4xC02)
- un  $F(t)$  linéaire (1pctC02).



Source : Geoffroy et al. (2013).

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

intra-saisonnière

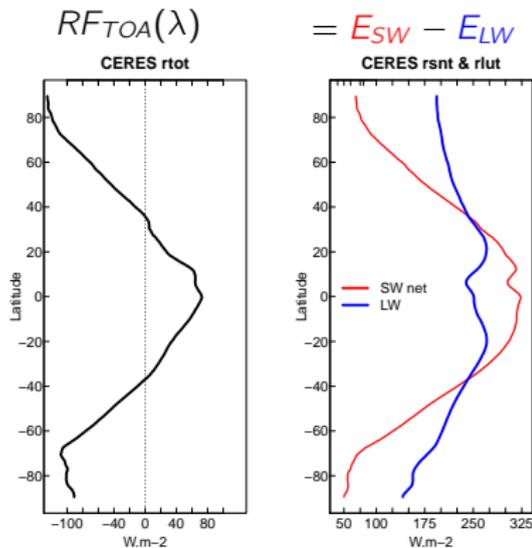
inter-annuelle

multi-décennale

# Répartition spatiale du bilan d'énergie – Rappel

- ▶ Le bilan net d'énergie n'est pas **uniforme** spatialement.
- ▶ La principale distinction est **latitudinale** (équateur vs. pôles).

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

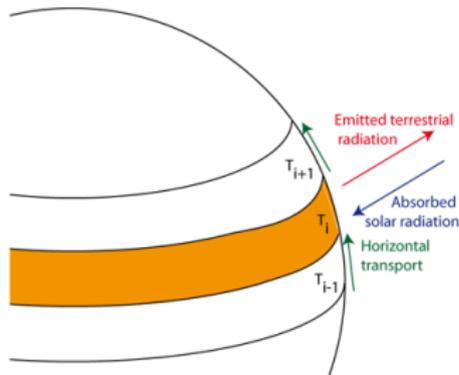


Données **CERES** 2001–2014.

Une extension naturelle des EBM est d'inclure la dimension **latitude**.

## EBM 1D – Formalisme

Principe : écrire le bilan d'énergie pour chaque bande de latitude  $i$ , en ajoutant un terme de **transport horizontal** méridien.



$$\gamma_i(1 - \alpha_i)\frac{S_0}{4} = \varepsilon\tau_a\sigma T_i^4 + \text{transport}_i$$

où  $\gamma_i$  tient compte de la sphéricité de la Terre,  $\alpha_i$  de la variation latitudinale d'albédo et  $T_i$  est la température de surface de la région  $i$ .

Source : Goosse et al. [online](#) textbook (Fig. 3.3).

### Exemple d'EBM 1D linéarisé

$$C \frac{dT_i}{dt} = \gamma_i(1 - \alpha_i)\frac{S_0}{4} - (A + BT_i) - C_i(T_i - \bar{T})$$

N.B. Le terme de **transport**, ici linéaire, peut être plus sophistiqué (e.g. diffusion).

# EBM 1D – Utilisation

Exemples : retrouver le profil méridien de température de surface...  
... et/ou jouer avec, e.g., le forçage solaire ou l'intensité du transport.

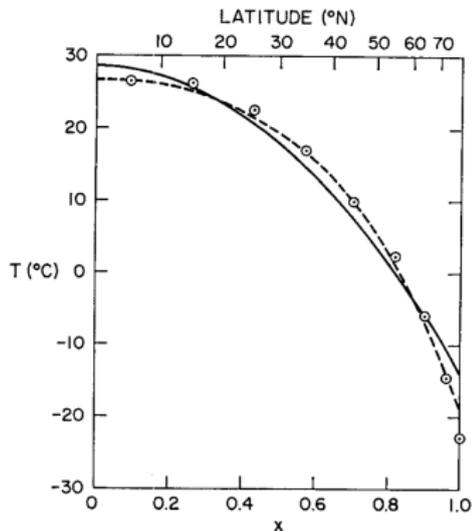


FIG. 1. Sea level temperature as a function of latitude for the present climate. Circles represent observations (Sellers, 1965). The solid line is the temperature calculated from the two-mode approximation. The dashed line illustrates how a third-mode ( $n=4$ ) contribution of proper amplitude ( $-5^{\circ}\text{C}$ ) would improve the agreement; the latter was *not* calculated from the model.

Source : North (1975) et Sellers (1969).

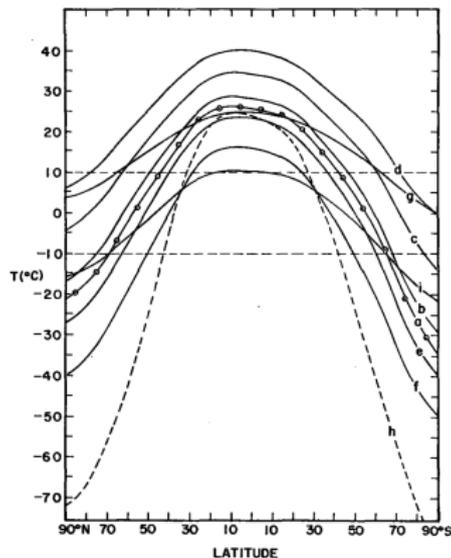


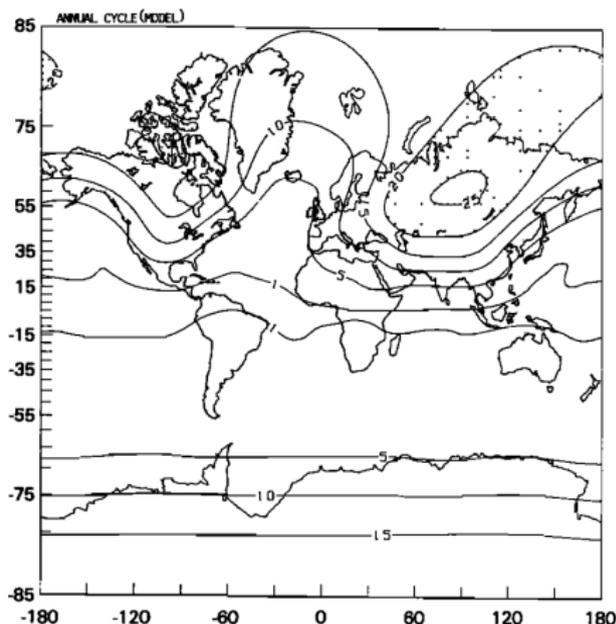
FIG. 7. The predicted latitudinal distribution of the mean annual sea level temperature when the solar constant is increased by 0%, a, (present conditions), 1%, b, 5%, c, and 10%, d, or reduced by 1%, e, 2%, f. Curve i shows the distribution resulting from a 3% decrease of the solar constant and a 100% increase in the exchange coefficient and eddy diffusivities. In curves g and h the solar constant is kept fixed at its present value of  $2.00 \text{ ly min}^{-1}$  and the exchange coefficients and eddy diffusivities are increased by 100% and decreased by 50%, respectively. In all cases the planetary albedo is given by Eqs. (5a) and (5b).

# EBM 2D

- ▶ On peut à son tour inclure la dimension **longitude** et *paramétrisant* un transport zonal de façon similaire.

**Exemple :** Amplitude du cycle saisonnier de température obtenue avec un EBM2D avec transport en diffusion isotrope.

Source : North et al. (1983).



- ▶ On commence à avoir envie de mieux représenter la **dynamique**...

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

## Vers les premiers GCMs – Mise en équations

[...] the necessary and sufficient conditions for a rational solution of the problems of meteorological prediction are the following:

1. the condition of the atmosphere must be known at a specific time with sufficient accuracy;
2. the *laws*\* which determine the development of one weather condition from another must be known with sufficient accuracy.

\* we set up the following equations:

- the three hydrodynamic equations of motion,
- the equation of continuity (conservation of mass),
- the equation of state for the atmosphere,
- the two major principles of the mechanical theory of heat.

Extraits de *Das problem der Wetterforhersage, betractet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik* (*Meteorologische Zeitschrift*, 1904).



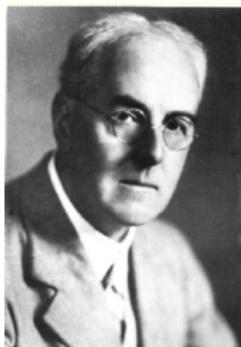
W. Bjercknes  
(1852–1961)

## Vers les premiers GCMs – Discrétisation

Imagine a large hall like a theatre [...] The walls are painted to form a map of the globe. The ceiling represents the north polar regions, England is in the gallery, and the Antarctic in the pit.

A myriad **computers** are at work upon the weather of the part of the map where each sits, but each computer attends only to one equation or part of an equation. The work of each region is coordinated by an official of higher rank. Each number is displayed so that neighbouring computers can read them.

[In the center] sits the man in charge of the whole theatre [...] One of his duties is to maintain a uniform speed of progress in all parts of the globe.



L. Fry Richardson  
(1881–1953)



Extraits de *Weather Prediction by Numerical Process* (1922), disponible en version électronique intégrale [ici](#) (258 pp).

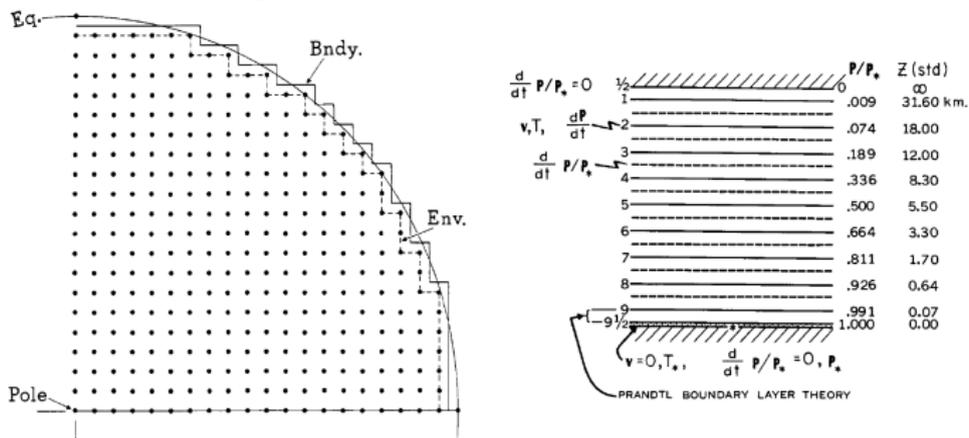
## Vers les premiers GCMs – Calcul

**1950s** – Première expérience de prévision numérique du temps (PNT) par N. Phillips sur un ordinateur conçu par J. von Neumann.

**1960s** – Développement concomitant de plusieurs GCMs aux U.S.

- Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, S. Manabe & J. Smagorinsky (1965).
- University California Los Angeles, A. Arakawa & Y. Mintz (1965).
- Lawrence Livermore National Laboratory, C. Leith (1965).
- National Center for Atmospheric Research, A. Kasahara & W. Washington (1967).

Exemple de la grille atmosphérique du modèle du GFDL en 1965

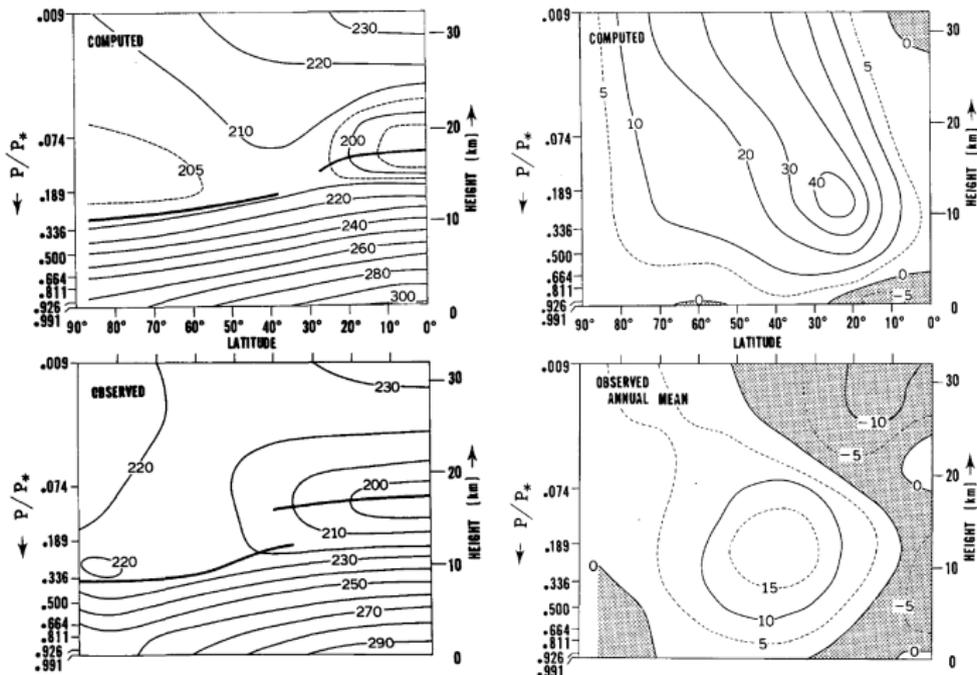


Source : Smagorinsky et al. (1965).

# Vers les premiers GCMs – Évaluation

- ▶ Cellules de Hadley et alizés de surface aux tropiques.
- ▶ Courant-jets, vents d'ouest et activité transitoire aux moyennes latitudes.

Exemple de  $T$  et  $U$  du modèle du GFDL



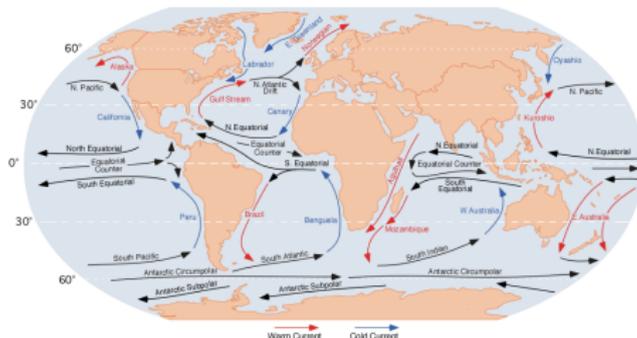
Source : Manabe et al. (1965).

# Prévoir la météo vs. simuler le climat

- ▶ Les premiers GCMs sont développés dans le but de **prévoir le temps**.
- ▶ Pour la PNT, la **composante atmosphérique** peut sembler suffire, le principal problème est l'**initialisation** (conditions initiales).
- ▶ Pour étudier le **climat**, importance des **grands équilibres physiques**.  
→ Besoin d'ajouter les **composantes lentes** du système, e.g. l'**océan**.

**Rappel** : circulation de surface pilotée par les vents + circulation thermohaline de profondeur entretenue par les contrastes de densité ( $T, S$ ).

Principaux courants de surface



Source : M. Pidwirny (2006).

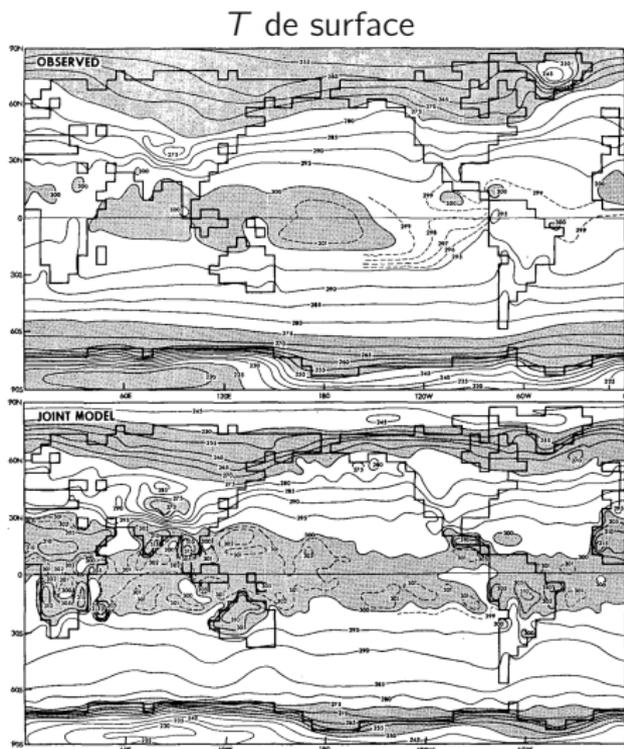
# Ajout de la composante océanique

**1970s** – Les AGCMs deviennent des **AO**GCMs.

Exemple du modèle du GFDL :

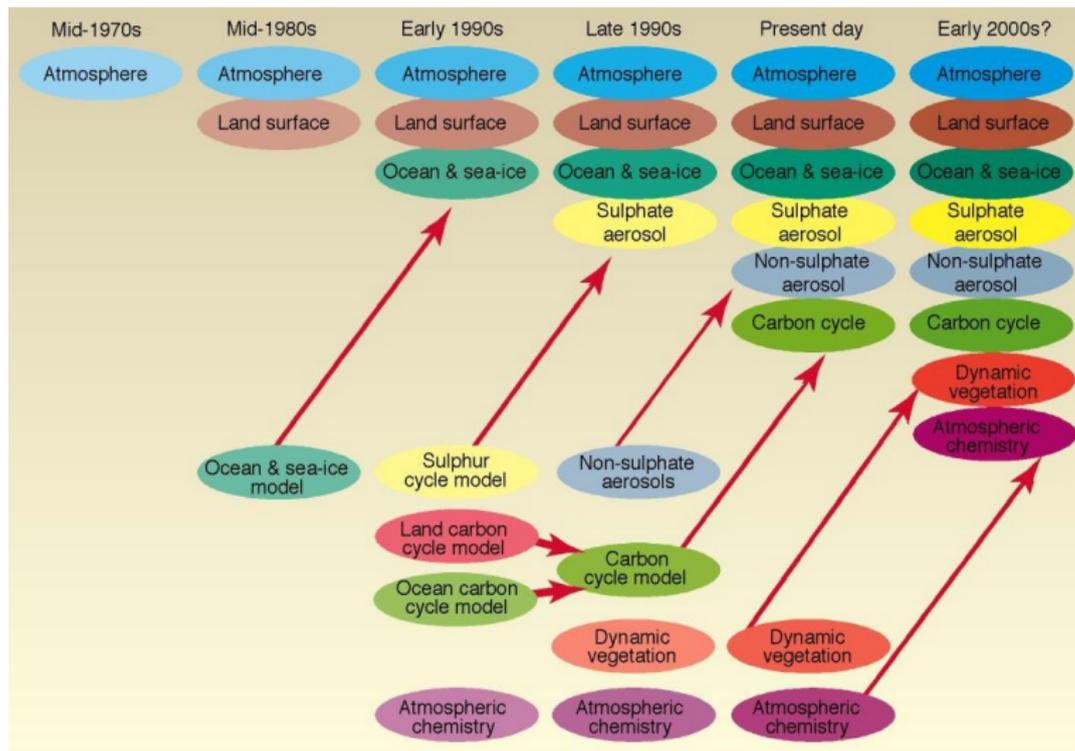
- AOGCM global,
- résolution atm.  $64 \times 38$ ,
- continents et orographie,
- océan à 12 niveaux,
- etc.

Source : Manabe et al. (1975)  
et Bryan et al. (1975).



# Puis d'autres composantes

1990s, 2000s, 2010s... – Les AOGCMs deviennent des **ESMs**.



Source : IPCC TAR (2001), Fig. TS Box 3.

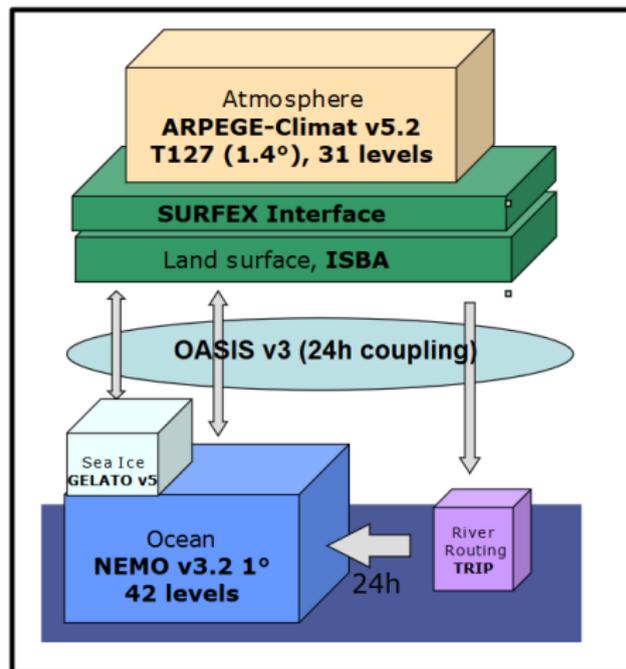
# Structure actuelle d'un AOGCM / ESM

- ▶ Un modèle par **composante** du système.
- ▶ Des interfaces de **couplage** entre composantes.
- ▶  $\pm$  de composantes intégrées selon l'utilisation (mode **forcé** vs. **couplé**).

—  
+ Partage de composantes entre AOGCMs (e.g. CNRM et IPSL ont le même modèle d'océan).

+ Diffusion de versions de modèles (e.g. programme **Earth System Modeling Framework** aux U.S.).

Exemple : Structure de CNRM-CM5



Source : [CNRM](#).

# Contexte international : le programme CMIP

## Coupled Models Intercomparison Project

Projet proposant un protocole commun et standardisé pour réaliser des simulations et mettre à disposition les résultats.

CMIP6 Modeling Groups (click on flags to reveal identity)

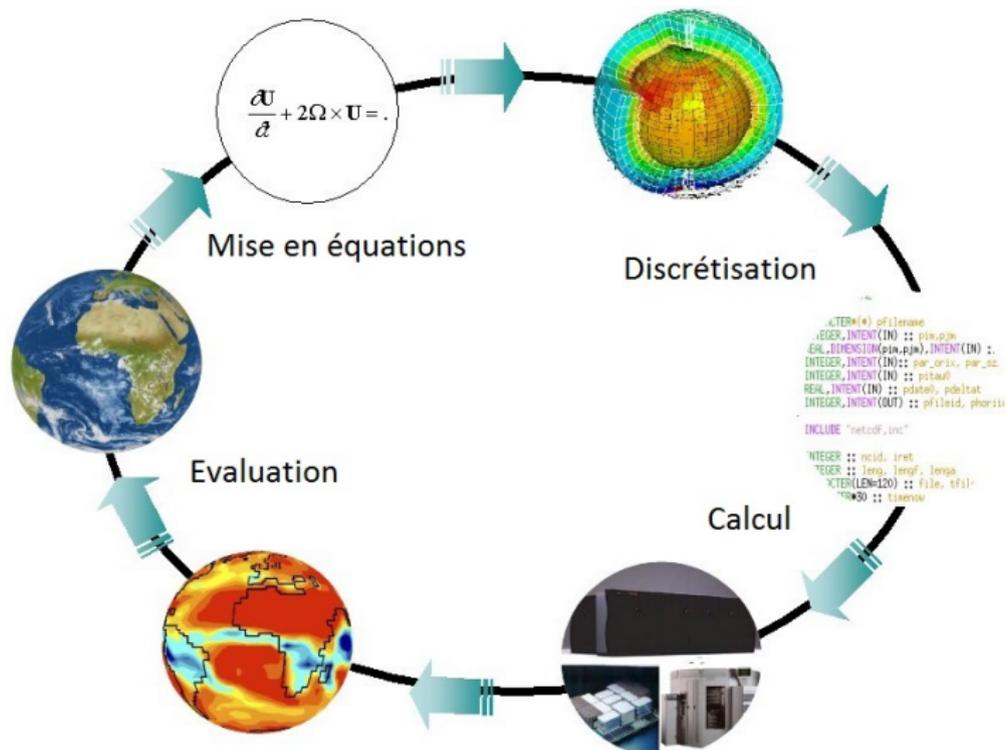


Voir <https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/>

- Lancé en 1995, phasé avec les rapports de l'IPCC.
- Actuellement à sa 6<sup>e</sup> phase (30+ centres, 60+ AOGCMs).
- Accompagné de ses MIPs par composantes (AMIP, OMIP, LS3MIP, etc.) ou objet d'étude (CFMIP, GMMIP, HighResMIP, etc.).

# Les différentes étapes de la modélisation

- Mise en équations et discrétisation de chaque composante, couplage des composantes si nécessaire, puis calcul et évaluation.



# Mise en équations – Exemple de l'atmosphère

Équations du mouvement ( $\Sigma \vec{F} = m\vec{a}$ )

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{F}_{fric}$$

Conservation de la masse

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v})$$

Conservation de l'eau

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} (\rho q) = \rho (E - C)$$

Conservation de l'énergie

$$C_p \left( \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q$$

Équation d'état

$$p = \rho R_g T$$

## Système d'équations primitives

- 7 équations, 7 **inconnues**  
cf. Bjerknes (1904).

- Approximations  
hydrostatique ( $\partial_z p = -\rho g$ ),  
quasi-Boussinesq ( $\partial_t \rho = 0$ ).

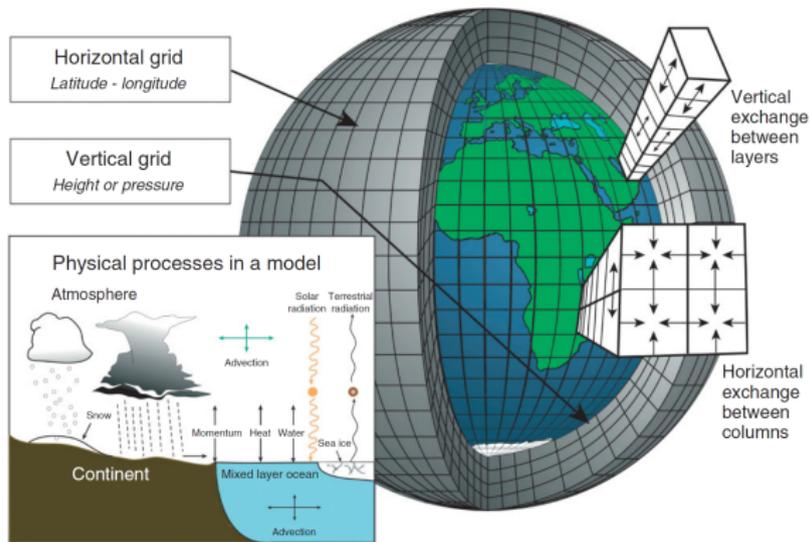
- Conditions initiales & aux limites  
e.g.  $RF_{TOA}$ , autres composantes.

**ET**  $Q$ ,  $\vec{F}_{fric}$ ,  $E$ ,  $C$  ?

→ modèle de transfert radiatif 1D,  
paramétrisations effets orographiques,  
processus nuageux, etc.

# Discretisation – Grille et résolution

- ▶ On **discrétise** à la fois dans l'**espace** ( $x, y, z$ ) et dans le **temps** ( $t$ ).  
Les équations sont traduites sur la grille par **différences finies** (approximations des dérivées partielles) ou **résolution spectrale** (séparation espace-temps, harmoniques sphériques).
- ▶ Les phénomènes *sous-maille* doivent être **paramétrisés**.
- ▶ On distingue classiquement la partie **physique** (1D, paramétrisations) de la partie **dynamique** (transport 3D) d'un modèle.

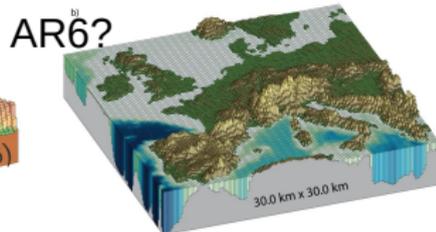
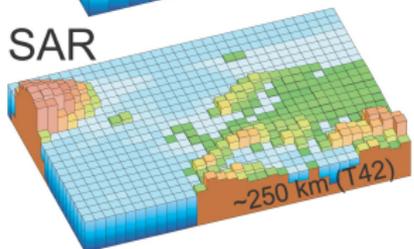
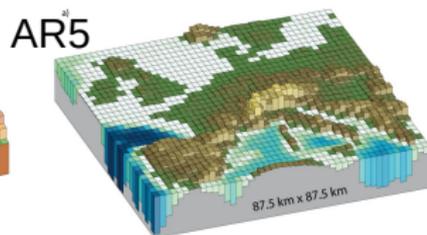
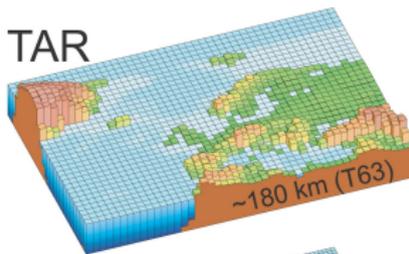
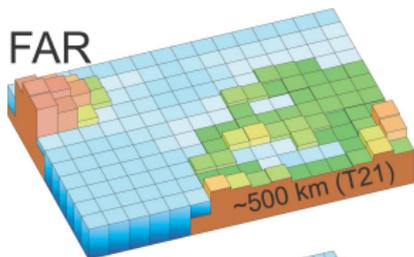


Source : Edwards (2011), Fig. 2.

## Discrétisation – La course à la résolution

- ▶ L'augmentation des moyens de calcul permet d'augmenter la **résolution** des modèles utilisés pour les simulations climatiques (aujourd'hui ~ 100 km).
- ▶ L'augmentation de résolution permet de résoudre des **processus de plus petite échelle**, donc d'améliorer la simulation du climat (en théorie).

Grille typique des modèles lors des rapports successifs du GIEC  
(1991, 1995, 2001, 2007, 2013, 2020?)



Source : IPCC AR4 (2007) Fig. 1.4 et AR5 (2013) Fig 1.14.

## Discrétisation – Et pour les phénomènes sous-maïlles ?

► Pour rendre compte de l'**effet collectif** (*statistique*) des **processus de petite échelle** non résolus explicitement dans chaque colonne d'atmosphère\*, on utilise des équations *paramétrées* → des **paramétrisations**.

\* convection, turbulence, nuages, ondes de gravité, etc.

► Ces équations mêlent **connaissances physiques** et **relations statistiques**.

► Les paramètres de ces équations sont estimés à partir d'**observations** et de **modélisation méso-échelle** (où les processus sont résolus).

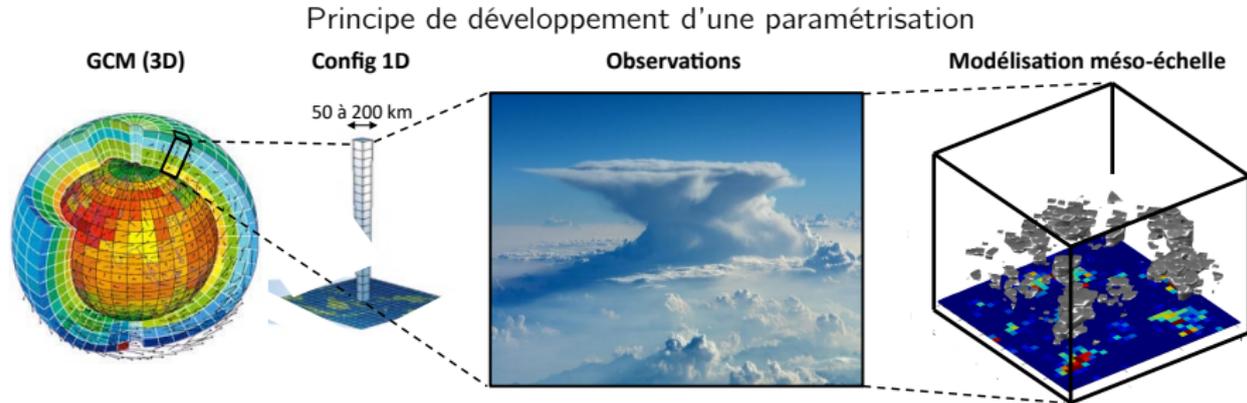
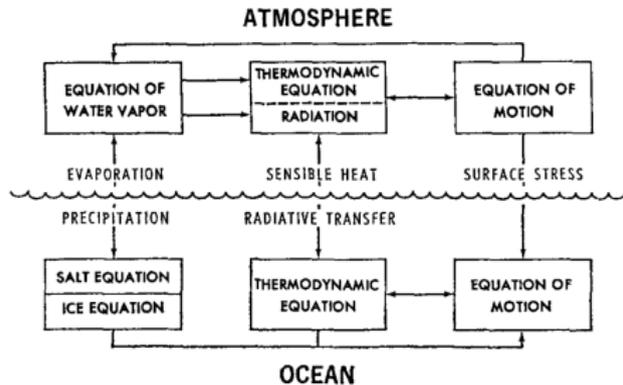


Figure empruntée à Olivier Geoffroy (CNRM).

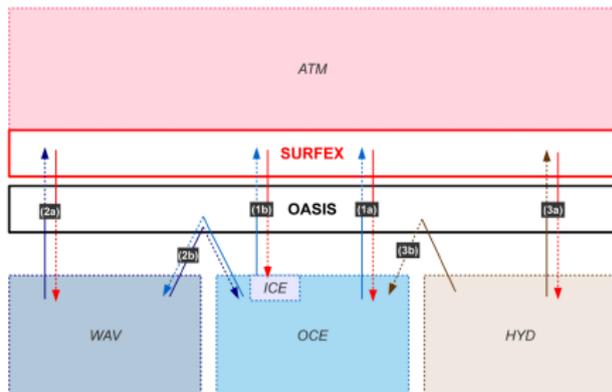
# Couplage des composantes

- ▶ Manabe et al. (1975) : ATM + OCE dans un unique modèle dit **joint**.  
Ex. OCE voit  $(u, v)$  de ATM en surface, et lui fournit l'évaporation.
- ▶ Aujourd'hui, composantes développées séparément, et échangeables d'un modèle à l'autre → nécessite des interfaces dédiées au **couplage**.  
Gestion des **échanges** entre composantes aux grilles différentes (**interpolation**).

Exemple du modèle du GFDL (1975)



Exemple du modèle du CNRM (2017)



Source : Manabe et al. (1975) et Voldoire et al. (2017).

# Calcul

## 1. Coder.

Différents langages possibles.

## 2. Paralléliser.

Par division en régions géographiques et/ou répartition des itérations des boucles.

## 3. Disposer de super-calculateurs.

Sauf en versions (très) simplifiées, les GCMs ne *tourment* pas sur des ordinateurs de “maison”.

## 4. Disposer de temps...

Pour CNRM-CM6, résolution  $256 \times 128 \times 91$ ,  $\Delta t = 15$  min, 1 an de simulation prend  $\sim 2$  h sur 360 processeurs.

*Le FORTRAN, c'est beau.*

```
DO JLEV = 1, KFLEV
DO JROF = KSTART, KPROF

ZGSDP(JROF, JLEV)=RG*PRDELPL(JROF, JLEV)

PTENDU(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& (PSTRCU (JROF, JLEV-1) - PSTRCU (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRDU (JROF, JLEV-1) - PSTRDU (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRMU (JROF, JLEV-1) - PSTRMU (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRTU (JROF, JLEV-1) - PSTRTU (JROF, JLEV)) )

PTENDV(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& (PSTRCV (JROF, JLEV-1) - PSTRCV (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRDV (JROF, JLEV-1) - PSTRDV (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRMV (JROF, JLEV-1) - PSTRMV (JROF, JLEV)) +&
& (PSTRTV (JROF, JLEV-1) - PSTRTV (JROF, JLEV)) )

PTENDO(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& (PDIFTO (JROF, JLEV-1) - PDIFTO (JROF, JLEV)) +&
& (PDIFCO (JROF, JLEV-1) - PDIFCO (JROF, JLEV)) +&
& (PFRMO (JROF, JLEV-1) - PFRMO (JROF, JLEV)) +&
& (PFCHO (JROF, JLEV-1) - PFCHO (JROF, JLEV)) +&
& (PFCCOL (JROF, JLEV-1) - PFCCOL (JROF, JLEV)) +&
& (PFCCON (JROF, JLEV-1) - PFCCON (JROF, JLEV)) +&
& (PFCSOL (JROF, JLEV-1) - PFCSOL (JROF, JLEV)) +&
& (PFCSON (JROF, JLEV-1) - PFCSON (JROF, JLEV)) +&
& (PFCQNG (JROF, JLEV-1) - PFCQNG (JROF, JLEV)) -&
& (PFECL (JROF, JLEV-1) - PFECL (JROF, JLEV)) -&
& (PFESL (JROF, JLEV-1) - PFESL (JROF, JLEV)) -&
& (PFECN (JROF, JLEV-1) - PFECN (JROF, JLEV)) -&
& (PFESN (JROF, JLEV-1) - PFESN (JROF, JLEV)) )

PTENDH(JROF, JLEV) = ZGSDP(JROF, JLEV)*( &
& ZJTOT (JROF, JLEV-1) - ZJTOT (JROF, JLEV))
ENDDO
ENDDO
```

Capture d'écran du code ARPEGE  
par D. Saint Martin.

## Calcul – Sortie classique d'une simulation

► Formats de fichiers **standardisés**, espaces de **stockage** de données.

Ex. 1 fichier quotidien 1 variable 1 an 1 niveau ~ 50 Mo.

1 simulation ~ 100 variables 100 ans 100 niveaux...

Exemple d'une *sortie de modèle* : Z500 quotidien simulé par CNRM-CM5

Tracé à partir d'une simulation *historique* de CNRM-CM5.

C'est joli mais ça vaut quoi ? Problématique de l'**évaluation**.

# Évaluation

Confrontation permanente des modèles aux observations disponibles.  
En général on ne cherche pas à reproduire la *chronologie* mais la *distribution*.

- ▶ Climat actuel (très bien observé) : état moyen, variabilité à plusieurs échelles, tendances XX<sup>e</sup>.
- ▶ Climats passés ± proches (moins bien observés) : variations sur le dernier millénaire, voire dernier maximum glaciaire (21 ka BP).
- ▶ Climats *idéalisés* (pas d'observation) : perturbations simples et bien définies (ex. scénario  $2\times[\text{CO}_2]$ ) pour documenter le comportement du modèle et se comparer aux autres.

+ éventuellement tests en mode *prévision*.

—

N.B. Les sorties des modèles de climat étant publiques, la démarche d'évaluation est collective (donc relativement impartiale).

## Évaluation – Normales

- ▶ Correct au premier ordre, malgré certains **biais** systématiques :  
biais chaud continental NH en été, syndrome de *double ITCZ* dans le Pacifique tropical, etc.

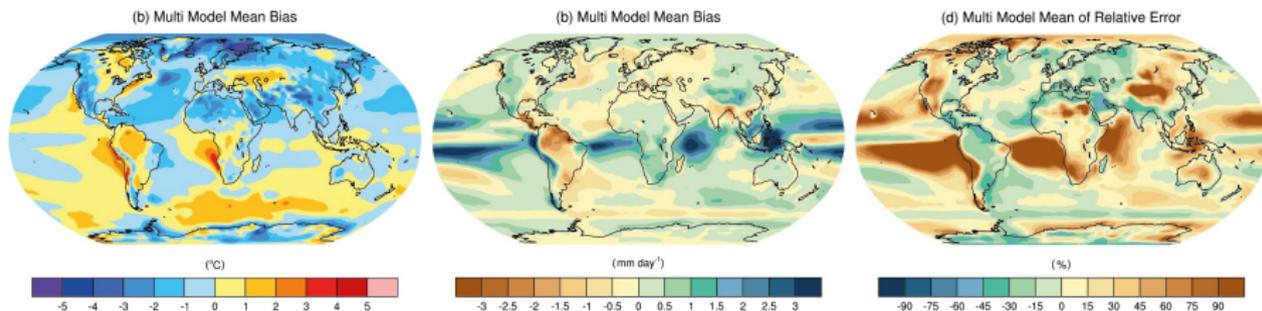
Observations

Modèles

# Évaluation – La notion de biais, erreur, etc.

- Pour quantifier l'écart entre un modèle  $M$  et une référence  $R$  :
  - Biais moyen =  $\frac{1}{n} \sum_i (M_i - R_i)$ .
  - Erreur absolue moyenne =  $\frac{1}{n} \sum_i |M_i - R_i|$ .
  - Erreur relative moyenne =  $\frac{1}{n} \sum_i \frac{(M_i - R_i)}{R_i}$ .
  - Root Mean Squared Error =  $\sqrt{\frac{1}{n} \sum_i (M_i - R_i)^2}$ .
  - etc.

## Exemple du biais moyen de température et du biais moyen et relatif de précipitations



Source : IPCC AR5 (2013) Figs 9.2 et 9.4.

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

# GCMs simplifiés

► Les GCMs sont devenus compliqués / coûteux (euphémisme) → pour certaines questions, il peut être utile de **simplifier la configuration**.

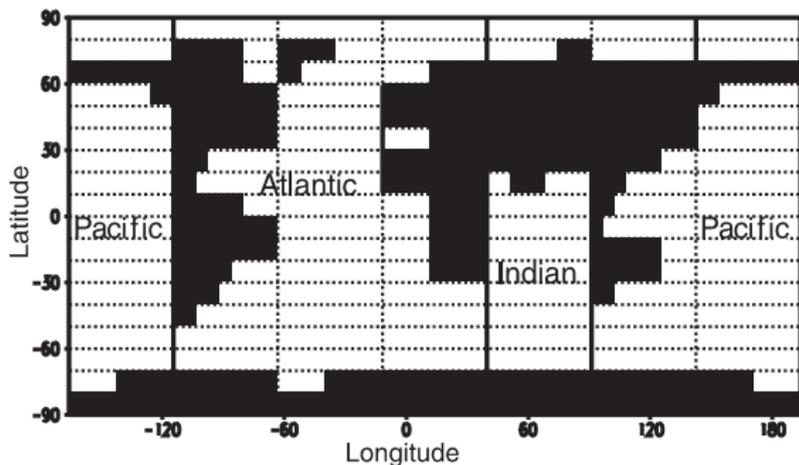
Ex. configurations type **cœur dynamique sec** ou **aqua-planète**

études de processus théoriques, simulations idéalisées.

Ex. configurations type **paléo**, **Earth-system Models of Intermediate Complexity**

résolution spatio-temporelle (très) dégradée, nombre de composantes réduit.

Exemple : Grille horizontale du modèle CLIMBER ( $7 \times 18$ )



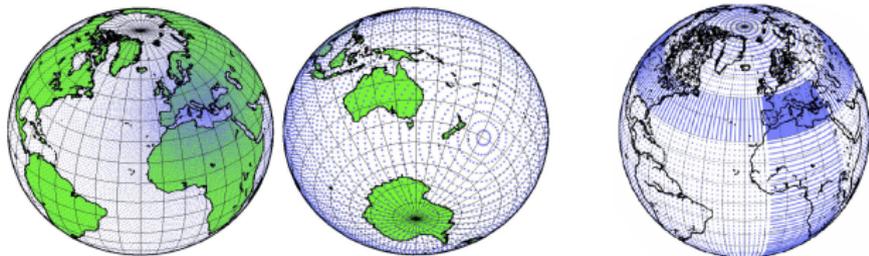
Source : Petoukhov et al. (2000).

# GCMs zoomés / modèles à aire limitée (RCMs)

- ▶ Pour étudier des phénomènes de **petite échelle** sur une **région donnée**, la résolution des GCMs est insuffisante → **régionalisation**.
- ▶ Une première méthode consiste à **affiner localement la grille** du GCM.

## Exemples :

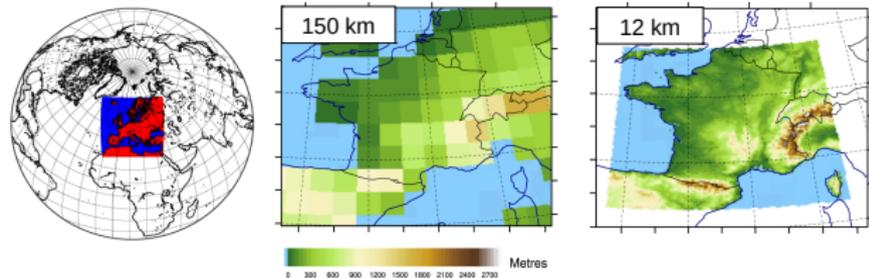
- ARPEGE basculé-étiré
- LMDz zoomé



- ▶ Autre solution : **domaine limité** (RCM) + **conditions au bord** (GCM).

## Exemple :

ARPEGE vs. ALADIN.



Figures empruntées à B. Pohl (CRC, voir [son cours](#)), C. Cassou (CERFACS) et S. Somot (CNRM).

# Résumé

Représentation **simplifiée** du système climatique sur la base de lois  $\varphi$ .

Équations résolues via des méthodes mathématiques / numériques.

**Utilisation** : simulations du climat passé (*paléo*), présent (e.g., *réanalyses*) et futur (*projections*), expériences de sensibilité, compréhension de processus, études de prévisibilité / prévision.

**Le modèle à utiliser dépend de la question qu'on se pose.**

—

*Peut-on avoir confiance dans les modèles de climat ?*

Effort permanent d'évaluation via la confrontation aux observations disponibles : état moyen et variabilité du climat récent, de climats anciens, et tests idéalisés (e.g.  $2\times[\text{CO}_2]$ ).

*Y a-t-il un modèle meilleur que les autres ?*

Non. Les modèles se comportent  $\pm$  bien selon la région, la saison, le phénomène étudié. La moyenne d'ensemble est souvent considérée comme le *best estimate*, et la dispersion d'ensemble comme l'*incertitude modèle*.

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

## Un peu de terminologie

Climat = état moyen + variabilité climatique.

Variabilité climatique = variabilité interne + forçages externes.

Forçages externes = forçages naturels + forçages anthropiques.

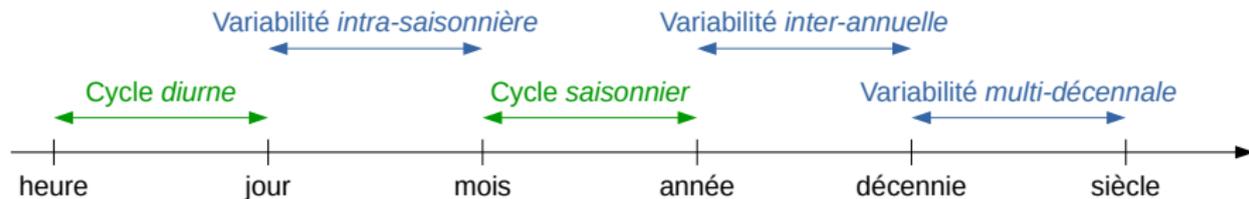
Variabilité interne + forçages naturels = variabilité naturelle.

—

N.B. La définition du **système** est capitale pour distinguer interne/externe !

# Variabilité interne – Généralités

- ▶ Même à l'équilibre énergétique, les variables climatiques fluctuent dans le temps et l'espace, et ce à **différentes échelles**.



N.B. Les cycles **diurne** et **saisonnier** (variations énergétiques) ne sont pas de la *variabilité interne*.

- ▶ Cette variabilité résulte des **échanges d'énergie** entre composantes, ainsi que de la **dynamique interne** à chaque composante.

—  
N.B. En théorie, la **variabilité interne** n'est pas *directement* observable, car le système climatique n'est jamais à l'équilibre (présence de **forçages externes**).

# Expérience : comment isoler la variabilité interne ?

## Recette :

- un modèle de climat ;
- des forçages externes (insolation, GES, etc.) constants.

Résultat : une simulation de climat **stationnaire** ...

... mais qui bouge sous l'effet de la **variabilité interne**.

T moyenne climatologique

T simulée

Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

# Expérience : comment isoler la variabilité interne ?

## Recette :

- un modèle de climat ;
- des forçages externes (insolation, GES, etc.) constants.

Résultat : une simulation de climat **stationnaire** ...

... mais qui bouge sous l'effet de la **variabilité interne**.

T moyenne climatologique

T simulée (anomalies)

Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

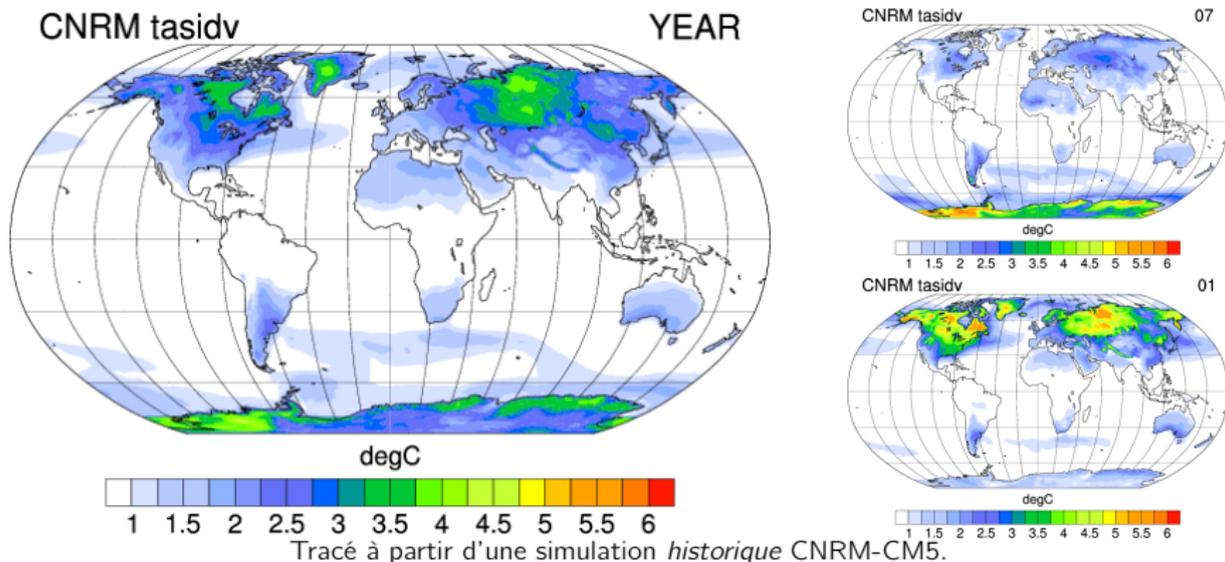
intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

# Variabilité intra-saisonnière

Exemple : Variations jour à jour moyennes de  $T$  (i.e.  $\frac{1}{N} \sum |T_{j+1} - T_j|$ ).



- ▶ Cette variabilité résulte principalement de la **dynamique atmosphérique**.
- ▶ Elle est plus forte (i) sur continents, (ii) aux hautes latitudes et (iii) en hiver.

## Variabilité intra-saisonnière – Moyennes latitudes

Exemple : Circulation atmosphérique jour à jour en Europe (Z500).

État moyen de janvier

Circulation de janvier 2003

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

Variabilité liée à l'activité synoptique.

## Variabilité intra-saisonnière – Moyennes latitudes

Exemple : Circulation atmosphérique jour à jour en Europe (Z500).

État moyen de janvier

Circulation de janvier 2003 (anomalies)

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

Une façon de décrire cette variabilité est de la classier en *régimes de temps*.

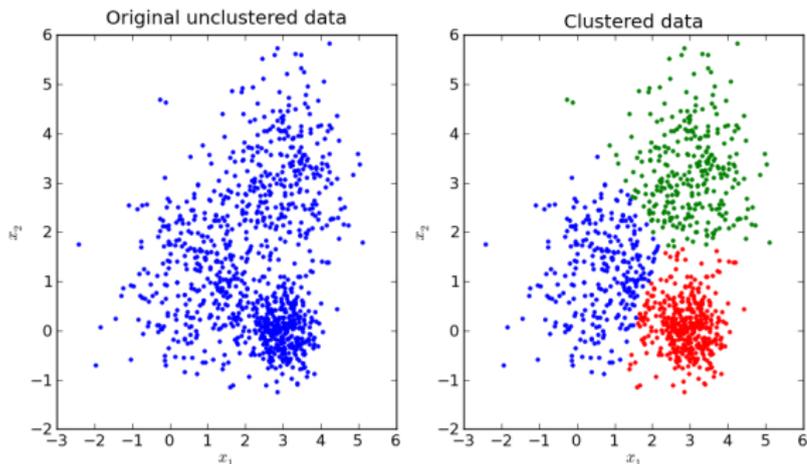
## Régimes de temps – Méthode

► Soit  $X(s, t)$  une variable aléatoire (pression de surface, Z500, etc.).

Q.  $X(s, t)$  s'agglomère-t-elle autour d'un petit nombre d'états *préférentiels* ?

- Utilisation d'algorithmes de classification — on cherche à :
- minimiser la variance *intra*-classes ;
  - maximiser la variance *inter*-classes ;
  - optimiser le nombre de classes.

Exemple de résultat en 2D (dimension  $s$ ) avec algorithme *k-means* et  $k = 3$

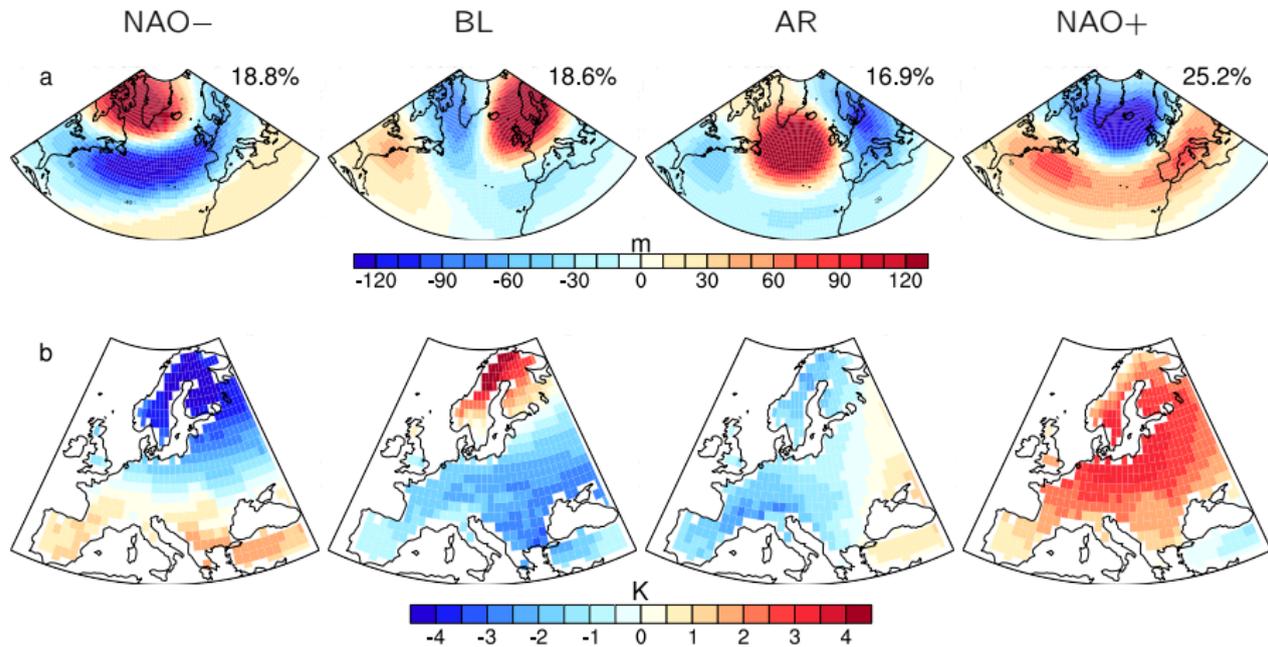


Code source et  
infos [ici](#).

# Régimes de temps européens d'hiver & T associées

- ▶ On utilise en général  $k = 4$  régimes de temps en Europe en hiver.
- ▶ À chaque régime correspond une anomalie *type* de  $T$ .

Exemple : Le régime zonal advecté de l'air **chaud** océanique sur l'Europe.

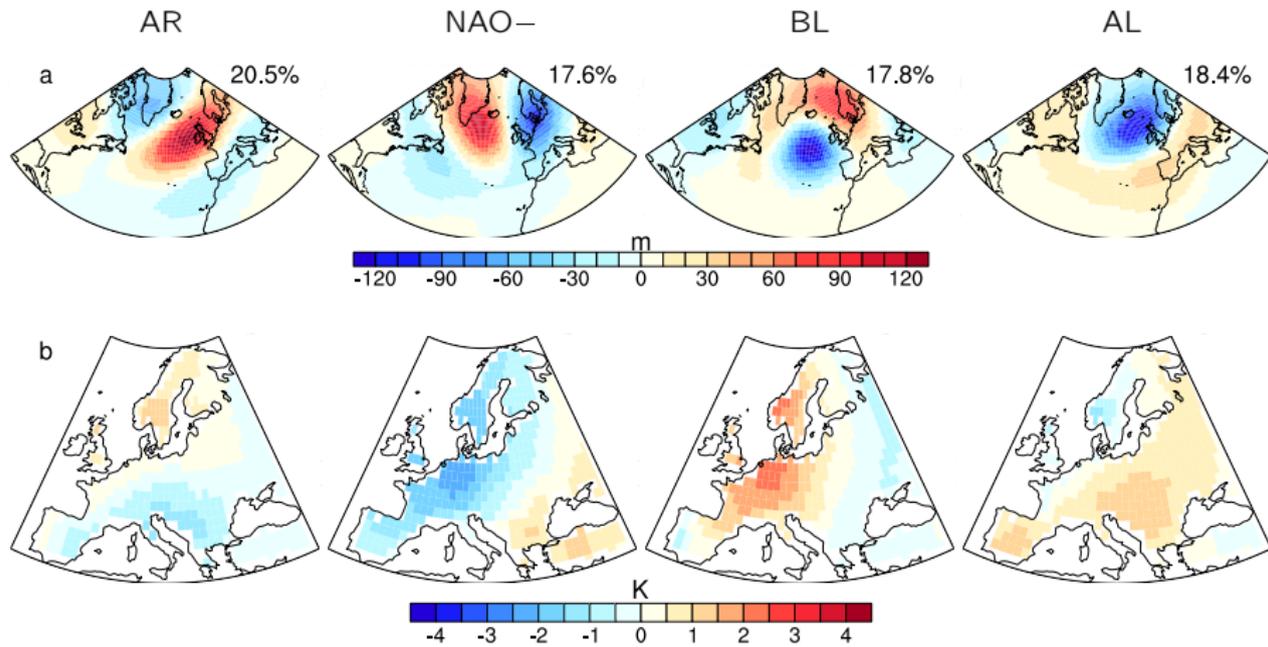


Données : Z500 NCEP2 & T EOBS (DJFM 1979–2008) | Source : Cattiaux et al. (2013).

N.B. Ici, certains jours n'ont pas été attribués (i.e. présence d'un régime *poubelle*).

# Régimes de temps européens d'été & T associées

- ▶ En été, la dynamique atmosphérique est moins intense. Mais on utilise également 4 régimes de temps pour la décrire.
- ▶ Les régimes n'ont pas nécessairement le même impact en  $T$  (e.g. blocage).



Données : Z500 NCEP2 & T EOBS (DJFM 1979–2008) | Source : Cattiaux et al. (2013).

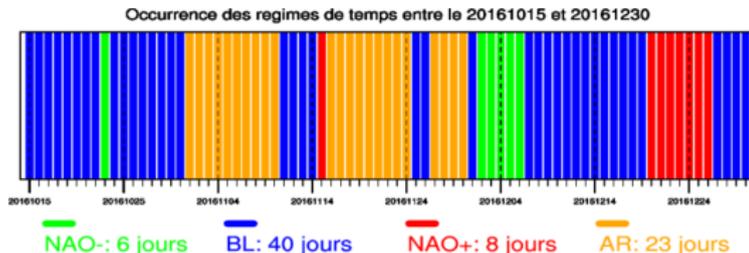
N.B. Ici, certains jours n'ont pas été attribués (i.e. présence d'un régime *poubelle*).

# Suivi météo de la variabilité européenne

- ▶ La météo européenne peut se décrire via une **alternance entre régimes**.
  - Chaque régime persiste entre quelques jours et quelques semaines.
  - Pas vraiment de transition privilégiée, peu de **prévisibilité**, beaucoup de hasard.

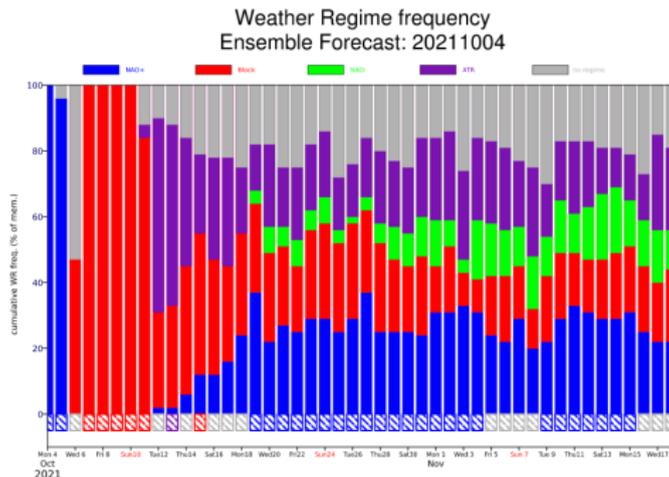
Exemple 1 : Suivi de la fin d'année 2016

Source : [site](#) de Christophe Cassou.



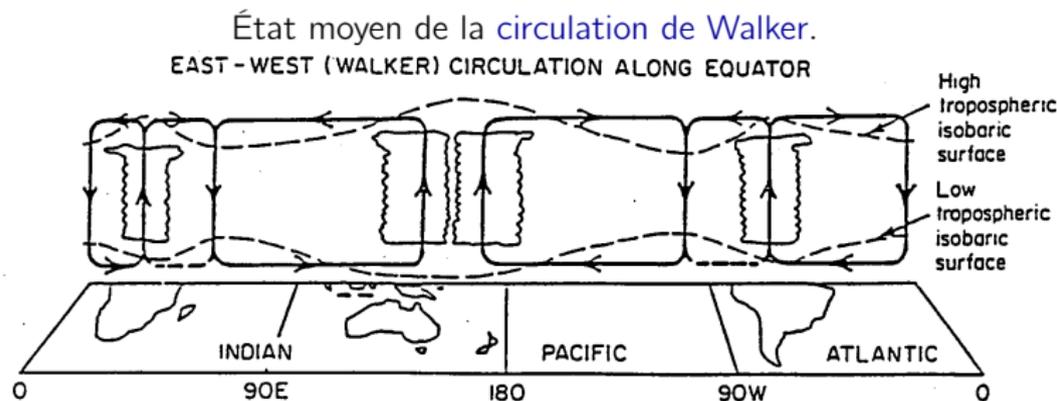
Exemple 2 : Prévisions probabilistes oct. 2021

Source : [ECMWF](#).



# Variabilité intra-saisonnière – Tropiques

- Dans les tropiques, la **circulation méridienne** est bien établie (Hadley), mais présence d'une variabilité intra-saisonnière dans la **circulation zonale** (Walker).



Source : Webster (1983).

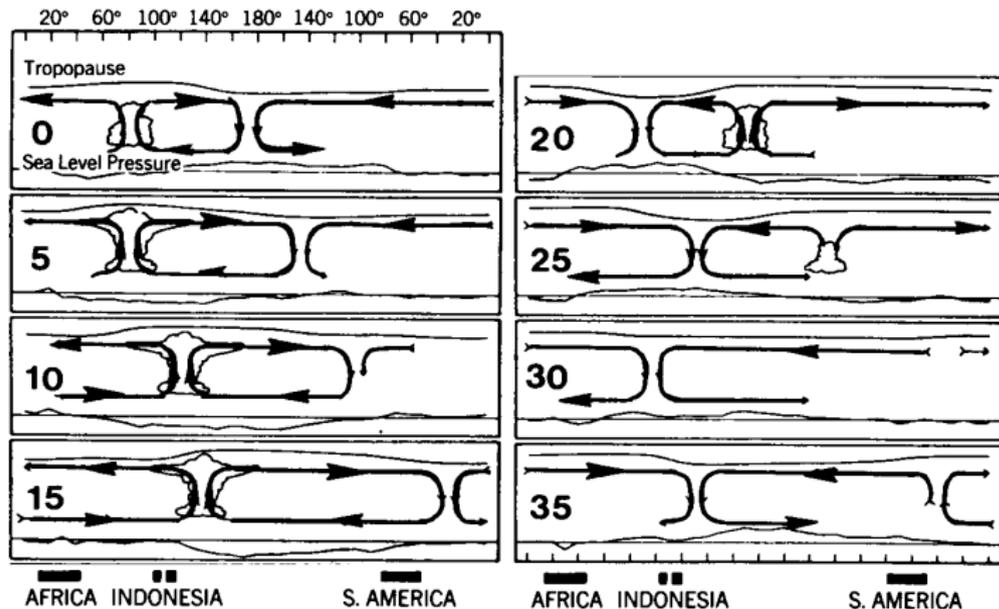


G. Walker  
(1868-1958).

# Madden and Julian (1972)

- Découverte d'un mode propagatif vers l'est (40–50 jours).

Madden-Julian Oscillation (MJO)



Source : Madden and Julian (1972).

- La circulation de Walker peut être vue comme la moyenne clim. de la MJO.

Voir aussi : Cours de Roger Smith (Uni Munich).

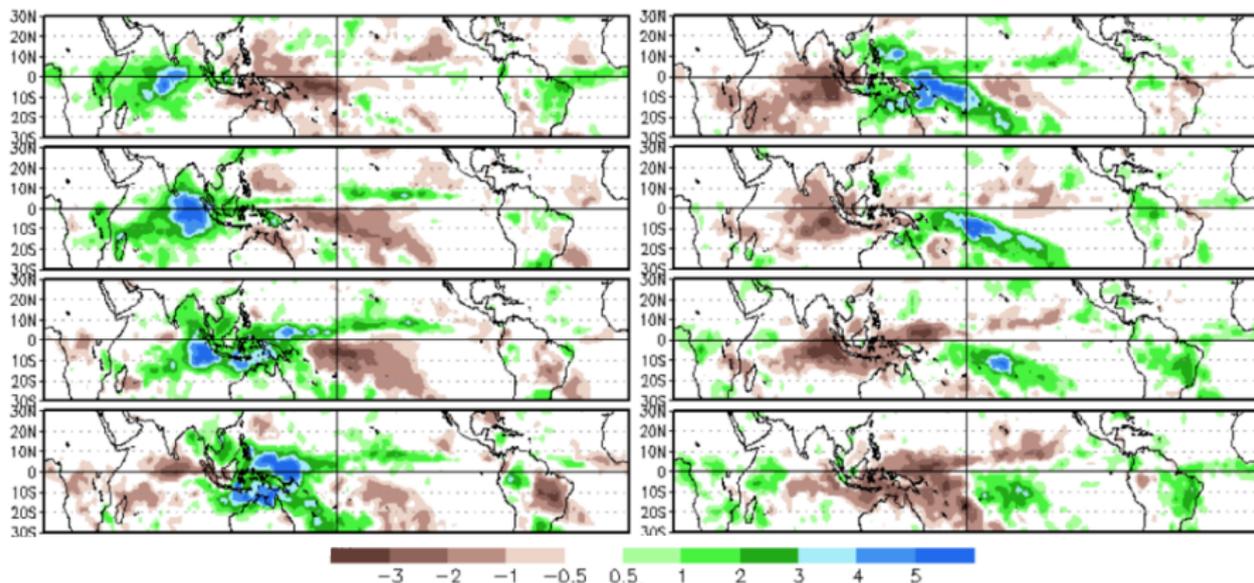


P. Julian & R. Madden  
(en 2013).

# La MJO vue par les précipitations

- ▶ On distingue 8 phases de MJO, pendant lesquelles les zones de convection et de subsidence se propagent vers l'est.

Anomalies de précipitation associées aux 8 phases MJO



Moyenne sur tous les événements MJO de Novembre–Mars sur 1979–2012.

Source : [blog](#) de Jon Gottschalck (NOAA).

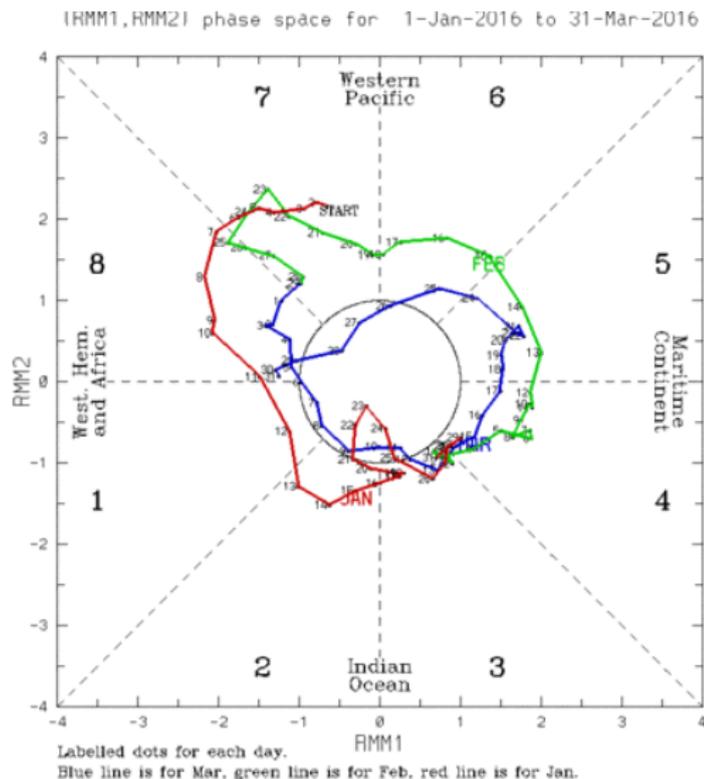
# Suivi météo de la variabilité tropicale

## ► Exemple de Janvier – Février – Mars 2016

- La MJO n'est pas toujours active.
- Une fois activée, elle suit les phases dans l'ordre croissant (propagation vers l'est).  
→ Davantage de **prévisibilité** qu'aux extra-tropiques.
- Elle ne fait pas nécessairement un cycle entier.

N.B. À droite on réduit l'information à 2 dimensions qui discriminent les 8 phases MJO.

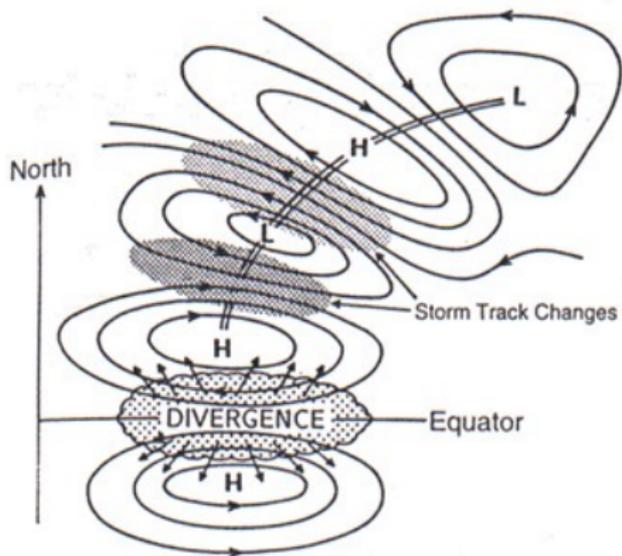
Source : Suivi *live* par l'[Australian Bureau of Meteorology](#).



# Influence de la MJO sur les extra-tropiques

## Mécanisme de téléconnexion

Une anomalie de chauffage tropical peut déclencher la propagation d'une *onde de Rossby* impactant la circulation des moyennes latitudes.



Source : Trenberth et al. (1998).

## ► Exemples de téléconnexions liées à la MJO :

- Pacifique : *Pineapple Express* en Californie.
  - Atlantique : possibles liens avec les régimes de temps (voir Cassou, Nature, 2008).
- source potentielle de prévisibilité pour les extra-tropiques.

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

intra-saisonnière

**inter-annuelle**

multi-décennale

# Variabilité inter-annuelle

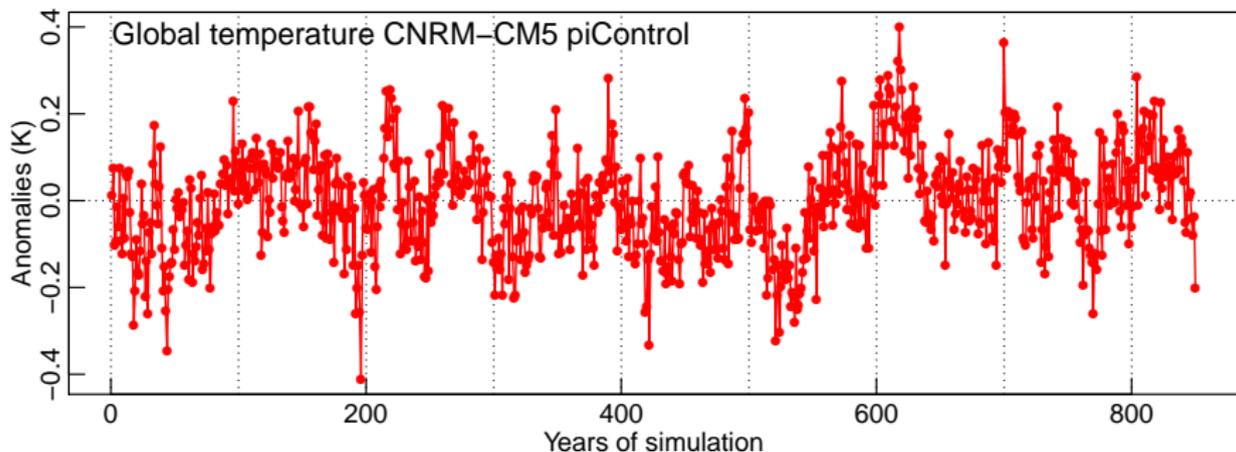
Exemple : Variations de  $T$  d'une année sur l'autre.

Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

# Variabilité inter-annuelle – Température globale

Exemple : Variations de  $T$  d'une année sur l'autre.

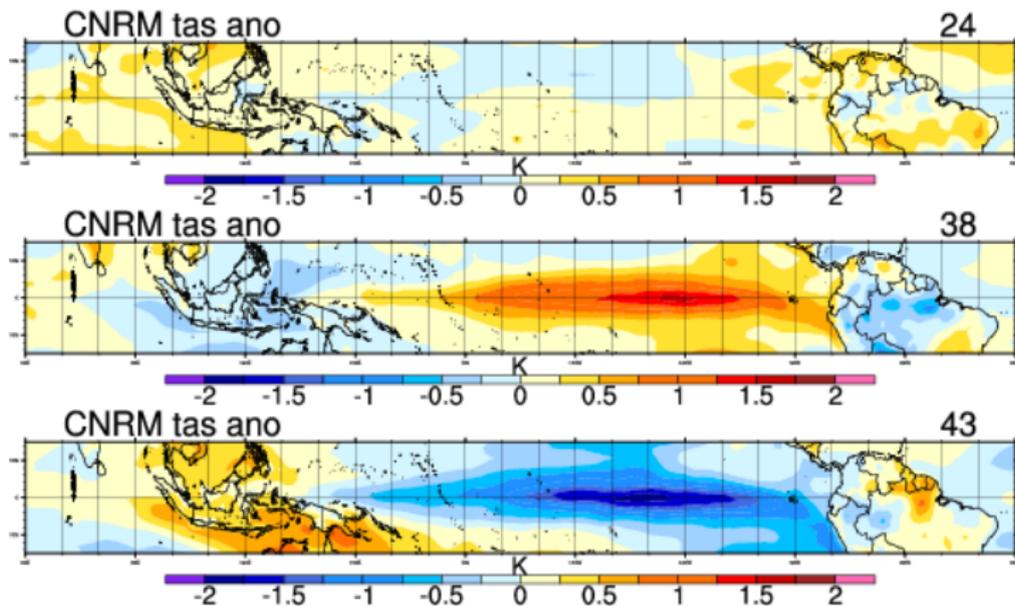
À l'équilibre énergétique, la  $T$  globale fluctue de quelques dixièmes de degrés à l'échelle inter-annuelle.



Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

# Variabilité inter-annuelle – Zoom sur le Pacifique Tropical

Exemple de 3 années caractéristiques :

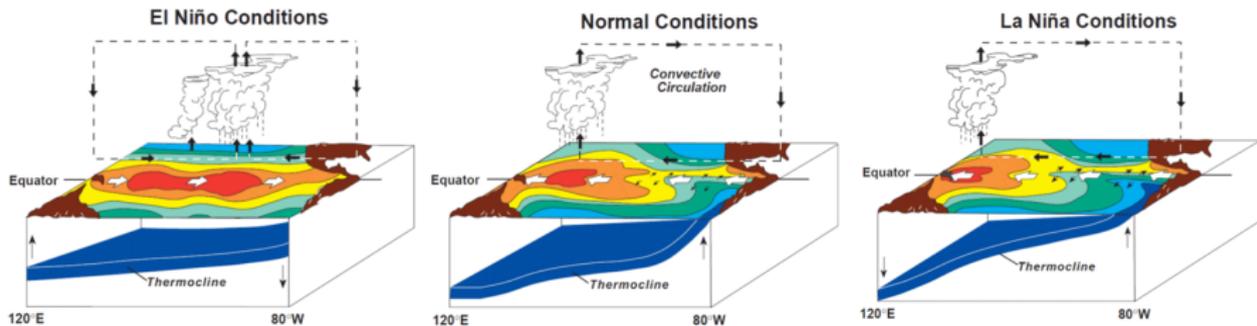


Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

Cette variabilité est appelée **El Niño Southern Oscillation (ENSO)**.

# ENSO – Généralités

- ▶ Oscillation couplée **océan-atmosphère**, fréquence 2 à 7 ans :



Source : NOAA.

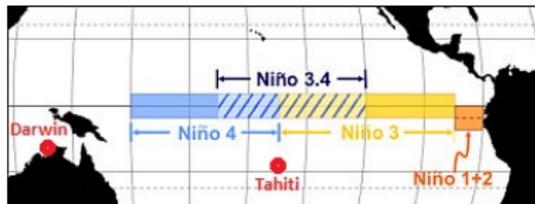
- ▶ À la différence de la MJO, l'ENSO n'est **pas propagative**, et ses anomalies **persistent** plusieurs mois (car maintenues par l'océan).  
→ **Prévisibilité à l'échance saisonnière.**
- ▶ La MJO peut jouer sur le déclenchement de l'ENSO.
- ▶ En retour l'ENSO module l'activité MJO (peu en Niño, plus en Niña).

# ENSO – Description statistique

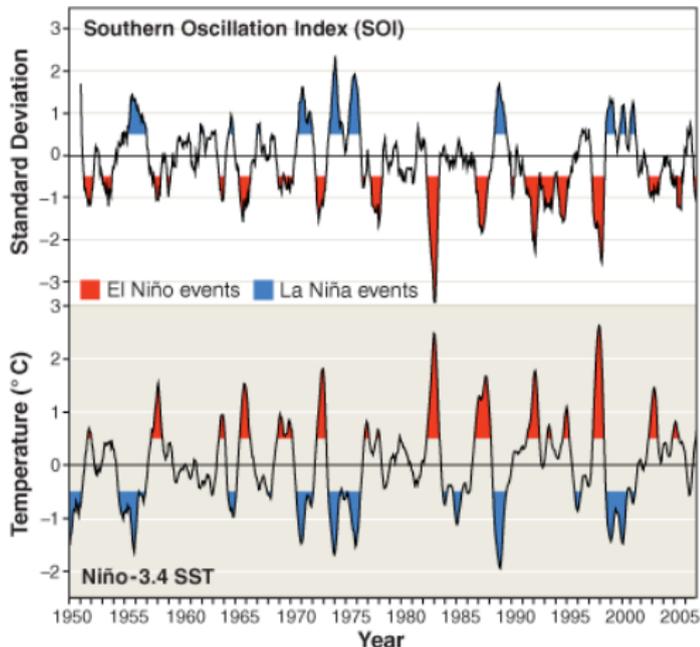
- **Indices** basés sur des observations atmosphériques et/ou océaniques.

Exemple 1 – **Southern Oscillation Index** : différence de pression entre Tahiti – Darwin.

Exemple 2 – **Indice Niño 3.4** : moyenne de SST dans la région 120°–150°W et 5°N–5°S.



Source : NOAA, [ici](#) et [ici](#).



- Ou bien **analyse en composantes principales** (cf. la suite).

# Analyse en composantes principales – Méthode

► Soit  $X(s, t)$  champ  $N_t \times N_s$  (température, pression, etc.).

**Q.** Quels sont les principaux modes de variabilité spatio-temporelle de  $X(s, t)$  ?

► Séparation espace-temps ( $s$  et  $t$ ) par décomposition en valeurs propres de la matrice de covariance de  $X$  (notée  $C$ , symétrique et semi-définie positive) :

$$X(s, t) = \sum_{k=1}^K p_k(t) e_k(s) .$$

## Composantes Principales (PCs)

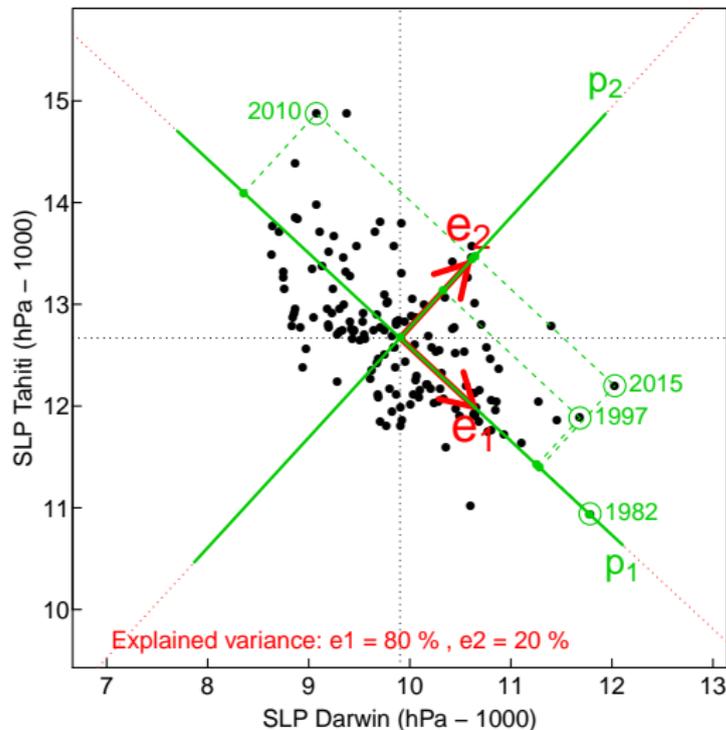
- coefficients temporels (dim.  $N_t$ ) pour recombier les  $e_k(s)$  ;
- variances = valeurs propres de  $C$  ;
- non-corrélées,  $\text{cor}(p_k, p_{k'}) = \delta_{kk'}$  .

## Fonctions Orthogonales Empiriques (EOFs)

- vecteurs spatiaux (cartes dim.  $N_s$ ) à partir desquels les données sont combinées ;
- vecteurs propres de  $C$  ;
- orthonormales,  $e_k' e_{k'} = \delta_{kk'}$  .

# Analyse en composantes principales – Illustration en 2D

Tahiti vs. Darwin yearly SLP



- $e_1$  direction principale du nuage de points (i.e. qui maximise la variance expliquée);
- $e_2$  direction orthogonale ;
- $p_1, p_2$  coordonnées dans la base  $(e_1, e_2)$  (i.e. dans l'espace des phases).

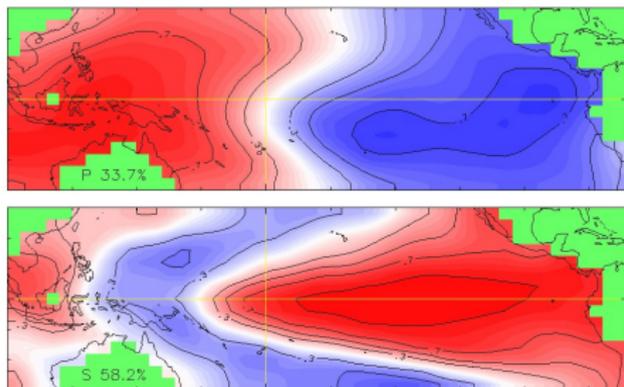
→ La première EOF ( $e_1$ ) décrit la structure spatiale du premier mode de variabilité; la première PC ( $p_1$ ) décrit son évolution temporelle.

Tracé à partir des données du [Climate Data Guide](#).  
Moyennes annuelles calculées sur Juillet-Juin.

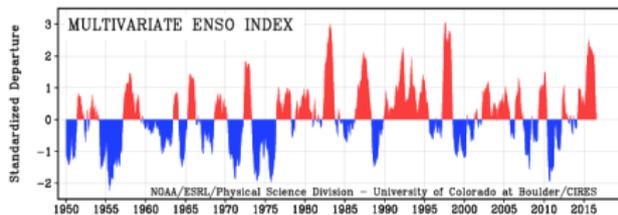
# ENSO – Description par ACP

- ▶ L'ENSO est le **premier mode de variabilité** pression / SST.
- ▶ On retrouve les centres d'action du **SOI** et de l'indice **Niño 3.4**.

Cartes  $e_1$  de pression (haut) et SST (bas)



Série temporelle  $p_1$  associée



Source : [site de la NOAA](#).  
Données HadSLP2 et HadSST2,  
voir [Wolter and Timlin \(2011\)](#).

- ▶ Récents **Niños** marquants : 1982/83, 1997/98, et 2015/2016.

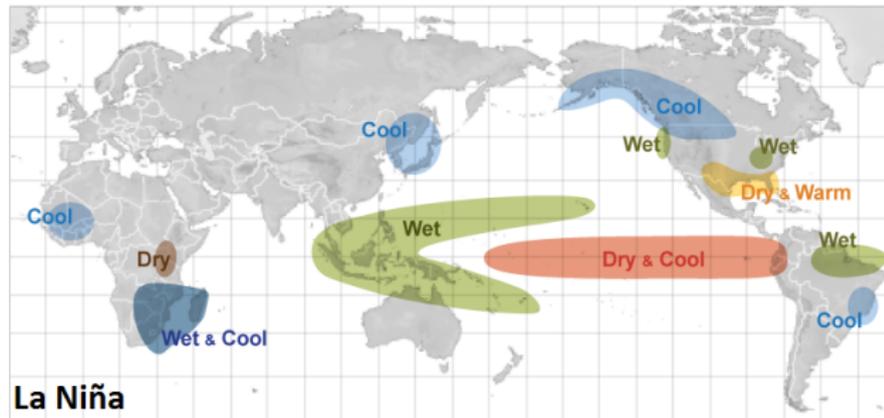
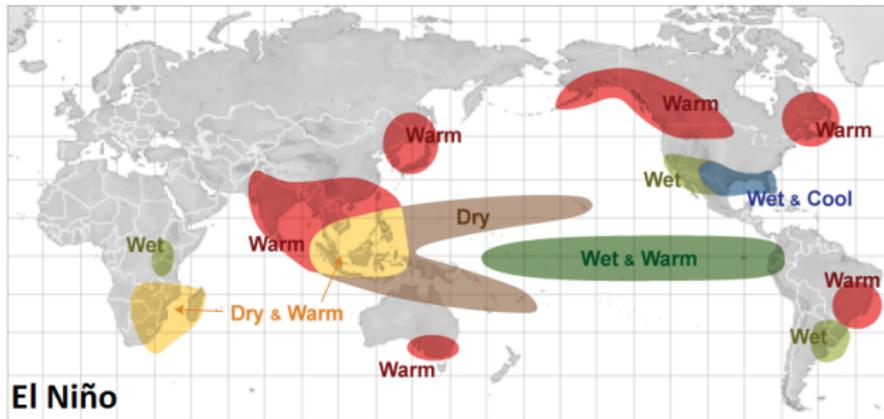
# ENSO – Téléconnexions

Influence ENSO à l'échelle globale

(années Niño chaudes, années Niña froides)

...

sauf en Europe.



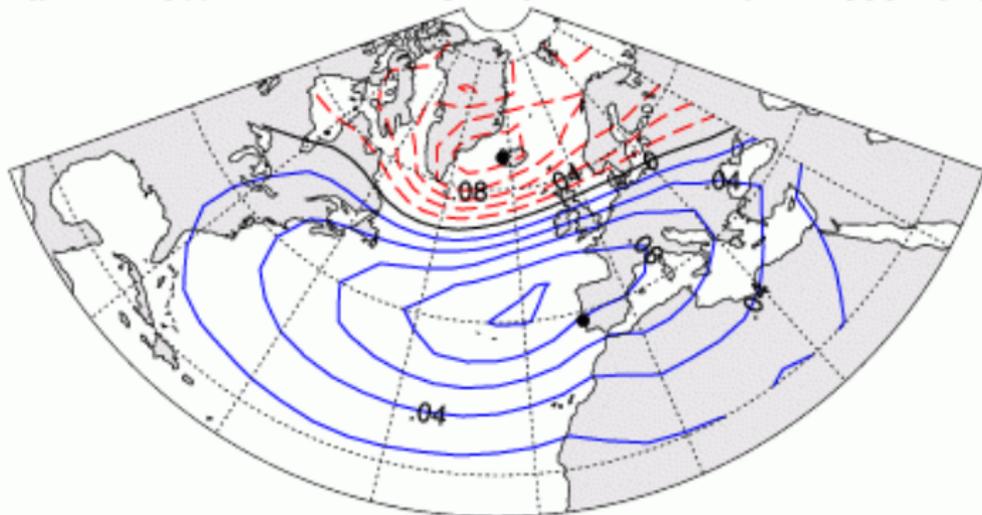
# Variabilité inter-annuelle – Europe

Exemple : Vecteur  $e_1$  de la pression de surface hivernale.

Var. = 42.8%

EOF1 SLP

DJFM 1899-2016



Source : [Climate Data Guide](#), Jim Hurrell (NCAR).

En Europe, le 1<sup>er</sup> mode de variabilité inter-annuelle implique l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande : c'est l'**Oscillation Nord-Atlantique** (NAO).

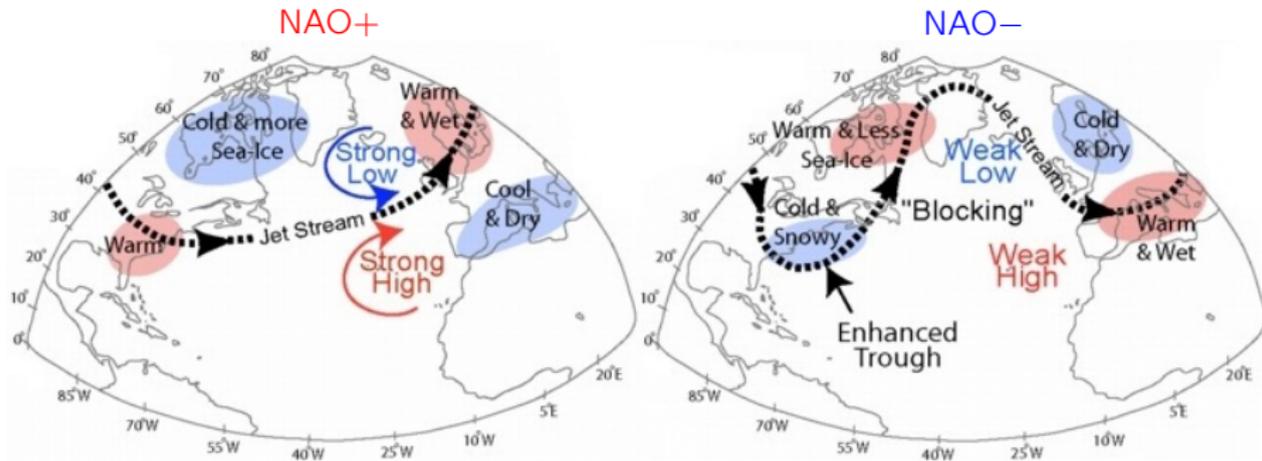
# NAO – Généralités

- ▶ Mode principalement **atmosphérique**.

**NAO+** : jet stream renforcé, resserré et dévié au nord de l'Europe, fortes tempêtes.

**NAO-** : jet stream affaibli, sinueux et dévié au sud de l'Europe, occurrence de blocages.

- ▶ Influence en Europe et Amérique du Nord (quadrupôle **froid/chaud**).

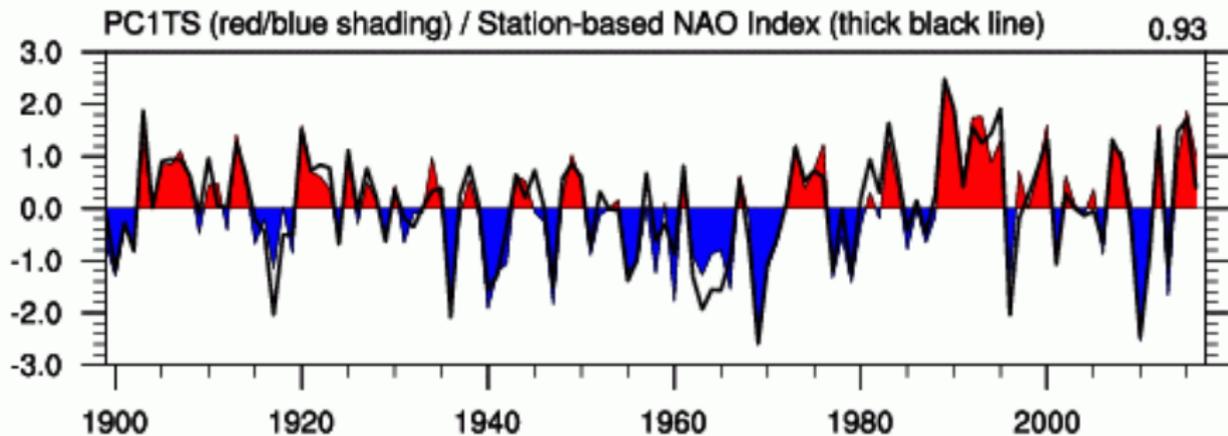


Source : [Université du Michigan](#).

- ▶ La NAO peut être vue comme l'intégration annuelle des **régimes de temps**. On parle d'**hiver NAO+** ou d'**hiver NAO-** selon le(s) régime(s) dominant(s).

## NAO – Description par indices

- Par **ACP** : vecteur  $p_1$  de la pression de surface (ou du Z500).
- À partir d'observations *station* :  $P_{Lisbonne} - P_{Reykjavik}$ .

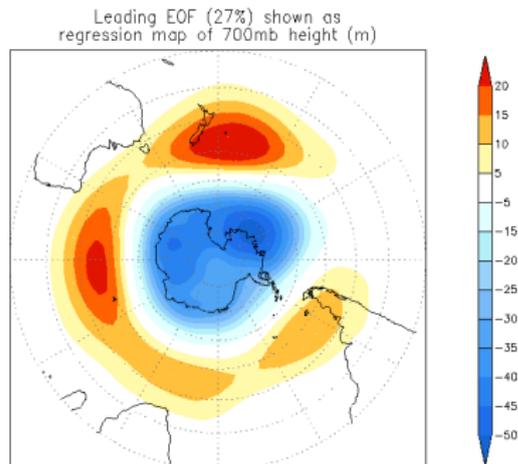
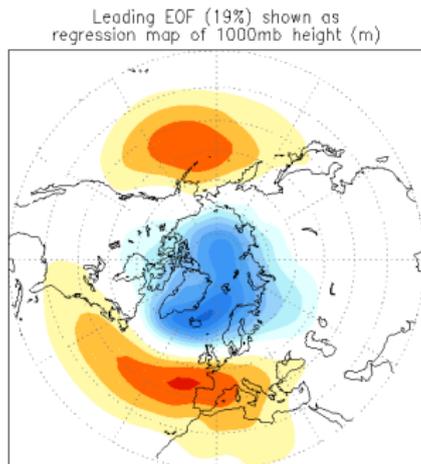


Source : [Climate Data Guide](#), Jim Hurrell (NCAR).

- ▶ Présence d'une **basse fréquence** : possible mémoire via l'océan (débatu). Notamment tendance **positive** sur 1965–1995, et **négative** sur 1995–2010.
- ▶ Faible **prévisibilité** à l'échéance saisonnière.

# Modes annulaires

- ▶ Plus généralement, la NAO correspond au **Mode Annulaire Nord (NAM)**. Également appelé Oscillation Arctique (AO).
- ▶ L'ACP révèle également un **Mode Annulaire Sud (SAM)**. Également appelé Oscillation AntArctique (AAO).



Source : [Climate Prediction Center \(NOAA\)](#).

- ▶ Liens avec les **vortex polaires stratosphériques**.  
Les affaiblissements du vortex — ou **réchauffements stratosphériques soudains (SSW)** — tendent à favoriser des phases NAM/SAM négatives.

—  
Voir aussi : [site](#) de David Thompson (Colorado State University).

## Modélisation du système climatique

modèles de bilan d'énergie 0D

modèles de bilan d'énergie 1D/2D

modèles de circulation générale 3D

produits dérivés

## Variabilité interne

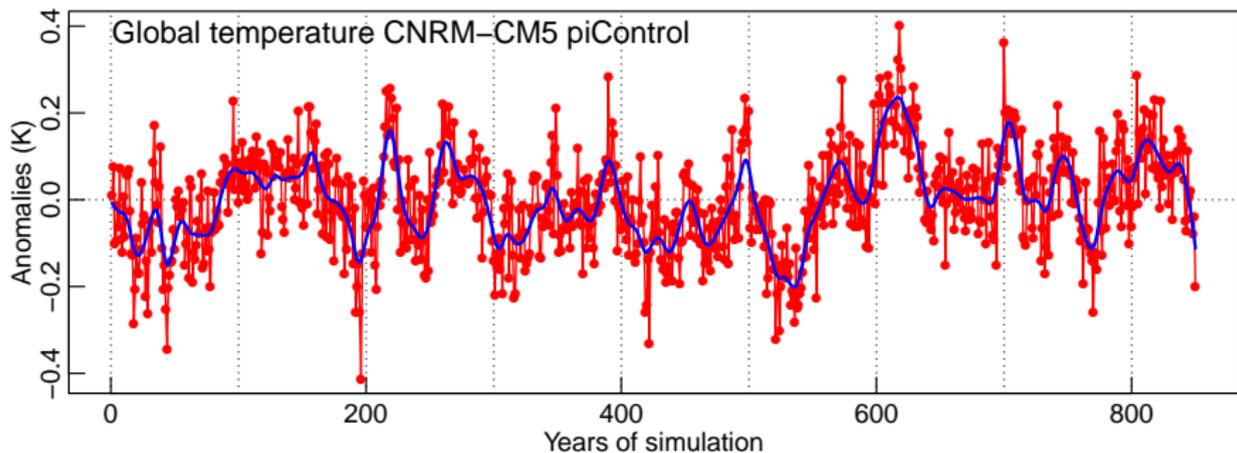
intra-saisonnière

inter-annuelle

multi-décennale

# Variabilité multi-décennale

Exemple (toujours le même) :



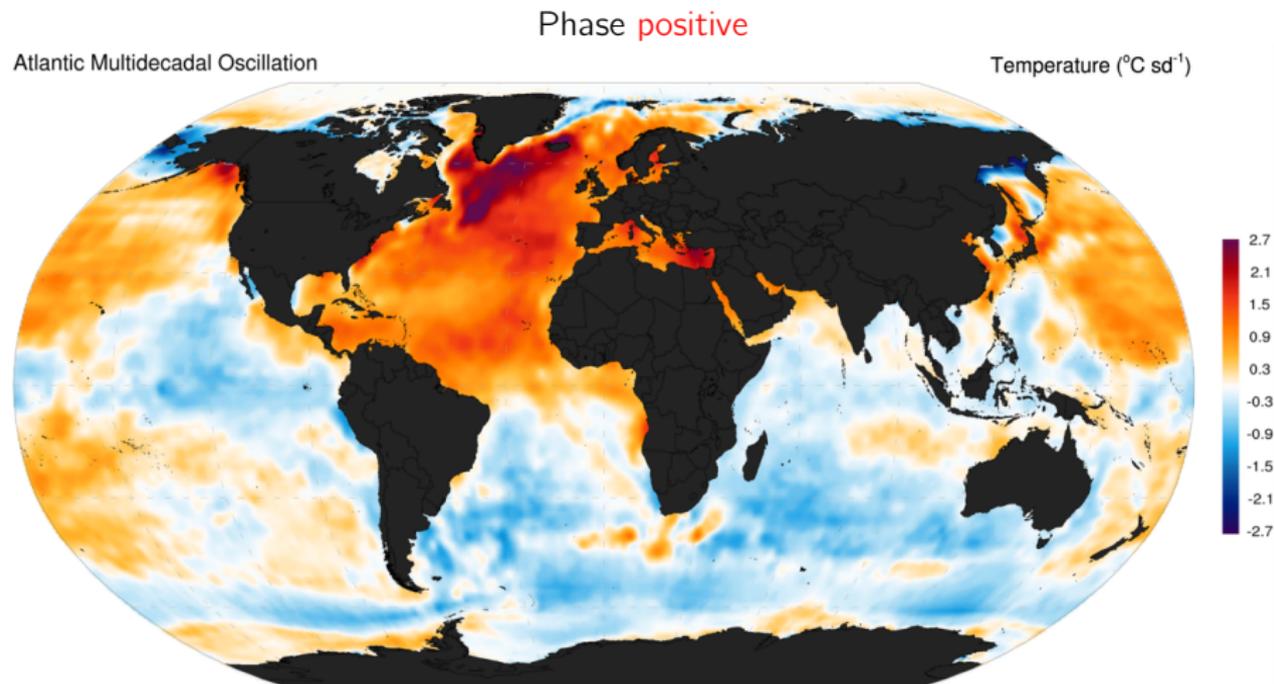
Tracé à partir d'une simulation *pré-industrielle* CNRM-CM5.

À l'équilibre énergétique, la  $T$  globale fluctue de quelques centièmes, voire dixièmes, de degrés à l'échelle multi-décennale.

- L'origine de cette variabilité est principalement **océanique**.
- Vue l'échelle de temps, il est difficile de l'étudier dans les observations.

# AMV – Atlantic Multidecadal Variability (ou Oscillation)

- ▶ Variabilité lente ( $\sim 50\text{--}80$  ans) et spatialement uniforme de la SST Nord-Atlantique, en partie liée à l'intensité de la circulation thermohaline.



Source : [Blog](#) de l'AGU.

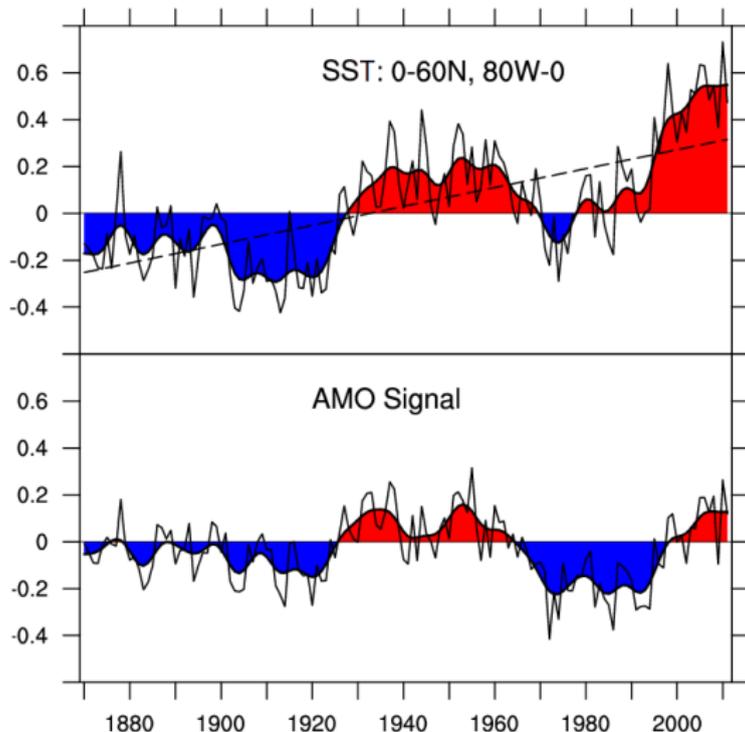
# AMV – Évolution récente

► Pas d'observation directe, car AMV mélangée à l'effet des **forçages externes** (en l'occurrence au réchauffement anthropique).

► Phase **négative** dans les 1970s–1980s, puis **positive** dans les 2000s.

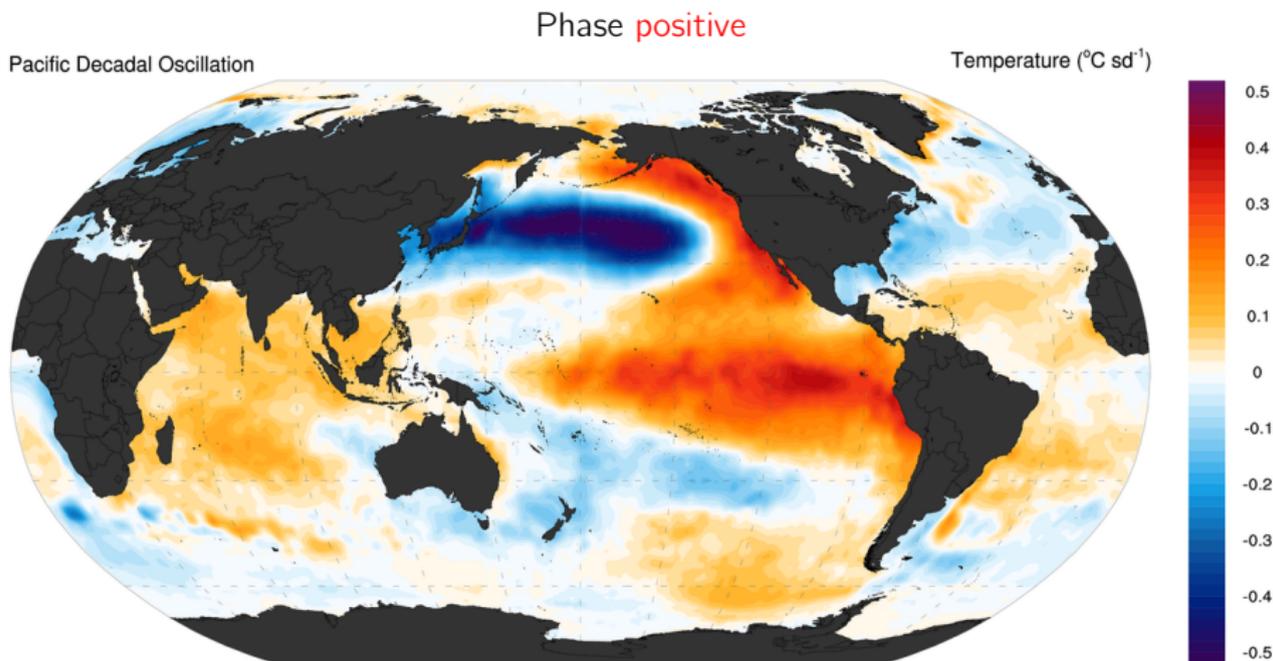
Source : [Climate Data Guide](#), Kevin Trenberth (NCAR).

## Atlantic Multi-Decadal Oscillation: 1870-2011



## PDV – Pacific Decadal Variability (ou Oscillation)

- Variabilité lente ( $\sim 40\text{--}60$  ans) dans le **Pacifique**, intégrant notamment la basse fréquence de l'**ENSO**.

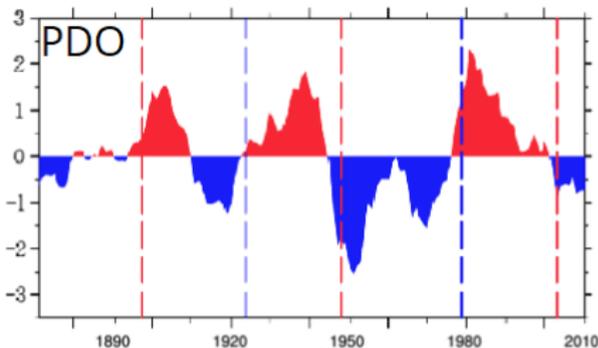
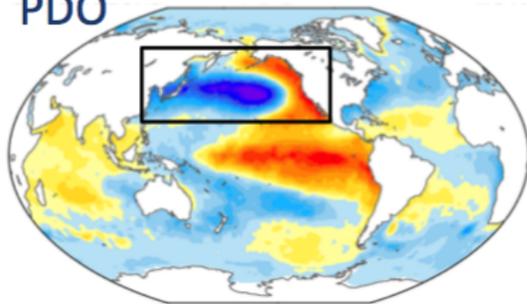


Source : [Blog](#) de l'AGU.

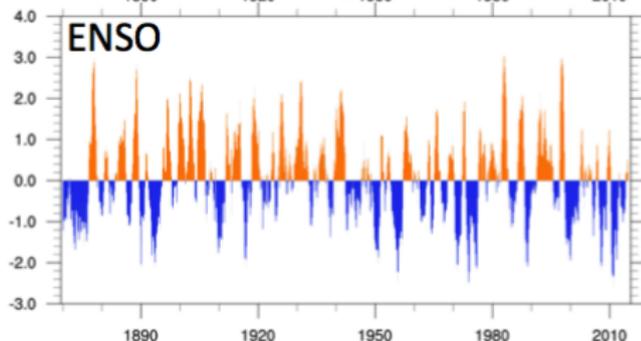
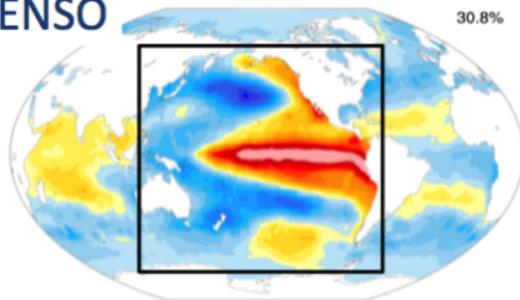
# PDV vs ENSO – Évolution récente

- ▶ PDV vs ENSO : la principale différence est l'échelle de temps.
- ▶ PDV : phase **positive** dans les 1980s–1990s, puis **négative** dans les 2000s.

PDO



ENSO



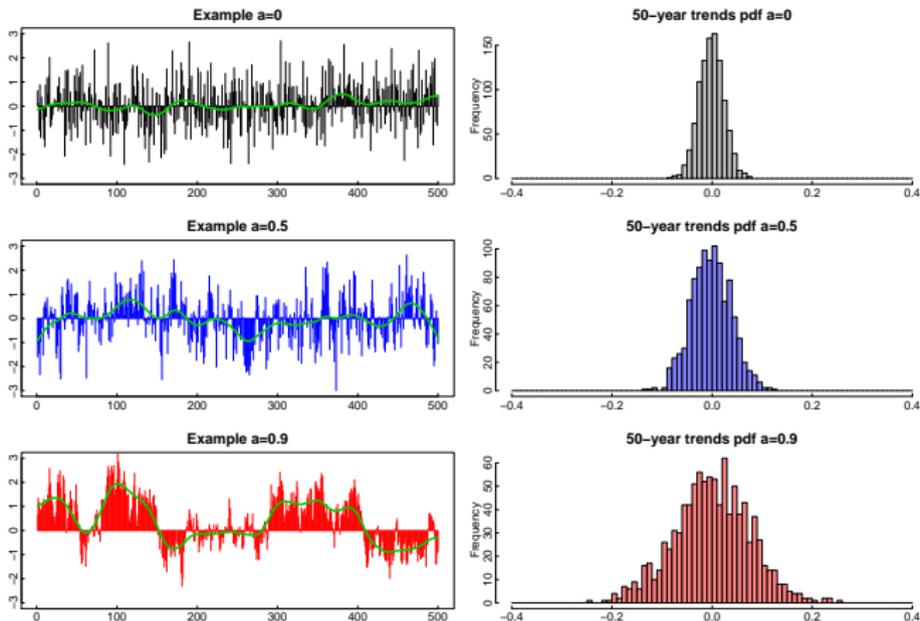
Source : [Climate Data Guide](#), Clara Deser (NCAR) & Chen et al. (2016).

# Importance de la variabilité multi-décennale

- Capital pour la détection de **changements climatiques**.

La présence d'une variabilité "basse-fréquence" impacte la distribution des tendances qui peuvent être obtenues *par hasard* sur une certaine période de temps.

**Exemple :** Distributions des tendances pour différents processus stationnaires AR1\*



\* Processus **Auto-Régressif d'ordre 1** :  $X(t+1) = \alpha X(t) + \varepsilon$ , avec  $\alpha$  entre 0 et 1, et  $\varepsilon$  bruit blanc.

# Observations vs. variabilités (au pluriel !) des modèles

Global Mean Surface Air Temperature – CMIP5 Pre-Industrial Controls

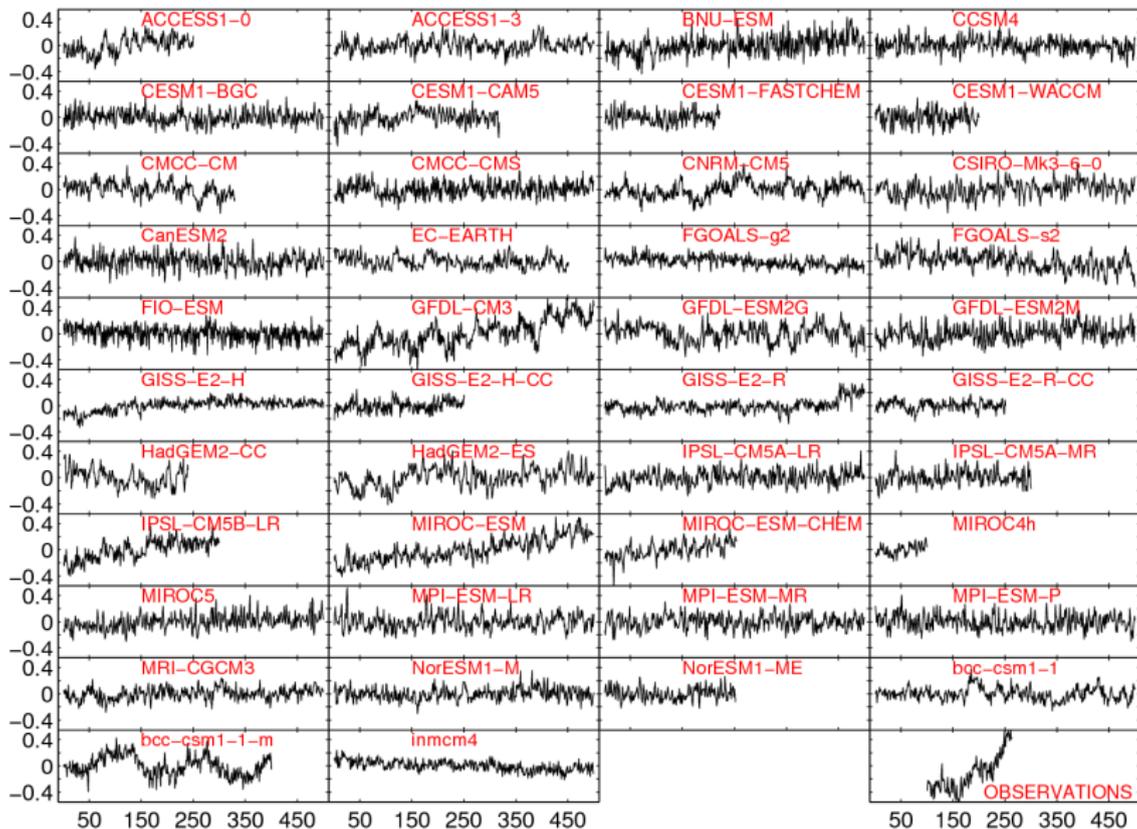


Figure d'Ed Hawkins (U. Reading). Source : Sutton et al. (2015).

# Résumé

À l'équilibre énergétique, présence d'une **variabilité interne** à toutes les échelles, due aux échanges d'énergie & à la dynamique des composantes.

Origine **atmosphérique** pour petites échelles, **océanique** pour grandes.

Souvent décrite via ses principaux **modes** (méthodes d'*analyse statistique*).

Plus forte aux hautes latitudes qu'aux tropiques ; présence de **téléconnexions**.

Sa **prévisibilité** dépend de la région et de l'échéance temporelle considérées (ex. ENSO prévisible à échéance saisonnière, régimes de temps très peu au-delà de qq jours).

Capital de bien estimer / prendre en compte la **variabilité basse fréquence** pour l'étude des **changements climatiques** (cf. cours n°5).

# Références I

- ▶ K. Bryan, S. Manabe, and R.C. Pacanowski, *A global ocean-atmosphere climate model. Part II. The oceanic circulation*, *Journal of Physical Oceanography* **5** (1975), no. 1, 30–46.
- ▶ C. Cassou, *Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation*, *Nature* **455** (2008), no. 7212, 523–527.
- ▶ J. Cattiaux, H. Douville, and Y. Peings, *European temperatures in CMIP5: origins of present-day biases and future uncertainties*, *Clim. Dyn.* **41** (2013), no. 11–12, 2889–2907.
- ▶ P.N. Edwards, *History of climate modeling*, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* **2** (2011), no. 1, 128–139.
- ▶ 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.
- ▶ O. Geoffroy, D. Saint-Martin, D.J.L. Olivié, A. Voldoire, G. Bellon, and S. Tytéca, *Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: Analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments*, *J. Clim.* **26** (2013), no. 6, 1841–1857.
- ▶ R.A. Madden and P.R. Julian, *Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period*, *J. Atmos. Sci.* **29** (1972), no. 6, 1109–1123.
- ▶ S. Manabe, J. Smagorinsky, and R.F. Strickler, *Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle*, *Mon. Weather Rev.* **93** (1965), no. 12, 769–798.
- ▶ S. Manabe and R.T. Wetherald, *The effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model*, *J. Atmos. Sci.* **32** (1975), no. 1, 3–15.

## Références II

- ▶ G.R. North, J.G. Mengel, and D.A. Short, *Simple energy balance model resolving the seasons and the continents: Application to the astronomical theory of the ice ages*, J. Geophys. Res. **88** (1983), no. C11, 6576–6586.
- ▶ G.R. North, *Theory of Energy-Balance Climate Models*, J. Atmos. Sci. **32** (1975), no. 11, 2033–2043.
- ▶ V. Petoukhov, A. Ganopolski, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, and S. Rahmstorf, *CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate*, Clim. Dyn. **16** (2000), no. 1, 1–17.
- ▶ W.D. Sellers, *A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System*, Journal of Applied Meteorology **8** (1969), no. 3, 392–400.
- ▶ J. Smagorinsky, S. Manabe, and J.L. Holloway, *Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere*, Mon. Weather Rev. **93** (1965), no. 12, 727–768.
- ▶ 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.
- ▶ R. Sutton, E. Suckling, and E. Hawkins, *What does global mean temperature tell us about local climate?*, Phil. Trans. R. Soc. A **373** (2015), no. 2054, 20140426.
- ▶ K.E. Trenberth, G.W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, *Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures*, J. Geophys. Res. **103** (1998), no. C7, 14291–14324.

# Références III

- ▶ A. Voldoire, B. Decharme, J. Pianezze, C. Lebeaupin Brossier, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier, S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Arduin, M.N. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Léger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J.L. Redelsperger, E. Richard, and S. Riette, *SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales*, Geoscientific Model Development **10** (2017), no. 11, 4207–4227.
- ▶ P.J. Webster, *Large-scale structure of the tropical atmosphere*, Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere (1983), 235–275.
- ▶ K. Wolter and M.S. Timlin, *El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext)*, Int. J. Climatol. **31** (2011), no. 7, 1074–1087.