

ENSO et IOD

Précédemment, nous avons défini l'état moyen et le fonctionnement du climat dans le cadre de l'étude. Dans ce chapitre, les mécanismes des variabilités interannuelles ENSO et IOD seront expliqués ci-après (généralités, phases, covariation). En effet, les influences des deux événements, individuels et combinés, concernent la problématique du sujet [5] [35] [36] [38] [65] [66] [70] [20].

Section 1 Généralités

ENSO et IOD sont des phénomènes d'interaction océan-atmosphère avec une alternance d'événements chauds et froid (ENSO), positifs et négatifs (IOD). Ils sont caractérisés par une variation périodique de la SST, de la pression, du vent et des nuages respectivement sur l'Océan Pacifique et l'Océan Indien, affectant une grande partie des tropiques et subtropiques par l'intermédiaire des téléconnexions. Ces variations sont appelées anomalies, elles peuvent d'être inférieure ou supérieure à la normale dont la croissance et la décroissance dépendent du mécanisme des ondes équatoriales expliquées dans le Chapitre 2, section 2, III.2.ii.

L'Oscillation australe ENSO

ENSO est formé par deux composantes : « EN », El Niño étant la composante océanique et « SO », Southern Oscillation ou Oscillation Australe : la composante atmosphérique du phénomène. ENSO décrit l'ensemble du phénomène d'oscillation australe qui inclut l'élévation des SST (réchauffement) et l'abaissement des SST (refroidissement) par rapport à la moyenne à long terme des températures [60] [15].

ENSO a une périodicité de deux à sept ans environ (Philander et al.) et peut durer de 12 à 18 mois [63]. Les scientifiques aux seins des puissantes organisations spécialisées (comme la NOAA, le Bureau of Meteorology...) dans le suivi de cet événement ont défini plusieurs indices différents (selon chaque organisation) pour caractériser et observer ce phénomène. Dans notre contexte, nous utiliserons celles de la NOAA/ESRL : les SST (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3.4), l'ONI, le BEST, le MEI et la SOI (les détails sur les indices seront dans le Chapitre concernant les données et matériels utilisés). La surface de l'Océan Pacifique a été divisée en quatre régions appelée « Niño région » où s'exerce la surveillance des vents, de la température de la surface de la mer et des précipitations pour la suivi et la prévision d'ENSO (Figure 1). Niño-1+2 (0°-10°S, 90°W-80°W), Niño-3 (150°W-90°W/5°N-5°S), Niño-3.4 (5°N-5°S, 170°W-120°W), Niño-4 (5°N-5°S, 160°E-150°W).

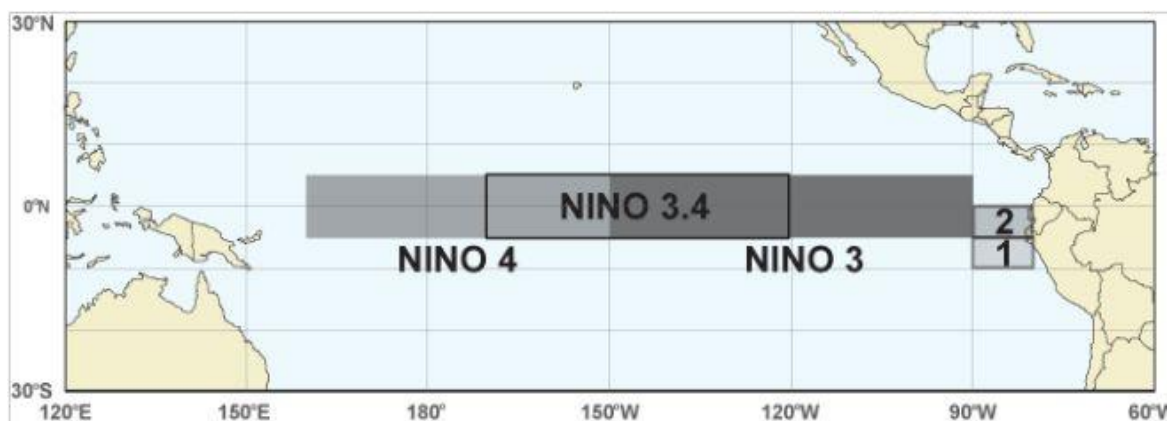


Figure 1 : localisation des Niño régions

Source : Bureau of Meteorology

Le Dipôle de l'Océan Indien

L'océan Indien était auparavant perçu comme relativement passif du point de vue climatique et essentiellement « esclave » de l'océan Pacifique. Avec la découverte du dipôle de l'océan Indien il y a une dizaine d'années, cette perception a évolué. Phénomène décelé récemment, en 1999, par le Prof. Toshio Yamagata et al en réanalysant les « SODA » (Simple Ocean Data Assimilation) et les données SST de la GISS (de la NASA) de la période 1950–1999 au sein du NCEP/NCAR sur un modèle de circulation générale océan-atmosphère (AOGCM). Ils l'ont défini par la différence des anomalies de la température de la surface de la mer entre l'Océan Indien tropical Ouest et Est (entre 32°S et 10°N), d'où le nom de « Dipôle » [71]. [66] [1].

Pour le surveiller et l'identifier, les Chercheurs ont divisé l'océan indien en trois zones (Figure 2) : SWIO (31°E - 45°E, 32°S - 25°S), WTIO (50°E - 70°E, 10°S - 10°N), SETIO (90°E - 110°E, 10°S - 0°), et on définit l'indice DMI (les détails sur l'indice seront dans le Chapitre concernant les données et matériels utilisés) pour caractériser le Dipôle.

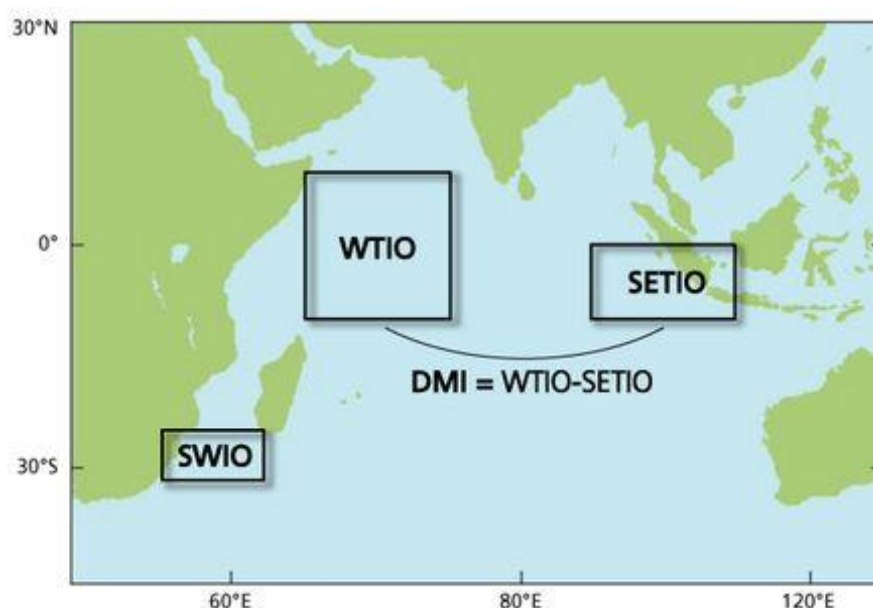


Figure 2 : Localisation des IOD régions

Source : NOAA

Section 2 Conceptualisation

Bien qu'ENSO et IOD sont tous deux issues de l'interaction océan-atmosphère, ENSO et IOD présentent chacun leur propre mode de fonctionnement. Les modalités de l'IOD seront dans l'Annexe I.

I. Les phases de l'ENSO

ENSO se manifeste en trois phases (Figure 3) [23]. [24] [60] [63] :

1. Phase Neutre :

Les alizés soufflent d'est en ouest sur le Pacifique équatorial. À l'ouest, ils entretiennent la warm pool, réservoir d'eaux chaudes de températures supérieures à 28 °C, nourrissant la convection atmosphérique. Cette dernière constitue la branche ascendante d'une cellule convective prenant place au niveau de l'équateur, appelée cellule de Walker. À l'est, les alizés provoquent une remontée d'eaux froides au niveau de l'équateur ou upwelling. Dans l'océan, la profondeur à laquelle la température de l'eau décroît brusquement, ou thermocline, est faible à l'est du Pacifique et plus importante à l'ouest. Le gradient est-ouest des températures de surface maintient la force et la direction des alizés et la thermocline plus profonde à l'ouest du bassin.

2. El Niño (phase chaude) :

A la fin des années 1800, les marins péruviens l'ont nommé petit garçon en espagnol, et par extension « l'Enfant Jésus » à cause de son occurrence pendant la période de Noël.

Les alizés faiblissent, la warm pool s'étend vers l'est, déplaçant avec elle la branche convective de la cellule de Walker et les pluies qui lui sont associées. L'upwelling faiblit et la thermocline s'aplatit.

3. La Niña (phase froide) :

Petite fille en espagnol, contrairement à l'El Niño, les alizés se renforcent, intensifient la convection et confinent la warm pool plus à l'ouest. L'upwelling est renforcé et la pente de la thermocline accentuée.

Pour différencier et identifier les phases ENSO, les chercheurs utilisent les valeurs des anomalies répertoriées dans le Tableau 1 ci-dessous. Basée sur l'indice SST Niño 3-4 sur trois mois consécutif.

Les concepts et théories actuelles montrent que les ondes équatoriales (Rossby et Kelvin) jouent un rôle très important sur les formations d'ENSO par croissance des anomalies par rétroactions positives et décroissance des anomalies par rétroaction négatives par l'intermédiaire des vents d'Ouest et des Alizés.

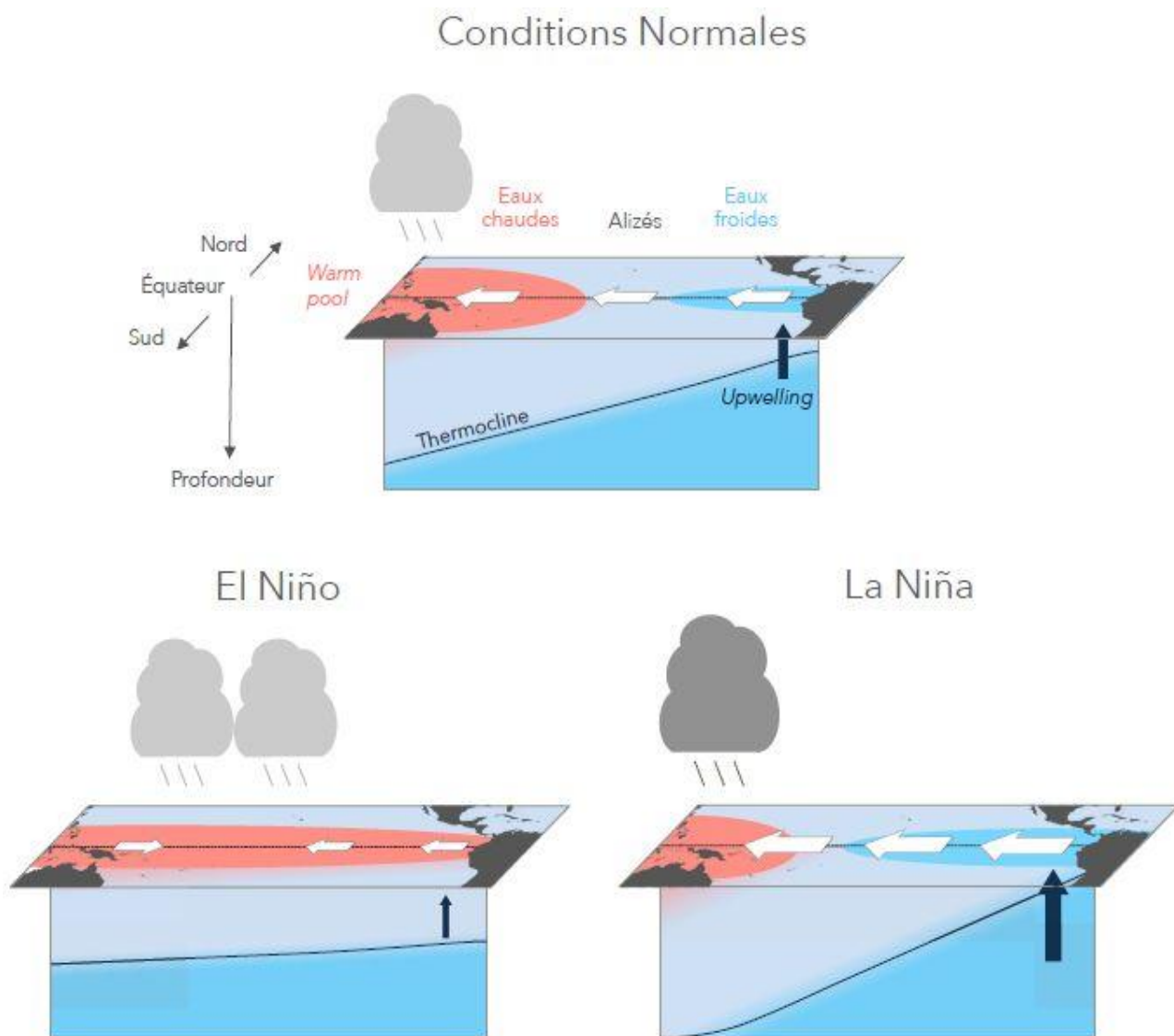


Figure 3 : Schéma représentant les différentes phases d'ENSO.

Source : M. Saint-Lu et J. Leloup, 2016

Tableau 1 : Différenciation des phases ENSO

Source : Cyclone Extrême

Episodes El Nino (+) ou La Nina (-) suivant l'évolution index Niño 3-4 sur 3 mois consécutifs	
EL NINO	
Fort	> + 1.5
Modéré	+ 1 à + 1.5
Faible	+ 0.5 à + 1
NEUTRE	
Neutre chaud	0 à + 0.5
Neutre froid	-0.5 à 0
LA NINA	
Faible	- 0.5 à -1
Modérée	-1 à -1.5
Fort	< - 1.5

Section 3 Les covariations

Effectivement, les deux phénomènes, ENSO et IOD sont étroitement liés (Wang et Al, 2016) suivant les SST et leur période d'occurrence. Ils présentent des asymétries et des covariations, Bien qu'une IOD positive (négative) ait tendance à coïncider avec El Niño (La Niña). L'année 2016 est particulière de fait de l'occurrence de la première IOD négative de la dernière décennie avec une intensité considérable.

I. Associations avec les SST

Selon Wang et Al (Octobre 2016), L'ENSO peut améliorer la variabilité de l'IOD à l'échelle de temps interannuelle. L'influence d'ENSO sur l'intensité de l'IOD est plus grande pour le pôle Est que pour le pôle ouest et est plus forte dans une phase négative de l'IOD que dans une phase positive. Ce qui donne un effet synchrone. L'interaction entre les deux phénomènes est asymétrique. Et d'après, T. Yamagata et Al (Février, 2004) l'IOD amplifie ou réduit les influences d'ENSO dans l'Océan Indien par l'intermédiaire de ses deux pôles en modulant la circulation de Walker en particulier avec la mousson d'été indienne.

II. L'Océan Indien, un déclencheur d'El Niño

Lors d'un dipôle négatif de l'océan Indien, le sud-est de cet océan connaît un réchauffement qui atteint son maximum en automne. Or, à cette saison, la branche ascendante de la circulation atmosphérique Indo-Pacifique de Walker est maximale à l'est de l'océan Indien et le réchauffement associé au dipôle peut fortement la renforcer. Ainsi, au moment du pic du dipôle, les alizés sont intensifiés dans le Pacifique ouest et central, ce qui génère des ondes océaniques qui favorisent notamment l'accumulation d'eaux chaudes dans le Pacifique ouest. Mais, à la fin de l'automne, le pôle Est du dipôle disparaît rapidement induisant un effondrement rapide des alizés (i.e. un retour à la normale de ceux-ci) dans le Pacifique ouest et central. Les ondes océaniques précédentes et qui se seront entretemps réfléchies aux deux bords du bassin vont alors interférer de manière constructive avec (s'additionner à) celles générées par la relâche des alizés, conduisant au développement de courants océaniques vers l'est, en hiver et au printemps, et donc au déplacement vers l'est du réservoir d'eaux chaudes du Pacifique Ouest. À partir de février-mars, le couplage air-mer amplifie les anomalies de vent et de température de surface associées à ce déplacement pour aboutir finalement à un épisode El Niño [46] [71] [66] [1]. Ce mécanisme est similaire au modèle conceptuel advectif-réfléctif d'ENSO proposé par d'autres chercheurs en 1997 (voir Annexe III), mais il est proposé ici dans le contexte d'un forçage externe par le dipôle Indien, c'est-à-dire d'une intensification suivie d'un brusque relâchement des alizés (Schéma explicatif Annexe II).

Section 4 Les téléconnexions associées à la zone d'étude

I. Associées à l'IOD

Durant un IOD+ dans le centre-ouest de l'océan Indien tropical, des précipitations supérieures à la normale ont lieu alors que dans l'est de l'océan Indien tropical et dans l'ouest de l'océan Pacifique tropical les précipitations sont inférieures à la normale. L'opposé se passe lors d'un IOD-. Notons aussi qu'un IOD+ favorise l'activité cyclonique du bassin de l'Océan Indien, l'IOD- donne l'effet contraire (**Source : BOM**) [6].

II. Associées à ENSO

Durant El Niño sur la Figure 22, la zone d'étude est caractérisée par des anomalies de précipitations inférieures à la normale, ainsi qu'une température moyenne plus chaude que la normale. De ce fait, il y a occurrence des sécheresses dans les régions supposées humides et intensification dans celles présentant les mêmes configurations climatiques. Durant La Niña sur la Figure 23, l'opposée se produit. Plus de détails seront présentés dans l'Annexe IV.

Pour conclure ce chapitre, l'IOD présent deux modes de variabilité : L'IOSD et l'IOD. Dans la section 3.I et II, il est mentionné qu'un IOD- est un précurseur d'un El Niño et les deux phénomènes se co-occurent la plupart du temps. Contrairement à l'IOD (Est-Ouest), l'IOSD n'a aucun effet sur le développement d'un phénomène ENSO, mais peut engendrer des téléconnexions importantes sur les précipitations de l'Afrique de l'Est et Madagascar. Quant à ENSO, elle reste la variabilité dominante du climat en interagissant avec l'IOD. En effet, il est évident que ces variabilités interannuelles ont de forts impacts sur les précipitations de la grande île.

Chapitre 2 : Changement et variabilité Climatique

Dans le cadre d'un modèle physique et dynamique, nous allons définir les principes et comportements des systèmes climatiques. En entrée globale, la définition et le rôle de l'énergie solaire. Ensuite le fonctionnement des systèmes climatiques, et aux sorties globales les liens et scénarios entre changement et variabilité climatique.

Section 1 Maîtrise des terminologies

Il est absolument nécessaire de définir et de différencier les termes directifs dans une étude se rapportant au climat. En outre, la confusion entre ces termes entraînera de fausses informations qui seront évidemment néfastes aux interlocuteurs et créera différents abus de langage sur le sujet en question, qui, par conséquent, souilleront le domaine de la météorologie et de la climatologie.

I. Météorologie et climatologie

Dans un sens direct, la météo, c'est l'état de l'atmosphère au moment de l'observation et le climat est le temps qu'il fait en moyenne en se référant sur le passé.

Au sens le plus scientifique :

❖ Météo associée à la « Météorologie » est la science de l'atmosphère. C'est la science des phénomènes atmosphériques qui permet de prévoir l'évolution du temps sur une durée courte (quelques jours) en fonction de conditions initiales bien déterminées.

❖ Climat et « Climatologie », du grec « Klima », qui veut dire « inclinaison » se référant à l'inclinaison du soleil suivant la latitude. C'est la science qui donne une description systématique et une explication de la répartition des climats (Source : Encyclopedia universalis). Le climat est l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérise l'état moyen de l'atmosphère et son évolution en un lieu donné et dans une période bien déterminée.

Au sens le plus restrictif le climat est donc un sous-ensemble de la météorologie, dans lequel on ne retient que les caractéristiques moyennes (sur un mois au moins), ou encore les grandes échelles temporelles (du mois jusqu'à plusieurs millions d'années).

II. Variation et Changement

Tout d'abord, dans le cadre de l'étude, on peut définir la variation par le modèle mathématique $\Delta_x = x_{t+n} - x_t$ où Δ_x est la variation proprement dite, x_t le paramètre au moment t et x_{t+n} le paramètre subissant des modifications par évolution par rapport à t en fonction de l'échelle de temps, n . Ici, notre référence est l'échelle de temps. Plus précisément, le passage d'un paramètre d'un état initial à un état modifié par évolution dans le temps.

Ainsi, deux cas peuvent se présenter pour comprendre la notion de variation et de changement :

❖ Si Δ_x est petite (n petite), c'est-à-dire en petite échelle (intra ou interannuelle, voir décennale au maximum par convention). On parle de variabilité ou tout simplement « Variation ».

❖ Si Δ_x est grande (n grande), à l'échelle d'une trentaine d'année au minimum par convention, voir des milliers et millions d'années. À ce stade, on parle de grande variation ou changement de l'état moyen que l'on abrège sous le terme de « Changement », irréversible.

Effectivement, si l'on résume ce qui est dit précédemment, variation et changement dans le sens courant est la même, c'est là qu'il faut faire attention pour ne pas dire « Changement Climatique » par abus de langage sans connaître les termes dans leur contexte et par convention.

Section 2 Analyse des systèmes

Dans cette partie, l'objectif est de définir les fonctionnements physique, dynamique et énergétique du système climatique. Ensuite, caractériser et structurer les modifications [9] pour enfin définir changement et variabilité climatique ainsi que les liens et les scénarios appropriés. Il faut aussi se rendre compte tout au long de cette partie, de la force de Coriolis qui dévie toute particule en mouvement dans l'hémisphère nord vers sa droite (vers sa gauche, dans l'hémisphère sud).

I. Les Composantes du système climatique

Le système climatique est défini par l'ensemble des 5 éléments [79] :

❖ **L'atmosphère** : enveloppe gazeuse dont les $\frac{9}{10}$ de la masse se situe au-dessous de 16 Km (limite vers 130 Km).

❖ **Les océans** : qui constitue un énorme réservoir d'énergie sous forme de masse de chaleur transportée par les courants marins et les ondes océaniques (à noter qu'elles retiennent beaucoup plus d'énergie que le sol suite au rayonnement du soleil).

❖ **La cryosphère** : constituée par les grandes masses glacières.

❖ **La surface terrestre ou la lithosphère** : la topographie, la géologie, l'hydrographie et la végétation.

❖ **La biomasse ou la biosphère** : La flore et la faune.

II. Fonctionnement et échange énergétique

Dans cette section, nous allons définir les énergies qui alimentent le système climatique et montrer leur comportement à l'intérieur de celui-ci. En effet, l'énergie vient du soleil. Elle est absorbée, transformée, transportée par le système pour ensuite repartir vers l'espace sous forme d'énergie IR.

1. Source et réservoir d'énergie

La source : La principale source d'énergie de la terre n'est autre que les radiations solaires sous forme d'ondes électromagnétique émisent, de longueur d'onde λ entre 0,1 et 5 μm , avec un maximum d'émission de 0,5 μm (99,7 %, le reste étant produit à l'intérieur de la Terre), qui va de l'ultraviolet à l'infrarouge en passant par le visible. Elle reçoit en moyenne, 342 W.m^{-2} [48]

Les réservoirs : Cette énergie émis est absorbée par le système climatique, en particulier, le couple Terre-Océan-Atmosphère. Ces derniers constituent les principaux réservoirs d'énergie du système

climatique. Elle est conservée sous forme de chaleur suivant les lois de la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. Notons aussi que la rétention de l'énergie dépend de la chaleur spécifique de chaque composante plus importante dans les fluides que les solides. Parmi les composantes du système climatique, c'est l'océan qui retient la plus importante quantité d'énergie que l'atmosphère et la terre [48].

2. Les transferts d'énergie

On distingue généralement quatre modes de transferts (exprimé comme étant un flux de chaleur en $W.m^{-2}$), dont un commun au système climatique [47] :

Le Rayonnement :

Le rayonnement thermique est un phénomène se caractérisant par un échange d'énergie électromagnétique, sans que le milieu intermédiaire ne participe nécessairement à cet échange. Il constitue le mode de transfert commun et le plus important au système climatique puisque toute matière émet de l'énergie sous forme de rayonnement dans toutes les directions selon leur gamme de longueur d'onde. Les caractéristiques du rayonnement thermique seront détaillées dans l'Annexe V.

La conduction :

Ce mode de transfert réside dans la propagation de la chaleur de molécule à molécule dans un ou plusieurs corps contigus, opaques et solides. C'est le mode de transmission de la chaleur du couple Terre-océan. La densité du flux de chaleur peut s'exprimer à partir de la loi de Fourier [9] :

$$\phi = -\lambda \overrightarrow{grad} T \quad (1)$$

On en déduit :

$$\phi_{cond} = +\frac{\lambda S}{L} (T_1 - T_2) \quad (2)$$

ϕ : densité du flux de chaleur

λ : conductivité thermique

S : section à travers laquelle s'effectue le transfert

L : distance entre les points des deux systèmes

T_1 et T_2 : respectivement, température des deux systèmes

La convection :

La convection caractérise la propagation de la chaleur dans un fluide gazeux ou liquide en mouvement. Il y a la convection naturelle, forcée et mixte. C'est le mode de transmission de la chaleur du couple Océan-Atmosphère. La densité du flux de chaleur peut s'exprimer par l'intermédiaire du nombre de Nusselt [9] :

$$\phi_{conv} = \frac{Nu. \lambda. S}{l} (T_1 - T_2) \quad (3)$$

Nu : nombre de Nusselt (dépend de la nature de la convection)

l : dimension caractéristique du système.

Le changement de phase : évaporation et condensation :

C'est le mode de transfert particulier à la chaleur sensible et à la chaleur latente, envoyé dans l'atmosphère par le couple Terre-Océan. La chaleur sensible modifie la température d'une matière. Par opposition à la chaleur latente qui modifie l'état physique d'une matière (solide, liquide ou gazeux) [47].

Le flux de chaleur sensible Q_s par unité de volume peut s'exprimer :

$$\frac{Q_s}{\rho C_p} = -c_H u (T_s - T_a) \quad (4)$$

Et le flux de chaleur latente Q_e par unité de volume est :

$$\frac{Q_e}{\rho} = -c_E u (q_{u_s} - q_{u_a}) \quad (5)$$

ρ : représente la densité de l'air et C_p la chaleur massique à pression constante par unité de masse.

c_H : parfois appelé nombre de Stanton, représente un coefficient sans dimension supposé indépendant de la force du vent.

u : représente le module de la vitesse du vent (m/s)

T_s : correspond à la température de surface et T_a : à la température de l'air au niveau standard OMM (10 m)

c_E : parfois appelé nombre de Dalton, représente un coefficient sans dimension supposé indépendant de la force du vent.

q_{u_s} : correspond à l'humidité spécifique à la surface ; sur océan, il est supposé être équivalent à l'humidité spécifique à saturation de la température de la surface de la mer.

q_{u_a} : correspond à l'humidité spécifique de l'air au niveau standard OMM (2 m.)

3. Le transport méridien d'énergie

Le système climatique reçoit son énergie du soleil. Mais l'énergie solaire est inégalement répartie sur surface de la planète. Les régions tropicales reçoivent, par unité de surface, plus d'énergie que les régions polaires. Cependant, l'écart moyen entre ces régions demeure globalement stable. La chaleur ne s'accumule donc pas à l'équateur, les deux systèmes fluides de la terre, l'atmosphère et l'océan vont transporter l'énergie des régions excédentaires vers les régions déficitaires de manière à assurer l'équilibre thermique du système.

La circulation générale de l'atmosphère :

L'atmosphère se comporte tel étant un fluide en perpétuel mouvement ou circule de grande quantité d'énergie.

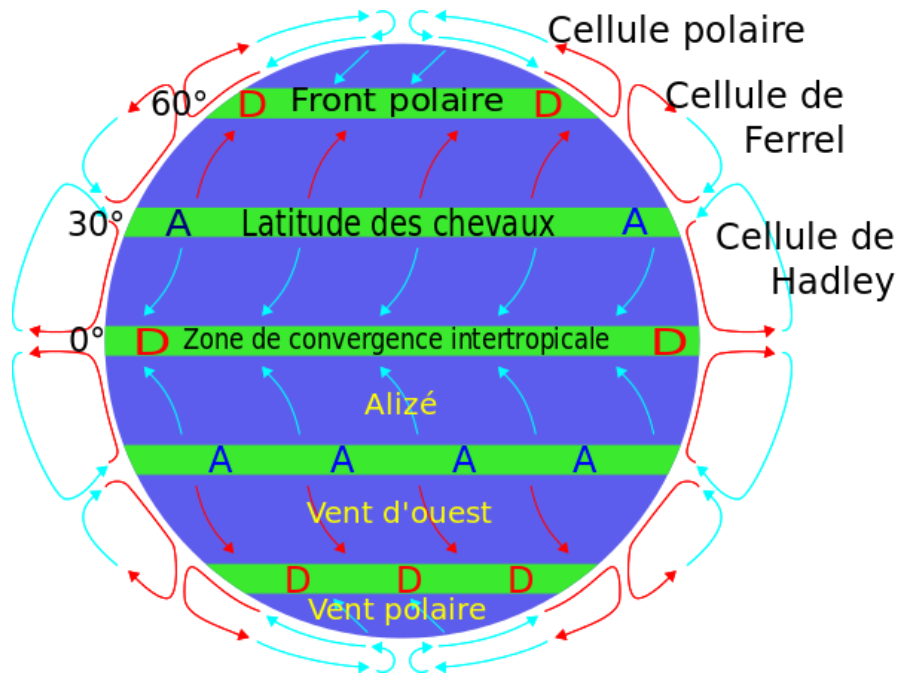


Figure 4 : Circulation générale de l'atmosphère Terrestre

Source : Wikipédia, Circulation atmosphérique

Deux mécanismes jouent le rôle de transferts méridiens d'énergie dans l'atmosphère : les cellules de Hadley, quasi permanentes entre l'équateur et le 30^e parallèle, et les courants-jets, les anticyclones et les dépressions sont très fluctuants au-delà du 30^e parallèle qui fait alterner perturbations et zones de temps calme (figure 4). Aux pôles, l'air froid est subsident.

La circulation océanique :

Les eaux marines occupent 71% de la surface du globe. L'océan absorbe, en quelques mètres, le rayonnement solaire. Ce n'est qu'une mince couche de surface qui se réchauffe directement. La SST varie de -1,9°C aux hautes latitudes, en hiver jusqu'à 31 à 32°C entre l'équateur et les tropiques. De ce fait, elle constitue un important réservoir d'énergie qui alimente la variabilité du climat. Les transports d'énergie se font généralement par les courants marins, à noter qu'au cours de ce périple, l'énergie est restituée à l'atmosphère et l'eau se refroidit peu à peu.

Sur la Figure 5 à la page 15, on peut distinguer les 2 types de circulation océanique :

❖ **Les courants marins de surface (superficiels)** : L'origine du mouvement est la force de friction du vent. Ils transportent l'énergie thermique de l'équateur depuis la mer des Caraïbes jusque dans l'arctique. Aux pôles nord, les particules énergétiques plongent à cause de l'augmentation de leur densité par la température froide et la salinité élevée.

❖ **La circulation thermohaline (associée au downwelling)** : Cette particule soumise à la mer froide, sursaturée, plus dense plonge sous l'effet de la gravité. Elle est remplacée en surface par les particules des eaux récentes venant de l'équateur, plus chaudes.

En profondeur, les particules repartent vers l'antarctique. Sous l'effet d'un upwelling, elles remontent et continuent leurs cycles suivant dans la circulation générale de l'océan.

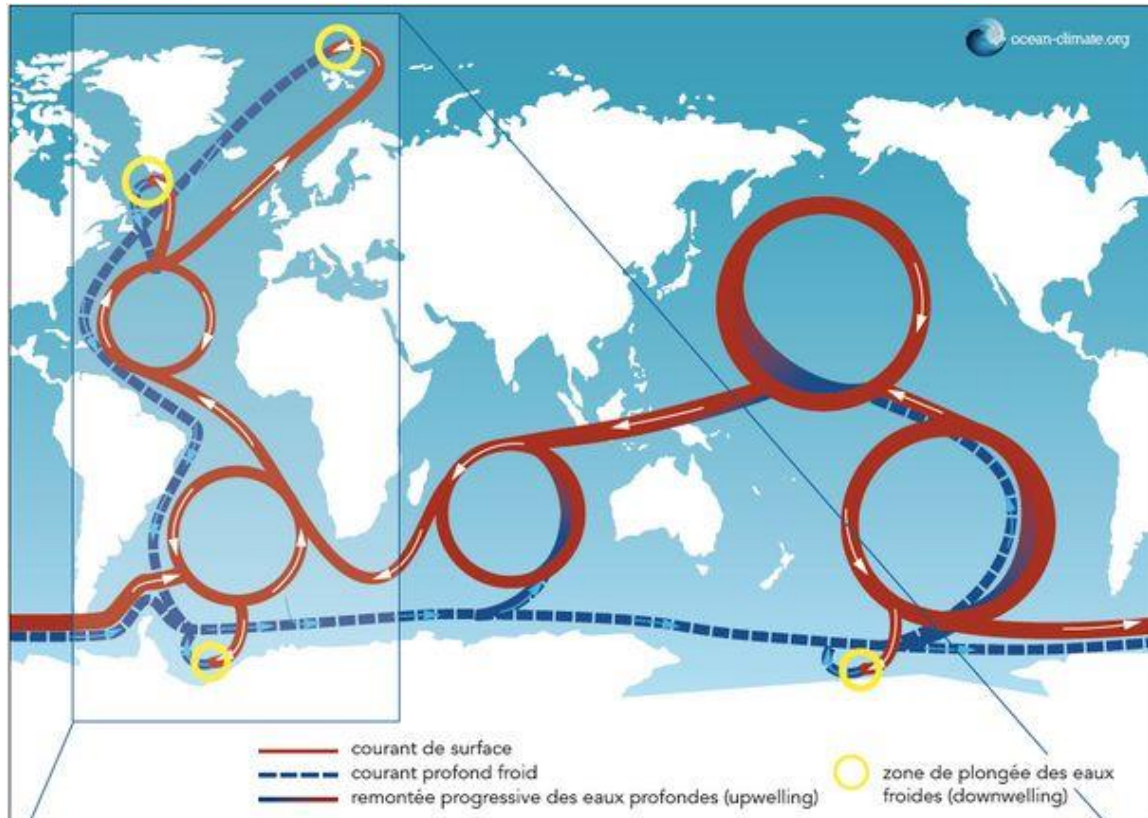


Figure 5 : schéma simplifié du transport d'énergie par circulation océanique à grande échelle

Source : Ocean-climate.org

4. Le transport zonal d'énergie

Il est régi par une circulation appelée « cellule de Walker », perpendiculaire aux cellules de Hadley. Quatre grandes cellules de ce type circulent le long de l'équateur tout autour du globe : les cellules Pacifique entre 180-90°W, Atlantique entre 0-90°W, Afrique (Zaïre) entre 0-90°E et Indienne entre 90-180°E. Elles assurent le transport d'énergie au niveau de l'équateur suivant la longitude (elles résultent en moyennes suivant les latitudes entre 15°N-15°S pendant l'hiver boréal et 0°-30°N pendant l'été boréal) [47]. Elles interagissent avec la variabilité du climat, et occupent une place importante dans les processus de formation des zones de convection profonde à l'échelle synoptique comme la ZCIT et la SPCZ.

5. Bilan radiatif

Le bilan radiatif de notre planète est égal au rayonnement solaire absorbé ajouté à la production interne de chaleur, moins le rayonnement infrarouge thermique émis vers l'espace (qu'on appelle OLR). Selon les scientifiques, en principe la terre reçoit 342 W.m^{-2} par seconde obtenue à partir de la constante solaire $S_0 = 1368 \text{ W.m}^{-2}$ (la surface de la terre étant considérée comme un disque. Or, c'est une sphère dont $S = 4\pi R^2$ ou R est le rayon de la terre). Par conséquent, le rayonnement incident solaire est égal à $\frac{S_0}{4} = 342 \text{ W.m}^{-2}$. On l'a simulé à 100 unités pour mieux comprendre le bilan radiatif de la terre et l'effet de serre.

Sur la figure 6 à la page 16, nous pouvons dire que le bilan radiatif de la Terre est en équilibre. Il s'établit en effet un équilibre entre l'atmosphère et l'espace : sur 100 unités d'énergie reçues par la Terre, celle-ci en renvoie 25 + 5 + 70 dans l'espace.

Dans l'atmosphère aussi, il y a un équilibre : la surface de la Terre reçoit 45 + 88 unités d'énergie et en renvoie 29 + 104. Cet équilibre illustre encore une fois l'effet de serre naturel. En effet, la surface de la Terre émet plus de rayonnement 104 unités qu'elle n'en reçoit 45 unités. Autrement dit, la surface terrestre perd plus de rayonnement de grandes longueurs d'onde qu'elle n'absorbe de rayonnement de courtes longueurs d'onde. Ce manque est toutefois compensé par l'atmosphère qui renvoie une partie du rayonnement terrestre 88 unités. La température à la surface de la Terre est donc déterminée par 45 unités d'énergie du soleil, complétées par 88 unités de chaleur réfléchie par l'atmosphère. Soit une différence de 43 unités.

Si un seul des composants du système change, le bilan radiatif sera perturbé. De ce fait, la température moyenne à la surface terrestre changera et après un certain temps, un nouvel équilibre dans le bilan radiatif se mettra en place d'où la définition du changement de climatique.

Notons que sans l'effet de serre, c'est-à-dire, sans atmosphère la totalité du rayonnement solaire sera réfléchi dans l'espace. La température de la terre serait de -18°C , ceci correspondra à notre température de référence T_R .

Avec l'effet de serre naturel, qui correspond à la différence du rayonnement et de l'IR absorbés égale à 43 unités pour une température sensiblement égale à 33°C notée T_{eff} . La température moyenne T_{moy} de la terre est $T_R + T_{\text{eff}} \approx 15^{\circ}\text{C}$ [48].

Actuellement, suite aux forçages anthropiques qui font augmenter de 22% les GES. Par conséquent, un rajout de la température moyenne T_{moy} de $1,5^{\circ}\text{C}$ par rapport aux niveaux préindustriels (GIEC, mars 2017).

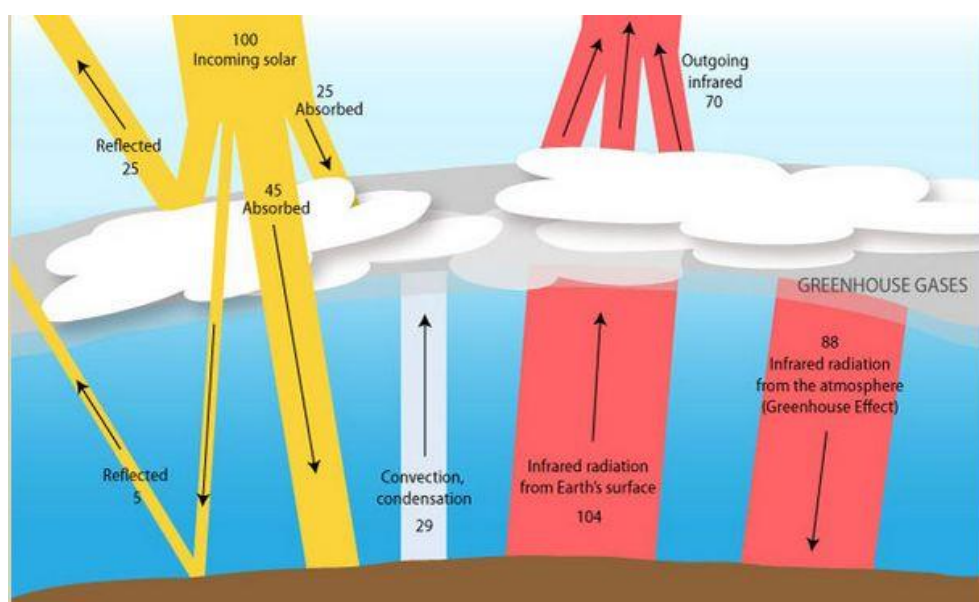


Figure 6 : Bilan radiatif de la terre

Source : Climate Challenge