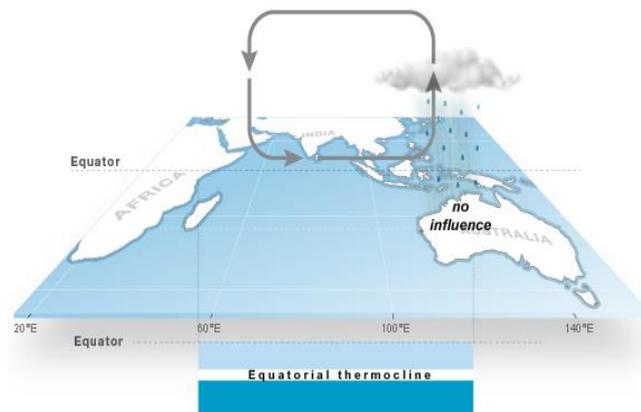


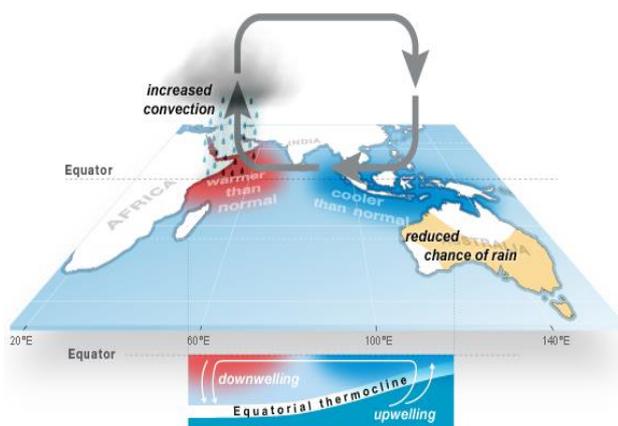
Annexe I : Les modalités du Dipôle de l'Océan Indien (IOD)

Bien que les documents concernant l'IOD ne soient pas très nombreux, toutes recherches incitant le sujet met en évidence la variabilité de la SST entre l'Est et l'Ouest de l'Océan Indien. En se basant sur les Recherches de T.Yamagata et Al (1999), FENG Junqiao et Al (2003) dévoilent à l'aide de la méthode de la fonction empirique orthogonale (EOF), ou encore l'analyse en composante principale, que l'IOD présente deux modes de variabilité suivant les anomalies de la température de la surface de la mer (SSTA) : l'Est-Ouest dans l'Océan Indien tropical (dipôle de l'océan Indien, IOD) et un dipôle sud-est dans le sud de l'océan Indien (Dipôle subtropical de l'océan Indien, IOSD). Ils ont démontré qu'un événement IOSD observé pendant l'été austral (Décembre-Février) est fortement corrélé à l'événement IOD, atteignant environ 9 mois plus tard, et qu'ils peuvent se produire en séquence avec l'aide de l'anticyclone des Mascareignes. Dans notre étude, on se basera sur l'IOD puisque c'est la variabilité dominante qui présente des fortes corrélations avec ENSO. Contrairement à IOSD, qui est un précurseur de l'IOD (FENG Junqiao et Al, 2013). L'IOD se présente aussi en trois phases (Figure ci-dessous) [13]. [3] [1].



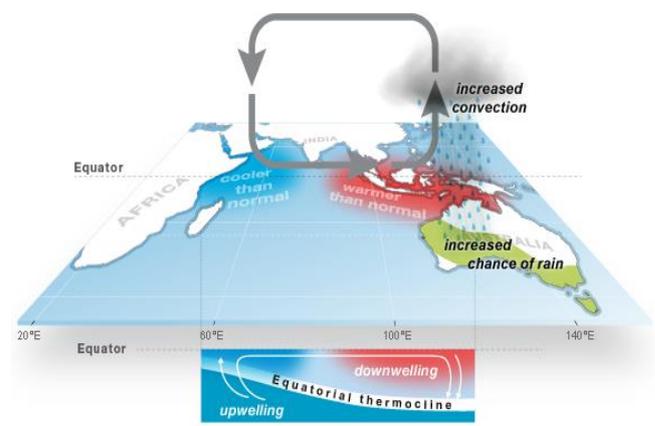
Indian Ocean Dipole (IOD): **Neutral phase**

© Commonwealth of Australia 2013.



Indian Ocean Dipole (IOD): **Positive phase**

© Commonwealth of Australia 2013.



Indian Ocean Dipole (IOD): **Negative phase**

© Commonwealth of Australia 2013.

Schéma représentant les différentes phases de l'IOD

Source : Bureau Of Meteorology

IOD neutre : L'eau du Pacifique coule entre les îles d'Indonésie, gardant les mers au nord-ouest de l'Australie. L'air monte au-dessus de cette zone et tombe sur la moitié ouest du bassin de l'océan Indien, soufflant des vents d'ouest le long de l'équateur.

IOD+ (positif) : Les vents d'ouest s'affaiblissent le long de l'équateur, ce qui permet à l'eau chaude de se diriger vers l'Afrique. Des changements dans les vents permettent également à l'eau fraîche de s'élever de l'océan profond à l'est (upwelling). Cela crée une différence de température dans l'océan Indien tropical avec des eaux plus froides que l'eau normale à l'est et des eaux plus chaudes que la normale à l'ouest.

IOD- (négatif) : Les vents d'ouest s'intensifient le long de l'équateur, permettant aux eaux plus chaudes de se concentrer près de l'Australie (downwelling). Cela crée une différence de température dans l'océan Indien tropical, avec de l'eau plus chaude que la normale à l'est et plus fraîche que l'eau normale à l'ouest

Même principe pour le SIOD, mais Ouest est remplacé par le Sud-Ouest. L'observation des données de la HadISST décrit que sa phase positive tend à être plus forte que la phase négative, et atteint des pics en septembre-octobre-novembre (SON) avec une périodicité quasi-biennale. Un IOD est positif (négatif) si la différence des SST Ouest-Est est supérieure (inférieure) $+ 0,5^{\circ}\text{C}$ ($-0,5^{\circ}\text{C}$) (Source : BOM)

Annexe II : Mécanisme de déclenchement d'un El Niño par un IOD-

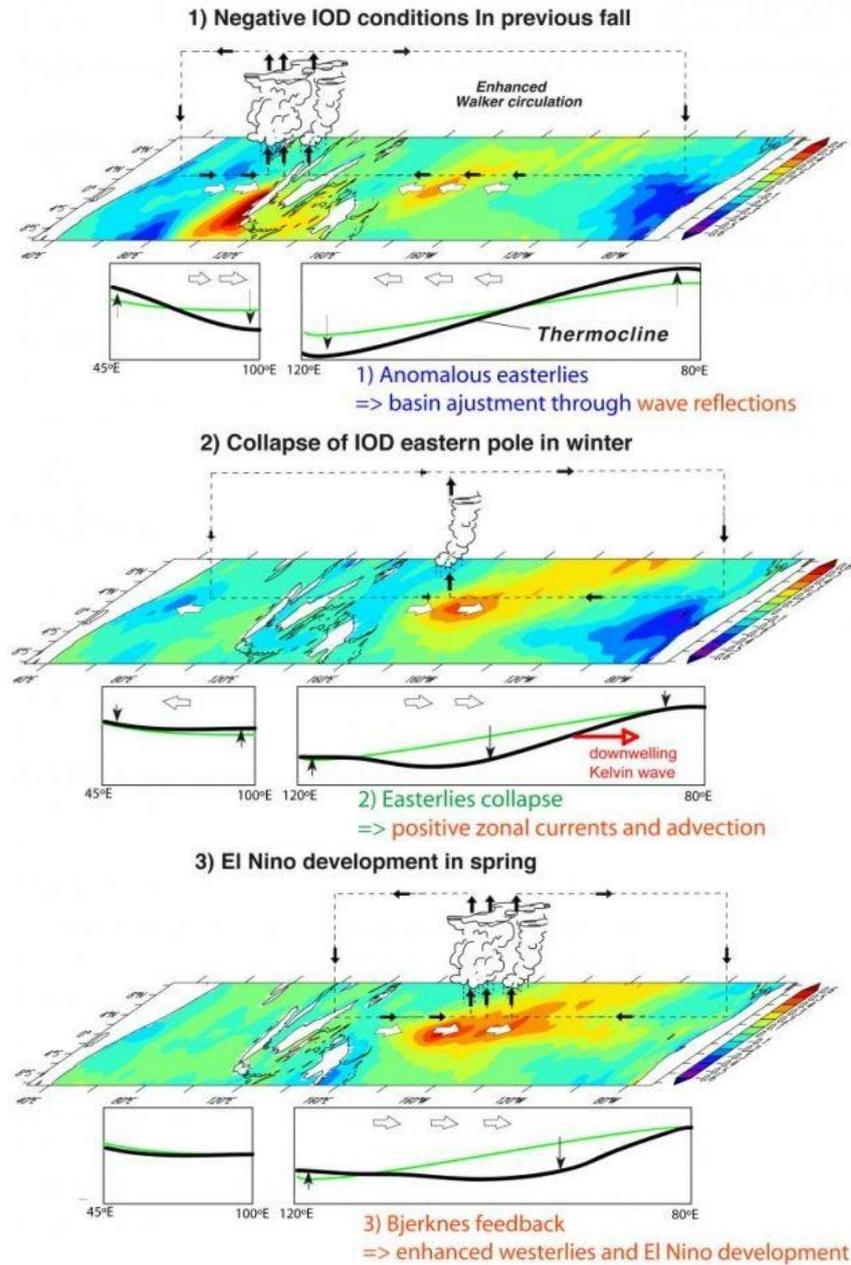


Schéma du mécanisme montrant comment un dipôle négatif en automne favorise le développement d'un El Niño l'année suivante.

Les anomalies de température de surface sont représentées par des couleurs, les anomalies de vent de surface par des flèches noires et la cellule de Walker par une ligne pointillée. Les changements de la thermocline équatoriale sont schématisés par une ligne noire épaisse, les conditions normales par une ligne verte et les courants de surface par des flèches blanches.

Annexe III : Mécanisme de l'oscillateur d'advection-réflexion.

Le modèle advectif-réflexif, Picaut et al (1995) : Ce modèle est aussi basé sur les ondes équatoriales, mais au lieu d'expliquer le phénomène par l'advection verticale (variations de la profondeur de la thermocline), il s'attache plutôt à une explication par une advection horizontale. Les ondes de Rossby d'upwelling et de Kelvin de downwelling (provoquées par une anomalie d'ouest des vents) créent toutes les deux un courant associé vers l'est qui va advecter la warm pool dans la même direction. L'onde de Kelvin se réfléchit à la Côte-Est en une onde de Rossby qui créent un courant vers l'ouest (feed-back négatif), et parallèlement l'onde de Rossby va se réfléchir à la côte ouest en une onde de Kelvin avec un courant associé vers l'ouest. Cela représente un double feed-back négatif qui stoppe la propagation de la warm pool puis l'inverse (retour de la warm pool vers l'ouest du Pacifique Equatorial). De même que dans le précédent modèle ce feed-back négatif explique la basse fréquence du phénomène.

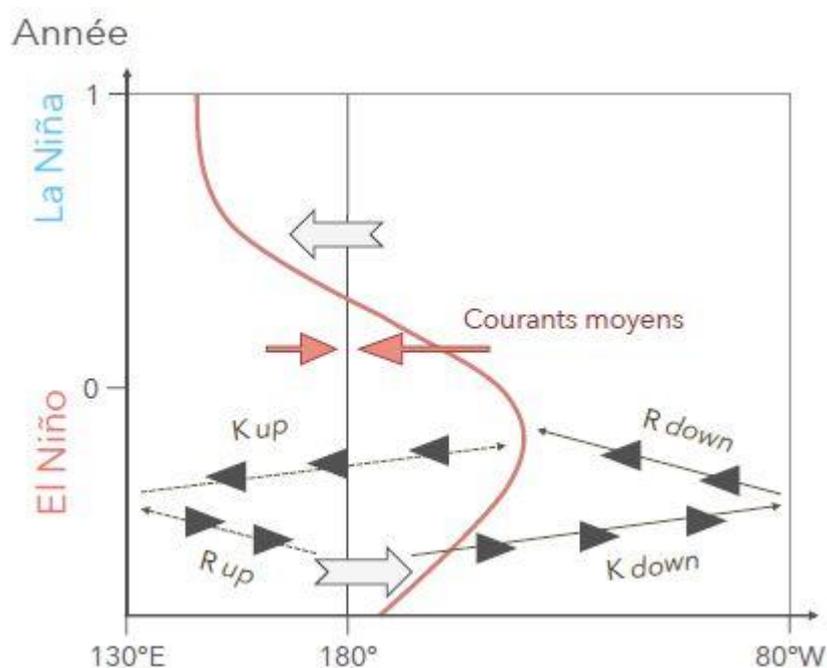
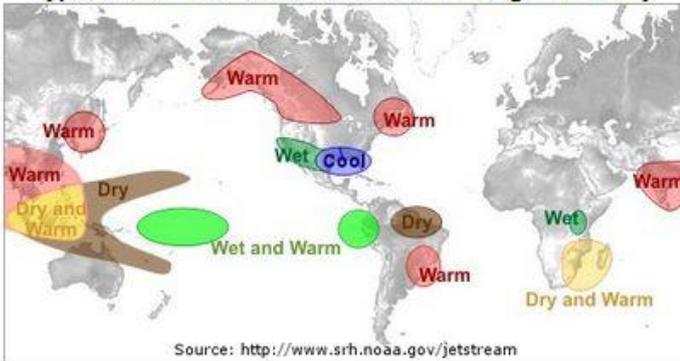


Figure du Mécanisme de l'oscillateur d'advection-réflexion. D'après Wang et Picaut (2004).

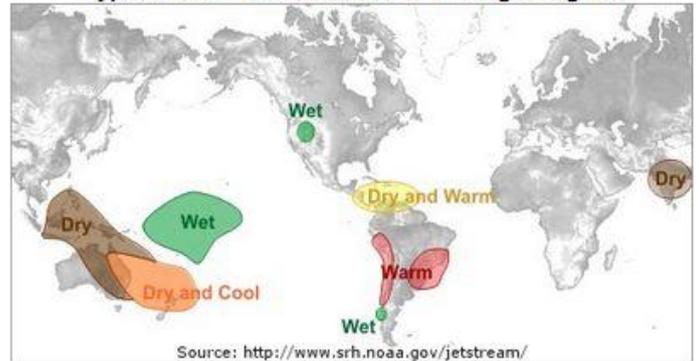
En rouge (réciproquement bleu) les anomalies chaudes (froides) de la température de surface ; les flèches épaisses indiquent les anomalies de vent ; les flèches fines indiquent la propagation des ondes de Kelvin (K) et de Rossby (R) upwelling et downwelling. La ligne rouge indique le bord est de la warm pool.

Annexe IV : Téléconnections ENSO

Typical El Niño Effects: December Through February

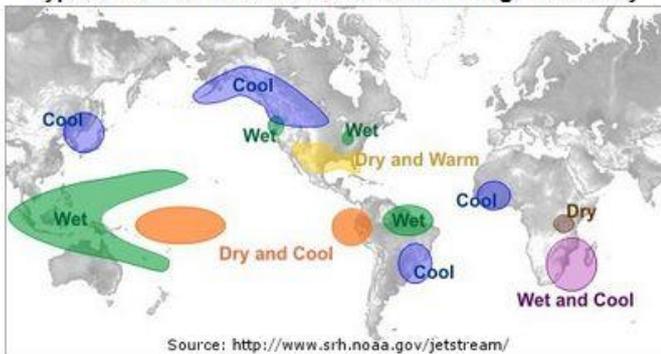


Typical El Niño Effects: June Through August

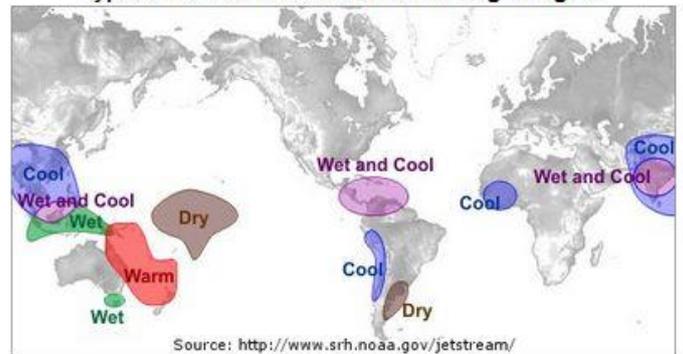


Téléconnections El Niño

Typical La Niña Effects: December Through February



Typical La Niña Effects: June Through August



Téléconnections La Niña

Mais ce qui est à retenir dans tout ceci, c'est la configuration de l'IOD durant ces deux phases d'ENSO. Puisque, T. Yamagata et Al (Février, 2004) affirment que 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 [5]. Donc, les téléconnections citées ci-dessus sont valables lors d'un IOD neutre. Dans le cas d'un IOD positif ou négatif, il faut des observations aux préalables.

Annexe V : Les caractéristiques du rayonnement thermique

Émission

Un corps porté à une certaine température convertit son énergie interne en énergie thermique rayonnante. Une unité de surface d'un corps émet durant une unité de temps une quantité d'énergie appelée flux d'émission. Elle peut être obtenue par La loi de Stefan-Boltzmann provient de la simple intégration de la loi de Planck sur l'ensemble des longueurs d'onde et vaut :

$$E = \sigma T^4 \quad (65)$$

E : puissance émise par unité de surface (W.m^{-2})

σ : constante de Stefan-Boltzmann = $5,67.10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

T : température absolue du corps noir en $^{\circ}\text{K}$.

La formule de Stefan-Boltzmann est d'une importance capitale et rappelle que les flux incidents et émis ne sont fonction que de la température absolue du corps noir. On note la forte dépendance en T puisqu'il s'agit d'une puissance quatrième. Alors que la température du soleil n'est que 20 fois plus élevée que celle de la terre, son flux émis est 160000 fois plus élevé.

Applications numériques :

- ❖ Pour T = 6000 K (température à la surface du soleil), on a $E = 73.10^6 \text{W.m}^{-2}$
- ❖ Pour T = 300 K (température à la surface de la terre), on a $E = 459 \text{W.m}^{-2}$

Absorption

Il s'agit de l'opération inverse. Quand une surface reçoit un flux d'énergie, la fraction transformée en énergie interne est appelée flux absorbé. Le passage du niveau d'énergie E à un niveau d'énergie $E + \Delta E$ s'accompagne de l'émission d'un rayonnement de fréquence ν et d'énergie $h\nu$ ou h est la constante de Planck, ΔE exprimée par la loi de Planck :

$$\Delta E = \frac{hC}{\lambda} \quad (66)$$

ΔE : énergie ajoutée ou flux absorbé par le corps noir.

h : Constante de Planck = $6,62.10^{-34} \text{J.s}^{-1}$

C : Célérité de la lumière dans le vide = $299.792.458 \text{m.s}^{-1}$

L'absorption qui apporte de l'énergie aux molécules, les fait passer d'un état fondamental à un état dit « excité » qui dépend de la longueur d'onde du photon absorbé. Elle joue un rôle capital dans l'effet de serre puisque les molécules de GES absorbent les IR venant du sol, ce qui les font vibrer, puis les diffusent dans toutes les directions.

Remarque : Une surface réelle diffère du corps noir pour son absorption et son émission. Elle est caractérisée par ses coefficients d'émission et d'absorption, respectivement ϵ et α qui peuvent s'écrire :

- ❖ Coefficient d'émission ϵ pour une surface réelle : $\epsilon = \frac{\text{flux réel émis}}{\sigma T^4}$

- ❖ Coefficient d'absorption α pour une surface réelle : $\alpha = 1 - \frac{\text{flux réfléchi}}{\text{flux solaire incident}} = 1 - A$, ou A est l'albédo de la surface (pour la terre, elle est égale à 30%)

Pour une même longueur d'onde, le coefficient d'absorption et le coefficient d'émission sont égaux. Cependant, rayonnement incident et rayonnement émis étant souvent dans des domaines de longueur d'onde très différents, les coefficients totaux pourront prendre des valeurs très différentes.

Réflexion et diffusion

Au lieu d'être absorbé, le rayonnement incident sur un corps peut être en partie directement renvoyé par le corps.

Dans ces conditions, on distingue deux cas :

- le renvoi obéit aux lois de l'optique géométrique (un angle d'incidence, un angle de réflexion) : il s'agit alors de la réflexion ;
- le renvoi se fait dans toutes les directions (même si l'on a une seule direction incidente) : on parle alors de diffusion.

On note que l'onde diffusée ou réfléchie a la même fréquence que l'onde incidente

Annexe VI : Climatologie de Madagascar

On y distingue principalement deux saisons en se référant sur une année hydrologique :

- ❖ La saison sèche et fraîche, du 15 avril au 15 octobre.
- ❖ La saison des pluies et chaude, du 15 octobre au 15 avril [16], [44].

Réparties en cinq régions climatiques :

❖ **Littoral Est** : Cette région jouit d'un climat chaud et humide. Elle reçoit un maximum de pluie de 3,70m avec 260 jours à Sainte-Marie et un minimum aux extrémités Nord et Sud, respectivement de 1,20m et 1,70m avec 130 jours et 160 jours de pluies par an. Les pluies sont particulièrement abondantes de Janvier à Avril. La température moyenne annuelle décroît assez régulièrement de 26°C à 23°C d'Antsiranana à Taolagnaro. Les températures maximales moyennes sont de 31°5C à Antsiranana et 30°C à Taolagnaro. Les températures minimales moyennes sont de 19°4C à Antsiranana et 16°2C à Taolagnaro.

❖ **Hautes Terres** : Cette région jouit d'un climat tropical d'altitude, caractérisé principalement par un hiver froid. La hauteur moyenne annuelle de pluie varie de 0,9 m (Ranohira) et 1,50 m (Ivato). La température moyenne annuelle peut varier suivant les régions entre 16°8C et 25°7C. Le maximum absolu de 37°9C a été observé à Ranohira au mois de Novembre, et le minimum absolu de -5°C à Ivanokely le mois de Juillet.

❖ **Côte et région Ouest** : Le climat de cette région est caractérisé par un été chaud et sec. La pluviométrie annuelle normale diminue du Nord au Sud en passant de 1,50m à 0,40m. Le maximum de précipitations s'observe en Janvier. La saison sèche est particulièrement bien marquée et s'étend de Mai à Octobre. La température moyenne annuelle varie entre 24°C et 27°C. Le maximum absolu a été observé à Maevatanana (40°4C).

❖ **Extrême Sud** : Le climat de cette région est du type semi-aride. Elle reçoit normalement 0,5 m à 0,7 m de pluies par an. La température moyenne annuelle est de 24°C. La température maximale absolue enregistrée était de 43°6C et la température minimale absolue de 3°9C à Ejeda.

❖ **Région de Sambirano** : Le climat de cette partie de l'île est analogue à celui de la Côte Est, chaud et humide avec des pluies annuelles assez abondantes (2m à 2, 30m) avec 180 jours de pluies par an. Les mois de Décembre à Mars sont les plus pluvieux. La température annuelle moyenne est de 26°C [16].

Annexe VII : Influence de la circulation des masses d'air sur le climat de Madagascar.

Les mouvements de masses d'air dans la troposphère au voisinage de Madagascar sont réglés par les deux centres d'action suivants :

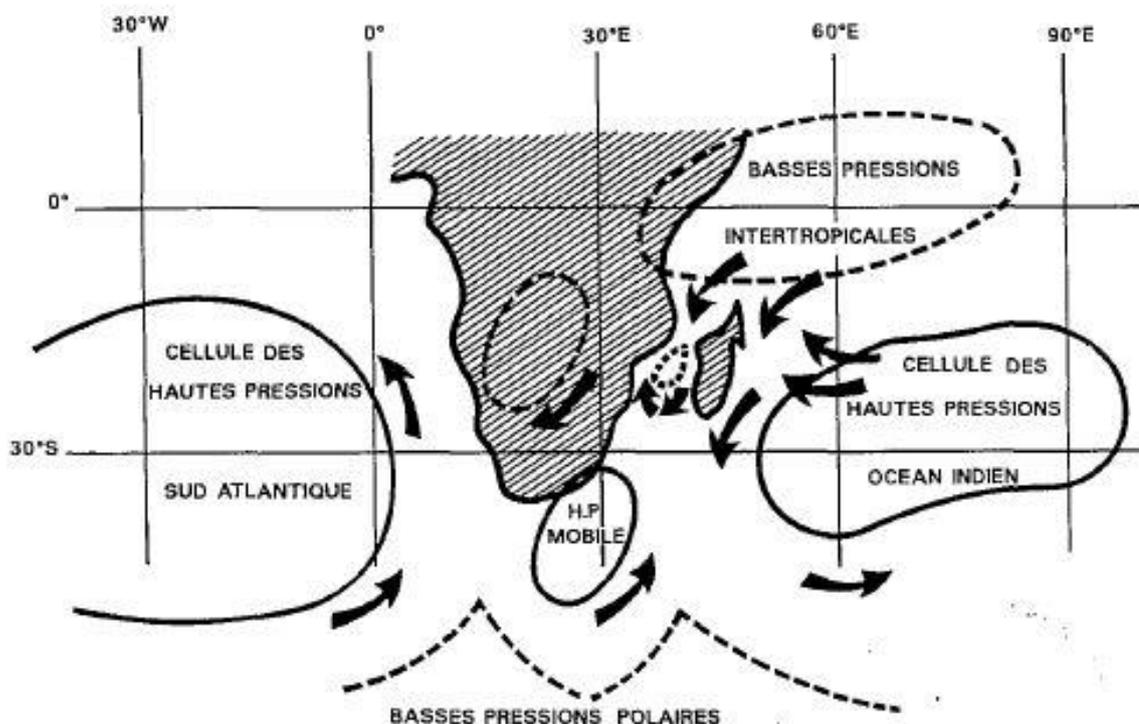
- la zone des basses pressions intertropicales dont le mouvement méridien, lié au déplacement apparent du soleil, particulièrement important à la longitude de Madagascar, entraîne l'alternance des saisons chaudes et saisons fraîches ;
- la cellule océanique semi-permanente de hautes pressions, Clément de la ceinture anticyclonique subtropicale dont la position moyenne est située dans le sud de l'Archipel des Mascareignes.

Ces centres d'action dirigent sur Madagascar les vents alizés d'une part et les vents du nord-ouest (mousson d'été australe) d'autre part.

L'action des alizés est la plus puissante et la plus régulière ; les autres masses d'air peuvent la contrarier sans jamais l'effacer complètement. Cet air présente une humidité relative importante, une température élevée et une instabilité très grande en arrivant sur le relief malgache, ce qui entraîne des formations nuageuses épaisses, un plafond bas et des pluies assez abondantes.

Les vents du nord-ouest sont observés au nord de la zone des basses pressions intertropicales lorsque celle-ci se trouve sur Madagascar pendant l'été austral. Ces masses d'air sont très instables, chaudes et humides par suite d'un long parcours sur des mers chaudes.

Enfin, on observe par intermittence des vents d'ouest sur la partie méridionale de l'île. Ces vents d'ouest sont provoqués par le passage de la partie septentrionale des creux barométriques qui accompagnent la limite antérieure de l'air polaire entraîné par les perturbations du front polaire.



Schématisation des principaux centres d'action réglant le temps à Madagascar