

Master **Océan Atmosphère Climat Télédétection**
ENS / Paris 6 / Polytechnique

Rapport de Stage de Master 2

Mars-Juin 2008

**Variabilité de la position de la Zone de Convergence du
Pacifique Sud (SPCZ) à l'échelle interannuelle et
influence sur la géographie de la cyclogénèse**

Emmanuel Vincent
Supervisé par Matthieu Lengaigne



Résumé

Dans cette étude, nous nous sommes attachés à qualifier le lien entre la localisation de genèse des cyclones tropicaux dans le bassin Pacifique sud et la zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ). La variabilité interannuelle de la SPCZ a été peu étudiée et ses déterminismes restent mal compris, or la SPCZ est un élément clé de l'organisation spatiale des champs favorables à la cyclogenèse.

Nous avons tout d'abord caractérisé l'organisation physique de la zone de convergence en analysant l'agencement des différentes variables qui y sont associées. Nous avons démontré que la variabilité interannuelle de la position de la SPCZ est avant tout déterminée par le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) mais est aussi modulé par la position du bord est de la warm pool à l'équateur. Nous avons ensuite classé la position de la SPCZ selon quatre structures caractéristiques : les années où la SPCZ se déplace vers le sud-ouest (classe "négative"), les années neutres (classe "neutre") proches de la climatologie, les années où elle se déplace vers le nord-est (classe "positive"), et les années où la SPCZ subit une excursion particulièrement forte et devient zonale (classe "asymétrique"). Ces classes ont permis ensuite de montrer que la variabilité de la SPCZ contraignait fortement la variabilité de la cyclogenèse dans le Pacifique sud. En utilisant des données de cyclones observés et un indice de cyclogenèse, nous montrons que seules les années à l'excursion asymétrique voient des cyclones se formant dans la région de la Polynésie française (caractère attribué en général à l'ensemble des années niños), alors que les années "positives" et "asymétriques" présentent un déficit de cyclogenèse dans la mer de Corail et sur la côte nord-ouest australienne. Enfin la capacité de plusieurs modèles de circulation générale couplés à simuler la variabilité de la SPCZ et son lien avec la modulation des régions de cyclogenèse a été analysé. Sur cinq modèles, seul l'un d'entre eux simule de façon réaliste la variabilité observée. Ceci est un préalable à l'étude des éventuelles modifications futures de répartition des cyclones dans un climat changeant.

Abstract

The link between the preferred location for cyclogenesis in the South Pacific basin and the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) is studied. The position of the SPCZ is a key component of the dynamic fields favourable to cyclogenesis, yet few studies have considered the interannual variability of the SPCZ and its underlying physical mechanisms remain poorly understood.

The geographic organization of the SPCZ is first characterized using its different proxy variables. We show that the interannual variability of the position of the SPCZ is above all determined by the El Niño-Southern Oscillation phase, but is also modulated by the position of the eastern boundary of the warm pool at the equator. We then classify the position of the SPCZ according to four characteristic structures: A negative class for years with a south-west displacement of the SPCZ; a neutral class for years close to the climatology; a positive class for years with a north-east displacement; and an asymmetric class for years when the position of the SPCZ is significantly modified and becomes zonal. This classification reveals that the variability of the SPCZ strongly constrains the variability of cyclogenesis in the South Pacific. Using observed cyclone data and a cyclogenesis index, we show that only years with an asymmetric displacement lead to cyclones forming in the French Polynesia region (a characteristic attributed to El Niño years in general) whereas positive and asymmetric years are associated with below average cyclogenesis in the Coral Sea and off the north-west Australian coast. Finally, the capacity of several coupled general circulation models to simulate the variability of the SPCZ and its link to the modulation of cyclogenesis is analyzed. Out of five models, only one realistically simulates the observed variability. This is important to consider if the possibility of variations in cyclogenesis are to be studied under scenarios of a changing climate.

Table des matières

Résumé.....	- 1 -
Abstract.....	- 1 -
Table des matières	- 2 -
1. INTRODUCTION	- 2 -
2. DONNEES ET METHODOLOGIE	- 5 -
a) Données.....	- 5 -
b) Méthodologie : localisation de la SPCZ.....	- 6 -
3. CLIMATOLOGIE ET VARIABILITE INTERANNUELLE DE LA SPCZ	- 10 -
a) Climatologie des zones de convergences dans le Pacifique :.....	- 10 -
b) Variabilité interannuelle de la SPCZ	- 14 -
4. INFLUENCE DE LA VARIABILITE DE LA SPCZ SUR LA CYCLOGENESE.....	- 22 -
a) Définitions utilisées pour la cyclogenèse	- 22 -
b) Variabilité de la SPCZ et modification de lieux de cyclogenèse	- 22 -
c) Variabilité de la SPCZ et répartition des variables cyclogénétiques	- 23 -
5. CAPACITE DES MODELES DE CIRCULATION GENERALE A SIMULER LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES CHAMPS FAVORABLES A LA CYCLOGENESE	- 28 -
a) Qualité de la climatologie et de la variabilité interannuelle des champs	- 28 -
b) Organisation de la zone de convergence.....	- 32 -
c) Variabilité de la SPCZ et champs cyclogénétiques	- 32 -
6. CONCLUSIONS.....	- 34 -
REMERCIEMENTS.....	- 35 -
BIBLIOGRAPHIE	- 36 -
Annexes.....	- 37 -

1. INTRODUCTION

Les cyclones tropicaux sont responsables d'une part importante des dégâts matériels et des pertes humaines provoqués par les catastrophes naturelles. Comprendre les fluctuations de l'activité des cyclones tropicaux est donc d'une importance primordiale. De larges variations dans l'activité cyclonique tropicale sont associées à des variations naturelles du climat. La variabilité du climat affecte majoritairement la fréquence et la répartition géographique des cyclones mais aussi certaines de leur caractéristiques comme la durée, la distance parcourue, la forme de la trajectoire. Ainsi, Dans l'Atlantique et le Pacifique Nord, régions où la plupart des études sur les cyclones ont été menées, les variations climatiques liées à la variabilité décennale et à ENSO (El Niño/Southern Oscillation) ont une forte influence sur l'activité cyclonique (Emanuel 2005, Webster et al. 2005).

Comparativement, peu d'études ont eu lieu dans la région du Pacifique sud-ouest, en partie à cause du manque de bases de données fiables. Pourtant, comme toutes les régions côtières, les îles du Pacifique sud-ouest sont souvent densément peuplées et très vulnérables aux effets des cyclones tropicaux qui ont lieu dans la région chaque année entre Octobre et Mai (~10% des cyclones mondiaux). Le Pacifique sud-ouest est directement touché par ENSO aux échelles interannuelles parce qu'il se situe dans la région de la warm pool, le moteur d'ENSO. Bien qu'ENSO soit relativement bien documenté, comprendre ses téléconnexions et impacts sur les cyclones reste un défi. Peu d'études se sont intéressées aux relations entre ENSO et la variabilité cyclonique dans le Pacifique sud-ouest et la plupart reposent sur des relations statistiques entre ENSO, SOI et indices cycloniques (nombre, localisation). Chu (2004) a réalisé un article de synthèse sur les connaissances actuelles du lien entre le phénomène

ENSO et l'activité cyclonique dans les différents bassins. Dans le pacifique sud, il résume ce qui a été mis en évidence par Revell et Goulter (1986) et Basher et Zheng (1995). Comparés à la situation climatologique, les régions de cyclogenèse sont déplacées vers le nord et l'est en moyenne pendant les phases niños et inversement pendant niña. La majeure partie des cyclones dans le sud Pacifique se forment dans le talweg de mousson (Monsoon Trough, MT) qui est défini par un axe de basses pressions et de maximum de vorticité cyclonique. La raison majeure avancée pour expliquer la modulation de la région de cyclogenèse durant el ni o r s de dans les anomalies de vents d'ouest qui se développent autour de l' quateur au cours des  v nements chauds. Ces vents génèrent des anomalies de vorticité cyclonique de part et d'autre de l' quateur qui est favorable au développement des cyclones plus à l'est et plus vers l' quateur de la position climatologique.

Ces relations entre la localisation de génèse des cyclones et les variables climatiques à grande échelle ont été mise en évidence depuis les années 1970. Des analyses statistiques à partir d'observations (Gray, 1979) montrent que les conditions de grande échelle suivantes favorisent la génèse de cyclones tropicaux : vorticité cyclonique des vents dans les basses couches, faible gradient vertical de vent dans la troposphère, humidité relative importante autour de 500hPa et important contenu intégré de chaleur sur les 60 premiers mètres de l'océan. Ces variables sont appelées « variables cyclogen tiques ». Sur la base de cette relation observée, plusieurs indices de potentiel de génèse (GPi) ont été déterminés (Gray, 1979 ; Royer et al, 1998 et Emanuel et Nolan, 2004). Ces indices sont des fonctions déterminées empiriquement liant les variables climatiques de grande échelle et la fréquence de cyclogenèse par bassin. Ces indices ont montré une bonne capacité à reproduire les régions de cyclogenèse et sa variabilité interannuelle. Camargo et al. (2007b) ont démontré que ces indices permettent de reproduire les modifications des régions favorables au développement des cyclones en réponse à ENSO et que les modèles de circulation générale (GCMs) atmosphérique, qui ne reproduisent pas explicitement de cyclones tropicaux, permettaient de reproduire la climatologie des régions de cyclogenèse .

Les variables entrant dans la définition des indices de cyclogenèse sont spatialement distribuées en relation avec la zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ). La zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ) a été très tôt mise en évidence par les observations de précipitation et de nébulosité (Bergeron, 1930) mais a surtout été étudiée depuis les années 1960 avec les premières observations satellites de la couverture nuageuse. La SPCZ est classiquement définie comme une région de maximum de précipitation, de couverture nuageuse totale et de convergence en basses couches et de minimum d'OLR (Kiladis et al, 1989) et est située conjointement à un maximum de SST. Cette zone présente des similitudes avec la zone de convergence intertropicale (ITCZ) qui est localisée vers 5 N dans le Pacifique bien qu'elle présente une organisation spatiale différente : elle se situe à l' quateur dans l'ouest du bassin (côtes de la Papouasie), vers 10 S à la ligne de changement de date et jusqu'à près de 30 S vers 120 W dans le centre-est du Pacifique. Cette position lui confère ainsi à la fois des caractéristiques tropicales et une influence des moyennes latitudes dans sa partie la plus méridionale. Sa localisation est mal comprise. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la configuration particulière de cette zone de convergence. Kiladis (1989) a ainsi suggéré que le continent Australien et les interactions entre dynamique tropicale et dépressions des moyennes latitudes contraignent l'intensité et la forme de la SPCZ. Toutefois cette vision de l'origine de la SPCZ est controversée. Takahashi et Battisti

(2007) ont récemment revisité l'origine de la SPCZ à travers une analyse plus intégrée du climat régional. Ils identifient la langue froide (*cold tongue*) du Pacifique Est comme étant le principal organisateur de la convection dans le Pacifique sud. Vincent (1994) suggère par ailleurs que la présence de gradients de SST déterminant les gradients de pression donc les vents et par suite la convergence d'humidité, véritable condition d'existence de la zone de convection, pourrait être un élément essentiel expliquant l'existence de la SPCZ.

Le but de ce travail est de porter un nouveau regard sur la SPCZ, sa variabilité interannuelle et les relations qui existent entre SPCZ et la cyclogenèse dans la région. A notre connaissance, seule une étude s'est intéressée à la variabilité interannuelle de la SPCZ (Folland et al., 2002). En se basant sur des analyses statistiques entre position de la SPCZ et les modes de variabilité du climat, elle démontre que lors des phases *El niño* la SPCZ est déplacée en moyenne de 2° vers le nord-est et symétriquement vers le sud-ouest lors des phases *La niña*. Mais la physique de la zone de convergence et de sa variabilité interannuelle reste pour le moment mal connue. Dans cette étude, Nous nous attacherons donc à décrire la variabilité de la SPCZ sans présupposer de sa dépendance au phénomène ENSO et à analyser dans un deuxième temps les déterminismes de sa variabilité. Ceci permettra notamment de mettre en évidence le comportement particulier que peut avoir la SPCZ lors d'années qui ne correspondent pas à la classification *niño/niña*. C'est sur la base de cette caractérisation physique de la SPCZ et des modifications interannuelles qui y surviennent que nous établirons l'influence de la SPCZ sur la cyclogenèse dans le Pacifique sud.

Ce travail s'organise comme suit. Dans la partie 2 sont présentées les données utilisées dans cette étude et la méthodologie utilisée pour déterminer la position de la SPCZ. La partie 3 s'attache à décrire la climatologie de la SPCZ et sa variabilité à l'échelle interannuelle. Nous identifions dans cette partie différents types d'années en fonction des caractéristiques de la SPCZ et les regroupons en classes. Ces classes sont ensuite utilisées pour donner une lecture de la variabilité interannuelle des régions favorables à la cyclogenèse dans la partie 4. Finalement, la partie 5 consiste à analyser l'aptitude de cinq modèles couplés (CGCM) à reproduire la variabilité interannuelle des zones de cyclogenèse actuelles.

2. DONNEES ET METHODOLOGIE

a) Données

- **Observations**

- * CMAP

Le jeu de données de précipitations le plus fiable à notre disposition est le jeu de données CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation ; Xie et al, 2007). Il s'agit d'un produit mensuel de précipitations globales à une résolution de 2.5×2.5 degrés de latitude/longitude disponible entre 1979 et 2002. Les précipitations sont reconstruites à partir de données de pluviomètres (*raingauges*) et d'estimations par satellites infrarouges et micro-ondes. Nous prenons ce jeu de précipitation comme nos "observations".

- * PREC

Le jeu de données PREC (*Precipitation REConstruction*) est un champ reconstruit à partir de données de précipitation locales à partir de stations météorologiques et reconstruit ailleurs grâce à une base d'EOFs qui ont été déterminées sur la période instrumentée par des satellites (Chen et al., 2004). Ce champ permet donc de remonter jusqu'aux années 1950 mais offre une précision faible étant donné qu'il ne peut prendre en compte que les modes de variabilité qui ont été observés et oublie certainement des modes de variabilité locaux qui n'ont pas été pris en compte dans les EOFs globales.

- * ISCCP

Nous avons utilisé les données mensuelles de couverture nuageuse ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) qui proviennent d'estimations satellites de la couverture nuageuse à l'échelle globale.

- * OLR

Les données d'OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) proviennent d'observations satellites interpolées spatialement et temporellement sur une base journalière (Liebmann and Smith, 1996). Les données sont disponibles pour la période de 1979 à nos jours et sont distribuées par la NOAA¹.

- * HadISST

Nous utiliserons pour la température de surface de l'océan (SST) le jeu de données mensuel du Hadley Center interpolé : HadISST. Ces données proviennent de mesures in situ et de données satellites interpolées sur une grille d'un degré.

- * Données cyclones

Nous utilisons le jeu de données du *U.S. Navy's Joint Typhoon Warning Center* sur le Pacifique et l'Indien sud. Le jeu de données consiste en une liste de cyclones tropicaux répertoriés depuis les années 50 même si les données ne doivent être considérées comme "fiables" que depuis les années 1970 avec l'observation et la répertorisation systématique de tous les cyclones par satellites. Pour chaque cyclone sont reportés : la position toutes les six heures, la vitesse du vent estimée, le numéro du cyclone dans la saison.

- **Réanalyses atmosphériques**

Nous utilisons des données de réanalyses car elles offrent un jeu de données riche et cohérent permettant de comprendre les relations entre les différents champs participant à

¹ National Oceanic and Atmospheric Administration

définir la SPCZ. Les réanalyses utilisées ici sont ERA40, NCEP1 et NCEP2 ; toutes utilisent des données de mesure de l'état de l'atmosphère et de l'océan (radiosondes, ballons, avions, bouées, satellites) et les assimilent dans un GCM pour donner des champs globaux à haute résolution spatiale et temporelle présentant l'avantage d'être physiquement cohérents les uns avec les autres.

- ERA40 est une réanalyse mise à disposition par ECMWFⁱⁱ sur la période 1957-2002, les champs utilisés sont les moyennes mensuelles sur une grille de $1,125^\circ \times 1,125^\circ$.
- NCEP1 et NCEP2ⁱⁱⁱ, réanalyses de la NOAA, ont des données depuis 1948, sur une grille de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

De chaque réanalyse, nous utilisons les vents à 850 et 200 hPa pour définir la vorticité et la convergence de basse couche ainsi que le cisaillement vertical de vent dans la troposphère, l'humidité entre 500 et 700hPa, la pression de surface (slp), les précipitations pour comparaison aux observations.

• Modèles couplés de circulation générale

Nous avons utilisé les sorties de plusieurs modèles de circulation générale (GCMs) publiées pour le rapport du GIEC^{iv} AR4. Dans la partie 5 nous commenterons la capacité des 5 modèles ci-dessous à reproduire la variabilité interannuelle de la SPCZ :

- Modèle du CNRM^v, atmosphère Arpège, océan OPA 8.1,
- Modèle du GFDL^{vi}, atmosphère AM 2.1, océan OM 3.1,
- Modèle de l'IPSL^{vii}, atmosphère LMDZ, océan ORCA2,
- Modèle du MPI^{viii}, atmosphère ECHAM 5, océan OM L41,
- Modèle du UKMO^{ix}.

Pour chaque modèle nous utilisons les variables nécessaires à définir la SPCZ et au calcul de l'indice de Gray modifié par Royer.

• Preprocessing

Lors de la définition de la SPCZ par différentes variables susceptibles d'être un bon proxi de la SPCZ nous avons au préalable interpolé tous les champs par interpolation bilinéaire sur une grille identique $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. En effet lors de la recherche du maximum sur un champ à chaque longitude, la variabilité est sensible au degré de détail (résolution) du champ.

Lors de l'analyse de l'organisation de la zone de convergence et pour le calcul des indices de cyclogenèse (partie 4) qui s'est faite avec les données ERA40, nous avons projet  toutes les variables utilisées sur la grille d'ERA40 $1,125^\circ \times 1,125^\circ$.

b) Méthodologie : localisation de la SPCZ

Comme nous l'avons vu en introduction la SPCZ est caractérisée par un maximum de précipitations, de couverture nuageuse, de convergence dans les basses couches et un minimum d'OLR. Nous avons donc utilisé ces champs afin de qualifier sa position et nous

ⁱⁱ European Center for Medium-Range Weather Forecasts

ⁱⁱⁱ National Center for Environment Prediction

^{iv} Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat

^v Centre National de la Recherche Météorologique

^{vi} Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

^{vii} Institut Pierre-Simon Laplace

^{viii} Max Planck Institute

^{ix} United Kingdom Met Office

avons comparé les localisations résultantes. Pour définir la position de la SPCZ nous repérons la latitude du maximum à chaque longitude, dans une région définie entre l'équateur et 30°S et entre 30°E et 120°W. Cette région inclut l'océan Indien, ce qui permettra d'effectuer un parallèle entre la SPCZ et une région similaire observée dans l'océan Indien Sud et ainsi d'avoir un point de comparaison pour la variabilité de la position de la zone de convergence.

L'observation des champs nous indique que la SPCZ n'est présente que pendant les mois de Novembre à Avril, même si une petite zone de convergence reste visible pendant l'été boréal entre 0°S-150°E et 10°S-180°E (figure 3.1.a). Toutefois la SPCZ ne conserve des propriétés (intensité et localisation) homogènes que pendant les mois de Décembre à Février ; la position de la SPCZ sera donc évaluée à partir des champs moyens sur ces trois mois.

- **Choix de la variable permettant de résumer au mieux la position de la SPCZ**

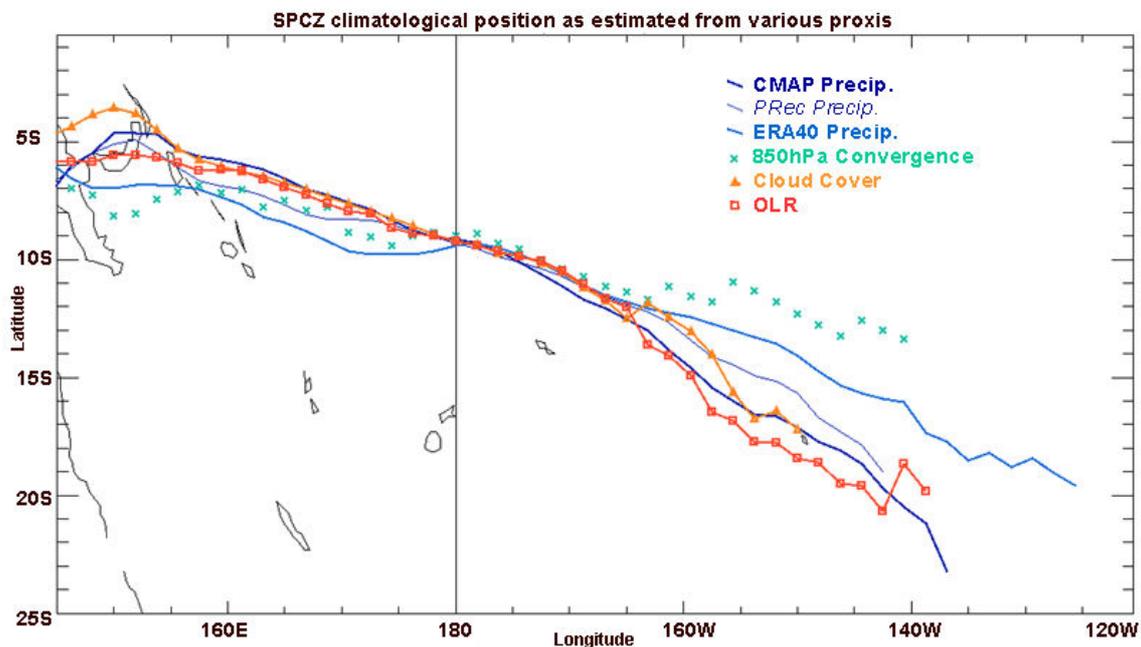


Figure 2.1 - Position climatologique (DJF) de la SPCZ estimée par différents champs : précipitations, convergence à 850hPa, couverture nuageuse totale et OLR. On note le bon accord entre les champs notamment entre 160°E et 165°W)

La figure 2.1 montre les positions de la SPCZ donnée par les différents champs utilisés comme *proxis*. La position donnée est relativement stable mais tous les champs ne présentent pas les mêmes avantages à l'utilisation :

Le champ de couverture nuageuse totale donne une position climatologique de la SPCZ peu bruitée mais présentant parfois un défaut dans la zone la plus méridionale où les systèmes nuageux des moyennes latitudes peuvent introduire des biais dans la définition de la SPCZ : pour certaines années, la SPCZ est repérée plus au sud que la limite de notre domaine (ou bien collée au bord du domaine) et nous devons alors éliminer ces valeurs : il en résulte un biais à l'est de 165°W (figure 2.1). Même si cette variable est disponible grâce à des observations satellites fiables car peu retraitées, elle n'est pas toujours donnée par les sorties de modèles ce qui est un inconvénient lorsque l'on voudra comparer nos données d'observations aux sorties de modèles de circulation générale. Le raisonnement est le même avec le champ d'OLR qui

n'est pas toujours disponible dans les sorties de modèles et dépend beaucoup des paramétrisations du schéma convectif.

Le champ de divergence en basse couche est très bruité, même à l'échelle saisonnière (fig 2.2), et nous donne une position de la SPCZ peu fiable en raison :

- de trous dans la bande de convergence aboutissant à des positions du maximum de convergence hors de la bande principale ; ce défaut n'est que passablement corrigé par lissage spatial du champ avant recherche du maximum (voir figure 2.2),
- de la présence du défaut de la double ITCZ dans les sorties de réanalyses ERA40 et NCEP qui placent une zone de convergence forte au Sud de l'équateur entre 140°W et 80°W ce qui donne parfois une position de SPCZ irréaliste au vue des observations.

De plus il n'existe pas de jeu de données de vents de surface fiables couvrant de longues séries temporelles : ERS et QuickSCAT ne permette de remonter au mieux que jusqu'à l'année 1993.

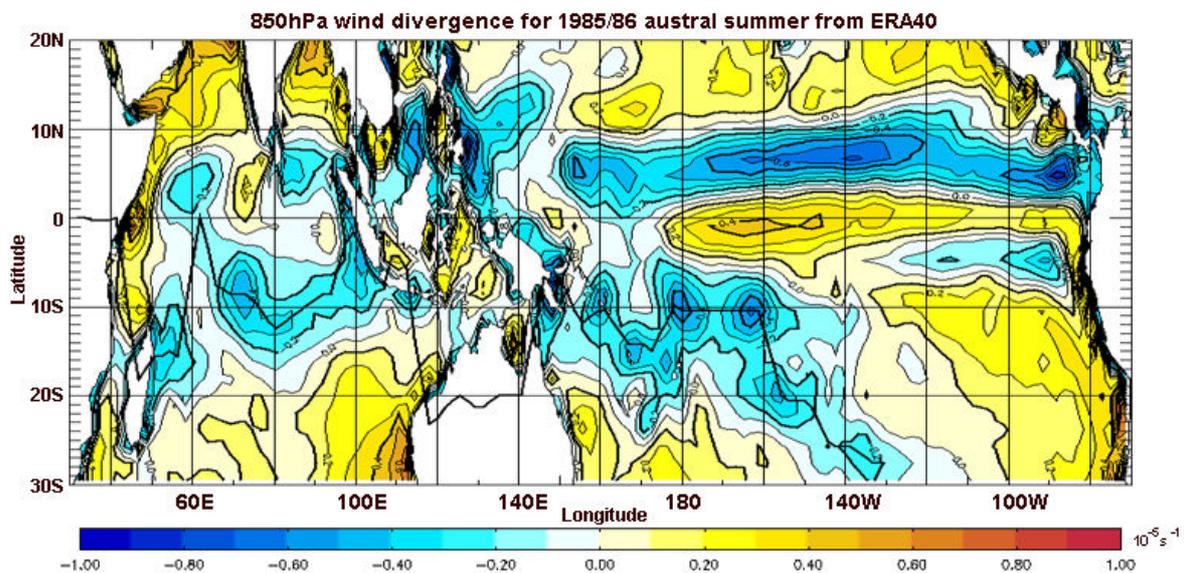


Figure 2.2 - Exemple de champ de divergence (été austral 1985-1986) et position de la SPCZ repérée par maximum de convergence à chaque longitude (ligne noire). On remarque le caractère bruité du champ et donc de la position de la SPCZ ainsi que le problème de la double ITCZ autour de 5S / 140W-90W dans l'Est du bassin.

Les champs de précipitation sont disponibles de manière fiable depuis les années 80 (CMAP) et sont aussi disponibles pour les réanalyses NCEP et ERA40. On remarque un biais dans les réanalyses à une surestimation de la quantité de précipitations globales ainsi qu'un biais plaçant des précipitations trop intenses le long des côtes de Papouasie Nouvelle Guinée à défaut des précipitations équatoriales sur la *Warm pool* observées dans CMAP. La variable précipitation présente l'avantage d'être donnée par toutes les sorties de modèle et de posséder des données de références provenant de pluviomètres sur les îles du Pacifique depuis les années 50 : les observations satellites ont donc été largement validées par le passé. La précipitation est un bon marqueur de la position de la SPCZ car il marque la convergence d'air en basse couche et donc la convergence d'humidité qui rend possible la convection profonde responsable de la plupart des précipitations dans la région.

Finalement, les champs de précipitation paraissent les plus adaptés pour définir la position de la SPCZ. **Nous définirons donc la SPCZ comme la latitude entre 0 et 30°S du maximum de précipitation repéré à chaque longitude** entre 140°E et 120°W, avec comme condition que le point repéré ait une valeur de précipitation mensuelle supérieure à 0.18 m/mois ; si des points sont manquant entre 150°E et 150°W (pas de maximum identifié), ils sont linéairement interpolés entre leurs voisins.

- **Choix de la meilleure réanalyse pour mener l'étude globale sur la physique de la zone de convergence**

Nous utilisons des données de réanalyses car elles offrent un jeu de données riche et cohérent permettant de comprendre les relations entre les différents champs participant à définir la SPCZ. Afin de valider les différentes réanalyses disponibles et leurs aptitudes à reproduire le climat de la région, nous comparons les positions de la SPCZ telles que décrites par les champs de précipitation issus de différentes réanalyses (ERA40 et NCEP) et des données CMAP.

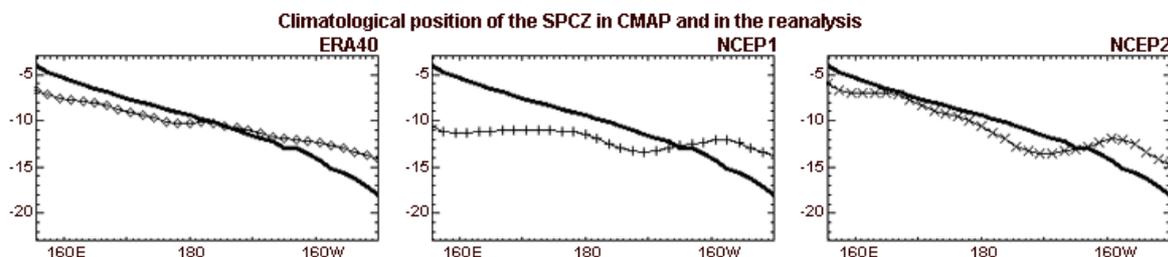


Figure 2.3 - Comparaison des positions climatologiques de la SPCZ donnée par les différentes réanalyses (ERA40, NCEP1 et NCEP2) aux observations CMAP (trait épais).

La figure 2.3 montre que les réanalyses ont tendances à représenter une SPCZ trop zonale. Ceci provient de la tendance qu'ont tous les modèles atmosphériques à générer une « double ITCZ ». Ce défaut est très marqué pour la réanalyse NCEP1 et discrédite donc cette source de données pour l'étude de la SPCZ. Dans ERA40, la position de la SPCZ montre un faible biais à la zonalité (maximum de précipitation trop au sud du côté ouest et trop au nord côté est de la ligne de changement de date) ; ce défaut d'ERA40 est seulement observé dans la SPCZ alors que dans l'Indien Sud et le Pacifique Nord les deux champs de précipitation sont en meilleur accord.

La comparaison entre les "observations" CMAP et les réanalyses permet d'avoir une idée de la distance entre le comportement d'un modèle haute résolution forcé par les observations et ces mêmes observations ; ceci précise les attentes que nous devons avoir concernant le degré de fiabilité des GCMs (partie 5).

ERA40 et NCEP2 montrent tous deux des capacités semblables à reproduire la climatologie de la position de la SPCZ, cependant la partie 3.b montrera que NCEP2 a une plus faible aptitude à reproduire la variabilité interannuelle de la position de la SPCZ. Par la suite, nous travaillons sur les champs produits par la réanalyse ERA40 car ils présentent le meilleur accord aux observations.

3. CLIMATOLOGIE ET VARIABILITE INTERANNUELLE DE LA SPCZ

a) Climatologie des zones de convergences dans le Pacifique :

Les zones de convergence intertropicales sont présentées sur la figure 3.1 en été pour chaque hémisphère : de Juin à Aout (JJA) pour l'hémisphère Nord et de Décembre à Février (DJF) pour l'hémisphère Sud. La zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ) se situe entre 140°E et 140°W partant en diagonale de l'équateur jusqu'à 30°S. Les précipitations au sein de la SPCZ sont composées majoritairement de précipitations convectives, dont l'origine est la convection profonde.

Cette zone d'intenses précipitations contraste avec une zone sèche dans l'est du bassin. Or comme nous l'avons vu en introduction, cette zone sèche pourrait être de première importance dans la localisation de la SPCZ (Takahashi et Battisti, 2007). Cette région de la "langue froide" du Pacifique équatorial est caractérisée par une subsidence de grande échelle, de forts vents alizés et un upwelling océanique équatorial et côtier. Ces conditions inhibent la convection profonde dans cette région où se produit une forte évaporation qui permet un apport d'humidité vers l'ITCZ et la SPCZ vers où convergent les alizés depuis cette région. La répartition des précipitations dans le Pacifique et la présence de la SPCZ ne peuvent donc être expliqués qu'en tenant compte du contexte sur le bassin entier.

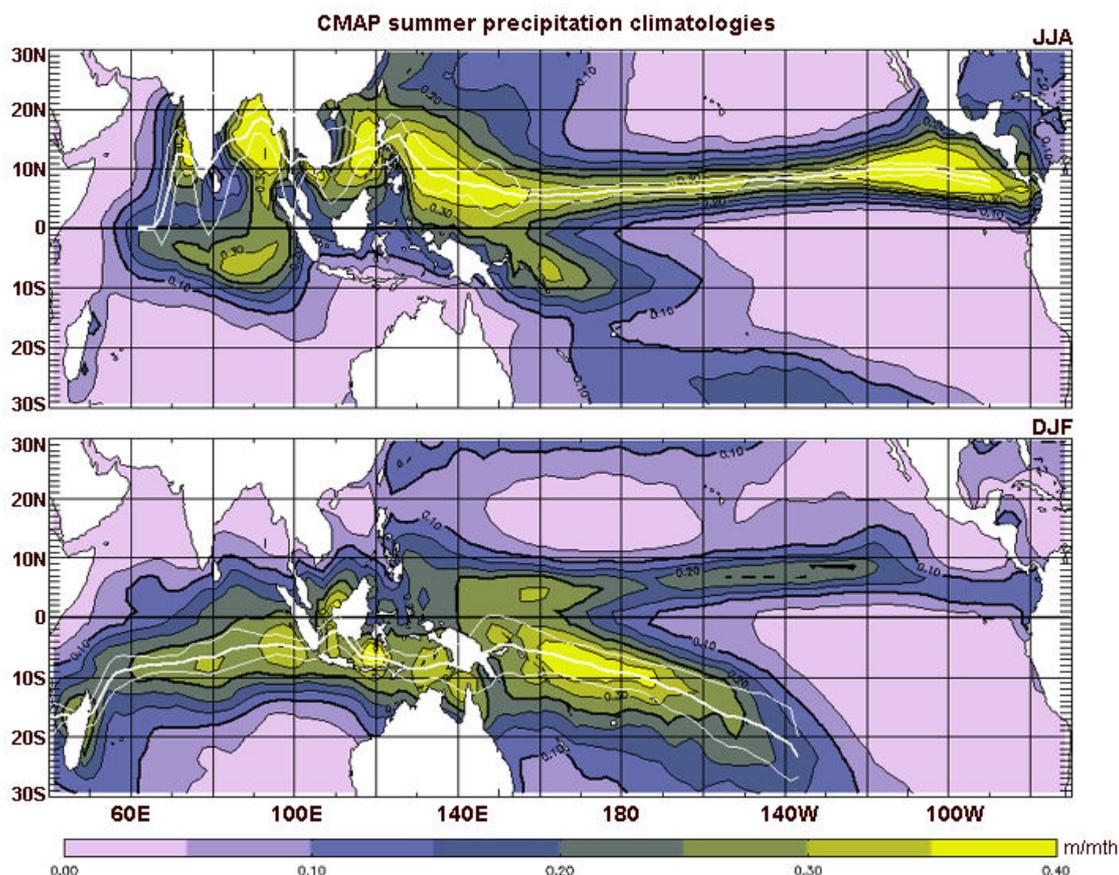


Figure 3.1 - Cartes de précipitations (CMAP) climatologiques dans l'indopacifique en été de chaque hémisphère. La ligne blanche épaisse marque la moyenne des positions de la SPCZ et de l'ITCZ, les lignes fines sont placées à +/- un écart-type de cette position à chaque longitude.

Afin de comprendre l'organisation de la SPCZ, les raisons de son existence et de sa variabilité il est nécessaire d'analyser en parallèle les variables climatiques qui lui sont associées.

La température de surface de l'océan (SST) semble être un forçage primordial pour la SPCZ, notamment pour son orientation. La langue d'eau chaude dans le Pacifique Sud présente une orientation semblable à celle de la SPCZ (figure 3.2). La même correspondance se vérifie aussi dans l'hémisphère Nord. Une SST importante favorise l'instabilité verticale, condition nécessaire à la convection profonde. Lindzen et Nigam (1987) ont montré que, plus que la SST, ce sont les gradients de SST qui sont primordiaux pour déterminer la localisation des zones de convection profonde car ils influencent directement les convergences de vent et en conséquence d'humidité en basse couche qui est la véritable condition nécessaire à la convection profonde. Ainsi, Lindzen et Nigam (1987) comparent l'effet de la convergence par gradients de SST à celui de la libération de chaleur latente par la convection sur la convergence de basse couche et concluent que les gradients de SST ont un rôle plus important sur la convergence.

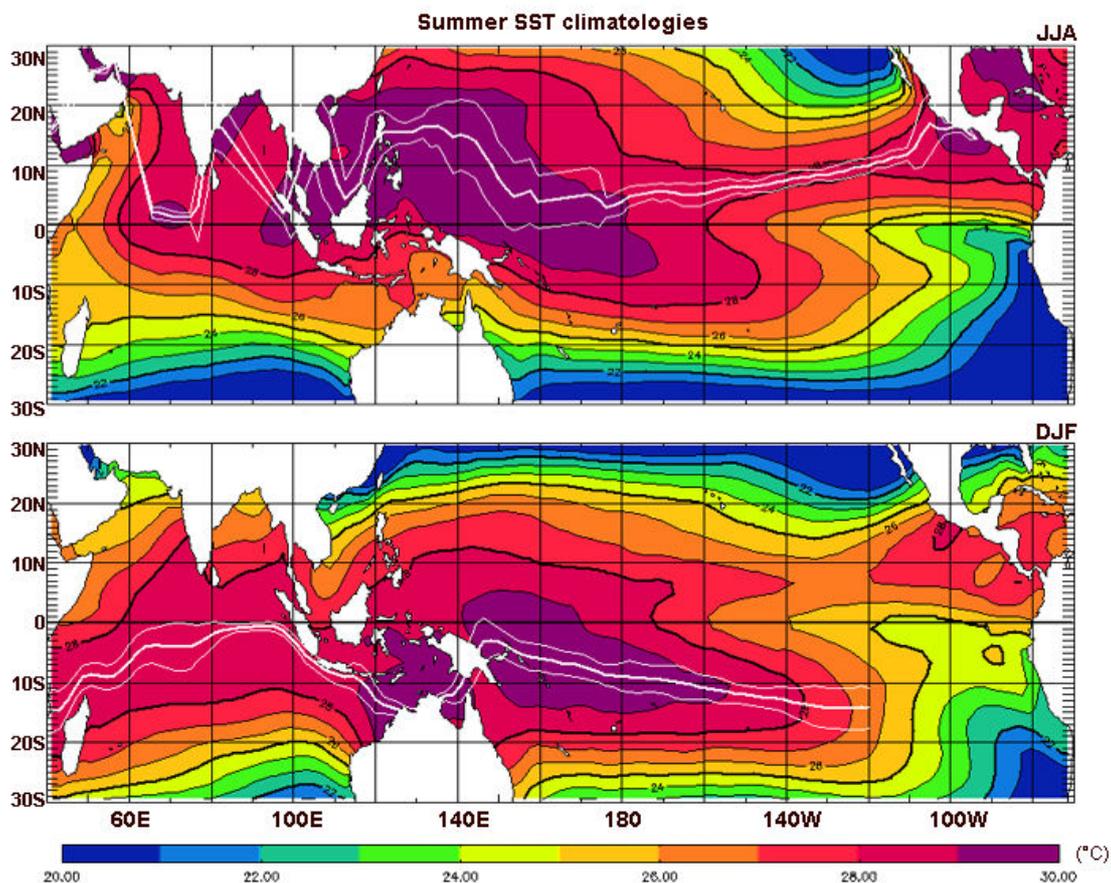


Figure 3.2 - Champs de SST climatologiques dans l'indopacifique en été de chaque hémisphère. La ligne blanche épaisse marque la moyenne des positions du maximum de SST dans chaque hémisphère, les lignes fines sont placées à +/- un écart-type de la position moyenne.

Les cartes de SST et de vents en basse couche sont à commenter en parallèle, en effet il existe une rétroaction entre la SST et les vents de surface : les gradients de SST contraignent en partie la direction des vents de surface en créant des gradients de pression. Les vents en retour modifient le champ de SST par advection océanique et par des mécanismes générant des upwellings (ondes équatoriales ou divergence en surface) modifiant la structure verticale de la température de la mer.

Nous utilisons les sorties des réanalyses ERA40 comme jeu de données de vent en basse couche (à 850hPa) pour la période commune à CMAP : 1979-2002. Les vents climatologiques pour les étés boréal et austral sont présentés sur la figure 3.3 présentant la vorticité à 850hPa et les vecteurs vents à 850hPa.

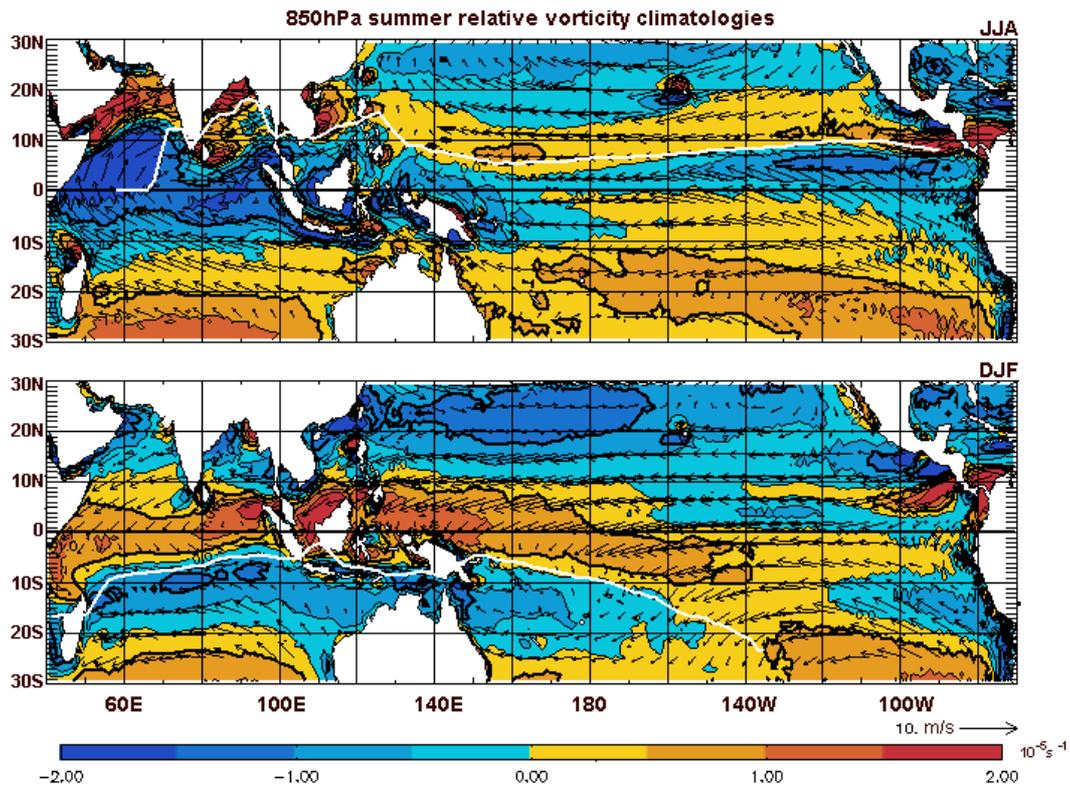


Figure 3.3 - Champs de vorticité (couleur) et champs de vents (vecteurs) climatologiques dans l'indopacifique en été de chaque hémisphère. La ligne blanche rappelle la position de la SPCZ (fig. 3.1). Il est important de noter que la vorticité cyclonique correspond à une vorticité relative positive (resp. négative) dans l'hémisphère Nord (resp. Sud).

La position de la ligne de maximum de précipitation par rapport au champ de vorticité est intéressante : dans la région de la SPCZ, le maximum de précipitations est clairement colocalisé avec le zéro du champ de vorticité alors que cela n'est pas exactement le cas dans l'Océan Indien. Dans la bibliographie, les zones de convergence intertropicale sont décrites comme des « bandes de maximum de précipitation, convergence en basse couche, basses pressions et vorticité cyclonique » ; il y a ici une définition prêtant à confusion nécessitant des précisions. Chan et Evans (2002) décrivent deux régions dans la zone de convergence des vents en basse couche du Pacifique nord-ouest ayant une organisation différente. D'un côté, le talweg de mousson (Monsoon Trough MT) correspond au minimum de pression et au maximum de vorticité cyclonique. Dans cette région, les vents de mousson traversant l'équateur et changeant de direction en changeant d'hémisphère sont responsables de la convergence en rencontrant les alizés. D'autre part une région de convergence due à la confluence des vents alizés d'un hémisphère et de l'autre mais conservant tous deux une composante zonale vers l'ouest : le *Trade Wind Trough*. Chan et Evans appellent « confluence point » le point de l'ITCZ où s'opère cette transition de régime (schéma 1). Il est aussi possible de définir un point de confluence dans le Pacifique sud comme le point de la SPCZ où les vents changent d'une composante ouest à une composante est entre la SPCZ et l'équateur.

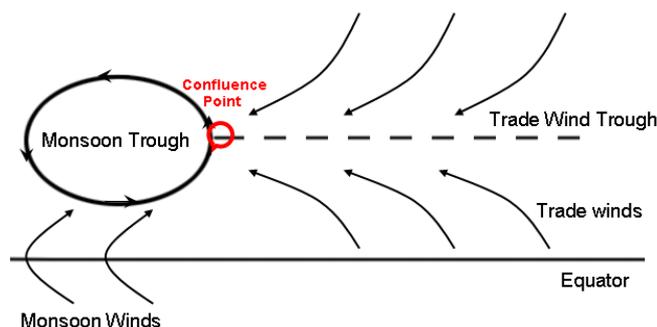


Schéma 1 - Organisation de la zone de convergence du Pacifique nord-ouest (d'après Chan et Evans, 2002)

Le MT est en continuité avec l'ITCZ dans le Pacifique nord-ouest : ils correspondent tous deux à une partie de l'axe du maximum de précipitations. Dans la région de la SPCZ, l'axe de basse pression coïncide avec l'axe du maximum de vorticité cyclonique entre 10 et 20°S et 140°E jusqu'à 180° en moyenne climatologique. Ici le MT ne correspond pas au maximum de précipitation ; à la différence du Pacifique nord-ouest nous devons souligner une différence entre talweg de mousson et SPCZ dans le Pacifique sud. Pour mieux visualiser cette différence d'organisation, la figure 3.4 met en parallèle la position moyenne du maximum de chaque champ pour les saisons DJF en hémisphère sud et JJA en hémisphère nord.

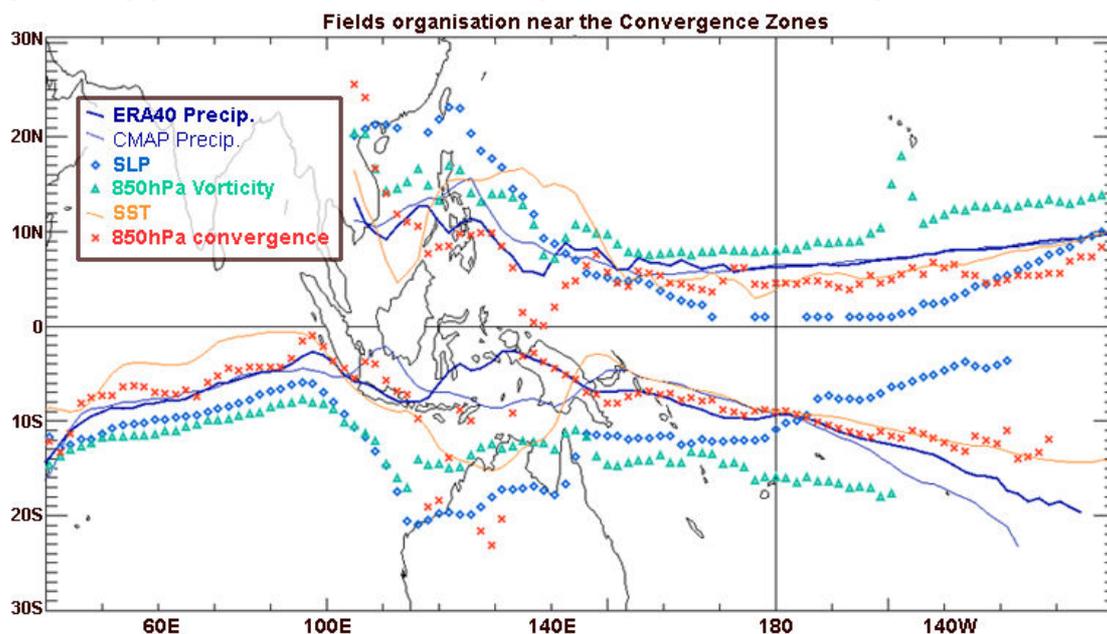


Figure 3.4 - Organisation des zones de convergence. Chaque ligne correspond à la position moyenne du maximum d'un champ en été. Le "talweg de mousson" (MT) correspond à l'axe basse pression-vorticité cyclonique ; noter l'agencement différent du MT et de la SPCZ par rapport au Pacifique nord.

L'Océan Indien sud présente une organisation de sa zone de convergence simple et en accord avec les descriptions rencontrées dans la bibliographie : ici le maximum de précipitation correspond au maximum de convergence, lui-même situé au sud du maximum de SST et au nord du minimum de pression de surface et du maximum de vorticité.

Dans le Pacifique sud l'organisation de la zone de convergence est sensiblement identique à l'ouest de 180° où le même ordonnancement est observé. Cependant le talweg et le maximum de vorticité ne sont pas associés à la zone de convergence, ils sont situés largement au sud de la zone de précipitation. Autour de 180° et à l'est de cette longitude, l'organisation de la SPCZ change : le minimum de pression marquant le talweg se rapproche de l'équateur et le maximum de précipitations de CMAP se décale bien au sud du maximum de SST (alors

qu'il est colocalisé avec la SST à l'ouest de 180°). On remarque que le changement de comportement est localisé à la longitude du point de confluence, cette observation est confirmée dans la variabilité interannuelle.

b) Variabilité interannuelle de la SPCZ

Sur la figure 3.1, la ligne blanche épaisse marque la position moyenne du maximum de précipitations et les lignes fines marquent la position de la moyenne +/- un écart-type, donnant une idée de la dispersion et donc de la variabilité interannuelle. Dans le Pacifique sud, la variabilité de la position du maximum de précipitation est importante avec un écart-type de l'ordre de 4° de latitude entre 160°E et 170°W jusqu'à 5° de latitude dans sa partie sud-est et dans sa partie nord-ouest. De manière concrète, la variabilité interannuelle de la SPCZ est illustrée par la figure 3.5 où l'on voit les champs de précipitations lors d'années aux comportements différents. Comme décrit par Folland et al. (2002) cette variabilité correspond en premier lieu à des déplacements nord-est / sud-ouest de la bande de précipitation en lien avec ENSO (année 1983/84 par exemple). Nous remarquons qu'il existe quelques années où la modification de position ne correspond pas à cette logique : par exemple l'année 1997/98 montre une SPCZ quasiment zonale. Par la suite nous définissons une méthode permettant de classer les années en fonction des types de structures interannuelles de la SPCZ que nous avons observé.

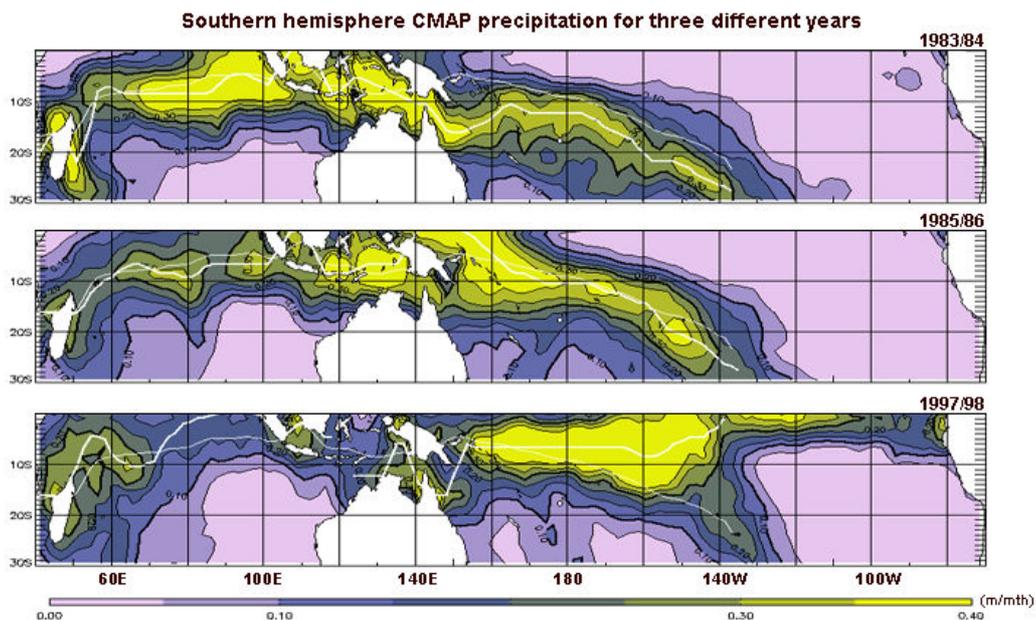


Figure 3.5 - Champs de précipitations dans l'hémisphère sud pour trois années au comportement de la SPCZ différents. La ligne épaisse montre la position de la SPCZ telle que déterminée à l'année correspondante, la ligne blanche fine rappelle la position climatologique. 85/86 apparaît comme une année "classique", en 83/84 la SPCZ est située au sud de sa position moyenne et en 97/98 la SPCZ devient zonale (classe asymétrique).

- **Classification du comportement des années**

Afin de mieux quantifier la variabilité interannuelle de la position de la SPCZ, nous repérons la latitude moyenne et l'excursion de la SPCZ (anomalie de latitude par rapport à la position climatologique) dans quatre zones de 15° de longitude :

- boîte 1 entre 150°E et 165°E,
- boîte 2 entre 165°E et 180°E,
- boîte 3 entre 180° et 165°W,
- boîte 4 entre 165°W et 150°W.

Ces quatre indices permettent de résumer les deux critères principaux de la variabilité interannuelle de la SPCZ : le déplacement nord-est / sud-ouest et la modification d'orientation (angle que fait la SPCZ par rapport à une latitude constante). La figure 3.6 montre les excursions de la SPCZ dans les différentes boîtes définies ci-dessus pour ERA40 et NCEP2 versus CMAP. On constate que la capacité d'ERA40 à reproduire la position de la SPCZ dans les boîtes 1 et 4 est relativement faible alors qu'elle est bien meilleure pour les boîtes 2 et 3 (corrélations proches de 0,8).

Remarque : NCEP2 montre des capacités médiocres pour reproduire les excursions de SPCZ. Ceci est un argument en faveur de l'utilisation d'ERA40 pour l'étude de la variabilité interannuelle dans la région.

Les anomalies de latitude de la SPCZ ont été calculées pour chaque année et comparées par mois ; on observe que les mois de Décembre à Février ont un comportement relativement homogène alors que le mois de Novembre montre des excursions de SPCZ zonales très faibles et les mois de Mars et Avril montrent des zones de précipitations peu organisées. Cette observation justifie l'utilisation de la position de la SPCZ sur DJF pour la caractérisation du comportement de toute la saison cyclonique (été austral).

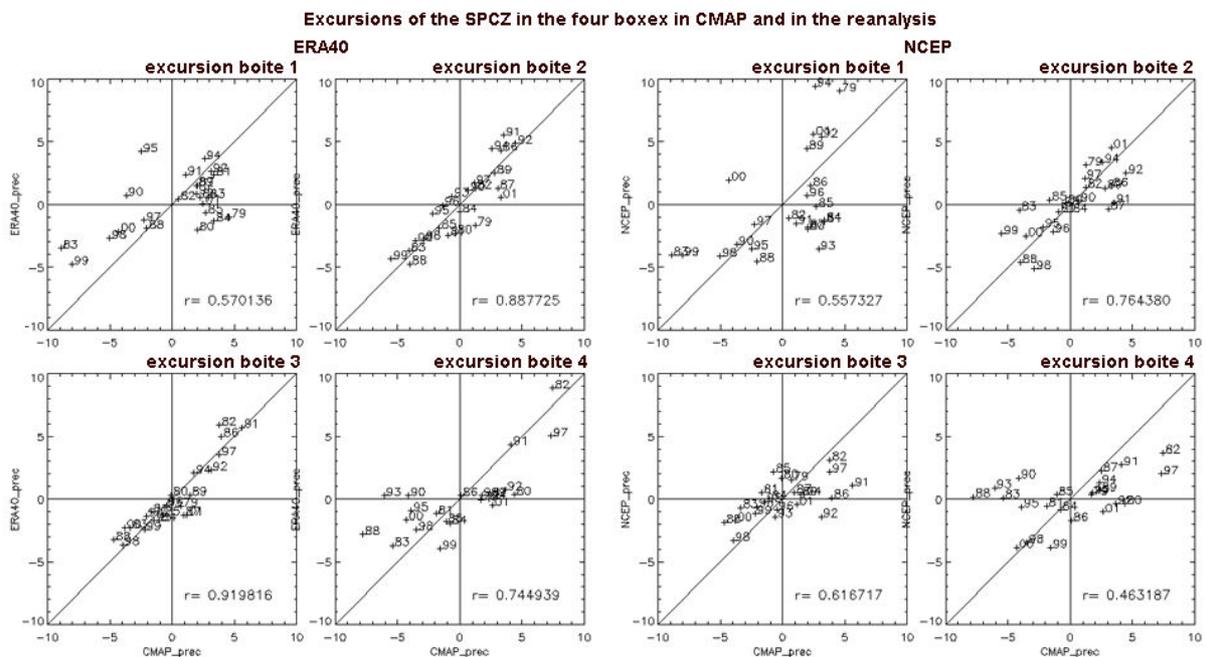


Figure 3.6 - Anomalies de latitudes dans les quatre boîtes de longitudes couvrant l'extension de la SPCZ pour les réanalyses ERA40 (à gauche) et NCEP2 (à droite) versus CMAP. On note la bonne corrélation CMAP/ERA40 pour les boîtes 2 et 3.

Par la suite nous nous focaliserons sur les boîtes 2 et 3 en remarquant qu'elles seront plus pertinemment comparées aux autres champs sortis de la réanalyse ERA40. En effet la présence des côtes de PNG par exemple induit des différences entre champs observés et sortant d'ERA40. D'autre part, ces indices suffisent à caractériser l'excursion moyenne ainsi que la modification interannuelle d'orientation de la SPCZ.

Le graphique des excursions latitudinales sur les boîtes 3 vs 2 de la figure 3.7.b est utilisé comme base de la classification des années par leur position de SPCZ. Il existe une certaine linéarité entre les comportements dans les boîtes 2 et 3 ce qui indique qu'une grande partie des années se caractérisent par une anomalie du même signe vers le nord-est ou le sud-ouest pour toute la SPCZ. Trois années échappent à cette relation linéaire et montrent une faible anomalie sur la boîte2 et une anomalie positive sur la boîte3. Cette remarque sert de base à la

classification des années pour rendre compte du type de SPCZ rencontrée. Une première classification sépare les années où l'excursion est positive /négative /neutre sur les deux boites simultanément (comportement linéaire) en trois classes avec pour valeurs seuils une excursion latitudinale de plus ou moins un demi écart-type par rapport à la position climatologique. Une quatrième classe est constituée des années pour lesquelles l'orientation de la SPCZ devient zonale : excursion asymétrique ; l'orientation étant évaluée par la différence entre l'anomalie d'excursion sur la boite 3 et la boite 2. Les années sont placées dans cette classe lorsqu'elles sont à la fois classées dans la catégorie positive ($\overline{box2 + box3} > \text{stddev}(\overline{box2 + box3})/2$) et ont une pente inférieure à la pente moyenne d'un demi écart-type ($box3 - box2 > \text{stddev}(box3 - box2)$) (figure 3.7.c).

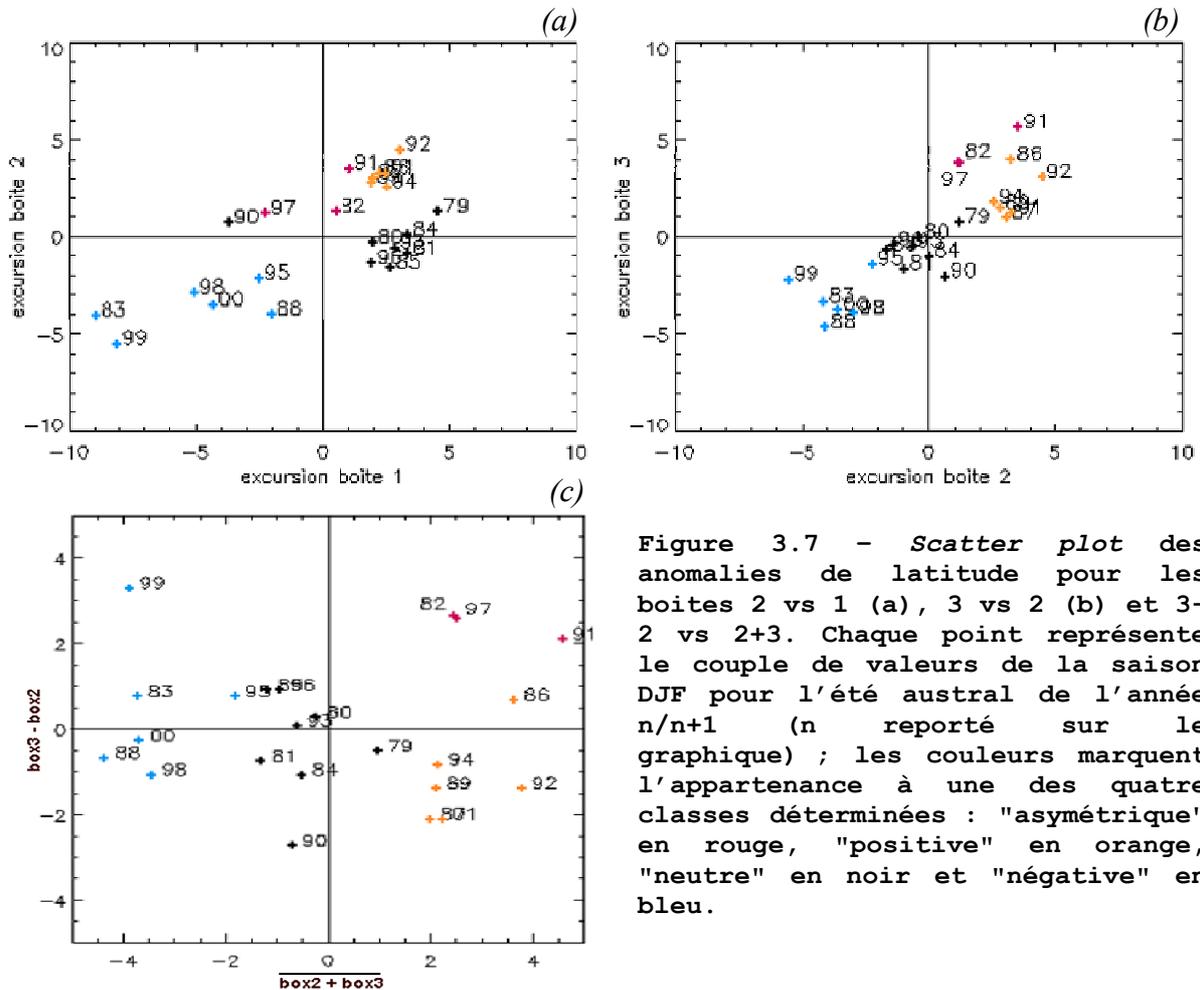


Figure 3.7 - Scatter plot des anomalies de latitude pour les boites 2 vs 1 (a), 3 vs 2 (b) et 3-2 vs 2+3. Chaque point représente le couple de valeurs de la saison DJF pour l'été austral de l'année n/n+1 (n reporté sur le graphique) ; les couleurs marquent l'appartenance à une des quatre classes déterminées : "asymétrique" en rouge, "positive" en orange, "neutre" en noir et "négative" en bleu.

Remarque : dans le plan boite2 vs boite1 (figure 3.7.a), bien que la classification ait eu lieu par rapport au plan 3vs2, il est intéressant de remarquer qu'il existe tout de même une organisation des années par classe selon le comportement suivant :

- les années "négatives" sont caractérisées par une excursion négative sur les deux axes
- les années "positives" et "neutres" sont caractérisées par une excursion identique sur l'axe 1 mais se différencient sur l'axe 2
- les années "asymétriques" sont caractérisées par une excursion sur la boite 1 égale à la moyenne climatologique, on remarque que cette moyenne climatologique ne correspond en fait pas à un comportement moyen des années mais le maximum de précipitation sur cette région (149-164°E) est localisé soit proche de l'équateur, soit proche des côtes de Papouasie Nouvelle Guinée (PNG).

Les quatre classes ainsi constituées permettent de simplifier l'étude de la variabilité interannuelle à quatre comportements distincts et représentatifs des grandes modifications qui affectent le Pacifique Sud.

- **Caractérisation des classes**

Ces classes étant représentatives de la variabilité du climat du Pacifique sud, nous étudions les différences qui les caractérisent concernant le comportement physique de la zone de convergence ainsi que la répartition des variables favorables à la cyclogénèse.

La figure 3.8 montre les composites du champ de précipitation sur la base de la classification précédemment décrite. Cette figure confirme le déplacement depuis le sud-ouest vers le nord-est de la zone de précipitation de la classe "négative" à la classe "positive". La classe "asymétrique" confirme son caractère singulier et montre une zone de précipitation zonale entre 160°E et 160°W associé à une quasi-disparition de l'ITCZ dans le Nord du Pacifique. Le point de confluence est placé sur chaque figure. Les vents de mousson présentent une extension longitudinale croissante depuis la classe "négative" où ses vents ne sont pratiquement pas présents dans le Pacifique sud jusqu'à la classe "asymétrique" où la mousson s'étend jusqu'à 150°W.

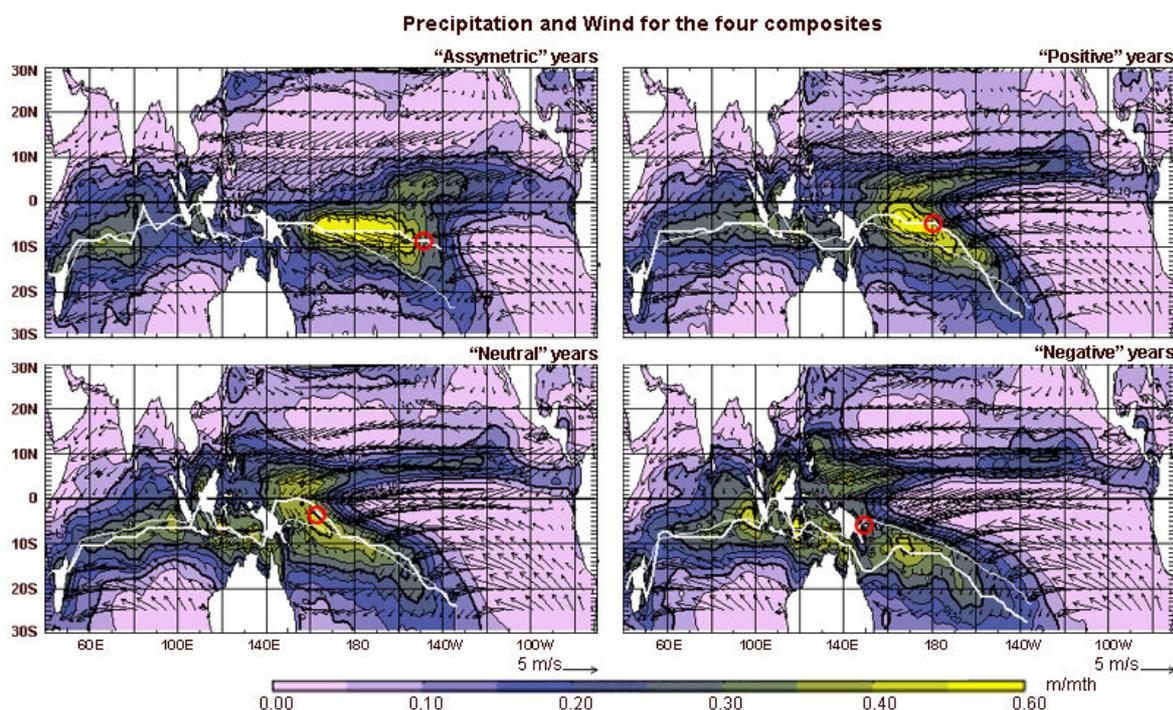


Figure 3.8 - Champs de précipitations (couleur) et vents (vecteurs) pour les quatre types d'années : asymétrique, positive, neutre et négative. La ligne blanche épaisse marque la position de la SPCZ pour le composite correspondant et la ligne blanche fine rappelle la position climatologique. Le cercle rouge marque la position du point de confluence.

La figure 3.9 montre l'intérêt de différencier la classe "asymétrique" de la classe "positive" qui contiennent les années usuellement regroupées sous le termes des années *El Niño*. Ces années ont des anomalies de SST visiblement d'une amplitude différente bien que de même structure. Le fait de regrouper les années de ces deux classes peut conduire à une vision biaisée de l'influence d'un évènement niño moyen. On reconnaît la signature en température des évènements niño forts définis par Lengaigne et al. (2006) dans la classe "asymétrique" et la signature des évènements niño modérés et affectant le centre du bassin seulement dans la classe "positive".

Sur la figure 3.9 les anomalies de vent par rapport à la situation climatologique sont tracées en vecteurs. Ces anomalies sont en bon accord avec la réponse de l'atmosphère à une anomalie de température centrée sur l'équateur décrite dans le modèle de Gill : une circulation cyclonique dans les deux hémisphères avec convergence équatoriale des vents du côté ouest de l'anomalie chaude correspondant à la structure d'une onde de Rossby et une absence de réponse du côté est qui a déjà été observée mais n'est pas expliquée. Ces anomalies de vents sont de première importance pour modifier les conditions climatiques favorables à la cyclogenèse.

Remarque : l'anomalie de vents suivant l'anomalie de SST confirme que le comportement de l'atmosphère à une anomalie de température de surface peut être vu comme linéairement dépendant de différents forçages.

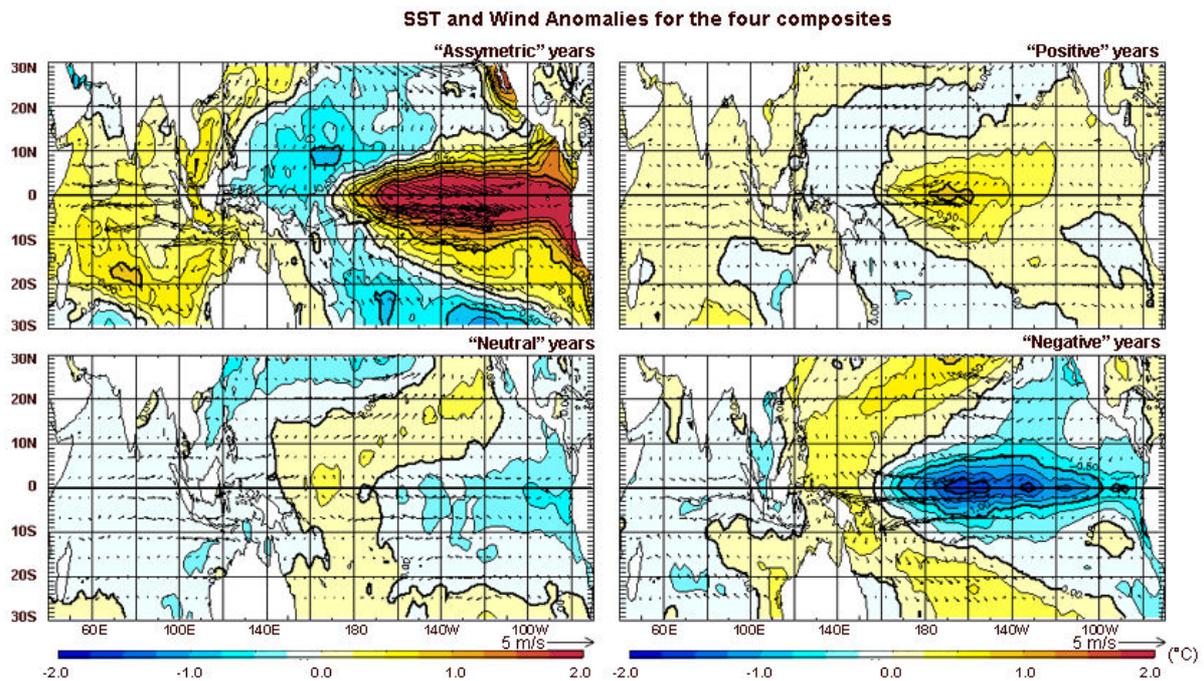


Figure 3.9 - Champs d'anomalies de SST (couleur) et d'anomalies de vents (vecteurs) pour les quatre types d'années : asymétrique, positive, neutre et négative. Noter la différence d'amplitude de l'anomalie de SST pour les classes asymétrique et positive.

- **Corrélations entre la SPCZ et les autres champs**

Nous remarquons que les structures spatiales des anomalies de SST dans le Pacifique pour les classifications par la SPCZ et par le phénomène ENSO sont proches. La figure 3.10 montre les séries temporelles des anomalies de SST moyennées dans la boîte niño 3-4 (5°N-5°S / 170°W-120°W) qui est largement utilisée pour définir les années niño-niña ainsi que les anomalies de position de la SPCZ moyennée entre 165°E et 165°W (boîtes 2 et 3). La corrélation de 0,68 montre que la première explication à la variabilité de la localisation de la SPCZ est ENSO, ce qui n'est pas étonnant étant donné que c'est le premier mode de variabilité du climat Pacifique.

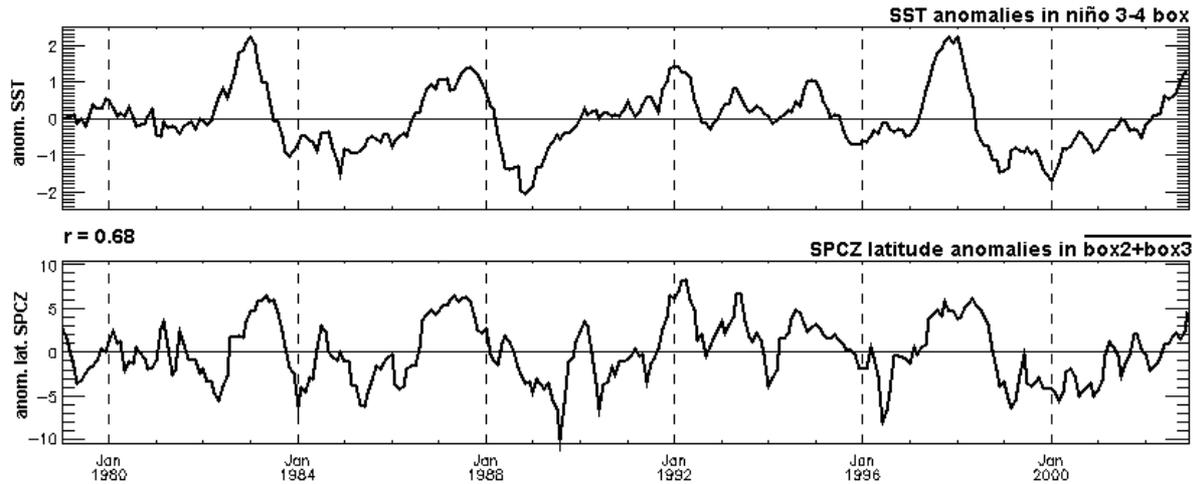


Figure 3.10 - Séries temporelles de l'anomalie de SST dans niño 3-4 (5°N-5°S / 170°W-120°W) et de l'anomalie de latitude de la SPCZ moyenne dans les boîtes 2 et 3 (165°E-165°W).

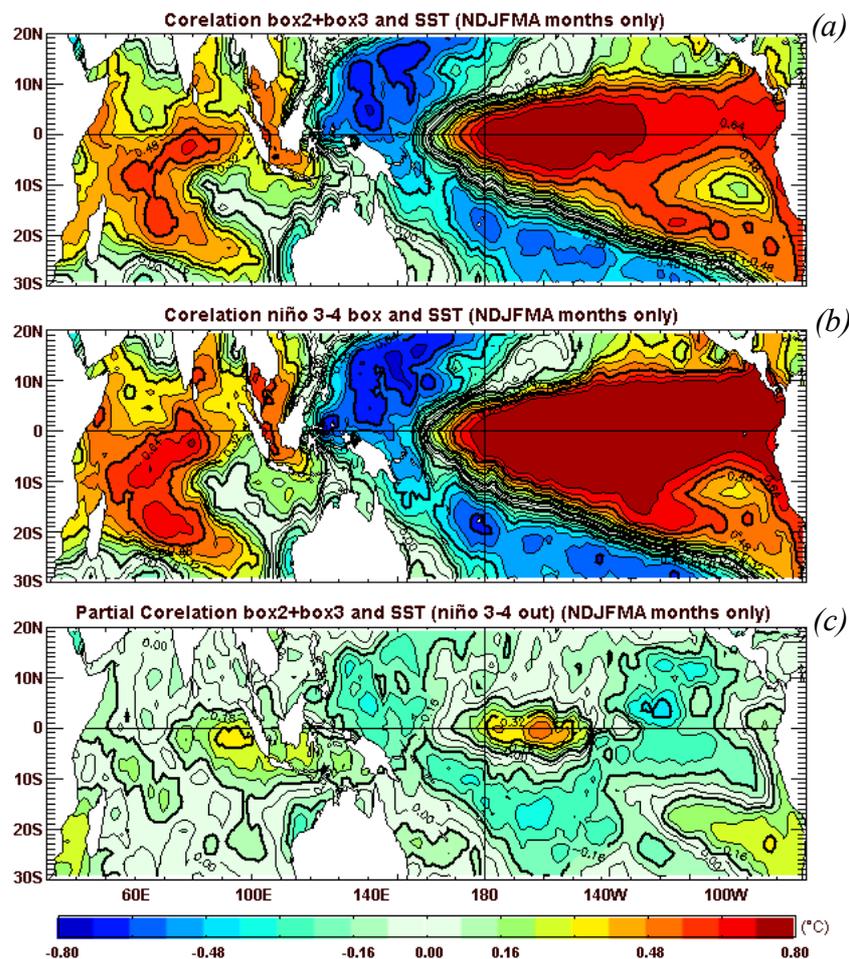


Figure 3.11 - Corrélations entre la position de la SPCZ (165°E-165°W) et le champ de SST (a), l'anomalie de SST dans niño 3-4 et la SST (b) et corrélation partielle (annexe 1) de la SST avec la position de la SPCZ (signal niño 3-4 retiré) en (c).

Les deux premières cartes de la figure 3.11 montrent les corrélations entre le champ de SST et la position de la SPCZ d'une part et entre le champ de SST et la SST dans la boîte niño 3-4 d'autre part. On confirme ici la forte ressemblance entre la structure du forçage en

température de la SPCZ et le pattern *El Niño*. La première précision que nous pouvons apporter est qu'une partie de la variabilité de la position de la SPCZ est corrélée à une anomalie de température de surface plus localisée (autour de 160°W) comme le montre la corrélation partielle de la figure 3.11. Ces anomalies de températures, indépendantes d'el Niño, décrivent le déplacement du bord est de la warm-pool à l'est de la ligne de changement de date. L'extension zonale de la *warm pool*, associé ou non au phénomène *El Niño*, semble donc être un élément déterminant dans le déplacement de la SPCZ aux échelles interannuelles.

Afin de tester dans quelle mesure les classes trouvées par la position de la SPCZ sont différentes des classes données par une classification en années niños / neutres / niñas, nous avons calculé la variance totale de différents champs dans la région 143°E-120°W / 0°-30°S (tableau 1). Les années asymétriques qui sont classiquement regroupées avec les années niños (ou niños forts) n'ont pas été incluses pour leur forte différence avec les niños moyens que nous avons commenté plus haut. En comparant les années "positives" et niño, les années neutres et les années "négatives" et niña, on remarque que la variance est en général inférieure pour les classes définies par la SPCZ. Ceci signifie que les classes que nous avons réalisées sont plus "compactes" et ont une bonne homogénéité intraclasse à l'exception du champ de SST qui est plus homogène dans les classes formées par niño/niña.

	classification SPCZ			classification ENSO		
	pos.	neu.	neg.	niño	neutre	niña
Precip. CMAP	1,19	1,00	1,12	1,05	1,32	1,37
Convergence	1,24	1,00	1,06	1,42	1,03	1,09
SLP	1,10	1,00	0,99	1,00	1,01	1,23
vorticité	1,12	1,00	0,88	1,23	1,11	1,02
SST	1,07	1,00	1,08	0,52	0,80	1,03

Tableau 1 - Variance pour différents champs sur la région SPCZ pour les classes définies par la position de la SPCZ et par niño/niña (variance normalisée par la valeur de la classe "neutre"). On note la bonne homogénéité des classes formées par la classification SPCZ.

asymétriques	niño
1997/98, 1982/83, 1991/92	1982/83, 1997/98, 1991/92, 1986/87, 1994/95, 1987/88
positives	neutre
1992/93, 1986/87, 2001/02, 1994/95, 1989/90, 1987/88	1992/93, 1979/80, 1990/91, 1989/90, 1993/94, 1981/82, 2001/02, 1996/97, 1980/81
neutres	niña
1979/80, 1980/81, 1984/85, 1993/94, 1990/91, 1996/97, 1985/86, 1981/82	1995/96, 1985/86, 1983/84, 2000/01, 1984/85, 1998/99, 1999/00, 1988/89
négatives	
1995/96, 1998/99, 2000/01, 1983/84, 1999/00, 1988/89	

Finalement les classes définies par la SPCZ ne sont pas fondamentalement différentes des classes déterminées par el niño ; mais quelques années ne se retrouvent pas en commun dans les deux classifications (tableau 2) et il semble :

- que les classes formées par la classification sur la SPCZ sont plus homogènes que les classes niño/niña,
- que la SPCZ soit influencée par la SST juste à l'est de la ligne de changement de date décrivant les excursions zonales du bord est de la warm-pool, associées ou non au phénomène El Niño
- qu'il existe d'autres déterminismes que les seules modifications de température liées à el niño dans la définition de la position de la SPCZ et des principaux champs cyclogénétiques.

Tableau 2 - Classement des années par le critère SPCZ et par le critère niño

- **Organisation de la zone de convergence associée aux classes d'années**

De la même manière que la figure 3.4, la figure 3.12 montre l'organisation des différents champs d'intérêt pour définir la zone de convergence dans l'hémisphère sud pour chacun des composites. L'organisation des différents champs les uns par rapport aux autres est conservée d'année en année, notamment dans l'Océan Indien où cette classification ne traduit pas de changements majeurs dans l'organisation de la zone de convergence. Dans le Pacifique sud, le talweg de pression contient une portion zonale autour de 12°S puis une portion oblique sud-ouest nord-est remontant jusqu'à l'équateur. La longitude de la transition entre ces deux portions est variable et est déplacée de 175°E pour le composite des années "négatives", à 180° en "neutre", 170°W en années "positives" et 160°W pour les années du composite "asymétrique". Le maximum de vorticité cyclonique est concomitant avec le talweg dans sa partie zonale (Monsoon Trough) puis est orienté nord-ouest sud-est. Dans la partie zonale, ce maximum de vorticité correspond au cisaillement horizontal des vents de mousson (de nord-ouest) rencontrant les vents alizés (de sud-est).

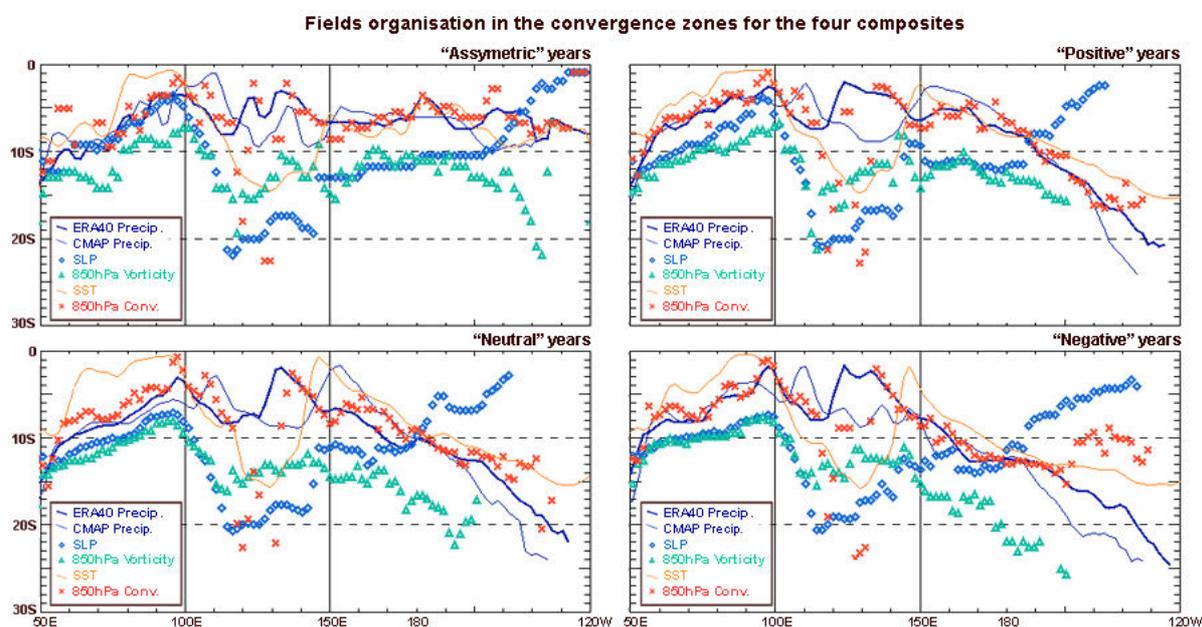


Figure 3.12 - Organisation des zones de convergence (idem 3.4) pour les quatre types d'années.

4. INFLUENCE DE LA VARIABILITE DE LA SPCZ SUR LA CYCLOGENESE

a) Définitions utilisées pour la cyclogenèse

Nous utilisons le jeu de données du *U.S. Navy's Joint Typhoon Warning Center* sur le Pacifique et l'Indien sud qui définit les vitesses des vents comme « les moyennes sur 1 minute des vents à une altitude de 10m ». Avec cette définition des vents, les catégories de cyclones sont :

- « dépression tropicale » (TD) : les structures cycloniques à circulation fermée ayant des vents soutenus sur une minute de moins de 17,5 m/s (34 knot)
- « tempêtes tropicales » (TS) : TD avec vents supérieurs à 34 kt
- « cyclone tropical » (TC) : TS avec vents supérieurs à 33m/s (64 kt). Dans la classification de Saffir-Simpson, les cyclones tropicaux se subdivisent en 5 catégories selon la vitesse maximale atteinte par les vents de surface et les dégâts occasionnés (cat. 1 : 33 à 42, cat. 2 : 43 à 49, cat. 3 : 50 à 58, cat. 4 : 59 à 69, cat.5 : 70m/s et plus)

La position de la cyclogenèse est alors le point de longitude-latitude où une future tempête tropicale (ou cyclone plus intense) a atteint la force d'une dépression tropicale.

Remarque : la méthode utilisée pour déterminer la vitesse des vents est celle développée par Dvorak (1975) ; il s'agit d'une relation empirique entre vitesse des vents de surface et des caractéristiques observées par images satellites, calibrée par des mesures par avion ; cette méthode est peu précise (marge d'erreur de l'estimation des vents de l'ordre de +/- 15%).

b) Variabilité de la SPCZ et modification de lieux de cyclogenèse

La figure 4.1 montre les composites des points de cyclogenèse pour les diverses classes déterminées en 3. Le nombre d'années dans la classe "asymétrique" étant plus faible que les autres, seule la répartition (et non la densité) peut être comparée. Pour l'Océan Indien dans la zone de convergence (30°E-105°E), il n'y a pas modification évidente des zones affectées par la cyclogenèse en lien avec la variabilité de la SPCZ ; l'effet éventuel sur la densité n'est pas discuté ici et nécessiterait plus de données pour une analyse quantitative fiable.

Dans la région du détroit de Timor / côte nord-ouest de l'Australie, la zone 105-120°E présente une forte activité cyclonique pendant les phases "négatives" et "neutres" mais très peu d'activité pour les années "positives" et "asymétriques".

Dans la région de la SPCZ, la zone 145-155°E / 10-20°S ne présente pas de cyclogenèse en "positives" et "asymétriques" mais présence normale en phases "négatives" et "neutres". A l'est de 160°E, la différence principale apparaît entre les phases "asymétriques" et "négatives" caractérisées par une répartition des lieux de cyclogenèse alignées en deux régions résumées par la ligne pointillée sur la figure. Pour les années "asymétriques", la région de cyclogenèse est zonale autour de 10°S, entre 170°E et 130°W et pour les années "négatives" la région suit une ligne 155°E-15°S / 135°W-25°S. Ces deux classes d'années sont caractérisées par des cyclogenèses rencontrées très à l'est dans le bassin (même si la position moyenne pour la classe "négative" apparaît dans l'ouest du bassin du fait de la forte densité dans 150-160°E). Entre 160°E et 180°, il est difficile de décerner une différence de densité entre les classes

"neutre", "positive" et "asymétrique", la principale différence entre ces deux dernières années est l'extension méridienne maximale des cyclones formés.

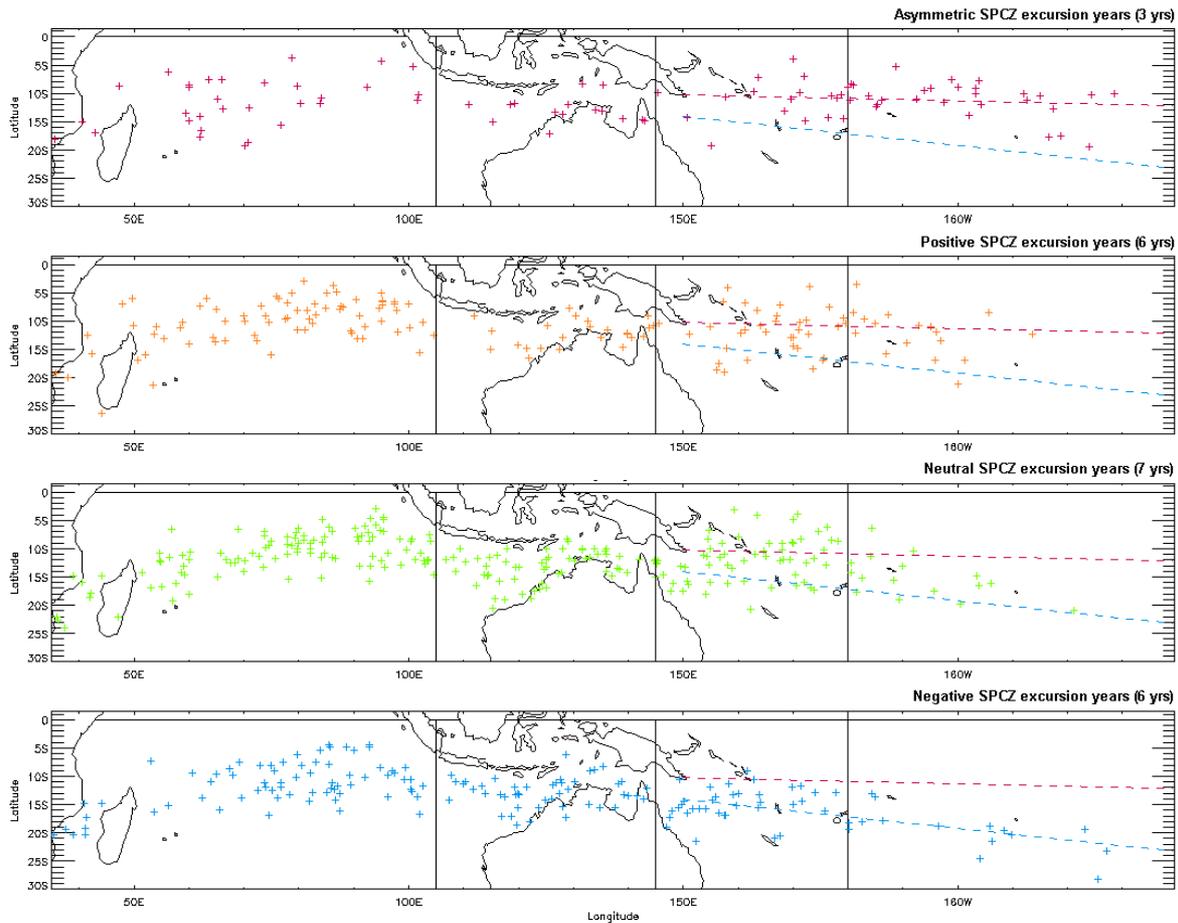


Figure 4.1 - Positions de cyclogenèse pendant la saison cyclonique de l'hémisphère sud pour toutes les années de chacune des quatre classes. La classe asymétrique ne comportant que trois années, on ne peut pas comparer la densité avec les autres classes mais seulement les zones affectées.

c) Variabilité de la SPCZ et répartition des variables cyclogénétiques

- **Dépendance des cyclones au climat**

Les indices de potentiel de genèse sont des fonctions déterminées empiriquement liant les variables climatiques de grande échelle et la fréquence de cyclogenèse par bassin.

Les indices aujourd'hui utilisés ont été introduits comme suit :

i. Gray, 1979 propose le premier indice : le *Seasonal Genesis Parameter* :

$$SGP = \underbrace{(|f| \times I_{\zeta} \times I_S)}_{\text{Dynamic Potential}} \times \underbrace{(E \times I_{\theta} \times I_{RH})}_{\text{Thermal Potential}} \quad (5.1)$$

avec f le paramètre de Coriolis en 10^{-5} m.s^{-1} ,

$I_{\zeta} = \zeta_r \cdot \text{sign}(f) + 5$ où ζ_r est la vorticité relative à 950hPa en 10^{-6} s^{-1} ,

$I_S = \left(\frac{\delta V}{\delta P} + 3 \right)^{-1}$ est l'inverse du cisaillement vertical de vent (en m.s^{-1}) entre 950 et 200 hPa,

$E = \int_0^{60m} \rho_w c_w (T - 26) dz$ mesure le contenu thermique de l'océan,

$I_\theta = \frac{\delta\theta_e}{\delta P} + 5$ est le gradient de température potentielle équivalente entre la surface et 500hPa et

$I_{RH} = \text{Min}\left(\frac{RH - 40}{30}, 1\right)$ où RH est l'humidité relative en pourcent moyennée entre 500 et 700 hPa.

Dans cet indice *Seasonnal Genesis Potential*, chaque champ est calculé en moyenne sur une saison de 3 mois ; un *Yearly Genesis Potential* (YGP) est ensuite défini comme la somme des 4 SGP de l'année. Toutes les constantes ont été introduites pour "coller" aux observations et tel que l'ordre de grandeur de l'indice puisse être interprété comme « le nombre de cyclones formés par carré de $5^\circ \times 5^\circ$ latitude-longitude par 20ans ».

ii. Royer et al., 1998 remarque que cet indice présente des biais lorsqu'il s'agit d'étudier l'évolution de l'indice dans un climat avec une concentration en CO_2 doublée. Il remet en cause la validité de l'utilisation de seuils fixes qui perdent leur pertinence dans un climat différent et propose de remplacer le *thermal potential* par un *convective potential* proportionnel aux précipitations convectives du modèle.

$$MYGP = \underbrace{(|f| \times I_\zeta \times I_S)}_{\text{DynamicPotential}} \times \underbrace{(k \times P_c)}_{\text{ConvectivePotential}} \quad (5.2)$$

Les observations de l'indice modifié (MYGP, Modified Yearly Genesis Potential) montrent que la répartition géographique de l'indice est peu modifiée dans le climat actuel par rapport à l'indice de Gray, par contre dans les simulations de climats futurs, le MYGP simule une augmentation moindre du potentiel cyclogénétique dans l'hémisphère nord et une légère diminution dans l'hémisphère sud. Cet indice est donc approprié lorsque l'on cherche à caractériser les évolutions possibles du potentiel de genèse de cyclones dans les GCMs simulant une augmentation de CO_2 .

iii. Emanuel and Nolan, 2004 définissent un nouvel indice pour capturer la climatologie et la variabilité interannuelle de la fréquence de TCs observés par bassin ; ils évitent aussi d'utiliser des grandeurs qui nécessitent des seuils fixes susceptibles de ne pas être pertinents dans des climats changeant (Royer et al., 1998) ; sur la base de fit statistiques à chaque variable Emanuel et Nolan obtiennent la relation suivante :

$$GPI = |10^5 \eta|^{3/2} \times \left(\frac{H}{50}\right)^3 \times \left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3 \times (1 + 0,1 V_{shear})^{-2} \quad (5.3)$$

où η est la vorticité à 850hPa en s^{-1} , H est l'humidité relative à 700 hPa en %, V_{pot} est l'intensité potentielle en m.s^{-1} défini ci-dessous (Emanuel 1995) et V_{shear} est le cisaillement vertical de vent entre 200 et 850 hPa en $\text{m.s}^{-1}/650\text{hPa}$.

$$V_{pot}^2 = \frac{C_k}{C_D} \frac{T_S}{T_0} (CAPE^* - CAPE^b) \quad (5.4)$$

où C_k est le coefficient d'échange pour l'enthalpie, C_D est le *drag coeficient*, T_S est la température de surface de la mer, T_0 est la température de sortie du flux dans le cyclone, $CAPE^*$ est la *Convective Available Potential Energy* pour une parcelle saturée au rayon du

maximum de vents du cyclone à température et pression de surface et $CAPE^b$ est la CAPE de l'air ambiant dans la couche de mélange.

Par la suite nous utiliserons l'indice de Gray modifié afin de l'appliquer aux observations présentes et au GCMs.

- **MYGP calculé pour les classes d'années**

La figure 4.2 présente les cartes de répartition de l'indice de cyclogenèse dans l'hémisphère sud. Entre les classes "négative" puis "neutre" puis "positive" on observe un déplacement de la zone de maximum de MYGP depuis le sud-ouest vers le nord-est sans modification importante de l'amplitude du maximum de MYGP. La classe "asymétrique" se distingue nettement d'une part par l'amplitude nettement plus importante de l'indice de cyclogenèse ainsi que par une répartition géographique inhabituelle notamment autour de 12°S entre 180°W et 140°W. Ces observations confirment celles du déplacement des zones de cyclogenèse observées précédemment : différence d'extension méridienne marquée pour l'indice de la classe "asymétrique", déplacement progressif vers le nord entre "négatif" et "positif", anomalie négative de MYGP dans la mer de Corail en "asymétrique" et "positif" (voir figure 4.3 ligne 1 pour les anomalies).

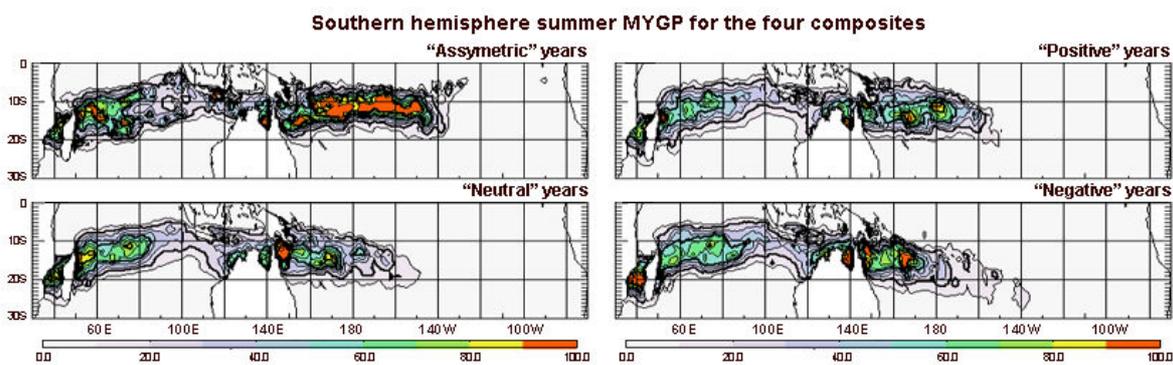


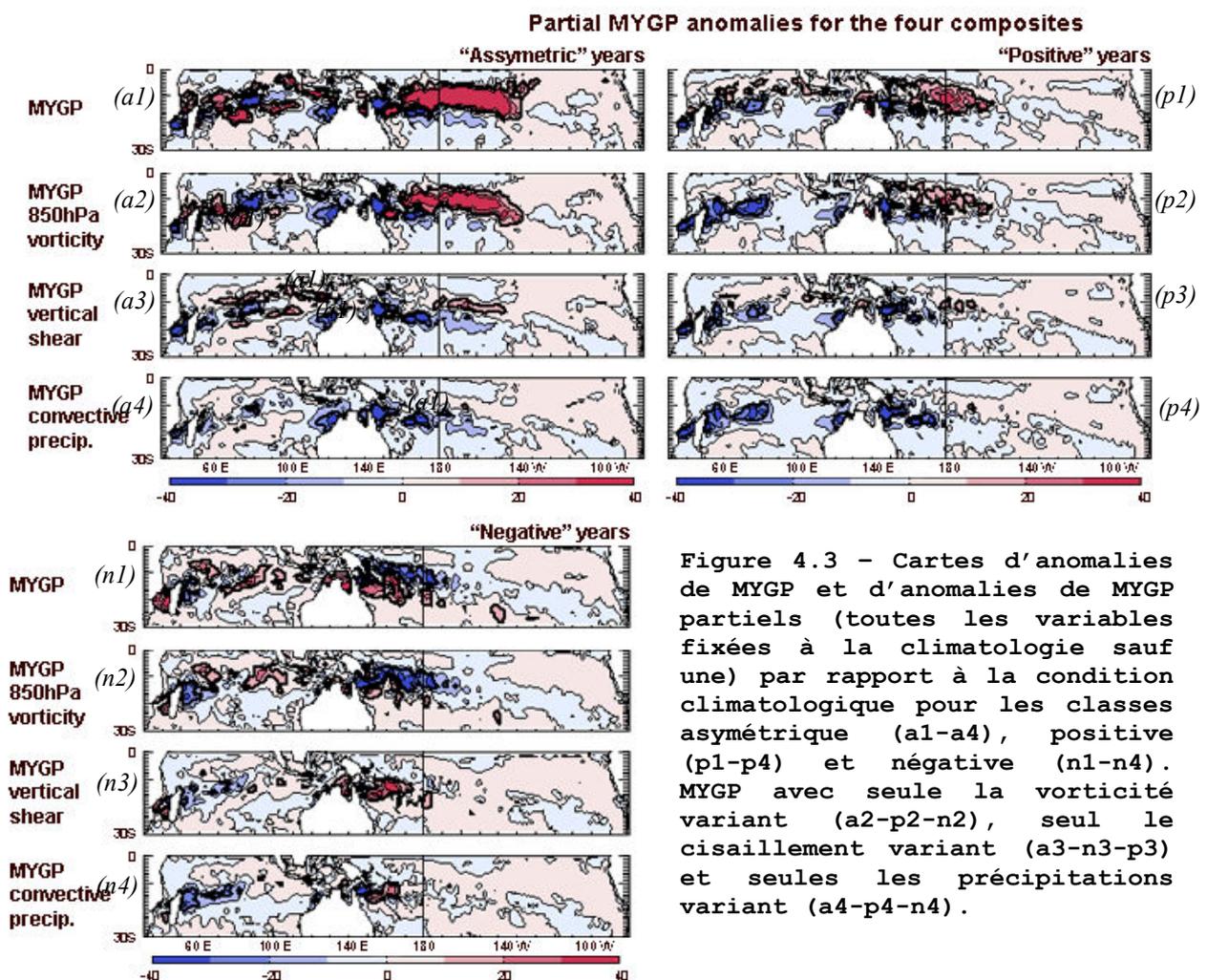
Figure 4.2 - Cartes de l'indice de Gray modifié pour les quatre classes d'années.

- **Part de chaque variable dans la modification du MYGP**

Afin d'évaluer l'importance relative des différentes variables constitutives du MYGP dans la modification de celui-ci à l'échelle interannuelle, nous avons calculé le MYGP pour chaque composite en fixant successivement toutes les variables sauf une à la climatologie (MYGP partiels). La figure 4.3 présente les anomalies de MYGP et de MYGP partiel par rapport au MYGP climatologique pour les classes "asymétrique", "positive" et "négative". Il apparaît que pour les années "asymétriques" l'anomalie de MYGP (160°E-140°W) est largement dominée par le terme de vorticité et le terme de cisaillement vertical joue dans le même sens. Pour les années "positives" la répartition à la définition de l'anomalie positive est sensiblement la même. Dans ces deux classes d'années, toutes les composantes du MYGP participent à constituer l'anomalie négative de MYGP dans la mer de Corail et le long des côtes nord-ouest de l'Australie. Pour la classe "négative" la vorticité participe à donner une anomalie négative de MYGP dans la région de la SPCZ mais est contrée par l'effet du cisaillement vertical (et dans une moindre mesure du terme de précipitations) dans la mer de Corail résultant à une situation plus favorable pour la cyclogenèse dans cette région.

Remarques :

- il faut noter que par cette technique qui consiste à fixer toutes les variables à la climatologie sauf une (utilisée par Camargo, 2007b), une grande importance est donnée à la situation climatologique. Ainsi si de manière climatologique le champ de précipitations convectives est nul en un lieu donné, le MYGP partiel pour la vorticité le sera aussi alors que ce lieu peut voir une forte anomalie dans le MYGP total. Un autre défaut est que les MYGP partiels ne peuvent pas être sommés ou donner de pourcentages de participation à la définition de l'indice. Il nous faudra donc définir des méthodes plus élaborées pour avancer dans cette direction.
- une question que l'on peut se poser est de savoir dans quelle mesure les cyclones crées au cours d'une année participe à définir le MYGP étant donné qu'ils sont eux-mêmes de fortes anomalies dans les variables utilisées pour calculer l'indice. L'étude précise n'a pas été faite ici mais Camargo (2008) dans une étude sur la relation entre la variabilité intrasaisonn re et la cyclogenèse conclue que les cyclones ne contribuent pas pour plus de 25% à la définition de l'indice.



Les indices permettent effectivement de restituer la variabilité interannuelle des conditions favorables à la cyclogenèse, le bon accord avec les positions de cyclogenèse confirme l'intérêt de les utiliser dans les GCMs qui ne reproduisent pas de cyclones tropicaux mais auxquels on peut appliquer le calcul des indices et qualifier ainsi la géographie de la cyclogenèse dans un

climat modifié. Seul bémol, les zones favorables à la cyclogenèse telles que décrites par les indices sont larges et bien que les cyclones se développent effectivement dans ces zones, la précision ne permet pas de prévisions.

5. CAPACITE DES MODELES DE CIRCULATION GENERALE A SIMULER LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES CHAMPS FAVORABLES A LA CYCLOGENESE

La question de l'évolution future de la fréquence, de la répartition et de l'intensité des cyclones tropicaux est posée dans de récentes études (Pielke et al, 2005). Or il semble important de tester la capacité des modèles à reproduire la variabilité actuelle des régions de cyclogenèse avant de regarder la modification de ces zones dans le climat futur. Dans la plupart des GCMs, la résolution spatiale n'est pas suffisante pour que des cyclones tropicaux intenses soient explicitement simulés. Cependant certains GCMs ont des structures de circulation cyclonique ressemblant aux cyclones tropicaux et il a été montré que ces structures sont corrélées avec les variables climatiques de grande échelle comme dans les observations (Camargo 2007a). Des études ont cherché à prédire l'évolution des zones favorables à la cyclogenèse dans des scénarii de réchauffement climatique (); pourtant il semble que la capacité des modèles à prédire la répartition des variables cyclogénétiques et sa variabilité interannuelle a été peu étudiée. Un modèle ayant des aptitudes pour reproduire la variabilité actuelle semble nécessaire avant de tester une hypothèse de changement futur.

Les GCMs choisis pour réaliser cette étude l'ont été pour leur aptitude à reproduire la structure spatiale des réchauffements liés au phénomène ENSO ; ils ont déjà été comparés pour leur aptitude à simuler ce mode de variabilité (Leloup et al. 2008, Van Oldenbogh 2006, Guyliardi et al, 2006). Les modèles font partie de la base du rapport AR4 de l'IPCC et dans cette partie, les résultats du *run* "préindustriel stabilisé" sont commentés.

a) Qualité de la climatologie et de la variabilité interannuelle des champs

Nous comparons dans un premier temps les climatologies et variabilités interannuelles des précipitations reproduites par chaque modèle par rapport à CMAP.

Modèle du CNRM. La SPCZ simulée ici est pratiquement zonale et donne des précipitations dans l'Est du bassin qui est sec dans les observations (figure 5.1). D'un point de vue de la variabilité interannuelle, la fréquence de manifestation de niño/niña est trop importante, le modèle ne reproduit que peu d'années neutres ; pratiquement tous les niños reproduits sont des niños forts avec des anomalies de +/- 2°C de SST dans la région niño 3-4 et des précipitations dans tout l'est du bassin. Bien que la variabilité de la SST soit forte, la déviation standard de la position de la SPCZ est plus faible que dans les observations. Il sera difficile dans ce modèle de différencier des événements d'excursion de SPCZ positive et asymétrique.

Modèle du GFDL. Ce modèle reproduit une SPCZ avec une orientation réaliste WNW-ESE mais possède lui aussi un biais avec des précipitations dans le Pacifique sud-est : ce biais est connu comme le problème de la double-ITCZ et existe dans la plupart des GCMs (Lin, 2007). En ce qui concerne la variabilité interannuelle, ce modèle reproduit des types de niños distincts de par leur amplitude ainsi que des excursions de SPCZ de diverses amplitudes et orientations reproduisant un aspect intéressant des observations (excursions asymétriques).

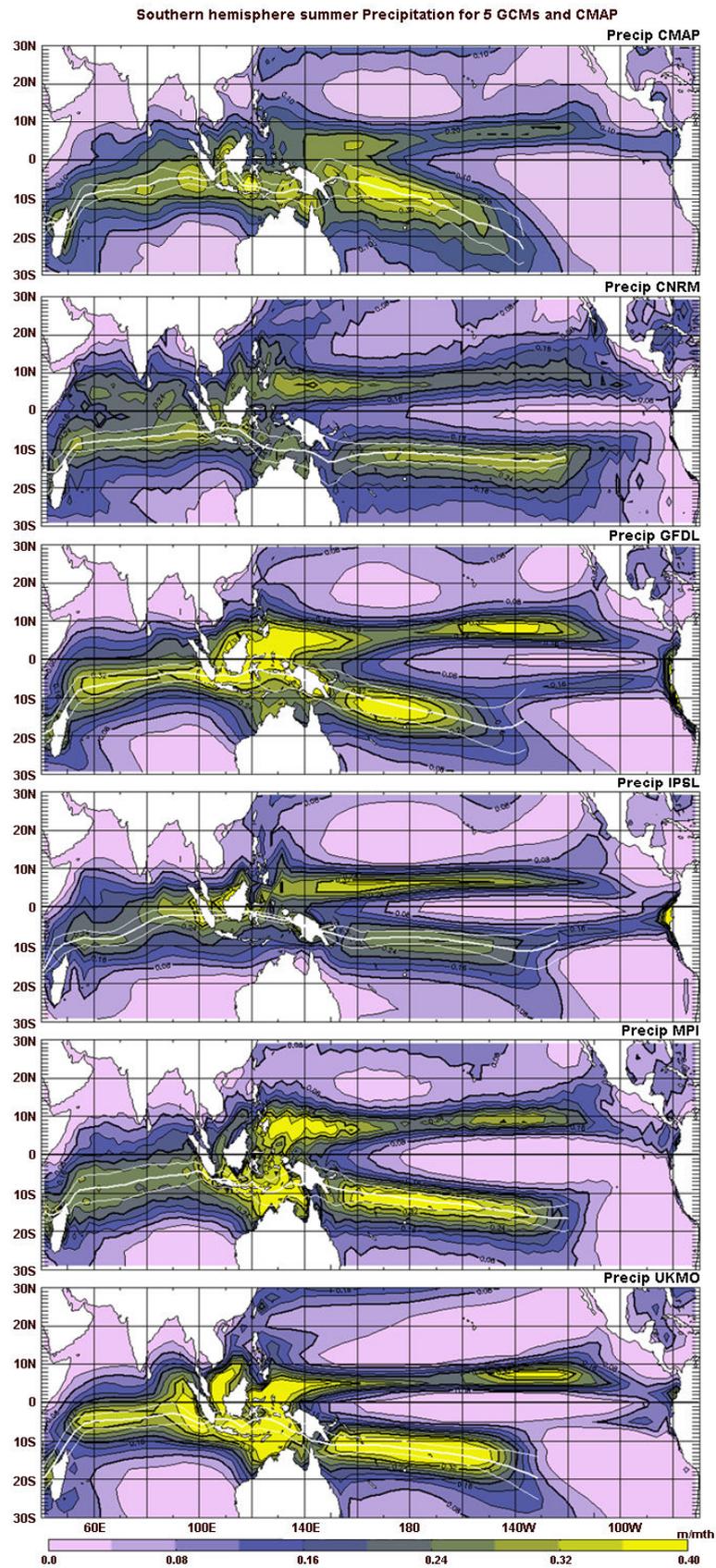


Figure 5.1 - Champs de précipitation moyens sur DJF pour les observations CMAP et les différents modèles étudiés. Trait blanc épais : moyenne des positions de la SPCZ et trait fin : +/- un écart-type.

Modèle IPSL. La SPCZ est ici présente (précipitations au sud de 20°S à 140°W) même si elle est trop zonale et présente des précipitations dans l'est du bassin (double ITCZ). La variance interannuelle de la position de la SPCZ est largement sous-estimée de même que l'amplitude des événements el niño. Il sera difficile dans ce modèle de différencier des événements d'excursion de SPCZ positive et asymétrique.

Modèle du MPI. Le modèle ECHAM.5 reproduit une SPCZ avec une orientation réaliste bien que trop peu inclinée et ne présente pas le défaut des autres modèles de précipitation dans l'est du bassin, une zone sans précipitation est ici bien reproduite. Ce modèle présente une variance trop faible mais reproduit bien deux types d'amplitude pour les événements niño et les excursions de la SPCZ avec des événements ressemblant aux classes "positive" et "asymétrique" décrites auparavant.

Modèle de UKMO. La SPCZ simulée est quasiment zonale, le problème des précipitations dans l'est du bassin est faible. La variabilité interannuelle est sous-estimée et il apparaît différents comportements d'el niño mais l'excursion de la SPCZ ne présente pas cette diversité.

		CMAP/OBS	CNRM	GFDL	IPSL	MPI	UKMO
Critères relatifs à la géographie des précipitations (fig. 5.1)	Orientation de la SPCZ	Référence	Quasi-zonale	Réaliste WNW-ESE	160°E-160°W : quasi-zonale ; après 160°W : pente réaliste	~réaliste	160°E-160°W : quasi-zonale ; après 160°W : pente réaliste
	Précipitations sur la <i>cold tongue</i>	Non	Oui	Oui	Oui	Non	Peu
	Précipitations sur la <i>Warm Pool</i> (160°E)	Oui	Non	Non	Non	Non	Non
Représentation des modes de variabilité interannuelle du Pacifique	Périodicité niño-niña	2.5-6	3.1-3.5	2-6	2.2-2.7	2.5-7	2.5-5
	Présence de niños forts et niños modérés	Oui	niños toujours forts	Oui	Non	Oui	Non
	Amplitude des excursions de la SPCZ	Référence	~trop faible	Ok, (trop faible pour les négatifs)	Beaucoup trop faible	Ok, (trop faible pour les négatifs)	Trop faible
	Coefficient corrélation SPCZ/ENSO	0.68 *	0.79	0.83	0.60	0.77	0.76
	Organisation de la zone de convergence sud Pacifique	Référence	Pb de localisation du talweg	Bonne (notamment MT / SPCZ)	Pb de localisation du talweg	Pb de localisation du talweg	Pb de localisation du talweg

tableau 3 - Caractérisation de la capacité des modèles de circulation générale à reproduire la climatologie et la variabilité interannuelle des précipitations dans le Pacifique sud.

Tous les modèles ont le défaut d'organiser la précipitation trop en bandes de convergence, ce qui se traduit par un déficit de précipitations près de l'équateur dans la région de la *Warm Pool* autour de 160°E (figure 5.1). Le tableau 3 résume les principales caractéristiques des

modèles en rapport à la climatologie et à la variabilité dans le Pacifique comparé aux "observations" : CMAP pour le champ de précipitations, HadISST pour la SST. Les différents critères observés sont : orientation/pente de la SPCZ par rapport à la zonalité, précipitations entre 120°W-80°W et 0°-10°S (*cold tongue*), précipitations entre 150°E-170°E et 5°N-5°S (*warm pool*), la fréquence des événements el niño, la présence de niños forts et modérés (niños forts définis par leur différence d'amplitude d'anomalie de SST dans niño 3-4 et la présence de précipitations dans l'est du bassin Pacifique), amplitude d'excursion de la SPCZ par rapport à CMAP corrélation entre l'excursion de la SPCZ (boite2+boite3) et SST dans niño 3-4 et organisation de la zone de convergence tel qu'observé sur la figure 5.3 (critère d'observation : position relative du minimum de pression et des précipitations).

Un des objectifs de la qualification de la climatologie et de la variabilité des GCMs est de savoir dans quelle mesure la classification utilisée pour les observations est pertinente quand elle est appliquée à chaque modèle. Il aurait été possible de définir pour chaque modèle des critères de classification adaptés et mettant en avant les aptitudes de chacun à reproduire tel ou tel aspect de la variabilité interannuelle. Mais afin de permettre une comparaison sans ambiguïté, nous avons choisi d'appliquer les mêmes critères aux modèles qu'aux observations et de ne commenter que ceux où la classification est pertinente.

La figure 5.2 montre le comportement de la SPCZ dans les modèles par rapport aux boîtes 2 et 3 (de même qu'en 3.7.b). Un comportement particulièrement linéaire entre les deux boîtes est surtout observé pour UKMO, GFDL et MPI. L'aptitude à simuler des excursions positives et asymétriques est particulièrement visible pour les modèles du MPI et du GFDL : nuage de point linéaire puis se dispersant du côté des excursions positives. ces deux modèles sont donc les plus pertinents pour appliquer la même méthode de classification qu'aux observations.

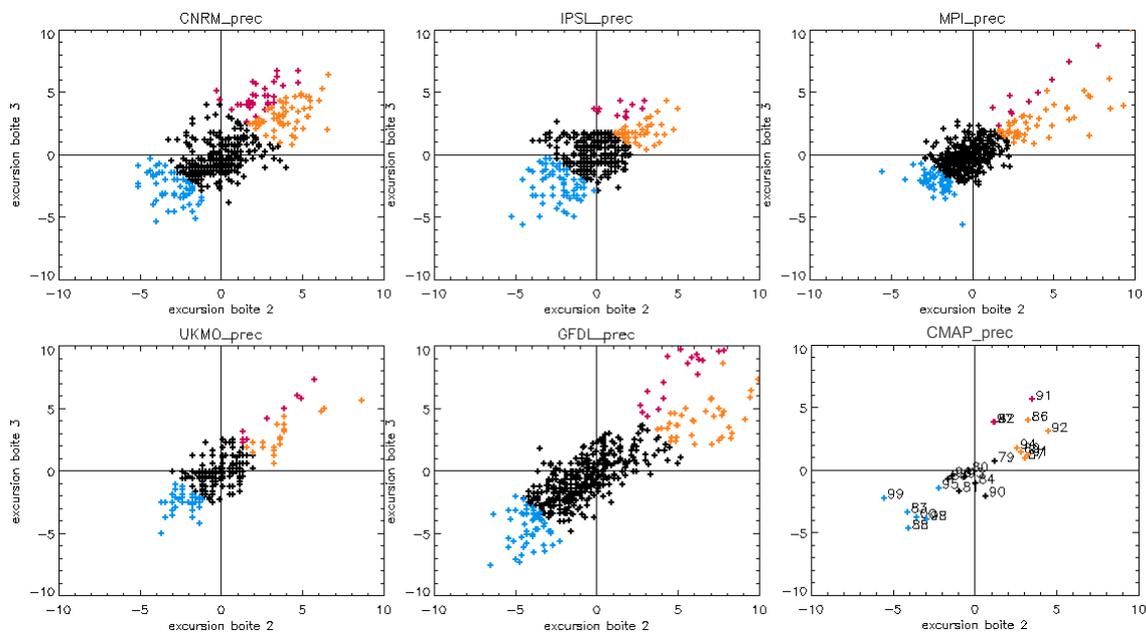


Figure 5.2 - Scatter plots des anomalies de latitudes sur les boîtes 3 vs 2 (idem fig. 3.7) pour les modèles étudiés et pour les observations CMAP.

b) Organisation de la zone de convergence

En ce qui concerne l'organisation de la zone de convergence, seul le modèle du GFDL montre des bonnes capacités à reproduire les particularités d'agencement du MT par rapport à la SPCZ (Figure 5.3) ; tous les autres modèles placent le talweg de pression au même endroit que le maximum de convergence, ce qui n'est pas le cas dans les observations et pourrait traduire une mauvaise représentation du comportement physique de la zone de convergence.

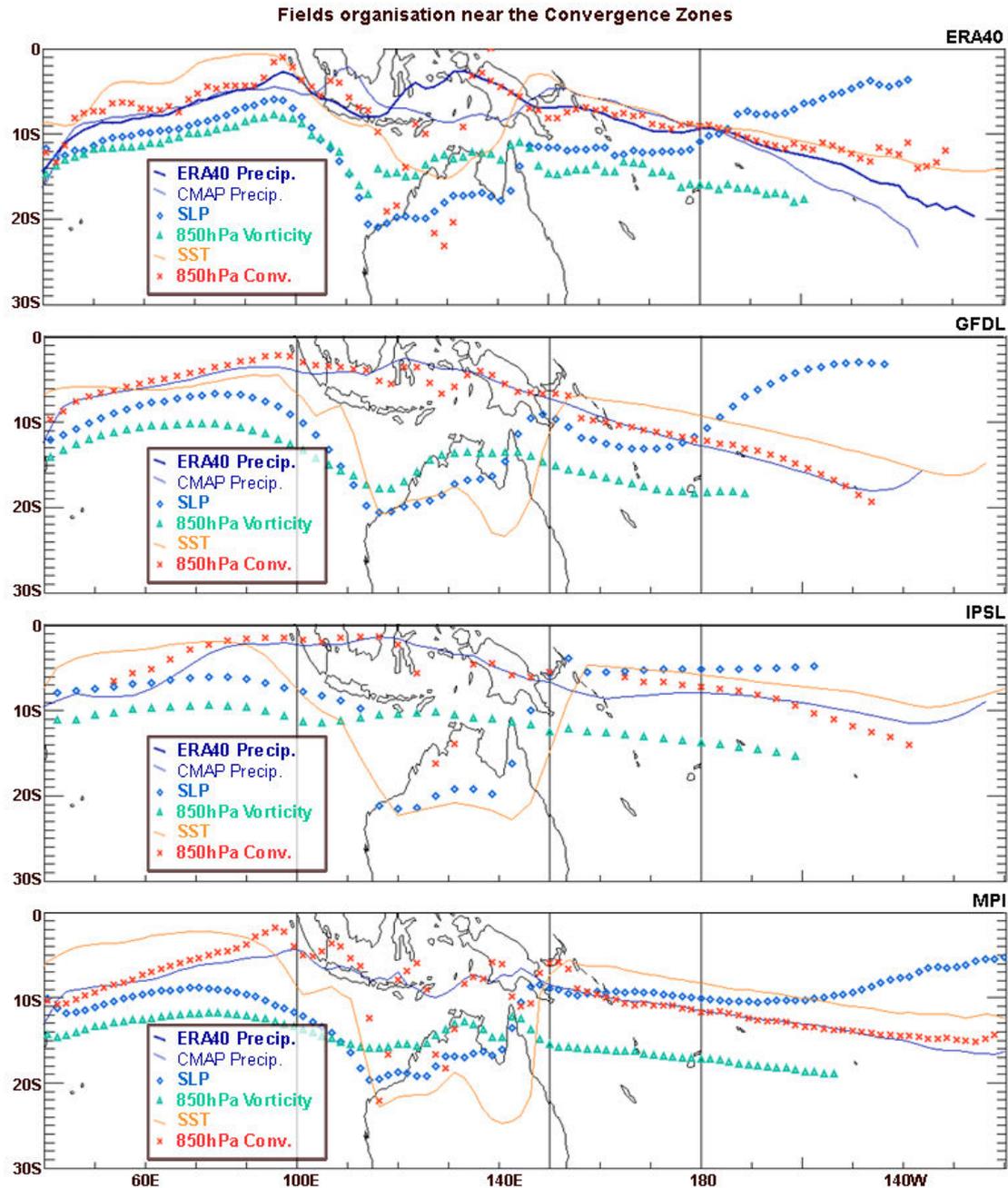


Figure 5.3 - Organisation des zones de convergence dans l'indopacifique (idem fig. 3.4) pour trois modèles et pour les réanalyses ERA40.

c) Variabilité de la SPCZ et champs cyclogénétiques

La classification décrite en 5.a a été appliquée aux modèles, nous commentons ici les composites obtenus avec les modèles du MPI et du GFDL. Bien que le modèle du MPI ait

montré de bonnes aptitudes à représenter la variabilité interannuelle de la SPCZ, la figure 5.4 montre que les classes "asymétrique" et "positive" ne sont pas clairement différenciées par une extension longitudinale différente comme dans les observations. L'étude a été centrée sur la position de la SPCZ, il faudrait maintenant regarder comment chaque modèle reproduit l'agencement relatif des différents champs pour comprendre pourquoi le MPI présente des indices aussi zonaux. La comparaison des figures 4.2 et 5.4 montre que le modèle du GFDL reproduit bien les caractéristiques de modification du MYGP. La classe "asymétrique" se différencie bien de la classe "positive" par une extension zonale plus importante, par contre la différence d'amplitude n'est pas simulée de la même manière. Entre les classes "négative" et "positive", on retrouve le simple mouvement sud nord de la zone de genèse. L'utilisation des GCMs permet d'avoir plus de confiance dans les modifications observées sur la physique de la zone de convergence au niveau interannuel ; le fait d'avoir un nombre de reproduction important des événements permet par exemple d'affirmer avec plus de certitude que les années "positive" et "asymétrique" sont caractérisées par une anomalie négative de potentiel de cyclogenèse au nord-ouest de l'Australie et dans la mer de Corail.

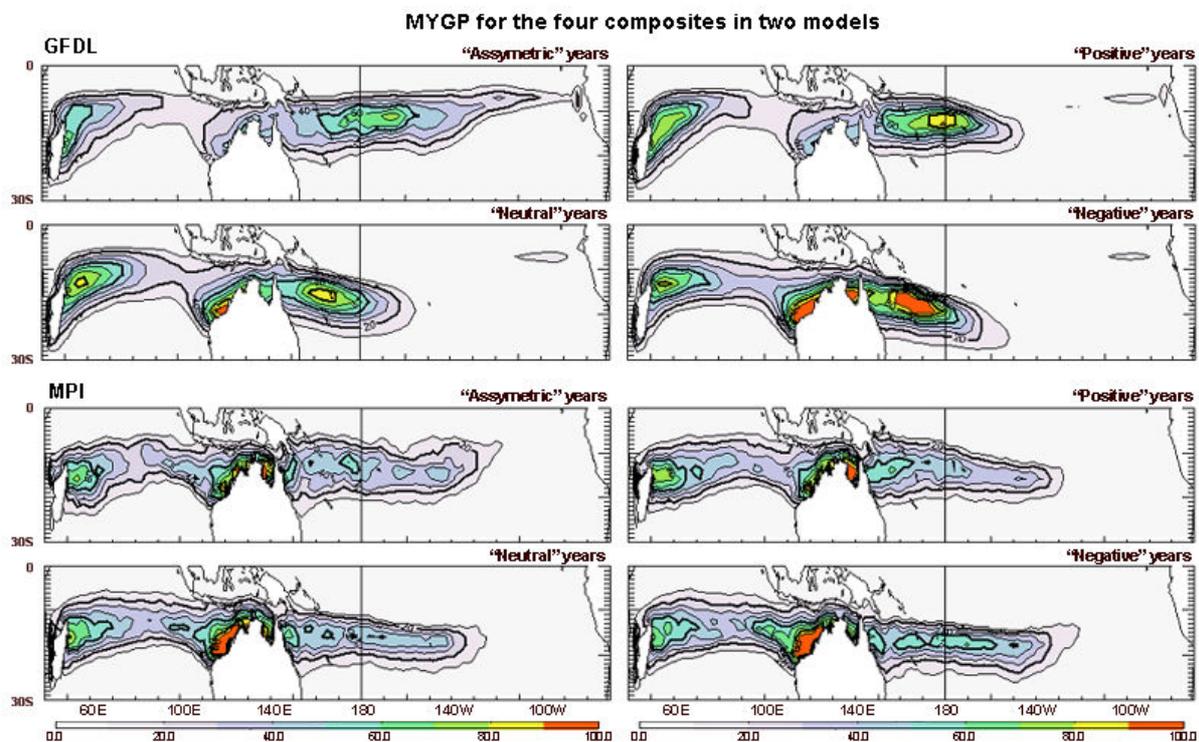


Figure 5.4 - Cartes de l'indice MYGP pour les modèles MPI et GFDL pour chacun des quatre composites.

Plus que la capacité des modèles à organiser des modes de variabilité interannuelle réaliste (qui peuvent exister et ne pas se comparer facilement aux observations), l'étude des composites obtenus par la classification par position de la SPCZ nous permet de voir si la méthode optimale pour classer les années dans les observations s'applique au modèle. Dans ce cadre, le modèle du GFDL apparaît comme celui qui reproduit au plus près des observations la zone de convergence depuis son organisation jusqu'à sa variabilité interannuelle. Il serait maintenant intéressant d'utiliser ce modèle dans des simulations de réchauffement climatique afin d'explorer d'éventuelles modifications des zones de cyclogenèse et de leur variabilité dans un climat modifié.

6. CONCLUSIONS

Il existe une importante variabilité interannuelle de la localisation des zones de cyclogenèse dans le Pacifique sud. La formation des cyclones dépendant de caractéristiques climatiques de grande échelle, nous avons donc mené une étude conjointe de la variabilité interannuelle de la zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ) et des cyclones observés dans ce bassin. En effet, la SPCZ, est caractérisée par un maximum de précipitations, un minimum de cisaillement vertical de vents et sépare des domaines de vorticité cyclonique et anticyclonique. Or ces variables sont déterminantes pour la probabilité de genèse des cyclones. Nous avons donc utilisé la localisation de la SPCZ comme un indicateur synthétique des conditions climatiques dans le Pacifique sud.

Nous avons tout d'abord caractérisé la climatologie et la variabilité de la SPCZ à l'échelle interannuelle et identifié quatre classes synthétisant les comportements observés : une classe "négative" regroupant les années où la position de la SPCZ se déplace au sud-ouest de sa position climatologique, une classe "positive" regroupant les années où la SPCZ se déplace plus au nord-est, une classe "asymétrique" regroupant les années où la SPCZ devient zonale et une classe "neutre" proche de la climatologie.

Des régions distinctes de genèse de cyclones sont mises en évidence pour chacune des 4 classes décrites précédemment. Pendant les années "négatives", la cyclogenèse observée se renforce dans la mer de Corail et au sud de la position climatologique de la SPCZ. Les années "positives" sont caractérisées par une quasi-absence de cyclones dans la mer de Corail et une zone de cyclogenèse déplacée au nord de la position climatologique de la SPCZ. Enfin, pendant les années "asymétriques", la cartographie est identique à celle des années "positives" mais on observe des cyclones formés dans le centre du Pacifique, jusqu'à la Polynésie Française. Ces modulations des régions de cyclogenèse s'expliquent par des modifications suivantes :

- Les années "négatives" sont caractérisées par un confinement de la zone affectée par les vents de mousson (point de confluence à 150 E). Les vents alizés les remplaçants génèrent une vorticité anticyclonique défavorable aux cyclones au nord de la position climatologique de la SPCZ. Le déplacement de la zone de convection profonde vers l'ouest place un cisaillement vertical de vents faible sur la mer de Corail ce qui est le principal terme favorisant l'apparition de cyclones sur les côtes australiennes.

- Pendant les années qualifiées d'asymétriques, le talweg de mousson ou le point de confluence se déplace jusqu'à 150 W. Cette extension est associée à des vents de mousson jusqu'à cette longitude dans le Pacifique sud créant une anomalie positive de vorticité cyclonique autour de 10 S entre 160 E et 140 W. L'indice de Gray modifié par Royer nous indique que cette anomalie de vorticité est la raison principale expliquant la modification du potentiel de genèse dans cette région. Dans la région de la mer de Corail et sur la côte nord-ouest de l'Australie, ces années sont caractérisées par une anomalie négative de MYGP due au déplacement de la zone de convection profonde du continent maritime vers le centre du Pacifique, les conditions deviennent alors défavorables au développement des cyclones dans cette région.

- Les années "positives" présentent la même tendance que les années "asymétriques" dans la région australienne mais ne présentent pas de modifications majeures dans le centre du Pacifique. Le déplacement modéré de la *warm pool* qui les caractérise suffit à défavoriser les cyclones sur la mer de Corail mais n'affecte pas le Pacifique central. Le mélange de ces deux types d'années semble être la source d'une imprécision dans les papiers traitant du lien entre les cyclones et ENSO qui attribuent à toutes les années niños le développement de cyclones dans le centre du bassin.

Le bon accord existant entre région de formation des cyclones et indice de cyclogenèse pour les quatre classes identifiées montre que cet indice est un instrument efficace pour diagnostiquer les régions propices à la formation des cyclones. Ce constat nous a encouragés à utiliser les mêmes indices pour les modèles de circulation générale couplés (CGCMs). Nous avons montré que quelques modèles reproduisent bien la variabilité interannuelle actuelle de la SPCZ (climat préindustriel). Le modèle du GFDL notamment reproduit une répartition géographique du MYGP réaliste pendant les quatre types d'années.

Bien que les CGCMs ne résolvent pas explicitement les cyclones nous pouvons utiliser les cartes d'indice comme des indicateurs de répartition de formation de cyclones. Une suite intéressante à ce travail consisterait maintenant à reproduire une analyse similaire dans un climat avec doublement de CO₂ par exemple pour tester une éventuelle modification des zones de cyclogenèse et de leur variabilité dans le futur. Dans ce sens, la partie 5 ne constitue qu'un premier pas en identifiant les modèles les plus pertinents pour mener cette future étude.

De même la partie 4 est exploratoire et permet principalement de remarquer les similitudes entre le MYGP et la présence de cyclones. Afin de mieux évaluer la relation qui existe entre les indices et les cyclones formés il serait utile de dénombrer les cyclones formés dans les régions mises en évidence ici et de comparer ces nombres de cyclones par région à la valeur de l'indice moyennée dans la même zone.

Dans cette étude nous avons raisonné uniquement sur des champs saisonniers mais il est important de rappeler que la région de la SPCZ est soumise à l'influence d'évènements intrasaisonniers comme l'Oscillation de Madden-Julian (MJO). Il pourrait être intéressant maintenant de préciser dans quelle mesure le déterminisme de la position de la zone de précipitations est du à une plus grande probabilité de convection profonde à cet endroit ou au déplacement des systèmes convectifs type MJO le long d'une direction privilégiée (entre autres hypothèses). L'investigation du couplage d'échelles temporelles interannuelles-intrasaisionnières concernant les précipitations dans la région pourrait donc être une piste dans l'étude du déterminisme de la position de la SPCZ.

Remerciements

Je tiens à remercier Matthieu Lengaigne pour m'avoir accompagné tout au long de ce stage et m'avoir orienté dans mes recherches. Je remercie aussi Mathieu Lengaigne et Christophe Menkes pour leur relecture de ce document et leurs nombreux conseils d'améliorations.

Bibliographie

- Basher, R. E. and X. Zheng, 1995: Tropical Cyclones in the Southwest Pacific: Spatial patterns and relationships to Southern Oscillation and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **8**, 1249–1260.
- Bergeron, T., 1930: Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. *Meteor. Z.*, **47**, 246-262.
- Camargo, S. J., A. H. Sobel, A. G. Barnston, and K. A. Emanuel, 2007a: Tropical Cyclone genesis potential index in climate models. *Tellus*, **59A**, 428–443.
- Camargo, S. J., K. A. Emanuel, A. H. Sobel, 2007b: Use of Genesis Potential Index to diagnose ENSO effects on Tropical Cyclone genesis. *Journal of Climate*, **20**, 4819–4832.
- Camargo S. J., M. C. Wheeler and A. H. Sobel, 2008: Examining the modulation of tropical cyclones by the MJO using a genesis potential index. *Proceedings of 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology of the American Meteorological Society, Orlando, FL*, 16.3.
- Chan, S. C., and J. L. Evans, 2002: Comparison of the structure of the ITCZ in the West Pacific during the boreal summers of 1989-93 using AMIP simulations and the ECMWF reanalysis. *Journal of Climate*, **15**, 3549–3568.
- Chen, M., P. Xie, J. E. Janowiak, and P. A. Arkin, S. M. Thomas, 2002: PREC: A 57-Year data set of reconstructed precipitation and its applications in verifying climate models. *Eos Trans. AGU, West. Pac. Geophys. Meet. Suppl.*, Abstract A51A-03.
- Chu, P.-S., 2004: ENSO and Tropical Cyclone activity. *Hurricanes and Typhoons, past, present and future*. Eds. Columbia University Press, 297–332.
- Dvorak, V., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Monthly Weather Review*, **103**, 420-430.
- Emanuel, K. A., 1995: Sensitivity of Tropical Cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *Journal of Atmospheric Science*, **52**, 3969–3976.
- Emanuel, K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical Cyclone activity and global climate. *Proceedings of 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology of the American Meteorological Society, Miami, FL*, 240–241.
- Folland, C. K., J. A. Renwick, M. J. Salinger, and A. B. Mullan, 2002: Relative influence of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone. *Geophysical Research Letter*, **29**, n° 13, 1643.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*. 155–218.
- Kiladis, G. N., H. V. Storch, H. V. Loon, 1989: Origin of the South Pacific Convergence Zone. *Journal of Climate*, **2**, 1185–1195.
- Kuleshov, Y., L. Qi, R. Fawcett, and D. Jones, 2008: On tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere: trends and the ENSO connection. *Geophysical Research Letters*, **35**, L14S08.
- Lander, M. A., 1996: Specific tropical cyclone track types and unusual tropical cyclone motions associated with a reverse-oriented Monsoon Trough in the Western North Pacific. *Weather and Forecasting*, **11**, 170–186.

- Lengaigne, M., J.-P. Boulanger, C. Menkes and H. Spencer, 2006 : Influence of the Seasonal Cycle on the Termination of El Niño Events in a Coupled General Circulation Model, *Journal of Climate*, **19**, 9, 1850-1868, doi:10.1175/JCLI3706.1
- Lin, J.-L., 2007: The Double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-Atmosphere feedback analysis. *Journal of Climate*, **20**, 4497–4525.
- Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987: On the role of Sea Surface Temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**, 2418–2436.
- Pielke, R. A., C. Landsea, M. Mayfield, J. Laver, R. Pasch, 2005: Hurricanes and global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 1571-1575.
- Ramsey, A. R., L. M. Leslie, P. J. Lamb, M. B. Richman, M. Leplastrier, 2008: Interannual Variability of Tropical Cyclones in the Australian region: Role of large-scale environment. *Journal of Climate*, **21**, 1083–1103.
- Revell, C. G., and S. W. Goulter, 1986: South Pacific Tropical Cyclones and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **114**, 1138–1145.
- Royer, J.-F., F. Chauvin, B. Timbal, P. Araspin, and D. Grimal, 1998: A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclone. *Climatic Change*, **38**, 307–343.
- Takahashi, K., and S. B. Battisti, 2007: Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part II: The SPCZ and the Southeast Pacific dry zone. *Journal of Climate*, **20**, 5696–5706.
- Van Oldenborgh, G. J., S. Y. Philip, and M. Collins, 2005: El niño in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Science*, **1**, 81-95.
- Vincent, D. G., 1994: The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): a review. *Monthly Weather Review*, **122**, 1949–1970.
- Watterson, I. G., J. L. Evans, B. F. Ryan, 1995: Seasonal and interannual variability of tropical cyclogenesis: diagnostics from large-scale fields. *Journal of Climate*, **8**, 3052–3066.
- Xie, P., P. A. Arkin, and J. E. Janowiak, 2007: CMAP: The CPC merged analysis of precipitation. *Measuring Precipitation from Space*, 319–328.

Annexes

Annexe 1 - calcul de la corrélation partielle

La corrélation partielle de X et Y indépendamment de C $P_{XY/C}$ est définie par :

$$P_{XY/C} = \frac{P_{XY} - P_{XC}P_{YC}}{\sqrt{(1 - P_{XC}^2)(1 - P_{YC}^2)}}$$

Où $P_{XC} = r(X, C)$, $P_{YC} = r(Y, C)$ et $P_{XY} = r(X, Y)$ sont les corrélations simples.

Cette corrélation traduit la corrélation entre X et Y si C était demeurée constante, mathématiquement c'est la corrélation totale de X et Y lorsqu'on leur a retiré la meilleure explication linéaire par rapport à C.