

Variabilité pluviométrique en Nouvelle-Calédonie et températures de surface océanique dans le Pacifique tropical (1950-2010): impacts sur les incendies (2000-2010)

Renaud Barbero

▶ **To cite this version:**

Renaud Barbero. Variabilité pluviométrique en Nouvelle-Calédonie et températures de surface océanique dans le Pacifique tropical (1950-2010): impacts sur les incendies (2000-2010). Sciences de l'environnement. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2012. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00715528⟩

HAL Id: tel-00715528

https://theses.hal.science/tel-00715528v1

Submitted on 8 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

AIX-MARSEILLE UNIVERSITE, POLE GEOGRAPHIE - AMENAGEMENT - ENVIRONNEMENT / CEREGE UMR 7330

THESE DE DOCTORAT

pour obtenir le grade de docteur
Discipline : Géographie Physique

Variabilité pluviométrique en Nouvelle-Calédonie et températures de surface océanique dans le Pacifique tropical (1950-2010) : impacts sur les incendies (2000-2010)

présentée et soutenue publiquement le 4 juillet 2012 par

Renaud BARBERO

Devant le jury composé de :

GERARD BELTRANDO (Pr. Université Paris 7)	Rapporteur
PIERRE CAMBERLIN (Pr. Université de Bourgogne)	Examinateur
CEDRIC GAUCHEREL (CR HDR CIRAD)	Examinateur
SYLVAIN BIGOT (Pr. Université de Grenoble)	Rapporteur
VINCENT MORON (Pr. Université Aix-Marseille)	Directeur de thèse

Résumé

Cette thèse analyse (i) la variabilité pluviométrique contemporaine en Nouvelle-Calédonie et ses téléconnexions avec les températures de surface océanique (TSO) du Pacifique tropical et (ii) l'impact des anomalies atmosphériques sur l'activité des incendies estimés par satellites. La Nouvelle-Calédonie figure aujourd'hui parmi les 34 « points chauds » de la biodiversité à l'échelle planétaire. A ce titre, l'un de nos objectifs est de construire un modèle permettant de prévoir l'intensité de la saison des feux entre septembre et décembre, qui correspond au maximum annuel. Le croisement de trois bases de données de feux détectés par satellites (MODIS, ATSR et LANDSAT) avec le réseau des stations météorologiques de Météo-France a montré qu'aucune anomalie thermique significative n'est détectée avant un feu, tandis que de forts déficits pluviométriques par rapport à la normale sont enregistrés jusqu'à trois mois avant le départ des feux. Ces déficits pluviométriques sont partiellement liés aux phases chaudes du phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) et plus particulièrement à celles durant lesquelles les anomalies thermiques se situent à proximité de la ligne de changement de date équatoriale lors du printemps austral. Ces anomalies renforcent la circulation moyenne de Hadley (via le dégagement de chaleur latente dans la moyenne et haute troposphère) et la subsidence au niveau des latitudes néo-calédoniennes, tandis que les épisodes les plus intenses du siècle dernier (i.e. 1982-83 et 1997-98) dont les anomalies thermiques les plus importantes sont localisées dans le Pacifique oriental, sont associés à des conditions pluviométriques proches de la normale dans le Pacifique sud-ouest (SW). La téléconnexion entre les TSO du Pacifique central et les précipitations du Pacifique SW s'affaiblit à partir du mois de décembre au moment où l'ENSO atteint, paradoxalement, son intensité maximale. Cette modulation saisonnière est le produit d'une interaction entre (i) le cycle saisonnier des TSO brutes dans le Pacifique central, (ii) le cycle de vie des anomalies thermiques des épisodes chauds et (iii) l'intensité du gradient zonal des TSO le long de l'équateur. Par ailleurs, la convection profonde semble particulièrement sensible à la propagation vers l'est des anomalies de TSO faibles-à-modérées au niveau de la ligne de changement de date équatoriale (soit légèrement à l'ouest de la boîte Niño 3.4), modifiant significativement la position et l'intensité de la courroie de transmission des téléconnexions. Une analyse en ondelettes montre que les pluies néo-calédoniennes sont également sensibles à des modes de variations plus lents (> 8 ans) du Pacifique central entre septembre et novembre. La synchronisation entre la saisonnalité des feux et la prévisibilité saisonnière liée à l'ENSO permet d'estimer la surface brûlée totale en septembre-décembre à partir des états thermiques de l'océan Pacifique en juin-août, dont la polarité est clairement établie plusieurs mois à l'avance. La corrélation entre l'observation et la simulation du logarithme du total des surfaces brûlées en Nouvelle-Calédonie est de 0.87 sur la période 2000-2010 selon un modèle linéaire en validation croisée.

Mots clés *Nouvelle-Calédonie, El Niño Southern Oscillation, précipitations, incendies, sécheresse, MODIS, ATSR, prédictions des incendies, couplage océan-atmosphère*

Abstract

This PhD analyses (i) New Caledonian rainfall variability and its relationships with sea surface temperature (SST) in the tropical Pacific ocean and (ii) the impacts of atmospheric variability on fire activity. New Caledonia shelters a huge biodiversity and stands as one of the current 34 worldwide biodiversity hotspots. Our main goal is to build an empirical statistical scheme for predicting the September to December fires (highest annual frequency). We examined the relationships between fires detected by ATSR and MODIS sensors and local-scale atmospheric conditions. While the signal in maximum temperature is weak and not robust among the fire records, the local-scale anomalies of rainfall are always clearly negative for at least 3 months before the fires. These rainfall anomalies are related to warm El Niño Southern Oscillation (ENSO) events and specially to those exhibiting highest SST anomalies in the central Pacific during the austral spring. The warm central Pacific events strengthen the southern Hadley cell around New Caledonian longitudes, with positive rainfall anomalies in the equatorial Pacific leading to an anomalous release of latent heat in the upper troposphere and an increased subsidence in the SW Pacific. Atmospheric anomalies are strongest in September–November because of a combination of a rather strong zonal SST gradient with the warmest SST in the equatorial Pacific just west of the dateline. Moreover, we show that a slight eastward shift of maximum SST during central Pacific events is a crucial point in triggering deep convection near the dateline (west of Niño 3.4). This acts to strengthen deep convection in the central Pacific, thereby providing, a strong modification in the global teleconnections. Squared wavelet coherence between New Caledonia rainfall and Niño 4 SST index shows that their negative correlations are mostly carried by two distinct timescales : the classical ENSO variability and a quasi-decadal one, mainly during the September-November season. This is someway an “ideal” context from the seasonal prediction point of view since the predictor Niño 4 SST index is highly predictable, due to its temporal inertia from austral autumn, and exerts a strong impact on the burned area in New Caledonia. The correlation between the log of observed and simulated (based on Niño 4 index in June-August) total burned area across New Caledonia is 0.87.

Key words *New Caledonia, El Niño Southern Oscillation, rainfall, wildifres, drought, MODIS, ATSR, seasonal forecast, air-sea interactions*

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu mon directeur de thèse, Vincent Moron. Ses connaissances « gargantuesques » de la climatologie, son approche de la discipline, sa rigueur scientifique, sa disponibilité ainsi (et surtout !) que ses qualités humaines m'ont permis de mener à bien cette thèse dans les meilleures conditions. Je le remercie vivement d'avoir dirigé mes recherches, de m'avoir accordé sa confiance à l'issue de mon Master et de m'avoir laissé la chance d'aller jusqu'au bout ! Encore merci d'avoir tenu des délais très serrés (!) de relectures de ma thèse, et d'avoir su m'encourager dans les moments les plus difficiles. Merci de m'avoir guidé dans cette expérience unique, une expérience dont je garderai de très bons souvenirs…

Je tiens également à témoigner ma reconnaissance à Christelle Hély, Morgan Mangeas et Marc Despinoy de l'IRD pour avoir contribué directement à ce travail de thèse et avec qui j'ai eu la chance de signer ma première publication. Je remercie tout particulièrement Christelle pour les discussions passionnantes que nous avons pu échanger sur les incendies et Morgan pour les discussions autour de la base de données MODIS et du modèle prédictif des feux. Je remercie également vivement Laurent Borgniet et Thomas Curt du CEMAGREF pour avoir produit la base de données Landsat et pour avoir toujours répondu présent à nos nombreuses sollicitations.

Je remercie les rapporteurs et examinateurs de cette thèse, Sylvain Bigot et Gérard Beltrando, pour la rapidité avec laquelle ils ont lu mon manuscrit et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Merci également aux autres membres du jury qui ont accepté de juger ce travail : Cédric Gaucherel et Pierre Camberlin. Je tiens à remercier particulièrement Cédric Gaucherel pour m'avoir initié à une approchante spectrale innovante de l'ENSO, pour m'avoir fait découvrir la faune et la flore néo-calédonienne mais aussi pour ses qualités humaines et son honnêteté intellectuelle.

Une pensée particulière également pour Anne Leroy de Météo-France en Nouvelle-Calédonie pour avoir accepté de me rencontrer et de partager ses connaissances sur la prévision saisonnière des précipitations et la descente d'échelle en Nouvelle-Calédonie. Je tiens aussi à mentionner ma rencontre particulièrement fructueuse avec Christophe Menkes et Jerôme Lefèvre de l'IRD à Nouméa au cours de laquelle nous avons pu discuter longuement de l'ENSO.

Un merci également à Martin Fischer, Hans Graf, Guido van der Werf et les reviewers anonymes d'avoir accepté de lire les articles publiés au cours de cette thèse ainsi que pour les remarques et suggestions particulièrement constructives. Je remercie par

ailleurs Aslak Grinsted d'avoir mis en accès libre les codes de la transformée en ondelettes.

Je n'oublierai pas les collègues de l'Université Aix-Marseille avec qui j'ai eu la chance de partager mes enseignements. Merci à Hélène Bruneton de m'avoir soutenu et aidé dans la préparation des cours de cartographie et merci à Cédric Brunel, Romain Marteau et Vincent Ollivier aux côtés de qui j'ai eu l'honneur de faire mes premiers pas dans le monde de l'enseignement.

Mes remerciements vont également à mes amis du CEREGE. Je pense à Romain Capanni, Guillaume Raccasi, Anne-Elisabeth Lebatard, Vincent Garreta, Florence Derrieux, Philippe Dussouillez, Samuel Meulé, Ibrahima Cissé, Cyrille Blanpain, Gilles Sarrau et enfin Fabienne Régoli. Une pensée spéciale va à mon ami Papis avec qui j'ai découvert la climatologie, et de façon plus générale le monde de la recherche.

Une pensée aussi pour tous les étudiants qui m'ont écouté, sollicité et à qui j'ai eu le plaisir de transmettre les bases de la climatologie et (je l'espère) l'envie de continuer dans cette voie.

Enfin, mes remerciements ne seraient pas complets sans mentionner mes amis et les membres de ma famille qui m'ont soutenu tout au long de ma thèse. Je pense en particulier à mes parents, sans qui tout cela aurait été impossible depuis le début, à mes beaux-parents et à ma belle-sœur. Un remerciement spécial à William d'avoir relu mon premier papier en anglais. Enfin, je pense surtout à ceux qui se sont souvent impatientés de ma soutenance avec cette fameuse question récurrente : « Alors, tu soutiens quand ? ». Question très angoissante en période de doutes. Je pense à Stephane et Marie Vado ainsi qu'à Rémi Kinkel et Maï Dulieu.

Et pour terminer cette litanie, je pense à ma femme Julie, dont le soutien indéfectible au quotidien m'a permis de rédiger cette thèse le plus sereinement possible. Merci d'avoir relu attentivement mon manuscrit ainsi que mes articles, d'avoir « tracké » les fautes d'orthographes en français...et en anglais. Je n'aurais pu tenir les délais sans ton aide précieuse et sans tes encouragements. Encore merci d'avoir été à mes côtés depuis le début, de n'avoir jamais douté, d'avoir redonné parfois un peu de mordant à ma plume et d'avoir porté autant d'intérêt à mes recherches. Merci de m'avoir accompagné jusqu'à la dernière minute …

A tous ceux qui m'ont soutenu et encouragé durant ces années et que j'ai oublié de mentionner. Ils se reconnaîtront.

LISTE DES PRINCIPAUX ACRONYMES

ACC : Analyse en Corrélation Canonique
ACP : Analyse en Composantes Principales
ATSR : Along track Scanner Radiometer
CMAP : Centre for Merged Analysis Precipitation
CP : Central Pacific El Nino event
EDI : Effective Drought Index
EMI : El Nino Modoki Index
ENSO : El Nino Southern Oscillation
EP : Eastern Pacific El Nino event
FWI : Fire Weather Index
IAS : Indice d'Anomalies Standardisées
IPO : Inter-decadal Pacific Oscillation
LCD : Ligne de Changement de Date
LNSO : La Nina Southern Oscillation
MLG : Modèle Linéaire Généralisé
MODIS : Moderate infrared Imaging Spectroradiometer
NCEP : National Center for Environmental Prediction
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
PDO : Pacific Decadal Oscillation
SBNC : Surfaces Brûlées en Nouvelle-Calédonie
SOI : Southern Ocillation Index
TSO : Températures de Surface Océanique
ZCIT : Zone de Convergence Inter-Tropicale
ZCPS : Zone de Convergence du Pacific Sud

Table des matières

INTRODUCTION 12

1. LE CONTEXTE SCIENTIFIQUE 12

1.1 LA VARIABILITE CLIMATIQUE CONTEMPORAINE DANS LE PACIFIQUE SUD-OUEST (SW) ET LES INTERACTIONS D'ECHELLES 12

1.2 LES IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE : UNE ETUDE DE CAS SUR L'ACTIVITE DES FEUX 14

1.3 LES DIFFERENTES APPROCHES DU FORÇAGE CLIMATIQUE SUR LES INCENDIES 15

1.3.1 UNE APPROCHE A PRIORI 16

1.3.2 UNE APPROCHE A POSTERIORI 17

***1.4* LES ECOSYSTEMES NEO-CALEDONIENS : SAVANES ET FORETS** 18

1.4.1 LE CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET LES FORMATIONS VEGETALES 19

1.4.2 LES FEUX DANS LES ECOSYSTEMES DE SAVANES 20

1.4.3 LES FEUX DANS LES ECOSYSTEMES DES FORETS TROPICALES 21

2. ENJEU ET PROBLEMATIQUE 21

3. LES OBJECTIFS SCIENTIFIQUES 23

PARTIE 1. LES DONNEES 25

1.1 LES DONNEES DE FEUX MODIS, ATSR ET LANDSAT 25

1.1.1 MODERATE-RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER (MODIS) 25

1.1.2 ALONG TRACK SCANNING RADIOMETER (ATSR) 26

1.1.3 LES IMAGES LANDSAT 26

1.2 LES DONNEES CLIMATIQUES 27

1.2.1 L'ETAT ET LA DYNAMIQUE DE L'ATMOSPHERE 27

1.2.2 L'ETAT ET LA DYNAMIQUE DE L'OCEAN 33

PARTIE 2. IMPACT DE LA VARIABILITE ATMOSPHERIQUE SUR LES INCENDIES EN NOUVELLE-CALEDONIE 38

2.1 LA CLIMATOLOGIE DU PACIFIQUE SW ET DE LA NOUVELLE-CALEDONIE 38

2.1.1 LES CONDITIONS MOYENNES DANS LE PACIFIQUE SW 38

2.1.2 LES CONDITIONS THERMIQUES ET PLUVIOMETRIQUES MOYENNES EN NOUVELLE- CALEDONIE 44

2.1.3 LA FORMATION DE DIFFERENTS ECOSYSTEMES 49

2.1.4 CLASSIFICATION DES ETATS PLUVIOMETRIQUES A L'ECHELLE QUOTIDIENNE 51

2.2 RELATIONS ENTRE LES FEUX MODIS ET ATSR ET LA VARIABILITE ATMOSPHERIQUE EN NOUVELLE-CALEDONIE 59

2.2.1 INTRODUCTION 59

2.2.2 LE CYCLE SAISONNIER ET LA REPARTITION SPATIALE DES FEUX 59

2.2.3 LES ANOMALIES THERMIQUES ET PLUVIOMETRIQUES AVANT LES FEUX 62
2.2.4 LA MODULATION TEMPORELLE DE LA SECHERESSE ANTECEDENTE AUX FEUX A L'ECHELLE LOCALE 73
2.2.5 LA STRUCTURE SPATIALE DES DEFICITS PLUVIOMETRIQUES AVANT LES FEUX 78
2.2.6 LA VARIABILITE INTER-ANNUELLE DE LA FREQUENCE DES FEUX 80
2.3 DISCUSSION ET CONCLUSION 88

PARTIE 3. IMPACT DU PHENOMENE EL-NINO SOUTHERN OSCILLATION SUR LES PRECIPITATIONS DANS LE PACIFIQUE SUD-OUEST ET EN NOUVELLE-CALEDONIE 91

3.1 LE PHENOMENE EL NIÑO SOUTHERN OSCILLATION 91
3.1.1 AVANT PROPOS 91
3.1.2 LES PROCESSUS DE L'ENSO 92
3.1.3 LES PRINCIPAUX MODES DE VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE L'OCEAN ET DE L'ATMOSPHERE DU PACIFIQUE TROPICAL 97
3.1.4 LES DIFFERENTS TYPES D'ENSO 102
3.1.5 L'IMPACT DES DIFFERENTS TYPES D'ENSO A L'ECHELLE GLOBALE ET DANS LE PACIFIQUE SW 105
3.2 LA PACIFIC DECADAL OSCILLATION 107
3.2.1 IDENTIFICATION DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA PDO 107
3.2.2 LES IMPACTS DE LA PDO ET DE L'IPO 109
3.3 L'IMPACT DE L'ENSO SUR LES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES A L'ECHELLE DU PACIFIQUE TROPICAL 109
3.3.1 LA VARIABILITE INTER-ANNUELLE A L'ECHELLE MENSUELLE 109
3.3.2 LA VARIABILITE INTER-ANNUELLE A L'ECHELLE SAISONNIERE 111
3.4 L'IMPACT DE L'ENSO SUR LES ANOMALIES PLUVIOMETRIQUES A L'ECHELLE DU PACIFIQUE TROPICAL 113
3.4.1 LES DONNEES ET LES CONDITIONS MOYENNES 113
3.4.2 LA NON-LINEARITE DE LA RELATION ENTRE L'ENSO ET LES PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE 114
3.4.3 LA SAISONNALITE DE LA RELATION ENTRE L'ENSO ET LES ANOMALIES DE PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE 118
3.4.4 CORRELATIONS ENTRE LES INDICES D'ACTIVITE DE L'ENSO ET LES PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE A L'ECHELLE SAISONNIERE 124
3.4.5 L'IMPACT DES EPISODES ENSO EP ET CP SUR LES PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE ET DANS LE PACIFIQUE SW 126
3.4.6 LES PREVISIONS SAISONNIERES 134
3.5 LA MODULATION TEMPORELLE DE LA RELATION ENTRE L'ENSO ET LES ANOMALIES DE PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE 144
3.5.1 INTRODUCTION 144
3.5.2 LES CHANGEMENTS DE REGIMES DE L'ENSO 145
3.5.3 LA MODULATION DECENNALE DE LA RELATION ENTRE L'ENSO ET L'IAS 148
3.5.4 LES CONSEQUENCES SUR LES PREDICTIONS SAISONNIERES 155
3.6 DISCUSSION ET CONCLUSION 156

PARTIE 4. LA SENSIBILITE DES PRECIPITATIONS TROPICALES AUX ANOMALIES CHAUDES DE TEMPERATURES DE SURFACE OCEANIQUE FAIBLES-A-MODEREES DANS LE PACIFIQUE CENTRAL 159

4.1 INTRODUCTION 159
4.2 INDICE DE PERTURBATION DES PRECIPITATIONS TROPICALES 162
4.3 LES EVENEMENTS CP, EP ET LE GRADIENT ZONAL DES TSO 163
4.4 LA SAISONNALITE DE LA REPONSE ATMOSPHERIQUE AUX ANOMALIES DE TSO FAIBLES-A-MODEREES LE LONG DU PACIFIQUE EQUATORIAL 168
4.5 L'IMPACT SUR LES ANOMALIES DE PRECIPITATIONS A L'ECHELLE TROPICALE 169
4.5.1 LA MOYENNE SPATIALE 169
4.5.2 LA REPONSE SPATIALE DES PRECIPITATIONS A UN FORÇAGE DU PACIFIQUE CENTRAL 170
4.5.3 LA COMBINAISON DES EPISODES CHAUDS CP AVEC LE GRADIENT ZONAL 172
4.6 CONCLUSION 173

PARTIE 5. PREDICTIONS SAISONNIERES DE LA FREQUENCE DES INCENDIES EN NOUVELLE-CALEDONIE DURANT LA SAISON SEPTEMBRE-DECEMBRE A PARTIR DES ANOMALIES DE TSO DU NINO 4 EN JUIN-AOUT 176

5.1 INTRODUCTION 176
5.2 LE CYCLE SAISONNIER DES SURFACES BRULEES 177
5.3 LA VARIABILITE INTER-ANNUELLE DES FEUX ET LES ANOMALIES DE TSO 180
5.4 PREDICTION DE LA FREQUENCE DES FEUX EN SEPTEMBRE-DECEMBRE A PARTIR DU NIÑO 4 EN JUIN-AOUT 183
5.5 CONCLUSION 189

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 190

***1.* SYNTHESE DES RESULTATS** 190
***2.* PERSPECTIVES DE RECHERCHE** 194

LISTE DES TABLES 198
LISTE DES FIGURES 199
ANNEXE : LISTE DES PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS 213
BIBLIOGRAPHIE 214

INTRODUCTION

1. Le contexte scientifique

1.1 La variabilité climatique contemporaine dans le Pacifique sud-ouest (SW) et les interactions d'échelles

Cette thèse analyse la variabilité climatique contemporaine (1950-2010) dans le Pacifique sud-ouest (SW) en se polarisant sur la Nouvelle-Calédonie. Notre approche s'inscrit dans la climatologie dite diagnostique qui consiste à identifier et comprendre les variations conjointes des signaux climatiques à diverses échelles spatio-temporelles.

Le principal forçage de la variabilité climatique à l'échelle inter-annuelle est le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO), que l'on associe à toute une gamme d'anomalies climatiques dans de nombreuses parties du monde, en particulier dans la zone tropicale (l'ENSO étant le mode de variabilité océano-atmosphérique dominant de la planète à cette échelle). Ces anomalies climatiques sont liées à des structures de variabilité appelées téléconnexions qui relient entre elles différentes régions par l'intermédiaire des cellules atmosphériques tridimensionnelles de Hadley (dans le sens méridien) et de Walker (dans le sens zonal). L'ENSO influence donc plusieurs champs climatiques, dont la précipitation. Cette relation dépend fortement de la localisation et de la saisonnalité et peut se mesurer à diverses échelles spatiales, en fonction de la résolution de l'échantillonnage. En effet, un forçage d'échelle zonale comme l'ENSO peut se traduire différemment à des échelles plus fines (cf. Figure 1 pour la définition de l'extension spatiale des différentes échelles utilisées au cours de cette thèse). Les anomalies climatiques locales ne sont pas forcément homogènes dans le temps et dans l'espace, et varient parfois sur des distances très courtes. Autrement dit, la descente d'échelle s'accompagne généralement d'une perte du signal lié à l'ENSO. L'échelle locale (c'est à dire l'échelle de la station météorologique) intègre ainsi potentiellement toutes les échelles de variabilité, depuis l'échelle convective de base jusqu'à l'échelle de variabilité spatiale de l'ENSO. Une partie de ce travail consiste ainsi à connecter le processus physique de l'oscillation australe à des processus atmosphériques régionaux dans le Pacifique SW (d'échelle domaniale) ainsi qu'à des processus pluviométriques locaux à l'échelle intra-calédonienne. **Nous analyserons la signature du forçage climatique en s'interrogeant sur les interactions d'échelles, depuis l'échelle du bassin Pacifique jusqu'à l'échelle locale de la station météorologique néo-calédonienne.**

De nombreux travaux (Rasmusson et Carpenter, 1982 ; Ropelewski et Halpert, 1987; Kiladis et Diaz, 1989; Ropelewski et Halpert, 1987) ont déjà établi le lien entre la variabilité atmosphérique du Pacifique tropical et le phénomène ENSO à l'échelle inter-

annuelle. Les anomalies pluviométriques en Nouvelle-Calédonie sont ainsi contrôlées en grande partie par l'alternance des phases chaudes[1] et froides de l'ENSO (Nicet et Delcroix, 2000). Les phases chaudes correspondent à un déplacement de la convection vers le Pacifique équatorial central et oriental, générant des anomalies pluviométriques négatives dans l'ouest du Pacifique (Rasmusson et Carpenter, 1982). Les travaux antérieurs montrent que l'alternance des phases chaudes et froides de l'ENSO est la principale source de modulation des variations inter-annuelles des précipitations en Nouvelle-Calédonie (Morlière et Rébert, 1986; Nicet et Delcroix, 2000 ; Fischer *et al.*, 2004) mais que les déficits pluviométriques ne sont pas strictement proportionnels à l'intensité d'un épisode chaud (Fischer *et al.*, 2004). En effet, des conditions pluviométriques proches de la normale furent observées en Nouvelle-Calédonie lors des deux épisodes les plus puissants du siècle (i.e. 1982-83 et 1997-98) tandis que l'épisode chaud modéré de 2004 provoqua une forte sécheresse sur l'ensemble du Pacifique SW (Wang et Hendon, 2007), y compris en Nouvelle-Calédonie. **Ces résultats suggèrent donc l'existence d'une variabilité de l'impact des événements ENSO, ou tout au moins ceux de la phase chaude.**

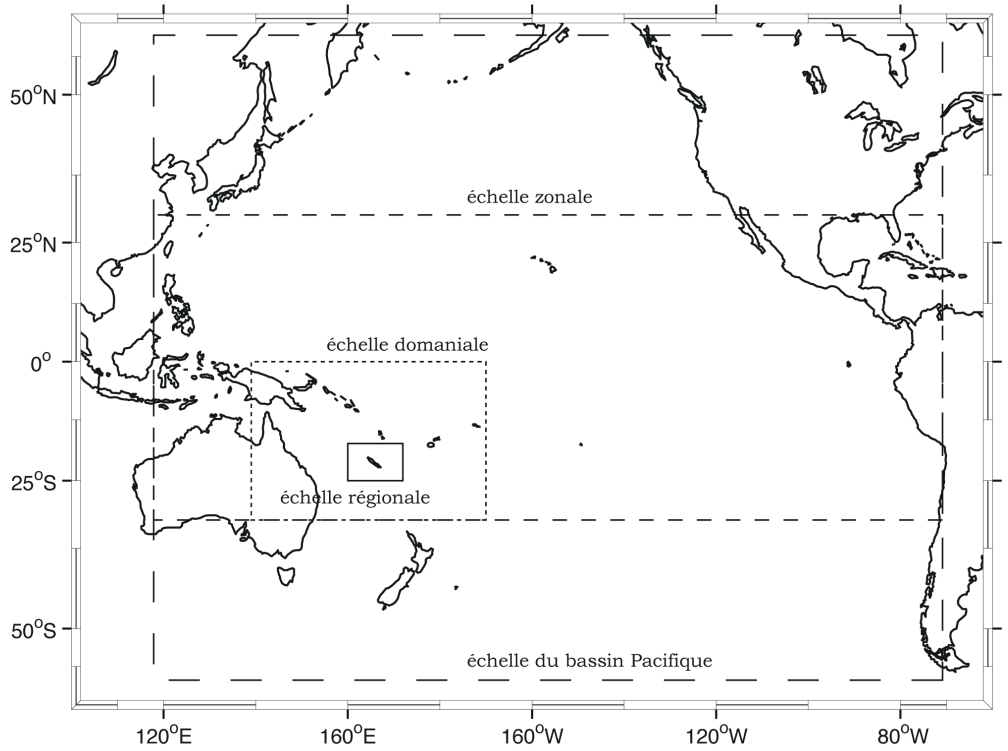


Figure 1 : Représentation schématique de l'extension spatiale de l'échelle régionale (centrée sur la Nouvelle-Calédonie), de l'échelle domaniale, de l'échelle zonale et enfin de l'échelle du bassin Pacifique. L'échelle locale (non montré) correspond à l'échelle de la station météorologique néo-calédonienne, ponctuelle dans l'espace.

[1] Les phases chaudes (froides) correspondent aux phases positives (négatives) des indices thermiques de l'ENSO. Une phase chaude est habituellement baptisée El-Niño et une phase froide La-Niña. Le terme ENSO est donc ambigu car il désigne à la fois une phase chaude et à la fois l'ensemble des phases chaudes et froides. Nous préciserons donc systématiquement dans le texte si le système est dans une phase chaude ou dans une phase froide. L'utilisation de l'acronyme ENSO désignera ici l'ensemble du phénomène.

En effet, depuis quelques années de nombreux auteurs (e.g. Ashok et al., 2007 ; Kao et Yu, 2009) se sont penchés sur l'éventuelle bimodalité de l'ENSO ainsi que sur la configuration spatiale et l'intensité des anomalies de TSO inhérentes à chaque épisode. Il semble que les anomalies thermiques positives maximales ne soient pas systématiquement localisées dans le Pacifique oriental (Ashok *et al.*, 2007 ; Kug *et al.*, 2009 ; Kao et Yu, 2009) et tendent à se décaler, durant certains épisodes, vers la ligne de changement de date (LCD). Cette observation pose une question qui anime actuellement un intense débat dans la communauté scientifique : existe-il différents types d'ENSO ? Cette interrogation soulève également la question de l'impact des différentes signatures thermiques de l'ENSO sur les précipitations dans le Pacifique tropical, et en particulier dans des secteurs sensibles comme la Nouvelle-Calédonie.

1.2 Les impacts environnementaux de la variabilité climatique : une étude de cas sur l'activité des feux

D'une façon générale, les anomalies océaniques et atmosphériques générées par l'ENSO produisent divers impacts environnementaux (Nicholls, 1987). L'analyse de la variabilité climatique est donc un enjeu majeur pour les sociétés. L'un des impacts les plus spectaculaires et les plus médiatisés sur le continent australien est sans doute la fréquence des incendies en réponse aux anomalies de sécheresse (O'Donnell *et al.*, 2011 ; Pianka et Goodyear, 2011). En effet, la dynamique des feux dans la zone tropicale a reçu une attention considérable ces dernières années pour deux raisons principales : la première raison est l'impact des feux sur la biodiversité régionale et locale (Curran *et al.*, 2004), qui est actuellement au cœur des préoccupations environnementales en Nouvelle-Calédonie (Bouchet *et al.*, 1995 ; Jaffré *et al.*, 1998 ; Gillespie et Jaffré, 2003), et la seconde est liée au rôle des émissions des feux dans le changement climatique (Forster *et al.*, 2007) via la libération du carbone dans l'atmosphère.

Bien avant l'arrivée des premiers indonésiens il y a environ 3 000 ans, la Nouvelle-Calédonie fut en effet le siège d'incendies naturels (Stevenson *et al.*, 2001). Aujourd'hui, à l'instar des autres continents tropicaux, les feux y sont allumés quasi-exclusivement par les hommes pour diverses raisons telles que les pratiques agricoles, les conflits humains, le vandalisme, la criminalité, la suppression des forêts au profit du pâturage (Goldammer, 1999 ; Cochrane, 2003), la maintenance des prairies à l'intérieur des savanes (Scholes et Archer, 1997), le retrait d'anciennes exploitations agricoles (Yevich et Logan, 2003) ou tout simplement la négligence (Cochrane, 2003 ; van der Werf *et al.*, 2008). La combustion est une réaction chimique d'oxydation exothermique au cours de laquelle l'énergie emmagasinée lors de la photosynthèse est libérée sous forme de chaleur (Whelan, 1995). C'est cette énergie, qui transmise à la végétation par conduction, convection ou radiation, peut induire la nécrose des tissus végétaux et, *in fine,* la mort des individus.

Bien que les feux soient devenus aujourd'hui exclusivement anthropogènes, **la capacité de la végétation à s'enflammer dépend en grande partie des paramètres**

climatiques. En effet, le climat affecte - à côté d'autres facteurs - la localisation et la composition des écosystèmes mais aussi la fréquence et la propagation des feux. **Il est aujourd'hui largement reconnu que les facteurs météorologiques et climatiques jouent un rôle crucial dans le comportement du feu en affectant à la fois son ignition et sa propagation** (Pyne *et al.*, 1996 ; Kunkel, 2001 ; Siegert *et al.*, 2001 ; Le Page *et al.*, 2008 ; Nepstad *et al.*, 1999 ; van der Werf *et al.*, 2004 ; Randerson *et al.*, 2005).

La superficie totale brûlée sur la Terre reflète une interaction complexe entre les activités humaines et les processus inhérents aux écosystèmes (Vadrevu, 2008; van der Werf, 2008), **mais les conditions atmosphériques imposent une contrainte supplémentaire : l'utilisation du feu dans le processus de suppression d'un couvert végétal est plus efficace lorsque le combustible a subi une dessiccation préalable**. La période de retour d'un feu dépend donc de plusieurs variables qui peuvent être regroupées en trois grandes catégories : le combustible, la gestion humaine du feu et le climat (Hély *et al.*, 2001 ; Skinner *et al.*, 2002). En effet, le type et la quantité de combustible, la taille et la forme des particules ainsi que la compacité du lit du combustible affectent le comportement du feu (taux de propagation ou intensité du front). Le taux d'accumulation du combustible (qui dépend de la productivité primaire nette et du type de végétation) exerce ainsi un contrôle direct sur la période d'intervalle entre deux feux. D'un autre côté, les conditions météorologiques influencent les feux (i) indirectement via les facteurs physio-écologiques participant à l'établissement de différents écosystèmes et en modulant le taux d'humidité du combustible, et (ii) directement via le rôle du vent sur la propagation du feu ou sur le transfert de chaleur convective qui affecte la formation de la colonne convective du feu.

Dans un article publié récemment en 2008 par van der Werf *et al.* intitulé « *Climate controls on the variability of fires in the tropics and subtropics*», les auteurs mettent en lumière l'impact des anomalies pluviométriques et l'impact de la longueur d'une saison sèche sur l'activité des feux dans la zone tropicale. Leurs conclusions montrent que ces deux variables pilotent plus ou moins (en fonction des écosystèmes) l'activité des feux et sont, elles-mêmes, contrôlées partiellement par l'ENSO à l'échelle inter-annuelle.

1.3 Les différentes approches du forçage climatique sur les incendies

Afin de mieux comprendre la problématique et les objectifs de ce travail de recherche, il convient dans un premier temps de rappeler brièvement les processus à l'œuvre entre la variabilité climatique et les incendies dans la zone tropicale ainsi que l'état des connaissances sur le sujet. Nous nous focaliserons ensuite sur les incendies dans les savanes et dans les forêts tropicales, les deux principaux écosystèmes néo-calédoniens.

Les forçages climatiques sur l'activité des feux sont, en règle générale, envisagés selon

deux approches : (i) une estimation *a priori* du risque de feu et (ii) une analyse *a posteriori* de la relation entre la fréquence et/ou l'extension des feux et/ou des surfaces brûlées et les conditions climatiques observées.

1.3.1 Une approche *a priori*

La première approche du forçage climatique sur les feux est principalement basée sur les conditions atmosphériques quotidiennes, incluant habituellement les maximums thermiques, les déficits de vapeur d'eau et/ou de l'humidité des sols et la vitesse du vent à proximité de la surface. Les variations temporelles de l'humidité des sols et du combustible sont en effet directement reliés aux conditions atmosphériques (van Wagner, 1987) et **le risque de feu augmente lorsque des températures élevées se combinent à des déficits de précipitations, des vents forts et/ou une vapeur saturante déficitaire** (i.e. Stocks *et al.*, 1989). A titre d'exemple, Doling *et al.* (2005) ont montré une forte relation entre le Keetch/Byram index[2] (basé sur le déficit hydrique du sol) et l'activité des feux entre 1986 et 1991 à Hawaï. Diez *et al.* (1994) ont utilisé l'énergie statique sèche[3] et le déficit de saturation entre 850 et 700 hPa pour définir le risque de feu sur le nord de l'Espagne. Amiro *et al.* (2003) ont utilisé de leur côté le Fire Weather Index[4] (FWI) à l'échelle quotidienne et ont montré ses relations avec l'activité des feux dans la forêt boréale canadienne. Par ailleurs, de nombreuses études ont prouvé le lien entre certains types de circulation atmosphérique d'échelle spatiale domaniale et l'activité des feux (Flaningan *et al.*, 2001). Crimmins (2005) a relié le FWI quotidien en Arizona à des types de circulation atmosphériques et trouve que 80% des jours de feu sont associés à trois types de circulation. Skinner *et al.* (2002) ont montré l'association entre les types de circulation atmosphérique d'échelle spatiale régionale à domaniale (définis à partir du géopotentiel à 500 hPa) et l'intensité des feux au Canada. D'une façon générale, l'importance des conditions météorologiques sur le comportement et le taux de propagation des feux est très bien documentée (Flannigan et Harrigton, 1988 ; Flannigan *et al.*, 2000). L'impact de la circulation atmosphérique sur les feux (de l'échelle quotidienne à l'échelle synoptique) a été analysé dans le but de développer des modèles de prévisions à des échéances temporelles très courtes, de l'ordre de quelques jours au maximum (e.g. Klein et Whistler, 1991 ; Roads *et al.*, 1991).

Les variables météorologiques seules ou combinées avec la végétation et la topographie sont donc fréquemment utilisées afin de développer des indices de risque de feu (Viegas *et al.*, 1999). Le développement de divers systèmes d'alerte a permis l'intégration de la variabilité météorologique à court terme dans des outils de support à la décision de gestion du feu. Les changements saisonniers du combustible

[2] Le keetch/Byram index est un indice de sécheresse qui évalue le risque potentiel d'incendie à partir de l'humidité du sol.

[3] L'énergie statique sèche est une variable thermodynamique similaire à la température potentielle (température d'une parcelle d'air ramenée à 1000 hPa), excepté le concept d'énergie statique qui implique que l'énergie cinétique soit dissipée ici en énergie thermique.

[4] Voir l'encart E.4.

(assèchement ou humidification) peuvent également être suivis ou estimés à l'aide de métriques dans lesquelles on intègre des indices météorologiques quotidiens, tels que le Spread Component[5] (SC) ou le FWI qui permettent l'évaluation du risque de feu.

1.3.2 Une approche *a posteriori*

La seconde approche du forçage climatique est basée sur la corrélation entre la fréquence et/ou l'extension spatiale des feux et/ou des surfaces brûlées et les anomalies de précipitations à l'échelle régionale (Govender *et al.*, 2006 ; Ceccato *et al.*, 2010) **contrôlées par des phénomènes climatiques de larges échelles spatiales (i.e d'échelle quasi-planétaire) comme l'ENSO** (Fuller et Murphy, 2006 ; Le Page *et al.*, 2008 ; van der Werf *et al.*, 2008 ; Langner et Siegert, 2009). Ces auteurs ont mis en lumière l'impact global et régional de l'ENSO sur l'activité des feux, à travers la modulation saisonnière des anomalies de précipitations et la longueur et/ou l'intensité de la saison sèche dans la zone tropicale (Ropelewski et Halpert, 1987 ; Ropelewski et Halpert, 1996 ; Kiladis et Diaz, 1989 ; Hély *et al.*, 2003 ; van der Werf *et al.*, 2008). Kita *et al.* (2000) ont montré par exemple que la concentration atmosphérique d'ozone associée aux incendies indonésiens augmentait durant les phases chaudes de l'ENSO, notamment en 1994 et 1997. Siegert *et al.* (2001) ont également indiqué que la fréquence des feux en Indonésie augmentait significativement durant les années anormalement sèches et que le nombre de pixels de feux détectés par satellites était fortement corrélé à la longueur et l'intensité de la saison sèche.

Certains travaux ont donc déjà établi des téléconnexions indirectes entre le phénomène ENSO et l'activité des feux (e.g. Simard *et al.*, 1985 ; Swetnam et Betancourt, 1990). A titre d'exemple, Flannigan *et al.* (2000) ont exploré la relation entre les températures de surface océanique du Pacifique et les surfaces brûlées au Canada afin de développer un modèle de prévision de l'activité mensuelle et saisonnière des feux. En se basant sur des archives paléo-climatiques, McCabe *et al.* (2004) ont prédit que la combinaison d'une phase négative de l'ENSO (e.g. La-Niña) et d'une phase positive de la Pacific Decadal Oscillation (PDO) pouvait générer des périodes de sécheresse prolongée dans le sud-ouest des USA et augmenter par conséquent le risque de feu. Van der Werf *et al.* (2008) ont également mis en exergue un couplage particulièrement fort entre l'intensité de la sécheresse et les émissions de feux dans le sud-est asiatique, en particulier dans le secteur sud de Bornéo, qui se trouve directement dans l'aire d'influence de l'ENSO. Durant l'année 2000, la saison sèche fût ainsi raccourcie sous l'influence d'une phase froide (i.e. La-Niña) conduisant à une forte diminution des feux. A l'inverse, l'extension de la saison sèche lors des épisodes chauds de 2002 et 2006 déclencha une augmentation quasi-exponentielle de la fréquence des feux (van der Werf *et al.*, 2008). Cette relation non-linéaire attire par ailleurs l'attention sur la sensibilité de cette région au réchauffement climatique et suggère que l'augmentation de l'utilisation humaine des feux combinée à de plus fortes sécheresses peut se traduire, dans les prochaines décennies, par une boucle de

[5] Cet indice mesure le taux et la vitesse de propagation d'un incendie (les valeurs sont exprimées généralement en m/min) via la pente, l'humidité du combustible et la vitesse du vent.

rétroaction positive entre le climat et la libération de carbone stocké dans la biomasse (van der Werf *et al.*, 2008).

L'analyse de ces téléconnexions suggère dans certains cas un potentiel de prévisibilité de la superficie probable des feux à des échéances de plusieurs mois. **En effet, la polarité de l'ENSO change en général à partir du printemps boréal (Rasmusson et Carpenter, 1982) et son intensité se renforce au cours des mois suivants. Par conséquent, de nombreux modèles statistiques basés sur l'ENSO sont utilisés dans le but de produire des prévisions saisonnières de la fréquence des feux mais aussi de leur superficie.** Dans cette optique, Ceccato *et al.* (2010) ont crée un système d'alerte à l'échelle saisonnière afin de mitiger les impacts potentiels liés aux incendies en Indonésie. Les auteurs ont montré que la fréquence des feux entre juin et octobre était reliée de façon non-linéaire aux anomalies mensuelles de précipitations, elles-mêmes prévisibles à partir de l'indice Niño 4 environ deux mois à l'avance. Chu *et al.* (2002) ont établit une régression logistique à partir de l'indice de l'oscillation australe (OA) de l'hiver précédant la saison des feux pour prédire le total des surfaces brûlées sur les îles hawaïennes. Le potentiel de prévisibilité de l'activité des feux a également été exploré sur d'autres secteurs tropicaux comme Kalimantan (Wooster *et al.*, 2011) mais également à l'échelle globale (van der Werf *et al.*, 2008). De nombreux travaux ont analysé la prévisibilité des feux sur le nord de l'Amérique, incluant l'Alaska (Duffy *et al.*, 2005), l'ouest des USA (i.e. Simard *et al.*, 1985, Swetman et Bettancourt, 1990 ; Westerling *et al.*, 2003 ; Preisler et Westerling, 2007) ou encore sur le Canada (Shabbar *et al.*, 2011). Ces prévisions sont basées généralement sur des régressions logistiques (pour estimer par exemple la probabilité d'occurrence d'un feu au-dessus d'une superficie donnée) mais également des régressions linéaires dédiées à la prévision du logarithme des surfaces brûlées et/ou des conditions météorologiques favorisant l'activité des feux. Tous ces travaux bénéficient en général d'enregistrements d'occurrence de feux exceptionnellement longs ; certains d'entre eux débutent même à l'aune du 20ème siècle (Littell *et al.*, 2009). De tels enregistrements sont, en revanche, indisponibles dans la plupart des pays tropicaux ou subtropicaux.

1.4 Les écosystèmes néo-calédoniens : savanes et forêts

A l'échelle planétaire, les seuls secteurs vierges de feux sont les déserts, qui n'accumulent aucun combustible, et les forêts équatoriales où les précipitations sont relativement abondantes tout au long de l'année. Entre ces deux états extrêmes, on trouve des forêts sèche et humide, des savanes et des écosystèmes semi-arides. Les forçages climatiques sur l'activité des feux varient en fonction de ces trois grands écosystèmes. En dépit de sa taille, **la Nouvelle-Calédonie abrite à la fois des forêts humides à l'est et des savanes (ainsi que quelques forêts sèches) à l'ouest** (Figure 2) **et constitue ainsi un formidable laboratoire d'analyse des interactions entre les écosystèmes, la variabilité atmosphérique et les incendies dans un contexte géographique singulier**.

1.4.1 Le contexte géographique et les formations végétales

La Nouvelle-Calédonie est située dans le Pacifique SW, à environ 1500 km à l'est de la côte australienne, entre les 18ème et 23ème parallèles, juste au nord du tropique du Capricorne. L'archipel a une superficie émergée de 19 100 km^2. La « Grande Terre » a une forme allongée d'environ 400 km de long et 50 km de large et est orientée selon un axe nord-ouest/sud-est. La « Grande Terre » est partagée longitudinalement par la chaîne centrale dont l'altitude reste modérée, puisque les sommets culminent à 1628 m dans le Nord (Mont Panié) et à 1618 m dans le sud (Mont Humboldt). Les îles Loyauté représentent un peu plus de 10% de la superficie de la Nouvelle-Calédonie. Les îles principales sont Ouvéa (132 km²), Lifou (1196 km²) et Maré (642 km²). Contrairement à la « Grande Terre », ces îles sont basses et plates. L'altitude de l'ensemble décroît régulièrement du sud au nord : 138 m au sud de Maré, 104 m à Lifou et 46 m à Ouvéa pour les points les plus élevés.

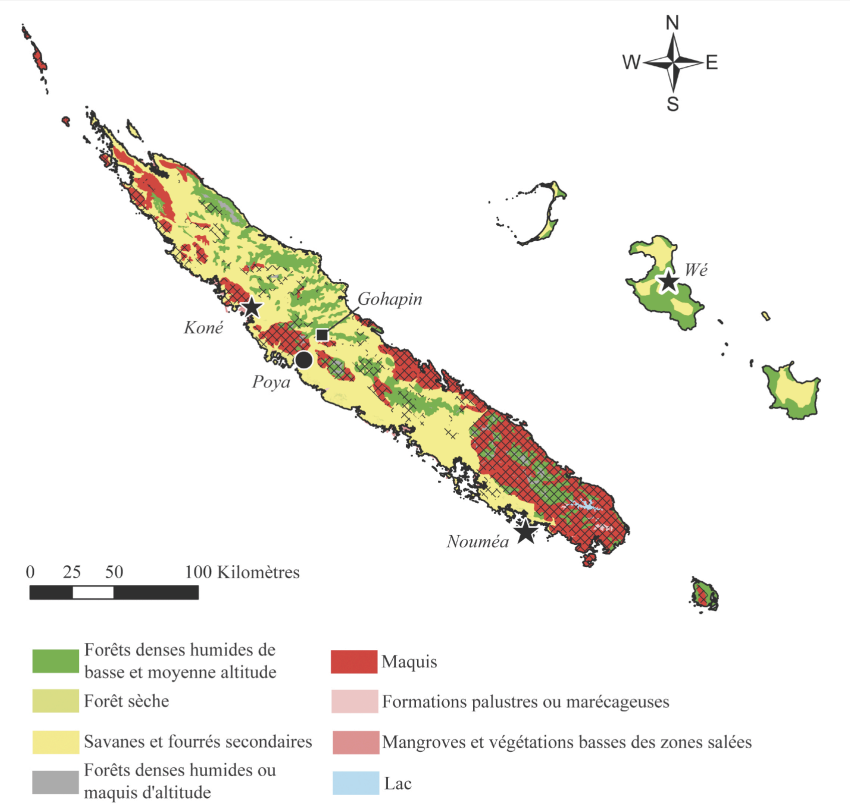


Figure 2 : Carte simplifiée de la végétation de la Nouvelle-Calédonie (modifiée de l'Atlas de Nouvelle-Calédonie). Les zones hachurées représentent les sols ultramafiques.

C'est dans ce contexte que se développe une exceptionnelle biodiversité, portée par une mosaïque d'écosystèmes liée aux différents types de sols (ultramafique[6], volcano-

[6] Sols magmatiques contenant beaucoup de métaux.

sédimentaire[7] ou calcaire), aux gradients de précipitation, au relief et aux différentes activités humaines (Jaffré 1993; Jaffré et Veillon 1994 ; Jaffré *et al.* 2009). Différents types de formations forestières sont distingués en Nouvelle-Calédonie en fonction de la quantité de précipitation et du substrat sur lequel elles poussent (Figure 2). On distingue, de façon générale : (i) les forêts sèches ou forêts sclérophylles (50 km^2), situées en-dessous de 300 m d'altitude sur substrats volcano-sédimentaires dans les secteurs recevant moins de 1000 mm de précipitation par an, (ii) les forêts denses humides sur substrats volcano-sédimentaires (1800 km^2), (iii) les forêts denses humides sur substrats ultramafiques (1100 km^2) et (iv) les forêts denses humides sur substrats calcaires (900 km^2). Les forêts denses humides et les savanes tropicales se partagent environ un quart de la surface terrestre (environ 6 % et 20 %, respectivement) et recouvrent à peu près 20 % et 30 % de la surface de la Nouvelle-Calédonie (Jaffré *et al.* 2009).

Regardons à présent comment se traduit la relation entre les anomalies climatiques et les feux dans les savanes, puis dans les forêts tropicales.

1.4.2 Les feux dans les écosystèmes de savanes

Les écosystèmes de savanes, qui reflètent des niveaux de productivité primaire intermédiaires, sont les écosystèmes les plus vulnérables aux incendies. En effet, durant une saison sèche anormalement prolongée, ces écosystèmes subissent un assèchement du combustible disponible qui devient vulnérable au feu. L'alternance d'une saison humide (durant laquelle la biomasse augmente) et d'une saison sèche (durant laquelle le combustible s'assèche) y fournit donc des conditions propices au développement des feux comme le confirment les observations satellites (Cahoon *et al.*, 1992 ; Stroppiana *et al.*, 2000). Ces écosystèmes ne sont limités ni par la disponibilité du combustible ni par la longueur moyenne de la saison sèche (van der Werf *et al.*, 2004). En effet, la quantité de combustible est contrôlée par la productivité primaire de la saison humide précédente. En théorie, les taux de productivité primaire nette augmentent lorsque de fortes précipitations sont enregistrées durant la saison humide et la biomasse peut alors alimenter les incendies au cours de la saison sèche suivante (Griffin *et al.*, 1983). **Dans la plupart des savanes, la longueur de la saison sèche n'est donc pas, *a priori*, un facteur de régulation des feux**. Dans le parc national de Kruger, van Wilgen *et al.* (2000) ont observé une corrélation positive significative entre les taux de précipitations enregistrés durant la saison humide et l'activité des feux durant la saison sèche suivante. Spessa *et al.* (2005) ainsi que Randerson *et al.* (2005) corroborent ces résultats sur le nord de l'Australie en utilisant des données satellites différentes. Il est intéressant de noter que l'on observe généralement des processus similaires dans les écosystèmes semi-arides, à des échelle de temps plus longues. En effet, l'accumulation de combustible herbacé durant les saisons anormalement humides permet aux feux de se propager plus efficacement durant la

[7] Sol constitué de débris volcaniques et de sédiments.

saison sèche (Griffin *et al.*, 1983 ; Swetnam et Betancourt, 1990 ; van Wilgen *et al.*, 2000). Des évènements de feux extrêmes dans le sud-ouest des USA (Arizona) semblent être reliés parfois à des signatures climatiques complexes qui remontent jusqu'à plusieurs années avant le départ du feu (Swetnam et Betancourt, 1998 ; Grissino-Mayer et Swetnam, 2000). Toujours dans l'ouest des USA, des études récentes ont montré que les conditions climatiques antécédentes (i.e. jusqu'à un an avant la saison des feux) pouvaient influencer l'activité des incendies via les anomalies de précipitations qui (i) limitent ou favorisent l'accroissement de la biomasse et (ii) contrôlent directement les niveaux d'humidité du combustible (Swetman et Betancourt, 1990, 1998 ; Westerling *et al.*, 2002, 2003 ; Crimmins et Comrie, 2004). L'activité des feux dans les savanes et les écosystèmes semi-arides répond donc à la fois à la variabilité atmosphérique à court terme et à long terme (> 1 an) à travers les mécanismes de production du combustible, les conditions de sécheresse à l'échelle saisonnière et interannuelle et enfin les fluctuations quotidiennes de l'humidité relative, de la vitesse du vent et de la température. **Les conditions climatiques antécédentes sont donc reconnues comme des pilotes fondamentaux de la variabilité de l'activité des feux dans les savanes mais aussi dans les écosystèmes semi-arides, en contrôlant la quantité de combustible disponible**.

1.4.3 Les feux dans les écosystèmes des forêts tropicales

Dans les forêts tropicales humides, le nombre de feux détectés par satellites est en revanche fortement relié à la longueur et l'intensité de la saison sèche (van der Werf *et al.*, 2004). En effet, la quantité de biomasse disponible permet aux forêts tropicales de s'affranchir des anomalies de précipitations de la saison précédente. Van der Werf *et al.* (2004) ont montré que la variabilité interannuelle de la longueur de la saison sèche en Asie était responsable d'une large partie des variations de l'activité des feux. D'autres travaux ont montré que l'activité des feux augmentait durant les années sèches uniquement sur certains secteurs sous déforestation (Nepstad *et al.*, 1999). Par ailleurs, Hoffmann *et al.* (2003) ont montré que des saisons sèches de plus en plus intenses associées au réchauffement climatique seront susceptibles d'augmenter le risque de feu dans la plupart des forêts tropicales.

2. Enjeu et problématique

- **L'enjeu de la biodiversité néo-calédonienne**

La Nouvelle-Calédonie est connue, en raison de sa position géographique dans la zone tropicale, pour la richesse de sa flore avec un taux d'endémisme de l'ordre de 75 à 80% (ce qui la place au 3ème rang de la biodiversité à l'échelle planétaire). Elle se positionne parmi les 34 « points chauds » les plus surveillés de la biodiversité mondiale (Myers *et al.*, 2003). La richesse de sa flore comprend à ce jour 3371 espèces dont 3099 plantes à fleurs (Morat *et al.* in prep.) et chaque année, de nouvelles espèces continuent à être découvertes. La Nouvelle-Calédonie se démarque aussi par ses nombreux cas de micro-endémisme (Pillon et Nooteboom, 2009). Or les incendies

menacent de plus en plus la biodiversité de l'île[8]. Leur fréquence et leur propagation sont variables selon la nature du couvert végétal (forêt dense humide, maquis ligno-herbacé, forêts sclérophylle ainsi que les formations qui sont issues de sols d'origine volcanique ou sédimentaire). La forêt sclérophylle est très sensible au feu et sa reconstitution demeure problématique en raison d'un envahissement des zones brûlées par des espèces grégaires, en grande majorité allochtones, qui s'opposent à la réinstallation des espèces initiales. La forêt sèche est ainsi remplacée par des savanes dont la strate graminéenne empêche toute évolution du couvert végétal en constituant un matériel très inflammable en saison sèche. Les feux de forêts constituent donc en Nouvelle-Calédonie l'un des principaux facteurs de transformation et de dégradation du milieu naturel (Gill *et al.*, 1981 ; Goldammer, 1999 ; Whelan, 1995).

- **Quelle est la signature des anomalies climatiques dans l'activité des feux ? Peut-on anticiper ces anomalies à l'échelle saisonnière ?**

Dans ce contexte actuel de menace de la biodiversité mondiale, la question du potentiel de prévisibilité des anomalies climatiques est au cœur de nombreuses recherches. L'archipel de la Nouvelle-Calédonie abrite, nous venons de le voir, une diversité de communautés d'espèces écologiques unique ainsi qu'un régime de feu[9] qui peut être influencé par les conditions climatiques de façon singulière. **La menace de la biodiversité d'un point chaud comme la Nouvelle-Calédonie pose ainsi la question du degré d'implication et de prévisibilité de la variabilité climatique dans l'activité des feux et de son intégration dans les systèmes d'alerte**. Si les feux sont directement ou indirectement reliés aux anomalies climatiques saisonnières, quelle est la part de la variabilité saisonnière de ces anomalies imputables à l'ENSO ? Quelle est la sensibilité des anomalies pluviométriques aux déclenchements de différents types d'ENSO ? Quel est le potentiel prédictif de ces anomalies pluviométriques ? Peut-on traduire ce potentiel prédictif dans l'estimation des incendies ? Enfin, peut-on prévoir l'activité des feux directement sur la base d'un forçage océanique ?

---

[8] En 2008, le projet scientifique Incendies en Nouvelle-Calédonie (INC) se constitue afin de mieux gérer le risque de feux sur le territoire néo-calédonien. Ce projet répond à des exigences scientifiques et sociétales ; il s'agit d'analyser les paramètres physiques et humains liés aux incendies dans le but de réaliser un système de surveillance pour la biodiversité et la disparition des écosystèmes. L'objectif final est de développer un Système d'Information Géographique (SIG) pour suivre simultanément les écosystèmes, les pratiques humaines, le climat et les incendies dans l'espace et le temps. Toutes ces composantes ont été intégrées dans un Système d'Information combinant le SIG à un modèle non linéaire dynamique pour modéliser le risque de feu sur la biodiversité de la Nouvelle-Calédonie. Ce système d'information sera décliné en un système d'alerte opérationnel pour l'aménagement du territoire. Le travail de recherche qui suit s'inscrit dans la section « Météorologie et climatologie » du projet INC qui a bénéficié d'un cadre institutionnel et a été financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR). La mise en œuvre de l'appel à projets est réalisée par l'IFB (Institut Français de la Biodiversité). Un total de neuf équipes travaillent en partenariat dont le CEREGE *(Centre d'Etudes et de Recherche en Géosciences de l'Environnement),* l'IRD (*Institut de Recherche pour le Développement*) Unité S140, l'IRD BIODIVAL, Météo-France, l'IRD UMR 022 « *Centre de Biologie et de Gestion des populations* », EMAX Cemagref, l'INRA (*Institut National de la Recherche Agronomique*), WWF Calédonie (*World Wildlife Fund*) et l'IAC (*Institut Agronomique Calédonien*).

[9] Caractéristiques spatiale et temporelle de l'occurrence des feux

Il s'agit donc de regarder comment un signal d'échelle spatiale quasi-planétaire comme l'ENSO se matérialise dans l'activité des feux à l'échelle locale, dans un contexte géographique (i) différent des études précédentes (Fuller et Murphy, 2006 ; Vadrevu, 2008 ; Ceccato et al., 2010) et (ii) *a priori* très sensible aux variations thermiques de l'océan Pacifique liées à l'ENSO. Notre analyse sera basée sur une approche multi-scalaire, et plus particulièrement une approche d'upscaling, puisque l'identification du forçage des anomalies pluviométriques saisonnières à l'échelle locale de la Nouvelle-Calédonie nous conduira à considérer un mécanisme possible impliquant la quasi-totalité de la zone tropicale. Une partie de ce travail de thèse se situe au cœur de ces questions et permettra donc, *in fine*, d'améliorer notre compréhension du forçage de l'ENSO sur les anomalies pluviométriques (i) de la Nouvelle-Calédonie, (ii) du Pacifique SW et enfin (iii) de l'ensemble de zone tropicale.

3. Les objectifs scientifiques

L'objectif de cette thèse est d'identifier les variables climatiques impliquées dans les incendies néo-calédoniens et de relier, si possible, ces variables à la principale source de forçage prévisible plusieurs mois à l'avance : l'ENSO. Une telle approche devrait nous permettre de construire un modèle prédictif de l'intensité de la saison des feux à venir, avec une échéance de plusieurs mois.

La **partie 1** est dédiée à la description des données utilisées tout au long de cette thèse. Les objectifs sont ensuite traités dans quatre parties différentes. Nous partirons de l'impact des conditions atmosphériques sur les incendies pour ensuite remonter au cœur du forçage climatique.

♦ Le premier objectif est d'identifier les champs climatiques impliqués dans l'activité des feux néo-calédoniens

Il s'agit dans un premier temps de faire un bref rappel de l'état moyen du bassin Pacifique tropical, des conditions thermiques et pluviométriques moyennes de la Nouvelle-Calédonie ainsi que des différents types de circulation atmosphérique à l'échelle quotidienne. Une approche probabiliste à l'échelle locale permettra ensuite d'isoler les variables climatiques impliquées dans les feux à diverses échéances temporelles. **Nous mettrons l'accent sur les conditions atmosphériques quotidiennes antécédentes à chaque feu, pour la première fois à l'échelle locale**. **Cette approche est rendue possible par la densité (exceptionnelle pour la zone tropicale et subtropicale) du réseau météorologique Météo-France.** Ces analyses seront l'objet de la **partie 2**.

♦ Le deuxième objectif est d'évaluer l'impact de l'ENSO sur les anomalies pluviométriques néo-calédoniennes à diverses échelles temporelles

Nous estimerons dans la **partie 3** le poids relatif du rôle joué par l'ENSO sur la variabilité pluviométrique de la Nouvelle-Calédonie. La réponse à cette question permettra de cibler (i) les indicateurs mesurant l'activité de l'ENSO les mieux corrélés

aux anomalies pluviométriques en Nouvelle-Calédonie, (ii) la ou les saisons potentiellement prévisibles et (iii) les types d'ENSO ayant le plus d'impact sur le Pacifique SW. La stabilité temporelle des relations mises en évidence sera ensuite analysée via une analyse spectrale-multi-échelle.

♦ **Le troisième objectif est de mesurer la sensibilité des anomalies de précipitations à l'échelle de la zone tropicale en réponse à une anomalie thermique de surface de l'océan dans le Pacifique central**

Une analyse des téléconnexions entre le Pacifique central et les anomalies de précipitations à l'échelle tropicale sera présentée dans la **partie 4** et permettra d'étendre une partie des résultats obtenus précédemment à une échelle plus vaste. Nous montrerons l'impact du décalage du maximum de TSO vers la LCD sur l'intégrale des anomalies de précipitations à l'échelle tropicale. Une attention particulière sera portée à la définition des différents types d'ENSO. Nous essaierons de montrer l'importance de considérer, en plus de l'amplitude des anomalies de TSO, la position du maximum d'anomalie, le gradient zonal des TSO et enfin la saisonnalité de l'état moyen.

♦ **Le quatrième et dernier objectif est de proposer un modèle de prévision des incendies via les anomalies thermiques de l'océan Pacifique tropical**

Une fois les variables climatiques impliquées dans les feux identifiées et leur lien avec l'ENSO établit, nous examinerons la prévisibilité des feux. Les conclusions tirées de ces analyses nous permettront de construire un modèle statistique. Le dernier axe de recherche que constitue la **partie 5** propose ainsi d'élaborer un modèle d'anticipation de l'activité des feux à l'échelle saisonnière. L'objectif est de proposer un indice d'estimation d'aléa du feu à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Nous expérimenterons ensuite une descente d'échelle pour évaluer le potentiel de prévisibilité à l'échelle intra-calédonienne. La relation entre les variables climatiques et la fréquence des feux sera ainsi modélisée en utilisant un modèle empirique. La construction d'un tel système de surveillance est fondamentale pour la biodiversité, mais aussi pour la sécurité alimentaire ou encore les épidémies comme la dengue. Ce chapitre vise donc à répondre aux questions soulevées dans l'introduction et permettra, *in fine*, de quantifier la fraction de variabilité de l'activité des feux expliquée par les conditions climatiques.

La conclusion, les discussions et les perspectives qui ressortent de ce travail seront abordées dans **la sixième et dernière partie** de ce manuscrit.

PARTIE 1.

LES DONNEES

Nous présentons dans cette partie les différentes bases de données utilisées au cours de cette thèse. La première section est consacrée aux données de feux détectés par les instruments MODIS, ATSR et Landsat et la seconde section décrit les données climatiques provenant de l'océan et de l'atmosphère. Nous discutons également des éventuels biais inhérents à chaque base de données. Les méthodes et techniques statistiques seront détaillées au fil de la présentation des résultats.

1.1. Les données de feux MODIS, ATSR et Landsat

Nous utilisons au cours de cette thèse trois bases de données différentes renseignant l'activité des feux : MODIS, ATSR et Landsat. La base de données MODIS a été produite par l'IRD Nouméa et les images Landsat par le CEMAGREF. La pluralité des sources est une précaution contre les éventuels biais liés à l'échantillonnage spatio-temporel de chaque satellite. Notons cependant que les différentes parties de ce manuscrit ne s'appuient pas sur une base de données homogène car la production des données MODIS a largement évolué au cours de cette thèse. Les images Landsat sont venues en effet compléter le fichier MODIS seulement au cours de ma troisième année de recherche. La **partie 2** de ce manuscrit s'appuie donc sur une base de données issue intégralement des instruments MODIS (version 1), tandis que nous utilisons dans la **partie 5** une version améliorée (version 2) combinant la version 1 aux images Landsat.

1.1.1 MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

La première source de données est basée sur la production des pixels de feux issue des instruments MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) Terra et Aqua (Justice *et al.*, 2002 ; Giglio, 2006 ; Giglio *et al.,* 2006 ; Giglio, 2007) entre mars 2000 et décembre 2010. Les instruments MODIS sont embarqués sur deux satellites en orbite autour de la Terre lancés par la NASA en 1999 (satellite TERRA) et en 2002 (satellite AQUA). Les capteurs MODIS enregistrent les données issues de 36 bandes spectrales différentes entre 0.4 et 14.4 µm ainsi qu'à diverses résolutions spatiales (2 bandes à 250 m, 5 bandes à 500 m et 29 bandes à 1 km). Les deux satellites couvrent l'intégralité de la Terre toutes les 24 heures (avec un intervalle de 12 heures entre les deux satellites) selon une orbite quasi-polaire. Les instruments MODIS ont détectés durant la période 2000-2008 un total de 3707 pixels de feux (appelés MODIS I par la suite) sur la Nouvelle-Calédonie bien que cette somme soit sans doute très éloignée du nombre réel de feux en raison de la résolution spatio-temporelle de l'échantillonnage, de l'influence des nuages, etc.

Un algorithme de filtrage a été utilisé afin de retirer les doubles comptages issus d'un même feu (i) qui couvrirait une surface plus large qu'un pixel (1 km² soit 100 hectares) et (ii) qui apparaîtrait sur deux images successives (AQUA et TERRA produisent 1 image chacun par jour). Cet algorithme itératif permet donc d'agréger les pixels de feux dont la distance temporelle est < 24 heures et la distance spatiale < 1 km. **Ce procédé conduit à l'extraction des différents départs de feux et permet donc de distinguer les surfaces brûlées de la fréquence d'ignition**. 949 feux (appelés MODIS II par la suite) ont été extraits entre mars 2000 et décembre 2008. La plupart d'entre eux (respectivement 38% et 22%) couvrent une surface de 1 et 2 pixels, tandis que le plus grand feu enregistré sur cette période (baptisé feu de la Montagne des Sources) a brûlé durant une semaine entière en décembre 2005, recouvrant exactement 116 pixels.

1.1.2 Along Track Scanning Radiometer (ATSR)

La seconde source de données provient des enregistrements du satellite ATSR (Along Track Scanning Radiometer) entre janvier 1996 et décembre 2008 (Schultz, 2002 ; Mota *et al.*, 2006). Les données ATSR ont été extraites à partir du site World Fire Atlas Web (http://dup.esrin.esa.int/ionia/wfa/index.asp). La détection des pixels de feux est basée sur la combinaison du canal proche infrarouge (1.6 µm) avec 3 bandes thermiques (respectivement 3.7 µm, 11 µm, and 12 µm) bénéficiant d'une résolution horizontale de 1 km. Nous avons utilisé l'algorithme 2 avec un seuil de détection des feux fixé à 308 K à 3.7 µm. Le satellite achève une couverture globale tous les 3 jours et seuls les feux de nuit sont détectés en raison des horaires de passage du satellite. L'ignition des feux se produisant généralement au cours de la journée, seuls 83 pixels de feux entre 1996 et 2008 ont été détectés sur la Nouvelle-Calédonie. Il s'agit principalement des plus grandes surfaces brulées sur plusieurs jours consécutifs.

Bien que cet algorithme ne corrige pas les biais de détection liés à la couverture nuageuse ou à la bidirectionnalité de l'émissivité, ATSR possède de nombreux avantages : (i) la détection des feux exclut les artefacts liés à la réflexion solaire, (ii) seuls les pixels vus au quasi-nadir sont analysés ce qui limite les problèmes de taille de pixel et de bidirectionnalité, (iii) le satellite n'a connu aucun changement d'orbite ce qui permet d'analyser les variations inter-annuelles et enfin (iv) la haute sensibilité du radiomètre permet la détection des feux de petite taille. En revanche, les principaux inconvénients de la détection des feux par ATSR sont (i) la détection uniquement de surfaces chaudes (du moins à partir de l'algorithme 2) et (ii) une sous-estimation globale du nombre total de pixel de feux en raison de la résolution temporelle.

1.1.3 Les images Landsat

La troisième base de données est une combinaison du fichier MODIS avec les images Landsat 7 ETM (Enhanced thematic Mapper plus) prises entre janvier 2000 et décembre 2010 (le satellite LANDSAT 7 a été lancé le 15 avril 1999) avec une résolution horizontale de 30 mètres dans le visible et l'infrarouge (Figure 1.1). 593 feux ont pu être identifiés puis délimités précisément grâce à la résolution des images

Landsat (Curt *et al.*, in prep). Une analyse comparative avec les données MODIS indique que 44% des feux sont détectés par les deux méthodes. La base de données finale (utilisée seulement dans la **partie 5**) fournit le périmètre de chaque feu et leur superficie totale (dont la somme, calculée sur l'intégralité de la période, s'élève à 26 132 ha).

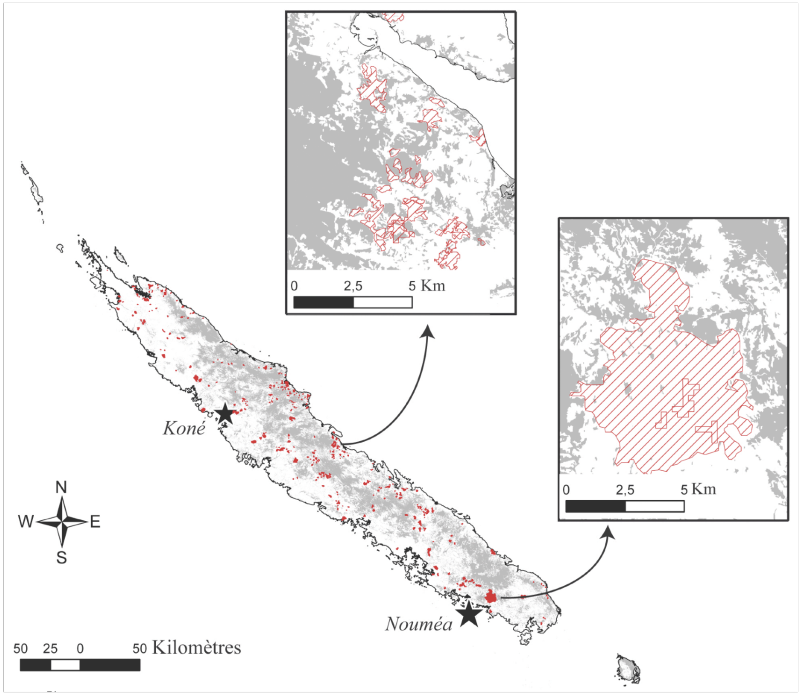


Figure 1.1 : Cartes des incendies (en rouge) détectés par MODIS puis validés par les images Landsat entre 2000 et 2010. Les zones grisées et blanches représentent respectivement les zones forestières et les formations ouvertes (maquis et savanes) dans lesquelles les incendies se propagent. Les deux encadrés montrent à une échelle plus fine la propagation des incendies dans les milieux ouverts adjacents aux lisières forestières (tiré de Curt *et al.*, in prep).

1.2 Les données climatiques

1.2.1 L'état et la dynamique de l'atmosphère

- **Le réseau des stations Météo-France en Nouvelle-Calédonie**

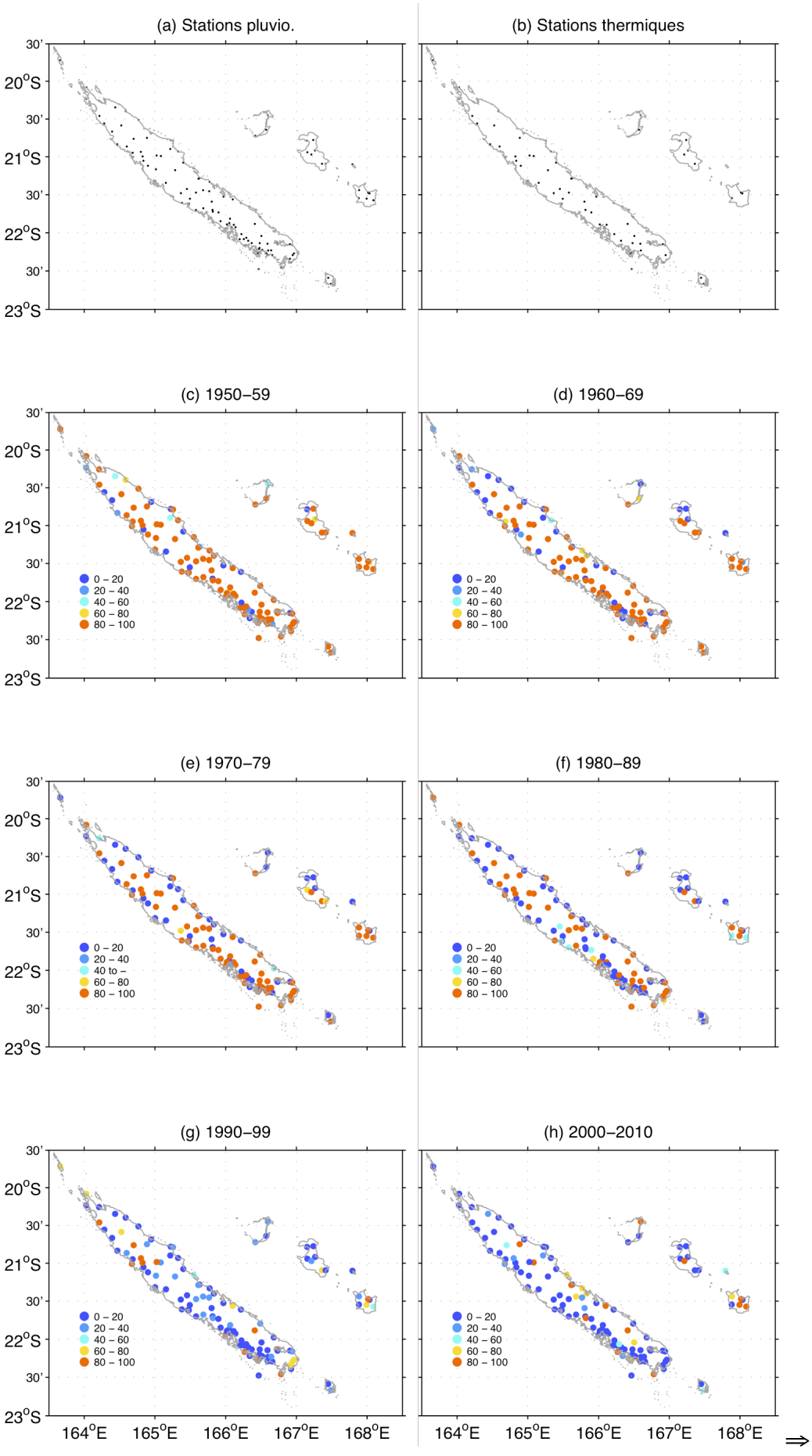
Les données atmosphériques locales utilisées dans cette thèse sont issues des relevés effectués par Météo-France depuis 1950. En effet, à partir de 1950, plusieurs stations sont officialisées à partir de postes préexistants au service, puis le réseau s'enrichit peu à peu ; des stations gérées par du personnel de la Météorologie sont crées : Tontouta et Koumac en 1951, Ouanahal en 1961, Magenta en 1963 et Poindimié en 1970 (mais des relevés sont effectués depuis 1963). En 1950, le service s'installe au faubourg Blanchot où il est toujours aujourd'hui. On peut considérer que les données climatiques fiables existent depuis cette date. L'apparition des stations automatiques à

la fin des années 80 et au début des années 90 permet d'enrichir le réseau (notamment en plaçant des stations dans les endroits reculés comme dans la chaîne montagneuse) et de le fiabiliser. Le réseau se compose actuellement de 118 stations pluviométriques et 75 stations thermiques dont une majorité se situe dans la partie sud-ouest de l'île (Figure 1.2). L'humidité relative et le vent en surface ont été utilisés uniquement dans le calcul du Fire Weather Index (voir l'encart E.4) et sont disponibles seulement sur 14 stations pluviométriques. **La base de données actuelle s'étend donc du 1er janvier 1950 jusqu'au 31 décembre 2010 avec une diminution continue de la fraction de valeurs manquantes sur l'ensemble du territoire** (Figure 1.2). 53 (22) stations comptabilisent moins de 20% (10%) de données manquantes sur la totalité de la période.

Trois des quatre prochaines parties de cette thèse proposent des analyses basées sur les précipitations à partir d'échantillons de tailles différentes. Dans la **partie 2**, nous analysons la relation entre la température, la précipitation et les feux MODIS & ATSR. L'enregistrement des feux ATSR débutant en janvier 1996, nous sommes partis d'une base de données composée de 86 stations pluviométriques et 48 stations thermiques ayant moins de 20% de données manquantes entre janvier 1996 et décembre 2008. Le pourcentage total de données manquantes est alors inférieur à 5% dans les deux jeux de données. La majorité des stations sont alors concentrées sur la côte ouest tandis qu'une large partie des montagnes à l'intérieur du territoire reste vierge de stations.

Dans la **partie 3**, nous analysons l'impact de l'ENSO sur la variabilité pluviométrique néo-calédonienne à partir d'un réseau moins dense, composé de 22 stations enregistrant moins de 10% de valeurs manquantes sur la période 1950-2010.

Enfin, dans la **partie 5**, nous construirons un modèle statistique de prédiction des feux détectés par MODIS puis validés par les images Landsat sur la période 2000-2010. Nous utilisons dans ce cas 70 stations ayant moins de 20% de données manquantes sur la même période. Nous avons isolé dans ce cas les îles Loyauté de la base de données car très peu de feu y sont détectés par MODIS (Barbero *et al.*, 2011). Le total des valeurs manquantes sur cet échantillon est de 5.6% sur la période 2000-2010.


(a) Stations pluvio.
(b) Stations thermiques
(c) 1950–59
(d) 1960–69
(e) 1970–79
(f) 1980–89
(g) 1990–99
(h) 2000–2010
0 – 20
20 – 40
40 – 60
60 – 80
80 – 100
40 to –
20°S
21°S
22°S
23°S
30'
164°E
165°E
166°E
167°E
168°E

⇒

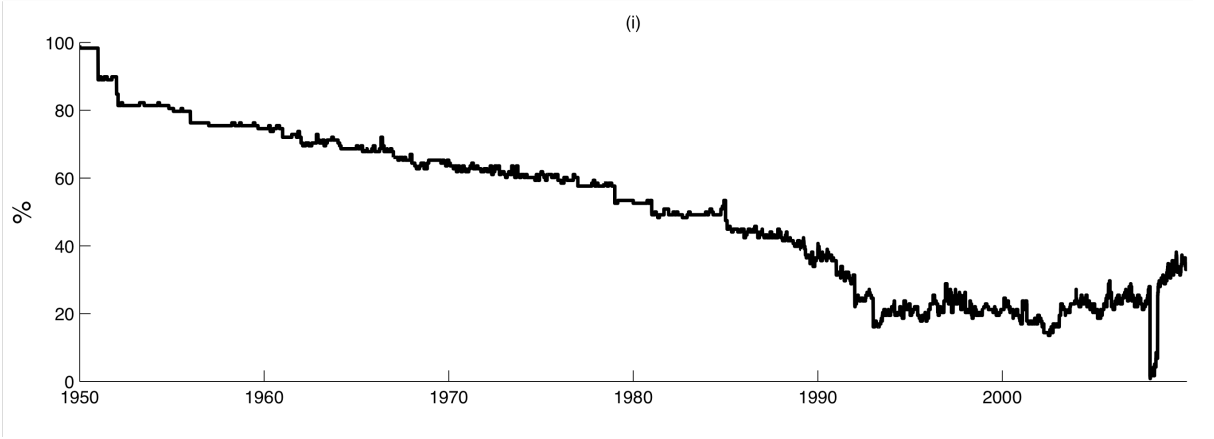


Figure 1.2 : (a) Localisation des 118 stations pluviométriques Météo-France et (b) des 75 stations thermiques. Pourcentage de données manquantes sur les 118 stations pluviométriques au cours des décennies (c) 1950-59, (d) 1960-69, (e) 1970-79, (f) 1980-89, (g) 1990-99, (h) 2000-2010. (i) Evolution du pourcentage de valeurs manquantes pluviométriques entre le 1er janvier 1950 et le 31 décembre 2010 par rapport au total des 118 stations.

La figure 1.3 montre la première composante principale[10] calculée à partir de la totalité des valeurs disponibles entre 1950 et 2010 ainsi que les premières composantes principales calculées à partir des sous-échantillons utilisés dans les différents chapitres de cette thèse. **La cohérence des variations en phase des quatre courbes montre la stabilité et la robustesse des sous-échantillons, en dépit (i) de l'exclusion de certaines stations dans la création des composites et (ii) du calcul des anomalies sur différentes périodes**.

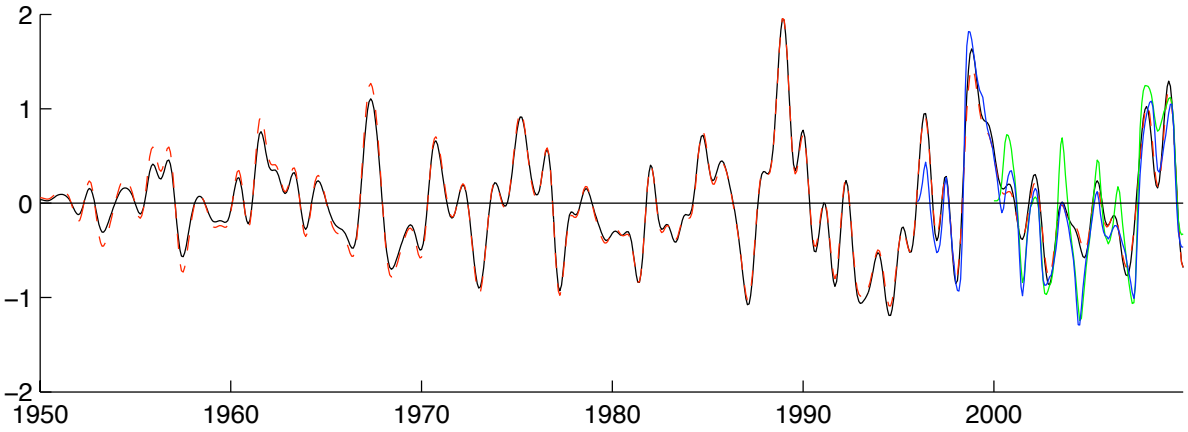


Figure 1.3 : Première composante principale (CP#1) des anomalies mensuelles standardisées issues de l'ensemble des stations pluviométriques disponible sur la période 1950-2010 (en noir). La CP#1 a été recalculée sur un échantillon de 22 stations contenant moins de 10% de valeurs manquantes sur la même période (en rouge). La CP#1 calculée sur les 86 (70) stations ayant moins de 20% de valeurs manquantes sur la période 1996-2008 (2000-2010) est représentée en bleu (en vert).

[10] Voir l'encart E.7 pour la définition de l'analyse en composantes principales.

- **Les précipitations à l'échelle du Pacifique tropical**

Les données de précipitations à l'échelle du Pacifique tropical proviennent du fichier du Climate Prediction Centers Merged Analysis of Precipitation (CMAP) entre janvier 1979 et décembre 2010 (Xie et Arkin, 1996). Ce fichier contient les valeurs mensuelles moyennes de précipitations qui couvrent l'intégralité de la période 1979-2010 avec une résolution spatiale de 2°5 × 2.5°. Cette base de données combine des données au sol produites par le Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) à partir des données issues de cinq estimations satellitales (GPI, OPI, SSM/I scattering, SSM/I émission et MSU) basées sur des mesures effectuées dans diverses parties du spectre électromagnétique.

Nous avons également utilisé les données issues du programme Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) entre janvier 1998 et décembre 2010. Il s'agit d'une mission de surveillance des précipitations dans la zone tropicale qui offre depuis 1998, des données pluviométriques en point de grille avec une résolution de 0.25° × 0.25°. Le satellite TRMM est équipé d'un récepteur passif des micro-ondes émises par l'atmosphère et la couverture nuageuse (ces émissions sont liées au contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère) afin d'estimer les quantités de pluies à l'échelle quotidiennes entre 35°S et 35°N. Un groupe de capteurs dans le visible et l'infrarouge (sensibles à plusieurs gammes de longueurs d'ondes entre 0.63 et 12 micromètres) est également embarqué sur le satellite et permet d'estimer les secteurs nuageux précipitant. Ces données, dont la résolution est plus fine que celle du fichier CMAP, ont été utilisées pour le calcul de la climatologie du Pacifique SW.

- **Les réanalyses du National Center for Environmental Prediction**

La dynamique atmosphérique est appréhendée à l'aide des données de réanalyses mises à la disposition de la communauté scientifique par le National Center for Environmental Prediction (NCEP). Les données proviennent de l'implémentation du modèle NCEP sur le calculateur du National Center for Atmospheric Research (NCAR). Le principe général des réanalyses est d'utiliser un modèle numérique de prévision du temps pour l'assimilation quadri-dimensionnelle de données historiques provenant du système d'observations météorologiques mondial (radiosondages, produits satellitaux, etc). L'avantage, par rapport aux observations, est donc de pouvoir disposer de champs globaux avec une résolution homogène (sur une grille régulière de 2.5°× 2.5°) dont la cohérence est assurée par l'utilisation d'un modèle dynamique. Les champs atmosphériques sont produits sur 28 niveaux géopotentiels, de 1000 à 10 hPa, renseignant ainsi l'ensemble de la colonne d'air. Deux versions distinctes des réanalyses du NCEP ont été constituées. Les réanalyses du NCEP/NCAR ("NCEP1", Kalnay *et al.,* 1996) proviennent de la première implémentation du modèle du NCEP sur le calculateur du NCAR. Leur profondeur temporelle (disponibilité depuis 1948) permet en particulier une bonne adéquation avec les données pluviométriques néo-calédoniennes, disponibles depuis 1950. Nous utilisons ici plusieurs fichiers : le géopotentiel à divers niveaux d'altitude, le potentiel de vitesse verticale de l'atmosphère ainsi que le vent troposphérique entre 1000 hPa et 100 hPa à travers

l'ensemble de la zone tropicale : la composante zonale (notée u), la composante méridienne (notée v) et la composante verticale (notée w). L'inconvénient majeur de ces données provient de l'évolution du nombre d'observations in situ et satellitales assimilées au cours du processus de réanalyse. Ces variations sont à l'origine de discontinuités artificielles dans certaines régions, au sein de la base de données. Celles-ci ont notamment été diagnostiquées par Trenberth (2001). Afin de vérifier la stabilité de nos résultats, nous avons systématiquement doublé toutes les analyses en utilisant des sorties de modèles forcées par les températures de surface de l'océan et issues du 20th century Reanalyses (Compo *et al.*, 2011) sur la période commune aux données NCEP.

Dans la partie 4, nous utilisons uniquement le fichier CMAP sur la période 1979-2010 et avons ainsi privilégié le fichier NCEP version 2 (NCEP 2) disponible seulement à partir de 1979. La création d'une seconde version des réanalyses a permis de corriger les erreurs humaines ayant été identifiées dans les réanalyses de la première version (Kanamitsu *et al.*, 2002). De nombreuses modifications ont également été apportées dans le système d'assimilation ou encore dans la physique du modèle.

- **L'indice de l'Oscillation Australe**

Le principal indicateur caractérisant l'état de l'oscillation australe est l'indice d'oscillation australe (IOA) qui se définit comme la différence des anomalies mensuelles de pressions (exprimées en hPa) standardisées entre Tahiti et Darwin (Figure 1.4). Les données mensuelles s'étendant de janvier 1951 à décembre 2010 ont été extraites à partir du site http://iridl.ldeo.columbia.edu. L'IOA indique l'intensité de la circulation zonale dans le Pacifique tropical sud (Figure 1.4). Des valeurs positives correspondent à une circulation zonale renforcée associée aux épisodes froids (accentuation des conditions normales) tandis que des valeurs négatives sont associées à un affaiblissement de la circulation zonale (épisodes chauds). Une valeur positive de l'IOA est associée en général à une valeur négative des anomalies de TSO dans la boîte du Niño 3.4 (cf. section 1.2.2).

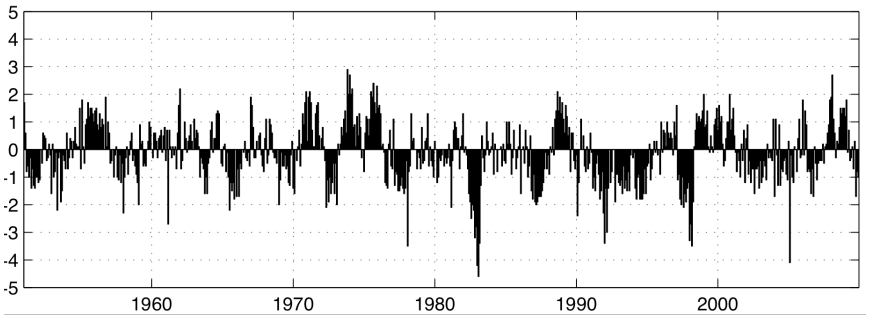


Figure 1.4 : Chronique temporelle de l'indice d'oscillation australe (IOA) entre 1951 et 2010 (les valeurs sont exprimées en hPa).

1.2.2 L'état et la dynamique de l'océan

- **Les températures de surface de l'océan**

Les données de températures de surface océanique (TSO), produites par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) sont issues du site :http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/. Il s'agit de données mensuelles sur une grille spatiale horizontale de 2°×2° s'étendant sur la totalité de l'océan Pacifique sur la période 1950-2010. Ces valeurs mensuelles sont le produit d'une reconstruction globale des TSO appelée « Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperature » (ERSST). Cette reconstruction est basée sur les données du « Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set » (COADS) qui bénéficient de nouvelles procédures de contrôle ainsi que d'une amélioration des méthodes de reconstruction (Smith *et al.*, 2008). La température de surface est le paramètre le plus souvent utilisé pour décrire l'évolution du Pacifique durant un événement ENSO. C'est, en outre, le seul à avoir une influence directe sur l'atmosphère.

- **Les indices de mesure de l'activité de l'ENSO**

Il existe plusieurs indices permettant de résumer l'état de l'océan Pacifique à l'échelle mensuelle via les anomalies thermiques. Chacun de ces indices correspond à la moyenne des anomalies standardisées des TSO calculées dans une fenêtre spatiale (de dimension variable en fonction des indices) dont la localisation permet de synthétiser la phase et l'intensité d'un épisode ENSO, ou d'un autre mode de circulation océanique.

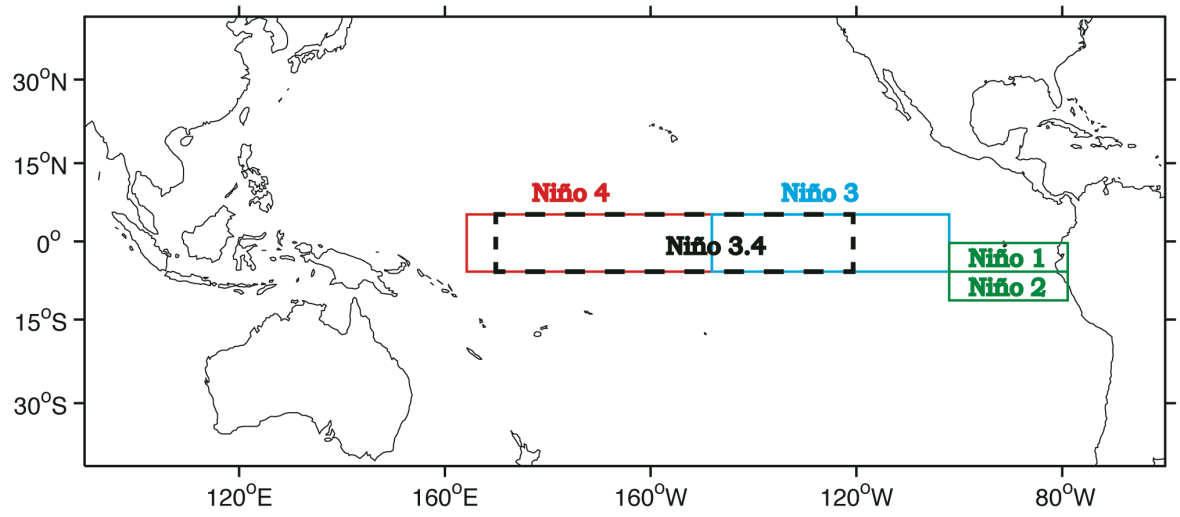


Figure 1.5 : Localisation des 5 indices ENSO les plus fréquemment utilisés. Chaque indice correspond à la moyenne spatiale des anomalies standardisées des TSO situées à l'intérieur d'une boîte.

L'anomalie standardisée mensuelle des TSO est calculée de la façon suivante :

$$x_{anomalie} = \left[\left(x_i - \sum_i^n \frac{x_i}{n} \right) / \sigma_x \right] \quad \text{Eq. 1}$$

où x correspond à la valeur mensuelle et i au mois spécifique. La carte ci-dessous (Figure 1.5) montre l'emplacement des fenêtres dans lesquelles sont calculés les indices ENSO les plus fréquemment utilisés.

Le Niño 1+2 correspond à la moyenne spatiale des anomalies de TSO dans la boîte [90°W-80°W, 10°S-0°], le Niño 3 dans la boîte [90°-150°W, 5°S-5°N], le Niño 4 dans la boîte [160°E-150°W, 5°S-5°N] et le Niño 3.4 dans la boîte [120°W-170°W, 5°S-5°N]. Nous utiliserons également le Trans-Niño Index (TNI), définit comme la différence entre le Niño 4 à l'ouest et le Niño 1+2 à l'est (Trenberth et Stepaniak, 2001). Cet indice marque l'intensité du gradient des anomalies thermiques le long du Pacifique équatorial. Un indice supplémentaire, l'El-Niño Modoki Index (EMI) a été développé plus récemment par Ashok *et al.* (2007). Cet indice synthétise l'évolution et l'intensité des épisodes ENSO Modoki (cf. section 3.1.4). Les épisodes ENSO Modoki se distinguent des épisodes classiques par la position du maximum des anomalies thermiques centrées à proximité de la LCD et bordées de part et d'autre par des anomalies de signes opposés. Cette géographie des anomalies thermiques a donné naissance à la création d'un nouvel indice calculé à partir de trois fenêtres de TSO (Figure 1.6).

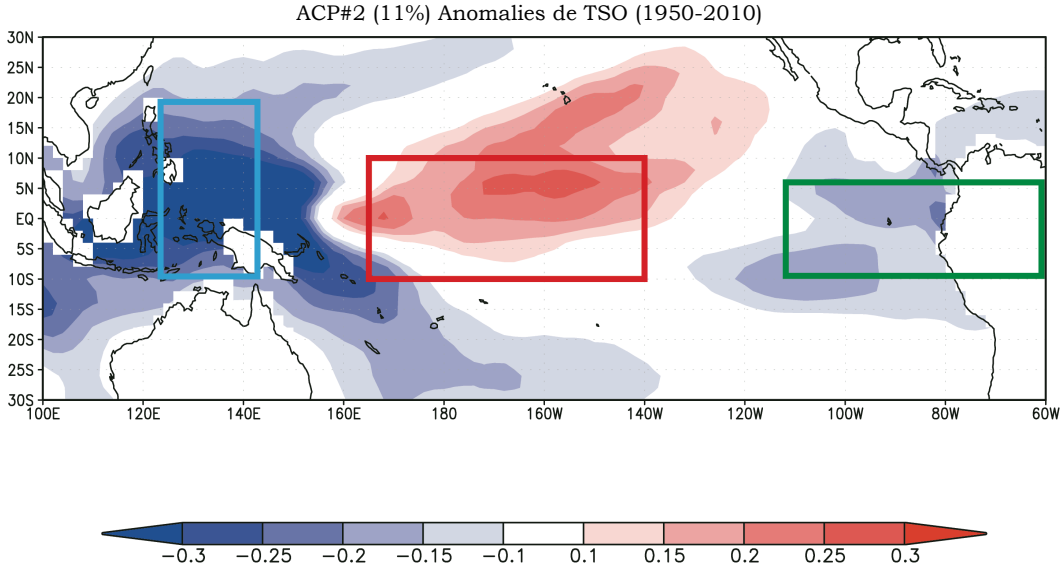


Figure 1.6 : Deuxième vecteur propre des anomalies mensuelles de TSO du Pacifique tropical calculé sur la période 1950-2010. L'indice $EMI = [SSTA]_A - 0.5 \times [SSTA]_B - 0.5 \times [SSTA]_C$ où A correspond à la boîte rouge, B à la boîte verte et C à la boîte bleue.

La géographie de ces épisodes serait, selon Ashok *et al.* (2007), proche du second mode de variation des TSO dans le Pacifique tropical (=11% de la variance totale des TSO du Pacifique tropical expliquée sur la période 1950-2010). La position des trois fenêtres a été établie, par conséquent, à partir de la cartographie du deuxième

vecteur propre des anomalies de TSO et enregistre les variations simultanées des anomalies au centre, à l'est et à l'ouest du Pacifique tropical (Figure 1.6).

Les épisodes « classiques » et les épisodes dits Modoki sont généralement capturés par le premier et le second mode de variabilité des anomalies mensuelles de TSO du Pacifique tropical et sont donc orthogonaux par définition (Kim et Wu, 1999). Ainsi, l'indice idéal de description des épisodes classique (Modoki) serait fortement corrélé au premier (second) axe d'une analyse en composantes principales et décorrélé autant que possible du second (premier) axe. Ashok *et al.* (2007) créent donc un indice *ad hoc* qui synthétise les variations du tripôle longitudinal à proximité de l'équateur lors des épisodes Modoki :

$$EMI = [SSTA]_A - 0.5 \times [SSTA]_B - 0.5 \times [SSTA]_C \quad \text{Eq. 2}$$

où les crochets représentent la moyenne spatiale des anomalies thermiques de l'océan dans les boîtes suivantes : a = [165°E-140°W, 10°S-10°N] ; b = [110°-70°W, 15°S-5°N] ; c = [125°-145°E, 10°S-20°N] (Figure 1.6). L'indice permet ainsi de mettre en exergue les différences thermiques entre le centre du Pacifique tropical et les eaux adjacentes. **L'EMI est habituellement comparé à l'indice Niño 3 pour distinguer les épisodes centraux (Modoki) des épisodes classiques à l'est**. Notons cependant que le premier mode maximise la variance sur le centre du domaine analysé et le deuxième vecteur (orthogonal par définition) aura ainsi tendance à être maximisé sur les bords.

Nous verrons plus loin dans la **partie 3** que la distinction des différents types d'ENSO à partir du Niño 3 et de l'EMI est loin d'être optimale lors de certains épisodes. Kao et Yu (2009) construisent alors deux indices qui définissent respectivement l'activité du Pacifique est (Eastern Pacifique, EP) et du Pacifique central (Central Pacific, CP). Les anomalies mensuelles de TSO pondérées par la racine carrée du cosinus de la latitude[11] dans le Pacifique tropical [120°E-80°W ; 20°S-20°N] sont indépendamment injectées dans une régression linéaire par moindre carré avec l'indice Niño 1+2 et le Niño 4. La première composante principale issue des résidus de la régression linéaire calculées à partir des indices Niño 1+2 et du Niño 4 définit respectivement les épisodes CP et EP. Cette méthode renseigne, plus objectivement, l'activité du Pacifique oriental et du Pacifique central (cf. section 3.1.4). Les séries temporelles mensuelles de tous les indices océano-atmosphériques présentés ci-dessus ont été moyennées sur des périodes glissantes de trois mois afin de conserver la cohérence entre tous les indices.

Les indices EP et CP de Kao et Yu (2009) n'étant pas totalement décorrélés à l'échelle mensuelle, nous avons été amenés au cours ce travail de thèse à construire un indice supplémentaire d'identification des épisodes ENSO EP et CP basé sur la position du maximum d'anomalie thermique le long de l'équateur. Le calcul de cet indice est l'objet de la **partie 4**.

[11] Chaque point de grille a été pondéré par la racine carrée du cosinus de la latitude afin de pondérer correctement la variance de chaque valeur en fonction de la latitude dans la matrice de covariance.

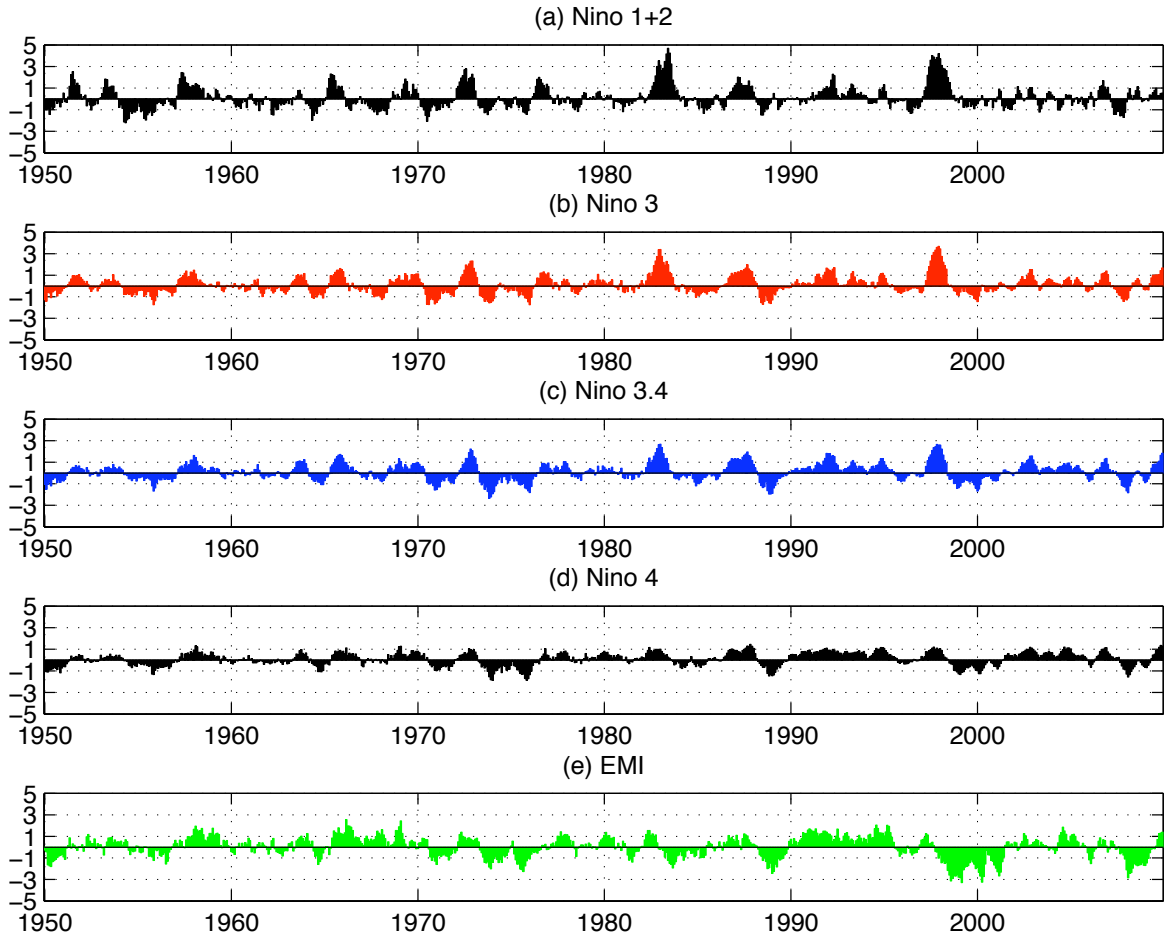


Figure 1.7 : Chronique temporelles des indices (a) Niño 1+2, (b) Niño 3, (c) Niño 3.4, (d) Niño 4 et (e) de l'El-Niño Modoki Index (EMI). Chaque indice correspond à la moyenne spatiale des anomalies standardisées de TSO (en °C) dans une fenêtre donnée.

- **Les indices de mesure de l'activité de la PDO et de l'IPO**

Nous utilisons également les indices IPO (Interdecadal Pacific Oscillation) et PDO (Pacific Decadal Oscillation) afin d'analyser la relation sur le long terme entre les TSO de l'ensemble du bassin Pacifique et les pluies néo-calédoniennes. Les indices ont été calculés sur la période 1950-2010. L'indice de la PDO se définit comme la première composante principale des anomalies de TSO du Pacifique au nord de 20°N (Mantua *et al.*, 1997) tandis que l'IPO se définit comme la première composante principale des TSO de l'ensemble du bassin Pacifique (cf. section 3.5.3). Nous retirons ensuite la tendance sur le long terme puis les résidus sont filtrées avec un filtre récursif retenant uniquement les variations plus lentes que 13 ans (Mantua *et al.*, 1997 ; Power *et al.*, 1999 ; Folland *et al.*, 2002). Nous utilisons ici un filtre passe-bas[12] de 8 ans, car les périodes > 10-12 ans mixent potentiellement deux bandes distinctes de téléconnexions entre l'ENSO et les précipitations néo-calédoniennes (cf. partie 3.5.3). Dans les deux

[12] Voir la section 2.1.2 pour la définition du filtre passe-bas.

cas, les composantes principales ont été calculées à partir des valeurs standardisées (moyenne nulle et variance unitaire) des anomalies de TSO du fichier ERSSTv3 dont chaque point de grille a été pondéré par la racine carrée du cosinus de la latitude.

PARTIE 2.

IMPACT DE LA VARIABILITE ATMOSPHERIQUE SUR LES INCENDIES EN NOUVELLE-CALEDONIE

2.1. La climatologie du Pacifique SW et de la Nouvelle-Calédonie

L'objectif de ce chapitre est d'identifier les variables climatiques impliquées dans les incendies néo-calédoniens. Afin de mieux comprendre le cycle saisonnier moyen des feux, nous rappellerons au préalable les conditions climatiques moyennes dans le Pacifique SW, puis nous ferons un zoom sur la Nouvelle-Calédonie en mettant en lumière certains aspects géographiques de l'archipel potentiellement déterminant dans l'analyse des conditions climatiques moyennes et de leurs impacts potentiels sur les incendies. Nous croiserons ensuite les deux bases de données de feux MODIS et ATSR avec les données météorologiques issues des stations Météo-France afin de détecter les signaux climatiques associés à l'activité des feux.

2.1.1 Les conditions moyennes dans le Pacifique SW

La très faible intensité du tourbillon absolu à proximité de l'équateur autorise l'établissement de cellules directes dans le plan zonal (cellule de Walker) et dans le plan méridien (cellule de Haldey). Les précipitations moyennes annuelles dans le Pacifique tropical s'organisent ainsi selon deux maximas qui correspondent à des zones d'ascendances majeures et de convergence des vents dans les basses couches. Les alizés de nord-est et sud-est poussent les eaux de surface vers l'ouest et engendrent l'accumulation d'une masse d'eau chaude > 28°C (communément appelée « warm pool ») entre 10°N-10°S et 130°E-180°E (Figure 2.1). La TSO dans cette boîte est alors d'environ 29°C en moyenne annuelle. La TSO décroît ensuite vers l'est pour atteindre un minimum de 22°C à l'équateur dans le Pacifique est (masse d'eau communément appelée « cold tongue ») en raison d'un upwelling équatorial qui ramène à la surface des eaux plus froides et chargées en éléments nutritifs. Cet upwelling est une conséquence de la théorie d'Ekman. La warm pool permet de déclencher la convection profonde au sein de l'atmosphère et génère des précipitations moyennes comprises entre 8 et 10 mm/jour (Figure 2.3). Il est intéressant de remarquer que le contraste de température de surface de l'océan entre l'est et l'ouest du Pacifique équatorial, qui résulte du régime de vent en surface, a également pour effet

d'entretenir cette circulation atmosphérique. On est donc en présence d'un couplage entre l'océan (gradient zonal du champ de température de l'océan) et l'atmosphère (tension du vent et pression/géopotentiel en surface) qui ont pour effet de se renforcer mutuellement jusqu'à ce que le système atteigne un point d'équilibre.

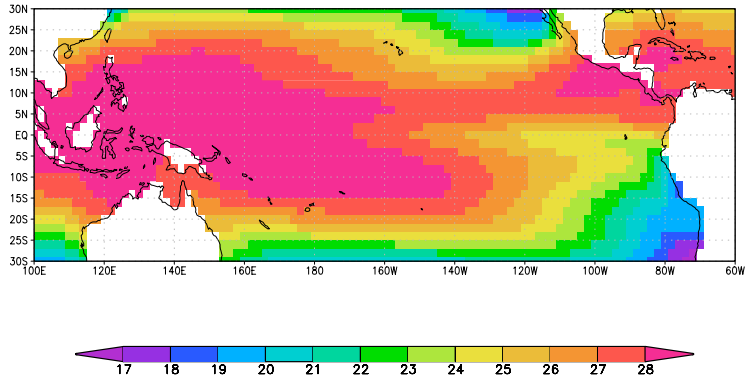


Figure 2.1 : Température de surface océanique (°C) en moyenne annuelle (1950-2010). Les données proviennent du fichier ERSST version 3b.

Le gradient thermique zonal en surface est associé en profondeur à un basculement de la stratification thermique le long de l'équateur. En effet, la distribution longitudinale des températures en fonction de la profondeur le long du rail équatorial (Figure 2.2a) montre un fort gradient depuis la surface vers la profondeur ainsi qu'une couche quasi-homogène à l'ouest où la température reste > 26°C jusqu'à presque 100 m de profondeur. Cette couche est bordée en profondeur par un fort gradient vertical sur quelques dizaines de mètres. Ce gradient vertical s'appelle la thermocline (repérée généralement par l'isotherme 20°C). La thermocline est donc plus profonde à l'ouest (~150 m) qu'à l'est (~50 m) dans le Pacifique équatorial.

Pour équilibrer la branche ascendante au-dessus de la warm pool, une branche de subsidence à la même latitude s'installe dans le Pacifique est (Figure 2.2b). **Ces secteurs d'ascendance et de subsidence forment ce que l'on appelle la cellule de Walker et contrôlent en partie la géographie moyenne des précipitations**. A 850 hPa (Figure 2.3a), les vents convergent au niveau de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT) et sont dirigés vers l'ouest conformément au gradient de pression imposé par la cellule de Walker. La vitesse s'intensifie au dessus de la warm pool au nord de la Nouvelle-Calédonie pour atteindre près de 7 m/s. En moyenne annuelle, les maximas de précipitations (> 10 mm/jour) se situent au niveau (i) de la warm pool dans le Pacifique équatorial, (ii) de la ZCIT entre l'équateur et 5°N et (iii) de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS) qui s'étend de la Nouvelle-Guinée vers le sud-est. Là encore, il s'agit d'une zone de convergence des alizés : l'alizé chaud d'est à nord-est, commandé par l'anticyclone permanent de l'île de Pâques, et l'alizé d'est à sud-est, commandé par les anticyclones mobiles qui circulent de l'Australie aux Kermadec.

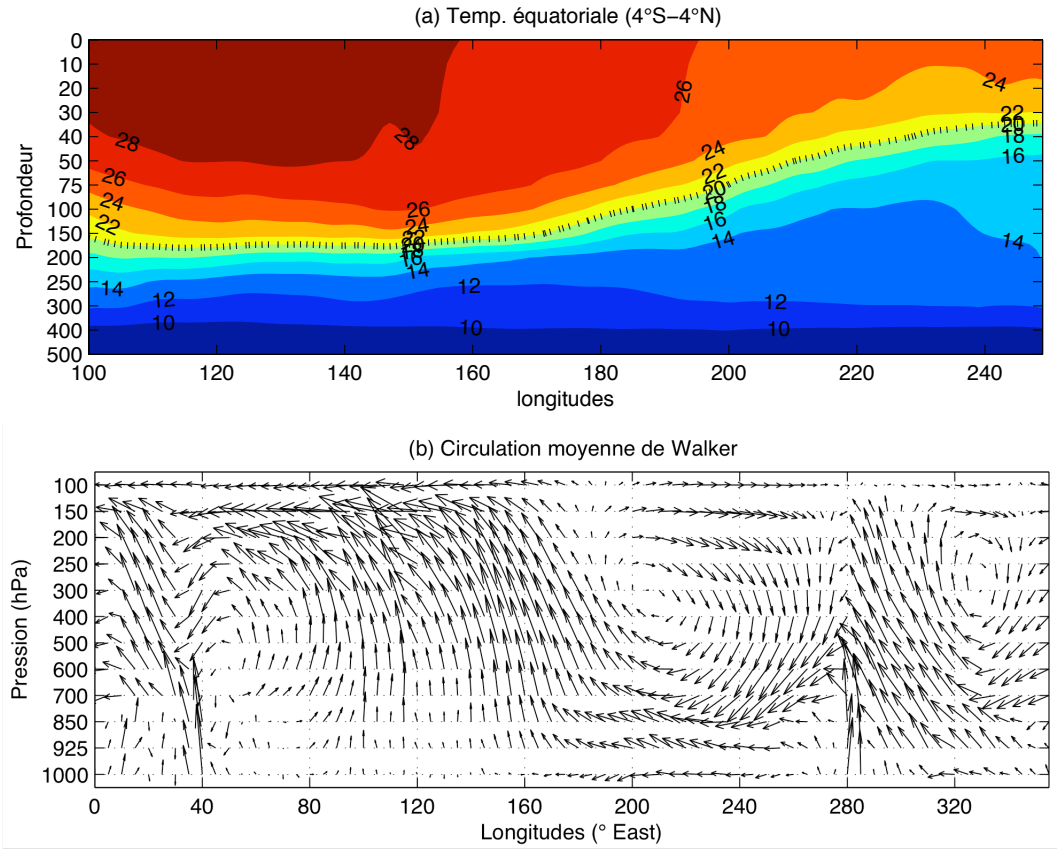


Figure 2.2 : (a) Distribution verticale moyenne annuelle de la température (en °C) le long de l'équateur (1982-2010). La profondeur est exprimée en mètre. Les données proviennent du fichier NCEP Global Ocean Data Assimilation System (GODAS). L'isotherme 20°C est représenté par des pointillés. (b) Circulation annuelle moyenne de Walker calculée sur la période 1950-2010 et représentée par des vecteurs calculés à partir de la composante zonale (composante horizontale, unité en $m\,s^{-1}$) et de la composante verticale (pondérée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 4°S et 4°N. La vitesse maximale des vecteurs est de 16.3 $m\,s^{-1}$.

La ZCPS est orientée selon un axe nord-ouest/sud-est, de la Mer de Corail au sud-est de la Polynésie. Elle est plus active en été (Figure 2.3c) qu'en saison fraîche (Figure 2.3b) et représente un élément essentiel de la météorologie de la région. C'est au cœur de ces secteurs de basses pressions où les alizés chargés en humidité convergent et génèrent une convection thermodynamique que se matérialisent les branches ascendantes les plus pluvieuses. Les minimas au sud-est (Figure 2.3a) sont le produit de la branche subsidente de la cellule de Hadley présente tout au long de l'année (anticyclone des îles de Pâques) tandis que la Nouvelle-Calédonie, située légèrement au sud de la ZCPS, enregistre des précipitations comprises en moyenne annuelle entre 3 et 4 mm/jour.

Cette configuration spatiale subit des variations saisonnières : les maximas se décalent vers le nord en juin-août (Figure 2.3b) et vers le sud en décembre-février (Figure 2.3c). Ce déplacement latitudinal de la ZCPS et de la ZCIT suit le parcours du rayonnement solaire absorbé en surface au fil des saisons. Lors de l'hiver boréal, les centres de hautes pressions d'Hawaii et du sud-est asiatique connaissent leur extension et leur intensité maximales et inhibent par conséquent la convection dans le

Pacifique tropical nord. Dans l'hémisphère sud, l'anticyclone de l'île de Pâques est associé à des précipitations très faibles tandis que la ZCPS se décale vers le sud et s'étale vers l'ouest jusqu'à 160°W (Vincent, 1994).

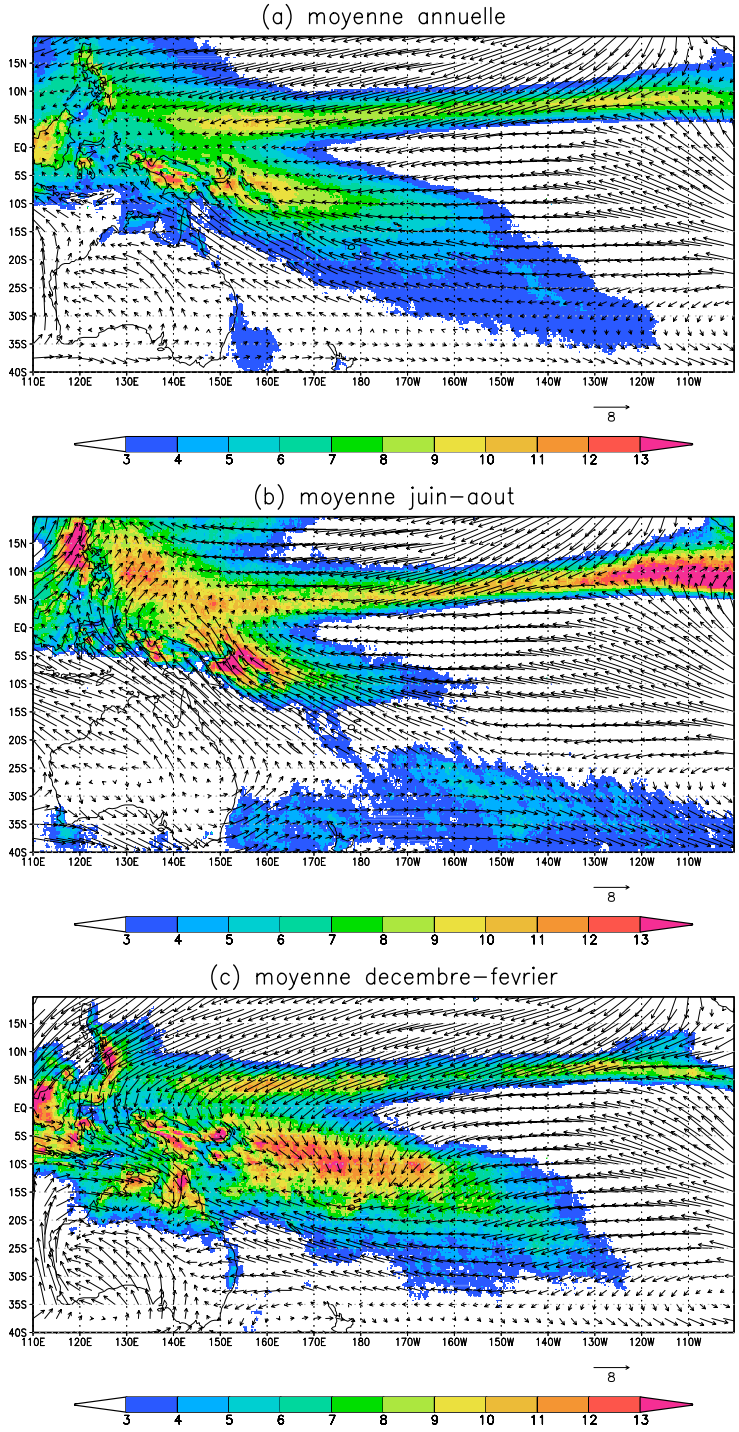


Figure 2.3 : (a) Précipitations annuelles moyennes (en mm/jour) et vents annuels moyens (en m/s) à 850 hPa. Idem en (b) juin-août et (c) décembre-février. Les valeurs de précipitations sont issues du fichier TRMM disponible sur la période 1998-2010 et les vents sont issus du fichier NCEP2 sur la même période.

Les vents à 850 hPa sont alors orientés sud-est/nord-ouest sur la Nouvelle-Calédonie et s'accélèrent clairement au sud du tropique du Capricorne. Lors de l'été boréal (Figure 2.3b), un secteur de précipitations < 2 mm/jour occupe le centre et l'est du Pacifique tropical sud ainsi que l'ensemble de l'Australie. Le maximum de cumul journalier > 10 mm/jour est situé désormais sur une bande zonale entre 5°N et 10°N avec une légère excroissance à l'est et à l'ouest. La warm pool est toujours le siège de pluies > 10 mm/jour. Dans l'hémisphère sud, l'anticyclone de Norfolk en Australie ainsi que l'anticyclone de l'île de Pâques se sont renforcés expliquant les faibles cumuls sur ces secteurs.

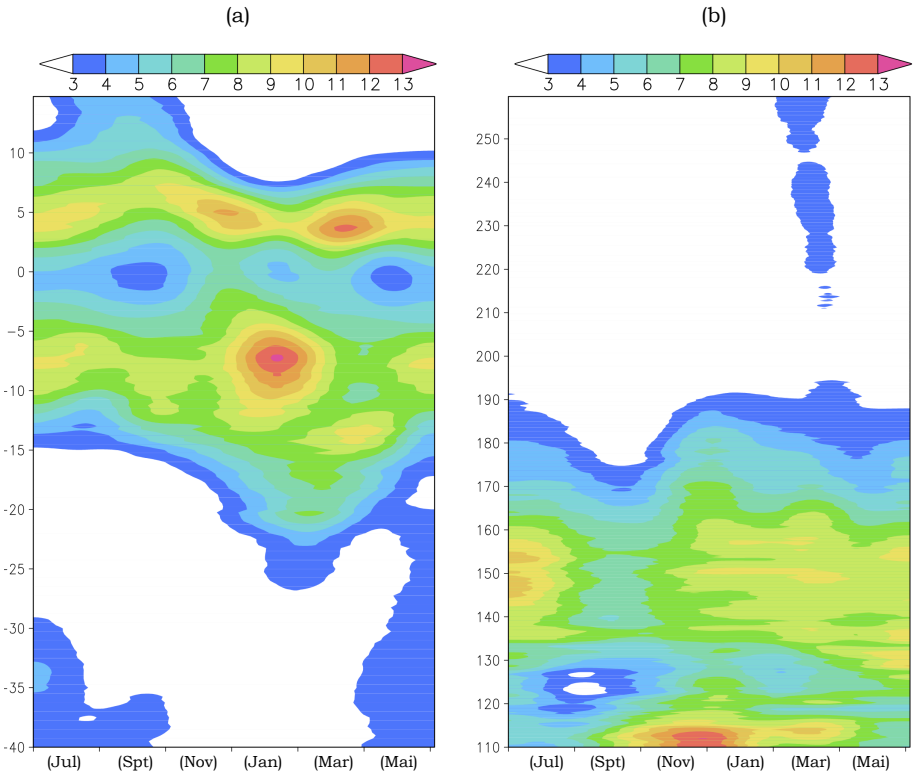


Figure 2.4 : (a) Précipitations mensuelles moyennes (en mm/jour) moyennées entre 160°E et 170°E (fuseau englobant la Nouvelle-Calédonie) en fonction des latitudes (en ordonnées) et (b) entre 5°S et 5°N en fonction des longitudes (en ordonnées). Les données sont issues du fichier CMAP disponible sur la période 1979-2010.

Les diagrammes ci-dessus montrent l'évolution des précipitations moyennes entre 160°E et 170°E en fonction des latitudes (Figure 2.4) et leur évolution le long du rail équatorial entre 110°E et 270°E (Figure 2.5). Le premier diagramme met évidence la descente de la ZCPS sur la Nouvelle-Calédonie (~22°S) entre décembre et avril. On remarque également la présence d'un noyau de précipitations intenses (> 12 mm/jour) entre 5°S et 10°S en janvier associée à la ZCPS ainsi que l'existence d'une seconde structure de précipitations plus au nord (~5°N) liée à la ZCIT. Ces deux zones de convergence ne sont donc pas totalement connectées au nord de la Nouvelle-Calédonie. L'opposition entre l'est et l'ouest du Pacifique équatorial est clairement illustrée sur la figure 2.4b avec un secteur totalement sec à l'est de la LCD et un

maximum absolu dans la warm pool à l'ouest en décembre. Les précipitations semblent légèrement s'affaiblir entre septembre et octobre au nord de la Nouvelle-Calédonie (160°E-170°E) mais aussi sur un secteur plus vaste à l'ouest.

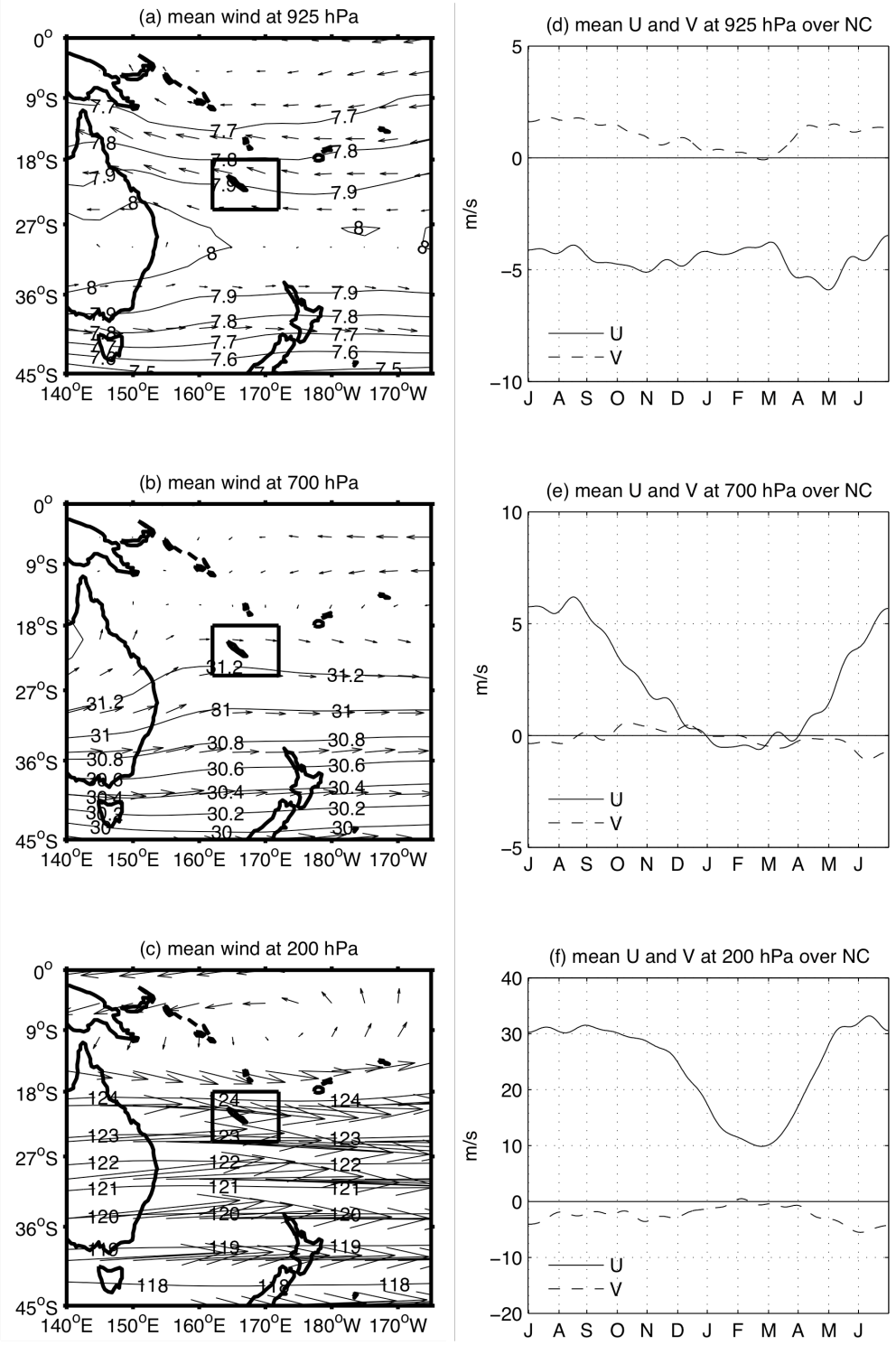


Figure 2.5 : Vents moyens (en m/s) et géopotentiel moyen (en mgp) à (a) 925 hPa, (b) 700 hPa et (c) 200 hPa calculés sur la période 1950-2010. La climatologie quotidienne (filtrée sur une période de 30 jours) de la composante zonale (u) et de la composante méridienne (v) moyennées au-dessus de la Nouvelle-Calédonie (i.e. les boîtes noires sur les panels a,b,c) est présentée pour le niveau (d) 925 hPa, (e) 700 hPa et (f) 200 hPa.

La figure 2.5a,d montre que la composante est des alizés dans les basses couches reste relativement constante tout au long de l'année tandis que la force méridienne (orientée vers le nord) tend à faiblir légèrement en février-mars lorsque la ZCPS prend position entre l'équateur et la Nouvelle-Calédonie. La circulation s'inverse dans les couches intermédiaires (Figure 2.5b,e) et montre un flux zonal maximal entre juillet et septembre orienté désormais vers l'est. Ce flux est ralentit entre janvier et avril avec l'arrivée de la ZCPS tandis que la force méridienne reste quasiment nulle tout au long de l'année. Dans la haute troposphère à 200 hPa (Figure 2.5c,f), une circulation anticyclonique occupe l'ensemble du Pacifique SW et génère des vents d'ouest de l'ordre de 30 m/s sur la Nouvelle-Calédonie durant l'hiver austral, dont la composante zonale tend à s'affaiblir en février-mars.

2.1.2 Les conditions thermiques et pluviométriques moyennes en Nouvelle-Calédonie

- **La variabilité temporelle**

Le climat tropical de la Nouvelle-Calédonie se caractérise par l'alternance d'une saison sèche durant l'hiver austral et d'une saison humide lors de l'été austral. Les températures sont modérées tout au long de l'année et sont typiques d'un climat océanique subtropical. Les températures maximales (Tmax) quotidiennes supérieures à 35°C sont extrêmement rares et concernent seulement moins de 0.5% des données disponibles depuis 1996. Le cycle saisonnier des précipitations et des températures est associé au déplacement latitudinal de la ZCPS illustré par la figure 2.4 de la section 2.1.1. Il en résulte un découpage en deux saisons, une saison chaude et humide et une saison fraîche et sèche, qui s'enchaînent progressivement. **En d'autres termes, les précipitations moyennes sont corrélées positivement avec la température moyenne**.

La période humide (sèche) s'étend de décembre à avril (de mai à septembre) lorsque la ZCPS est au sud (nord) de sa position moyenne (Figure 2.6c,d). La figure 2.6d affiche des précipitations > 5 mm/jour entre décembre et février. La ZCPS se trouve à ce moment dans sa position la plus méridionale (elle atteint en moyenne 15°-20°S (Figure 2.4a) entre 160°E et 170°E) et son influence sur la Nouvelle-Calédonie est alors maximale. La proximité de la warm pool et de la ZCPS favorise également l'apparition de cyclones dont la fréquence et l'intensité peuvent modifier le schéma classique des précipitations. Après le mois d'avril, les pluies diminuent pour atteindre un minimum absolu en septembre à Nouméa lorsque la ZCPS remonte vers l'équateur (Morlière et Rébert, 1985) ce qui permet à l'anticyclone de la mer de Tasmanie de se rapprocher de la Nouvelle-Calédonie. Le bimestre avril-mai est donc une période de transition où les pluies déclinent sur l'ensemble du territoire. La saison fraîche commence environ mi-mai et finit approximativement en octobre. Le courant d'alizé reste très fréquent (cf. section 2.1.4) alors que l'occurrence des régimes de courant d'ouest augmente (cf. section 2.1.4) entre juin et août. Ils sont souvent précédés d'un épisode pluvieux lors du passage d'un front froid, lui-même parfois accompagné d'un coup de vent d'ouest.

Des discontinuités dans la ceinture anticyclonique subtropicale peuvent laisser passer des dépressions d'origine polaire générant des vents d'ouest sur l'île ainsi que des précipitations en particulier dans le sud (cf. section 2.1.4). En moyenne, les cumuls stationnels continuent à diminuer (en particulier dans le nord de l'île) durant l'hiver austral et atteignent leurs minimums absolus annuels en septembre (Figure 2.7c). La ZCPS se décale alors à nouveau vers le sud mais elle est encore bien trop éloignée de la Nouvelle-Calédonie pour apporter de la convection. La période d'août à octobre est la plus sèche : les fronts froids associés aux dépressions de la mer de Tasman se font plus rares et circulent sur des eaux rafraîchies, perdant l'aspect orageux qu'ils avaient en début de saison sèche. **Le déplacement latitudinal saisonnier de la ZCPS au nord de l'île et de la ceinture anticyclonique subtropicale de l'hémisphère sud constitue donc le premier mode de variabilité des précipitations sur la Nouvelle-Calédonie** (Morlière et Rébert, 1985).

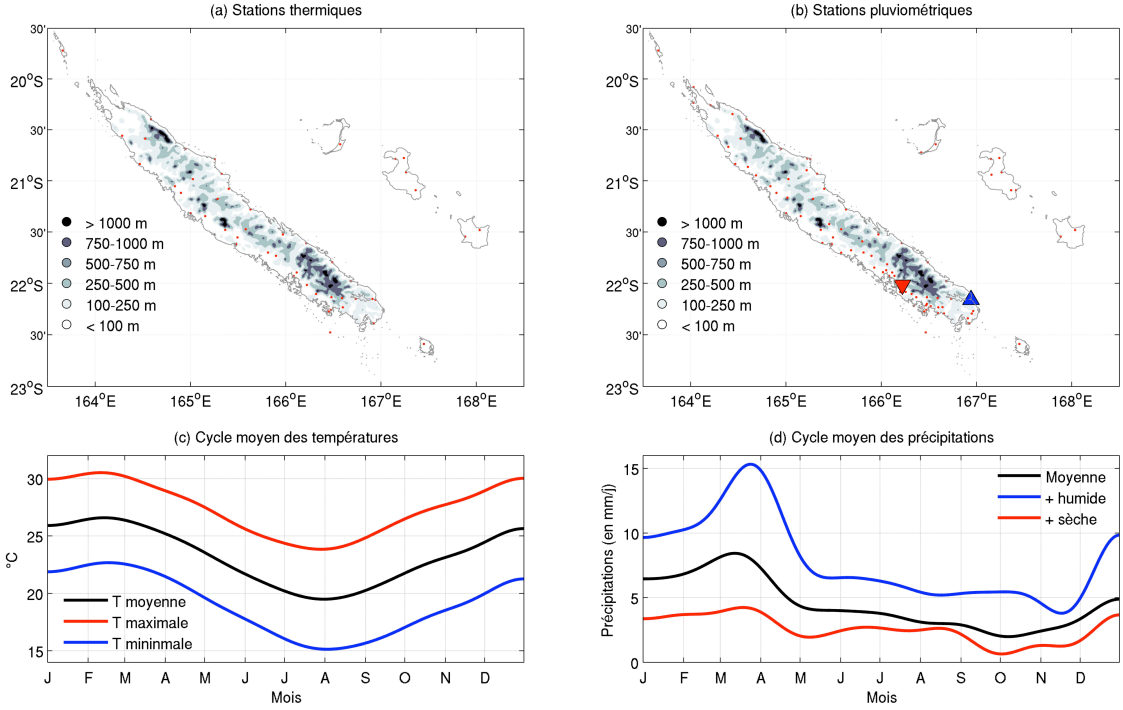


Figure 2.6 : Topographie en mètres (en couleurs) et localisation (points rouges) des (a) 48 stations thermiques MF et (b) des 86 pluviomètres enregistrant les données quotidiennes sur la période 1996-2008. Le triangle rouge pointant vers le sud et le triangle bleu pointant vers le nord sur le panel (b) représente respectivement la station la plus sèche et la plus humide sur la période 1996-2008. Le panel (c) montre la moyenne spatiale du cycle annuel moyen des températures (température moyenne en noir, Tmax en rouge et Tmin en bleu) et le panel (d) montre la moyenne spatiale des précipitations (cycle moyen en noir, cycle moyen de la station la plus humide en bleu et celui de la station la plus sèche en rouge) (Figure 2.6b). La moyenne de chaque station est d'abord calculée comme la moyenne quotidienne de la période 1996-2008 puis est filtrée à l'aide d'un filtre récursif Butterworth[13] avec une fréquence de coupure de 1/60 de cycle par jour.

[13] Le filtrage temporel des données est effectué selon deux méthodes. Nous utilisons soit une simple moyenne mobile soit un filtre récursif Butterworth qui élimine les signaux périodiques (> ou < à 1/x de cycle par unité de temps) d'une série temporelle selon une bande-passante (ou fréquence de coupure) prédéfinie par l'utilisateur (Butterworth, 1930). Cette méthode récursive permet de ne pas affecter la phase du signal étudié (contrairement aux moyennes mobiles). Un filtre « passe-bas » retient uniquement la variabilité supérieure (plus lente) à la fréquence *f*, tandis qu'un filtre « passe-haut » retient la variabilité inférieure (plus rapide) à *f*.

- **La variabilité spatiale**

La chaîne montagneuse au cœur de la Nouvelle-Calédonie constitue une barrière qui oblige la masse d'air dirigée en moyenne sud-est/nord-ouest à s'élever de façon mécanique (Leroy, 2006 ; Lefèvre *et al.*, 2010) provoquant l'abaissement de la pression de vapeur saturante, la condensation de la vapeur et *in fine*, des précipitations atteignant sur certaines stations plus de 10 mm/jour en mars-mai sur la côte est et se limitant à moins de 4-5 mm/jour sur la côte située sous les alizés (Figure 2.7a). Dans ce cas, les précipitations sont le résultat d'une convection forcée puisque la formation des nuages est le produit d'un soulèvement orographique. Ce gradient faiblit largement en juillet-août (Figure 2.7b) et toutes les stations à l'ouest de l'île atteignent leur minimum annuel entre septembre et novembre (Figure 2.7c). L'opposition est-ouest réapparaît en décembre-février (Figure 2.7d) au moment où les cumuls journaliers augmentent sur l'ensemble du territoire passant de 0 à 4 mm/jour à l'ouest et de 0-2 à 6-10 mm/jour à l'est.

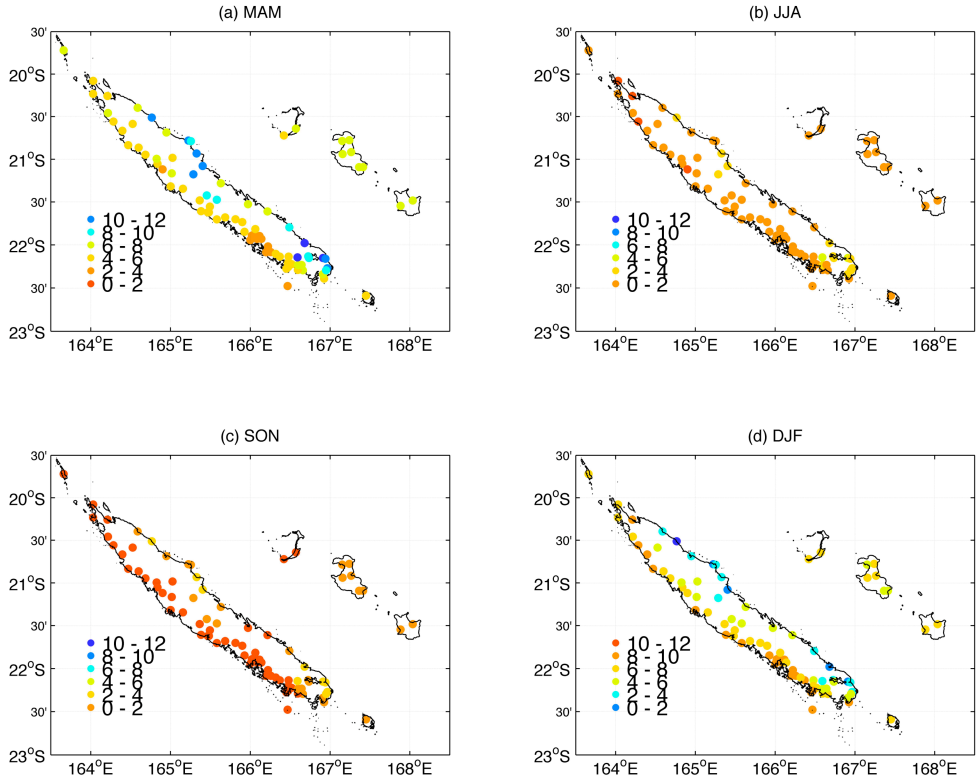


Figure 2.7 : Cumuls moyens des précipitations (en mm/jour) calculés sur la période 1996-2008 en (a) mars-mai, (b) juin-août, (c) septembre-novembre et (d) décembre-février.

En moyenne annuelle, les précipitations sont ainsi largement plus abondantes sur la côte est et dans la chaîne centrale que sur la côte ouest, laissant place ainsi à la formation d'écosystèmes différents. Aux îles Loyauté, dont l'altitude est peu élevée, la quantité de précipitations annuelles observées (1500 mm et 1800 mm) est comprise entre celles de la côte est (1750 mm à 4000 mm) et celles de la côte ouest (800 mm à 1200 mm).

La cartographie de la fréquence des jours humides (> 1 mm/jour) affiche globalement les mêmes structures saisonnières que les cumuls journaliers moyens avec une opposition est-ouest très marquée et des fréquences toujours plus élevées à l'est. Notons cependant que les stations les plus au sud de l'île à proximité de Nouméa affichent les fréquences les plus fortes, et se démarquent nettement du reste de l'île entre juin et août (Figure 2.8b), suggérant ainsi une plus faible intensité des précipitations sur ce secteur.

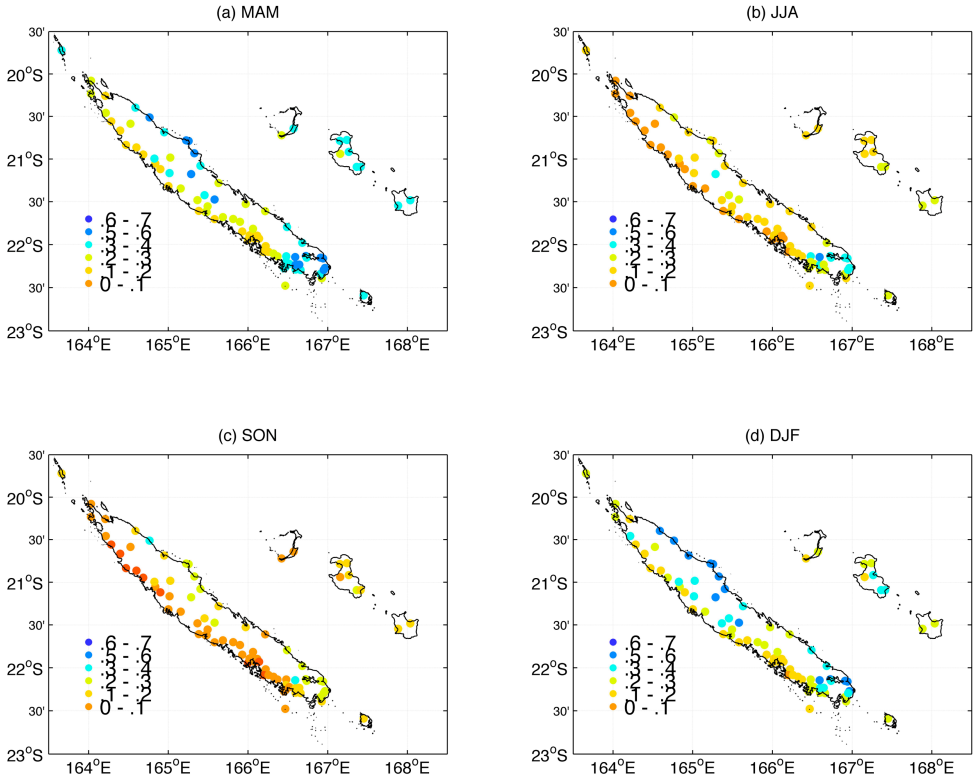


Figure 2.8 : Fréquences moyennes des jours humides (>= 1 mm/jour) calculées sur la période 1996-2008 en (a) mars-mai, (b) juin-août, (c) septembre-novembre et (d) décembre-février.

La longueur moyenne des séquences sèches à l'échelle saisonnière montre des séquences pouvant persister de 10 à 16 jours sur la côte ouest entre septembre et novembre (Figure 2.9a) mais qui n'excèdent pas 2 à 8 jours sur le reste du territoire au cours des autres saisons et notamment en DJF (Figure 2.9b). Ces séquences sèches ne semblent pas excéder toutefois plus de 4 jours dans l'extrême sud de l'île, ce qui est cohérent avec la fréquence des jours humides présentée plus haut (Figure 2.8). La longueur moyenne des séquences humides (Figure 2.10) est bornée en revanche de 1 à 2 jours sur l'ensemble des stations et semble relativement constante au cours de l'année, exceptée pour quelques stations isolées à l'est en DJF (Figure 2.10b) où les séquences peuvent persister en moyenne jusqu'à 3 jours.

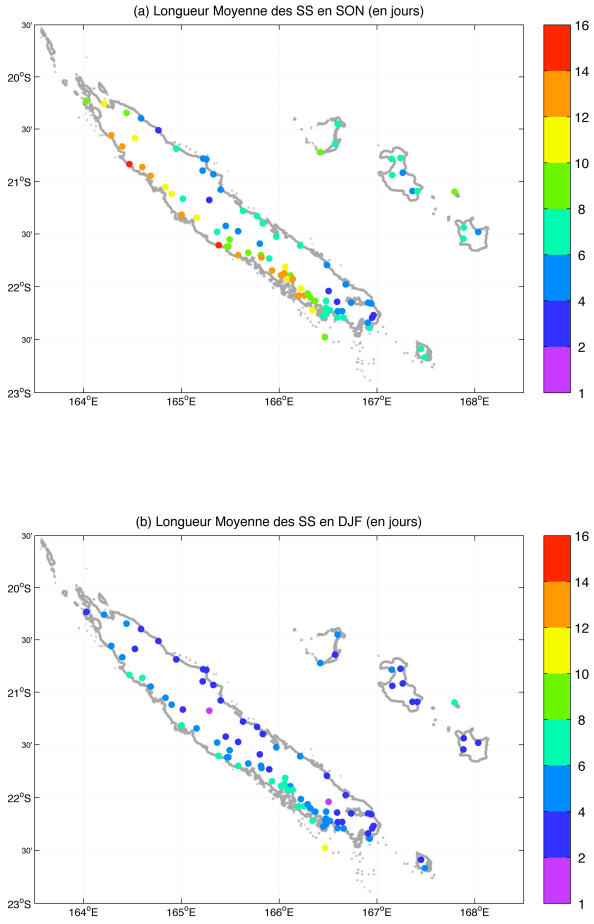


Figure 2.9 : Longueurs moyennes des séquences sèches calculées sur la période 1996-2010 en (a) septembre-novembre et (b) décembre-février.

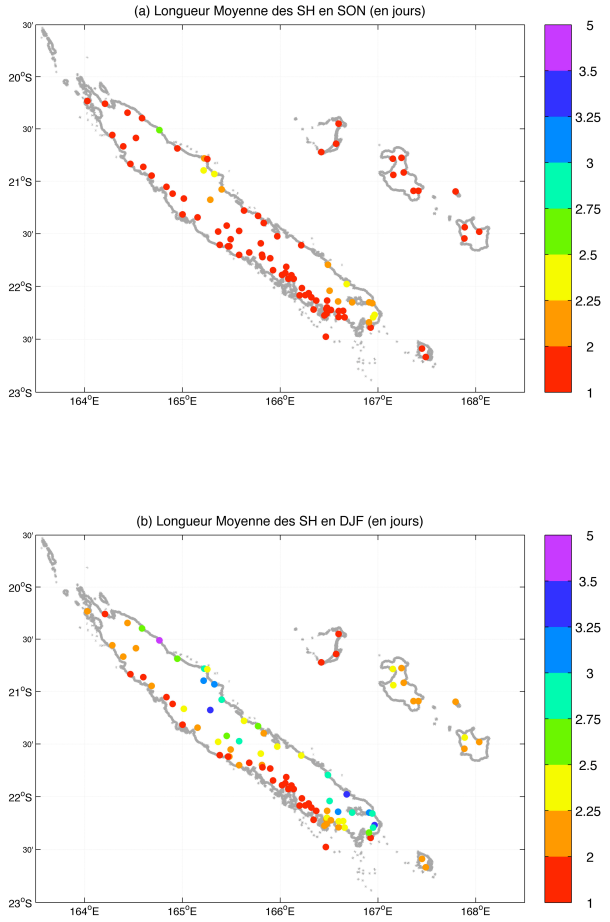


Figure 2.10 : Longueurs moyennes des séquences humides calculées sur la période 1996-2010 en (a) septembre-novembre et (b) décembre-février.

2.1.3 La formation de différents écosystèmes

La végétation naturelle reflète partiellement un état stable entre les précipitations moyennes, la propriété des sols et le régime des feux. La forêt sèche et les savanes sont logiquement associées à des cumuls pluviométriques moins élevés que les forêts tropicales et le maquis minier (Figure 2.11b). **La forêt sèche est donc localisée principalement le long de la côte est, alors que les savanes sont localisées plutôt dans l'intérieur et constituent une régénération secondaire post-incendies** (Ibanez *et al.*, 2012a,b,c). Le maquis minier spécifique (Enright *et al.*, 2001) s'étend lui sur des sols sédimentaires ultramafiques dans le tiers sud de la « Grande Terre » (Figure 2.13a). Notons que la forêt sèche et la savane recouvrent quasiment 40% de la surface totale de l'île sur des sols volcano-sédimentaires.

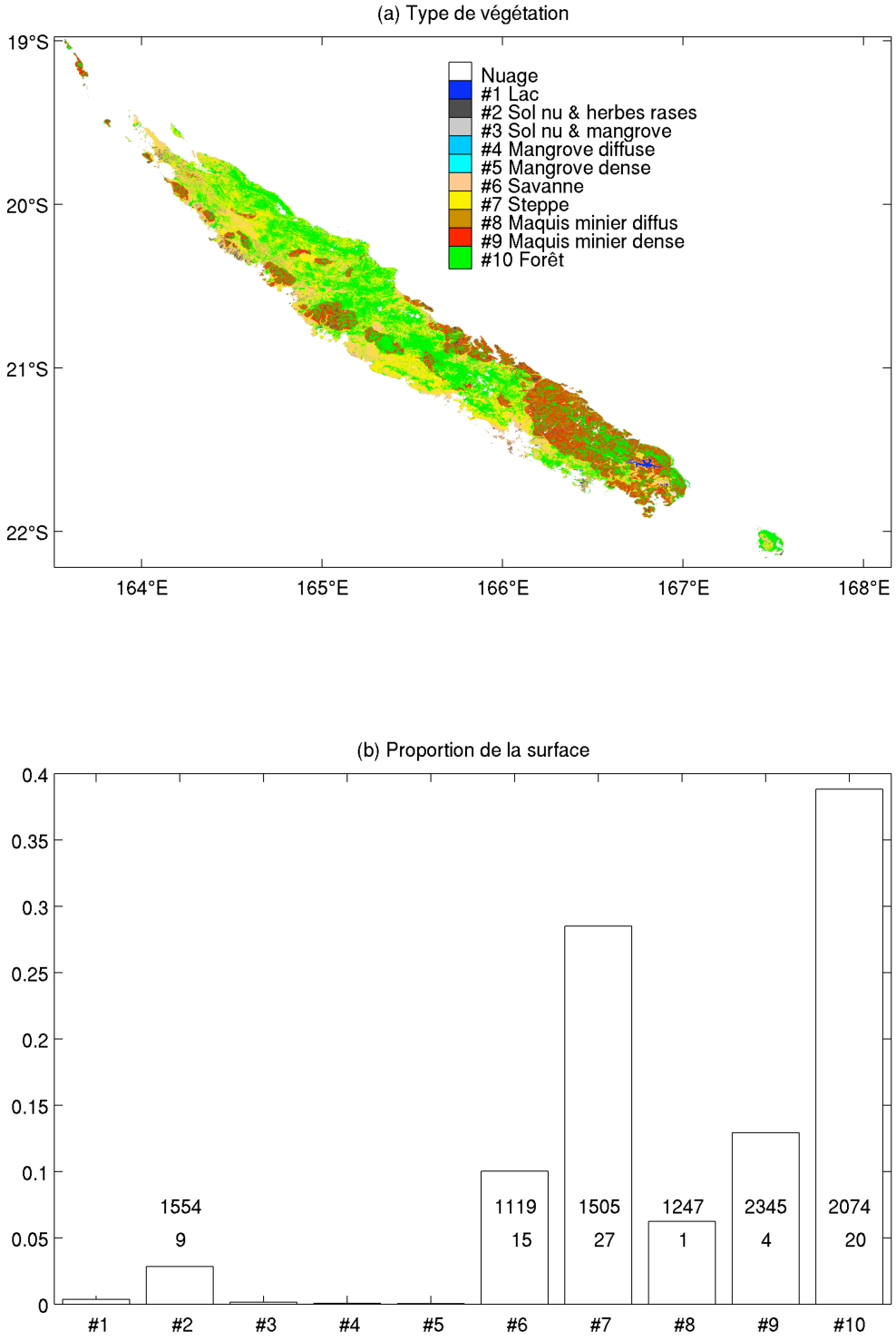


Figure 2.11 : (a) Végétation de la Nouvelle-Calédonie basée sur la classification de l'occupation des sols à partir des images satellites SPOT (2, 3, et 4) bénéficiant d'une résolution de 20 mètres. Cette carte a été produite par le *Departement of Technology and Information Services* (DTSI) de la Nouvelle-Calédonie en 1996 et est disponible depuis le Service Géomatique de la Télédétection du Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie. Les différentes couches d'informations ont été obtenues à partir de différents seuils tirés du Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (Rouse *et al.*, 1973) appliqué sur la mosaïque des images satellites SPOT 3 et SPOT 4 depuis 1996 avec une résolution horizontale de 20m. (b) Fraction de la surface totale occupée par chaque type d'occupation du sol. La valeur du haut donne la moyenne annuelle approximative des précipitations et la valeur du bas donne le nombre de pluviomètres disponibles pour chaque type de végétation.

2.1.4 Classification des états pluviométriques à l'échelle quotidienne

Une classification par types de temps permet de faire le lien (i) entre l'échelle zonale du Pacifique et l'échelle locale de la Nouvelle-Calédonie et (ii) entre l'échelle saisonnière et l'échelle quotidienne/synoptique. De plus, la fréquence saisonnière de certains types de temps est susceptible d'être excitée par des sources de variabilité prévisibles aux échéances saisonnières (Cassou, 2004). Une classification des types de temps par nuée dynamique sur les pressions quotidiennes ramenées au niveau de la mer sur la fenêtre [150°E-180°E ; 10°S-40°S] réalisée par Leroy (2006) a permis de distinguer 4 types de temps en saison sèche et 4 en saison humide. Parmi ces classes, on trouve (i) une circulation d'est appelée courant d'est, (ii) un anticyclone dans le sud-est appelé courant d'alizé, (iii) une descente de ZCPS en saison chaude remplacée par un courant d'ouest associé à un déplacement des perturbations des moyennes latitudes en saison fraîche et enfin (iv) des conditions anticycloniques au sud de la Nouvelle-Calédonie associées à un fort gradient méridien de pression.

Nous avons procédé de notre côté à une classification des champs pluviométriques quotidiens basée sur un modèle de Markov à partir de 49 stations Météo-France ayant moins de 20% de valeurs manquantes sur la période 1952-2008. Cette classification discrimine six états différents, dont les transitions obéissent à un processus markovien (Robertson *et al.*, 2004). Le nombre d'état est déterminé par un calcul en validation croisée qui mesure le maximum de vraisemblance entre les états simulés et l'observation. Le concept d'une discrétisation temporelle de la circulation atmosphérique synoptique n'est pas nouvelle et a déjà été l'objet de travaux de météorologie théorique aux moyennes latitudes (Charney et DeVore, 1979). Très peu de travaux cependant renseignent la circulation tropicale à partir du champ pluviométrique de surface (Moron *et al.*, 2007 ; Robertson *et al.*, 2004).

Les deux premiers états (Figure 2.12) semblent représenter les conditions pluviométriques de la saison sèche même s'ils ne disparaissent pas totalement durant la saison humide (15 à 20% des jours en moyenne entre novembre et mars) lorsque la ZCPS se décale en direction de la Nouvelle-Calédonie. L'état 3 (Fig. 2.12c) est présent toute l'année (sa fréquence oscille entre 20 et 30%) avec un léger pic en avril-mai ainsi qu'en novembre, au moment des transitions entre saisons sèches et humides. Les états 4-5-6 (Figure 2.16d,f) apparaissent majoritairement en saison humide bien qu'ils ne soient pas totalement absents en saison sèche. Notons que la fréquence de l'état 6 est < 5% en moyenne annuelle et correspond donc à une situation relativement marginale.

E.1 Les états cachés de Markov

Les champs de pluies quotidiens enregistrés par les stations néo-calédoniennes sont associés au produit d'états cachés, assimilables à des types de circulation atmosphérique, selon deux hypothèse faîtes a priori : (i) un champ de pluie quotidien est associé au seul état caché du jour *j* et (ii) l'état caché du jour *j* dépend uniquement de celui du jour précédent selon un principe markovien. La classification des ces états cachés repose sur la factorisation des probabilités conditionnelles des précipitations sur les stations du réseau ainsi que sur la modélisation des quantités de pluies par une distribution exponentielle ou gamma conditionnée par les états cachés. A chaque état caché est associé une probabilité d'occurrence et de quantités de précipitations sur chacune des stations du réseau. Un état caché ne correspond pas obligatoirement à un seul type de circulation atmosphérique et un type de circulation peut être associé à plusieurs états cachés.

La modélisation de l'occurrence des pluies est donc basée sur les états cachés de Markov. Le générateur de temps, fondé sur un processus markovien d'ordre 1, modélise l'occurrence des précipitations P, en supposant que l'état d'un jour t (sec ou humide) dépend de l'état du jour précédent t-1. Ainsi, une série artificielle quotidienne binaire (0 ou 1) d'occurrence des précipitations (Xt(k)) est crée, où, pour un jour donné seuls deux états sont possibles, sec ou humide :

Xt(k) = 0 si le jour t est sec à la station i
Xt(k) = 1 si le jour t est humide à la station i

Une chaine de Markov d'ordre 1 pour Xt(k) émet l'hypothèse selon laquelle la probabilité d'un jour humide est définit entièrement par l'occurrence des précipitations du jour précédent, indépendamment des valeurs antérieures de la série (Xt-2(k), Xt-3(k)…). Les paramètres P01(k) et P11(k) représentant les probabilités conditionnelles d'un jour pluvieux suivant un jour sec et de deux jours pluvieux consécutifs à la station (k) sont suffisants pour définir ce processus markovien d'ordre 1 :

$$P01(k)=P(Xt(k)=1 \mid Xt\text{-}1(k)=0)$$
$$P11(k)=P(Xt(k)=1 \mid Xt\text{-}1(k)=1)$$

Symétriquement, le processus de Markov peut être définit en utilisant les probabilités conditionnelles complémentaires des jours secs :

$$P10(k)=P(Xt(k)=0 \mid Xt\text{-}1(k)=1)$$
$$P00(k)=P(Xt(k)=0 \mid Xt\text{-}1(k)=0)$$

Il est ensuite possible de calculer la probabilité de transition d'un état caché vers un autre :

$$p(a_i \rightarrow a_j) = P(X_{t+1} = a_j | X_t = a_i) \quad \text{Eq. 3}$$

où a_i , a_j $\in$ A et X_t représente l'état du système au temps t. Les probabilités de transitions ont été testées à partir de la technique de Monte-Carlo en permutant les états cachés et en conservant la même fréquence de chaque état que dans l'observation (Vautard *et al.*, 1990).

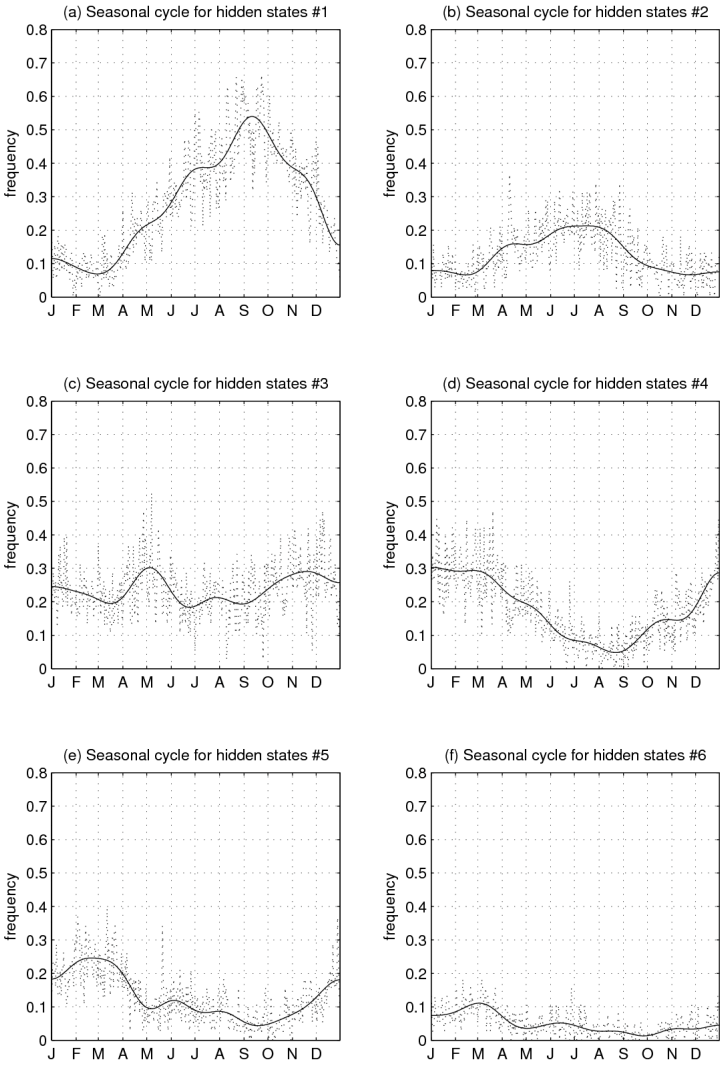


Figure 2.12 : Cycle saisonnier de la fréquence relative quotidienne des états cachés de Markov (en pointillé). La courbe en gras correspond à la fréquence filtrée avec une fréquence de coupure de 1/30 de cycle par jour.

D'un point de vue spatial, les probabilités de précipitations de l'état 1 (Figure 2.13a) semblent très faibles sur l'ensemble du territoire tandis que l'état 2 (Figure 2.13b) montre une opposition entre un ouest/sud-ouest plutôt arrosé et un quart nord/nord-est encore sec. L'état 3 (Figure 2.13c) exhibe une nette opposition entre une côte ouest particulièrement sèche et une côte est modérément humide. Les trois derniers états (Figure 2.13d-f) caractéristiques de la saison humide montrent (i) des stations fréquemment arrosées sur le sud-est et le nord-est avec des stations sèches à l'ouest (particulièrement au sud pour l'état 4), (ii) des stations fréquemment arrosées sur l'ensemble du territoire et spécifiquement dans le sud-est (état 5) et enfin (iii) un état où toutes les stations sont fréquemment arrosées (état 6).

La figure 2.14 montre les quantités de précipitations moyennes durant les jours humides associées à chaque état caché de Markov. Les pluies apparaissent très faibles (< 1 mm/jour) pour l'état 1 (Figure 2.14a) et se situent entre 1 et 5 mm/jour pour l'état 2 avec une station à plus de 5 mm au sud. Les cumuls restent faibles pour l'état 3 (Figure 2.14c) avec une opposition entre un est faiblement arrosé et une côte ouest totalement sèche. La géographie des précipitations de l'état 4 (Figure 2.14d) et de l'état

5 (Figure 2.14e) est identique à celle de l'état 3 avec des cumuls cependant plus élevés compris entre 2 et 15 mm/jour pour l'état 4 et entre 5 et 20 mm/jour pour l'état 5. L'état 6 (Figure 2.14f) est associé en revanche à des pluies intenses sur l'intégralité des stations (excepté deux minimums relatifs au sud-ouest et au nord-ouest).

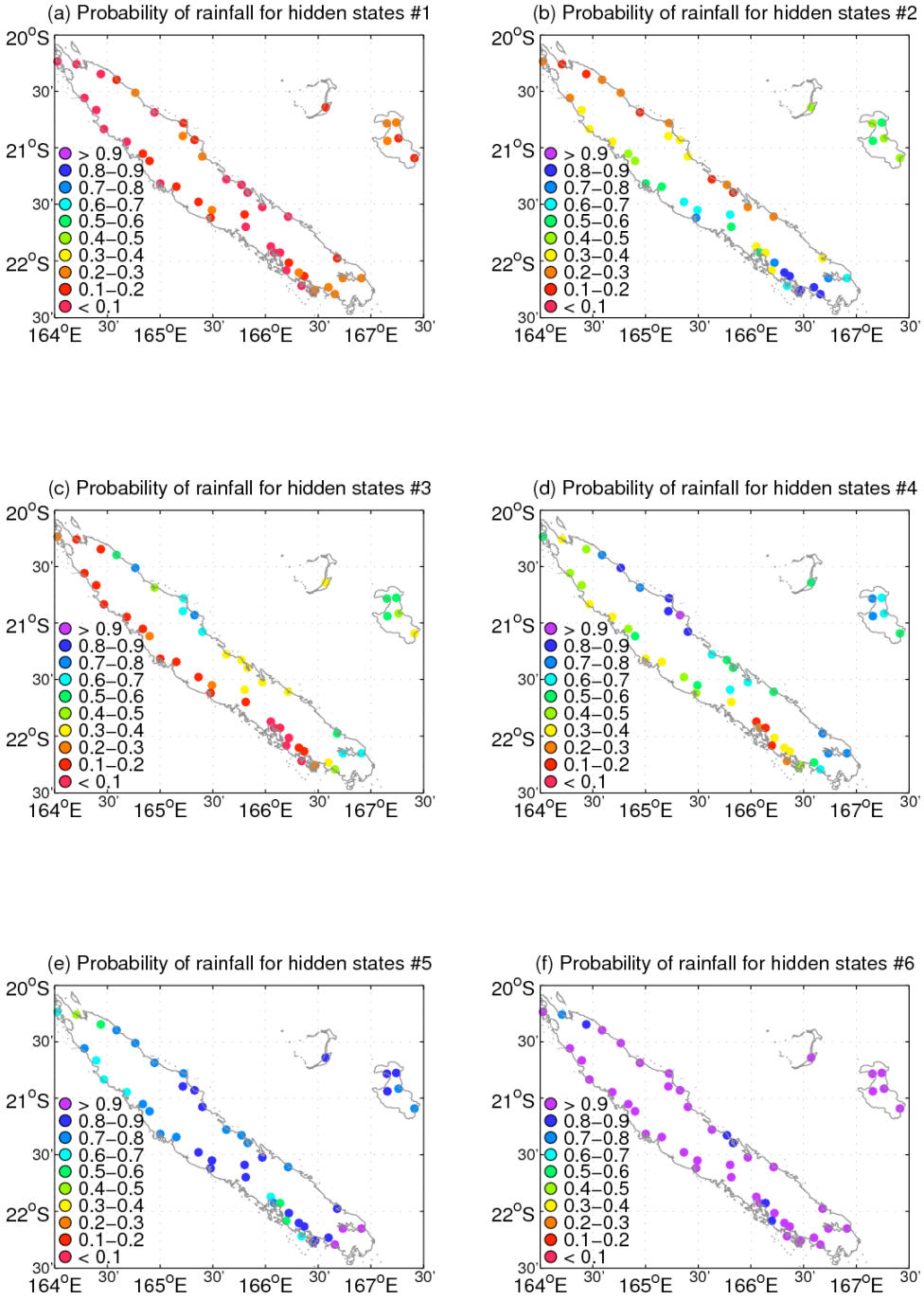


Figure 2.13 : Probabilités de précipitations sur les 49 stations pour chacun des états cachés de Markov.

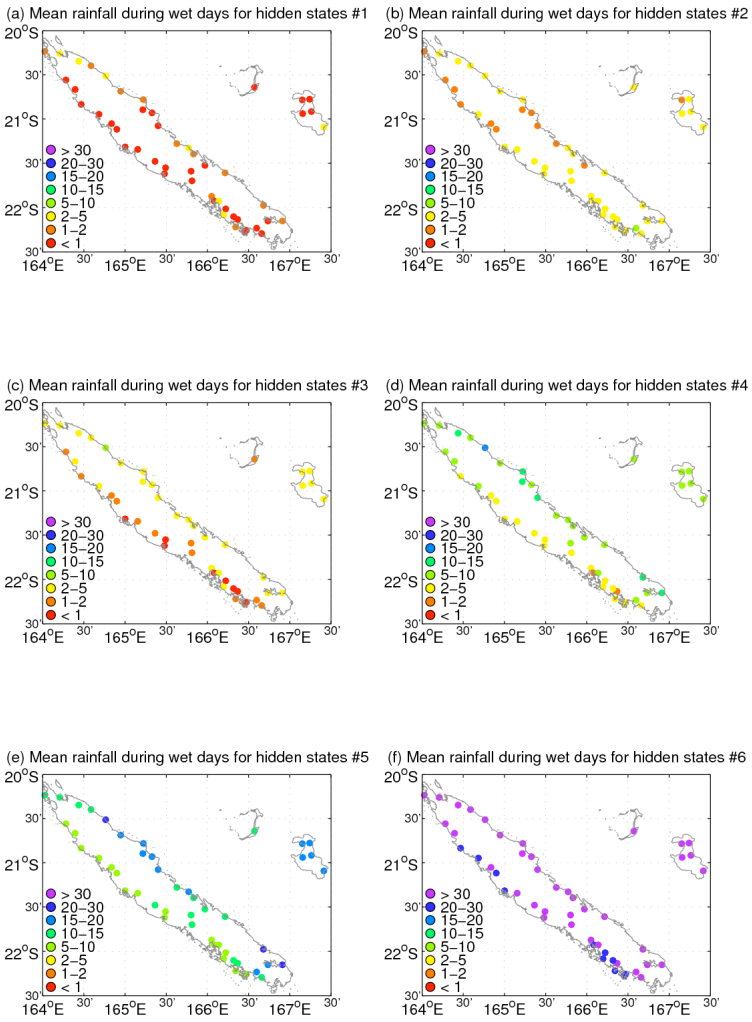


Figure 2.14 : Précipitations moyennes durant les jours humides sur les 49 stations pour chacun des états cachés de Markov.

Nous avons ensuite associé chaque état de Markov à la tension du vent et au géopotentiel à 925 hPa (Figure 2.15). La figure 2.16 montre les valeurs de vents et du géopotentiel en anomalies par rapport à la moyenne quotidienne. L'état 1 (Figure 2.15a) montre une circulation de sud-est combinée à une anomalie anticyclonique entre la Nouvelle-Calédonie et la côte australienne. Le deuxième type de temps (Figure 2. 15b) montre une circulation quasi-méridienne depuis le sud qui s'incurve vers l'ouest à proximité de la côte est-australienne et génère une forte anomalie de sud-ouest au niveau des latitudes calédoniennes. Le troisième type de temps (Figure 2.15c) a une signature spatiale très proche du type 1 avec toutefois une circulation d'alizés plus rapide, se matérialisant par une anomalie de sud-est particulièrement prononcée sur la Nouvelle-Calédonie (Figure 2.16c). Cet état est comparable au gradient nord-sud identifié par Leroy (2006) via une nuée dynamique. Un géopotentiel plus bas sur les latitudes néo-calédoniennes lors de l'état 4 (Figure 2.15d) s'accompagne d'une advection de nord-est tandis que les cinquième et sixième types (Figure 2.15e,f) montrent une circulation dépressionnaire dont le centre de gravité se positionne au nord de la Nouvelle-Calédonie. Ces types de circulation

(proches de la descente de ZCPS de Leroy (2006)) se traduisent par une anomalie dépressionnaire d'échelle domaniale bien que l'état 6 reste cependant relativement marginal (environ 1 jour sur 10 en moyenne annuelle).

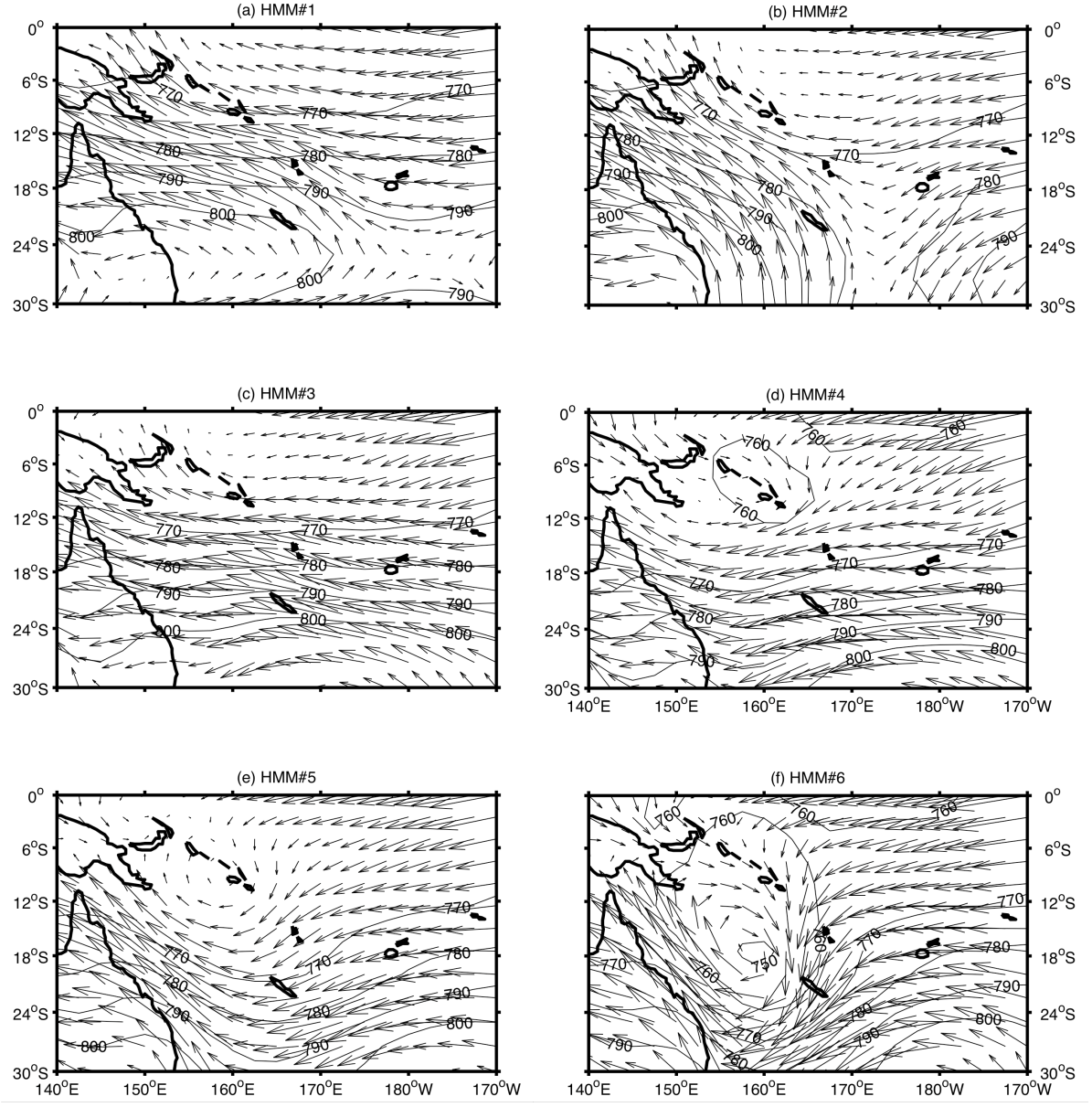


Figure 2.15 : Géopotentiel (en mgp) et vents (en m/s) à 925 hPa associés à chacun des états cachés de Markov. La vitesse maximale est de 8.7 m/s.

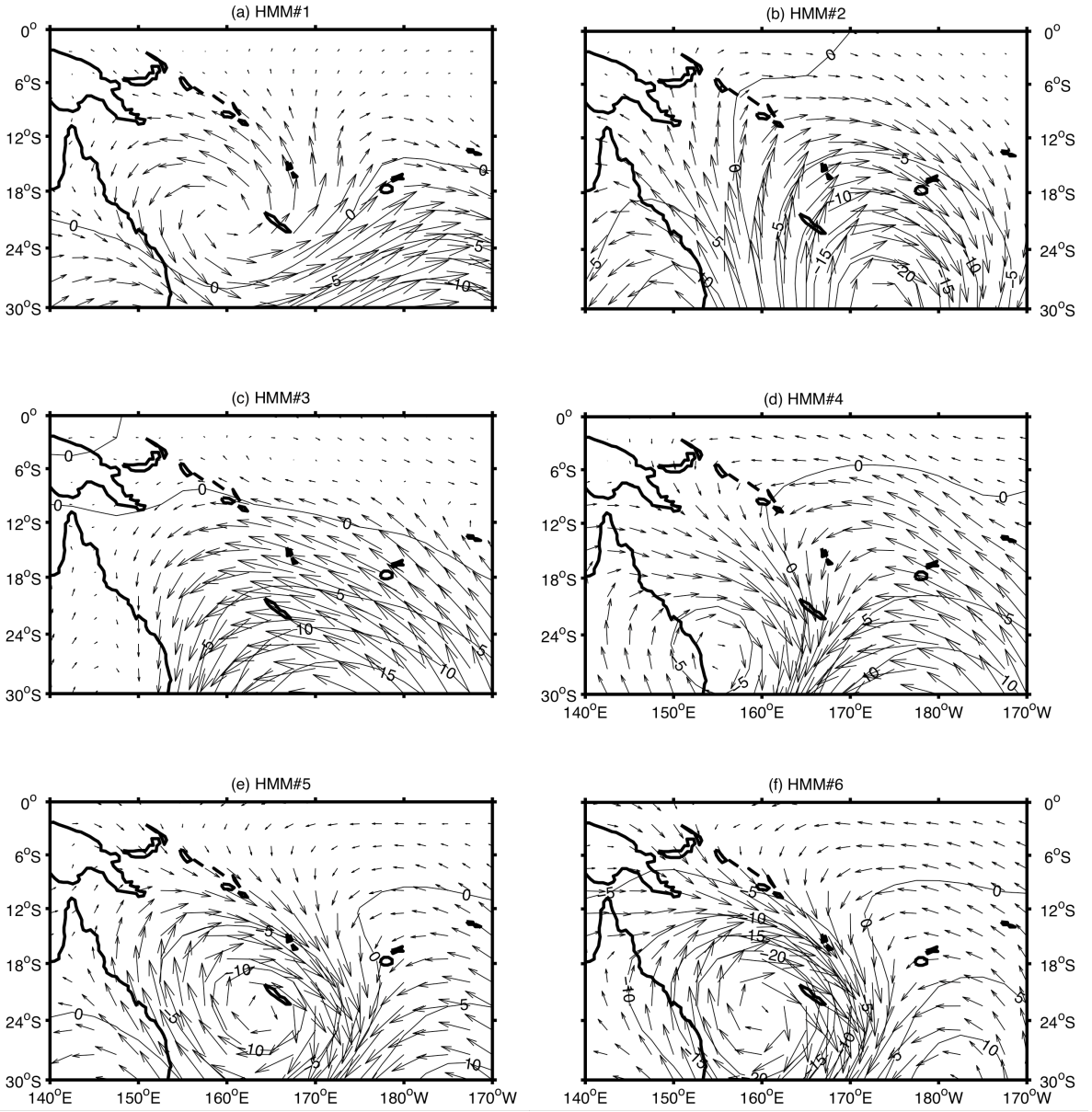


Figure 2.16 : Anomalies du géopotentiel (en mgp) et anomalies de vents (en m/s) à 925 hPa associés à chacun des états cachés de Markov. La vitesse maximale est de 6.7 m/s.

La table 2.1 indique la probabilité conditionnelle qu'un jour soit dans un état caché de Markov donné (en ligne) en fonction de l'état caché de Markov du jour précédent (en colonne). Par exemple, si le jour *j* est dans l'état 1, alors le jour *j*+1 a une probabilité de 0.08 d'être dans l'état 2. On constate dans un premier temps que les plus fortes fréquences apparaissent sur la diagonale, ce qui traduit une forte persistance de chaque état. Ceci est particulièrement vrai pour l'état 1 (courant d'alizé) qui a une probabilité de 0.73 de persister une journée supplémentaire. L'état 5 ou l'état 6 ont en revanche une probabilité de persistance plus faible que les autres (~0.3). Certaines transitions comme celle de l'état 6 vers l'état 5 ou de l'état 5 vers l'état 4 sont privilégiées en saison humide. Ces transitions requièrent en effet une rotation des vents de moins de 45°. Les transitions 2 -> 1, 3 -> 1 (en saison sèche), 3-> 4 et 4 -> 3

sont également très probables. Les transitions 2 -> 6, 2 -> 5, 1- > 6, 1- > 5 et 6 -> 3 sont quasiment impossibles car l'atmosphère n'évolue pas assez rapidement au cours d'une journée pour que les structures spatiales puissent basculer d'un état à l'autre. En effet, les transitions entre ces différents états imposent une rotation des vents d'au moins 90° au-dessus de la Nouvelle-Calédonie et jusqu'à 180° pour le passage de l'état 2 à l'état 6.

	Etat 1	Etat 2	Etat 3	Etat 4	Etat 5	Etat 6
Etat 1	0.73*	0.39*	0.15*	0.04	0.11	0.06
Etat 2	0.08	0.36*	0.07	0.04	0.19*	0.15
Etat 3	0.14	0.13*	0.56*	0.24*	0.10	0.03
Etat 4	0.03	0.03	0.14*	0.41*	0.21*	0.12
Etat 5	0.02	0.07	0.06	0.18*	0.29*	0.32*
Etat 6	0.00	0.02	0.02	0.09	0.10	0.32*

Table 2.1 : Probabilités de transitions entre les états cachés de Markov. Les valeurs correspondent à la probabilité que le jour *j*+1 soit dans la classe k (en ligne) sachant que le jour *j* est dans la classe *p* (en colonne). Les astérisques indiquent les probabilités de transitions significatives au seuil 99.9% selon un test de Monte-Carlo[14] (Vautard *et al.*, 1990).

[14] Le test de Monte-Carlo permet de mesurer la probabilité d'obtenir un résultat par hasard (Bouleau et Lepingle, 1994). En effet, il est largement admis que l'échantillonnage des signaux climatiques est en partie de nature stochastique (Epstein, 1969). La génération d'échantillons aléatoires *ad hoc* permet de réitérer un certain nombre de fois les calculs et de mesurer le nombre de cas où le résultat initial est atteint ou dépassé sur les échantillons simulés. Si la valeur initiale observée sur la population totale n'est pas atteinte dans plus de 5% (le seuil peut être fixé à 1 ou 0.1%) des populations permutées ou générées aléatoirement, on considère que le résultat obtenu n'est pas le produit du hasard, au seuil de signification 5%. Ce procédé permet de se prémunir contre une éventuelle surinterprétation des résultats. La philosophie de Monte-Carlo a été utilisée au cours de cette thèse pour tester par exemple la significativité des corrélations, la stabilité des signaux de sécheresse antécédents aux feux ou encore la probabilité de transitions d'un type de temps à un autre. Cette technique présente deux avantages : le premier est qu'aucune hypothèse n'est faite sur les paramètres de la distribution (test non-paramétrique) et le second est qu'une statistique qui est considérée comme importante par la nature physique du problème peut constituer la base du test aussi longtemps qu'il peut être calculé sur les données.

2.2. Relations entre les feux MODIS et ATSR et la variabilité atmosphérique en Nouvelle-Calédonie[15]

2.2.1 Introduction

Dans cette section, nous analysons la relation entre l'occurrence des feux détectés par les instruments MODIS et ATSR et les conditions atmosphériques en Nouvelle-Calédonie. L'objectif est de proposer une analyse à l'échelle locale des conditions atmosphériques (principalement la température et la précipitation) liées aux incendies. L'utilisation de deux enregistrements satellitaires permet de se prémunir contre d'éventuels biais liés à l'échantillonnage spatio-temporel de chacun des instruments (Stolle *et al.*, 2004). **La densité du réseau météorologique** (Figure 2.6a,b) **– exceptionnelle pour la zone tropicale – nous permet de développer ici une approche probabiliste des conditions atmosphériques locales observées avant chaque feu, plutôt qu'une simple analyse fréquentielle basée sur une somme spatiale mensuelle des feux ou un simple comptage saisonnier**. Cette nouvelle approche devrait permettre d'extraire un signal atmosphérique robuste en filtrant le bruit lié à la fois à l'hétérogénéité des données satellitales ainsi qu'à tout autre forçage local. Nous comparerons également les séries temporelles du Fire Weather Index avec celles de l'Effective Drought Index (EDI) (cf. l'encart E.3). En effet, la température, l'humidité relative et le vent sont susceptibles d'avoir un impact significatif sur l'activité des feux (Amiro *et al.*, 2003, Crimmins, 2006) mais la résolution spatiale de l'échantillonnage de ces variables est généralement moins fine que celles des précipitations (ce qui est le cas de la majorité des réseaux météorologiques dans toute la zone tropicale). **La comparaison entre l'EDI et le FWI permettra d'estimer, dans un climat subtropical, la perte d'information liée à l'utilisation d'un simple indice comme l'EDI**. Enfin, nous clorons le chapitre en quantifiant l'impact de l'ENSO sur l'activité des feux dans un contexte climatique différent de celui de l'Indonésie (Kita *et al.*, 2000 ; Ceccato *et al.*, 2010 ; Wooster *et al.*, 2011) et de l'Asie du sud-est (van der Werf *et al.*, 2008).

2.2.2 Le cycle saisonnier et la répartition spatiale des feux

La figure 2.17 montre la fréquence mensuelle des pixels de feux détectés par ATSR et MODIS I et la fréquence des départs de feux fournie par MODIS II. Les années 2002 et 2004 semblent particulièrement touchées par les feux (Figure 2.17a,b,c) bien que le signal soit plus faible sur la chronique temporelle d'ATSR (Figure 2.17a). Le feu de la Montagne des Sources semble également largement sous-estimé. D'un point de vue géographique, la figure 2.18a nous montre que les pixels MODIS I sont largement disséminés à travers la Nouvelle-Calédonie bien que certaines parties de la « Grande

[15] Cette section a été en partie publiée dans *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*. Barbero R., V. Moron, M. Mangeas, M. Despinoy, C. Hély (2011), Relationships between MODIS and ATSR fires and atmospheric variability in New Caledonia (SW Pacific), *Journal of Geophysical Research - Atmosphere,* 116, D21110, doi:10.1029/2011JD015915.

Terre » (au sud-est mais également certains secteurs montagneux au centre) restent préservées. **La fréquence mensuelle moyenne des feux montre une tendance unimodale avec un « pic » à la fin de la saison froide/sèche et au début de la saison chaude/humide** (Figure 2.6b), **au moment où l'augmentation des températures se superpose à de forts déficits hygrométriques** (Giglio *et al.*, 2006 ; Le Page *et al.*, 2008). En effet, le combustible des débris ligneux et des espèces herbacées s'assèche à partir de mai-juin et la végétation devient alors vulnérable aux incendies à la fin de la saison sèche. **La saison des feux se produit donc chaque année approximativement entre septembre et décembre**. Près de 88% des pixels[16] MODIS I, 81% des feux MODIS II et 67% des pixels ATSR se produisent durant cette saison. Le ratio 1/10 entre les feux MODIS II et les feux ATSR s'explique en partie par la différence d'échantillonnage temporel (Stolle *et al.*, 2004).

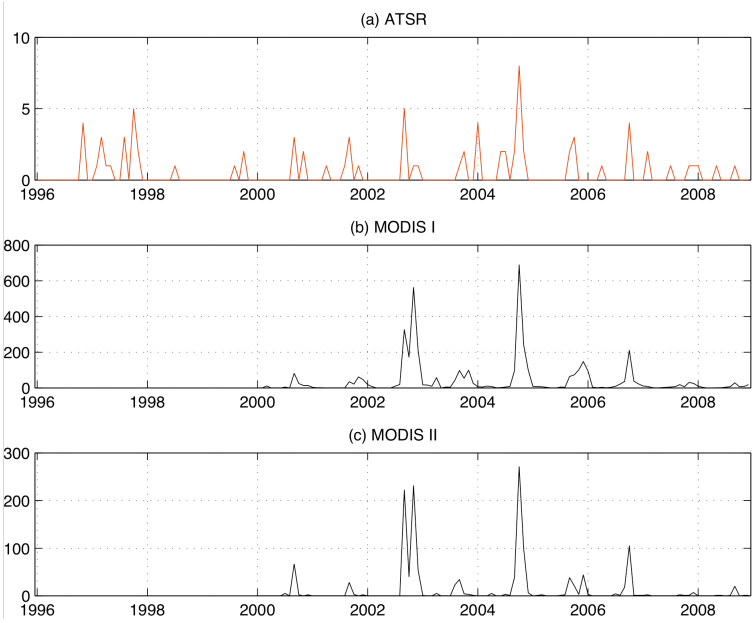


Figure 2.17 : Fréquence mensuelle des pixels de feux détectés par (a) ATSR, (b) MODIS I et fréquence mensuelle des départs de feux donnée par (c) MODIS II.

Un second « pic » dans la fréquence des feux apparaît également pour MODIS I et MODIS II aux alentours du mois d'avril, i.e. au début de la saison froide/sèche (Figure 2.6b) mais ce signal est en réalité le fait d'une seule année, 2003. La relation entre l'occurrence des feux et l'occupation des sols montre (i) que les savanes et les brousses sont les surfaces les plus sensibles aux incendies et (ii) que les forêts et le maquis minier restent relativement épargnés (Figure 2.18c). Cette relative insensibilité du maquis minier peut s'expliquer par l'absence d'activités humaines à proximité de ces terres infertiles, ce qui limite le risque d'ignition bien que l'incendie le plus vaste de la période MODIS fût celui de la « Montagne des Sources » (MdS), brûlant le maquis sur un couvert ultramafique. De plus, le maquis minier dense est principalement situé dans le sud-est de la Nouvelle-Calédonie (Figure 2.11a), une portion de l'île relativement humide toute l'année, y compris durant l'hiver austral.

[16] Rappel : MODIS I et ATSR indiquent le nombre total de pixels détectés par satellites tandis que MODIS II comptabilise uniquement les départs de feux (cf. section 1.1.1).

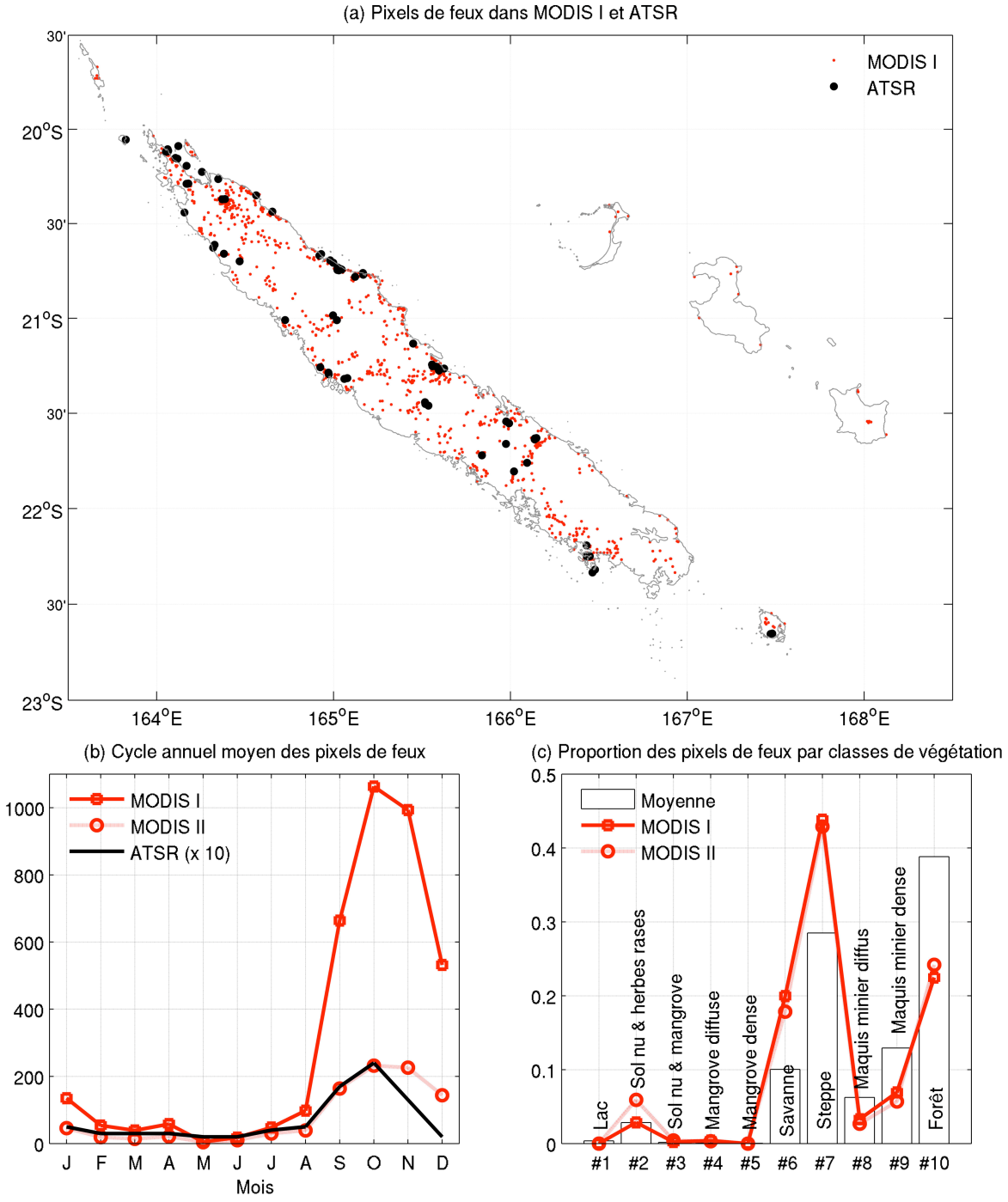


Figure 2.18 : (a) Pixels de feux détectés par MODIS I (2000-2008) et ATSR (1996-2008). (b) Cycles annuels des feux MODIS I (courbe rouge), MODIS II (tirets rouges) et ATSR (courbe noire). Chaque valeur est calculée comme la moyenne de la fréquence mensuelle sur la période disponible. (c) Fraction des feux MODIS I (courbe rouge avec cercles) et MODIS II (tirets rouges avec cercles) en fonction des différents types d'occupation du sol. La couverture moyenne de chaque type de végétation est représentée par les barres blanches. Les valeurs sur l'axe des abscisses font références aux types de végétations identifiés sur la Figure 2.11a.

2.2.3 Les anomalies thermiques et pluviométriques avant les feux

Chaque feu détecté par MODIS et ATSR a été associé aux températures et aux précipitations enregistrées par les stations météorologiques les plus proches (Figure 2.19). Plus de 98% (80%) des pluviomètres sont situés à moins de 10 km (15 km) des feux MODIS (ATSR) (Figure 2.19a). Les distances sont légèrement plus élevées pour les données thermiques (Figure 2.19b) mais l'échelle de variabilité spatiale des anomalies thermiques, plus vaste que celle des anomalies pluviométriques, pallie cet effet de distance.

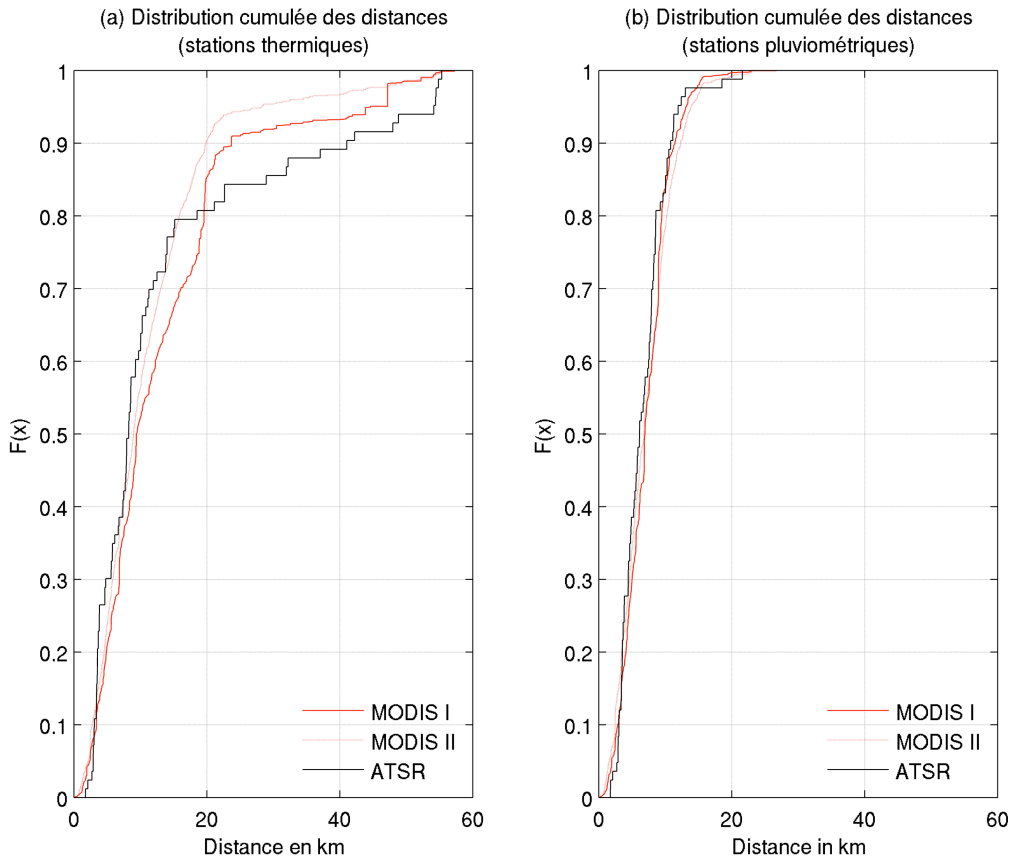


Figure 2.19 : Fonction de densité cumulée de la distance (en km) entre les pixels MODIS I (courbe rouge), MODIS II (tirets rouges), ATSR (courbe noire) et les stations météorologiques Météo-France enregistrant (a) les températures maximales et (b) les précipitations.

Les températures et les précipitations locales sont d'abord moyennées sur des segments de 3-,7-,15-,30- et 60-jours puis standardisées relativement à la climatologie moyenne (= moyennes quotidiennes filtrées avec une fréquence de coupure fixée à 1/60 de cycle par jour) sur la période 1996-2008 (ATSR) et 2000-2008 (MODIS). Les anomalies de précipitations sont exprimées en pourcentage d'anomalies par rapport à la moyenne. Cette méthode est préférable à celle qui consiste par commencer à calculer la moyenne des anomalies quotidiennes de 3- à 60-jours. En effet, certains jours pluvieux peuvent conduire à des anomalies quotidiennes extrêmement fortes,

anomalies qui sont lissées lorsque les précipitations brutes sont d'abord sommées sur plusieurs jours consécutifs. Les échantillons de 3-,7-,15-,30- et 60-jours sont ensuite extraits pour chaque feu à la station la plus proche, le dernier jour étant le jour du feu. Pour MODIS I, les anomalies thermiques et pluviométriques sont répétées autant de fois qu'il y a de pixels dans un feu, tandis que l'anomalie est considérée qu'une seule fois pour MODIS II, indépendamment de la taille totale du feu. En d'autres termes, **la pondération utilisée pour MODIS I exacerbe le signal local des anomalies atmosphériques en fonction de la taille du feu**. En revanche, la longueur de l'échantillon disponible pose la question de la stabilité des résultats. **Toutes les analyses statistiques ont donc été réalisées systématiquement en validation croisée** (cf. encart E.2), **en retirant de façon itérative une année de l'échantillon puis en vérifiant la robustesse des scores obtenus**.

Les anomalies associées aux feux MODIS I, MODIS II et ATSR sont identiques et la distribution des anomalies semble quasiment symétrique de part et d'autre du zéro, y compris quelques jours avant un feu (Figure 2.20). **Les anomalies thermiques en Nouvelle-Calédonie ne peuvent donc pas être considérées comme un pilote majeur de l'activité des feux**. Les signaux pluviométriques (Figure 2.21) montrent en revanche de fortes anomalies négatives jusqu'à 60 jours avant les feux. La médiane passe effectivement en dessous de -80% la semaine précédant un feu et approximativement en dessous de -50% lors des 60 derniers jours (Figure 2.21). Une fois de plus, les résultats sont similaires pour les trois bases de données. La médiane des anomalies de pluies 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours avant les feux a été recalculée en isolant de façon itérative chaque année. Les différences de médianes entre les 9 sous échantillons de feux MODIS (13 sous-échantillons pour les feux ATSR) et la médiane de l'échantillon total sont négligeables (< à 5%). Nous avons enfin répété cette procédure sur 3 sous échantillons pour lesquels nous retirons 3 années consécutives. La climatologie, et donc les anomalies, ont été indépendamment recalculées sur les composites (i) 2003-2008, (ii) 2000-2002 et 2006-2008 et (iii) 2000-2006. Nous avons ensuite relié ces anomalies aux feux MODIS I et MODIS II pour les périodes correspondantes. Les trois médianes sont très proches l'une de l'autre avec des différences absolues atteignant 5% au maximum (Figure 2.22). **Nous pouvons donc conclure que les anomalies pluviométriques à court terme (i.e. à l'échelle hebdomadaire) et à moyen terme (i.e. à l'échelle trimestrielle) avant un feu sont robustes et indépendantes de l'échantillonnage ou d'un quelconque biais inhérent à la base MODIS ou ATSR**.

E.2. La validation croisée

Lorsque la relation entre deux variables a été établie à partir d'une régression linéaire ou n'importe quel autre modèle théorique, il devient possible de réaliser des prédictions rétrospectives. L'objectif est de calculer une valeur théorique du prédictand (*Y*) à partir d'une valeur prise par le prédicteur (*X*). Les valeurs prédites sont ensuite confrontées aux observations : on appelle cette technique la validation croisée (Figure E.2.1). Elle se base sur le découpage de la période étudiée en segment d'apprentissage (sur lequel le modèle est construit) et en segment de vérification (sur lequel le modèle est appliqué). Les *N* périodes de *X* et de *Y* sont donc divisées en *N* segments d'une durée de *L* mois (ou *L* unités temporelles). Le modèle est ensuite appliqué aux valeurs de *Y* de *N -1* segments (le prédictand) et estime la valeur *Y* du segment retiré à partir de la valeur du prédicteur *X* du segment correspondant. Ce procédé permet de tester la capacité prédictive du modèle en calculant la corrélation entre la prédiction et l'observation. En d'autres termes, pour prédire par exemple *Y*, nous utilisons une série temporelle *Y* de longueur *N* ainsi qu'une série X de *N* valeurs pour construire le modèle. Le modèle est ensuite utilisé pour prédire *Y* à partir des valeurs de *X* à *N*-i. Le processus est répété *N* fois pour *N* périodes cibles. Les corrélations obtenues sont ensuite testées ce qui permet d'évaluer la qualité du modèle prédictif.

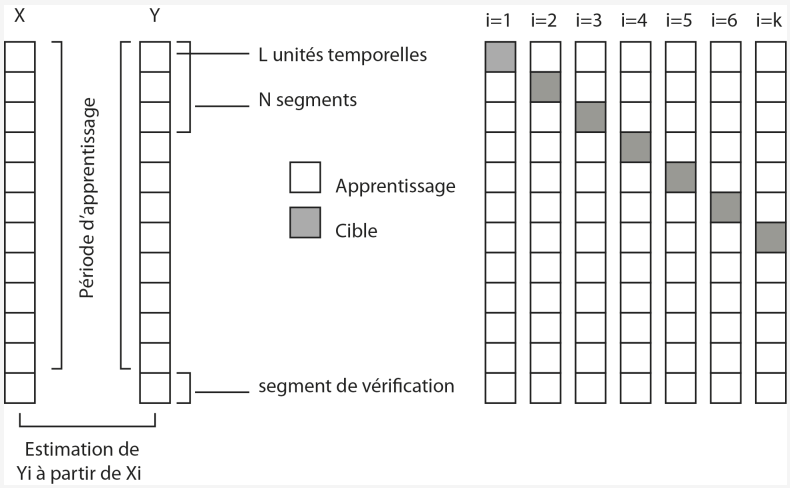


Figure E.2.1 : Illustration du découpage du prédicteur et du prédictand dans la construction de la validation croisée.

Le modèle prédictif peut donc être vu comme une fonction *f* telle que : Probabilité(variable cible = x)=*f*(variable explicative).

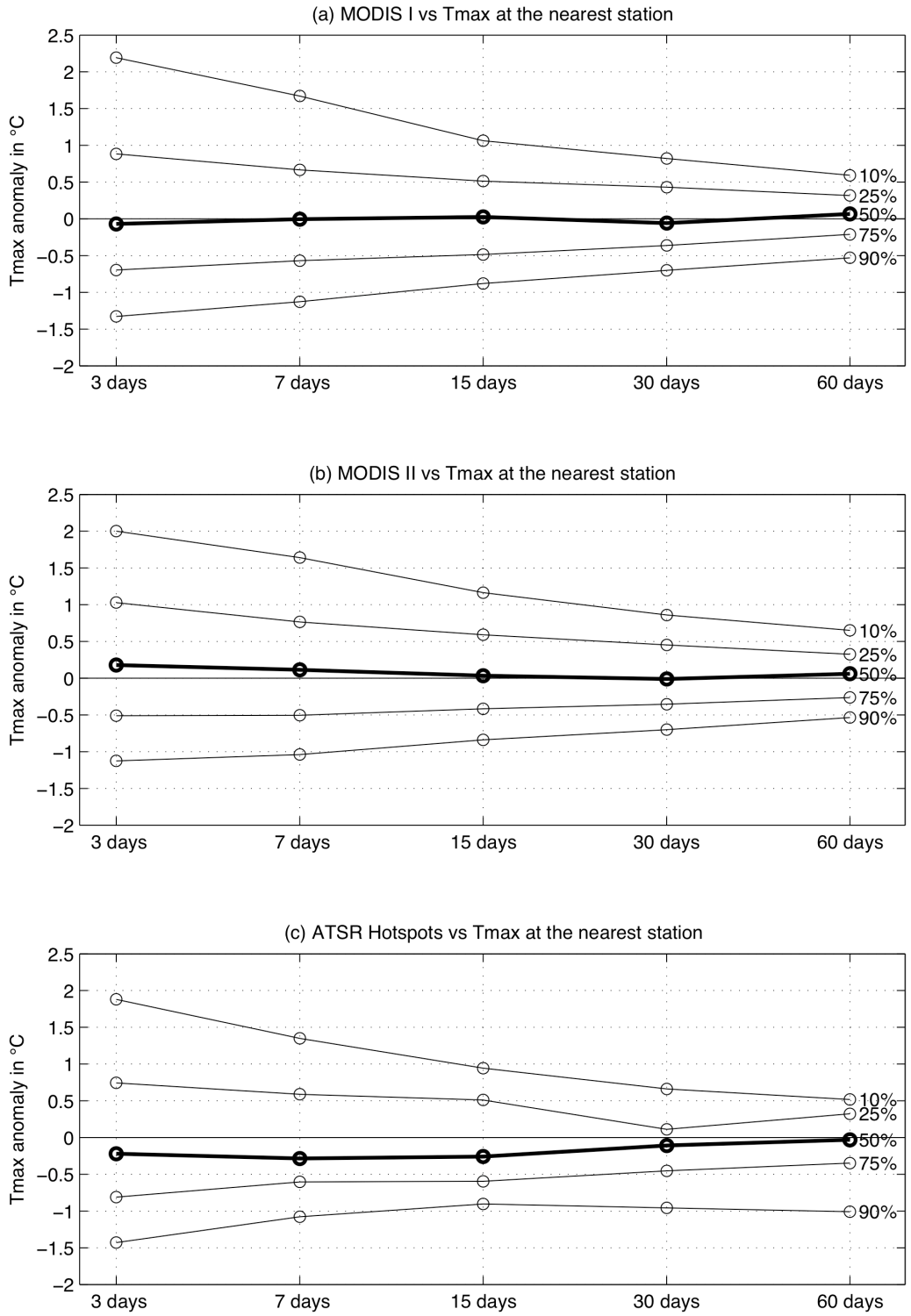


Figure 2.20 : Percentiles (10%, 25%, 50%, 75%, 90%) des anomalies des températures maximales (Tmax) (enregistrées sur les stations MF les plus proches des feux) 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours avant (a) les feux MODIS I, (b) les feux MODIS II et (c) les feux ATSR. Les Tmax quotidiennes sont d'abord moyennées sur des fenêtres de 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours, puis normalisées par la climatologie de la période 1996-2008 (2000-2008 pour la base MODIS). La climatologie correspond à la moyenne quotidienne filtrée par un filtre Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/60 de cycle par jour. Les anomalies (en °C) sont ensuite moyennées pour chaque échantillon de feu.

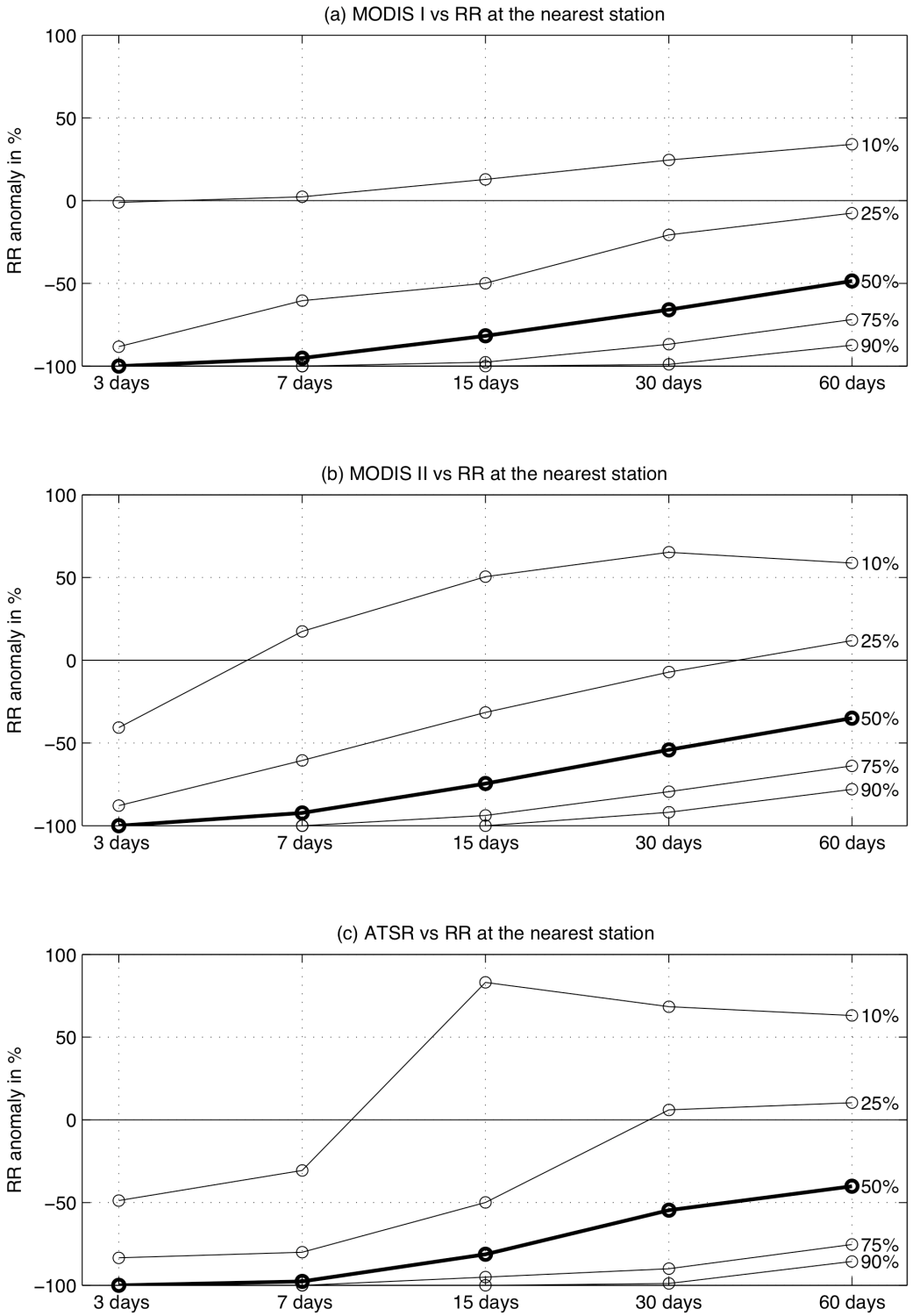


Figure 2.21 : Idem que la figure 2.20 pour les anomalies pluviométriques (exprimées en %).

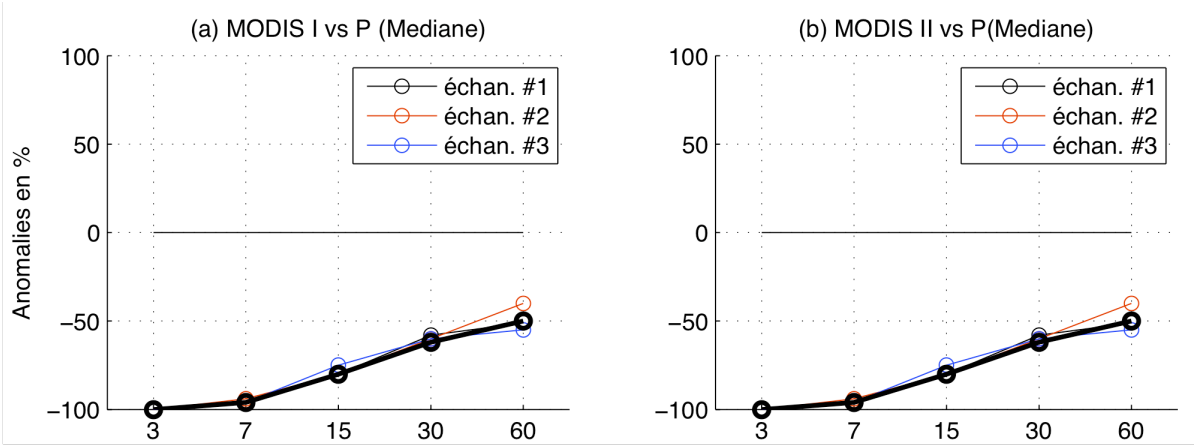


Figure 2.22 : Idem que la figure 2.20 excepté que les anomalies et les climatologies de références pour les précipitations et les feux (a) MODIS I et (b) MODIS II ont été calculées séparément sur les sous échantillons 2000-2002 (échantillon#1), 2000-2002 et 2006-2008 (échantillon#2) et 2000-2005 (échantillon#3). Les courbes noires en gras sont celles des médianes de la figure 2.20 calculées sur l'intégralité de la période (2000-2008).

Nous avons ensuite examiné la relation entre l'amplitude des anomalies pluviométriques et la taille des surfaces brûlées. Les feux MODIS II ont été classés en fonction de leur surface (de 1 à 116 pixels) et la moyenne des anomalies pluviométriques a été calculée à la station la plus proche de chaque feu. Pour les feux > 1 pixel, nous ne pondérons pas les anomalies pluviométriques par le nombre total de pixels du feu. La Table 2.2 montre que les anomalies négatives de précipitations sont généralement plus fortes lors des incendies de grande taille. Ce résultat peut s'expliquer par la différence entre l'ignition du feu d'un côté et sa durée et/ou son extension d'un autre côté. En effet, si l'ignition reste purement anthropique en Nouvelle-Calédonie, l'extension semble, quant à elle, davantage corrélée aux conditions climatiques. **Un déficit pluviométrique important favorise donc la propagation du feu**.

	MII	**FS**	**J - 3**	**J - 7**	**J - 15**	**J - 30**	**J - 60**
1 pixel	38%	10%	-100%	-89%	-72%	-41%	-25%
2-5	46%	34%	-100%	-92%	-75%	-58%	-40%
6-10	11%	20%	-100%	-98%	-89%	-58%	-54%
11-20	3%	10%	-100%	-95%	-77%	-69%	-56%
>20	2%	26%	-100%	-98%	-87%	-85%	-72%

Table 2.2 : Statistiques des feux MODIS II en fonction de la surface totale brûlée (exprimée en pixels; 1 pixel = 100 hectares). Les médianes des anomalies pluviométriques enregistrées sur les stations les plus proches 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours avant le départ des feux sont exprimées en pourcentage par rapport à la climatologie. MII correspond à la fréquence des feux MODIS II et FS à la fréquence des surfaces brûlées.

E.3. Les indices de sécheresse

L'analyse du signal pluviométrique antécédent aux incendies nécessite l'élaboration d'un indice de mesure à une échelle temporelle la plus fine possible. Nous décrivons dans cette section les différentes étapes de construction de l'indice quotidien de sécheresse proposé par Byun et Wilhite (1999). Cet indice sera utilisé dans la détection du déficit/excès de précipitation précédent les feux, puis sera comparé au signal issu du Fire Weather Index (van Wagner, 1987), indice couramment utilisé dans l'estimation du risque de feu.

- **Introduction**

La plupart des indices de sécheresse ne permettent pas de détecter la date de démarrage, de fin ou l'intensité d'une sécheresse. En effet, ces indices n'intègrent pas les effets d'évapotranspiration et d'écoulement qui prennent de l'importance avec le temps. **De plus, leur utilité est souvent limitée dans l'optique d'une surveillance en temps réel car ils fonctionnent principalement sur des pas de temps mensuels**. Enfin, la plupart de ces indices ne parviennent pas à différencier les impacts d'une sécheresse en surface et en subsurface.

L'indice de sécheresse quotidien proposé par Byun et Wilhite (1999) que nous utilisons ici est basé sur le concept suivant : **les valeurs quotidiennes de précipitations sont intégrées avec une fonction de réduction des quantités basée sur le temps**. Cet indice est appelé « Effective Precipitation » (EP). Plusieurs indices viennent ensuite compléter l'EP. Le second indice, Mean Effective Precipitation (MEP), correspond à la moyenne journalière de l'EP calculée sur une période de *n* jours: cet indice montre les caractéristiques climatologiques des ressources en eau pour une station ou un secteur donné. Le troisième indice, Deviation Effective Precipitation (DEP), correspond à l'écart de l'EP par rapport au MEP. Le quatrième indice, Standardized Effective Precipitation (SEP), correspond aux valeurs standardisées du DEP. Un cinquième indice, Precipitation Return to Normal (PRN), indique soit la quantité de précipitation nécessaire pour revenir à des conditions normales définies par le MEP, soit l'excès de précipitation par rapport à la normale. Enfin, le sixième et dernier indice est l'Effectve Drought Index (EDI), la version standardisée du PRN. En utilisant ces indices et en regardant le nombre de jours négatifs du SEP, nous pouvons ainsi facilement déterminer la date de démarrage, de fin et l'intensité d'une sécheresse. **Ces indices nous renseignent donc (i) sur la durée exacte de la sécheresse, (ii) sur l'état d'une sécheresse en cours et (iii) sur son intensité**.

- **Les multiples définitions d'une sécheresse**

La définition de la sécheresse repose généralement sur les concepts météorologiques suivants : (i) le nombre de jours consécutifs sans pluie, (ii) le nombre consécutifs de jours au-dessous d'un certain seuil de précipitation et (iii) l'observation de faibles précipitations durant une période spécifique (Kim, 1968 ; Steila, 1986 ; Broccoli et Manabe, 1992 ; Byun et Han, 1994). **Les définitions de « jours consécutifs », de « période spécifique », de « séquence sèche » ou de « faibles précipitations » sont souvent basées sur des valeurs empiriques plus ou moins subjectives**. En effet, pour définir de « faibles précipitations », météorologues et climatologues se réfèrent généralement à des cumuls quotidiens < 2 mm/jour là où d'autres fixent le seuil à 5 mm/jour. De la même façon, la définition d'une séquence sèche correspond parfois à un intervalle temporel entre deux séquences humides tandis d'autres considèrent qu'un cumul < 2 mm constitue un épisode sec en raison de son très faible impact sur les écosystèmes.

Quant à la définition du nombre consécutifs de jours secs, Huschke (1970) propose de considérer les périodes > à 15 jours consécutifs là où Steila (1986) utilise des fenêtres glissantes de 25 jours. Enfin, la définition de « faibles précipitations » repose soit sur des données mensuelles, soit sur des cumuls saisonniers, soit enfin sur des échelles de temps plus longues (Byun *et al.,* 1992a,b ; Byun et Han, 1994).

Depuis environ 1950, la majorité des indices de sécheresse sont basés sur des variables météorologiques ou hydrologiques et sont calculés sur des pas de temps mensuels ou annuels. Nous pouvons citer par ordre chronologique d'apparition le Palmer Drought Severity Index (PDSI) (Palmer, 1965), le Rainfall Anomaly Index (RAI) (van Rooy, 1965), le Decile (Gibbs et Maher, 1967), le Crop Moisture Index (CMI) (Palmer, 1968), le Bhalme and Mooly Drought Index (BMDI) (Bhalme et Mooley, 1980), le Surface Water Supply Index (SWSI) (Shafer et Dezman, 1982), le National Rainfall Index (NRI) (Gommes et Petrassi, 1994), le Standardized Precipitation Index (SPI) (McKee *et al.*, 1993, 1995) et le Reclamation Drought Index (RDI) (Weghorst, 1996). Nous pouvons aussi mentionner le Soil Moisure Drought Index (SMDI) (Hollinger *et al.,* 1993) et le Crop-Specific Drought Index (CSDI) (Meyer *et al.*, 1993 ; Meyer et Hubbard, 1995) et le Corn Drought Index (Meyer and Hubbard, 1995) qui sont des déclinaisons plus récentes du CMI. D'autres indices comme ceux de Penman (1948), de Thornthwaite (1948) ou le Keetch and Byram Index (1968) ont été utilisés dans des cas plus limités.

- **Définition de la période de déficit en eau**

Une sécheresse se définit sur la base d'un déficit en eau (principalement en surface ou en subsurface) par rapport aux conditions moyennes. En revanche, **la sévérité d'une sécheresse repose à la fois sur le déficit observé à un instant t mais également sur le cumul du déficit des jours précédents**. De ce point de vue, un indice de sécheresse doit être construit à partir du concept « de cumul de déficit en eau ». Les indices mentionnés plus haut sont basés uniquement sur un déficit (par rapport à la moyenne) calculé sur une période prédéfinie par l'utilisateur. Aucune des méthodes citées précédemment ne parvient donc à définir, objectivement, la durée du déficit.

- **Le choix de l'incrément temporel**

Tous les indices mentionnés dans la section précédente fonctionnent à l'échelle mensuelle, trimestrielle ou annuelle. Seuls le CMI ou parfois le PDSI (Finger *et al.*, 1985) sont calculés à l'échelle hebdomadaire mais aucun ne propose une métrique quotidienne. Il s'agit là d'un point fondamental car un cumul de précipitations sur 24 heures peut très bien ramener une ou plusieurs stations à des conditions normales. Considérons l'exemple suivant : si l'on enregistre de fortes précipitations le 1er juillet et le 31 août, 60 jours de sécheresse entre le 2 juillet et le 30 août ne seront pas détectés par un indice mensuel. Il est donc préférable de réévaluer l'intensité d'une sécheresse le plus fréquemment possible.

- **Le stockage des ressources en eau**

L'impact d'une sécheresse résulte d'un déficit en eau (i) en surface et/ou (ii) en subsurface. L'humidité des premières couches du sol est habituellement la première composante du système hydrologique à être affectée. En revanche, lors de la persistance d'une séquence sèche, d'autres niveaux peuvent à leur tour s'assécher.

Ainsi les conséquences d'une sécheresse peuvent être disséquées en deux catégories : (i) une réduction de l'humidité contenue dans le sol et (ii) une réduction de l'humidité contenue dans d'autres réservoirs plus profonds. L'assèchement d'un sol est généralement fonction des déficits récents de précipitations tandis que le déficit des réservoirs profonds dépend essentiellement du cumul de précipitations sur le moyen (i.e la saison) et long terme (i.e. l'année).

- **La réduction des ressources en eau en fonction du temps**

Après une séquence humide, l'humidité contenue dans le sol diminue avec le temps en fonction de l'écoulement et de l'évapotranspiration. Cette réduction s'effectue sur des pas de temps journaliers. Ainsi, **une simple somme des précipitations est une mesure biaisée de l'estimation du déficit en eau**. **Byun et Wilhite (1999) proposent donc une fonction de réduction des quantités de précipitations dépendante du temps**.

- **Les données utilisées dans la construction des indices**

En dehors des précipitations, les indices de sécheresse couramment utilisés sont calculés à partir de l'humidité du sol, de l'évaporation et de l'évapotranspiration. Ces éléments doivent ainsi être correctement estimés avant d'être injectés dans les indices de sécheresse. Leur estimation pose deux problèmes : (i) une simplification est inévitable en raison de la variété des caractéristiques pédologiques et topographiques propres à certaines régions et (ii) les précipitations à l'origine des variations de teneurs en eau du sol n'ont pas suffisamment de poids dans le calcul des divers indices présentés plus haut. En effet, les précipitations et l'humidité du sol ne peuvent nullement être pondérées de la même façon dans le calcul d'un indice car la principale source d'humidité du sol est la précipitation elle-même.

Après une comparaison du PDSI avec le RAI et le BMDI, Olapido (1985) conclut que l'utilisation des seules données de précipitations s'avère plus efficace dans la détection météorologique d'une sécheresse. Les travaux de Alley (1984) parviennent à la même conclusion. L'utilisation d'un seul champ climatique comme la précipitation dans la construction d'un indice a également d'autres avantages : (i) **la précipitation est la variable clé dans la définition d'une sécheresse puisque celle-ci dépend principalement d'un déficit en eau et** (ii) **les données pluviométriques sont disponibles sur un réseau spatial particulièrement dense ainsi que sur une période plus longue que la majorité des autres variables météorologiques**. Dans le cas de la Nouvelle-Calédonie, le calcul de l'EDI a été effectué sur plus de 80 stations Météo-France tandis que l'injection de la vitesse du vent en surface et de l'humidité relative nécessaire au calcul du FWI a réduit le nombre de stations disponibles à 14 sur l'ensemble du territoire.

- **Calcul et application de l'Effective Precipitation (EP)**

Afin de modéliser l'épuisement des ressources en eau postérieur à une séquence humide, le concept d'Effective Precipitation (EP) a été introduit par Byun et Wilhite (1999) :

$$EP_i = \sum_{n=1}^{i}\left[\left(\sum_{m=1}^{n} P_m\right)/n\right] \quad \text{Eq. 4}$$

où i est la durée sur laquelle les pluies sont sommées et P_m correspond aux précipitations *m-1* jour avant le jour courant (Byun et Wilhite, 1999).

L'EP est donc une somme pondérée dont le poids de chaque jour décroît de façon non-linéaire jusqu'au dernier jour de la période (la somme des pondérations étant égale à *n*). Dans notre étude, nous avons choisi de faire varier *n* de 30 à 365 jours.

- **Application de l'EP**

Lorsque l'EP d'une station est mis en place, une série d'indices complémentaires dérivés de l'EP sont calculés afin de mettre en lumière les caractéristiques du déficit/surplus des ressources en eau. L'EP est donc comparé dans un premier temps à sa climatologie (i.e., moyenne des jours calendaires). La première étape est donc le calcul de la moyenne quotidienne de l'EP appelée Mean Effective Precipitation (MEP). Cette variable nous renseigne sur les caractéristiques du cycle annuel des ressources en eau. La seconde étape est le calcul de l'écart entre EP et MEP :

$$\text{Deviation Effective Precipitation (DEP)} = \text{EP} - \text{MEP} \quad \text{Eq. 5}$$

Le DEP est donc associé au déficit/surplus enregistré sur une station et à une date données. L'étape suivante est la standardisation du DEP :

$$\text{Standardized Effective Precipitation}\,(SEP) = DEP \Big/ \sigma_{EP} \quad \text{Eq. 6}$$

où σ_{EP} est l'écart-type quotidien de EP. Le SEP permet ainsi de comparer l'intensité de deux séquences sèches enregistrées sur des stations dont les caractéristiques climatologiques sont différentes.

- **Définition de la durée de la sécheresse**

La section précédente montre que les valeurs négatives du DEP et du SEP sont associées à des conditions plus sèches que la normale ; une suite de valeurs négatives du DEP et du SEP correspond ainsi à une succession de périodes plus sèches que la normale. **Une séquence sèche peut donc être vue et définie comme une succession de valeurs négatives du SEP et l'intensité comme la somme de la suite de ces valeurs déficitaires**.

- **Calcul du Precipitation Return to Normal (PRN)**

Les valeurs négatives du DEP_j peuvent être ramenées directement à la normale en 24 heures de la façon suivante :

$$PRN_j = DEP_j \Big/ \sum_{N=1}^{j} (1/N) \quad \text{Eq. 7}$$

où *j* est identique à *i* dans l'équation 4. Une valeur du PRN = 20 signifie qu'un cumul de 20 mm en 24 heures annule la sécheresse relative depuis *n* jours. À l'opposé, on associe une valeur de -20 à un excès de 20 mm depuis *n* jours. **Un PRN positif correspond donc à des conditions plus sèches que la normale**.

- **Calcul de l'Effective Drought Index (EDI)**

L'EDI est le produit du PRN standardisé par sa climatologie. L'EDI est donc une mesure standardisée du déficit/excès relatif des précipitations en fonction du cycle saisonnier local d'une station :

$$EDI_j = PRN_j / \sigma(PRN_j) \qquad \text{Eq. 8}$$

ou

$$EDI_j = DEP_j / \sigma(DEP_j) \qquad \text{Eq. 9}$$

où σ[f(N)] correspond à l'écart-type de f(N). L'EDI est l'indice le plus utile en terme d'application puisqu'il fait abstraction des caractéristiques climatologiques locales. Avec cet indice, les définitions de la date de démarrage, de fin et de l'intensité d'une sécheresse deviennent plus claires et plus objectives. **L'EDI est donc une mesure standardisée de l'excès/déficit des précipitations, indépendamment des précipitations totales, mais aussi une mesure relative de l'excès/déficit des précipitations en fonction du cycle saisonnier local d'une station donnée**.

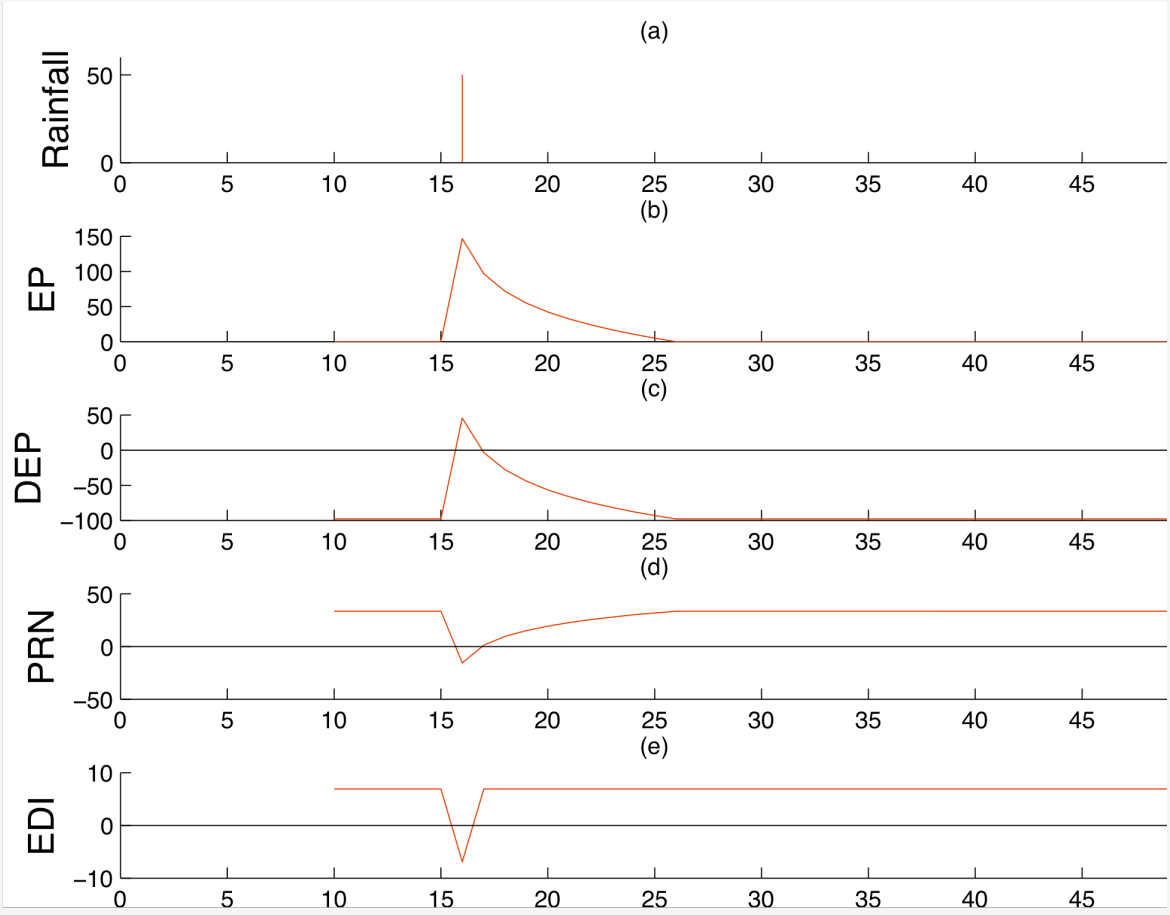


Figure E.3.1 : (a) Série temporelle d'une séquence sèche de 50 jours intérompue le 16ème jour par un épisode pluvieux de 50 mm. (b) Effective Precipitation (EP) calculé sur une période de 10 jours à partir de la série du panel (a). (c) Departure Effective Precipitation (DEP) calculé sur la série du panel (b). Nous considérons dans ce cas que la moyenne climatologique de chaque jour est de 10 mm. (d) Precipitation Return to Normal (PRN) calculé sur la série du panel (c). (e) Effective Precipitation Index (EDI) calculé sur la série du panel (d).

La figure E.3.1 montre les différentes étapes de construction de l'EDI à partir de l'exemple d'une séquence sèche interrompue par une séquence humide de 50 mm en 24 heures (Figure E.3.1a). A partir de cette chronique, nous calculons l'EP en intégrant les précipitations sur une période de 10 jours (Figure E.3.1b). La réduction des pluies s'effectue alors selon un processus non-linéaire jusqu'au 10ème jour suivant le jour humide. Considérons à présent que la moyenne climatologique de chaque jour soit de 10 mm/jour. Les valeurs du DEP (Figure E.3.1c) au cours des jours secs tombent alors à -100 mm et s'élève à environ 50 mm lors du jour humide pour retomber à 0 le lendemain. Le PRN (Figure E.3.1d) montre la quantité de précipitations nécessaires pour revenir à des conditions normales. Enfin, l'EDI (Figure E.3.1e) est une version standardisée du PRN.

Le calcul de l'EDI nécessite cependant des enregistrements complets, sans valeurs manquantes. Nous avons donc remplacé les valeurs manquantes à l'aide d'un simple générateur stochastique de temps basé sur un modèle de chaînes de Markov d'ordre 1, afin de simuler la fréquence des jours humides (>= 1 mm). Ce modèle est combiné à deux paramètres de distribution Gamma dans le but de simuler la quantité de précipitations durant les jours humides (Wilks, 1999). Cette méthode a été appliquée indépendamment sur chaque station Météo-France et chaque mois afin de conserver un cycle annuel réaliste.

2.2.4 La modulation temporelle de la sécheresse antécédente aux feux à l'échelle locale

La section précédente montre une relation robuste entre l'occurrence d'un feu et des anomalies négatives de précipitations à l'échelle locale. L'étape suivante consiste à analyser la modulation temporelle des anomalies pluviométriques en utilisant un indice de quantification de la sécheresse comme l'EDI (cf. encart 3). Comme pour les précipitations, chaque feu a été associé à l'EDI calculé à la station MF la plus proche. Nous constatons que le percentile 75% de l'EDI reste positif au moins 40 jours avant les feux MODIS, ce qui correspond à une anomalie négative de précipitations « effectives » (EP) durant au moins 100 jours avant un feu puisque l'EDI intègre ici les précipitations sur une fenêtre de 60 jours (Figure 2.23). Les variations de l'EDI associé aux feux ATSR sont légèrement plus bruitées (Figure 2.23c) probablement en raison de la taille de l'échantillon. Ce résultat suggère que des anomalies négatives de pluies entre juin et décembre précèdent (et donc favorisent) l'occurrence des feux. En d'autres termes, **une sécheresse à moyen terme (i.e. ~3 mois) aux alentours de la fin de la saison froide/sèche (qui peut être perçue ici comme un démarrage tardif de la saison pluvieuse), augmente significativement le risque de feu**. On constate cependant que la médiane de l'EDI tend à revenir vers zéro environ 135-150 jours avant un feu (Figure 2.23), suggérant un léger retour à des conditions normales entre février et mai, ce qui nous renvoie à la fin de la saison humide précédente si l'on tient compte de la climatologie du cycle saisonnier (Figure 2.6d). Hormis ce signal, la médiane tend à rester au dessus de zéro avant un feu, ce qui revient à dire que l'occurrence des feux augmente au cours d'une année anormalement sèche (Figure 2.23). L'EDI a également été calculé pour des feux de tailles différentes à partir de la base MODIS II. Les résultats sont identiques à ceux obtenus dans la section

précédente, i.e. la taille des feux augmente avec l'intensité de la sécheresse (non montré).

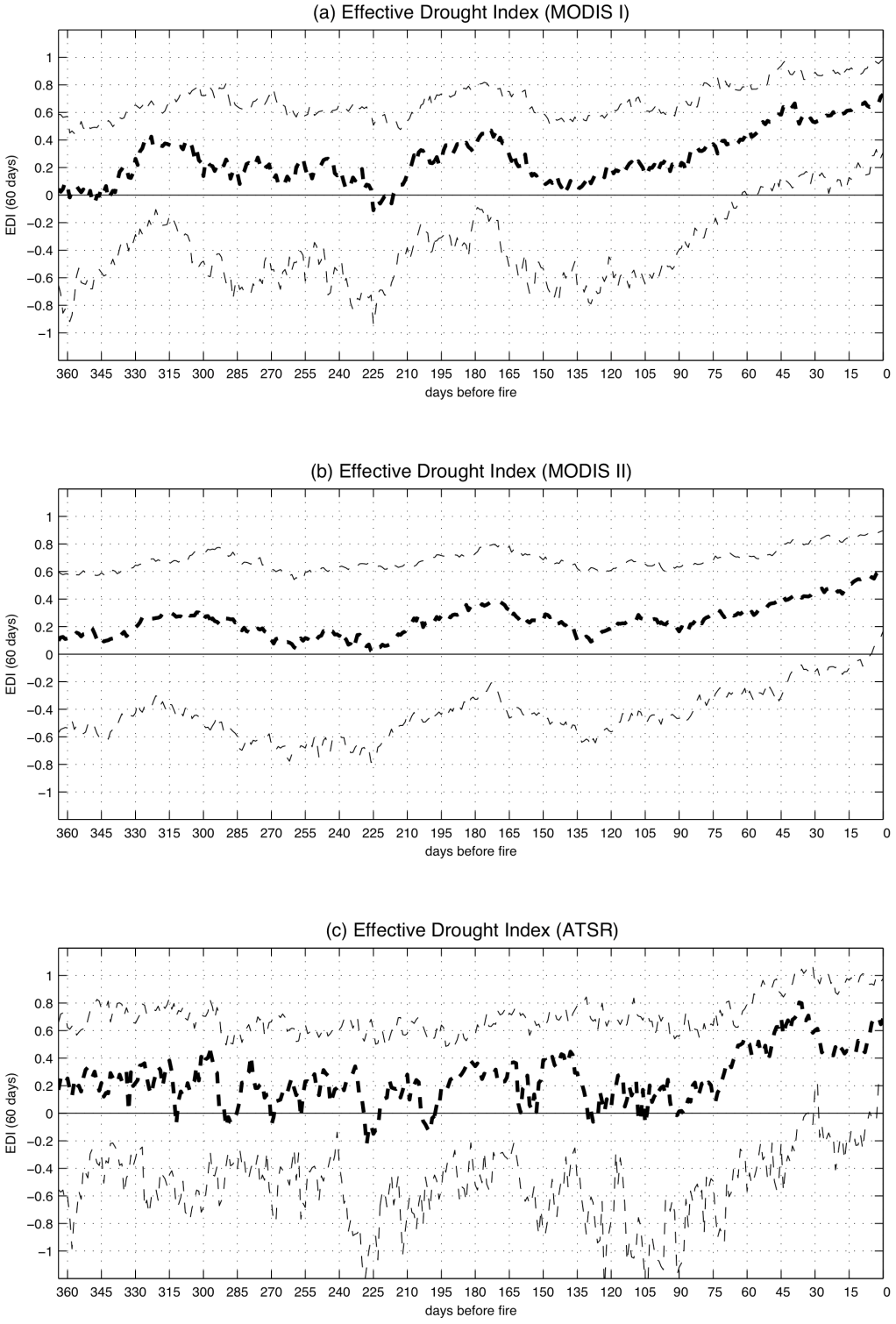


Figure 2.23 : Médiane (tirets en gras) et percentiles 25% et 75% (tirets) de l'EDI calculé sur une fenêtre de 60 jours à partir des stations météorologiques MF les plus proches des feux. L'EDI est représenté sous forme de compte à rebours remontant 365 jours avant le jour du feu (a) MODIS I, (b) MODIS II et (c) ATSR.

Nous obtenons un signal similaire lorsque l'EDI est remplacé par le FWI (Figure 2.24) (cf encart E.4). Notons que dans ce cas seuls 15% des stations à partir desquelles est calculé le FWI sont situées à moins de 10 km des feux MODIS I. **Ce résultat montre clairement que l'extraction d'une seule variable clé telle que la précipitation ne dégrade en rien la détection du signal climatique impliqué dans l'activité des feux**.

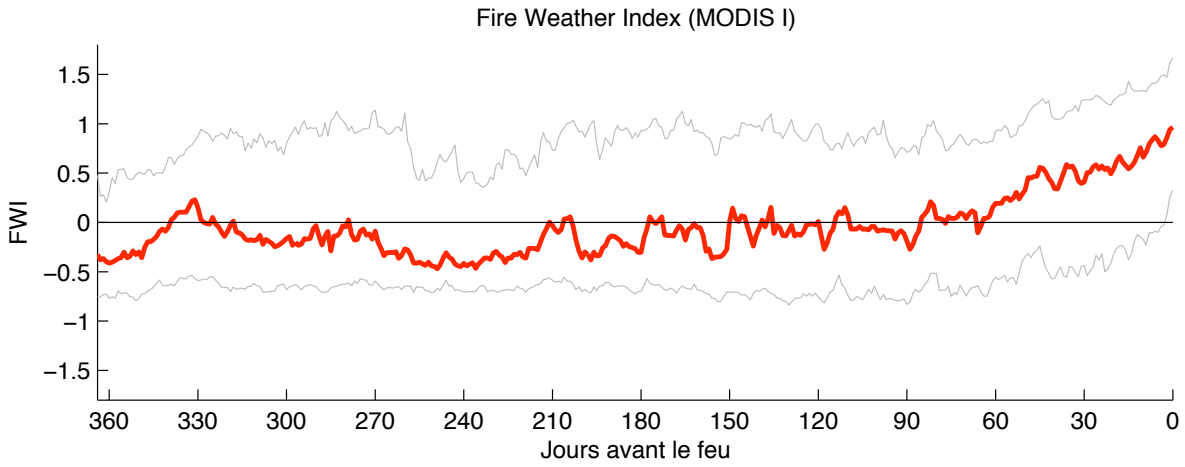


Figure 2.24 : Médiane (tirets en gras) et percentiles 25% et 75% (tirets) du Fire Weather Index (FWI) calculé sur les stations météorologiques MF disponibles les plus proches des feux. Le FWI est représenté sous forme de compte à rebours remontant 365 jours avant le jour du feu MODIS I.

Nous avons ensuite comparé l'EDI quotidien avec le Duff Moisture Code (DMC) et le FWI durant la saison des feux, i.e. de septembre à décembre (Figure 2.25). Dans ce cas, nous utilisons uniquement l'EDI sur les stations où le FWI est disponible. Seules les anomalies positives du DMC (FWI) – incluant quasiment 78% (84%) des jours durant lesquels se produisent les feux – sont reliées aux variations des valeurs positives de l'EDI tandis que les anomalies négatives du DMC (FWI) ne semblent pas nécessairement corrélées à un EDI négatif (Figure 2.25). En effet, la réponse du DMC et du FWI semble saturer lorsque l'EDI diminue. Cet artefact statistique est certainement lié à l'asymétrie positive du DMC (coefficient d'asymétrie = 1.1) et du FWI (coefficient d'asymétrie = 0.6) et à l'asymétrie négative de l'EDI (coefficient d'asymétrie = -0.98). Le Drought Code (DC) affiche la même relation non-linéaire avec l'EDI que pour le DMC et le FWI (non montré).

E.4. Fire Weather Index

L'indice météorologique de risque de feu le plus populaire est sans doute le Fire Weather Index (FWI) développé par van Wagner (1987). **Cet indice est le produit de cinq sous-indices fondés sur la teneur en humidité du combustible ainsi que sur l'effet du vent sur le comportement du feu**. L'indice se base sur trois codes définissant l'humidité du combustible (i) en surface (Fine Fuel Moisture Code), (ii) dans les couches intermédiaires (Duff Moisture Code) et (iii) en profondeur (Drought Code) des sols ainsi que sur trois indices décrivant le comportement du feu : (i) le Initial Spread Index pour la propagation du feu, (ii) le Build-Up Index pour la combustibilité de la végétation liée à l'intensité du feu et enfin (iii) le FWI (Figure E.4.1). Les trois premiers sous-indices (FFMC) représentent l'humidité du combustible. Ils mesurent le contenu en humidité de la litière (en surface), l'humidité comprise dans la couche organique (moyenne profondeur) ainsi que l'humidité située en profondeur où la couche organique est compactée. Les deux autres sous-indices mesurent le taux de propagation du feu, le potentiel de consommation du combustible disponible pour l'éclosion et enfin l'intensité frontale du feu. **Toutes les valeurs augmentent lorsque le risque de feu augmente**.

Le calcul de cet indice est basé sur les conditions météorologiques courantes, incluant la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent en surface et la quantité de précipitations enregistrées durant les 24 dernières heures (Dymond *et al.*, 2005 ; Carvalho *et al.*, 2008). Nous avons exprimé cet indice, adimensionnel, en termes d'anomalies standardisées par rapport à la moyenne climatologique de chaque station. Le calcul du Drought Code serait un bon compromis pour estimer la sécheresse et le risque de feu (Girardin et Wotton, 2009) puisque l'indice dépend uniquement des précipitations et de la température de l'air, mais cette variable n'est pas enregistrée automatiquement sur toutes les stations pluviométriques. En conclusion, seules 14 stations mesurent toutes les variables nécessaires au calcul du FWI (température de l'air, les précipitations, la vitesse du vent en surface et humidité relative), 48 stations mesurent simultanément la température de l'air et les précipitations et enfin 86 stations mesurent seulement les précipitations.

- **La structure du FWI**

Le diagramme ci-dessous (Figure E.4.1) illustre les différents composants du FWI. Le calcul des sous-indices est basé sur les observations quotidiennes de la température, de l'humidité relative, de la vitesse du vent et du cumul de précipitations sur les dernières 24-heures.

- **Fine Fuel Moisture Code**

Le Fine fuel Moisture Code (FFMC) mesure le contenu en humidité dans la litière en surface. Ce code est un indicateur du potentiel d'ignition et d'inflammabilité du combustible en surface.

- **Duff Moisture Code**

Le Duff Moisture Code (DMC) mesure l'humidité dans la couche organique à moyenne profondeur. Ce code fournit une indication de la consommation potentielle de combustible dans les couches intermédiaires.

- **Drought Code**

Le Drought Code (DC) est une mesure de l'humidité contenue en profondeur dans la matière organique compactée.

Ce code est un indicateur des effets de la sécheresse saisonnière sur le combustible forestier.

- **Initial Spread Index**

L'Initial Spread Index (ISI) est une mesure de la propagation potentielle du feu. Il combine les effets du vent et du FFMC sans tenir compte de l'influence du combustible.

- **Buildup Index**

Le Buildup Index (BUI) est une mesure de la quantité totale de combustible disponible pour le feu. Il combine le DMC et le DC.

- **Fire Weather Index**

Enfin, le Fire Weather Index (FWI) mesure l'intensité potentielle du feu sous forme de rendement énergétique par unité de longueur. Il combine l'ISI et le BUI. **Il s'agit de l'indice le plus couramment utilisé dans la surveillance du risque de feu dans la zone tropicale et extra-tropicale** (van Wagner, 1987 ; Dymond *et al.*, 2005 ; Carvalho *et al.*, 2008). Plus de détails sur la forme standard du FWI sont donnés dans les équations de van Wagner (1987).

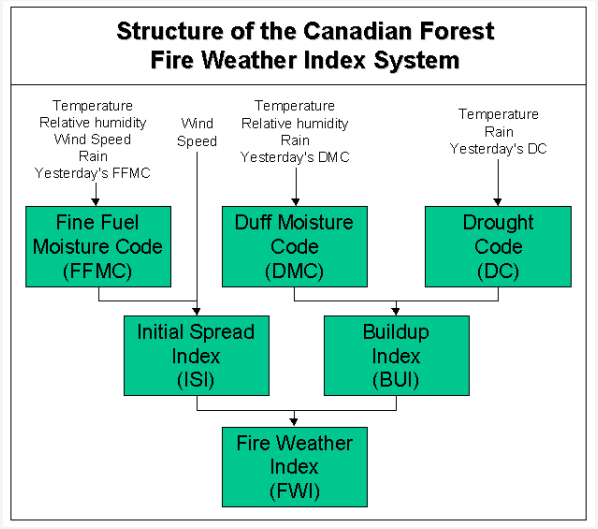


Figure E.4.1 : Structure des différents composants du Fire Weather Index (FWI).

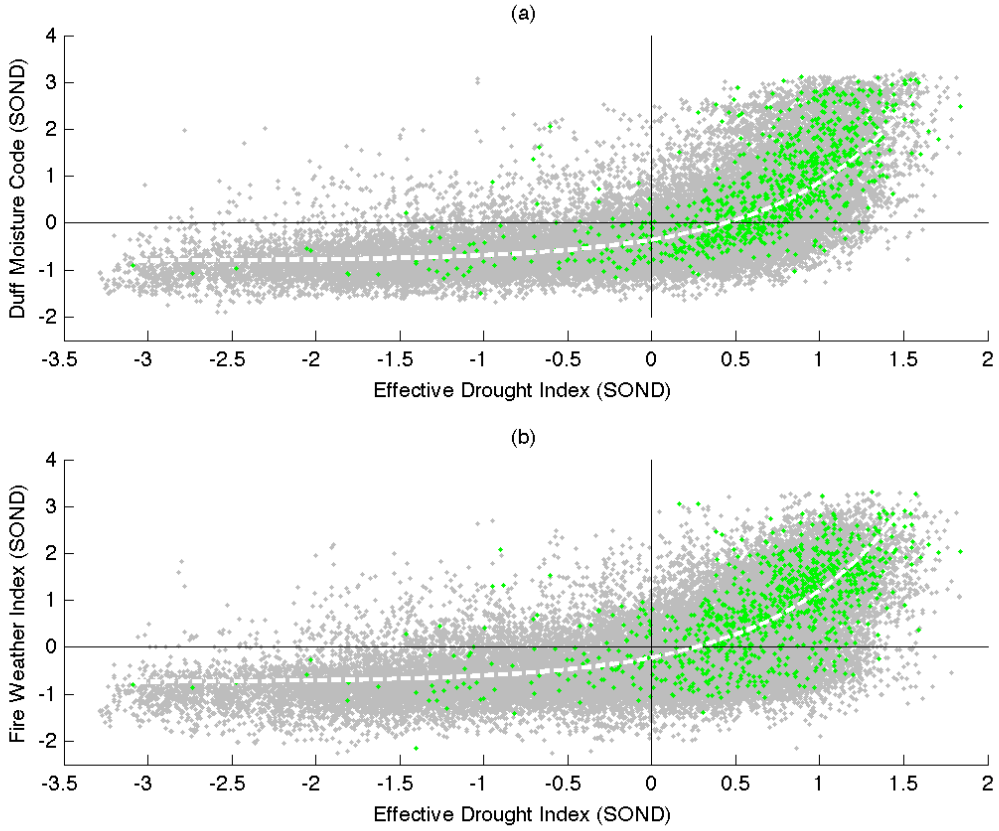


Figure 2.25 : (a) Nuage de points entre l'Effective Drought Index (EDI) quotidien (en abscisses) et le Duff Moisture Code (DMC) standardisé à l'échelle quotidienne (en ordonnées) entre septembre et décembre (points noirs) et pour les jours durant lesquels se produisent les feux (points verts). La courbe blanche correspond au meilleur ajustement exponentiel entre l'EDI et le DMC à l'échelle quotidienne. (b) Idem sauf que le DMC est remplacé par le Fire Weather Index (FWI).

2.2.5 La structure spatiale des déficits pluviométriques avant les feux

Après avoir examiné la modulation temporelle des anomalies climatiques, il s'agit à présent de regarder la géographie des déficits pluviométriques avant les feux à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Pour cela, nous avons calculé la somme des feux MODIS I et MODIS II dans un rayon de 20-km autour de chaque station pluviométrique. La figure 2.26b montre la fréquence des feux MODIS II et met en exergue deux maximas autour de Nouméa dans le sud-ouest et dans le nord-est de l'île à Pouébo et Ouégoa. Ces maximas s'expliquent certainement par des pratiques agricoles spécifiques. Les feux sont particulièrement rares le long de la côte sud-est qui reste humide tout au long de l'année, y compris entre août et novembre (Figure 2.26d), ainsi que sur les îles Loyauté au nord-est de la « Grande Terre ». Le nombre total de feux MODIS I (Figure 2.26a) révèle une structure spatiale similaire avec cependant quelques divergences avec l'apparition d'un maximum sur l'extrême nord du territoire. On remarque également que les fréquences peuvent varier sur des distances très courtes, mais ces changements ne sont probablement pas guidés par les anomalies climatiques.

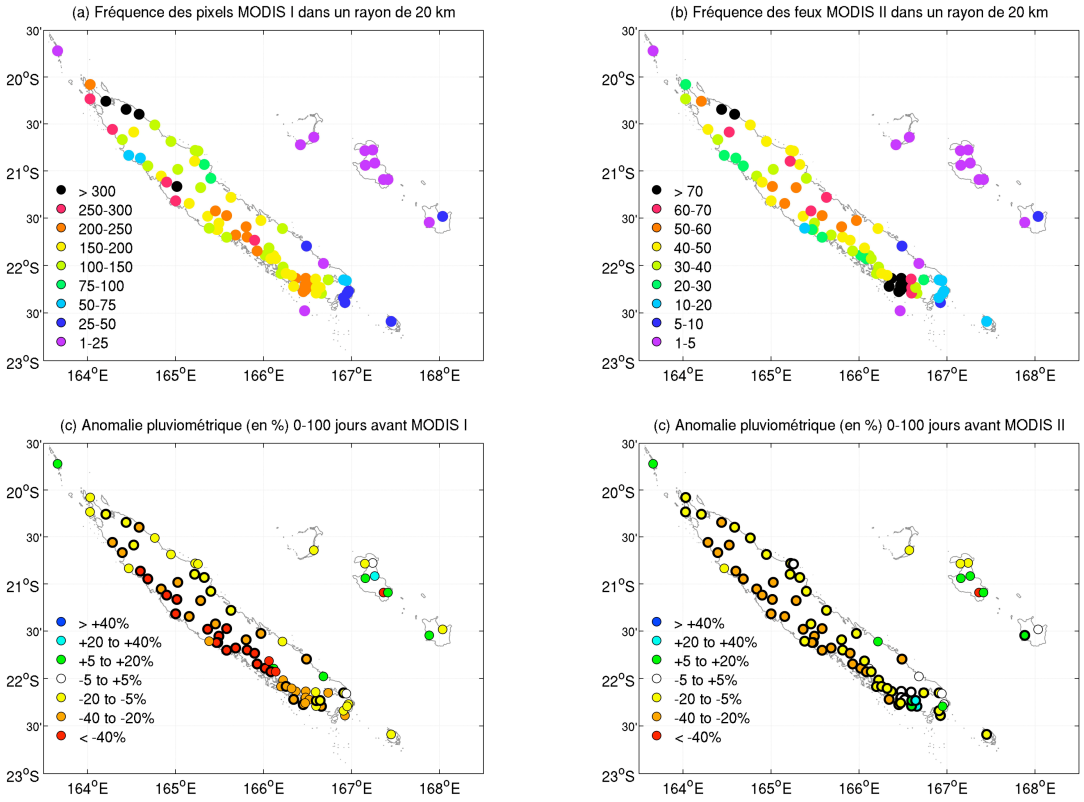


Figure 2.26 : Nombre total de feux (a) MODIS I et (b) MODIS II enregistrés dans un rayon de 20-km autour de chaque pluviomètre. Moyenne des anomalies de précipitations (en % par rapport à la moyenne) de 0 à 100 jours avant les feux (c) MODIS I et (d) MODIS II. Les cercles noirs en gras indiquent les anomalies significatives au seuil bilatéral 95% selon un test en T de Student[17].

Les anomalies de pluies enregistrées durant les 100 derniers jours avant chaque feu sont présentées sur la figure 2.26c,d. Les anomalies sont, une fois de plus, pondérées par la taille du feu pour MODIS I et comptabilisées indépendamment de la taille du feu pour MODIS II. Les anomalies négatives sont plus intenses pour MODIS I (Figure 2.26c) que pour MODIS II mais sont également plus prononcées le long de la côte ouest, indépendamment de la fréquence des feux à l'échelle locale (Figure 2.26d).

[17] Le test de Student est un test paramétrique qui consiste à comparer les moyennes de deux échantillons statistiques ou à comparer la moyenne observée d'un échantillon à une valeur fixée par la table de la loi de Student. Ce test sert à valider une hypothèse (ici la différence de moyennes) en réduisant la part de subjectivité. Le test consiste à rejeter une hypothèse (l'hypothèse nulle est notée H_0) en fonction des échantillons analysées et de choisir une valeur α pour estimer le risque de refuser l'hypothèse H_0 alors qu'elle serait vraie. Le test de Student est utilisé ici afin de tester la différence de moyennes entre soit (i) deux échantillons composites soit (ii) entre un échantillon composite et la population totale. On estime les moyennes par $\bar{x}_1$et $\bar{x}_2$ et on définit D= $\bar{x}_1$-$\bar{x}_2$. L'hypothèse H_0 est donc D = 0 et D $H_1 \neq 0$. On accepte H_0 si :

$$\frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{\sigma_1^2/n_1 + \sigma_2^2/n_2}} \leq u_{1-\alpha/2}$$

2.2.6 La variabilité inter-anuelle de la fréquence des feux

La variabilité inter-annuelle des précipitations en Nouvelle-Calédonie a déjà été l'objet de plusieurs travaux. Les processus de l'oscillation australe ainsi que son impact sur les précipitations du Pacifique SW et de la Nouvelle-Calédonie seront par ailleurs détaillés dans le chapitre suivant. En résumé, l'ENSO est reconnu comme le forçage majeur des variations de pluies à l'échelle inter-annuelle (i.e., Morlière et Rébert, 1986 ; Nicet et Delcroix, 2000 ; Fischer *et al.*, 2004 ; Leroy, 2006). La ZCPS se décale en direction du sud-ouest durant les épisodes LNSO (phases froides) et en direction du nord-est durant les phases ENSO (phases chaudes). Durant une phase chaude, la Nouvelle-Calédonie enregistre donc des cumuls de précipitations anormalement bas entre le mois d'avril et le mois de mai de l'année +1 (Morlière et Rébert, 1986).

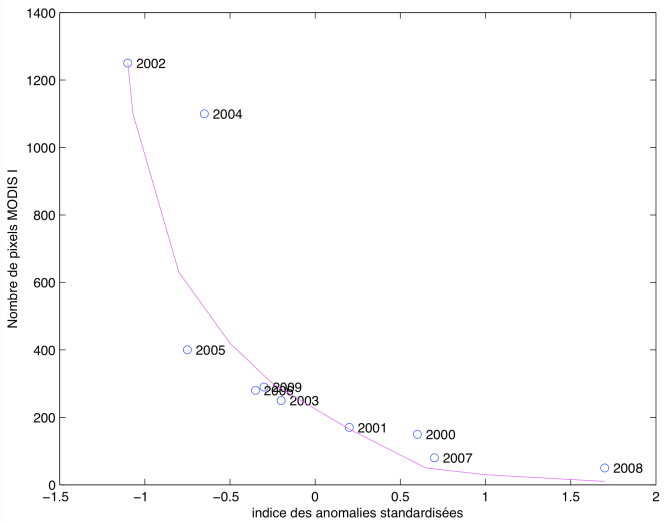


Figure 2.27 : Relation entre l'indice d'anomalies standardisées (IAS) et le nombre total de feux MODIS I en Nouvelle-Calédonie entre septembre et décembre. La courbe magenta donne le meilleur ajustement logarithmique entre les deux variables. L'IAS est définit dans ce cas comme le prédicteur de la fréquence des feux.

D'un autre côté, les phases froides (LNSO) favorisent des conditions inverses. Sur la base de ces travaux, nous avons examiné à notre tour la relation entre l'ENSO, les anomalies pluviométriques et la fréquence des feux sommée à travers l'ensemble du territoire de septembre à décembre (SOND).

Nous avons connecté dans un premier temps le total des feux MODIS I en SOND avec la moyenne spatiale des anomalies pluviométriques (IAS, cf. encart 5) calculée sur des segments glissants de 3 mois entre septembre et décembre 2000-2008. La figure 2.27 montre **une très forte augmentation de la fréquence des feux lorsque les cumuls de pluies sont anormalement bas**, en particulier lors des années 2002 et 2004, alors que des conditions plus humides que la normale inhibent largement l'activité des incendies (2007 et 2008).

E.5. L'indice d'anomalies standardisées (IAS)

L'indice d'anomalies standardisées (IAS) se définit comme la moyenne des chroniques temporelles standardisées des *M* stations chaque année (Katz et Glantz, 1986) :

$$SAI_i = \frac{1}{M}\sum_{i=1}^{M} x'_{ij} \quad \text{Eq. 10}$$

Cet indice est une estimation empirique du signal commun en phase au sein d'un réseau de station. Le bruit est défini ici comme l'écart par rapport à la moyenne spatiale. La variance interannuelle du SAI – var[SAI] – mesure la cohérence spatiale d'un champ puisqu'elle dépend de la corrélation entre les stations du réseau :

$$\mathrm{var}(SAI) = \frac{1}{M} + \left(1 - \frac{1}{M}\right)\bar{\rho} \quad \text{Eq. 11}$$

où $\bar{\rho}$ est la moyenne spatiale des corrélations entre les stations. Si toutes les corrélations sont égales à 0, alors $\bar{\rho}$ = 0 et var[SAI] = 1/M et si toutes les paires de stations sont parfaitement corrélées, alors $\bar{\rho}$ = 1 et var[SAI] = 1. L'IAS sera appliqué dans notre cas sur les séries de précipitations issues des stations météorologiques Météo-France.

La figure 2.28 montre la relation entre les anomalies thermiques du Niño 3.4 durant la saison juin-août (JJA) et les anomalies mensuelles des feux MODIS I et II sommés sur la Nouvelle-Calédonie entre septembre et décembre. Notons qu'il est préférable dans ce cas d'utiliser des valeurs mensuelles afin d'augmenter la taille de l'échantillon. On remarque que les phases froides (chaudes) de l'ENSO sont quasiment toujours associées à moins (plus) de feux que la normale. La corrélation entre la fréquence saisonnière des feux MODIS I en SOND et le Niño 3.4 en JJA avec un ajustement polynomial d'ordre 2 est égale à 0.78 sur la période 2000-2008 (Figure 2.28a).

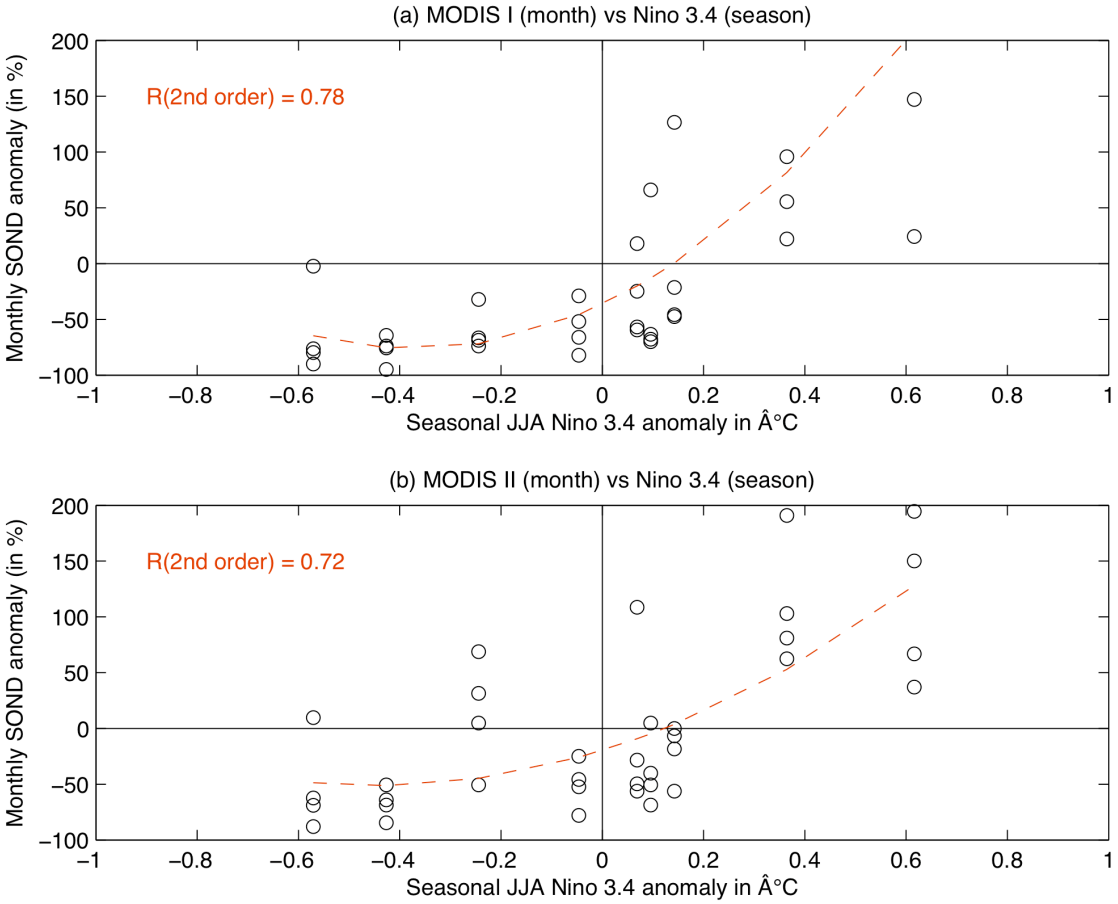


Figure 2.28 : Relations entre les températures du Niño 3.4 (de juin à août, 2000-2008) et la fréquence mensuelle des feux (a) MODIS I et (b) MODIS II entre septembre et décembre. Les valeurs sont exprimées en anomalies (en °C pour le Niño 3.4 et en % pour la fréquence des feux) par rapport à la moyenne 2000-2008. La courbe rouge donne le meilleur ajustement polynomial d'ordre 2 avec le Niño 3.4 en JJA comme prédicteur de la fréquence des feux en SOND. La corrélation entre l'observation de la fréquence mensuelle des feux et l'ajustement polynomial est indiqué dans le coin supérieur gauche de chaque panel.

E.6. La régression linéaire et la corrélation linéaire

La corrélation linéaire et la régression linéaire sont deux méthodes qui permettent d'analyser la relation entre deux variables *X* et *Y*. En effet, la relation entre *X* et *Y* peut être estimée par une relation affine où *X* est le prédicteur (ou le régresseur) et *Y* le prédictand. Cette relation ne constitue à aucun moment une preuve de causalité entre les deux variables. La droite de regression se calcule de la façon suivante :

$$Y' = aX + b \qquad \text{Eq. 12}$$

Le calcul de *a* et *b* minimise la somme des écarts au carré des observations par rapport à la droite de régression.

$$a = \frac{Cov(X,Y)}{\sigma X} \qquad \text{Eq . 13}$$

où $\sigma^2 X$ est la variance de *X* et $Cov(X,Y)$ est la covariance entre *X* et *Y* qui mesure la variance simultanée des deux variables :

$$Cov(X,Y) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}\left(X_i - \overline{X}\right) \times \left(Y_i - \overline{Y}\right) \qquad \text{Eq.14}$$

L'ordonnée à l'origine *b* se calcule de la manière suivante :

$$b = \overline{Y} - a \times \overline{X} \qquad \text{Eq. 15}$$

La droite de régression issue de ces calculs permet d'établir une tendance et éventuellement d'extrapoler les valeurs de *X* dans le cas des prédictions.

Le coefficient de corrélation linéaire permet de quantifier le sens et l'intensité de la relation entre *X* et *Y*. Cette méthode est la plus classique pour détecter les téléconnexions entre deux variables et se fonde sur la variance commune des variables analysées (Snedecor et Cochran, 1967). Le coefficient de corrélation linéaire est noté *r* et se définit comme :

$$r = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(X_i - \overline{X}\right)\left(Y_i - \overline{Y}\right)}{\sigma_x \sigma_y} \qquad \text{Eq. 16}$$

où $\overline{X}$ et $\overline{Y}$ correspondent aux moyennes arithmétiques des variables *X* et *Y* et σ_x et σ_y aux écarts-type respectifs.

La significativité des coefficients de corrélation a été testée à partir des méthodes de Bravais-Pearson et de Monte-Carlo selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996).

Afin de mieux comprendre l'interaction entre l'ENSO et les feux en SOND, nous avons regardé les anomalies atmosphériques à 850 hPa à l'échelle régionale durant les phases ENSO et LNSO. Nous sommes repartis d'une base de données plus longue, i.e. de 1950 à 2008, afin de renforcer la stabilité des résultats. Les phases chaudes et les phases froides sont définies respectivement à partir des percentiles 80% et 20% (= 12 années dans chaque échantillon) de l'indice Niño 3.4 moyenné entre septembre et décembre. La climatologie des vents et du géopotentiel à 850 hPa montre un gradient sud-nord avec des conditions anticycloniques accompagnées d'alizés relativement faibles au sud de 23°S et des vents d'est plus forts au niveau de la ZCPS au nord de 23°S (Figure 2.29a). Les cartes 2.28b et 2.328c montrent les anomalies issues des échantillons composites durant les 12 événements ENSO et LNSO les plus puissants de la période analysée. Les phases ENSO se caractérisent (i) par un géopotentiel anormalement haut et (ii) par des anomalies de vents de sud-est sur l'ensemble du Pacfique SW (Figure 2.29b). A l'inverse, les phases LNSO présentent (i) un géopotentiel anormalement bas et (ii) des anomalies de vents de nord-ouest à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie (Figure 2.29c), ce qui tend à augmenter en décembre l'advection de l'humidité en direction de la Nouvelle-Calédonie. Nous avons ensuite comparé ces échantillons composites à l'échelle saisonnière avec les anomalies atmosphériques observées uniquement pour les jours durant lesquels se produisent les feux lorsque MODIS enregistre au moins un pixel sur la Nouvelle-Calédonie (i.e. MODIS II).

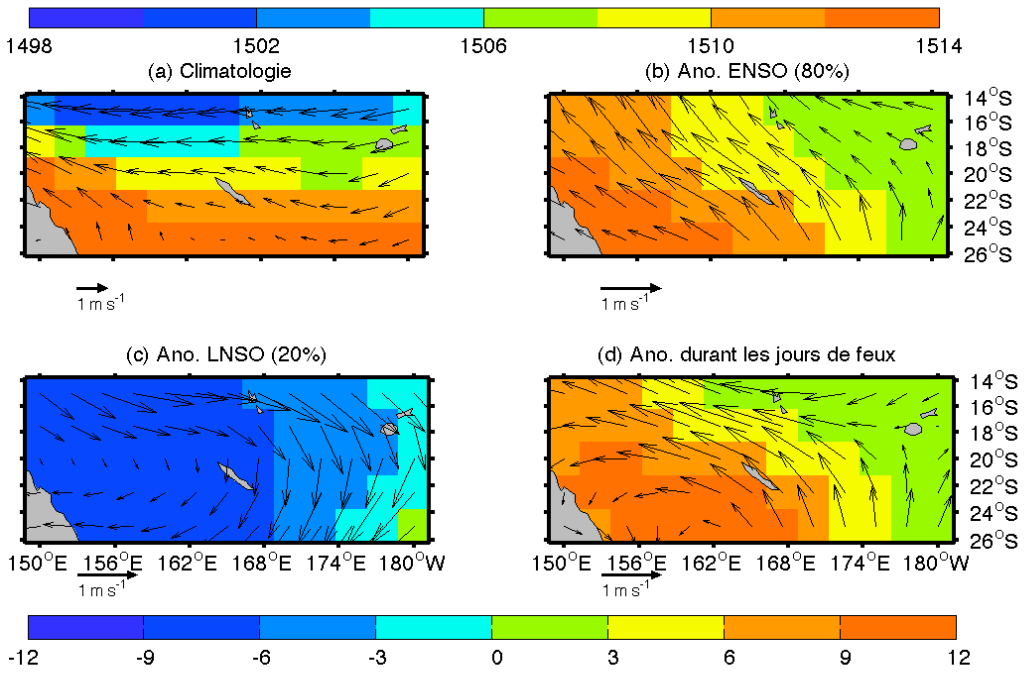


Figure 2.29 : (a) Climatologie (calculée sur la période 1950-2008) des vents (en m/s) et de la hauteur du géopotentiel à 850 hPa entre septembre et décembre (SOND). Composites des anomalies atmosphériques saisonnières en SOND durant les 12 phases (b) ENSO et (c) LNSO les plus puissantes définies à partir du Niño 3.4 en SOND. (d) Composites des anomalies atmosphériques quotidiennes lors des jours durant lesquels MODIS enregistre au moins un pixel de feu sur la Nouvelle-Calédonie.

La carte de l'échantillon des 949 feux (Figure 2.29d) montre une structure spatiale similaire à celle des épisodes ENSO (Figure 2.29b) avec un géopotentiel anormalement haut (particulièrement au sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie) associé à une intensification des alizés.

En résumé, les anomalies atmosphériques saisonnières associées aux phases ENSO chaudes sont très proches des anomalies observées lors des jours durant lesquels se produisent les feux. Les structures d'anomalies associées seulement aux jours comptabilisant > 2, 5 ou 10 pixels MODIS sont similaires à celles de la carte 2.29d. Ce résultat suggère implicitement que les jours durant lesquels se produisent plusieurs feux, ou bien des feux de plus d'un hectare (> 1 pixel MODIS), ne sont pas le produit d'une structure météorologique particulière, mais plutôt d'une accumulation des déficits pluviométriques.

Il est intéressant de constater que cette accélération des alizés sur l'ensemble du Pacifique SW est cohérente les deux types de circulation associés aux états cachés de Markov 1 (particulièrement récurrent en novembre avec une fréquence relative > 0.6) et 3 (Figure 2.15a,c). Rappelons que l'état 1 représente également une circulation d'alizés en valeurs brutes, mais se traduit par une anomalie anticyclonique légèrement décalée à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie (Figure 2.16a) en moyenne annuelle.

La table 2.3 montre la fraction des feux MODIS I et MODIS II détectés au cours d'un état markovien donné. **L'état 1 concentre près de 80% des feux MODIS I & MODIS II et l'état 3 en intercepte près de 20%**. En revanche, quasiment aucun feu n'est détecté durant les états 4, 5 et 6. Rappelons que l'état 1 est particulièrement fréquent entre septembre et novembre (sa fréquence espérée est alors ~0.3) tandis que l'état 3 est plus rare durant la même saison (fréquence ~0.25). La fréquence espérée de l'état 3 est donc supérieure à la fréquence observée des feux durant ces jours-là (~0.2). En revanche, la fraction de feux capturée par l'état 1 est largement supérieure à la fréquence attendue et suggère ainsi que la configuration spatiale des anomalies atmosphériques à ce moment-là favorise l'occurrence des feux et capture, *in fine*, la majorité des incendies. L'association entre les incendies et ce type de circulation atmosphérique laisse présager un potentiel de prévisibilité des feux à l'échelle intra-saisonnière, si les types de temps sont eux-mêmes prévisibles.

	ETAT#1	**ETAT#2**	**ETAT#3**	**ETAT#4**	**ETAT#5**	**ETAT#6**
MODIS I	0.79	0.02	0.18	0	0.01	0
MODIS II	0.76	0.03	0.20	0	0.01	0.

Table 2.3 : Proportion de feux MODIS I et MODIS II se produisant lors d'un état caché markovien donné (2000-2008).

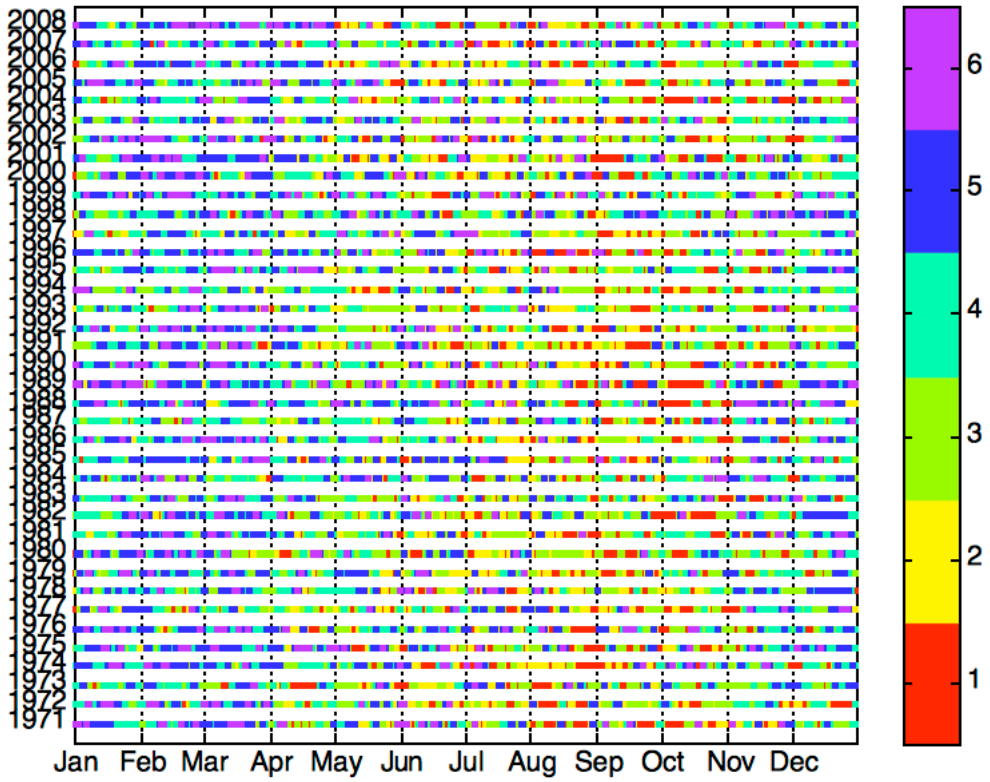


Figure 2.30 : Séquence temporelle des six états cachés de Markov entre 1971 et 2008.

La figure 2.30 propose une représentation temps-fréquence des six états cachés de Markov entre 1971 et 2008. En plus de la fréquence d'apparition de chaque état, on peut également observer la persistance et la transition des états au fil du temps (cf Table 2.1). L'état 1 persiste par exemple durant presque deux semaines en octobre 1989 et en septembre 2001, une séquence durant laquelle MODIS détecte 35 pixels associés à 5 feux différents.

Une autre façon d'envisager le lien entre l'ENSO et les conditions atmosphériques associées aux feux consiste à calculer la fréquence inter-annuelle de chaque état de Markov entre septembre et décembre, puis à comparer cette fréquence à la chronique du Niño 3.4 en SOND. Les seules corrélations significatives (les astérisques indiquent une corrélation significative au seuil 90%) trouvées avec le Niño 3.4 concernent la fréquence de l'état 5 (r= -0.47*), de l'état 6 (r= -0.44*) et de l'état 1 (r= 0.36*). En d'autres termes, les états les plus humides (états 5 et 6) et le plus sec (état 1) sont les états les plus dépendants de l'ENSO (Figure 2.31). La panel (b) montre une intensification de la relation entre la fréquence de l'état 1 et le Niño 3.4 entre septembre et décembre, laissant présager un potentiel de prévisibilité des feux sur la fin de la période. Les corrélations glissantes avec la fréquence de l'état 5 et de l'état 6 sont plutôt stables et ne sont donc pas montrées.

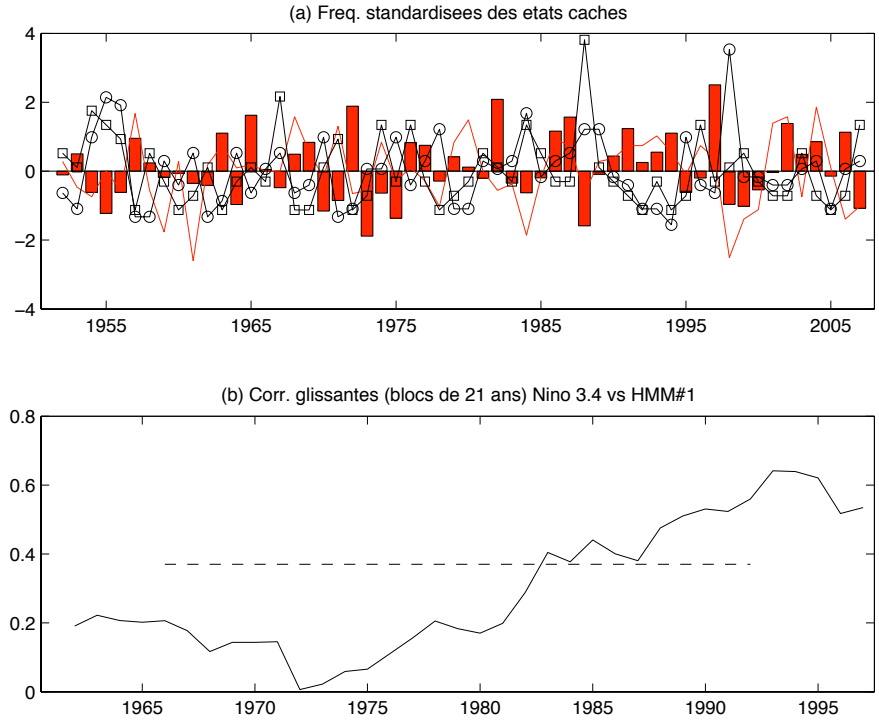


Figure 2.31 : (a) Fréquence interannuelle standardisée des états cachés de Markov (calculée sur la période 1952-2008) et chronique de la moyenne du Niño 3.4 (barres rouges) entre septembre et décembre. L'état caché 1 correspond à la courbe rouge, l'état 5 à la courbe noire avec des cercles et l'état 6 à la courbe noire avec des carrés. (b) Corrélations calculées sur des segments glissants de 21 ans entre le Niño 3.4 et la fréquence inter-annuelle de l'état caché de Markov 1 entre septembre et décembre. Les pointillés indiquent le seuil de significativité 95% des corrélations selon un test de Bravais-Pearson.

2.3. Discussion et conclusion

Pour la première fois en Nouvelle-Calédonie, nous avons étudié l'impact des conditions atmosphériques sur l'activité des feux à partir d'un réseau de stations thermiques et pluviométriques ainsi que de deux bases de données de feux (MODIS et ATSR). L'échantillonnage temporel des feux reste relativement court (13 années pour ATSR et 9 années pour MODIS) mais il permet néanmoins une première tentative d'analyse de la fréquence des incendies sur un « point chaud » de la biodiversité mondiale où l'agriculture intensive (la plantation des arbres de palmes) n'est pas à l'origine de l'ignition des feux. Notre analyse est basée sur l'association de chaque feux MODIS et ASTR avec les conditions atmosphériques enregistrées à la station MF la plus proche. L'utilisation de deux bases de données nous a permis, entre autre, de se prémunir contre d'éventuels biais liés aux différences d'échantillonnages. Cette approche nous a conduit à l'extraction d'un signal climatique robuste parmi une base de données fournissant 3707 pixels de feux MODIS.

Bien que l'ignition des feux en NC soit quasi-exclusivement d'origine anthropique, la variabilité climatique semble avoir un impact très fort à la fois sur les variations saisonnières et sur les variations interannuelles de l'activité des feux, essentiellement à travers l'incidence des anomalies pluviométriques. Le cycle saisonnier des feux montre dans un premier temps un pic de fréquence à la fin de la saison fraîche/sèche et au début de la saison chaude/humide, entre septembre et décembre. Dans un second temps, **les anomalies négatives de précipitations durant la saison sèche/fraiche, et à proximité de la transition avec la saison humide/chaude, apparaissent comme le principal forçage de l'occurrence des feux à l'échelle locale**. En dépit de la différence de comptage des feux entre MODIS et ATSR, les anomalies pluviométriques négatives avant les feux sont très robustes et semblent maximales sur la côte ouest sous le vent, plus sèche dans l'absolu que la côte est (mais peut-être est-ce simplement un artefact statistique lié à la climatologie de base sur l'ouest de l'île qui limite l'amplitude des anomalies ? Ou bien encore le niveau de base à l'est qui inhibe dans certains cas les incendies ?). En d'autres termes, **des cumuls de pluies anormalement bas et/ou des séquences sèches anormalement longues, en particulier à la fin de la saison sèche/froide, augmentent le risque de feu et les secteurs les plus secs** (i.e. la côte sous le vent à l'ouest) **sont ainsi les plus sensibles à de telles anomalies**. Ce processus explique en partie les variations temporelles (intra-saisonnères et inter-annuelles) et les variations spatiales de l'occurrence des feux. Un algorithme de filtrage de la base de données MODIS a permis de distinguer la fréquence des départs de feu de leur extension. La prise en compte de la taille du feu dans le calcul des anomalies pluviométriques semble exacerber le signal climatique. En effet, la durée et/ou l'extension est davantage reliée aux anomalies pluviométriques que l'éclosion du feu, initiée quasi-exclusivement par des facteurs humains.

Nous avons observé par ailleurs que la côte ouest, plus sèche dans l'absolu que la côte au vent à l'est, est le siège d'anomalies pluviométriques avant les feux plus intenses

qu'à l'est. Dans ce cas, il est possible que des effets de seuils inhibent la propagation du feu et/ou sa durée, par exemple au cours d'un épisode relativement sec le long de la côte est, ou encore dans le sud de l'île qui reste relativement humide, y compris durant l'hiver austral. En d'autres termes, la persistance de l'humidité dans ces secteurs limite la propagation et/ou la durée du feu. Cette modulation n'est probablement pas systématique puisque le nord de l'île, qui reste plutôt sec durant l'hiver austral, présente des anomalies pluviométriques modérées avant les feux. Encore une fois, l'état de base très sec est peut-être, de fait, moins sensible aux anomalies pluviométriques. Nous devons par ailleurs garder à l'esprit que la plupart des habitants de la Nouvelle-Calédonie sont regroupés autour de Nouméa ainsi que le long de la côte ouest, tandis que certaines parties de l'île à l'intérieur et à l'est restent vides. **La densité de la population superpose en quelque sorte un facteur humain qui biaise, en partie, l'impact des anomalies climatiques**.

L'absence de relation entre l'occurrence des feux et les températures maximales reste intriguant. Il est largement admis aujourd'hui que l'aléa des incendies va de pair avec des périodes de sécheresses et/ou de vents qui augmentent l'évapotranspiration mais aussi avec des températures maximales diurnes élevées, qui contribuent à augmenter le déficit en vapeur d'eau. Il est possible que le contexte géographique ou topographique de l'île, que l'on peut définir comme un intérieur montagneux bordé par un océan chaud de part et d'autre, limite l'impact de la température sur l'occurrence d'un feu. Cela n'exclut en rien le fait que la température ou d'autres variables climatiques (comme la vitesse du vent ou l'évapotranspiration) soient capables de moduler l'impact des anomalies de précipitations, en pondérant par exemple le risque de feu à un niveau de sécheresse donné, sans être identifiées comme des facteurs majeurs du risque de feu.

Il est également important de rappeler que l'utilisation d'un indice comme l'EDI (Effective Drought Index), **basé seulement sur les précipitations, produit des résultats similaires à ceux obtenus avec un indice plus populaire et plus exhaustif comme le FWI**. Le FWI reste un indicateur très efficace du risque de feu à l'échelle quotidienne, mais nous montrons ici que l'EDI est en mesure de fournir des informations similaires, au moins sur la Nouvelle-Calédonie. Ce constat n'est pas forcément trivial car plusieurs combinaisons de variables peuvent moduler le risque de feu comme par exemple un vent fort et un faible taux d'humidité relative combinés à des températures maximales anormalement élevées. **Le fait que l'information contenue dans les précipitations, et intégrée ensuite dans l'EDI, soit suffisante pour évaluer le risque de feu, est un résultat majeur**. En effet, les pluies quotidiennes estimées par satellites (avec une résolution de 0.25°) sont désormais disponibles depuis 1998 (TRMM) et couvrent ainsi la plupart des enregistrements de feux, ou du moins ceux détectés par satellites. **Une analyse des conditions climatiques antécédentes aux feux à l'échelle locale, identique à celle-ci, peut ainsi théoriquement être étendue à toute la zone tropicale**.

La prochaine étape consiste à établir un schéma de prévision saisonnière du risque de feu. Nous savons d'ores et déjà que l'ENSO est le principal forçage de la variabilité des

précipitations et de la fréquence des feux à l'échelle interannuelle. En dépit de la taille de l'échantillon fournit par les satellites, la validation croisée entre le Niño 3.4 en JJA et les anomalies mensuelles de la fréquence des feux en SOND est plutôt encourageante. A l'échelle régionale, les épisodes ENSO sont associés à des anomalies anticycloniques à 850 hPa et des vents de sud-est plus puissants que la normale tandis que les phases froides (LNSO) sont associées à des anomalies cycloniques et des anomalies d'advection d'humidité depuis l'équateur vers la Nouvelle-Calédonie. Les épisodes chauds favorisent par conséquent des conditions plus sèches que la normale, excitant la fréquence d'apparition de conditions atmosphériques favorables à la propagation des feux. Cette relation positive entre le Niño 3.4 et la somme des feux néo-calédoniens est cohérente et abonde dans le sens des résultats obtenus par Ceccato *et al.* (2010) et par Wooster *et al.* (2012) sur Bornéo. Le nuage de points sur la figure 2.24 révèle également que les épisodes froids sont associés à une faible activité des feux tandis que les phases chaudes sont souvent (mais pas systématiquement) associées à un accroissement de l'activité des feux. Cette asymétrie peut être liée à l'échantillonnage stochastique des feux mais un mécanisme très simple peut être proposé : **si le déclenchement d'un épisode froid de l'ENSO se traduit par une augmentation des précipitations durant la saison froide/sèche et/ou par un démarrage précoce de la saison humide, alors l'excès de précipitations sera en mesure d'inhiber la propagation des feux et l'éclosion sera également plus difficile. D'un autre côté, un déficit de précipitations, lié au déclenchement d'une phase chaude de l'ENSO, augmentera la probabilité d'ignition et de propagation du feu mais d'autres facteurs externes aux conditions atmosphériques seront également susceptibles d'exacerber la fréquence d'ignition et établiront, *in fine*, le véritable niveau d'activité des feux**.

En conclusion, il ressort de ce chapitre deux informations majeures. **La première information nous montre que seules les précipitations antécédentes sont significativement impliquées dans l'occurrence et la propagation des feux en Nouvelle-Calédonie**. **L'ajout de variables supplémentaires n'apporte aucun gain significatif dans l'évaluation du risque de feu**. **La seconde information majeure est sans doute l'intensité de la téléconnexion entre l'ENSO** (définit ici par le Niño 3.4) et la fréquence des feux. Sachant que le couplage entre les anomalies thermiques de surface de l'océan et l'occurrence des feux passe obligatoirement par les anomalies pluviométriques, **l'objectif du chapitre suivant est d'améliorer notre compréhension de la relation entre l'ENSO et la variabilité inter-annuelle des pluies dans le Pacifique SW**. L'analyse détaillée de l'impact de l'ENSO nous permettra de développer, *in fine*, dans le dernier chapitre de cette thèse, différents schémas prédictifs, basés sur l'état des anomalies thermiques du Pacifique tropical, mais aussi sur les anomalies pluviométriques.

PARTIE 3.

IMPACT DU PHENOMENE EL-NINO SOUTHERN OSCILLATION SUR LES PRECIPITATIONS DANS LE PACIFIQUE SUD-OUEST ET EN NOUVELLE-CALEDONIE

3.1. Le phénomène El Niño Southern Oscillation

3.1.1 Avant propos

A l'échelle globale, le phénomène El Niño Southern Oscillation constitue le principal mode de variabilité climatique à l'échelle interannuelle. Il peut être défini comme un affaiblissement ou même une inversion des traits climatiques dominants. Cette anomalie climatique prend naissance dans le Pacifique équatorial et modifie (en raison du couplage océan-atmosphère) le schéma moyen de la circulation atmosphérique à l'échelle inter-annuelle. Dans les années 1920, Sir G. Walker découvre que la pression à Tahiti et la pression à Darwin ont des évolutions temporelles en opposition de phase à l'échelle interannuelle. Il introduit en 1923 un indice d'oscillation interannuelle (IOA). Cet indice correspond à la différence des anomalies barométriques entre Tahiti et Darwin et devient le principal indicateur atmosphérique permettant de caractériser les phases de l'ENSO (cf. section 1.2.1). Bjerknes (1969) fut l'un des premiers à montrer l'impact de l'ENSO sur le climat tropical et à remarquer que les phases négatives de l'IOA (phases chaudes de l'ENSO) coïncidaient avec des eaux anormalement chaudes à l'est du Pacifique. Il fait donc le lien entre l'oscillation australe et les anomalies thermiques dans l'océan. Selon Bjerknes, les anomalies de températures de surface de l'océan forceraient les alizés à faiblir ou à se renforcer ; en retour, ceux-ci piloteraient l'évolution du gradient thermique de l'océan. D'autres travaux (Ropelewski et Halpert, 1987 ; Chu, 1995) ont ensuite corroboré les résultats de Bjerknes : les températures de surface océanique du Pacifique tropical sont ainsi reconnues comme les principales responsables des fluctuations interannuelles de l'atmosphère tropicale entre 100°E et 300°E (Barnston et He, 1996 ; Yu *et al.*, 1997). Les anomalies thermiques de la surface par rapport à la climatologie (c'est à dire l'état moyen calculé en principe sur une période d'au moins 30 ans) contrôlent donc l'atmosphère tropicale via les téléconnections et génèrent des anomalies relativement homogènes sur de vastes échelles spatiales (Moron *et al.*, 2010). **Cette cohérence spatiale des anomalies atmosphériques est la principale**

source du potentiel de prévisibilité saisonnière dans les tropiques. Avant d'examiner plus en détail l'impact de l'ENSO dans le Pacifique SW et sur la Nouvelle-Calédonie, rappelons brièvement les processus du mode de variabilité climatique le plus puissant de la planète entre 2 et 8 ans.

3.1.2 Les processus de l'ENSO

Les phases chaudes de l'ENSO se développent en principe au printemps boréal et atteignent leur intensité maximale en décembre. Les eaux chaudes de surface sont alors légèrement advectées vers l'est du Pacifique tropical et l'upwelling péruvien disparaît laissant place à des eaux plus chaudes (Figure 3.1). Ce mécanisme est provoqué en partie par l'affaissement de la thermocline à l'est et de sa remontée à l'ouest (en d'autres termes, la pente de la thermocline diminue).

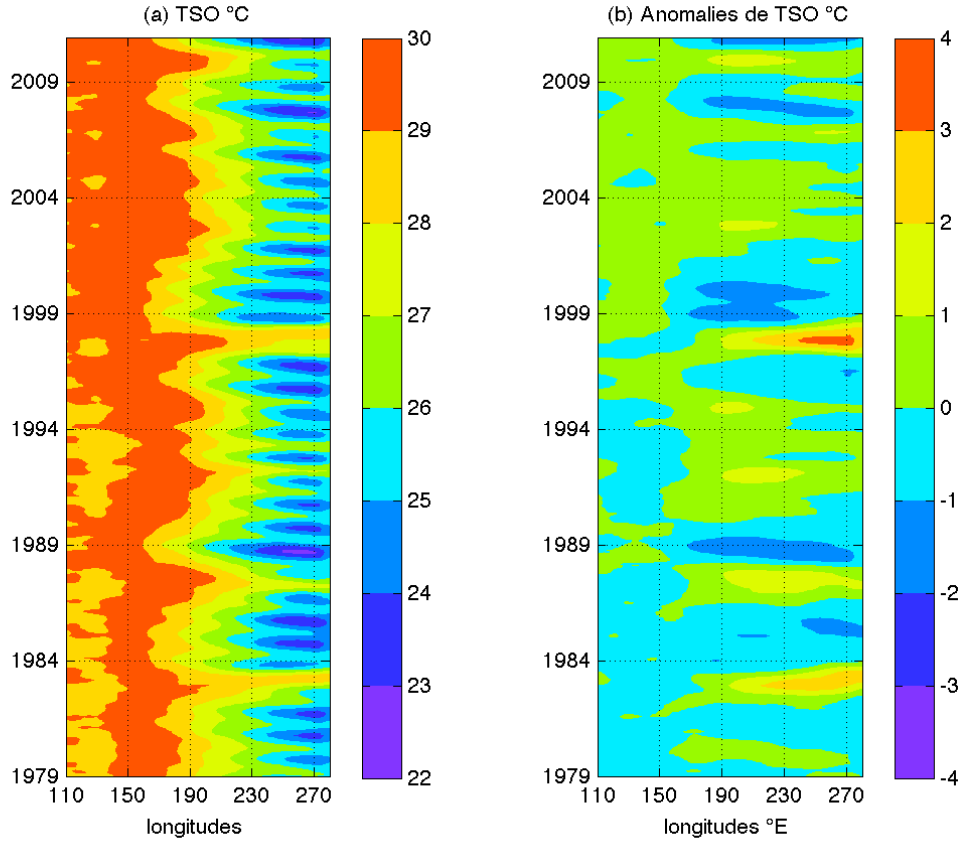


Figure 3.1 : (a) Températures de surface océanique (TSO) moyennées entre 4°S et 4°N le long de l'océan Pacifique. (b) Idem pour les anomalies mensuelles de TSO calculées par rapport à la climatologie de la période 1979-2010. Les données sont issues du fichier ERSST version 3b.

Cette anomalie thermique positive va générer une anomalie de convergence des vents en surface le long de l'équateur ainsi qu'une anomalie d'ascendance dans la troposphère du Pacifique central-est (mais en raison du couplage océano-atmosphérique l'anomalie de convergence dans les basses couches peut aussi générer

une anomalie thermique positive). Le renforcement de l'anomalie de vent d'ouest dans le Pacifique central va supprimer ou même inverser la pente est-ouest ce qui accentue encore davantage la profondeur de la thermocline au large des côtes d'Amérique du sud. L'onde dirigée vers l'est va alors affecter la hauteur du niveau de la mer et la profondeur de la thermocline (relativement proche de la surface dans le Pacifique est). D'un autre côté, l'affaiblissement des alizés lors des épisodes chauds diminue les flux de chaleur sensible et latente depuis l'océan en direction de l'atmosphère et augmente en conséquent la température de surface dans le Pacifique central-est. **Le réchauffement du Pacifique central-est est donc le résultat d'une advection d'eaux chaudes vers l'est mais aussi, nous verrons plus loin, (i) d'échanges thermiques et convectifs entre l'océan et l'atmosphère et (ii) de l'impact des ondes de Kelvin et de Rossby sur la thermocline et le niveau du plan d'eau.** Ce décalage vers l'est de la branche ascendante de la circulation de Walker aux alentours de 180°E (située normalement vers 130°E) va induire une modification de la zone de convection profonde dans le Pacifique équatorial. Le changement de localisation de la zone de convection maximale au centre de la bande équatoriale et la perturbation du régime des vents vont se matérialiser par des anomalies négatives de précipitations à l'ouest de 180°E et de fortes anomalies positives au niveau de la ligne de changement de date ainsi qu'à l'est du Pacifique équatorial (Rasmusson et Carpenter ; 1982).

Le renforcement des alizés 12 à 18 mois plus tard (phase froide) en liaison avec l'affaiblissement des anomalies thermiques de l'océan va repousser les eaux chaudes de surface à l'ouest du bassin et abaisser (remonter) la thermocline dans l'ouest (est) du Pacifique. L'accélération des alizés dans le Pacifique central-est va également augmenter les flux de chaleur sensible et latente et refroidir la surface. L'anomalie positive de TSO va pouvoir disparaître progressivement. A ce moment, deux situations sont susceptibles de se développer : soit les alizés se stabilisent et la warm pool regagne sa position moyenne ; soit les alizés s'intensifient et le système bascule alors en situation La Niña (LNSO). Dans ce cas-là et contrairement à la phases précédente, une anomalie chaude (froide) de TSO va apparaître à l'ouest (est) déclenchant une anomalie positive de précipitation au niveau du secteur de convection de la cellule de Walker (la composante zonale du vent se renforce entre l'est et l'ouest du Pacifique équatorial) et une anomalie négative de précipitations sur les côtes d'Amérique du sud. **Un épisode ENSO (LNSO) correspond donc à un affaiblissement (renforcement) de la cellule de Walker**.

La chaleur stockée dans la couche de mélange océanique entre la surface et la thermocline est ainsi consommée en phase chaude (ENSO) en liaison avec la convection profonde le long du Pacifique central-est (qui redistribue la chaleur depuis l'océan vers l'atmosphère) et reconstituée en phase froide (LNSO) grâce à des alizés puissants et des TSO basses dans le Pacifique est qui accroissent la quantité de rayonnement solaire absorbé par la surface océanique.

Il convient de préciser que nombre de théories ont été formulées pour rendre compte de la nature quasi-cyclique de ce phénomène. Ces études font suite aux travaux pionniers de Bjerknes en 1969. En 1985, Wyrtki fut le premier à élaborer une théorie

de l'oscillateur rechargé-déchargé. Selon cette théorie, **le renforcement du gradient thermique est-ouest et donc le renforcement des alizés recharge le réservoir d'eaux chaudes, augmente la quantité de chaleur stockée dans la couche de mélange (des alizés forts limitent en effet les pertes de rayonnement terrestre alors qu'un ciel clair accroit le rayonnement solaire incident et absorbé), augmente le niveau marin et abaisse la thermocline à l'ouest**. Lorsque les alizés faiblissent, la pente se relâche et les eaux chaudes à l'ouest refluent alors vers l'est, déclenchant ainsi un épisode ENSO chaud. La couche de mélange perd alors de l'énergie lors d'un épisode chaud, via les flux de chaleur sensible et latente. **Cette énergie se matérialise dans la convection au-dessus de l'anomalie de TSO positive ainsi que dans les téléconnexions via les secteurs de subsidence.** La recharge du contenu énergétique de l'océan se fera alors progressivement jusqu'à l'épisode ENSO suivant. Le second mécanisme est lié aux ondes de Kelvin et de Rossby.

L'alternance entre les phases ENSO et LNSO peut s'expliquer par le mécanisme de l'oscillateur retardé de Schopf et Suarez (1988) via les ondes de Kelvin et de Rossby. Ces ondes équatoriales sont reproduites dans les systèmes d'équations simplifiées utilisées pour représenter un bassin océanique. Les ondes de Kelvin présentent une réponse maximale à l'équateur et décroissent rapidement lorsque l'on s'en écarte et se propagent vers l'est avec une vitesse de l'ordre de 2 m/s, tandis que les ondes de Rossby ont leur réponse maximale de part et d'autre de l'équateur et se propagent dans la direction opposée (c'est à dire vers l'ouest) avec une vitesse trois fois plus faible que celle des ondes de Kelvin. Ces ondes sont appelées « ondes de downwelling » ou « ondes d'upwelling » en fonction de leur signature sur la profondeur de la thermocline qui se traduit par un approfondissement (downwelling) ou par une remontée (upwelling). En résumé, l'anomalie thermique positive dans le Pacifique central-oriental lors d'un événement ENSO chaud couplée avec l'apparition à l'ouest d'une anomalie de vent d'ouest génère des ondes de Kelvin de downwelling dans le Pacifique oriental qui abaissent la thermocline (l'anomalie positive de TSO va alors se renforcer) et des ondes de Rossby d'upwelling vers l'ouest qui élèvent la thermocline au nord de l'Australie. L'onde de Rossby (Kelvin) se réfléchit ensuite sur la côte ouest en onde de Kelvin d'upwelling (Rossby de downwelling). Cette rétroaction négative couplée avec la taille du bassin Pacifique explique en partie la basse fréquence du phénomène ENSO. En effet, la réflexion sur le bord ouest des ondes de Rossby d'upwelling en réponse à un coup de vent d'ouest va s'opposer à la décroissance de l'anomalie de TSO initiale et permettre le rechargement en chaleur de la couche de mélange. **Cette rétroaction permet ainsi de basculer vers une phase de transition et éventuellement de passer d'une phase chaude à une phase froide.** Cette théorie a été complétée par la thèse de l'oscillateur advectif-réflectif de Picaut *et al.* (1997). Cette thèse reprend les traits de l'oscillateur retardé mais tient compte des déplacements du bord est de la warm pool. Faisant la synthèse des travaux de Schoff et Suarez (1988) et de Picaut *et al.* (1997), Wang (2001) a unifié les théories en proposant un système d'équations de la physique de chaque théorie qui prend en compte les anomalies observées à travers tout le bassin Pacifique.

Enfin, l'affaiblissement initial des alizés responsable de la diminution du gradient thermique zonal dans l'océan peut s'expliquer par des coups de vents d'ouest déclenchés par l'onde de Madden-Julian (MJO), dont la période est comprise entre 45 et 90 jours. Cette onde de Madden-Julian provoque une onde de Kelvin vers l'est qui va approfondir la thermocline et élever le niveau marin, et impulser éventuellement, un épisode chaud (Cravatte *et al.*, 2003) si les conditions de recharge de chaleur dans la couche de mélange, la pente de la thermocline et la saisonnalité sont favorables à l'établissement d'un épisode chaud. En effet, la saisonnalité joue un rôle majeur dans le cycle de vie d'un épisode ENSO qui atteint son intensité maximale vers la fin du mois de décembre, lorsque (i) les alizés sont les moins forts à l'équateur et (ii) lorsque la pente de la thermocline est la plus faible.

En définitif, chaque épisode se caractérise par une période comprise entre 2 et 8 ans et peut persister de 1 à 3 ans. La chronique temporelle de l'indice Niño 3.4 (Figure 3.2) montre l'alternance entre les phases chaudes (anomalies positives) et les phases froides (anomalies négatives) du phénomène ENSO, avec évidemment les deux épisodes majeurs de 1982-83 et 1997-98, mais aussi des épisodes moins intenses et très rapprochés dans le temps comme en 1991-95. Parmi les principales années à « Niño » les plus récentes, on trouve ainsi 1972, 1976-77, 1982-83, 1987, 1991-94, 1997-98, 2002-2003 et 2008-2009.

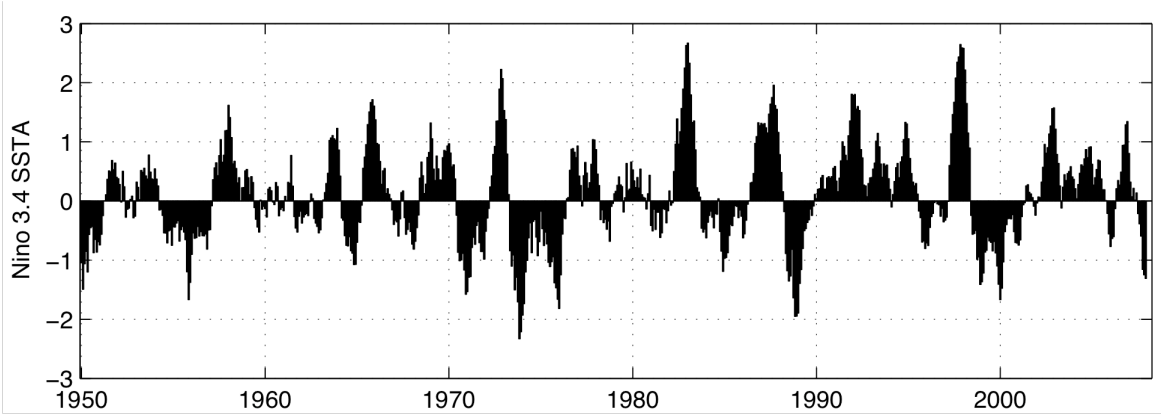


Figure 3.2 : Chronique temporelle de la moyenne des anomalies thermiques dans la boîte du Niño 3.4 (anomalies de TSO en °C moyennées dans la boîte [120°W-170°W; 5°S-5°N]). Cet indice est le plus communément utilisé pour définir l'état du système ENSO.

E.7. L'analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode largement utilisée en climatologie qui a été introduite par Lorenz en 1956. Elle permet d'obtenir les combinaisons linéaires et orthogonales d'un champ climatique (e.g. Moron, 2000). **L'objectif de l'ACP est donc d'extraire un nombre réduit de variables indépendantes qui parviennent à reconstituer une fraction de l'information initiale**. Cette méthode décompose les signaux bruts en fonctions orthogonales.

Soit un échantillon de N variables aléatoires $X_1,...X_N$ contenu dans une matrice M, composée de K lignes et de N colonnes.

$$M = \begin{bmatrix} X_{1,1} & \cdots & X_{1,N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ X_{k,1} & \cdots & X_{k,N} \end{bmatrix} \qquad \text{Eq. 17}$$

Dans cette matrice, chacune des variables à une moyenne nulle et une variance unitaire. L'ACP est réalisée sur des anomalies standardisées afin que les variables aient un poids proportionnel à leur variance.

$$M = \begin{bmatrix} \dfrac{X_{1,1} - \overline{X_1}}{\sigma(X_1)} & \cdots & \dfrac{X_{1,N} - \overline{X_N}}{\sigma(X_N)} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \dfrac{X_{K,1} - \overline{X_1}}{\sigma(X_1)} & \cdots & \dfrac{X_{k,n} - \overline{X_N}}{\sigma(X_N)} \end{bmatrix} \qquad \text{Eq. 18}$$

On exprime ensuite les anomalies en termes de composantes principales (CP) sous la forme $e_m(k,n)$ pour la composante spatiale et $u_m(t)$ pour l'amplitude temporelle, i.e.

$$M(k,n) = \sum_{m=1}^{M} u_m(t) e_m(k,n) \qquad \text{Eq. 19}$$

Les composantes principales $u_m(t)$ nous renseignent sur l'amplitude temporelle de chaque mode de variation en obéissant aux contraintes suivantes : (i) les composantes principales sont orthogonales dans le temps (la corrélation synchrone entre les composantes principales est nulle) et (ii) l'orthogonalité est respectée dans l'espace (corrélation nulle entre les structures spatiales).

La construction des composantes principales passe par le calcul de la matrice de covariance :

$$C = M(k,n,t)^t M(k,n,s) = \begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} & & s_{1k} \\ s_{21} & s_{22} & & s_{2k} \\ & & s_{ij} & \\ s_{k1} & s_{k2} & & s_{kk} \end{pmatrix} \qquad \text{Eq. 20}$$

où chaque élément de la matrice de covariance est le produit des anomalies à deux points de grille différents. La notation matricielle est la suivante :

$$C = \frac{1}{N-1} M'M \quad \text{Eq. 21}$$

La matrice de covariance C est symétrique et contient désormais les vecteurs propres $e_m(k,n)$ ainsi que les valeurs propres sur la diagonale. La matrice est obtenue en multipliant la matrice M par sa transposée. La diagonalisation de la matrice de corrélation permet ensuite l'extraction du premier vecteur propre, i.e. l'axe qui explique le plus de variance dans le nuage de points. La matrice initiale de dimensions $k \times n$ a été factorisée et les lignes de la matrice $U_{k \times n}$ représentent les coordonnées spatiales, les lignes de la matrice $V_{k \times n}$ correspondent aux composantes principales et la diagonale de la matrice C contient les valeurs propres associées à l'amplitude des composantes principales.

On appelle « mode de variabilité » chaque couple de vecteur propre (contenu dans la dimension spatiale) et de composante principale (contenue dans la dimension temporelle). La part de variance du champ correspondant à chaque mode est le rapport entre la valeur propre correspondante et la somme des valeurs propres.

3.1.3 Les principaux modes de variabilité spatio-temporelle de l'océan et de l'atmosphère du Pacifique tropical

- **La signature océanique**

Les trois premiers modes de variations des anomalies de TSO mensuelles du Pacifique tropical (qui expliquent ensemble près de 58% de l'information totale) sont montrés sur la figure 3.3. Le premier mode (38% de variance expliquée) exhibe une géographie en fer à cheval (Figure 3.3a) avec des valeurs négatives sur l'équateur entre 140°E-160°E et des valeurs fortement positives à l'est de 160°E avec une extension latitudinale croissante des anomalies à mesure que l'on se dirige vers l'est. **Ce schéma spatial est la signature classique de l'ENSO** comme le confirme la chronique temporelle de la première composante principale (Figure 4.4a) sur laquelle on identifie clairement les épisodes les plus forts des soixante dernières années (1982-83 et 1997-98). Durant un événement chaud, nous avons vu que le ralentissement des vents d'est entraîne le relâchement de la pente de la thermocline qui déclenche à son tour une onde de downwelling vers l'est (cf. section 3.1.2). Cette onde de downwelling diminue les flux de chaleur sensible et latente depuis l'océan par réduction de la vitesse du vent en surface et réchauffe par conséquent le Pacifique est, expliquant la géographie en fer à cheval de l'ENSO (Figure 3.3a). Cet événement correspond à un phénomène propagatif qui freine brutalement l'upwelling équatorial. **Le réchauffement (qui correspond ici à des valeurs positives de l'axe vectoriel) s'accompagne d'une réduction du gradient est-ouest des TSO le long de l'équateur**, d'un déplacement vers l'est des zones actives de convection profonde et de fortes précipitations, d'une

réduction ou voire même d'un renversement des alizés. Lors des phases froides, le développement d'anomalies négatives à l'est en réponse à un renforcement des alizés s'accompagne au contraire d'un renforcement du gradient thermique est-ouest le long de l'équateur et d'un confinement de la convection sur la partie ouest du Pacifique équatorial.

Le second mode (11% de variance expliquée) affiche un tripôle longitudinal avec des valeurs positives au nord du Pacifique central équatorial et des valeurs négatives de part et d'autre sur le plan zonal. La fonction temporelle de cette structure s'effectue dans de plus hautes fréquences et indique un changement de régime après le milieu des années 1990 avec des valeurs désormais toujours positives. Bien que ce mode soit par construction orthogonal au premier, il représente une géographie de plus en plus récurrente dans les observations des deux dernières décennies connue sous le nom d'El-Niño Modoki (ENM) ou Central Pacific (CP) El Niño.

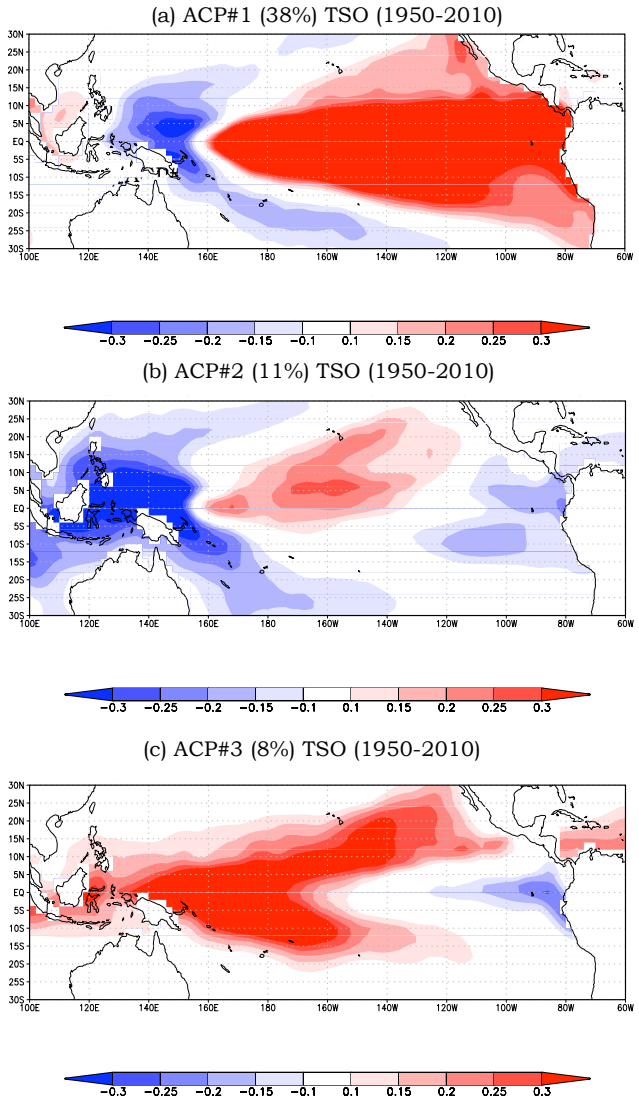


Figure 3.3 : Signatures spatiales des (a) premier, (b) deuxième et (c) troisième vecteurs propres issus d'une analyse en composante principales des anomalies mensuelles des températures de surface océanique entre 1950 et 2010.

La chronique temporelle du deuxième axe affiche donc une tendance lente qui n'apparaît pas dans le premier axe. Leurs impacts sur les pluies dans le Pacifique SW et sur la Nouvelle-Calédonie seront détaillés dans la section 3.4. La morphologie du troisième mode (8% de variance expliquée) associe des anomalies positives au niveau de la warm pool à des anomalies négatives relativement faibles à l'est. Cette structure est très proche de la structure de corrélation entre les TSO et le Trans-Niño Index (TNI) (rappel: le TNI marque l'intensité du gradient thermique entre l'est et l'ouest du Pacifique équatorial) présentée par Trenberth *et al.* (2000).

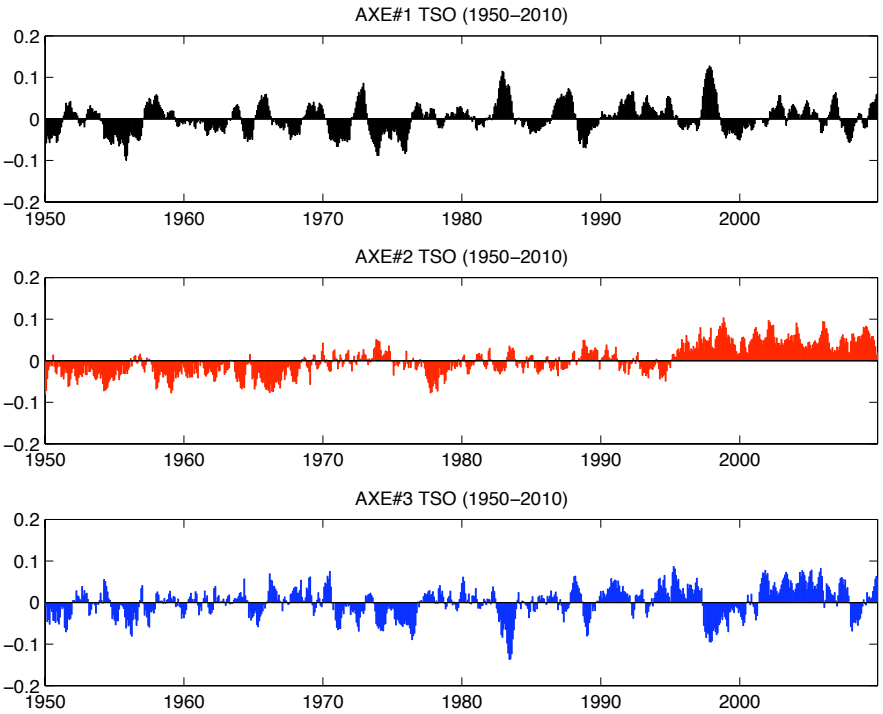


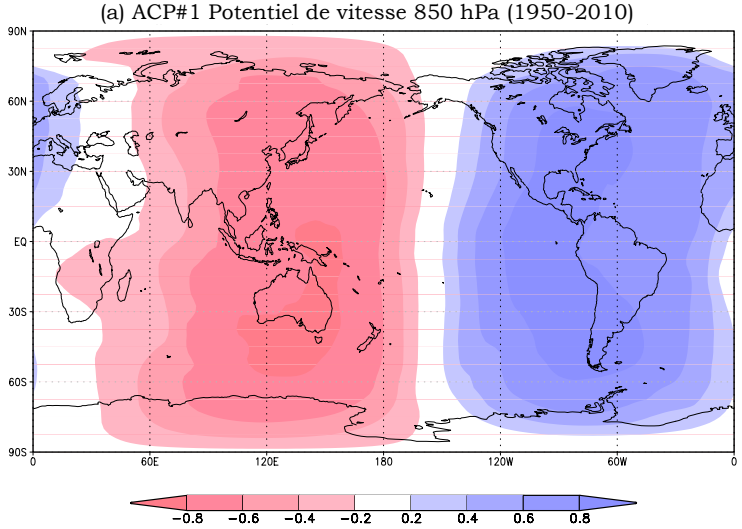
Figure 3.4 : Signatures temporelles des (a) premier, (b) deuxième et (c) troisième axes factoriels issus d'une analyse en composante principales des anomalies mensuelles des températures de surface océanique entre 1950 et 2010.

- **La signature atmosphérique**

En raison du couplage entre l'océan et l'atmosphère, une analyse en composantes principales a été réalisée sur les anomalies thermiques mensuelles à 1000 hPa, ainsi que sur les anomalies du potentiel de vitesse atmosphérique à 850 hPa (Figure 3.5). Le premier mode de variabilité des températures à 1000 hPa représente clairement le phénomène ENSO (Figure 3.5b). Il affiche des valeurs fortement positives à l'est de la ligne de changement de date en liaison avec l'activation du flux de chaleur sensible (le dégagement de la chaleur latente s'effectue alors seulement dans les moyennes et hautes couches de la troposphère) déclenché par les anomalies thermiques de l'océan. La géographie du premier vecteur propre des anomalies du potentiel de vitesse à 850 hPa marque la signature de l'oscillation australe caractérisée par la différence des anomalies standardisées de pressions à l'est et à l'ouest du Pacifique sud

(Figure 3.5a). Dès le début du 20ème siècle, on savait, suite aux publications de Hildebrandson en 1897, que les fluctuations de pressions étaient cohérentes et en opposition de phase entre l'Australie et l'Argentine, et plus généralement entre le bassin Indo-Pacifique et le Pacifique sud-est tropical. Cette oscillation représente un déplacement de la masse atmosphérique à l'échelle planétaire de part et d'autre de la ligne de changement de date. L'accroissement du gradient de pression entre ces deux régions s'accompagne d'alizés plus intenses, pouvant de ce fait maintenir un courant océanique alimentant le réservoir chaud (épisode La-Niña). Inversement, un abaissement du gradient correspond à une phase négative de l'oscillation australe, dans laquelle les alizés, beaucoup moins intenses, peuvent même alors laisser place à une circulation d'ouest comme ce fût le cas en 1997-98 (épisode El-Niño).

(a) ACP#1 Potentiel de vitesse 850 hPa (1950-2010)



(b) ACP#1 Température virtuelle 850 hPa (1950-2010)

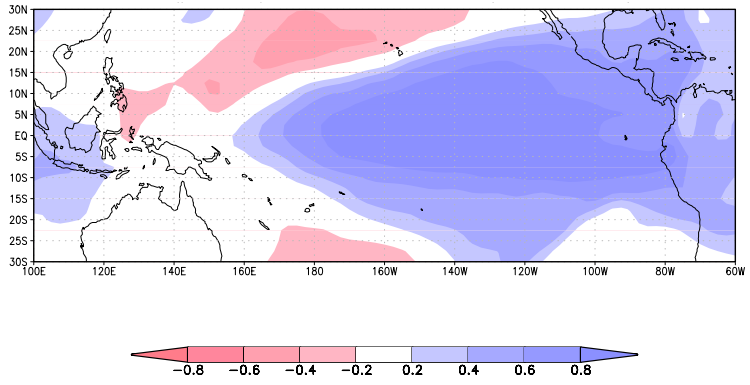


Figure 3.5 : Signature spatiale du premier axe factoriel des anomalies mensuelles (a) du potentiel de vitesse atmosphérique à 850 hPa et (b) de la température virtuelle à 1000 hPa.

La figure 3.6 montre les premières composantes principales de la température à 1000 hPa (en noir), du potentiel de vitesse à 850 hPa (en rouge) ainsi que la chronique temporelle du Niño 3.4 (en bleu). L'adéquation entre les trois courbes montre clairement l'intensité du couplage entre la surface de l'océan (Niño 3.4) et (i) la température atmosphérique tropicale (température à 1000 hPa) (r~0.72) et (ii) le potentiel de vitesse à 850 hPa (r~0.46) à l'échelle planétaire.

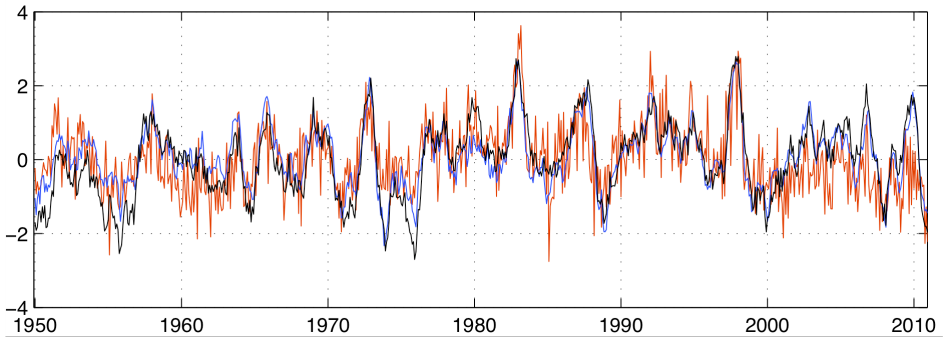


Figure 3.6 : Signatures temporelles des premiers axes factoriels du potentiel de vitesse à 850 hPa (courbe rouge) et des températures à 1000 hPa (courbe noire). La chronique de l'indice Niño 3.4 est représentée par la courbe bleue.

La figure 3.7 montre les anomalies de la circulation zonale durant l'épisode ENSO chaud le plus fort du siècle entre décembre 1997 et février 1998. La circulation présente à ce moment une forte anomalie de subsidence sur le secteur Indo-Pacifique entre 120°E et 160°E, couplée à une anomalie de convection entre 200°E et 280°E, dans le Pacifique central-est. Il semble toutefois que certains épisodes ENSO, et particulièrement les épisodes chauds, suivent un schéma spatio-temporel légèrement différent. **En effet, la position du maximum des anomalies thermiques dans le Pacifique central varie d'un épisode à l'autre et ces anomalies ne se propagent pas systématiquement jusque dans le Pacifique est.**

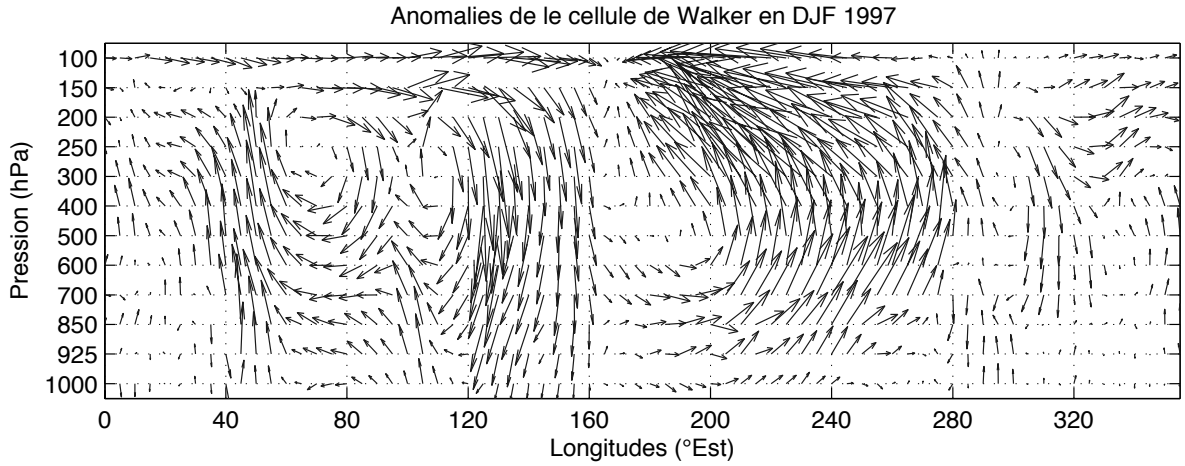


Figure 3.7 : Anomalies de la circulation de Walker en décembre-février 1997-98 par rapport à la période 1950-2010 représentées par des vecteurs calculés à partir des anomalies de la composante méridienne (composante horizontale, unité en $m\,s^{-1}$) et des anomalies de la composante verticale (pondérée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 4°S et 4°N. La vitesse maximale des vecteurs est de 20.3 $m\,s^{-1}$.

3.1.4 Les différents types d'ENSO

De nombreuses études ont mis l'accent sur les changements récents de l'évolution spatio-temporelle des épisodes ENSO (e.g., Guilderson et Schrag, 1998). En effet, les anomalies thermiques chaudes de la plupart des épisodes se produisant avant 1976 tendent à se propager vers l'ouest depuis le Pacifique est, tandis que la plupart des épisodes récents se propagent généralement vers l'est à partir du Pacifique central (e.g., Trenberth et Stepaniak, 2001). En 2003, la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) donne une nouvelle définition de l'ENSO : **« [...] phénomène dans l'océan Pacifique équatorial qui se matérialise par un écart de 0.5°C ou plus des TSO par rapport à la climatologie (calculée dans ce cas-là sur la période 1971-2000) dans la région du Niño 3.4 sur au moins 3 mois consécutifs** ». Etrangement, l'épisode chaud de 2004 ne rentre pas tout à fait dans cette définition puisque les anomalies s'étirent jusqu'à la frange ouest du Niño 4, et le maximum n'est plus situé dans les limites de la boîte du Niño 3.4. De plus, les TSO dans le Pacifique équatorial est et ouest sont alors plus froides que la normale (l'amplitude de l'anomalie négative à l'est est à ce moment égale à l'anomalie positive du Pacifique central). L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) hésite alors à classer cette année dans la catégorie « El-Niño » (Ashok *et al.*, 2007 ; Meyers *et al.*, 2007) qui ne correspond pas à l'évolution canonique présentée par Rasmusson et Carpenter (1982). Par ailleurs, dans un article sur l'évolution de l'épisode El-Niño de 2002-2003, McPhaden (2004) met en lumière certaines originalités spatio-temporelles des anomalies thermiques de l'océan qu'il ne retrouve pas dans les épisodes chauds « classiques ». Durant cette séquence, les anomalies prennent naissance en effet dans le Pacifique central et ne se propagent pas vers l'est - contrairement aux épisodes de 1982-83 et 1997-98. **Ashok *et al.* (2007) décident par conséquent de baptiser ce phénomène « El-Niño Modoki »[18] (Modoki signifiant « similaire mais différent ») et de l'opposer ainsi définitivement aux épisodes classiques définis par la NOAA** (Figure 3.8).

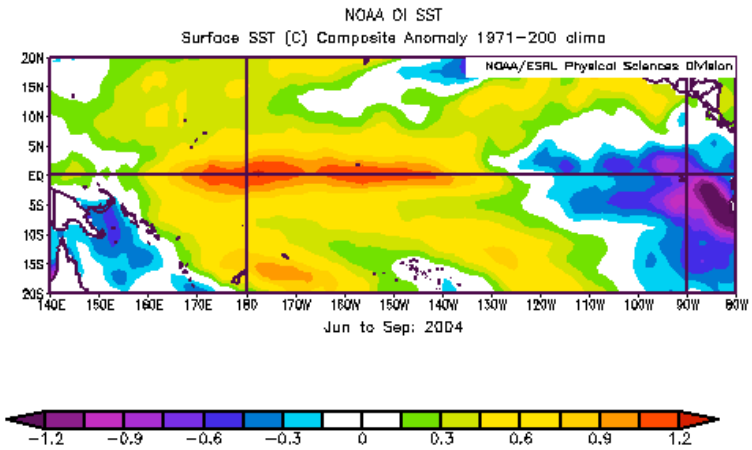


Figure 3.8 : Anomalies de TSO moyennées entre juin et septembre 2004 par rapport à la climatologie 1971-2000 (tiré de la NOAA).

[18] Le phénomène Modoki était toutefois connu antérieurement sous le nom de Trans-Niño (Trenberth et Stepaniak, 2001).

Un épisode Modoki se caractérise donc par une anomalie positive des TSO dans le Pacifique central équatorial, couplée (dans le sens zonal) à deux anomalies négatives à l'est et à l'ouest (cf. **partie 1** pour le calcul de l'El-Niño Modoki Index). **Cette configuration géographique modifie la localisation de la cellule de Walker dans laquelle la branche ascendante se positionne sur l'anomalie de TSO positive entre les deux branches subsidentes**. Le rôle de l'intensité du gradient des TSO le long de l'équateur et de la position de la cellule de Walker ainsi que son influence sur les anomalies de précipitations dans le Pacifique est fondamental et avait déjà été largement discuté par Bjerknes (1969). Lindzen et Nigam (1987) ont également montré qu'une large fraction de la convergence dans le Pacifique tropical ouest et central est pilotée par le gradient zonal des TSO. **De plus, les anomalies océaniques localisées aux alentours de la ligne de changement de date sont primordiales dans le déclenchement de la convection profonde car elles se produisent dans un secteur où les valeurs brutes de TSO sont nettement plus élevées qu'à l'est** (Graham *et al.,* 1987 ; Sardeshmukh et Hoskins, 1988 ; Hoerling et Kumar, 2002) (Figure 2.1). Zhang *et al.* (1997) ont montré que la convection profonde était rarement observée au-dessus des eaux > 30°C et < 26°C et se déclenchait préférentiellement dans l'intervalle 28-29.5°C. Le Pacifique central semble être, de fait, une région clé dans le déclenchement de la convection libre, puisque son état moyen fluctue entre ces deux limites.

Ashok et Yamagata (2009) affirment que le réchauffement global est sans doute impliqué dans la modification de la structure spatiale de l'ENSO. Yeh *et al.* (2009) ont montré que la fréquence des évènements Modoki devrait augmenter dans un climat plus chaud. Ces changements seraient la conséquence d'une modification de l'inclinaison zonale de la thermocline dans le Pacifique équatorial induite par l'affaiblissement des vents d'est dans les basses couches (Inoue *et al.*, 1987). Ce nivellement de la thermocline semble donc plus propice à l'établissement des épisodes centraux.

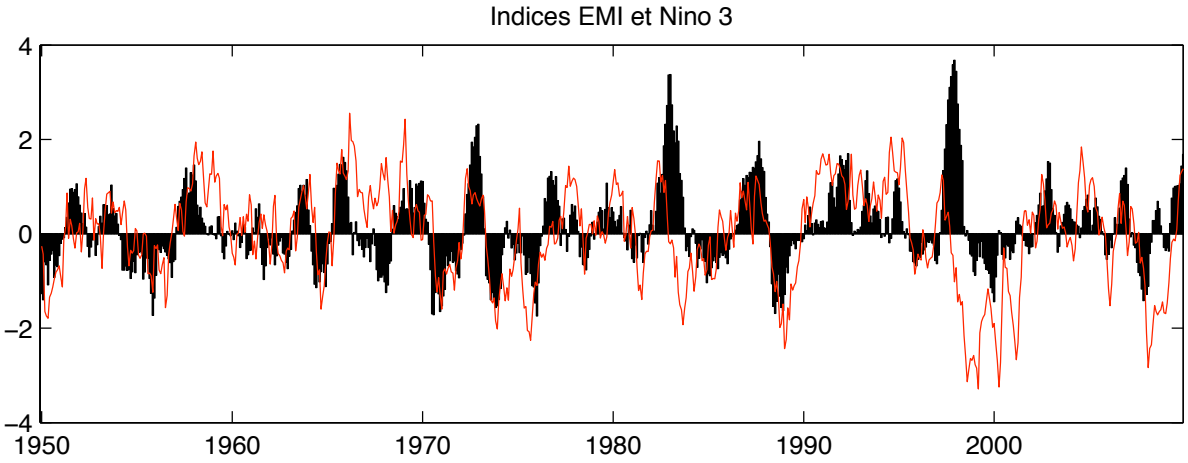


Figure 3.9 : Chroniques temporelles du Niño 3 (en noir) et de l'EMI (El-Niño Modoki Index) (en rouge).

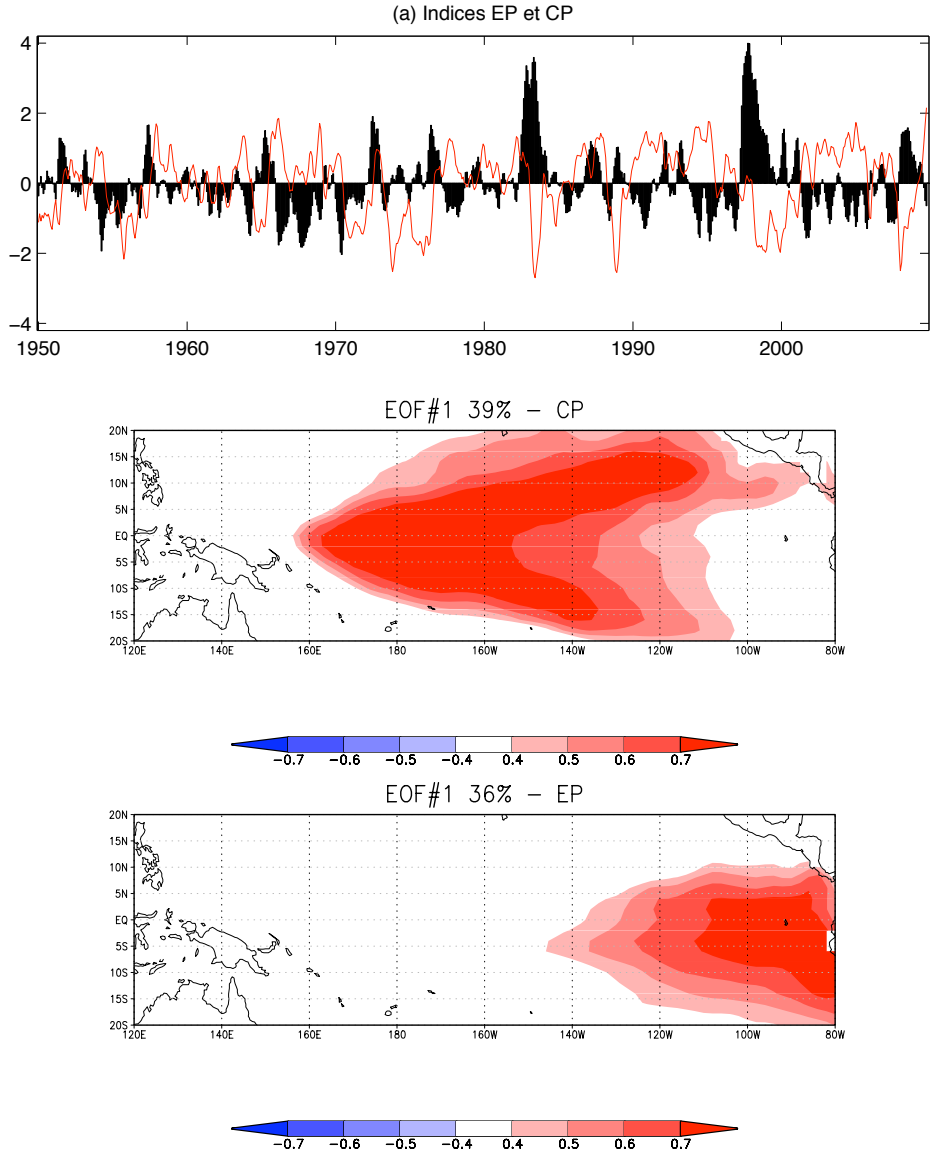


Figure 3.10 : (a) Chroniques temporelles de l'indice EP (en noir) et de l'indice CP (en rouge). Signatures spatiales des premiers vecteurs propres obtenues à partir d'une analyse combinant ACP et régression linéaire pour (b) les épisodes centraux (CP) et (c) les épisodes classiques à l'est (EP). Les valeurs correspondent aux corrélations entre les vecteurs propres et les variable initiales. Les valeurs au sommet de chaque panel indiquent le pourcentage de variance des résidus de TSO expliquées par chaque mode de variabilité.

Ashok *et al.* (2007) opposent ainsi l'EMI au Niño 3 (décalé vers l'est par rapport au Niño 3.4) afin de distinguer les épisodes centraux des épisodes classiques à l'est (Figure 3.9). Un des inconvénients majeur de cette définition est la corrélation positive entre l'EMI mensuel et le Niño 3 (r~0.38) (Figure 3.9). La distinction entre les épisodes classiques et les épisodes Modoki n'est donc pas tout à fait claire et pose de sérieux problèmes lors du calcul des échantillons composites à l'échelle annuelle ou à l'échelle saisonnière. **Cette corrélation se traduit notamment par le fait qu'un seul et même épisode puisse appartenir simultanément aux deux catégories EP et CP**, ce

qui amène par exemple Feng *et al.* (2010a,b) à classer un épisode ENSO dans une catégorie de façon très subjective. Suite à ces ambigüités et à la difficulté de séparer le plus proprement possible les épisodes à l'est des épisodes centraux, certains auteurs ont ainsi proposé des méthodes plus objectives et plus perfectionnées. Kao et Yu (2009) construisent alors deux indices (Figure 3.10) qui définissent respectivement l'activité du Pacifique est (Eastern Pacifique, EP) et du Pacifique central (Central Pacific, CP). Les anomalies mensuelles de TSO dans le Pacifique tropical [120°E-80°W, 20°S-20°N] sont indépendamment injectées dans une régression linéaire par moindre carré avec l'indice Niño 1+2 puis le Niño 4. La première composante principale issue des résidus calculées à partir des indices Niño 1+2 et du Niño 4 définit respectivement les épisodes CP et EP[19] (Figure 3.10). **Il faut toutefois garder à l'esprit que les termes « ENSO CP », « ENSO Modoki », « warm pool ENSO » ou encore « dateline ENSO » font référence sans doute au même phénomène, mais l'utilisation d'un indice particulier n'aboutit pas nécessairement au même échantillonnage qu'un autre indice**.

3.1.5 L'impact des différents types d'ENSO à l'échelle globale et dans le Pacifique SW

Les changements de localisation du maximum des anomalies thermiques de l'océan Pacifique tropical et les conséquences sur la circulation de Hadley et de Walker (Slingo et Annamalai, 2000) sont susceptibles d'impacter les climats régionaux de façon significative (Kumar *et al.*, 2006). **Un épisode CP chaud peut susciter des différences significatives par rapport aux épisodes classiques dans les caractéristiques de ses téléconnexions**. Les exemples abondent et témoignent de la puissance du signal. Weng *et al.* (2007) ont montré que les épisodes chauds centraux (CP) favorisaient les anomalies négatives de précipitations en Chine et sur les USA soumis habituellement à des conditions proches de la normale lors des épisodes chauds confinés à l'est (EP). En effet, l'interaction entre la zone tropicale et extra-tropicale est renforcée par rapport aux épisodes chauds EP, favorisant la persistance des évènements extrêmes sur le nord des Etats-Unis (Cayan *et al.*, 1999 ; Hu et Feng, 2001 ; Seager *et al.*, 2005). Une anomalie de vents de sud-ouest à 500 hPa dans le Pacifique nord-est se combine alors à une anomalie de vents de nord-est sur les USA. Ces anomalies induisent des conditions anormalement humides sur le Pacifique est et anormalement sèches sur la partie occidentale des USA (Weng *et al.*, 2007). L'Argentine et le sud du Brésil enregistrent à ce moment des hivers plus chauds que la normale. A l'inverse, le nord et le centre des USA connaissent des étés plus frais lors des épisodes CP chauds. Le même phénomène est observé jusqu'en Arménie, au Kazakhstan et en Georgie (Ashok *et al.*, 2007). Kim *et al.* (2009) montrent que les épisodes CP chauds sont par ailleurs responsables d'une augmentation de l'occurrence des cyclones dans l'Atlantique tropical nord.

[19] Cf. section 1.2.2 pour la méthode de calcul des indices EP et CP.

Mais la majorité des travaux actuels analysant le signal lié aux épisodes centraux se focalise principalement sur les anomalies pluviométriques australiennes. Wang et Hendon (2007) ont montré par exemple que les anomalies de pluies sur l'est de l'Australie étaient plus sensibles aux anomalies thermiques situées sur la bordure est de la warm pool par rapport aux anomalies localisées à l'est du Pacifique équatorial, là où l'amplitude thermique absolue est la plus forte. La même année, Wang et Hendon (2007) montrent que **l'épisode ENSO le plus puissant du siècle (i.e. 1997-98) fût associé à des conditions pluviométriques proches de la normale en Australie**.

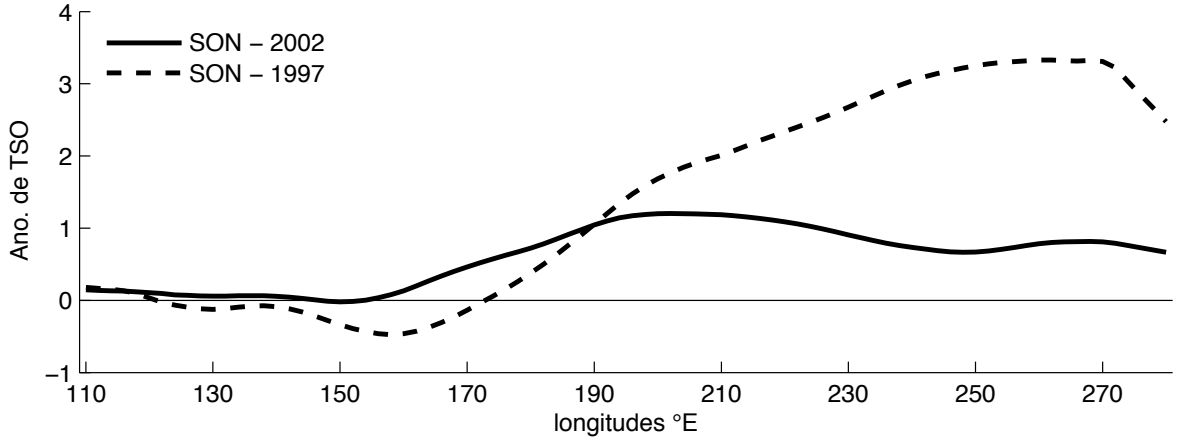


Figure 3.11 : Anomalies de TSO moyennées entre 4°S et 4°N le long du Pacifique en septembre-novembre 1997 (courbe en pointillés) et en 2002 (courbe pleine).

En revanche, l'épisode modéré de 2002-2003, dont les anomalies furent localisées dans le Pacifique central (Figure 3.11), provoqua entre septembre et novembre l'une des sécheresses les plus sévères des 50 dernières années sur l'ensemble du continent. **Ces résultats suggèrent que les pluies australiennes sont plus sensibles aux anomalies thermiques de l'océan à proximité de la ligne de changement de date qu'aux anomalies du Pacifique est**. Le bruit inhérent à l'atmosphère est une explication possible de la réponse différenciée des pluies aux forçages de ces différents types d'ENSO mais Wang et Hendon (2007) suggèrent au contraire que cette différence serait la conséquence du déplacement zonal des anomalies thermiques océaniques le long de l'équateur.

A une échelle temporelle plus fine, Taschetto *et al.* (2007) constatent que l'impact des épisodes Modoki chauds sur les signaux pluviométriques dans le nord de l'Australie se traduit par une opposition de signe entre janvier-février (anomalie positive) et les mois de décembre et mars (anomalie négative). Ainsi, dans la moyenne saisonnière de l'été austral (de décembre à mars), l'anomalie positive de janvier-février annule la réponse négative en décembre et en mars, diluant alors le signal Modoki lors de l'été austral. Les ENSO Modoki suscitent donc un raccourcissement de la mousson sur le nord de l'Australie couplé à une intensification des pluies en janvier-février. En d'autres

termes, nous pouvons associer les ENSO Modoki à un démarrage tardif de la mousson et à une fin plus précoce. Taschetto *et al.* (2010) ont montré plus tard que l'interaction entre la variabilité interannuelle des TSO associée aux ENSO Modoki et l'évolution du cycle saisonnier intensifie la convection profonde dans le Pacifique central ouest, engendrant une réponse de type Gill-Matsuno[20] dans l'échauffement adiabatique des hautes couches. La propagation vers l'ouest des ondes de Rossby associées au mécanisme de Gill-Matsuno génère dans ce cas une anomalie de circulation cyclonique sur le nord-ouest de l'Australie accompagnée d'une augmentation locale des précipitations. La réponse de type Gill-Matsuno inhibe donc l'anomalie de subsidence provoquée par les ENSO Modoki lors du « pic » d'intensité de la mousson. En résumé, un ENSO Modoki impacte la mousson australienne via (i) un décalage de la circulation de Walker et (ii) une réponse de type Gill-Matsuno dans l'atmosphère. **Il est donc clair que la sécheresse dans le Pacifique SW ne dépend pas uniquement de l'intensité des anomalies thermiques du Niño 3.4 mais aussi de la longitude du maximum d'anomalie au cours de chaque épisode**.

3.2. La Pacific Decadal Oscillation

3.2.1 Identification de la variabilité spatio-temporelle de la PDO

Les travaux réalisés sur l'ENSO ont permis de constater que la variabilité de l'océan Pacifique se caractérisait également sur des échelles de temps plus longues. En effet, il est possible d'observer des modulations à des échelles de temps décennale à inter-décennale susceptibles de modifier l'évolution, les caractéristiques spatiales, la fréquence et l'intensité des épisodes ENSO. A l'échelle décennale, le mode de variabilité le plus connu dans le Pacifique est l'Oscillation Décennale du Pacifique, plus connu sous le nom de Pacific Decadal Oscillation (PDO). Le terme PDO se réfère à une analyse fréquentielle des séries climatiques corrélées aux prises de saumons dans le Pacifique Nord. C'est en 1997 que furent publiées les deux études pionnières relatives aux modalités climatiques de la PDO (Mantua *et al.*, 1997 ; Zhang *et al.*, 1997). L'indice de la PDO est défini comme la première composante principale des anomalies de TSO du Pacifique au nord de 20°N (Mantua *et al.*, 1997). La structure spatiale de la PDO présente des anomalies de TSO sur le centre du Pacifique nord qui varient en opposition avec les anomalies le long de la côte ouest de l'Amérique du nord depuis le sud de la Californie jusque dans le Golfe de l'Alaska (Figure 3.12). L'indice de la PDO subit brutalement, entre 1976 et 1977, un changement de signe, passant

[20] Gill (1980) utilisa un simple modèle analytique afin de généraliser la réponse barocline de l'atmosphère tropicale à un échauffement adiabatique. L'auteur se base sur les équations de Matsuno (1966) pour démontrer qu'un échauffement symétrique à proximité de l'équateur induit un flux d'est dans les basses couches via la propagation des ondes de Kelvin ainsi qu'un flux de retour à l'ouest avec une persistance temporelle plus faible. Pour une source d'échauffement symétrique de part et d'autre de l'équateur, la circulation cyclonique se trouve ainsi renforcée dans l'hémisphère dans laquelle l'échauffement est le plus fort tandis qu'une légère circulation anticyclonique se développera dans l'hémisphère opposé.

d'une phase plus froide le long de la côte ouest nord-américaine à une phase plus chaude et inversement sur le centre du Pacifique nord (Figure 3.12).

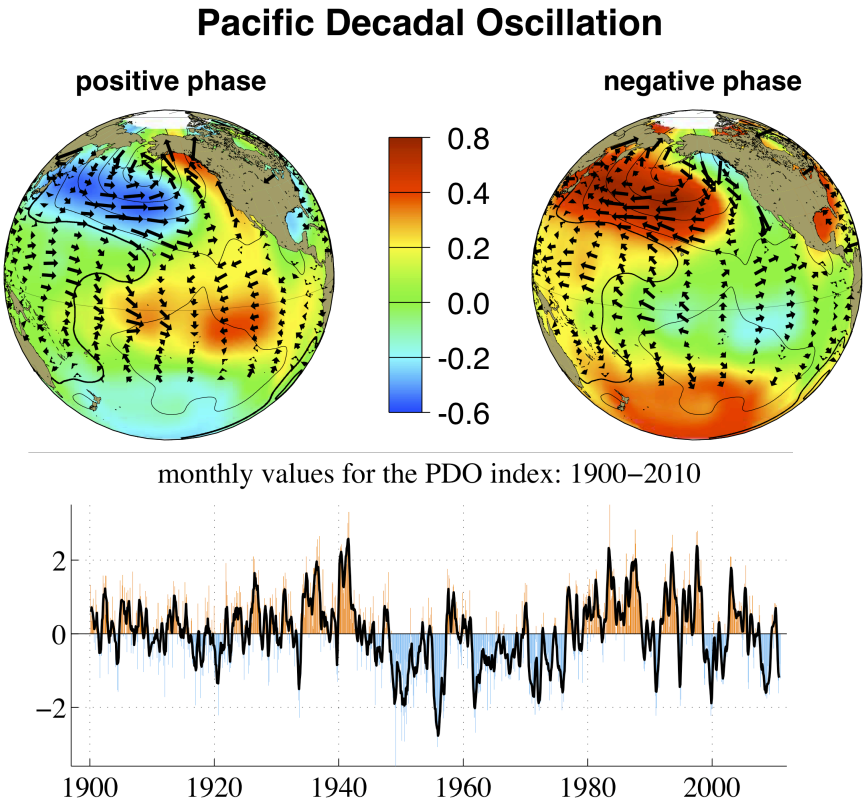


Figure 3.12 : Structures spatiales des anomalies de TSO en °C (couleurs) et des anomalies de la tension du vent (vecteurs) de la PDO lors des phases chaudes (positives) et phases froides (négatives) (panel du haut). Chronique temporelle de l'indice de la PDO (panel du bas) entre janvier 1900 et décembre 2010 (source: http://jisao.washington.edu/pdo/).

Ce changement de phase des TSO extra-tropicales est accompagné par des modifications de la circulation et des caractéristiques de surface de l'océan (e.g. Overland *et al.*, 1999a). Plusieurs études ont montré que le changement de phase de la PDO coïncide avec le réchauffement des TSO tropicales du Pacifique depuis le milieu des années 70, associé à une recrudescence des événements El Niño (e.g. Graham *et al.*, 1994; Trenberth et Hurrell, 1994 ; Schneider et Cornuelle, 2005).

Toutefois, d'autres travaux ont prouvé l'existence d'un signal équivalent dans l'hémisphère sud caractérisant l'ensemble de l'océan Pacifique par une signature en fer à cheval semblable à celle de l'ENSO (White *et al.*, 1998 ; Garreaud *et al.*, 1999). Ce signal persiste plus longtemps que celui de la PDO et a ainsi été nommé Oscillation Interdécennale du Pacifique, ou plus communément Interdecadal Pacific Oscillation (IPO). L'IPO se définit traditionnellement comme la première composante principale de l'intégralité des TSO du bassin Pacifique (Power *et al.*, 1999 ; Folland *et al.*, 2002). Notons que dans le calcul de l'IPO, la tendance des TSO sur le long terme a été retirée au préalable. Les phases positives (négatives) de l'IPO montrent des anomalies

chaudes (froides) de TSO dans le Pacifique tropical, bordées par des eaux anormalement froides (chaudes) au nord et au sud (cf. Figure 3.40b). Les structures spatiales de la PDO et de l'IPO sont donc relativement proches de celle de l'ENSO dans la bande tropicale mais diffèrent aux moyennes et hautes latitudes dans l'hémisphère nord (sud) pour la PDO (IPO) (Tourre *et al.*, 2001). Si les processus de l'ENSO sont aujourd'hui bien compris, ce n'est pas le cas de la PDO et de l'IPO dont on ignore à l'heure actuelle les mécanismes moteurs. Il se pourrait même que la variabilité de l'ENSO à l'échelle décennale soit un sous-produit de la variabilité inter-annuelle, via un mécanisme non-linéaire (Timmerman, 2003).

3.2.2 Les impacts de la PDO et de l'IPO

Plusieurs études ont prouvé que la PDO et l'IPO constituaient une source significative de variabilité climatique dans le Pacifique SW aux échelles de temps décennales. En effet, Power *et al.* (1999), Chao *et al.* (2000) et Folland *et al.* (2002) ont montré que les changements de signe de l'IPO modifiaient significativement la position de la ZCPS. **Les phases négatives de l'IPO (e.g. entre le milieu des années 1940 et le milieu des années 1970, et depuis la fin des années 1990) sont associées à un décalage de la ZCPS en direction du sud-ouest, tandis que les phases positives (e.g. entre la fin des années 1970 et la fin des années 1990) sont associées à une translation de la ZCPS vers le nord-est par rapport à sa position normale (Folland *et al.*, 2002). Power *et al.* (1997, 1999, 2006) ont montré que le basculement de l'IPO et/ou de la PDO dans une phase positive se traduit par une diminution la corrélation entre l'ENSO et les pluies en Australie à l'échelle interannuelle**. Le continent australien est à ce moment le siège de conditions anormalement chaudes et sèches. A l'inverse, Micevski *et al.* (2005) ont montré que la relation entre l'ENSO et les anomalies de précipitations sur l'est de l'Australie s'intensifie durant les phases négatives de l'IPO.

3.3. L'impact de l'ENSO sur les anomalies pluviométriques à l'échelle du Pacifique tropical

Nous allons à présent décrire les anomalies de cumuls pluviométriques mensuels dans le Pacifique tropical, les modifications qu'ils subissent lors des phases extrêmes de l'ENSO, les mécanismes pouvant expliquer les phénomènes ainsi que les conséquences atmosphériques qui en résultent à l'échelle annuelle, puis à l'échelle saisonnière.

3.3.1 La variabilité inter-annuelle à l'échelle mensuelle

Cette partie analyse les anomalies atmosphériques et pluviométriques associées aux différentes phases de l'ENSO à l'échelle annuelle. Si l'air est suffisamment proche de la saturation, la condensation en moyenne troposphère et la libération de chaleur latente associée permet de coupler la convergence dans les basses couches avec une

divergence dans les couches supérieures de la troposphère. L'air évacué horizontalement au sommet de la troposphère peut alors retomber en direction de la surface à plusieurs milliers de kilomètres. Ce phénomène perturbe la répartition de la masse atmosphérique et est directement à l'origine des téléconnexions. De même que pour les TSO ou les pressions atmosphériques, les variations des anomalies mensuelles des cumuls de précipitations issues des réanalyses CMAP sur la période 1979-2010 ont été compressées par une analyse en composantes principales. La signature spatiale du premier vecteur propre (Figure 3.13) montre deux secteurs de valeurs positives et une bande quasi zonale de valeurs négatives : la première zone se situe à l'ouest du bassin au-dessus de la warm pool et la zone de valeurs négatives se positionne dans une bande équatoriale entre 160°E et 80°W avec un maximum entre 170°E et 160°W. Lors d'une phase chaude de l'ENSO, les valeurs négatives (positives) traduisent une anomalie positive (négatives) de précipitations. Une anomalie de vent d'ouest accompagne le déplacement de la warm pool vers l'est ce qui explique l'anomalie positive de précipitations dans le Pacifique central. On peut également noter la présence d'une langue d'anomalie positive plus au sud parallèle à la ZCPS. Lors des phases La-Niña, la ZCPS se décale vers le sud ce qui se matérialise par l'apparition d'anomalies positives entre 15°S et 35°S.

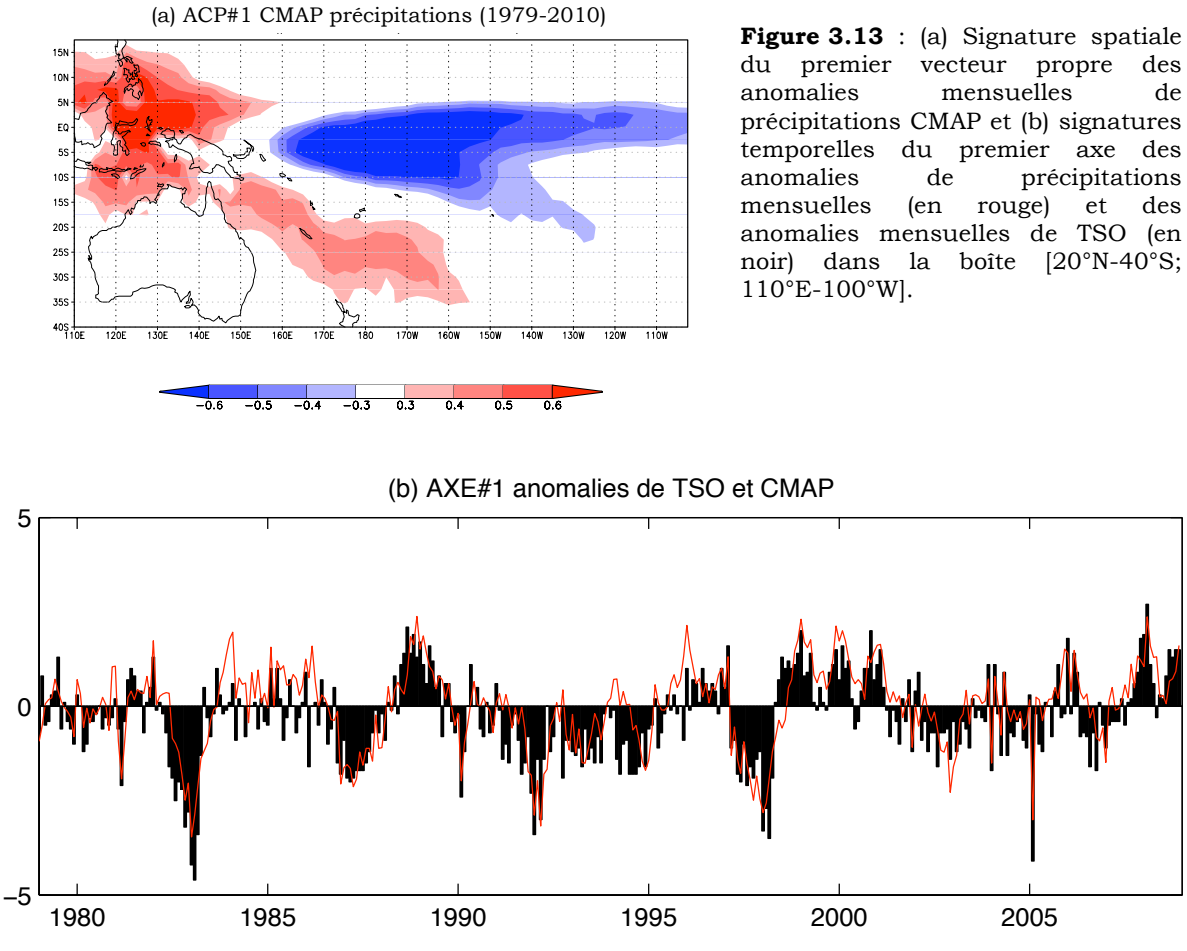


Figure 3.13 : (a) Signature spatiale du premier vecteur propre des anomalies mensuelles de précipitations CMAP et (b) signatures temporelles du premier axe des anomalies de précipitations mensuelles (en rouge) et des anomalies mensuelles de TSO (en noir) dans la boîte [20°N-40°S; 110°E-100°W].

L'évolution temporelle de ce mode de variation (Figure 3.13a) affiche une corrélation de 0.81 avec le premier mode de variation des anomalies de TSO du Pacifique tropical (Figure 3.13b): la première composante des TSO (38% de variance expliquée) contrôle donc près de 66% de la première composante des pluies dans le Pacifique tropical ouest là où la corrélation avec la première composante est égale à 1. **Notons que la Nouvelle-Calédonie se positionne au cœur de la langue d'anomalies positives.** Cette géographie des anomalies de précipitations est en phase avec les résultats obtenus par Ropelweski et Halpert (1987, 1996), Delcroix *et al.* (1996) et Nicet et Delcroix (2000).

3.3.2 La variabilité inter-annuelle à l'échelle saisonnière

L'impulsion d'une phase de l'ENSO se déclenche généralement lors du printemps boréal : celle-ci atteint son intensité maximale en fin d'année et décline progressivement jusqu'à disparaître entre avril et septembre de l'année +1. La modulation saisonnière des anomalies interannuelles des précipitations est ainsi brièvement présentée à travers une série de composites atmosphériques calculés à partir des valeurs du Niño 3.4. Les phases El-Niño (La Niña) correspondent aux années dont la moyenne du Niño 3.4 entre juillet et décembre est > (<) au percentile 75% (25%) sur la période 1979-2010. Les cartes ci-dessous (Figures 3.14) montrent les anomalies des cumuls quotidiens de précipitations calculées à l'échelle saisonnière, les anomalies de vent ainsi que celles du potentiel de vitesse à 850 hPa lors des épisodes El-Niño et La-Niña.

Lors d'une phase chaude, la géographie des anomalies atmosphériques se développe à partir de l'hiver austral (JJA) (Figure 3.14e). Les anomalies chaudes se sont propagées jusqu'en surface et le couplage avec l'atmosphère décrit par Bjerknes commence à s'observer.

La composante zonale du vent est affaiblie (anomalies d'ouest) entre 5°N et 10°S, la pente de la thermocline s'est réduite davantage (intensifiant par rétroaction les anomalies positives de précipitation dans le Pacifique central) et le potentiel de vitesse à 850 hPa révèle une anomalie d'ascendance à l'est du bassin Pacifique et de subsidence au-dessus de l'archipel indonésien. Ce dipôle est associé à l'anomalie d'ouest dans les basses couches qui signe l'affaiblissement de la circulation de Walker sur le plan équatorial en liaison avec l'abaissement du gradient thermique zonal (Moron *et al.*, 2010).

Du point de vue de la pluviométrie, une anomalie positive d'environ 3 mm/jour prend forme sur le rail équatorial (légèrement au sud de la position moyenne de la ZCIT) entre 160°E et 300°E. Les trois champs d'anomalies se renforcent lors du printemps austral en SON (Figure 3.14f) et l'anomalie de subsidence occupe alors l'intégralité du Pacifique tropical ouest et recouvre la Nouvelle-Calédonie en DJF. Lors de l'été austral, le processus s'intensifie et les anomalies de précipitation atteignent leur intensité maximale : l'excédent équatorial s'étend vers le sud et un déficit prononcé émerge au nord de l'Australie ainsi qu'au niveau de la position moyenne de la ZCPS. Enfin, les

anomalies finissent par se dissiper en MAM (Figure 3.14h) de l'année +1 avec un amincissement de l'anomalie négative de précipitation au-dessus de la Nouvelle-Calédonie et la suppression progressive du gradient zonal des anomalies du potentiel de vitesse.

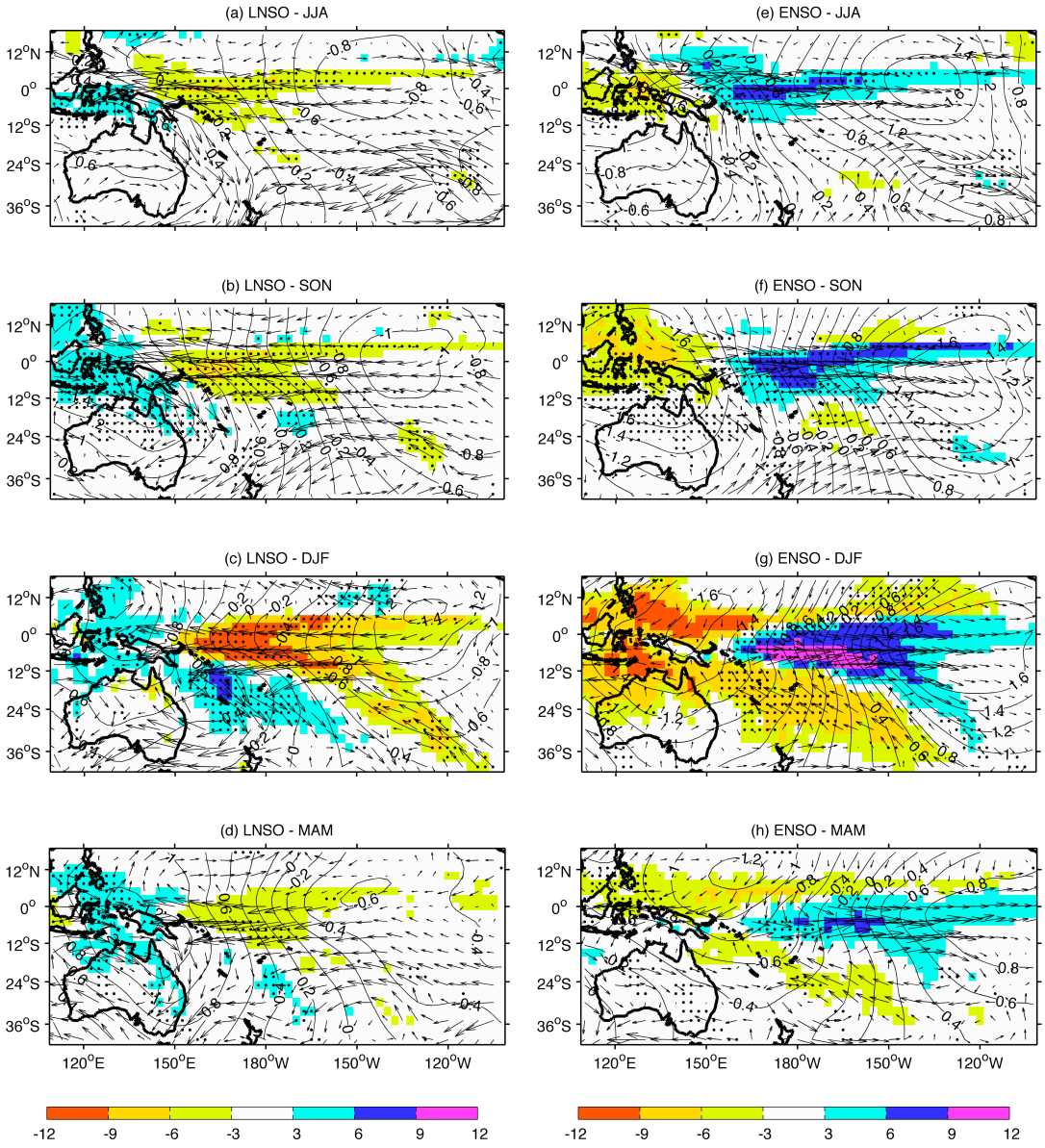


Figure 3.14 : Anomalies des précipitations (en mm/jour), du vent (en m/s) et du potentiel de vitesse (contours noirs) à 850 hPa moyennés sur la saison (a,e) juin-août, (b,f) septembre-novembre, (c,g) décembre-février et (d,h) mars-mai (année +1) lors des phases ENSO froides (panel de gauche) et chaudes (panel de droite). Les composites sont calculées à partir de la moyenne du Niño 3.4 entre juillet et décembre sur la période 1979-2010. Les points noirs représentent les anomalies de précipitations significatives au seuil 95% selon un test en T de Student.

Lors des phases La Niña (Figure 3.14), les anomalies de précipitation s'inscrivent en miroir par rapport aux phases précédentes avec une anomalie de flux d'est à 850 hPa toutefois inférieure (max. de 3 m/s en DJF) à l'anomalie d'ouest générée par une phase chaude. Les anomalies du potentiel de vitesse sont désormais inversées et s'installent seulement à partir du printemps austral (Figure 3.14b). L'anomalie positive de précipitation s'exacerbe en DJF (Figure 3.14c) en liaison avec la descente de la ZCPS et enveloppe les eaux néo-calédoniennes (le maximum d'anomalie concerne alors 3 points de grille dont l'un recouvre la Nouvelle-Calédonie) en s'étirant vers l'est jusqu'à 160°W. De même que pour un épisode ENSO chaud, les structures spatiales s'inhibent en automne (Figure 3.14d) à l'exception de l'anomalie d'ascendance à l'ouest qui persiste et semble même se consolider au nord-est de l'Australie.

Ce schéma spatio-temporel permet d'apprécier la circulation à l'échelle du bassin Pacifique durant une phase chaude ou froide de l'ENSO. Regardons à présent comment se traduit ce forçage dans les anomalies pluviométriques locales enregistrées par les stations Météo-France en Nouvelle-Calédonie.

3.4. L'impact de l'ENSO sur les conditions atmosphériques dans le Pacifique SW[21]

3.4.1 Les données et les conditions moyennes

Nous avons utilisé ici les données issues de 22 stations installées par Météo-France sur le territoire néo-calédonien présentant moins de 10% de valeurs manquantes sur la période 1950-2010 (Figure 3.15). La climatologie présentée sur la figure 3.15 est cohérente avec les résultats de la section 2.1.2 basés sur un échantillon plus court mais plus dense. Les anomalies de pluies à l'échelle locale ont été moyennées sur une période glissante de 3 mois, puis standardisées avec une moyenne nulle et une variance unitaire. Le calcul de la moyenne spatiale augmente le ratio signal/bruit. Les pluies du Pacifique SW [110°-260°E, 20°N-40°S] ont été calculées de la même façon à partir des valeurs mensuelles du « Climate Prediction Centers merged Analysis of Precipitation » (CMAP) entre 1979 et 2010 (Xie et Arkin, 1996). Dans ce cas, seuls les événements post-1979 sont inclus dans les analyses composites. Les anomalies de vents dans la troposphère ont été obtenues à partir des premières réanalyses du NCEP (Kalnay *et al.*, 1996) et à partir du « 20th century Reanalyses » (Compo *et al.*, 2011) sur la période 1950-2010. Les données NCEP et CMAP ont ensuite été moyennées sur des segments glissants de 3 mois afin d'être cohérent avec les séries temporelles des anomalies de précipitations néo-calédoniennes.

[21] Cette section a été publiée en partie dans *Journal of Geophysical Rsearch - Atmospheres*. Barbero R., V. Moron (2011), Seasonal to decadal modulation of the impact of El Niño - Southern Oscillation on New Caledonia (SW Pacific) Rainfall (1950-2010), *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 116, D23111, doi:10.1029/2011JD016577.

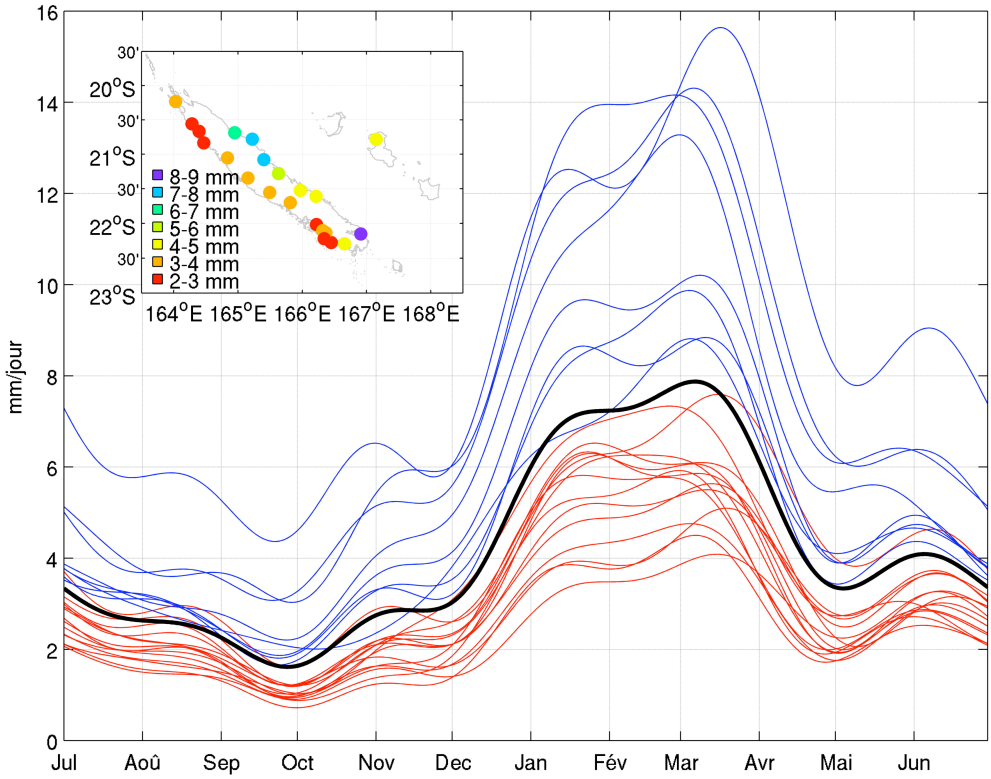


Figure 3.15 : Moyenne annuelle des précipitations (en mm/jour) des 22 stations (les courbes rouges correspondent aux stations de la côte ouest et les courbes bleues à celles de la côte est tandis que la courbe noire représente la moyenne spatiale) sur la période 1950-2010. La moyenne de chaque station correspond à la moyenne quotidienne filtrée par un filtre Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/60 de cycle par an. La carte dans le coin supérieur gauche montre la moyenne quotidienne des 22 stations.

3.4.2 La non-linéarité de la relation entre l'ENSO et les précipitations en Nouvelle-Calédonie

Nous avons vu dans la section 3.3.2 que les anomalies de précipitations dans le Pacifique SW, y compris sur la bordure orientale de l'Australie, sont très sensibles à la localisation spatiale et à la phase temporelle de la ZCPS (Vincent, 1994 ; Vincent *et al.*, 2009). Cette bande de précipitations orientée nord-ouest/sud-est tend à se décaler vers le sud-ouest durant les épisodes LNSO et en direction du nord-est durant les phases ENSO. **La Nouvelle-Calédonie, localisée au sud-ouest de l'axe de la position moyenne de la ZCPS, se positionne ainsi dans une région très sensible aux variations de position et d'intensité de la ZCPS**.

Les travaux de Wright (1977) sur les téléconnections entre les pluies tropicales et le SOI ont montré que ce dernier expliquait seulement 9% de la variabilité du cumul trimestriel des anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie entre décembre et février. Des résultats similaires obtenus plus tard par Morlière et Rébert (1985) montrent qu'entre 1950 et 1985, la Nouvelle-Calédonie a enregistré des déficits

pluviométriques de 22% en moyenne durant un événement ENSO entre avril et mai de l'année +1. Cependant, la corrélation entre l'IOA et le premier axe factoriel des précipitations mensuelles standardisées reste < 0.3. L'anomalie la plus intense se produit en novembre à la fin de la saison sèche, environ six mois après le déclenchement d'un épisode chaud. Plus récemment, Nicet et Delcroix (2000) ont montré que les phases chaudes (froides) étaient associées à des anomalies mensuelles négatives (positives) de 20 à 50% sur l'ensemble du territoire entre 1968 et 1998: la corrélation entre l'IOA et la moyenne spatiale des pluies filtrées sur 25 mois est de 0.54 et atteint 0.56 lorsque l'IOA précède les précipitations de 2-3 mois. Les auteurs attirent cependant l'attention sur un point : **les anomalies pluviométriques ne sont pas strictement proportionnelles à l'intensité d'un épisode ENSO**. Par conséquent, lorsque l'IOA est utilisé comme prédicteur des pluies, **une simple régression linéaire est capable d'estimer la phase des anomalies mais ne parvient pas à reconstruire leurs amplitudes**. La première étape consiste donc à recalculer l'intensité de la relation entre les deux signaux sur la période 1950-2010.

Les anomalies standardisées de précipitations sur chaque station sont dans un premier temps décomposées par une analyse en composantes principales (la fonction temporelle s'étend ici sur soixante et une années et les vecteurs propres couvrent les 22 stations) afin d'isoler les signaux dominants périodiques et non-périodiques. La fonction temporelle du premier axe des anomalies de cumuls mensuels filtrées sur 12 mois (65% de variance expliquée) affiche une évolution en opposition de phases avec la chronique temporelle de la première composante principale des anomalies de TSO du Pacifique tropical (Figure 3.16b). On remarque que l'empreinte de l'ENSO dans les anomalies néo-calédoniennes est bien plus faible qu'à l'échelle du bassin Pacifique (r= -0.56 et -0.3 pour les vecteurs non-filtrés). **Ceci s'explique principalement par la position géographique de l'île qui est à la limite de la zone d'influence de l'ENSO** (Nicet et Delcroix, 2000). En effet, deux zones bien distinctes de corrélation entre les anomalies de TSO et les pluies ont été identifiées précédemment: une zone équatoriale où les valeurs sont positives et une zone subtropicale orientée nord-ouest/sud-est (de 10°N à environ 30°S) où les valeurs sont négatives ; c'est à la latitude la plus au sud de ce secteur négatif que se positionne la Nouvelle-Calédonie.

Une troisième information est révélée par les composantes principales. La modulation du signal pluviométrique présente une dissymétrie inverse à celle que l'on observe à l'échelle du Pacifique tropical : l'anomalie est plus intense sur la Nouvelle-Calédonie lors des phases La-Niña alors qu'elle était plus puissante sur l'ensemble du Pacifique tropical lors des épisodes El-Niño. De même, Power *et al.* (2006) ainsi que Cai et Cowan (2009) ont trouvé que les moyennes annuelles pluviométriques en Australie répondaient de façon linéaire (non-linéaire) à l'intensité des phases froides (chaudes). En d'autres termes, **l'amplitude des phases froides est un bon indicateur des excès pluviométriques, tandis que l'amplitude d'un épisode chaud, estimé à partir d'un indice thermique classique, n'entraîne pas obligatoirement un déficit pluviométrique proportionnel**.

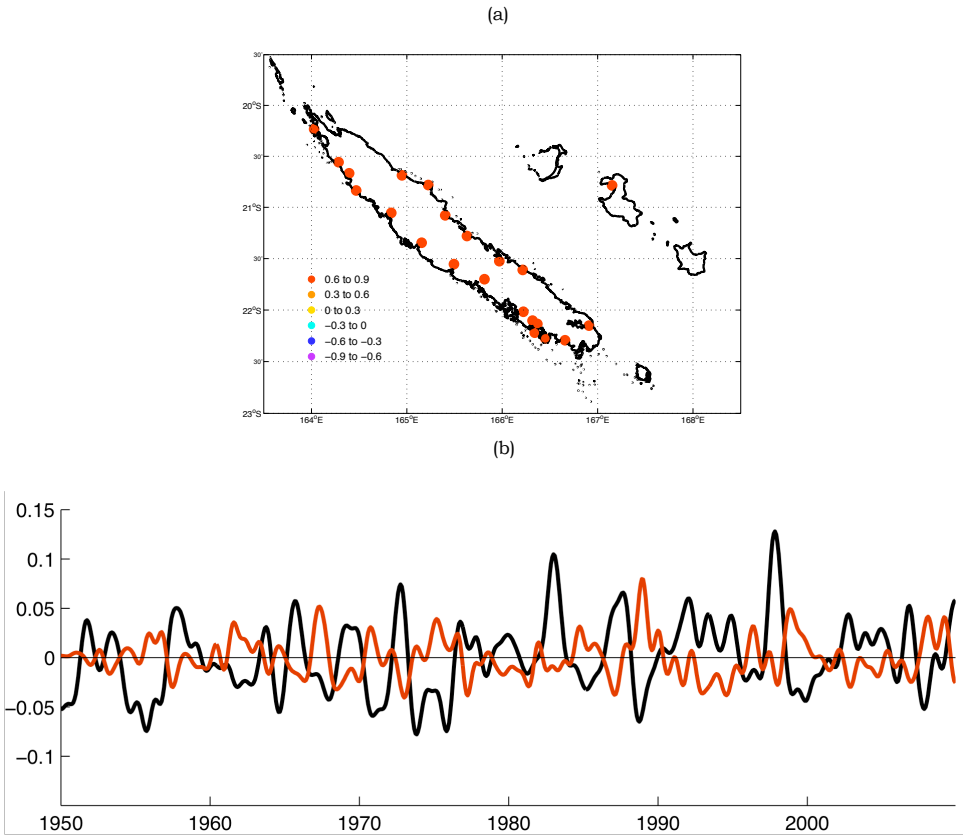


Figure 3.16 : (a) Premier vecteur propre des anomalies standardisées mensuelles de précipitations en Nouvelle-Calédonie. (b) Signatures temporelles de la première composante principale des anomalies standardisées mensuelles de TSO (20°N-40°S et 110°E-100°W) en noir et des précipitations en Nouvelle-Calédonie en rouge. Les valeurs ont été filtrées sur une période de 12 mois. La corrélation entre les deux courbes est de -0.56 et de -0.3 entre les deux vecteurs non-filtrés.

Ce résultat rejoint les conclusions de Nicet et Delcroix (1999) et Fischer *et al.* (2004). La signature spatiale du premier axe des cumuls mensuels (Figure 3.16a) montre pour toutes les stations des valeurs fortement positives sans gradient spatial marqué : le forçage de l'ENSO est donc cohérent sur l'ensemble de l'île (Leroy, 2006). La seconde composante (non montrée) explique 8% de variance et discrimine 4 stations au nord par rapport au reste du territoire et représente sans doute un signal lié à une descente de ZCPS affectant uniquement le nord de l'île (Leroy, 2006).

La seconde étape consiste à calculer l'intensité de la corrélation entre l'indice d'activité de l'ENSO le plus communément utilisé, le Niño 3.4, et les anomalies de cumuls mensuels sur chaque station. Nous avons choisi de retenir ici uniquement les anomalies brutes (non-filtrées) afin de conserver l'intégralité des variations temporelles. Le nuage de points (Figure 3.17) montre que la relation avec le Niño 3.4 est de -0.57 sur la période 1950-2010, alors qu'elle était de 0.54 avec l'IOA filtré sur 25 mois sur la période 1968-1998 (Nicet et Delcroix, 2000). La relation semble cette fois-ci plutôt linéaire et se renforce lorsque les pluies suivent l'océan de 1 à 2 mois (r = 0.59 pour un décalage de 2 mois). En revanche, la corrélation avec le Niño 1+2 (Figure 3.17) est bien plus faible et montre clairement que les anomalies positives du Niño 1+2, même les plus importantes, sont associées à des régimes de précipitations

proches de la normale. Ces simples corrélations illustrent, de façon très simple, la réponse différenciée des précipitations néo-calédoniennes aux forçages du Pacifique central et oriental.

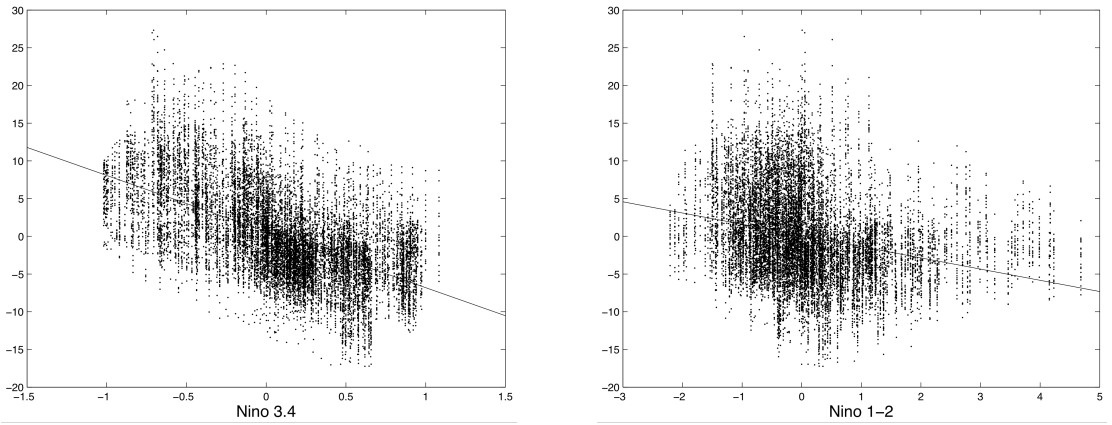


Figure 3.17 : Relations entre les anomalies de cumuls mensuels de précipitations sur les 22 stations néo-calédoniennes (en ordonnées) et les anomalies thermiques calculées dans la boîte du Niño 3.4 en abscisses (r =-0.57) (panel de gauche) et du Niño 1+2 (r = -0.25) (panel de droite). Les valeurs mensuelles du Niño 3.4 sont dupliquées dans ce cas 22 fois afin d'ajuster la taille des deux échantillons. La droite correspond à un ajustement linéaire entre les deux variables.

Rappelons que la précipitation est une des variables atmosphériques les plus difficiles à prédire. Ainsi, le modèle où les équations de transfert sont supposées linéaires (c'est à dire que les variations du prédictand sont proportionnelles aux variations du prédicteur), se trouvant insuffisant pour estimer l'intensité des anomalies de précipitations (Nicet et Delcroix, 2000), Fischer *et al.* (2004) décident ainsi d'utiliser un modèle statistique de descente d'échelle non linéaire et non-paramétrique (Multivariate Adaptive Regression Splines, MARS). Six indices de l'activité de l'ENSO sont injectés dans le modèle afin de prédire les fluctuation mensuelles du premier mode de variabilité des précipitations. La meilleure estimation est atteinte une fois de plus lorsque le prédicteur précède le prédictand de 2 à 3 mois et le modèle est capable d'expliquer cette fois-ci près de 39% (r =~0.63) de la variance du premier mode de variabilité. Le modèle MARS désigne le Niño 4 et le Niño 3 comme les indices ayant le plus de poids dans le modèle mais montre également que la réponse des pluies au forçage de ces deux indices est asymétrique et non-linéaire (Figure 3.18).

En effet, lorsque l'anomalie normalisée du Niño 3 augmente et atteint une valeur de ~0.62, la réponse des pluies dans le modèle sature (Figure 3.18). De la même façon, la corrélation du premier mode de variabilité des pluies avec le Niño 4 semble linéaire avant que ce dernier n'atteigne le seuil de ~0.9 ; valeur au-dessus de laquelle la réponse des pluies semble faiblir. En d'autres termes, **les sécheresses les plus intenses sur la Nouvelle-Calédonie se produisent lorsqu'une anomalie normalisée d'environ 0.9 (Niño 4) se combine à une anomalie de 0.62 (Niño 3)**. Cette configuration ressemble fortement à celle des épisodes ENSO centraux (CP ou Modoki) (Figure 3.8).

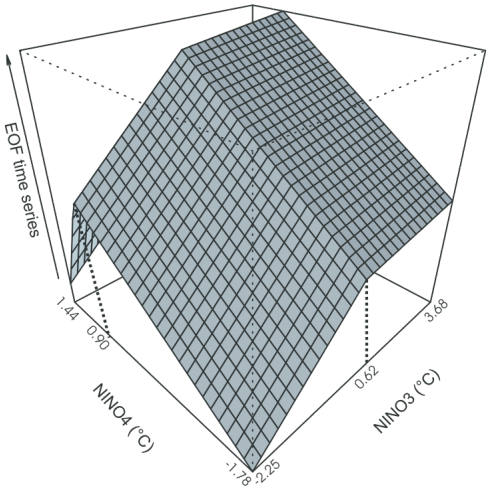


Figure 3.18 : Structure du modèle MARS. La modélisation de la première composante principale des cumuls mensuels de précipitations (*z*) est exprimée ici en fonction des indices Niño 3 et Niño 4 normalisés (tiré de Fisher *et al.*, 2004).

3.4.3 La saisonnalité de la relation entre l'ENSO et les anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie

- **L'échelle spatiale des anomalies saisonnières de précipitations en Nouvelle-Calédonie**

Afin de synthétiser la variabilité temporelle des anomalies de précipitations issues des 22 stations, nous avons utilisé l'IAS (cf. encart E.5) qui correspond ici à la moyenne spatiale des anomalies standardisées à l'échelle locale des 22 stations MF (Katz et Glantz, 1986 ; Moron *et al.*, 2007). L'IAS est très proche de la première composante principale mais la variance interannuelle du SAI (var[SAI]) permet de mesurer la cohérence spatiale en phase de la variabilité des pluies entre les 22 stations. La var[SAI] fluctue ici de 0.73 en FMA à 0.82 en SON avec une moyenne annuelle de 0.78. Notons que la var[SAI] est égale à 1 si toute les stations sont parfaitement corrélées positivement, 0.0455 (=1/22) dans le cas d'une totale indépendance des variations de chacune des 22 stations, et enfin 0 si 11 stations sont parfaitement déphasées des 11 autres (Katz et Glantz, 1986). Dans notre cas, la var[SAI] indique une fluctuation en phase de la variabilité interannuelle des anomalies de précipitations à travers la Nouvelle-Calédonie.

La figure 3.19 montre la moyenne des précipitations saisonnières dans le Pacifique SW et leurs corrélations avec l'IAS au fil des saisons sur la période 1979-2010. Les corrélations positives n'apparaissent pas forcément localisées sur la Nouvelle-Calédonie, suggérant ainsi que la base de donnée CMAP n'inclut pas les pluviomètres MF. L'échelle spatiale des anomalies de l'IAS est relativement vaste en DJF (Figure 3.19c), maximale en SON (Figure 3.19b), et très réduite en JJA (Figure 3.19a).

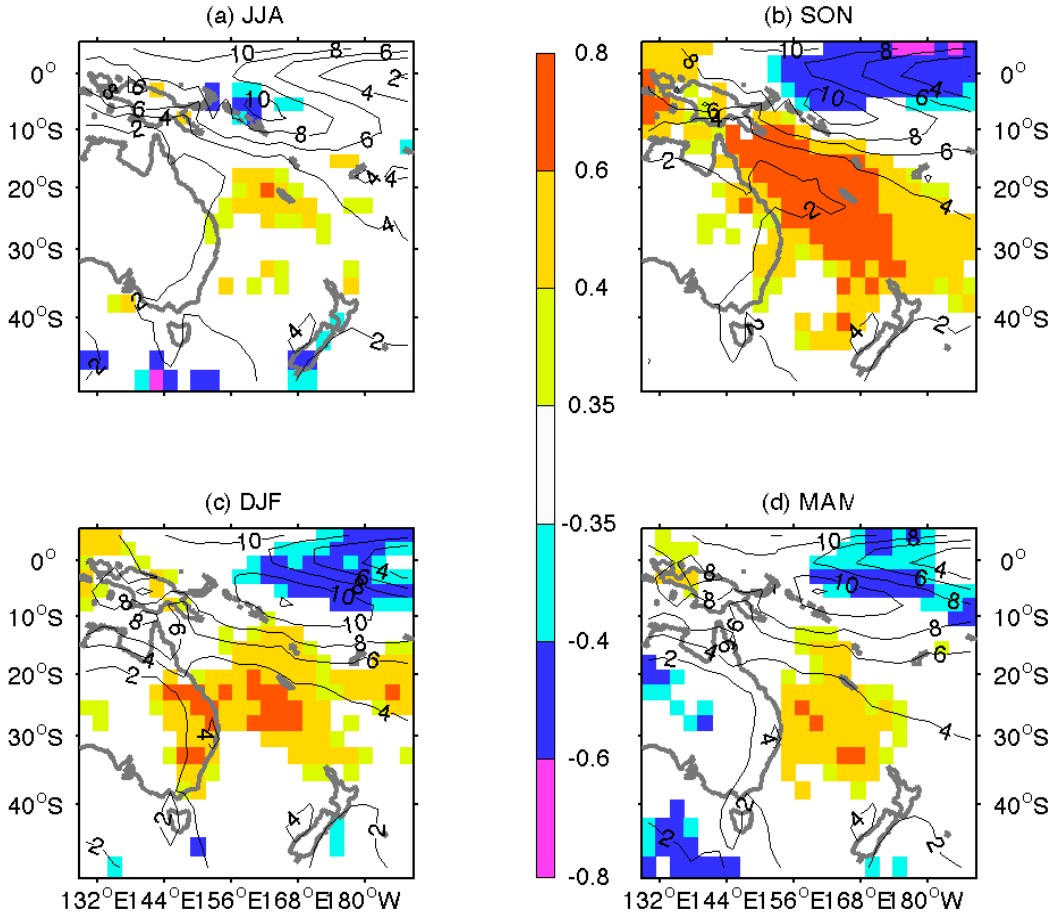


Figure 3.19 : (a) Précipitations CMAP moyennes (en mm/jour) durant la saison juin-août (JJA), (b) septembre-octobre (SON), (c) decembre-février (DJF) et (d) mars-mai (MAM) calculées sur des segments mobiles de 3 mois (contours noirs) et corrélations (couleurs) entre les anomalies standardisées CMAP et la moyenne spatiale des anomalies locales standardisées en Nouvelle-Calédonie sur la période 1979-2010 (IAS). Seules les corrélations significatives au seuil bilatéral 95% selon un test de phase aléatoire[22] (Janicot *et al.*, 1996) sont affichées.

Les corrélations positives et négatives s'étirent vers le sud-ouest, incluant la NC, ainsi qu'au nord-est de la position climatologique de la ZCPS. **Cela suggère que la Nouvelle-Calédonie reflète, au moins en partie, le décalage sud-ouest/nord-est de la ZCPS et sa possible translation avec la ZCIT dans le Pacifique central équatorial**. Cette structure est clairement établie en SON (Figure 3.19b) et s'affaiblit ensuite pour disparaître totalement en JJA (Figure 3.19a). Notons que l'échelle de variabilité la plus vaste en SON correspond au moment où la cohérence spatiale entre chaque station de la NC est la plus forte (i.e. = maximum de var[SAI]).

[22] Le principe du test de phase aléatoire est de décomposer une série X selon une transformée de Fourier puis de générer une série X_r en inversant la transformée de Fourier et en générant une phase aléatoire. La conséquence est que X et X_r ont exactement la même puissance spectrale que les séries initiales. Ce test prend ainsi en compte l'autocorrélation des deux séries.

- **Modulation saisonnière de l'impact de l'ENSO sur les précipitations en Nouvelle-Calédonie**

Aucun des travaux précédents n'a examiné la modulation saisonnière de l'impact de l'ENSO sur les précipitations en Nouvelle-Calédonie. La figure 3.20 montre la corrélation entre l'IAS et les anomalies de TSO du Pacifique tropical et illustre l'importance de la saisonnalité du forçage. En hiver austral (Figure 3.20a), les corrélations sur le centre du Pacifique sont proches de 0. **L'ENSO à donc très peu d'impact sur les pluies hivernales**. La structure spatiale de l'ENSO émerge lors du printemps austral (Figure 3.20b) avec des corrélations maximales au niveau de la ligne de changement de date ; le gradient nord-est/sud-ouest perpendiculaire à la ZCPS est alors à son paroxysme. En DJF (Figure 3.20c), la structure en fer à cheval persiste et tend à se renforcer dans le Pacifique est par rapport au trimestre précédent. Cette structure s'estompe en MAM (Figure 3.20d) lorsque l'ENSO entre dans une phase d'instabilité et bascule dans un état ou dans l'autre. **Ces résultats suggèrent que la période s'étendant de septembre à février est potentiellement la plus prévisible à partir des états thermiques de l'ENSO**.

La transition d'un état normal ou LNSO à un état ENSO reste très difficile à anticiper, car elle se produit relativement rapidement (à l'échelle de quelques mois) et peut être provoquée par des variations atmosphériques d'échelles synoptiques ou d'échelle plus longue (30-90 jours) telles que les coups de vent d'ouest, du moins si ceux-ci surviennent dans une phase favorable de l'oscillation et du cycle saisonnier. En revanche, dès lors qu'un épisode commence à se développer, **son évolution sur les mois suivants devient assez prévisible**. Drosdowsky et Chambers (2001) ont montré que la forte persistance de l'ENSO à partir de l'hiver austral jusqu'au printemps suivant permet de réaliser des prévisions saisonnières robustes sur l'est de l'Australie jusqu'à 3 mois à l'avance, voire plus.

Nous pouvons donc facilement mesurer l'influence de l'ENSO à un instant t sur le déroulement des saisons suivantes à t+n. En d'autres termes, nous pouvons observer l'évolution des anomalies de l'IAS à partir de l'état thermique de l'océan des mois précédents. L'ENSO étant déjà bien installé en JJA (le système est à ce moment dans une phase de développement et les anomalies thermiques de l'océan poursuivent leur consolidation les mois suivants), nous avons mis en corrélation les anomalies de TSO en JJA avec l'IAS en JAS, en ASO, en SON en OND, en NDJ et enfin en DJF (Figure 3.21). La morphologie de l'ENSO commence à se manifester à la fin de l'hiver entre août et septembre (Figure 3.21b) et s'intensifie en fin d'année pour atteindre son extension spatiale maximale en DJF. **L'information thermique de la surface de l'océan aux alentours du mois de juillet (JJA) nous renseigne donc davantage sur les anomalies de l'IAS en Nouvelle-Calédonie des mois à venir que sur les conditions purement synchrones**.

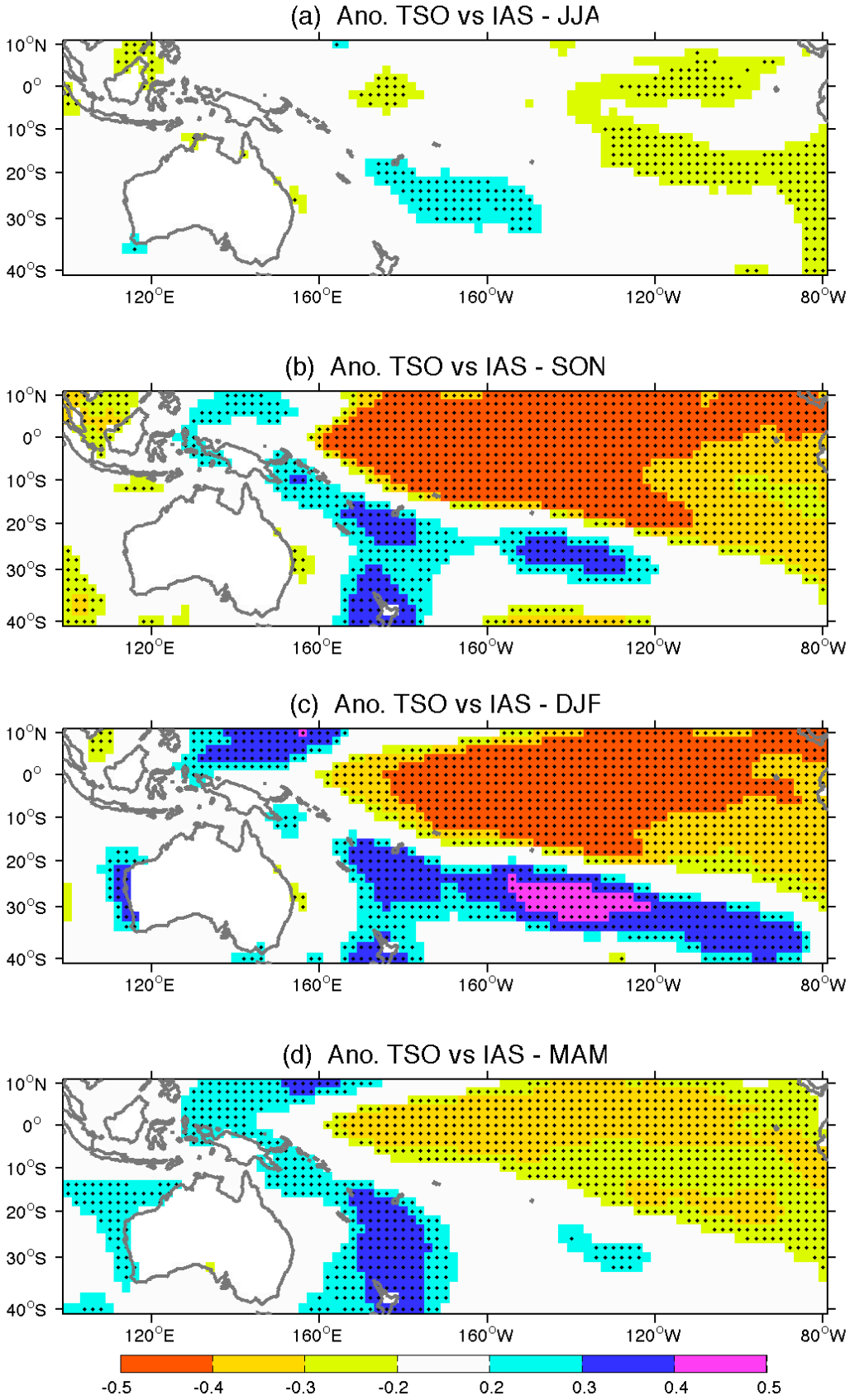


Figure 3.20 : Corrélations synchrones entre les anomalies de TSO et l'indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie. Les valeurs significatives au seuil 95% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996) sont représentées par des points noirs.

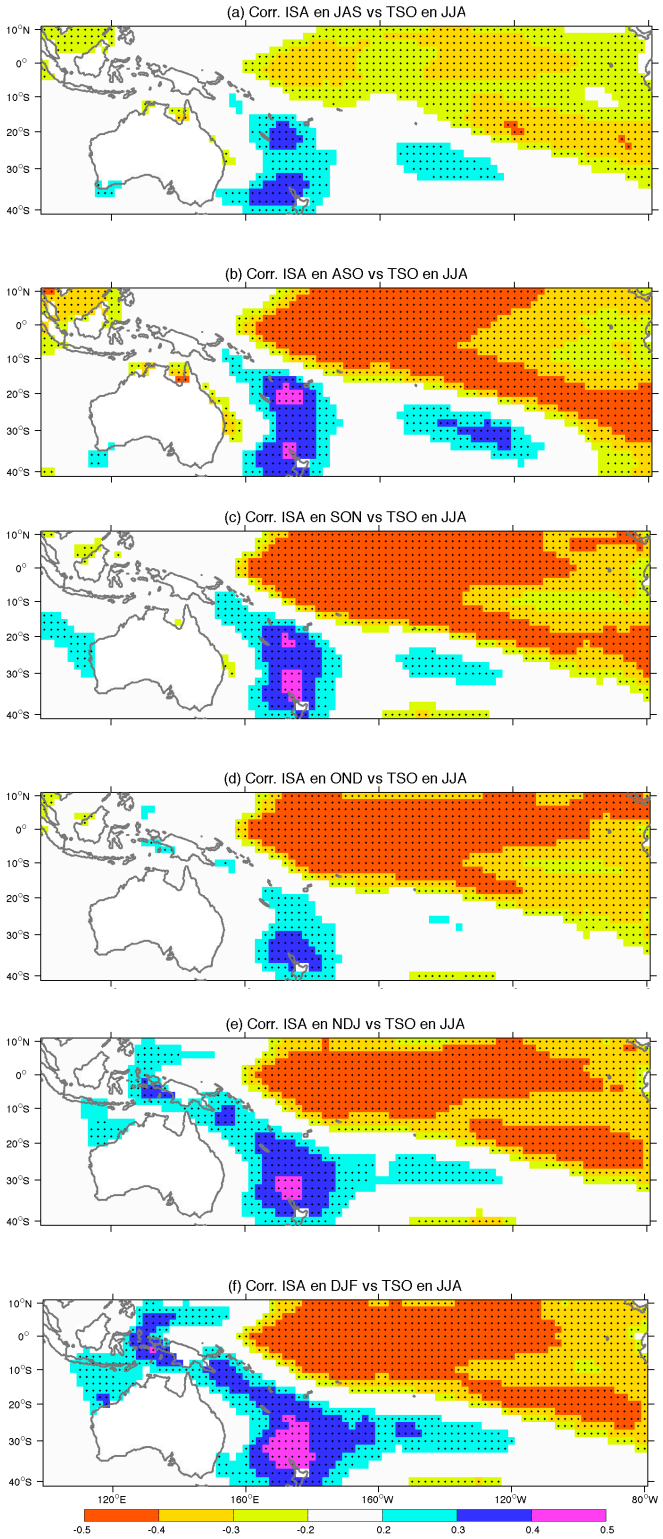


Figure 3.21 : Corrélations entre les anomalies de TSO en juin-août et l'indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie en (a) juillet-septembre, (b) août-octobre, (c) septembre-novembre, (d) octobre-décembre, (e) novembre-janvier et (f) décembre-février. Les valeurs significatives au seuil 95% selon un test de Monte-Carlo sont représentées par des points noirs.

Ces résultats montrent clairement que (i) septembre-février est la saison qui répond le mieux au forçage de l'ENSO et (ii) d'autres mécanismes « diluent » le signal de l'ENSO en hiver austral. De nombreuses études ont montré en effet que les perturbations hivernales étaient un élément fondamental de la circulation des moyennes latitudes

australes (Simmonds et Keay, 2000; Nakamura et Shimpo, 2004 ; Hoskins et Hodges, 2005) et contribuent à alimenter un pourcentage significatif des précipitations annuelles, particulièrement sur le continent australien où cette fraction peut atteindre 65% au sud (Ashok *et al.*, 2003, 2007).

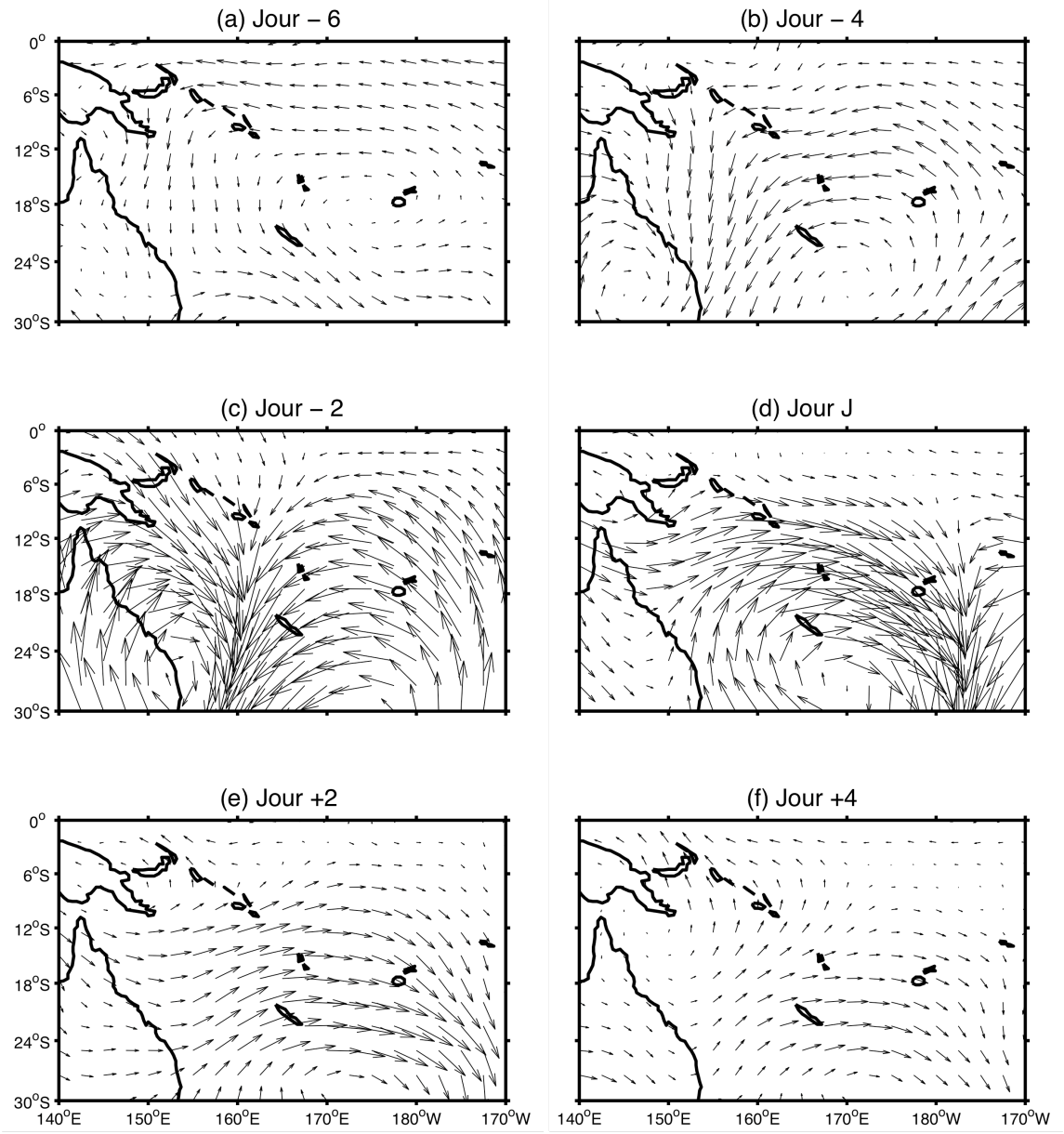


Figure 3.22 : Composites des anomalies quotidiennes du vent à 925 hPa (en m/s) calculés entre mai et août (a) à J-6, (b) J-4, (c) J-2, (d) au jour J, (e) J+2 et (f) J+4. Le jour J correspond aux jours durant lesquels au moins 75% du réseau au sol reçoit un cumul >= 1 mm/jour entre mai et août (1950-2010). Le vecteur maximal est de 3.2 m/s.

Afin de mieux comprendre les mécanismes qui « diluent » le signal de l'ENSO lors de l'hiver austral, nous avons examiné les conditions atmosphériques moyennes de larges échelles spatiales associées à des conditions humides au-dessus de la Nouvelle-Calédonie entre le mois de mai et le mois d'août. Dans ce cas, un jour est considéré comme « humide » si au moins 75% du réseau de stations au sol enregistre un cumul > 1 mm/jour (Peña *et al.*, 2002). Cette méthode simple permet de constituer un échantillon composite à l'échelle quotidienne et d'identifier le type de circulation impliquée dans les précipitations. Cet échantillon constitue près de 80% du cumul saisonnier entre mai et août. La séquence temporelle ci-dessous (Figure 3.22) montre les anomalies quotidiennes moyennes du géopotentiel et du vent à 925 hPa sur un segment de 10 jours centré sur les jours humides. On constate qu'une cellule dépressionnaire sur la côte australienne accompagnée d'un centre anticyclonique à l'est se déplacent vers l'est et atteignent leur intensité maximale le jour-j (Figure 3.22d). Cette circulation d'ouest est la signature de l'activité des perturbations extra-tropicales qui franchissent parfois les tropiques et génèrent des précipitations abondantes sur le sud et l'est de l'Australie (Ashok *et al.*, 2009).

Il est possible de relier ces jours humides à des types de circulation définis par les états cachés de Markov (cf. section 2.1.4). En effet, les états 5 et 6 expliquent respectivement 43% et 55% des jours humides entre mai et août et ressemblent fortement à la configuration spatiale du jour j de la Figure 3.22. La corrélation entre la fréquence saisonnière de l'état caché 5 (6) de mai à août et le Niño 3.4 moyenné sur la même saison est de -0.28 (-0.32). **Ces deux types de circulation ne sont donc pas totalement indépendants de l'ENSO mais la faiblesse du signal explique, de fait, l'altération de la corrélation entre les TSO tropicales et les pluies hivernales en Nouvelle-Calédonie.**

3.4.4 Corrélations entre les indices d'activité de l'ENSO et les précipitations en Nouvelle-Calédonie à l'échelle saisonnière

- **Introduction**

Au vu des premières conclusions exposées dans les sections précédentes sur les changements récents de l'évolution des épisodes ENSO et de leurs impacts sur l'Australie (e.g. Taschetto *et al.*, 2009), il convient de mettre l'accent sur la réponse des pluies néo-calédoniennes aux forçages de différents types d'ENSO, depuis l'échelle intra-annuelle (occultée jusqu'à présent par les travaux précédents) jusqu'à l'échelle multi-décennale. L'objectif est d'utiliser plusieurs indices de mesures de l'ENSO et de comparer leur impact sur l'activité des pluies. Nous nous focaliserons ensuite sur la réponse atmosphérique associée aux épisodes EP et aux épisodes CP à travers l'intégralité du Pacifique SW. Enfin, nous examinerons la modulation multi-échelle de la relation entre l'ENSO et les anomalies de pluies en Nouvelle-Calédonie à partir d'une analyse en ondelettes.

- **Les indices de l'ENSO et les précipitations saisonnières**

Les corrélations entre les indices d'activité de l'ENSO et l'IAS atteignent leur maximum d'intensité entre ASO et JFM avec un maximum centré sur octobre et novembre (Figure 3.23). **Les corrélations les plus fortes sont observées avec les indices des TSO du Pacifique central (i.e. Niño 4 et CP)**, tandis que l'indice EP est totalement décorrélé de l'IAS. Les corrélations sont également plus faibles durant l'hiver austral puisque l'IAS est alors partiellement lié à des perturbations extra-tropicales et des interactions tropicales/extra-tropicales qui ne sont que très faiblement pilotées par l'ENSO (Figure 3.22).

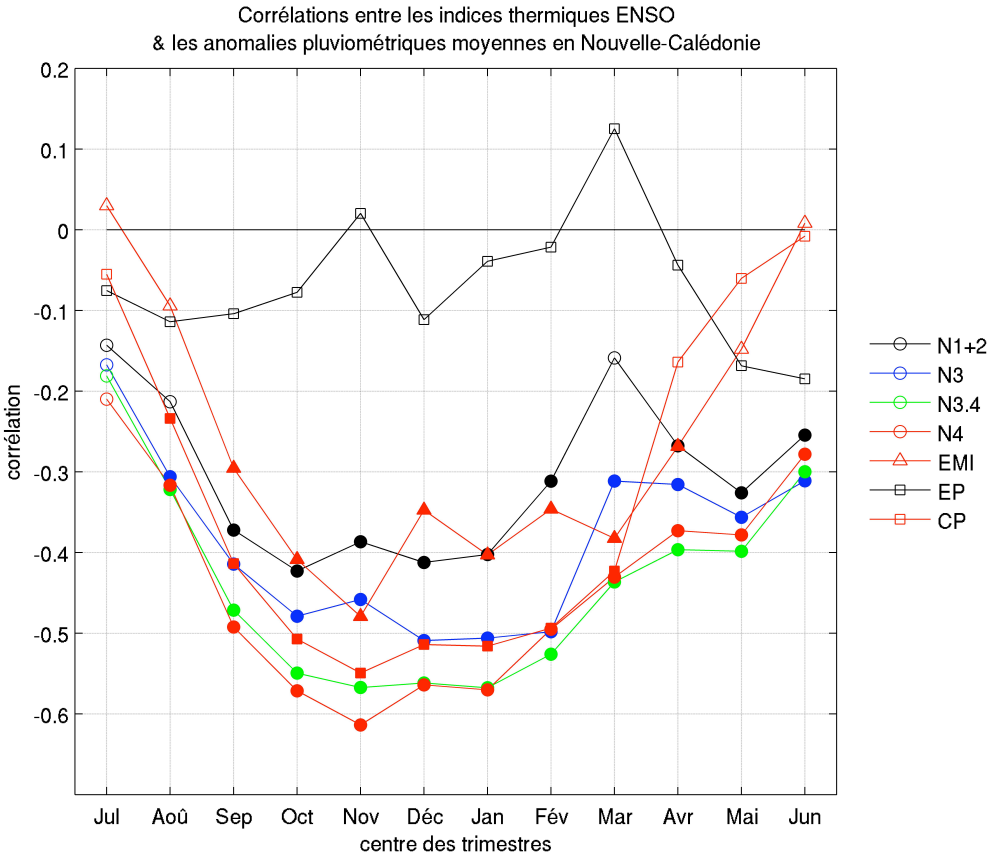


Figure 3.23 : Corrélations entre l'indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie calculé sur des segments glissants de 3 mois et divers indices de l'activité de l'ENSO (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, CP, EP et EMI) sur la période 1950-2010. Les corrélations significatives au seuil bilatéral 95% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996) sont représentées par des symboles remplis. Le calcul des indices ENSO est décrit dans la partie 1.

Les analyses composites des prochaines sections sont donc calculées à partir de la saison SON qui coïncide (i) avec le milieu et la fin de la saison sèche, (ii) avec phase de développement de l'ENSO, et (iii) au moment où les anomalies pluviométriques locales sont les plus cohérentes sur l'ensemble du territoire (Figure 3.19b). Il s'agit également de la saison durant laquelle se produit la fréquence maximale des feux (cf. section 2.2.2).

3.4.5 L'impact des épisodes ENSO EP et CP sur les précipitations en Nouvelle-Calédonie et dans le Pacifique SW

Les tables 3.1 & 3.2 montrent les moyennes de l'IAS en Nouvelle-Calédonie en SON calculées sur des échantillons composites associées aux percentiles 15, 20, 25, 33 et 33% inférieurs (e.g. phases froides) et supérieurs (e.g. phases chaudes) des séries temporelles du Niño 4, EP, CP, EMI et Niño 3. L'utilisation de plusieurs seuils permet d'éviter de travailler uniquement sur des échantillons *ad-hoc* et de mesurer la stabilité de nos résultats. Les anomalies de l'IAS (table 3.1 & 3.2) sont cohérentes avec les corrélations négatives de la Figure 3.23. Notons cependant que l'intensité de l'IAS n'augmente pas nécessairement avec l'amplitude des épisodes froids et des épisodes chauds, excepté les anomalies associées au Niño 4. Ces résultats confirment que les épisodes EP sont systématiquement indépendants de l'IAS, tandis que les épisodes centraux définis par CP ou Niño 4 induisent systématiquement des anomalies négatives significatives sur la Nouvelle-Calédonie (Table 3.1). Les anomalies négatives associées aux épisodes chauds basés sur le Niño 3 et l'EMI (percentiles 25% et 33%) sont significatives au seuil bilatéral 95% mais les épisodes définis par l'EMI au seuil 20% n'atteignent pas ce niveau de significativité.

	Niño 3	**EMI**	**EP**	**CP**	**Niño 4**
33%	-0.52*	-0.40*	0.15	-0.53*	-0.49*
30%	-0.51*	-0.37*	0.18	-0.60*	-0.56*
25%	-0.48*	-0.34*	-0.09	-0.61*	-0.57*
20%	-0.39*	-0.36	-0.03	-0.50*	-0.66*
15%	-0.31	-0.39*	0.12	-0.47*	-0.68*

Table 3.1 : Indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie en septembre-novembre (SON) calculé à partir des indices Niño 3, EMI, EP, CP et Niño 4 en utilisant les percentiles supérieurs 15, 20, 25, 30 et 33% (e.g. phases chaudes de l'ENSO). Les astérisques indiquent les anomalies significatives au seuil bilatéral 95% selon un test en T de Student par rapport à la climatologie 1950-2010.

Ce résultat suggère que (i) l'impact de l'ENSO est mieux détecté avec des indices décrivant l'activité du Pacifique central tels que le Niño 4 ou CP et (ii) la distinction entre l'impact lié aux épisodes classiques et l'impact lié aux épisodes centraux est plus ambigu à partir du Niño 3 et de l'EMI.

	Niño 3	**EMI**	**EP**	**CP**	**Niño 4**
33%	0.72*	0.59*	0.18	0.68*	0.53*
30%	0.66*	0.67*	0.26	0.78*	0.63*
25%	0.56*	0.81*	0.27	0.75*	0.70*
20%	0.69*	0.62*	0.51	0.76*	0.75*
15%	0.70*	0.49*	0.43*	0.54*	0.76*

Table 3.2 : Indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie en septembre-novembre (SON) calculées à partir des indices Niño 3, EMI, EP, CP et Niño 4 en utilisant les percentiles inférieurs 15, 20, 25, 30 et 33% (e.g. phases froides de l'ENSO). Les astérisques indiquent les anomalies significatives au seuil bilatéral 95% selon un test en T de Student par rapport à la climatologie 1950-2010.

Nous avons ensuite associé les anomalies standardisées de précipitations et de vents à 850 hPa à l'échelle du Pacifique SW avec les épisodes chauds définis par le percentile 15% supérieur (e.g. phases chaude de l'ENSO) de l'indice CP (i.e. 1963, 1965, 1977, 1986, 1987, 1990, 1991, 1994 et 2009) et ceux définis par l'indice EP (i.e. 1951, 1965, 1972, 1976, 1982, 1983, 1997, 1998 et 2008) durant la saison SON (Figure 3.24a,b). Seule une année (1965) apparaît dans les deux échantillons composés de 9 événements chacun. Notons que les années 1963, 1983 et 1991 furent sous l'impact des plus grosses éruptions volcaniques du 20ème siècle (Agung en 1963, El Chichon en 1982 et le Pinatubo en 1991). Les anomalies de précipitations et de vents ont été recalculées en retirant ces années et les résultats obtenus sont similaires (non montré). Les éruptions volcaniques majeures n'affectent donc pas nos conclusions. Durant les épisodes EP chauds (Figure 3.24a), des anomalies significatives de vents d'est à 850 hPa le long de l'équateur sont associées à des anomalies de précipitations prenant la forme caractéristique de l'ENSO en fer à cheval. Des anomalies positives de précipitations émergent dans le Pacifique équatorial est et des anomalies négatives atteignent leur maximum d'amplitude (i) dans le Pacifique central au sud de 20°S à l'est de la ligne de changement de date et (ii) dans la totalité du Pacifique tropical au nord de 5°N. La NC est localisée au sud-ouest de la bande d'anomalies négatives de précipitations orientée nord-ouest/sud-est et n'est donc pas affectée par ces épisodes. Durant les épisodes CP chauds (Figure 3.24c), les anomalies de précipitations sont quasiment en quadrature avec les anomalies des épisodes EP. Les anomalies positives de précipitations se décalent alors vers le Pacifique équatorial ouest entre 155°E et 170°W, et des anomalies négatives significatives occupent à présent le Pacifique SW entre la Nouvelle-Calédonie et la côte est australienne (Figure 3.24c). A l'échelle locale, les anomalies de pluies en SON sont proches de la normale durant les épisodes EP chauds (incluant les deux épisodes les plus puissants du siècle) et significativement négatives sur les 22 stations MF durant les épisodes CP chauds (non-montré).

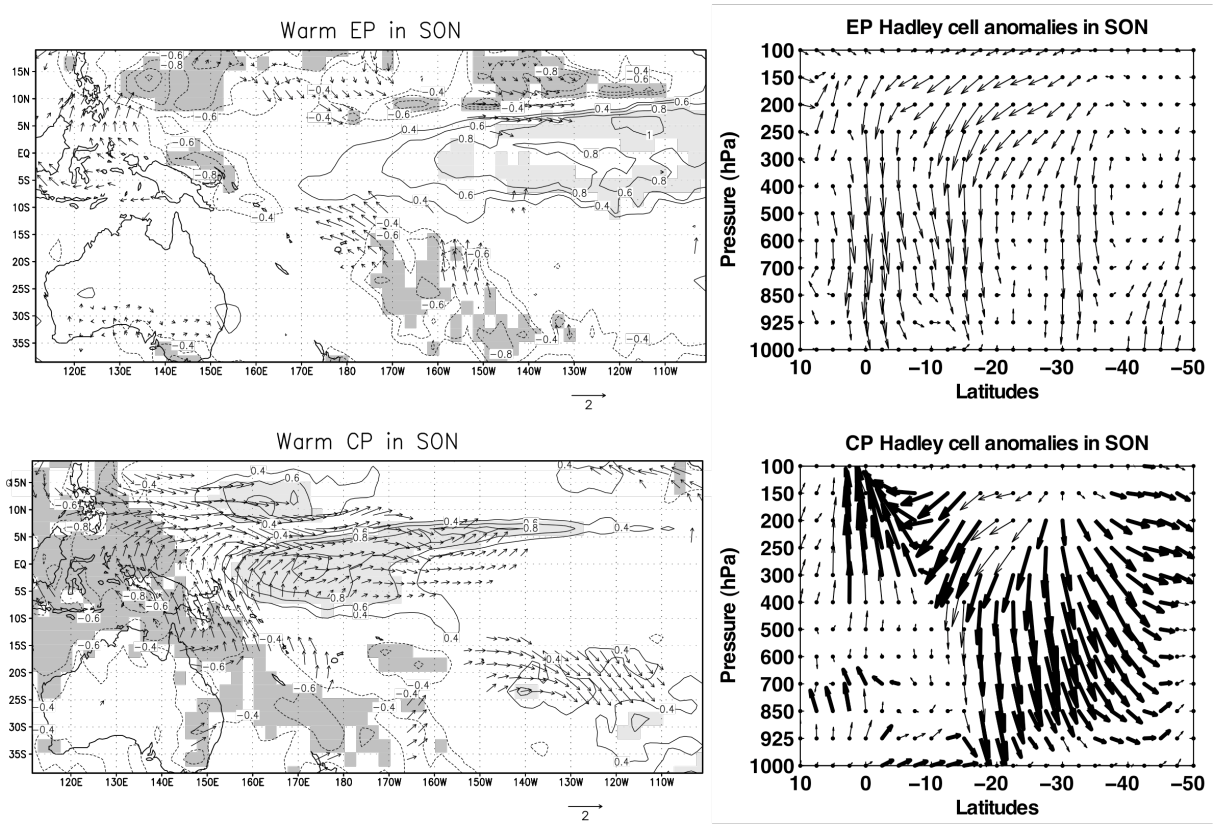


Figure 3.24 : Composites des anomalies standardisées de pluies et de vent à 850 hPa (seuls les vecteurs dont la composante méridienne ou zonale est significative au seuil 95% sont représentés) en SON par rapport à la moyenne 1950-2010 sur le Pacifique SW durant (panel du haut) les épisodes définis par le percentile supérieur 15% de l'indice EP (i.e. 1951, 1965, 1972, 1976, 1982, 1983, 1997, 1998 and 2008) et (panel du bas) les épisodes définis par le percentile supérieur 15% de l'indice CP (i.e. 1963, 1965, 1977, 1986, 1987, 1990, 1991, 1994 and 2009) sur la période 1950-2010 pour les vents NCEP et 1979-2010 pour les pluies CMAP. Les points de grille en gris foncé (clair) montrent les anomalies significatives négatives (positives) au seuil 95% selon un test en T de Student. Les anomalies de la circulation de Hadley par rapport à la climatologie 1950-2010 durant les épisodes EP (en haut à droite) et CP (en bas à droite) en SON sont représentées par des vecteurs calculés à partir des anomalies de la force méridienne (composante horizontale, unité en $m\,s^{-1}$) et les anomalies de la composante verticale (pondérée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 160° et 170°E. La vitesse maximale des vecteurs est de 2.83 $m\,s^{-1}$. Les vecteurs dont la composante horizontale ou verticale est significative au seuil 95% selon un test en T de Student sont affichés en gras.

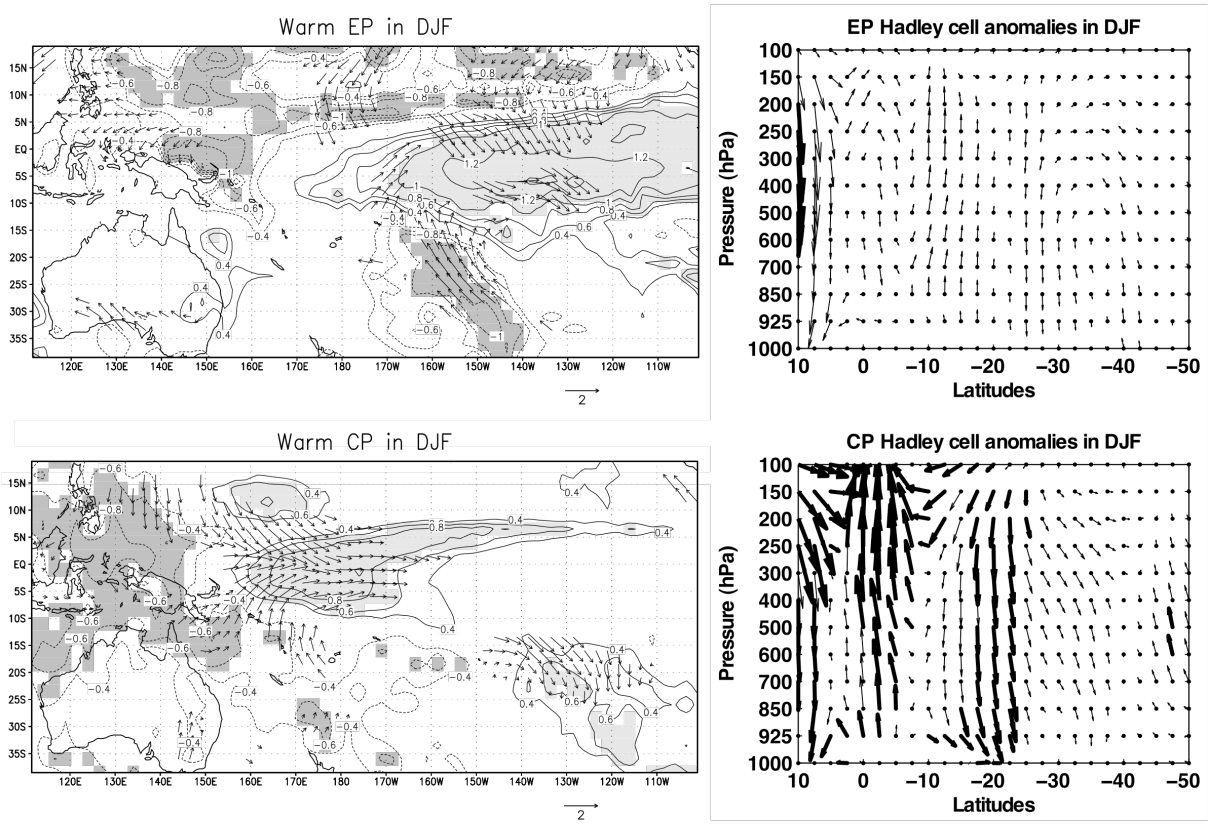


Figure 3.25 : Idem que la figure 3.24 pour la saison DJF.

Nous avons ensuite décomposé la circulation atmosphérique dans le sens méridien en fonction des composites précédents. On aperçoit ainsi clairement que la circulation de Hadley sur les longitudes néo-calédoniennes est fortement modifiée durant les épisodes CP (Figure 3.24d) par rapport aux épisodes EP (Figure 3.24b) avec une anomalie d'ascendance à proximité de l'équateur accompagnée d'un maximum dans les hautes couches de la troposphère en relation avec le dégagement de chaleur latente associé aux anomalies positives de précipitations aux alentours de 180°E. L'anomalie de subsidence dans l'hémisphère austral est faible et confinée entre l'équateur et 10°S durant les phases EP (Figure 3.24b), tandis qu'elle se renforce clairement et s'étire jusqu'à 35°S, recouvrant ainsi la Nouvelle-Calédonie, durant les épisodes CP (Figure 3.24d). Nous obtenons les mêmes résultats lorsque les composites sont calculés à partir du fichier « 20th century Reanalysis dataset » (Compo *et al.*, 2011). Nos échantillons ne semblent donc pas affectés par la discontinuité des données NCEP située en 1979.

Les anomalies de pluies et de vents ont aussi été calculées pour les mêmes années sur 12 trimestres glissants entre JJA et MAM de l'année +1. Durant les épisodes CP chauds (Figure 3.25c), la structure spatiale des anomalies (Figure 3.24a,c) commence à émerger aux alentours de JAS (non-montré) et persiste durant la saison DJF (Figure 3.25a,c). Les fortes anomalies de précipitations à proximité de l'équateur sont toujours associées en DJF avec une anomalie d'ascendance dans toute la troposphère (Figure 3.25d), tandis que les anomalies de pluies sur le Pacifique SW sont désormais plus

faibles qu'en SON et se décalent légèrement vers le nord-est. Cette structure disparaît en MAM (non-montré) de l'année suivante pour les deux types d'événements.

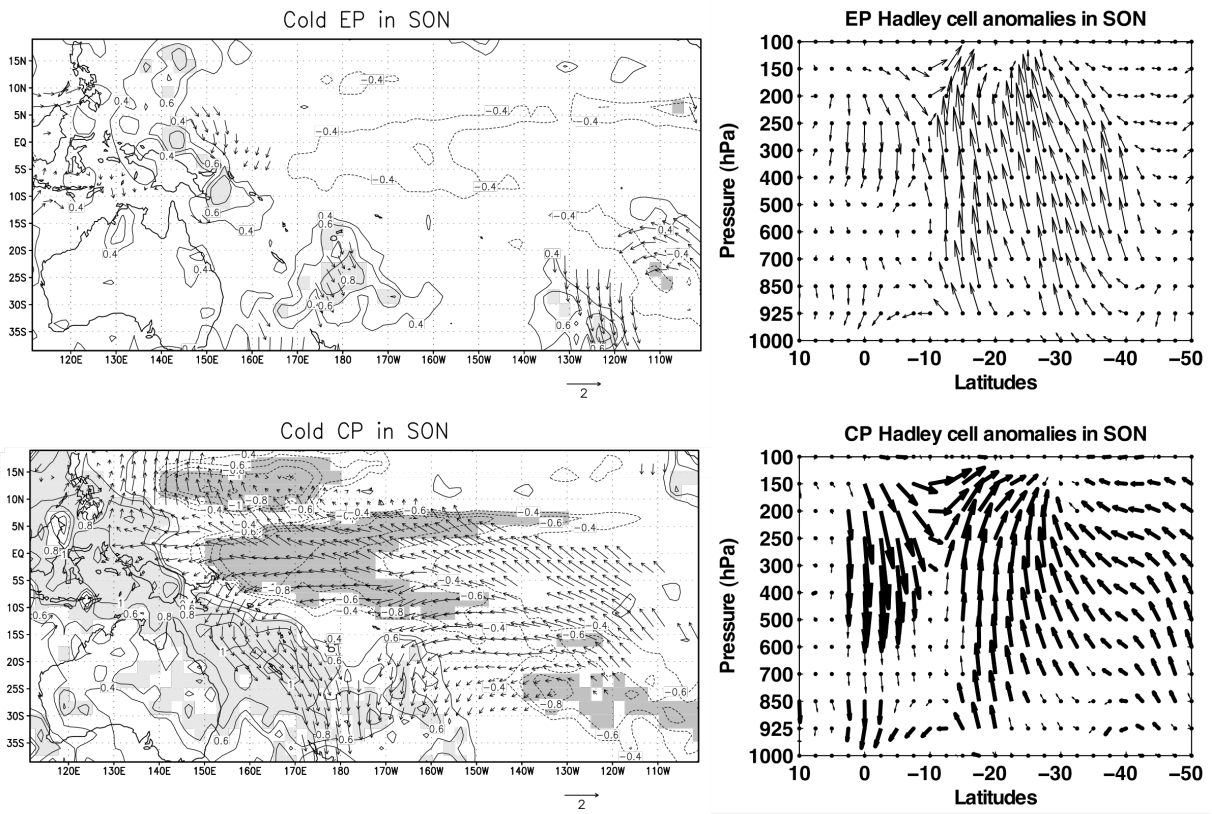


Figure 3.26 : Idem que la figure 3.24 durant les épisodes définis par le percentile 15% inférieur de l'indice EP (i.e. 1955, 1956, 1966, 1967, 1990, 1996, 2001, 2005 and 2007) et CP (i.e. 1955, 1964, 1971, 1973, 1975, 1983, 1988 and 1998, 1999).

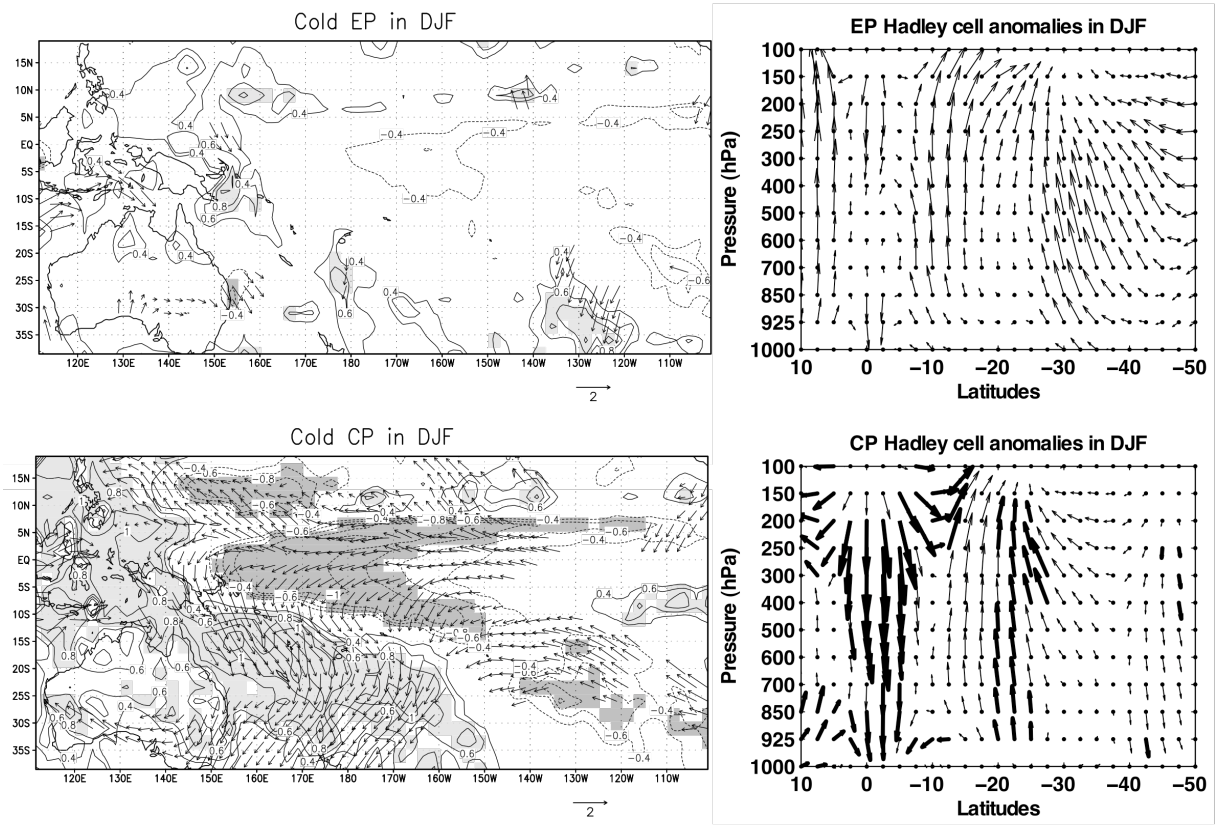


Figure 3.27 : Idem que la figure 3.26 pour la saison DJF.

Les mêmes composites ont été calculées pour les épisodes froids de l'ENSO à partir de l'indice CP (i.e. 1955, 1964, 1971, 1973, 1975, 1983, 1988, 1998 and 1999) et de l'indice EP (i.e. 1955, 1956, 1966, 1967, 1990, 1996, 2001, 2005 and 2007) en SON (Figure 3.26) et en DJF (Figure 3.27). Encore une fois, seul un épisode (1955) se trouve dans les deux échantillons. La géographie des anomalies durant les épisodes CP est la même qu'en EP aussi bien en SON (Figure 3.26) qu'en DJF (Figure 3.27), mais l'intensité des anomalies est cette fois bien plus forte durant les épisodes CP. La figure 3.26 montre une ascendance faible mais significative au-dessus de la Nouvelle-Calédonie durant les épisodes EP froids (Figure 3.26b) accompagnée de très faibles anomalies positives de précipitations au sud-est de la Nouvelle-Calédonie (Figure 3.26a) en SON.

Les épisodes CP froids (Figure 3.26c) exhibent en revanche de fortes anomalies négatives sur le Pacifique central et de fortes anomalies positives entre l'Indonésie et le Pacifique SW, incluant la Nouvelle-Calédonie. Cette structure est associée à des vents d'est plus forts que la normale et de puissantes anomalies de nord à nord-ouest qui se traduisent par une anomalie d'advection d'humidité et un décalage vers le sud de la ZCPS. Les anomalies de vents (Figure 3.26c) sont donc ici inversées par rapport aux épisodes chauds CP (Figure 3.24c) et une anomalie d'ascendance prend place alors au-dessus des latitudes néo-calédoniennes (Figure 3.26d). **En valeur absolue, la circulation méridienne est renforcée (affaiblie) lors des événements CP chauds (CP froids)** sur les longitudes néo-calédoniennes ce qui implique que la redistribution

méridienne d'énergie depuis l'équateur est atténuée (renforcée) lors des CP froids (CP chauds). Ce schéma persiste en DJF avec des anomalies pluviométriques négatives dans le Pacifique SW qui s'étirent vers le sud-est durant les épisodes CP froids (Figure 3.27). Les anomalies atmosphériques durant les épisodes EP sont également plus faibles (Figure 3.26a,b) comme pour la saison SON. **En résumé, les anomalies atmosphériques observées durant les épisodes CP sont quasiment inversées entre une phase froide et une phase chaude, et l'amplitude des anomalies est bien plus forte sur le Pacifique SW durant les phases froides**. **A l'inverse, les épisodes EP chauds génèrent des anomalies plus fortes que les épisodes EP froids**.

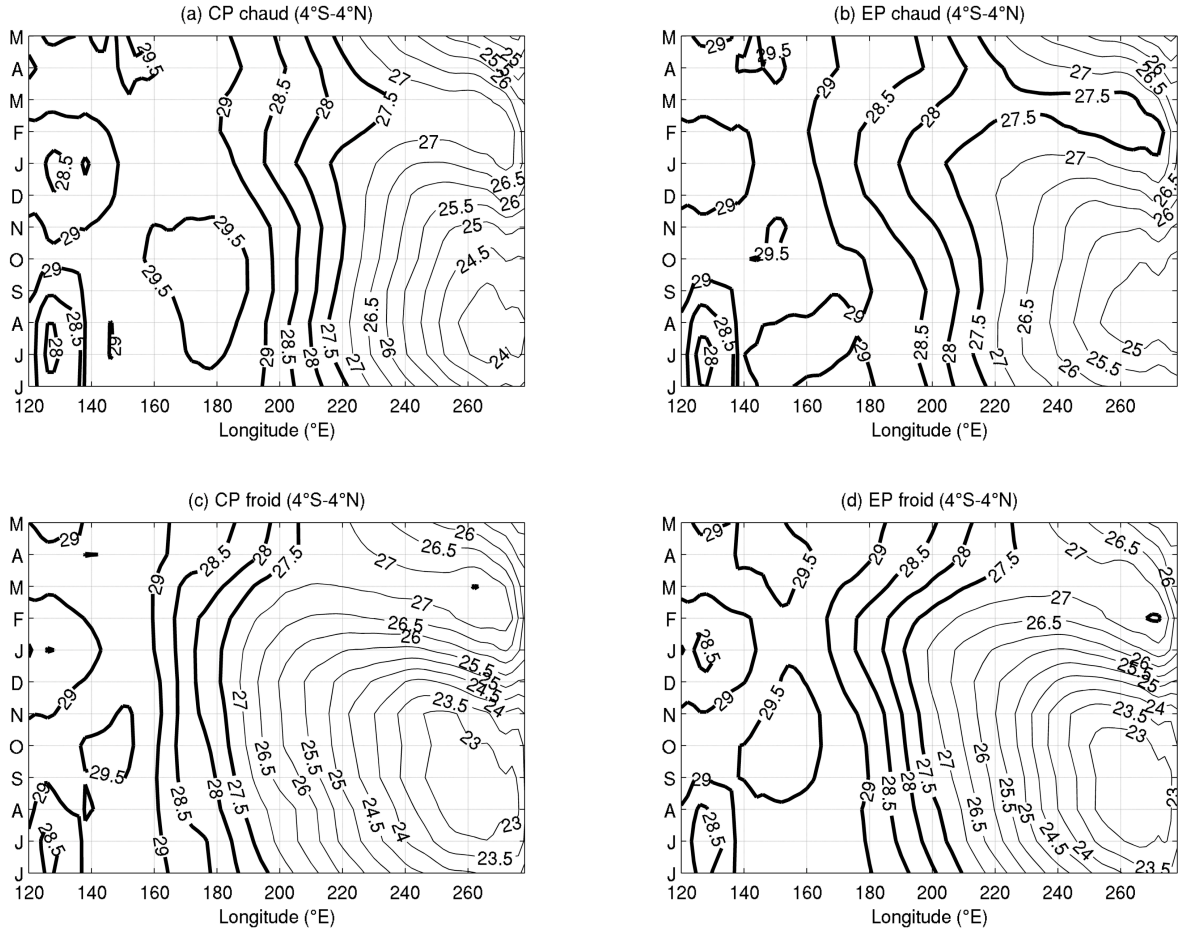


Figure 3.28 : Diagrammes temps-longitudes montrant l'évolution des TSO brutes moyennées entre 4°S et 4°N durant (a) les épisodes CP chauds, (b) EP chauds, (c) CP froids et (d) EP froids définis à partir du trimestre septembre-novembre.

Le fait que nous trouvions (i) une relative similarité entre les événements CP froids et EP froids et (ii) une forte différence entre les événements CP chauds et EP chauds peut être lié tout simplement à l'évolution saisonnière des épisodes CP et EP eux-mêmes. La figure 3.28 montre les variations temporelles (entre juin et mai de l'année +1) et longitudinales des TSO brutes moyennées entre 4°S et 4°N pour les épisodes EP et CP. Les événements CP chauds (Figure 3.28a) présentent un fort dipôle zonal en SON avec

des TSO proches de 29.5°C à proximité de la ligne de changement de date (Figure 3.29), favorisant la convection profonde équatoriale et renforçant par conséquent la branche subsidente méridionale au niveau de la Nouvelle-Calédonie. Ce dipôle zonal faiblit brutalement en JFM de l'année +1.

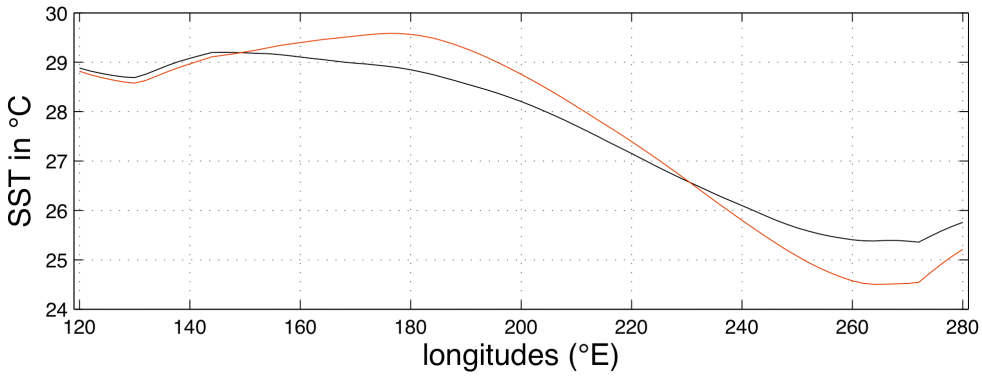


Figure 3.29 : Températures de surface océanique moyennées entre 4°S et 4°N le long de l'équateur en SON durant les épisodes EP (courbe noire) et CP (courbe rouge).

Ce phénomène s'explique (i) par la propagation des anomalies de TSO vers l'est et (ii) par la remontée saisonnière de la thermocline à l'ouest et de son plongeon à l'est. **La superposition de ces deux signaux explique ainsi l'affaiblissement du gradient de TSO à la fin du mois de décembre**. Les phases EP chaudes (Figure 3.28b) sont ainsi associées à une propagation des anomalies de TSO vers l'est et à un affaiblissement du gradient zonal. Durant les épisodes froids (Figure 3.28c,d) (i.e., accentuation des conditions normales), le gradient zonal est évidemment plus fort que durant les épisodes CP chauds (Figure 3.28a) sans grande différence toutefois entre les événements EP et CP. La figure 3.30 permet de détailler la saisonnalité du gradient zonal le long de l'équateur durant chaque événement. On constate que l'écart entre le gradient des CP chauds et celui des EP chauds est maximal en septembre et s'affaiblit après décembre alors que l'évolution saisonnière du gradient lui-même semble identique lors des épisodes EP et CP froids.

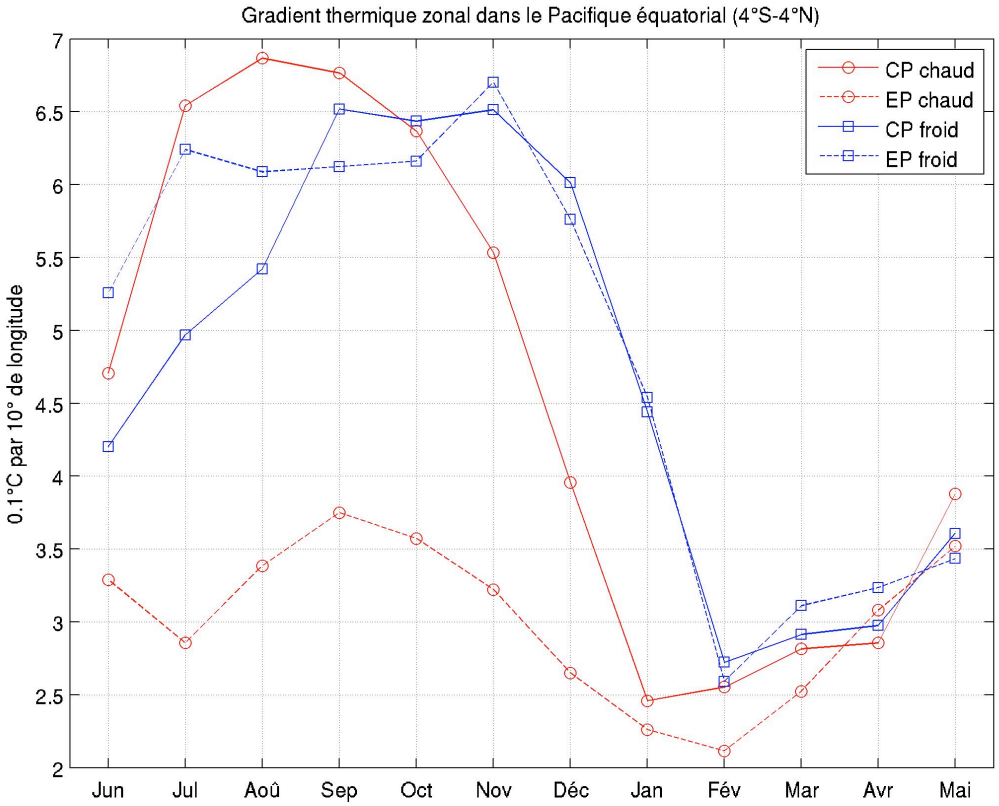


Figure 3.30 : Gradient zonal (exprimé en 1/10ème °C tous les 10° de longitudes) le long du Pacifique équatorial (dans la boîte 119°E-279°E) pour les épisodes CP-EP chauds-froids. Le gradient zonal est calculé à partir de la différence entre le maximum et le minimum de TSO (moyennées entre en 4°N et 4°S) divisée par leur distance longitudinale. Ces composites sont définis à partir du trimestre septembre-novembre.

3.4.6 Les prévisions saisonnières

Il s'agit à présent d'analyser le potentiel de prévisibilité des anomalies des cumuls saisonniers pluviométriques à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie, sur des échéances de plusieurs mois. Récemment, Leroy (2006) a montré que les réseaux de neurones ne parvenaient pas à surpasser les méthodes linéaires dans la prévision des cumuls trimestriels de pluies en NC avec une échéance de 1 à 6 mois. Ces réseaux semblent souffrir de problèmes de robustesse et mettent peu à profit leur capacité à modéliser les phénomènes non-linéaires dans les prévisions déterministes. La performance des prédictions des précipitations basées sur des équations non-linéaires n'apporte en définitive aucun gain significatif par rapport à des méthodes classiques fondées sur la régression linéaire. De même, l'application de techniques non-linéaires, comme celles des analogues, n'a montré aucun profit exploitable ou significatif face aux méthodes linéaires classiques (Leroy, 2006).

Nous utiliserons ici uniquement deux méthodes purement linéaires et facilement interprétables. L'objectif est de prédire la moyenne spatiale des anomalies

standardisées de précipitations (IAS) en Nouvelle-Calédonie (= prédictand) via un Modèle Linéaire Généralisé (MLG)[23] à partir de l'indice Niño 4 (= prédicteur) lié au prédictand de façon linéaire. Les cumuls observés sur chaque station seront ensuite estimés à partir d'une analyse en corrélation canonique (ACC) étendue à l'ensemble des TSO du Pacifique tropical ainsi qu'à l'ensemble des 22 stations néo-calédoniennes, et ce à plusieurs échéances. Toutes les prédictions sont effectuées en validation croisée (cf. encart E.2). Les résultats seront ensuite comparés et analysés.

- **Le Modèle Linéaire Généralisé**

La figure 3.31 montre que le signe et l'amplitude des anomalies de l'IAS sont correctement simulés en SON et DJF tandis que le Niño 4 n'explique que très peu de variance en MAM et en JJA. L'échéance à moyen terme, entre 1 et 6 mois, n'altère guère les résultats : la corrélation se dégrade légèrement avec le délai pour les saisons cibles DJF, MAM et JJA tandis qu'elle tend à se consolider en SON jusqu'à une échéance de 3 mois.

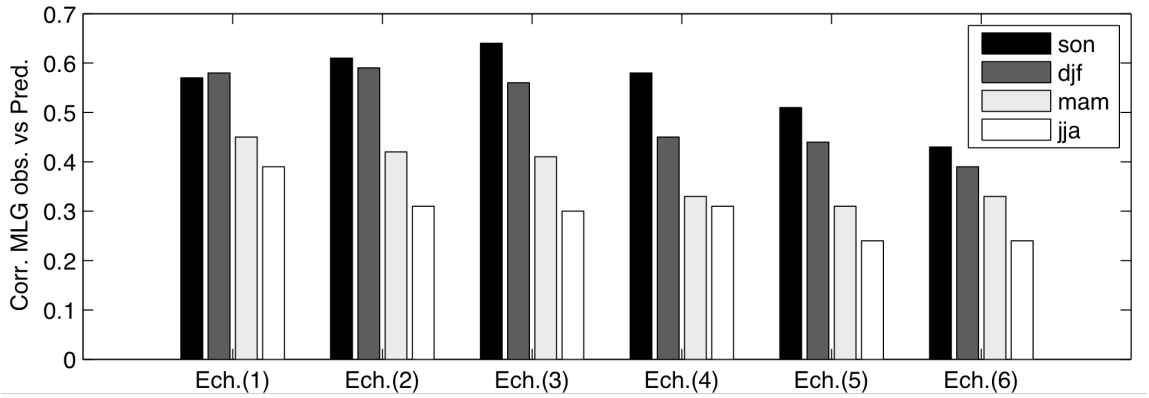


Figure 3.31 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur un Modèle Linéaire Généralisé dont le prédicteur est le Niño 4) de l'indice d'anomalies standardisées (IAS) des précipitations néo-calédoniennes en fonction de l'échéance (1950-2010). Ech. (1) signifie que le Niño 4 précède l'indice IAS d'un mois. Par exemple, les prévisions de l'IAS en SON sont réalisées à partir du Niño 4 en Août.

[23] Le modèle linéaire généralisé (MLG) permet d'étudier la liaison entre une variable dépendante *Y* (le prédictand) et une ou plusieurs variables explicatives (les prédicteurs) *X*1, *X*2,....,*X*i. Les variables explicatives déterminent la composante principale sous forme de combinaisons linéaires. La relation fonctionnelle entre la combinaison linéaire des prédicteurs et le prédictand doit être déterminée à l'entrée du modèle. Elle permet de spécifier la façon dont le prédicteur linéaire (construit à partir des variables explicatives) est relié au prédictand (le lien peut être basé sur des logarithmes, des puissances etc). L'étude du lien entre prédicteur et prédictand passe donc par le choix d'une méthode statistique adaptée à la nature de leurs relations. L'algorithme du MLG permet ensuite de linéariser cette relation et de construire un modèle adapté à chaque situation. Les valeurs à prédire sont ensuite estimées en validation-croisée.

La procédure a été répétée pour les 12 trimestres glissants de l'année avec une échéance de 1 à 3 saisons (Figure 3.32) Dans ce cas, la prévision de l'IAS en SON est faîte à partir du Niño 4 en JJA. L'extension du délai entraîne logiquement la dégradation de la corrélation pour chacune des saisons cibles mais il semble que les prédictions restent de bonne qualité pour SON et DJF avec une échéance de 2 saisons. Notons que la détérioration de la prédiction en NDJ est quasiment négligeable en remontant jusqu'à deux saisons puis s'effondre totalement avec une saison supplémentaire.

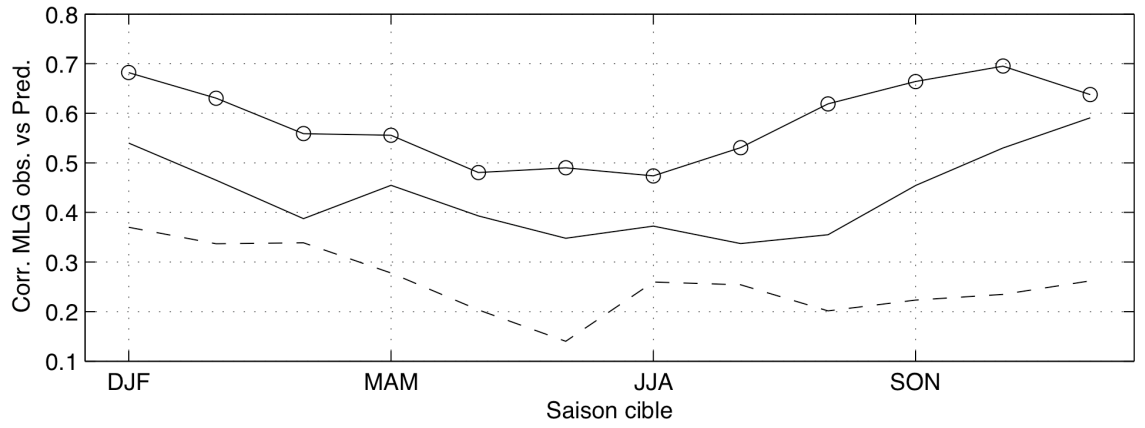


Figure 3.32 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur un Modèle Linéaire Généralisé dont le prédicteur est le Niño 4) de l'indice d'anomalies standardisées (IAS) des précipitations néo-calédoniennes avec 1 saison (courbe noire avec cercles), 2 saisons (courbe noire simple) et 3 saisons (tirets noirs) d'échéance (1950-2010).

E.9. L'analyse en corrélation canonique (ACC)

La technique de l'Analyse en Corrélation Canonique (ACC) est une généralisation des analyses factorielles qui fut introduite par Hotelling (1935) et reçut une attention particulière de la part des prévisionnistes (Glahn, 1968). L'algorithme de l'ACC consiste à diagonaliser la matrice de covariance d'un champ de prédicteur avec un champ de prédictand durant une période dite d'apprentissage (Barnston, 1994 ; Barnston et Smith, 1996). On détermine dans chaque champ une nouvelle variable qui est une combinaison linéaire des variables initiales et qui est appelée première variable canonique. Les deux variables canoniques sont construites de telle sorte que leur coefficient de corrélation, appelé coefficient de corrélation canonique soit maximum. On détermine ensuite une deuxième variable canonique, non corrélée à la première, en calculant une autre combinaison linéaire des variables initiales. La relation entre les deux champs de variables est donc supposée linéaire. La prédiction s'avère efficace si la relation caractérisée durant la période d'apprentissage reste identique durant la période de prédiction. Comme pour toute prédiction statistique, la sélection du prédicteur est une étape fondamentale. Plusieurs auteurs ont montré que la principale source de prévisibilité à l'échelle saisonnière et interannuelle est l'ENSO (Moura et Shukla, 1981 ; Shukla et Misra, 1977 ; Goddard *et al.*, 2001). L'oscillation à basse fréquence (2-8 ans) des TSO explique donc en grande partie l'efficacité des prédictions (Ropelewski et Halpert, 1987, 1989 ; Mason et Goddard, 2001 ; Gershunov et Barnett, 1998). Par conséquent, nous prédirons le champ des précipitations en Nouvelle-Calédonie (prédictand) à partir du champ des TSO du Pacifique tropical (prédicteur).

Soit $X_{s,t}$ la matrice contenant les prédicteurs et $Y_{r,t}$ la matrice des prédictands où *r* et *s* représentent l'espace et *t* le temps

$$s = 1,...,m$$
$$r = 1,...,n$$
$$t = 1,...,k$$

Le prédicteur et le prédictand sont d'abord standardisés puis préorthogonalisés par une analyse en composantes principales qui retient 75% de la variance initiale. Cette valeur correspond approximativement au ratio « signal-bruit » selon Barnston (1994). Si la matrice analysée décrit le temps en colonnes et l'espace en lignes alors :

$$X_{s,t} = E_{s,s} T_{s,t}$$
$$Y_{r,t} = E_{r,r} T_{r,t'}$$

où $E_{s,s}$ et $X_{r,r}$ représentent la trace spatiale des vecteurs propres du prédicteur et du prédictand et $T_{s,t}$ et $T_{r,t}$ les coefficients temporels respectifs. Les matrices décrivant des champs climatiques de larges échelles spatiales, sont ainsi réduites en un nombre restreint de composantes principales. Cela permet de simplifier la procédure pour l'ACC en filtrant le bruit (variabilité incohérente) engendré par les processus d'échelles spatiales fines en ne retenant que les i premiers modes de variabilité du prédicteur $(T_{i,t}, i < m)$ et les j premiers modes du prédictand $(T_{j,t}, j < n)$.

Les composantes principales du prédicteur et du prédictand sont ensuite injectées dans l'ACC et la covariance entre les deux champs à partir de la période d'apprentissage nous fournit les vecteurs canoniques (u,v) et les combinaisons linéaires $Z = U'T_{i,t}$ et $W = V'T_{j,t}$ qui maximisent la relation. En d'autres termes, **l'ACC trouve les combinaisons linéaires des deux matrices qui sont les mieux corrélées en minimisant la somme du carré des erreurs**. Ces deux matrices sont définies sous la forme :

$$U' = [u'_1, u'_2, ...u'_q]'$$
$$V' = [v'_1, v'_2, ...v'_q]' \qquad \text{Eq. 22}$$
$$A_{q,q} = \begin{bmatrix} a_1 & & \\ & a_2 & 0 \\ 0 & & a_q \end{bmatrix},$$

où $a_1,...,a_q$ représentent les corrélations canoniques entre Z et W ; et $a_1 > a_2 > ... > a_q$ est égal à *i* ou *j*. Chaque mode contient les vecteurs propres des deux matrices et explique une fraction de la variance totale. Enfin, pour éviter tout artefact dans l'ajustement de la prédiction, les valeurs sont prédites en validation croisée (Michaelsen, 1987). Les valeurs du prédicteur pour l'année cible *T* sont ainsi projetées sur les vecteurs propres du prédicteur issus de l'ACC. Les valeurs du prédictand sont générées par validation croisée puis vérifiées à partir de l'observation de l'année cible *T*.

- **L'Analyse en Corrélation Canonique**

Il s'agit à présent de prédire les anomalies des cumuls saisonniers de précipitations sur chacune des stations à partir du champ des TSO du Pacifique tropical via l'analyse en corrélation canonique. Cette procédure permettra de vérifier (i) s'il existe un signal prévisible à l'échelle intra-calédonienne qui serait masqué par la moyenne spatiale et (ii) si la considération d'une boîte plus vaste que le simple Niño 4 apporte un gain significatif dans les prédictions saisonnières. Les structures spatiales des corrélations canoniques du premier mode de variation (ACC#1) pour SON et DJF (le prédicteur est initialisé dans ce cas 1 mois avant le prédictand) sont montrées sur les figures 3.33 et 3.34. Dans les deux cas, des valeurs fortement positives (négatives) dans le Pacifique équatorial central et dans le Pacifique est sont associées à des anomalies de précipitations négatives (positives) sur l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie. Ces structures de TSO (directement reliées à l'ENSO) s'affaiblissent ensuite en MAM et JJA (non montré) mais les anomalies de précipitations restent cohérentes à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Les coefficients d'expansion temporelle des deux champs (la polarité donne le sens du lien entre le prédicteur et le prédictand, tandis qu'une valeur proche de 0 marque une année sans corrélation) sont fortement liés en SON et DJF (respectivement 0.66 et 0.65) tandis que la variance des pluies expliquée par les TSO est de 29% (r~0.53) en MAM et de 4% (r~0.2) en JJA (non montré).

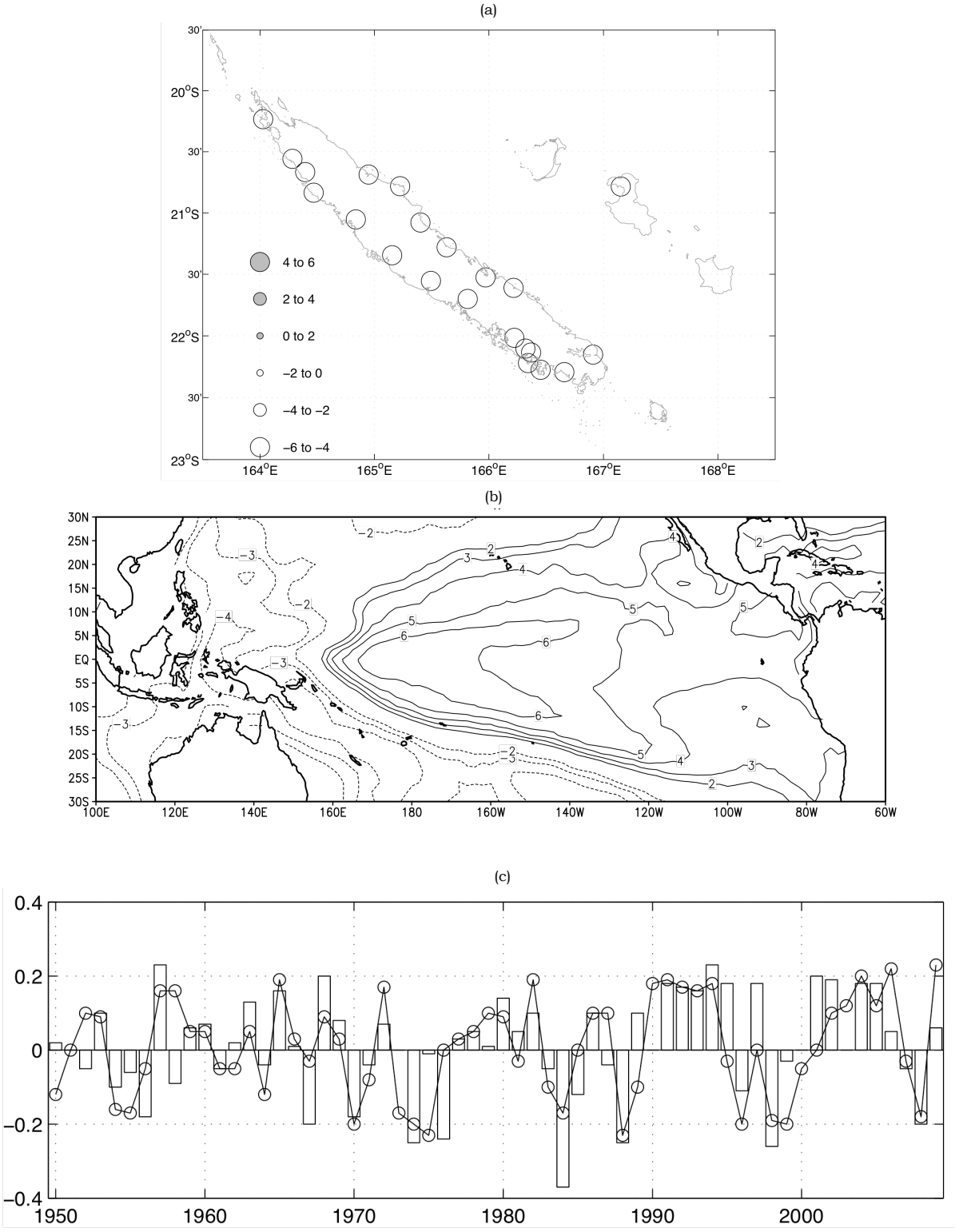


Figure 3.33 : Signatures spatiales (a) des anomalies de cumuls de précipitations en SON en Nouvelle-Calédonie et (b) des anomalies de TSO en août du premier vecteur des corrélations canoniques. (c) Coefficient d'expansion temporelle des anomalies de cumuls de précipitations en SON (barres blanches) et des anomalies de TSO en août (courbe noire avec cercles).

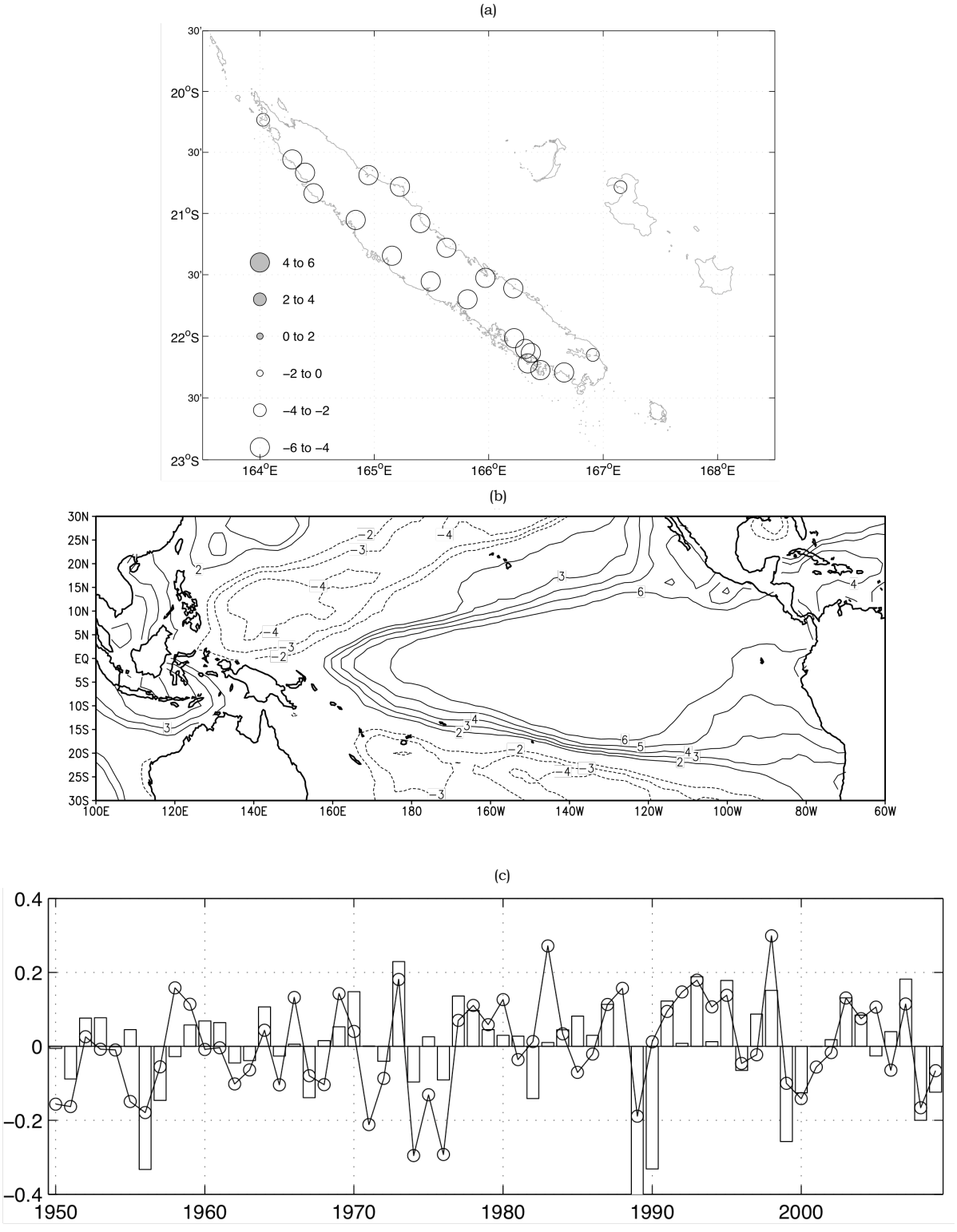


Figure 3.34 : Signatures spatiales (a) des anomalies de cumuls de précipitations en DJF en Nouvelle-Calédonie et (b) des anomalies de TSO en novembre du premier vecteur des corrélations canoniques. (c) Coefficient d'expansion temporelle des anomalies de cumuls de précipitations en DJF (barres blanches) et des anomalies de TSO en novembre (courbe noire avec cercles).

Au regard de la domination du premier mode (les autres modes de variations ne correspondant pas à des modes de variabilité connus), ces résultats suggèrent que les variations interannuelles des pluies saisonnières sont fortement influencées par le champ des anomalies de TSO dans la boîte [30°S-30°N, 100°E-300°E]. Ce champ de TSO est donc injecté en tant que prédicteur dans les simulations à différentes échéances.

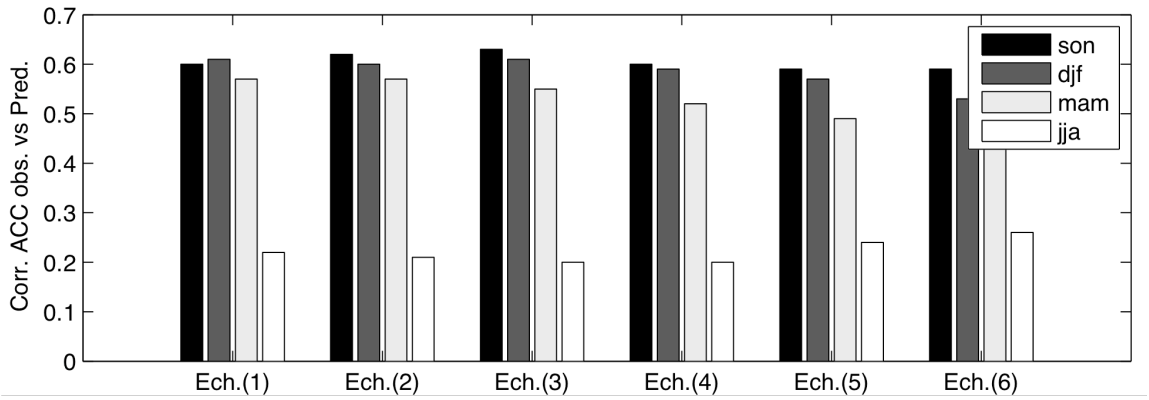


Figure 3.35 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur une ACC dont le prédicteur est le champ des anomalies de TSO du Pacifique tropical) de l'indice d'anomalies standardisées (IAS) des précipitations néo-calédoniennes en fonction de l'échéance (1950-2010). Ech. (1) signifie que les anomalies de TSO précèdent l'IAS d'un mois.

Les corrélations entre les observations et les prédictions en validation croisée des anomalies de cumuls mensuels sont données sur les figures 3.35 et 3.36. On remarque, à l'instar des prédictions basées sur le Niño 4, que la qualité des prévisions varie fortement au cours des saisons. De façon générale, la corrélation est toujours plus élevée lors du printemps et de l'été austral et diminue en hiver. La meilleure performance est réalisée une fois de plus sur les cumuls enregistrés en SON (r~0.63) lorsque les TSO sont initialisées 3 mois plus tôt (Figure 3.35). Rappelons que les pluviomètres enregistrent à ce moment-là les cumuls les plus faibles de l'année en valeur absolue. La corrélation diminue lorsque le délai augmente entre octobre et juin mais étrangement, l'inverse se produit entre juillet et septembre au moment où la prédiction commence à se dégrader. L'ACC met une fois de plus en exergue le contraste entre les prédictions en septembre-février et celles de mars à août. Latif et Graham (1991) ont montré l'existence d'une « barrière de prévisibilité » dans le Pacifique tropical aux alentours du printemps boréal : la corrélation entre l'observation et la prévision des anomalies de TSO dans un système couplé décroît très rapidement entre avril et juin (Cane, 1991). Webster et Yang (1992) signalent que la circulation de Walker est alors en phase de développement et est susceptible d'être contaminée par du bruit externe. L'interaction océano-atmosphérique est alors moins robuste et sujette à des erreurs statistiques d'autant plus fortes. Ces conclusions ont été corroborées par Xue (1994). On attribue généralement ce faible potentiel de prévisibilité à la fraction insuffisante du signal de l'ENSO dans les anomalies

atmosphériques. Les prévisions tropicales au sens large initialisées aux alentours du mois de février sont, de fait, globalement moins performantes que les autres. En revanche, la faible altération des prédictions avec l'échéance pour la saison s'étendant de septembre à février montre qu'il existe un potentiel de prévisibilité exploitable jusqu'à 6 mois à l'avance (Leroy, 2006).

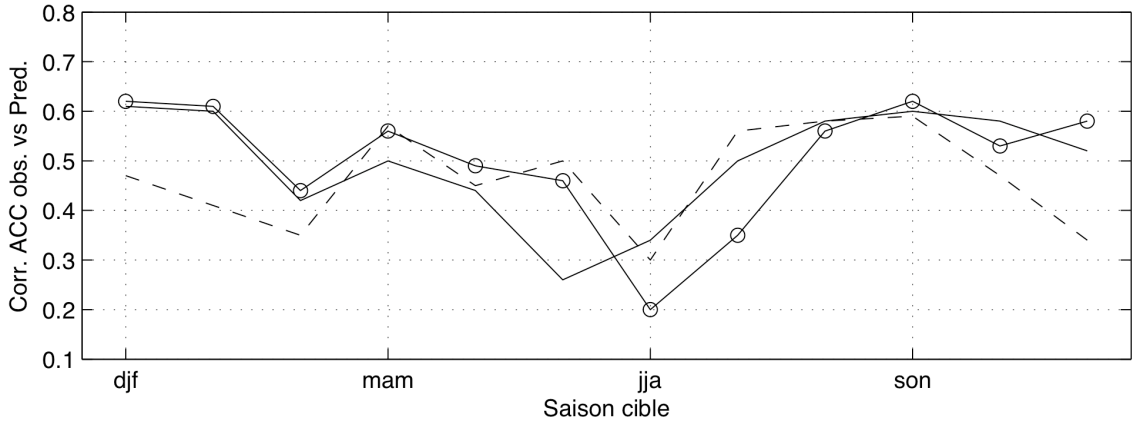


Figure 3 .36 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur une ACC dont le prédicteur est le champ des anomalies de TSO du Pacifique tropical) des anomalies de cumuls mensuels en NC avec 1 saison (courbe noire avec cercles), 2 saisons (courbe noire simple) et 3 saisons (tirets noirs) d'échéance (1950-2010).

La figure 3.37 propose une comparaison des performances de prévisions à plusieurs échéances entre les deux méthodes (i.e. l'analyse en corrélation canonique et le modèle linéaire généralisé). Sur le court terme (avec une saison d'échéance), les prévisions semblent légèrement plus performantes avec le MLG, en particulier en JJA. A moyen terme (i.e. avec une échéance de deux saisons), les modèles présentent des performances similaires avec un léger avantage en faveur de l'ACC en ASO. Enfin sur le long terme (i.e. avec trois saisons d'échéances), l'ACC semble plus adaptée à la prédiction des cumuls pluviométriques en particulier entre août et octobre. Il est possible que l'intégration dans les prévisions d'une fenêtre spatiale plus large dans l'ACC ([100°E-300°E ; 30°S-30°N]) que dans le MLG (Niño 4) permette de capturer des signaux s'effectuant à l'échelle du bassin Pacifique et donc, dans des spectres de plus basses fréquences. Une analyse intéressante consisterait à détailler l'éventuel lien entre l'échelle spatiale du prédicteur et la dégradation des prévisions avec l'échéance.

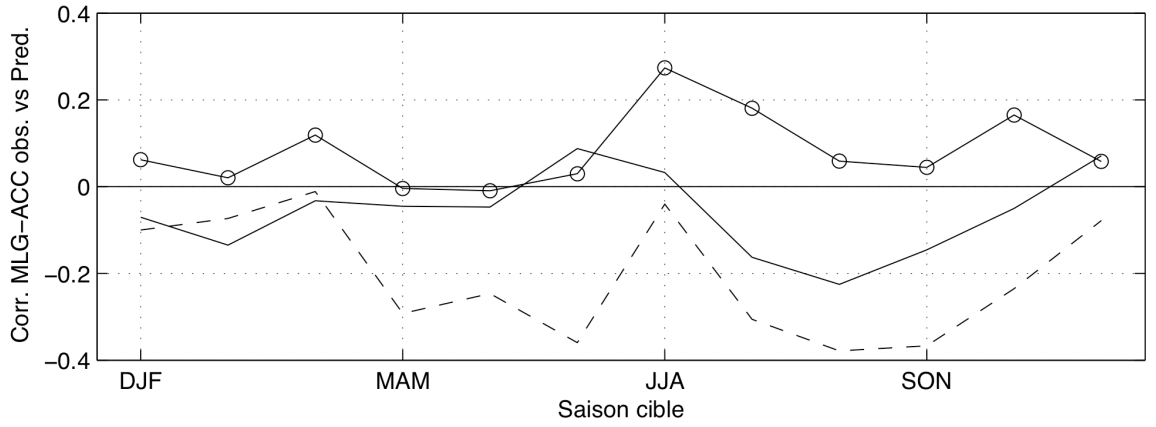


Figure 3.37 : Différences de corrélation entre l'observation et la prédiction des anomalies de cumuls mensuels en Nouvelle-Calédonie basée sur l'ACC et sur le MLG avec 1 saison (courbe noire avec cercles), 2 saisons (courbe noire simple) et 3 saisons (tirets noirs) d'échéance (1950-2010).

En conclusion, nous pouvons affirmer que: (i) l'ENSO impacte fortement les cumuls de précipitations en Nouvelle-Calédonie avec une augmentation (diminution) des pluies lors des phases La-Niña (El-Niño), (ii) **les signaux pluviométriques sont relativement homogènes à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie** (les limites spatiales de la descente d'échelle avaient déjà été mises en évidence par Leroy (2006)) et semblent réagir davantage aux variations thermiques de l'océan entre 160°W et 180°W. (iii) La saisonnalité module fortement l'impact de l'ENSO sur les anomalies de précipitations dans le Pacifique SW. Celles-ci restent potentiellement prévisibles sur la période s'étendant de septembre à février tandis que d'autres mécanismes viennent diluer la signature atmosphérique de l'ENSO entre avril et août. (iv) L'éclosion de la « barrière du printemps » durant l'évolution saisonnière des TSO tropicales est sans doute responsable de l'affaiblissement des prédictions (construites ici sur des modèles statistiques linéaires) en MAM et contribue donc également à la saisonnalité des prévisions. (v) **Des cellules atmosphériques extra-tropicales et/ou des interactions entre la zone tropicale et la zone extra-tropicale entre mai et août affectent la Nouvelle-Calédonie** et sont responsables de près de 80% du cumul pluviométrique total enregistré sur cette saison. Le rapprochement de la ZCIT en direction de la Nouvelle-Calédonie lors de l'été austral empêche les systèmes dépressionnaires des moyennes latitudes de franchir les tropiques (la majorité des pluies est alors d'origine tropicale). (vi) La corrélation entre l'océan Pacifique tropical (prédicteur) et les cumuls de pluies en NC (prédictand) s'affaiblit lorsque le délai entre les deux augmente à l'exception du trimestre SON qui semble particulièrement bien corrélé aux anomalies de TSO en juin-août. Mo (2002) obtient également de meilleurs résultats dans la prévision des températures sur les USA en JAS en utilisant les TSO du Pacifique en JFM, plutôt qu'avec les TSO de JJA (pourtant plus proche de la saison cible). Barnston *et al.* (1996) parviennent à la même conclusion en cherchant à estimer les cumuls de précipitations sahéliens en JAS en utilisant les TSO à l'échelle globale à partir d'une ACC. Cette augmentation de la performance des prévisions avec le délai reste intrigante et mériterait d'être analysée plus en détail. Il s'agit là peut-être d'un effet de mémoire du système océano-atmosphérique (Gaucherel, 2009). En effet,

l'évolution temporelle relativement lente des anomalies de TSO imprime sur l'atmosphère un signal de large échelle prévisible 2 à 3 mois à l'avance auquel se superposent d'autres signaux atmosphériques intra-saisonniers. Ces signaux intra-saisonniers, dont la mémoire n'excèdent pas une quinzaine de jours, sont peut-être plus forts en SON et détruisent la corrélation synchrone entre l'océan et l'atmosphère. Une seconde hypothèse peut être avancée : nous savons que l'ENSO se développe en JJA et se renforce au cours des moins suivants en augmentant de fait sa variance. Si l'on admet que la réponse des pluies en Nouvelle-Calédonie en SON sature au-delà d'un certain seuil d'intensité de l'ENSO, alors il est possible que la différence de variance de l'ENSO entre JJA et SON ne soit plus en mesure d'expliquer les anomalies de cumuls pluviométriques en SON. Autrement dit, les cumuls en SON sont peut-être plus proches de l'état de l'ENSO en JJA qu'en SON. La question reste ouverte. (vii) **Les deux approches que constituent l'ACC et le MLG montrent sur la Nouvelle-Calédonie des performances quasiment similaires.** Les prédictions sont mêmes légèrement meilleures ($r > 0.2$ soit moins de 5% de variance expliquée) dans le MLG en ASO avec une échéance de 3 mois (si l'on cherche à prévoir uniquement l'IAS) à partir d'un simple indice de l'ENSO. L'équivalence de performance entre les deux méthodes montre que l'utilisation d'un seul indice ne fragilise pas les prédictions réalisées à partir de l'intégralité des TSO tropicales. Enfin, (viii) **la cohérence des anomalies de précipitations entre les 22 stations dans l'ACC justifie une fois de plus l'utilisation de l'IAS** (moyenne spatiale des anomalies locales standardisées).

3.5. La modulation temporelle de la relation entre l'ENSO et les anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie

3.5.1 Introduction

Des travaux récents ont montré qu'il existe une tendance significative depuis environ 1975 vers le renforcement ou l'affaiblissement (en fonction des secteurs d'études) des téléconnexions entre les anomalies de TSO du Pacifique et les anomalies de précipitations observées en différents points de la zone tropicale. Si le signal de l'océan ainsi que les caractéristiques de ses téléconnexions ont changé au cours des soixante dernières années, il est possible de retrouver ces mutations dans l'atmosphère. Ces changements d'intensité dans les téléconnexions entre le forçage de l'ENSO et la réponse atmosphérique sont généralement analysés via des corrélations glissantes, qui indiquent les changements d'intensité de la relation. L'un des exemples les plus connus est celui de la relation entre l'Inde et l'ENSO. Webster *et al.* (1998) ont montré que la corrélation négative entre les TSO équatoriales dans le Pacifique est et la mousson indienne se dégrade nettement durant les décennies récentes. Kumar *et al.* (1999) ont confirmé que l'affaiblissement de cette relation sur les dernières décennies reflète un changement de large échelle spatiale des anomalies de circulation atmosphérique associées aux phases chaudes de l'ENSO. Leurs travaux montrent des différences significatives à l'échelle globale dans les structures spatiales des anomalies

du potentiel de vitesse à 200 hPa entre la période 1950-79 (pré-rutpure) et la période 1980-99 (post-rupture). Les auteurs suggèrent que l'affaiblissement de la relation entre la mousson et l'ENSO est probablement le résultat d'un décalage vers le sud-est de la position moyenne de la cellule de Walker durant la période post-1979. Ce décalage a pour conséquence d'affaiblir l'anomalie de subsidence et de ramener l'Inde vers des conditions proches de la normale lors des phases chaudes de l'ENSO. Mais ces tendances multi-décennales dans les téléconnexions sont encore largement discutées au sein de la communauté et ouvrent de nombreux débats. Yadav *et al.* (2010) montrent au contraire une intensification de la corrélation entre le Niño 3.4 et les cumuls de précipitations sur le nord-ouest de l'Inde en hiver boréal. De même, Zubair *et al.* (2005) remarquent que la corrélation entre les anomalies de précipitations au Sri Lanka et le Niño 3.4 parvient à franchir durant les dernières décennies le seuil de significativité 99%. La corrélation entre la mousson sur le nord-ouest du Pacifique et l'ENSO six mois avant semble également s'être intensifiée depuis le milieu des années 1970 (Wu et Wang, 2002).

Les principaux écueils de ces analyses reposent (i) sur la significativité statistique des changements de régime, (ii) sur les choix subjectifs de la longueur des fenêtres glissantes utilisées dans le calcul des corrélations glissantes et enfin (iii) sur les découpages *ad-hoc* des séries temporelles. Il est donc parfois difficile d'affirmer que ces changements correspondent à de véritables signaux atmosphériques. De plus, Kalnay *et al.* (1996) affirment que les réanalyses NCEP-NCAR sont biaisées par l'introduction des données satellites en 1979 tandis que Yang *et al.* (2002) notent une légère incertitude dans l'intensité des valeurs des champs de pression avant 1968 et préconisent par conséquent d'utiliser ces données avec prudence. Néanmoins, de nombreux auteurs ont déjà émis différentes hypothèses sur l'origine de ces changements de téléconnexions.

3.5.2 Les changements de régimes de l'ENSO

Nous pouvons considérer un « régime » comme un état stable du système climatique et un «changement de régime» comme la transition (brusque) d'un régime à l'autre. On appelle ces points de transition « ruptures ». Or, de nombreuses études ont montré que l'évolution des épisodes ENSO avait profondément changé après 1976-77 (e.g. Trenberth et Stepaniak, 2001). Cette date marque en effet une modification profonde de la circulation du Pacifique tropical (Trenberth et Hoar 1996 ; Zhang *et al.* 1997 ; Guilderson et Schrag, 1998; Urban *et al.* 2000) et du bassin Indo-Pacifique (Nitta et Yamada, 1989 ; Trenberth et Hurell, 1994). Avant 1976-77, les phases chaudes de l'ENSO avaient tendance à se développer préalablement le long des côtes sud-américaines puis à se propager ensuite vers l'ouest comme en témoignent les composites effectuées par Rasmusson et Carpenter (1982) entre 1951 et 1972. Trenberth et Stepaniak (2001) constatent également que le TNI précède puis suit le Niño 3.4 de 3 à 12 mois avant 1976-77. Après 1976-77, les épisodes chauds ont plutôt tendance à prendre naissance dans le Pacifique équatorial central puis à s'étirer (mais pas systématiquement) vers l'est (Wang, 1995). Depuis cette date, le signe du TNI est renversé lorsqu'il précède puis suit le Niño 3.4 (Trenberth et Stepaniak, 2001). Là

encore, l'origine de ce changement de circulation reste encore flou mais semble liée à une modification subtile de la pente de la thermocline (Guilderson et Schrag, 1998) dont le réchauffement global pourrait être la cause (Trenberth et Hoar, 1996; Timmermann *et al.*, 1999) bien que certains pensent qu'il est encore trop tôt pour tirer de telles conclusions (e.g. Wittenberg, 2009). Xie *et al.* (2010) soulignent aussi que (i) les variations de l'ENSO sont significativement plus fortes après 1979 (la variance du Niño 3.4 en NDJ est passée de 1°C à environ 1.3°C sur les trois dernières décennies) et (ii) chaque épisode persiste davantage (la corrélation entre le Niño 3.4 en NDJ et en MAM de l'année +1 passe en effet de 0.6 à 0.8 entre 1960 et 1990). Trenberth et Smith (2006) ainsi que Ashok *et al.* (2007) pensent que la récurrence des épisodes centraux de l'ENSO depuis 1975 explique les changements de téléconnexions entre l'océan et l'atmosphère tropicale.

D'autres auteurs (Power *et al.*, 2006) **montrent que les modulations de l'impact de l'ENSO sont peut-être liées aux changements de phase de la PDO**. En effet, les auteurs suggèrent que la variabilité des anomalies de TSO à l'échelle du bassin Pacifique dans des échelles lentes est susceptible d'amplifier ou d'affaiblir l'intensité des épisodes ENSO et, *in fine*, de moduler l'intensité de son impact.

En définitive, et en dépit de la myriade de théories publiées, le mécanisme à l'origine des variations d'intensité des téléconnexions entre l'ENSO et les pluies tropicales sur le long terme (en considérant que le changement de téléconnexion soit significatif) dépend soit des signaux océaniques s'effectuant dans les basses fréquences (PDO et/ou IPO) soit d'un changement de régime des épisodes ENSO eux-mêmes. Sur la base de ces constats, nous avons cherché à détecter d'éventuelles modulations de la relation entre l'ENSO et l'IAS en Nouvelle-Calédonie entre 1950 et 2010 à partir d'une analyse spectrale multi-échelle (cf. encart E.10).

E.10. L'analyse en ondelettes

La plupart des méthodes mathématiques traditionnelles qui examinent les périodicités dans le domaine fréquentiel, comme l'analyse de Fourier, considèrent implicitement que les processus sont stationnaires dans le temps. La transformation en ondelettes est un outil de décomposition des signaux non-stationnaires dans le domaine « temps-fréquence » ou « temps-échelle » (Grossman et Morlet , 1984). **L'utilisation des ondelettes s'avère donc utile dans le cas d'un signal non-stationnaire comme l'ENSO**. L'avantage de la méthode est de mettre en évidence des processus non stationnaires et de localiser des perturbations à l'échelle temporelle et fréquentielle. La transformation en ondelette utilise la décomposition d'une série temporelle en combinaisons de l'ondelette mère. L'apparition de cette méthode représente un saut qualitatif dans l'interprétation des résultats dans le domaine temps – fréquence. Cette méthode permet de quantifier l'énergie des ondes élémentaires contenues dans le signal temporel mais aussi, contrairement à une transformée de Fourier, sur l'instant d'apparition des ondes. Si l'on considère le signal *s(t)* de l'ENSO au cours du temps, la transformée de Fourier décompose le signal en une fréquence fondamentale accompagnée de ses harmoniques. Cette fréquence peut être vue comme une fonction sinusoïdale et nous renseigne sur la périodicité de l'ENSO. Mais cette décomposition ne nous renseigne nullement sur la localisation temporelle des fréquences d'un signal non-stationnaire, bien que la non-stationnarité de l'ENSO ne soit pas encore clairement prouvée. **L'idée est donc de répéter la transformée de Fourier sur des fenêtres glissantes dans le domaine temps-fréquence avec une approche « multi-résolution » afin de repérer la contraction ou la dilatation des signaux dans le temps**. Une ondelette est donc une fonction de moyenne nulle que l'on peut caractériser par sa localisation dans le temps Δt et dans la fréquence Δw (ou dans une bande passante). La transformée en ondelettes continue possède cependant un artefact dans sa construction car l'ondelette ne peut être totalement localisée dans le temps en raison des effets de bords. Il est donc nécessaire d'insérer un « cône d'influence » dans lequel les effets de bords ne peuvent être ignorés. Le cône d'influence est défini ici comme la surface dans laquelle la puissance de l'ondelette générée par une discontinuité sur un bord est inférieure à e^{-2} de la valeur située sur le bord.

La significativité statistique de la puissance en ondelette peut être estimée par l'hypothèse nulle suivant laquelle le signal est généré par un processus stationnaire avec une puissance spectrale donnée (p_k). Les signaux temporels ont généralement des caractéristiques proches du bruit rouge et peuvent être aisément modélisés par des processus autorégressifs d'ordre 1 (AR1). La puissance spectrale d'un processus AR1 avec une autocorrélation α à t-1 (Allen et Smith, 1996) est donnée par :

$$P_k = \frac{1-\alpha^2}{\left|1-\alpha e^{-2i\pi k}\right|^2} \quad \text{Eq. 23}$$

où k est l'index fréquentiel de Fourier. Les zones considérées comme significatives sont celles dont la puissance est supérieure au seuil de confidence 5%. Nous avons ensuite utilisé la transformée en ondelettes croisée et la cohérence carrée par ondelettes afin d'estimer la relation entre deux signaux dans l'espace « temps-fréquence ». L'analyse en ondelette croisée localise la puissance commune aux deux signaux ainsi que leur phase relative dans l'espace « temps-fréquence ». D'un autre côté, la cohérence par ondelettes détermine la cohérence significative entre les signaux même si leur puissance commune est faible.

L'angle de phase des ondelettes croisées nous renseigne sur le sens du couplage des phases issues de deux signaux. Pour quantifier la relation entre les phases, Grinsted *et al.* (2004) utilisent la moyenne circulaire d'une phase au-dessus d'une région donnée. La moyenne circulaire d'une suite d'angles $(a_i, i = 1..n)$ est définie comme (Zar, 1999),

$$a_m = \arg(X,Y) \text{ avec } X = \sum_{i=1}^{n} \cos(a_i) \text{ et } Y = \sum_{i=1}^{n} \sin(a_i) \quad \text{Eq. 24}$$

La puissance des ondelettes croisées montre donc les secteurs de puissance commune à deux signaux.

Une autre façon de procéder est de regarder le degré de cohérence des ondelettes dans l'espace « temps-fréquence ». Torrence et Webster (1998) ont défini la cohérence carrée des ondelettes de deux séries comme :

$$R_n^2(s) = \frac{\left|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))\right|^2}{S(s^{-1}\left|W_n^X(s)\right|^2).S(s^{-1}\left|W_n^Y(s)\right|^2)} \quad \text{Eq. 25}$$

où S est un opérateur de lissage le long de l'axe de l'échelle de l'ondelette et le long de l'axe temporel. **Cette définition est proche de celle du coefficient de corrélation classique et la cohérence carrée peut donc être considérée comme un coefficient de corrélation localisé dans l'espace « temps-fréquence »**.

Le niveau de significativité statistique (5%) de la cohérence carrée de l'ondelette est estimé à partir de la méthode Monte-Carlo. Il s'agit dans ce cas de générer 1000 couples de vecteurs avec les mêmes coefficients AR1 des vecteurs analysés et de comparer les résultats avec l'observation initiale.

3.5.3 La modulation décennale de la relation entre l'ENSO et l'IAS

Dans la section 3.4.4, nous avons montré que la variabilité de l'IAS était fortement contrôlée par les anomalies de TSO dans le Pacifique central entre septembre et mars. Il s'agit à présent d'analyser l'éventuelle modulation temporelle de cette relation à partir d'une analyse en ondelettes (Grinsted *et al.*, 2004). La figure 3.38a montre la puissance spectrale des ondelettes de l'indice Niño 4. Des oscillations énergétiques significatives sont détectées dans la bande de fréquence 3-6 ans sur l'ensemble de la période étudiée. La puissance spectrale de l'IAS montre en revanche un signal plus bruité avec (i) des spectres significatifs intermittent dans la bande de fréquence 4-5 ans aux alentours de 1960 (Figure 3.38b) et (ii) des spectres significatifs à l'échelle décennale à partir de la fin des années 1970. **La cohérence carrée des ondelettes montre que les corrélations négatives entre le Niño 4 et le SAI** (Figure 3 .23) **sont le produit d'une relation inversée qui s'effectue dans la fréquence classique de l'ENSO entre 3 et 6 ans mais également dans une fréquence plus basse entre 10 et 12 ans** (Figure 3.38c). Nous obtenons les mêmes résultats en remplaçant le Niño 4 par l'indice CP (non montré).

Nous sommes donc revenus sur les résultats de la figure 3.23 en considérant à présent ces deux bandes de fréquences séparément. Les séries temporelles de l'IAS et du Niño 4 lissées sur 3 mois glissants ont été filtrées par un filtre passe-bas Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/8 de cycle par an afin d'extraire la variabilité < (i.e. la variabilité lente) et la variabilité > (i.e. la variabilité rapide) à cette fréquence. Les résidus de la variabilité rapide incluent donc la bande de fréquence entre 3 et 6 ans. Les corrélations calculées sur des segments mobiles de 21 ans pour chaque bande de fréquence du Niño 4 et de l'IAS sont affichées dans le domaine temps-fréquence (Gaucherel, 2009). **On remarque ainsi que les corrélations issues de la variabilité rapide sont maximales entre SON et DJF, au moment où l'ENSO atteint sa puissance maximale** (Figure 3.39a), **et semblent par ailleurs stationnaires à travers l'intégralité de la période**. **A l'inverse, les corrélations issues de la variabilité lente** (Figure 3.39b) **sont significatives entre AMJ et OND et semblent se renforcer au cours des dernières décennies**.

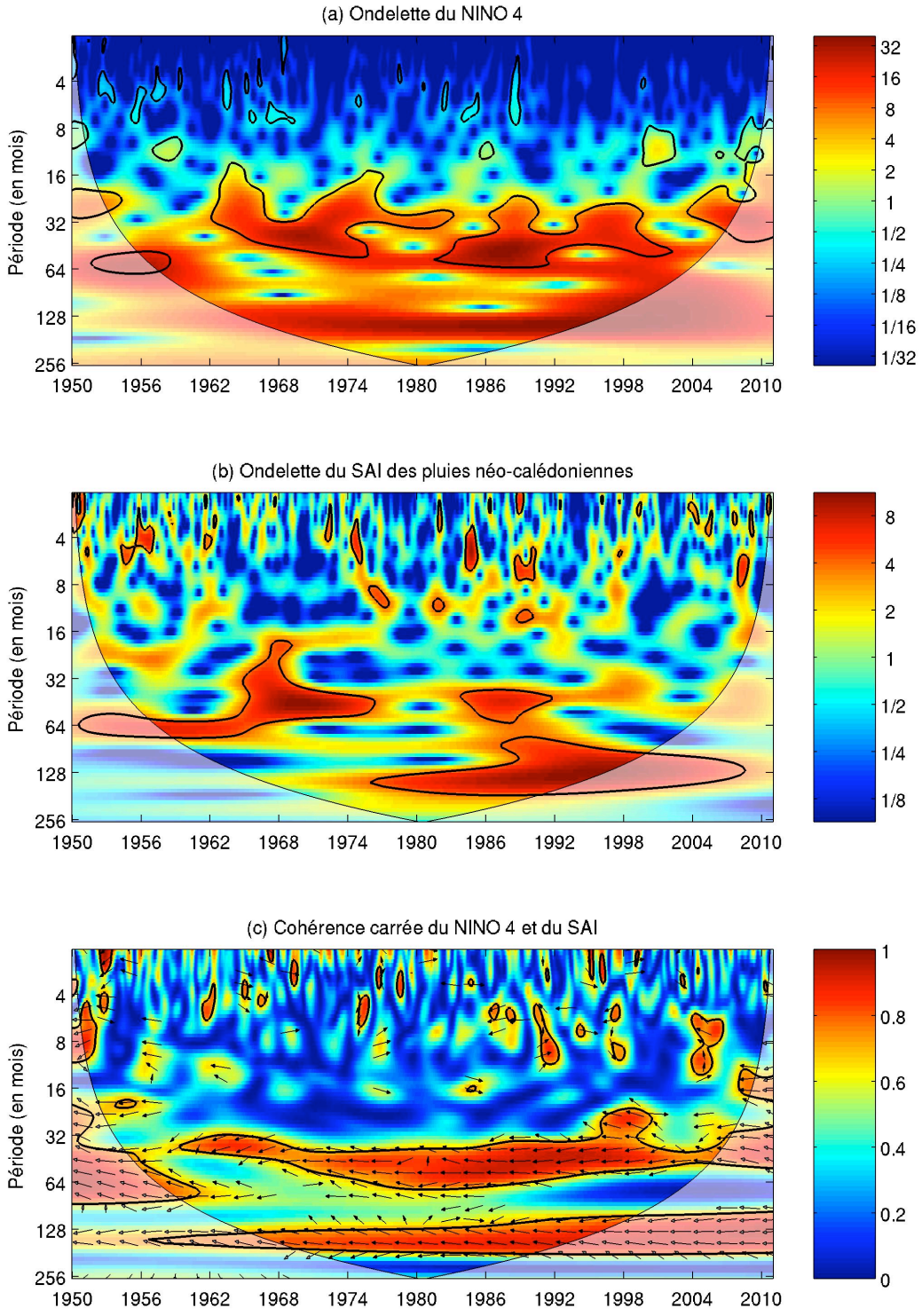


Figure 3.38 : (a) Puissance du spectre continu en ondelettes de l'indice mensuel Niño 4. (b) Puissance du spectre continu en ondelettes de l'indice mensuel des anomalies de précipitations standardisées en NC (IAS). Cet indice est calculé comme la moyenne spatiale des anomalies mensuelles locales des 22 stations. (c) Cohérence carrée des ondelettes entre l'indice des anomalies standardisées des précipitations en NC (IAS) et l'indice Niño 4. La phase relative de la relation est représentée par les vecteurs (une relation inversée se traduit ici par des vecteurs pointant vers la gauche). Les contours en gras sur chaque panel indiquent les valeurs significatives au seuil unilatéral 95% par rapport à une hypothèse de bruit rouge. Le grisé transparent représente la zone dans laquelle les effets de bord peuvent affecter les résultats (Grinsted *et al.*, 2004). La zone libre au centre correspond au « cône d'influence ».

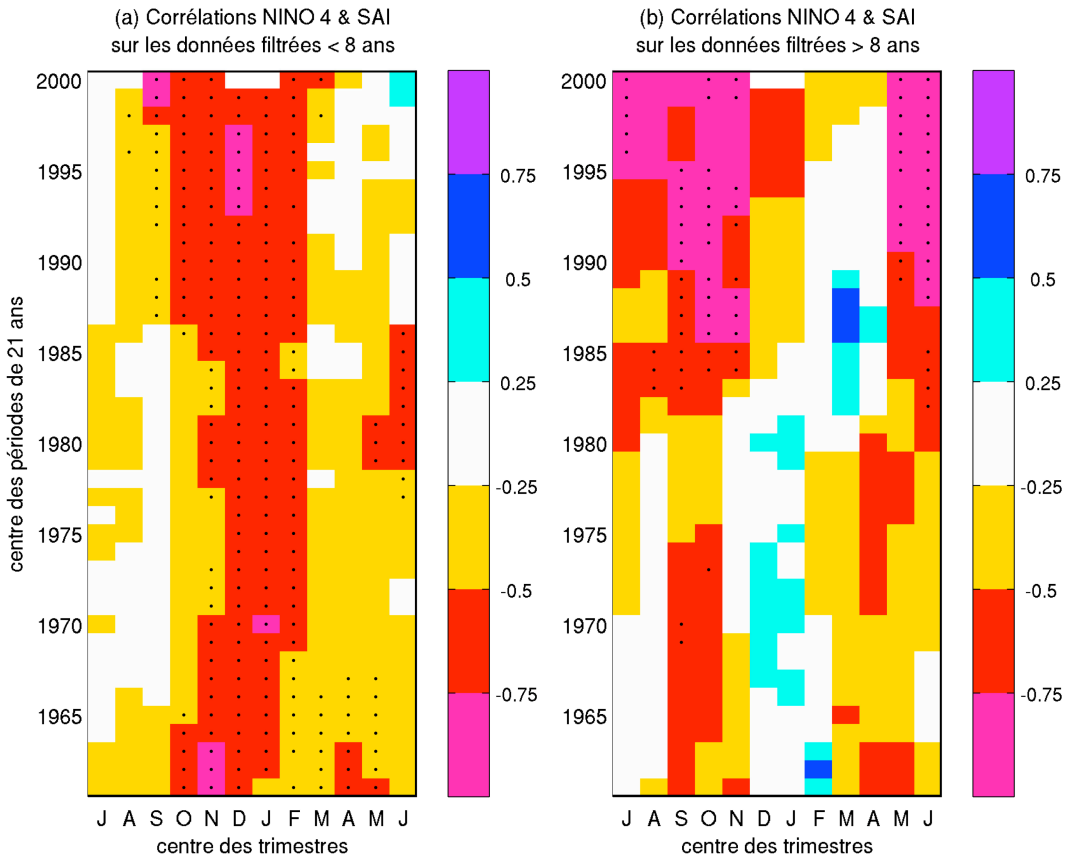


Figure 3.39 : (Panel de gauche) Corrélations calculées sur des segments mobiles de 21 ans sur la période 1950-2010 entre la variabilité rapide de l'IAS et celle de l'indice Niño 4 lissées par des moyennes mobiles de 3 mois. Les deux séries temporelles correspondent aux résidus d'un filtre récursif Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/8 de cycle par an. (Panel de droite) Idem pour la variabilité lente de l'IAS et du Niño 4. Les points noirs montrent les corrélations locales significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de Monte-Carlo de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996).

Afin de mieux comprendre l'interaction entre l'IAS et les TSO du Pacifique tropical dans la basse fréquence, nous avons comparé la variabilité lente de l'IAS (< 1/8 cycle par an) avec la variabilité lente de la PDO, de l'IPO et enfin de l'indice Niño 4. Les figures 3.40a et 3.40b montrent respectivement la première composante principale des TSO mensuelles du Pacifique au nord de 20°N (PDO) et la première composante principale des TSO mensuelles (auxquelles la tendance sur le long terme à été retirée) de l'intégralité du Pacifique (IPO). On peut aisément constater que ces deux composantes principales présentent la même géographie sur le Pacifique nord (i.e. la fenêtre spatiale commune aux deux cartes). Les valeurs les plus intenses de l'IPO sont déconnectées de l'équateur, mais la géographie ressemble fortement à la structure en fer à cheval associée à l'ENSO (Figure 3.40a,b) (Zhang *et al.*, 1997).

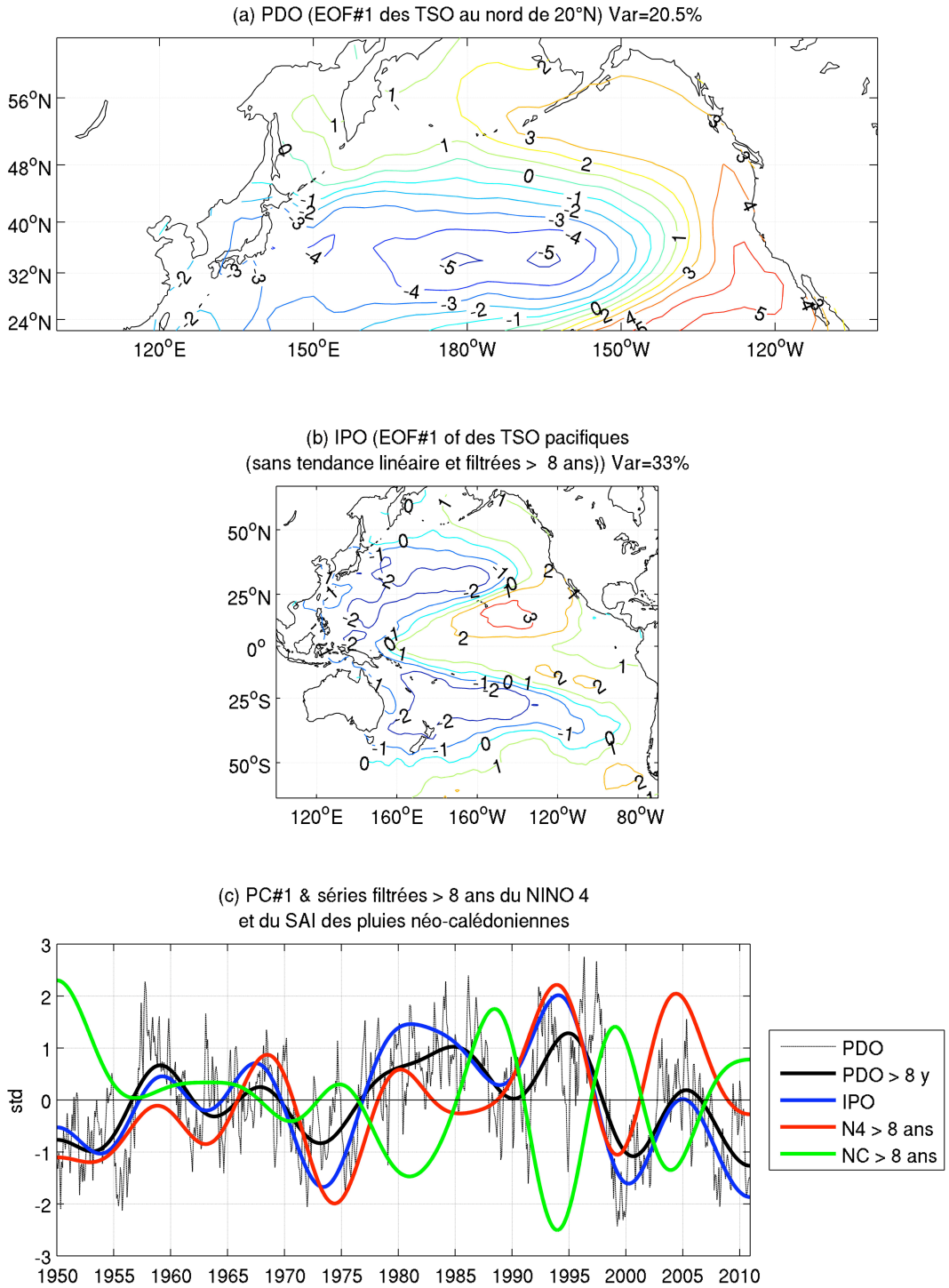


Figure 3.40 : (a) Signature spatiale du premier vecteur propre des anomalies de TSO au nord de 20°N (1950-2010) associée à l'indice temporel de la PDO. (b) Signature spatiale du premier vecteur propre des anomalies de TSO du Pacifique (auxquelles la tendance à long terme a été retirée) associée à l'indice temporel de l'IPO (1950-2010). (c) Indices de la PDO non-filtrés (tirets noirs) et <1/8 cycle par an (courbe noire en gras), de l'IPO (courbe bleue en gras), du Niño 4 (courbe rouge en gras) et de l'IAS (courbe verte en gras) <1/8 cycle par an.

Du point de vue temporel, la figure 40c montre que l'IPO, la PDO et le Niño 4 sont fortement corrélés dans les basses fréquences. **Notons cependant que le Niño 4 affiche un léger réchauffement depuis les années 1990 qui n'apparaît ni dans l'IPO ni dans la PDO**. **Ces trois indices varient en opposition de phase avec le l'IAS, particulièrement depuis le milieu des années 1970** (Figure 3.40c), **suggérant que l'IPO et la PDO sont probablement impliquées dans le renforcement de la relation entre l'ENSO et l'IAS dans des spectres de basses fréquences**.

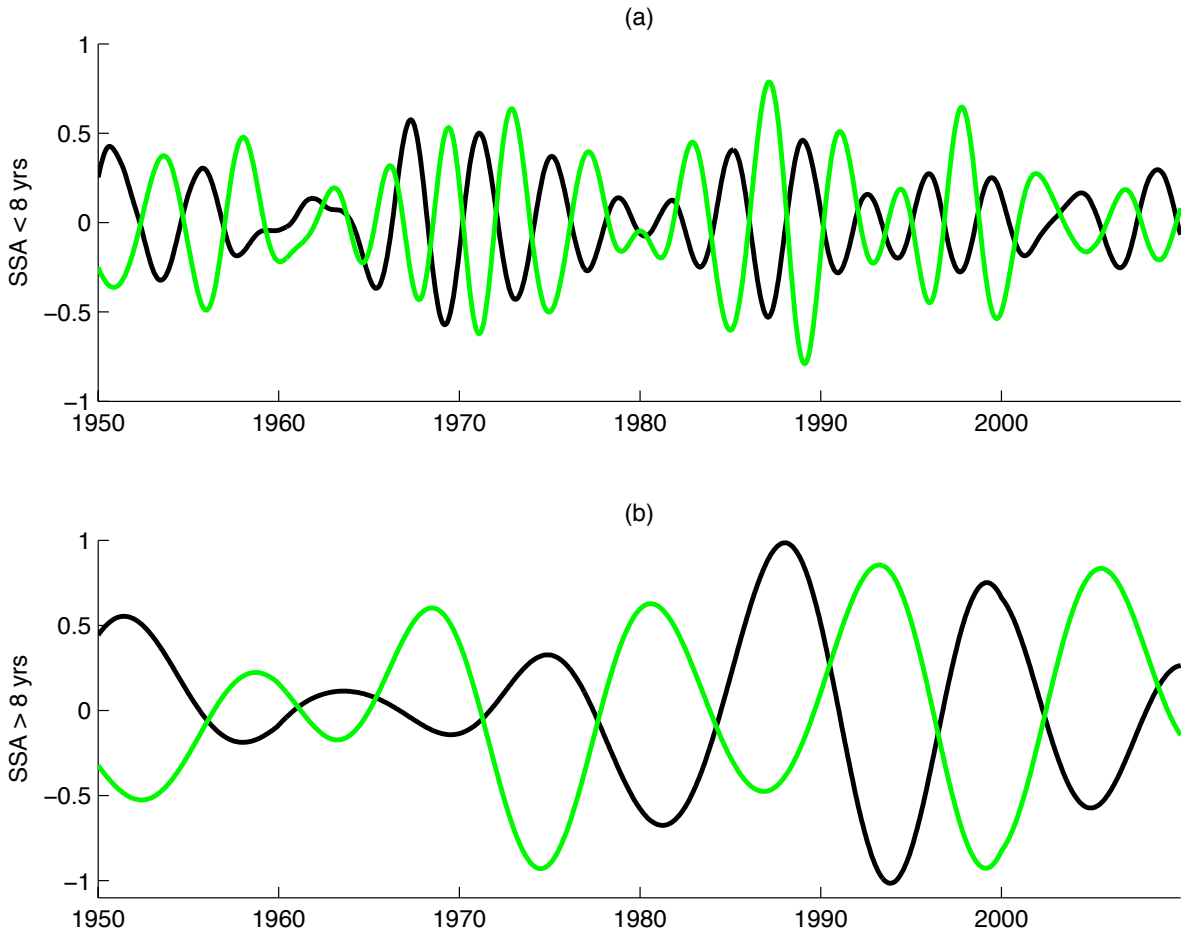


Figure 3.41 : Score temporel de l'IAS (en noir) et du Niño 4 (en vert) filtré par une analyse en spectres singuliers. Le panel (a) représente le premier mode de variabilité et le panel (b) le second mode de variabilité.

Une autre façon d'analyser les échelles lente et rapide consiste à regarder les principaux modes de variabilité l'IAS et du Niño 4 (non-filtré) avec une analyse en spectres singuliers[24]. Les premiers modes de variabilité des deux variables évoluent en

[24] L'analyse en spectres singuliers est une technique non-paramétrique de décomposition d'une série temporelle en une somme de vecteurs propres indépendants les uns des autres. L'algorithme consiste à décomposer une matrice en valeurs singulières, à calculer une matrice de covariance décalée dans le temps, puis à diagonaliser cette matrice pour reconstruire des composantes qui préservent la phase des séries temporelles initiales.

opposition de phase (r= -0.59) dans la haute fréquence de façon plutôt stationnaire depuis 1950 (Figure 3.41a) tandis que les deuxièmes modes de variabilité (r= -0.82), plus lents, semblent se renforcer depuis les années 1970 (Figure 3.41b). Ce résultat confirme (i) que la relation entre l'IAS et l'ENSO est plutôt stable dans les échelles rapides sur l'ensemble de la période et (ii) que cette relation semble se consolider dans les échelles plus lentes à partir de 1970.

Pour conclure, nous avons synthétisé la relation multi-fréquentielle entre les anomalies de TSO et l'IAS à l'échelle saisonnière. Nous avons ainsi procédé à une régression linéaire entre le champ des anomalies thermiques de l'océan et l'IAS pour chaque saison dans la haute fréquence, puis dans la basse fréquence. La figure 3.42 montre les anomalies de TSO associées à un IAS saisonnier = -1 σ. L'intensité des anomalies thermiques issues de la variabilité rapide (> 1/8 de cycle par an) augmente logiquement entre JJA et SON (Figure 3.42a,c) et diminue ensuite entre DJF et MAM (Figure 3.42e,g).

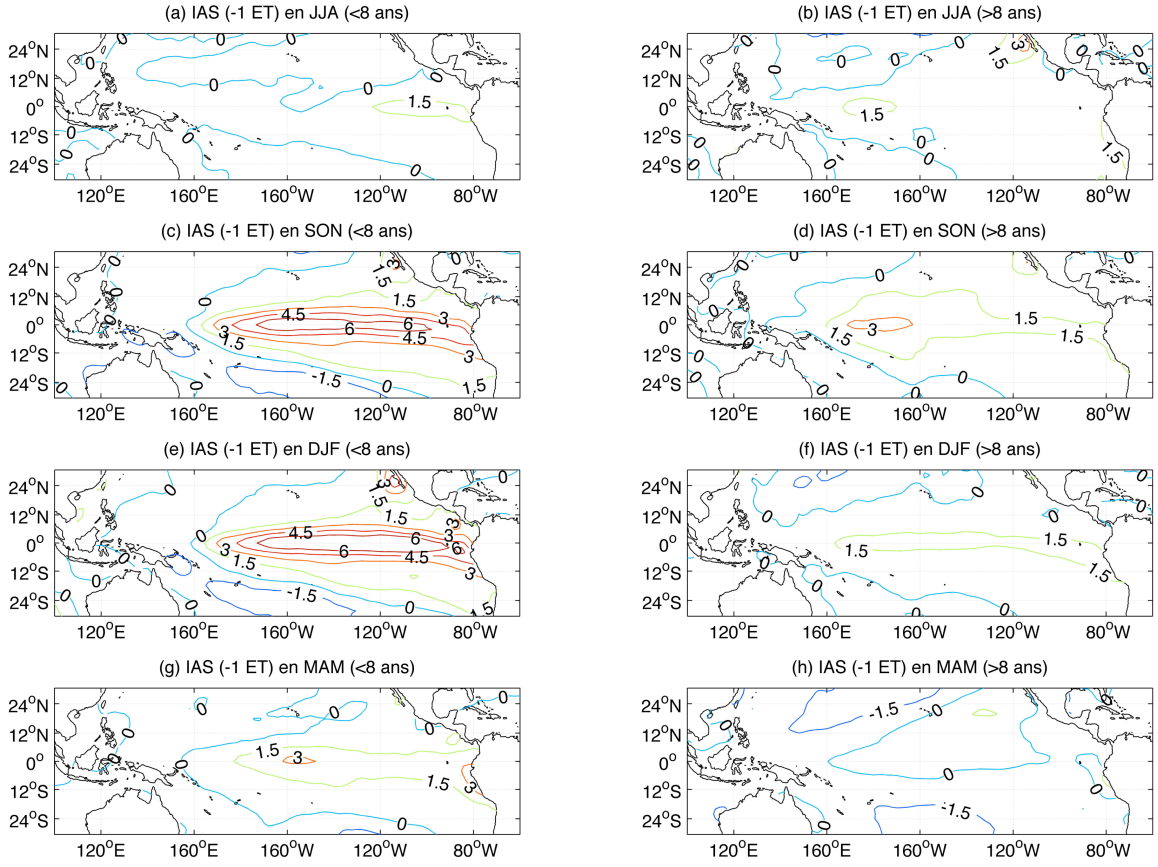


Figure 3.42 : Régression entre les anomalies de TSO (exprimées en 1/10ème de °C) en (a,b) juin-août (JJA), (c,d) septembre-novembre (SON), (e,f) décembre-février (DJF) et (g,h) mars-mai (MAM) et la variabilité rapide (panel de gauche) et la variabilité lente (panel de droite) de l'IAS. Les valeurs affichées correspondent aux anomalies de TSO associées à -1 σ de l'IAS.

Cela est donc cohérent avec les composites précédents, à savoir que l'IAS est principalement contrôlé par l'ENSO (Figure 3.23) et reflète des téléconnexions plus

intenses en SON-DJF qu'en MAM et JJA. Notons qu'en DJF, l'anomalie maximale tend à se décaler légèrement vers l'est le long de l'équateur (Figure 3.42c), affaiblissant l'influence des épisodes centraux par rapport à SON. D'un autre côté, la variabilité lente (< 1/8 de cycle par an) affiche des anomalies positives de TSO de 0.3°C dans le Pacifique central (à l'ouest de 180°E) en SON (Figure 3.42d). Ces anomalies se dissipent en DJF (Figure 3.42f) et en MAM (Figure 3.42h). **Ce résultat renvoie une fois de plus à l'efficacité de la superposition de la variabilité lente et de la variabilité rapide de l'ENSO en SON**. Les anomalies de TSO associées à un IAS = 1σ affichent globalement les mêmes géographies avec une inversion du signe des anomalies.

3.5.4 Les conséquences sur les prédictions saisonnières

Nous terminons ce chapitre par l'examen de l'impact de la modulation temporelle de la relation entre les TSO du Pacifique tropical et les pluies néo-calédoniennes sur la qualité des prédictions saisonnières. En effet, le renforcement de la relation entre ces deux champs climatiques dans la basse fréquence est susceptible de modifier la corrélation entre l'observation et la prédiction à diverses échéances.

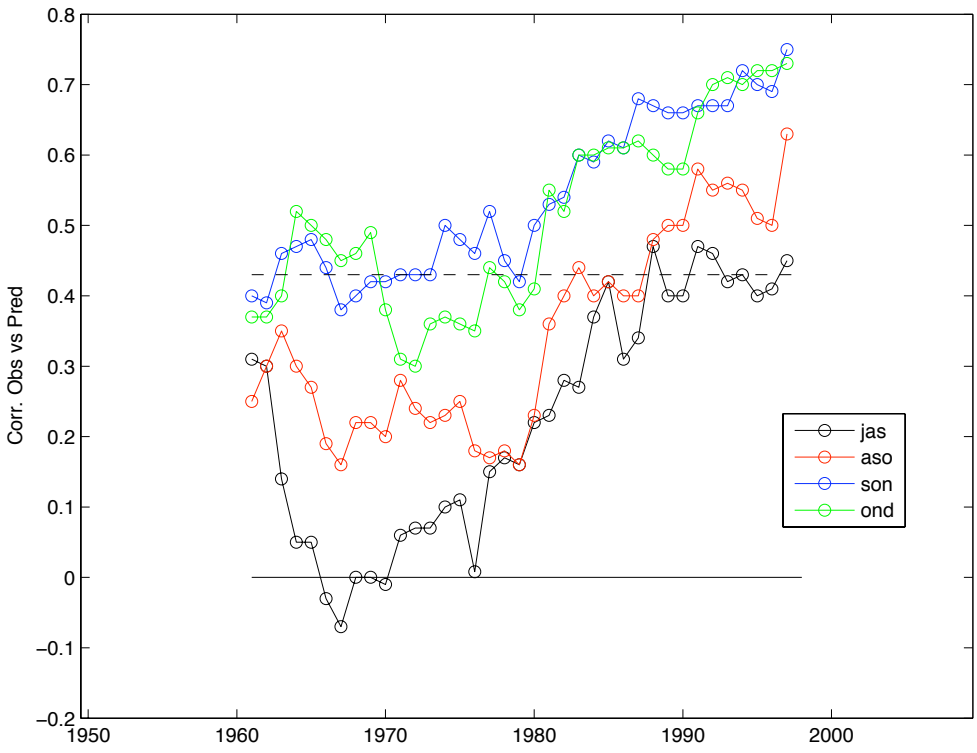


Figure 3.43 : Corrélations calculées sur des segments glissants de 21 ans entre l'observation et la prédiction (basée sur une analyse en corrélation canonique dont le prédicteur est le champ des anomalies de TSO du Pacifique tropical) des anomalies de cumuls mensuels de précipitations en Nouvelle-Calédonie en juillet-septembre (courbe noire), en août-octobre (courbe rouge), en septembre-novembre (courbe bleue) et en octobre-décembre (courbe verte). Toutes les prédictions sont réalisées en validation croisée à partir des TSO enregistrées durant la saison juin-août. Les pointillés indiquent le seuil de significativité 95% des corrélations selon un test de Bravais-Pearson.

Nous présentons ici l'évolution de la qualité des prédictions des cumuls pluviométriques en JAS, ASO, SON et OND à partir des anomalies thermiques de l'océan tropical Pacifique [100°E-300°E ; 30°S-30°N] en JJA. Ce choix est fondé (i) sur le maximum de corrélation entre l'ENSO et l'IAS sur cette saison et (ii) sur la saisonnalité de l'occurrence des incendies entre septembre et décembre. Les prédictions sont réalisées à partir d'une analyse en corrélation canonique et les corrélations entre l'observation et la prédiction sont calculées sur des segments glissants de 21 ans pour les quatre saisons cibles (Figure 3.43). Pour chaque saison, les corrélations semblent non-stationnaires et tendent à se renforcer tout au long de la période analysée. L'intensification des corrélations s'effectue à partir de la fin des années 1970 et permet aux prédictions d'atteindre (pour JAS) et de dépasser (pour ASO, SON et OND) le seuil de significativité 95% aux alentours de 1980. Ce changement dans le potentiel de prévisibilité suggère que la modulation des anomalies de TSO dans la basse fréquence (PDO, IPO ou tout simplement la tendance inhérente au Niño 4) renforce le lien entre l'ENSO lors de l'hiver austral et les cumuls pluviométriques néo-calédoniens au cours des mois suivants.

3.6 Discussion et conclusion

Nous avons analysé dans ce chapitre la variabilité interannuelle des précipitations en Nouvelle-Calédonie sur des segments glissants de 3 mois à partir d'un réseau de 22 stations entre 1950 et 2010. **Cette étude a été motivée (i) par les interrogations posées à la fin du chapitre précédent, (ii) par les travaux antérieurs portant sur la sensibilité des anomalies de précipitations en Australie en réponse aux forçages des différents types d'ENSO et (iii) par la situation géographique de la Nouvelle-Calédonie dans une région très sensible aux déplacements de la ZCPS**.

La variabilité en phase des anomalies pluviométriques enregistrées sur les 22 stations montre que la variabilité interannuelle peut être résumée par une simple moyenne spatiale des anomalies standardisées à l'échelle locale (IAS). La corrélation linéaire entre l'IAS et les précipitations CMAP du Pacifique SW montre que l'échelle d'extension spatiale de l'IAS est maximale et concerne un vaste domaine en SON et se réduit à la Nouvelle-Calédonie en JJA. **L'IAS reflète donc en SON et en DJF, une structure de large échelle spatiale, associée en partie aux déplacements de la ZCPS**. Cette conclusion est cohérente avec les résultats de Salinger *et al.* (1995), à savoir que les migrations de la ZCPS génèrent de fortes anomalies pluviométriques de part et d'autre de sa position moyenne.

Les corrélations négatives entre l'IAS et l'ENSO sont maximales entre ASO et JFM, lorsque l'ENSO se renforce et atteint sa puissance annuelle maximale. Ces corrélations faiblissent entre l'automne et le printemps australs (i) au moment où l'ENSO bascule d'une phase chaude à une phase froide (et vice-versa) et (ii) au moment où la Nouvelle-Calédonie est touchée par des perturbations extra-tropicales ou par d'autres processus inhérents aux moyennes latitudes (Gillett *et al.*, 2006) plus

ou moins indépendants de l'ENSO. Les corrélations entre l'IAS et l'ENSO sont plus intenses avec les indices d'activité du Pacifique central (tel que le Niño 4 ou l'indice CP). **En résumé, la Nouvelle-Calédonie est au cœur de la téléconnexion entre l'ENSO et le Pacifique SW durant les épisodes CP entre SON et DJF**. Les enregistrements paléoclimatiques issus des coraux néo-calédoniens (Ourbak *et al.*, 2006) doivent refléter par conséquent davantage les épisodes CP que les épisodes EP.

L'indice EMI apparaît moins efficace que le Niño 4 ou l'indice CP dans la détection des déficits pluviométriques en Nouvelle-Calédonie puisque les anomalies négatives, au moins en SON, ne sont pas significatives au seuil 95% pour le percentile 20% (e.g. épisodes chauds) de l'indice EMI. Ces résultats montrent que l'EMI distingue assez mal les impacts des épisodes CP et des épisodes EP (dans une région pourtant plus sensible à l'ENSO que l'Australie) et doit donc être utilisé avec prudence dans le Pacifique SW et particulièrement sur l'est de l'Australie. Ce résultat confirme les conclusions de Taschettto *et al.* (2009) qui affirment que les anomalies positives dans le Pacifique central constituent le principal pilote des variations de la mousson australienne et suggèrent que le refroidissement à l'ouest et à l'est du Pacifique tropical qui accompagne le réchauffement au centre dans la signature des Modoki (Ashok *et al.*, 2007) n'affecte pas significativement la réponse des précipitations néo-calédoniennes. Néanmoins, les indices EP et CP ne sont pas exempts de biais. Dans les analyses composites, une année peut être associée à la fois à un épisode froid EP et à un épisode chaud CP et vice-versa. A titre d'exemple, les trimestres SON 1983 et 1998 sont définis dans notre cas comme des CP froids et des EP chauds et 1990 est défini comme un EP froid et un CP chaud. L'isolement de la variabilité du Niño 4 (Niño 1+2) dans le calcul de l'indice EP (CP) favorise l'évolution en opposition de phases entre les deux indices. Lorsque le pôle central du Pacifique tropical se réchauffe (refroidit) et le pôle oriental se refroidit (réchauffe) simultanément (renforcement (affaiblissement) du gradient thermique brut le long de l'équateur), la définition de chaque épisode se complexifie puisque un tel dipôle zonal le long de l'équateur peut être vu soit comme un épisode EP à l'est soit comme un épisode CP au centre. Ces ambigüités dans la définition des épisodes EP et CP posent une question fondamentale : **EP et CP représentent-ils deux phénomènes bien distincts ? ou bien s'agit-il seulement d'un déplacement stochastique de la position du maximum d'anomalie thermique le long de l'équateur ?** La construction d'un indice permettant de distinguer objectivement une phase EP d'une phase CP à l'échelle mensuelle sera l'objet du chapitre suivant.

La sensibilité des variations de l'IAS aux événements chauds centraux est principalement liée à la position longitudinale de la Nouvelle-Calédonie par rapport à la localisation des anomalies de TSO. Bien que les anomalies soient plus faibles dans le Pacifique central durant les événements CP qu'à l'est durant les événements EP, l'état moyen du Pacifique au niveau de la LCD (bordure orientale de la warm pool) permet une rétroaction positive très puissante durant les épisodes chauds (les TSO atteignent alors près de 29.7°C à 180°E) via le dégagement de chaleur latente dans la moyenne et haute troposphère ce qui tend à renforcer la cellule de Hadley sur les longitudes néo-calédoniennes. Cette anomalie de subsidence affecte de façon

significative les cumuls saisonniers de précipitations dans le Pacifique SW, et particulièrement entre la bordure orientale de l'Australie et la Nouvelle-Calédonie. Ce schéma s'inverse et se renforce durant les phases CP froides. D'un point de vue strictement méthodologique, **cela illustre l'intérêt de la prise en compte des valeurs brutes aux côtés des anomalies**.

Les anomalies atmosphériques observées en SON et DJF sont (i) en quadrature entre les épisodes CP et EP chauds et (ii) relativement similaires durant les phases froides avec une amplitude plus forte durant les événements CP. **Cette asymétrie est liée (i) à la superposition des anomalies de TSO sur le cycle annuel et (ii) à la non-linéarité de la réponse atmosphérique à proximité de la ligne de changement de date**. En effet, les épisodes CP en SON combinent un fort gradient zonal de TSO dans le Pacifique équatorial avec des TSO > 29.5°C entre 160°E et 180°E. Cette combinaison singulière favorise (i) la convection profonde à proximité de la ligne de changement de date et (ii) la subsidence dans le Pacifique SW. Le gradient zonal des TSO s'affaiblit ensuite en DJF en réponse au réchauffement annuel du Pacifique équatorial oriental à la fin du mois de décembre. **L'aplatissement de la thermocline et l'affaiblissement du gradient en surface en DJF tendent ainsi à « diluer » la réponse méridionale de l'atmosphère à travers un fuseau longitudinal plus vaste**. Ce gradient s'affaiblit largement durant les épisodes EP chauds avec des TSO qui sont, par définition, plus froides aux alentours de 180°E. A l'inverse, les épisodes CP et EP froids se caractérisent par un fort gradient zonal avec des TSO plus chaudes que la normale dans la warm pool entre 140°E et 160°E. La réponse atmosphérique durant les épisodes EP est par ailleurs similaire à celle associée aux épisodes CP froids avec un décalage vers le sud de la ZCPS en direction du Pacifique SW. En résumé, les épisodes CP excitent des téléconnexions spatio-temporelles différentes de celles générées par les épisodes EP et l'amalgame entre EP et CP dans une approche linéaire traditionnelle est susceptible d'augmenter le degré d'incertitude des prédictions saisonnières. **La distinction entre les deux phénomènes est donc fondamentale dans le cas de la Nouvelle-Calédonie**.

Nous avons également démontré que la relation linéaire entre l'IAS et l'ENSO entre ASO et JFM, est le produit d'une superposition de deux bandes de fréquences bien distinctes, situées (i) entre 3 et 6 ans et (ii) entre 10 et 12 ans. La superposition de ces deux bandes de fréquences se révèle particulièrement efficace en SON. En effet, la première bande de fréquence (i.e. la variabilité rapide) est liée à la variabilité classique de l'ENSO. La téléconnexion se renforce alors à la fin du mois de décembre au moment où les anomalies inhérentes à l'ENSO sont les plus élevées. Cette relation entre l'ENSO et l'IAS semble stationnaire depuis 1950. En revanche, la variabilité de la téléconnexion à l'échelle quasi-décennale semble se renforcer depuis 1975-1980 entre AMJ et OND. **Ce découpage de l'ENSO en deux bandes de fréquences n'implique pas nécessairement des mécanismes différents**. La géographie des anomalies de TSO suggère que la variabilité lente (i.e. 10-12 ans) pourrait être liée à un mécanisme de plus large échelle spatiale, incluant l'ENSO, ou au moins les TSO du Pacifique central. Power *et al.* (1999) avaient déjà montré une intensification (affaiblissement) de l'association entre l'ENSO et les précipitations

moyennes sur le continent australien durant les phases négatives (positives) de l'IPO. **L'IPO, la PDO et le Niño 4 sont inextricablement liés - dans la basse fréquence - au réchauffement et au refroidissement de l'océan Pacifique tropical mais nos résultats suggèrent qu'une légère tendance au réchauffement sur le long terme dans le Pacifique central équatorial vers 180°E, particulièrement perceptible en SON, joue un rôle dans l'explication du renforcement récent de la relation linéaire entre l'IAS et l'ENSO**. Cette tendance sur le long terme n'apparaît ni dans l'IPO (sans tendance par définition) ni dans la PDO. Il reste donc à établir la véritable géographie de cette tendance sur le long terme mais nous pouvons émettre l'hypothèse que cette tendance sera particulièrement prononcée dans l'hémisphère sud et/ou dans les tropiques. Le décryptage de cette tendance sur le long terme semble donc nécessaire afin d'améliorer les prédictions saisonnières associées à l'impact de l'ENSO telle que l'occurrence des feux à la fin de la saison sèche durant les années 2000 (Barbero *et al.*, 2011).

PARTIE 4.

LA SENSIBILITE DES PRECIPITATIONS TROPICALES AUX ANOMALIES CHAUDES DE TEMPERATURES DE SURFACE OCEANIQUE FAIBLES-A-MODEREES DANS LE PACIFIQUE CENTRAL

4.1. Introduction[25]

La partie précédente montre l'existence de deux types d'ENSO, ou d'un seul type d'ENSO dont la signature spatiale varie aléatoirement d'un épisode à l'autre. Les travaux antérieurs relatifs à la bimodalité de l'ENSO se sont attachés (i) à définir les épisodes EP et CP sur la base d'indices thermiques de circulation océanique (Larkin et Harrison, 2005a,b ; Ashok *et al.*, 2007 ; Kao et Yu, 2009 ; Kug *et al.*, 2009) - seul Singh et Delcroix (2011) proposent un indice basé sur la salinité -, (ii) à analyser les téléconnexions associées à chaque types d'ENSO et leur conséquences sur la circulation atmosphérique (Weng *et al.*, 2007 ; Kug *et al.,* 2010) et enfin (iii) à estimer le rôle du réchauffement climatique sur la fréquence d'occurrence des types EP et CP (Yeh *et al.* 2009). Tous ces travaux reposent cependant sur la capacité des indices thermiques à distinguer les épisodes EP des épisodes CP. Cette classification est réalisée en général en comparant simplement l'intensité relative de différents indices décrivant l'état du Pacifique oriental et du Pacifique central. Ces définitions ont suscité de nombreux débats et la question reste, au jour d'aujourd'hui, encore largement ouverte. Un exemple est donné par Kug *et al.* (2009) qui basent leur définition de EP et CP sur la différence d'intensité entre le Niño 4 et le Niño 3. Kao et Yu (2009) ont eux-mêmes reconnu que les anomalies de TSO des deux types d'ENSO pouvaient s'étendre sur le plan zonal d'une boîte à l'autre et se chevaucher dans le Pacifique tropical central-est et qu'il est par conséquent très délicat d'identifier ces événements en se basant uniquement sur les anomalies de TSO. Des corrélations faibles, un coefficient d'asymétrie élevé ainsi qu'une périodicité singulière pour chacun des indices sont les

[25] Cette section a été soumise en partie à *Journal of Climate « Letters ».* Barbero R., V. Moron (2012), Sensitivity of tropical rainfall to weak-to-moderate warm sea surface temperature anomalies in the central Pacific.

clés de la distinction la plus efficace et la plus robuste des épisodes EP et CP (Yu *et al.*, 2010). Dans cette optique, Yu *et al.* (2010) proposent d'utiliser des indices thermiques océaniques de subsurface (en moyennant la température de l'océan à travers les 100 premiers mètres) et parviennent à des résultats encourageants, mais la corrélation entre les deux indices n'est pas nulle. De plus, l'évolution de la position des anomalies de TSO durant certains épisodes montre que l'on peut basculer d'un type EP à CP (ou vice-versa) à l'échelle mensuelle alors que les travaux précédents considèrent un épisode sur une base annuelle ou saisonnière. La création de ces deux indices supplémentaires ne permet donc toujours pas de trancher, à l'échelle mensuelle, si un événement doit être considéré comme EP ou CP. Par exemple en janvier 1991, l'indice Niño 3.4 ne parvînt pas à capturer le réchauffement du Pacifique central, à l'ouest de la boîte Niño 3.4, tandis que ce réchauffement est clairement mis en lumière par l'indice CP de subsurface crée par Yu *et al.* (2010). En se basant sur le Niño 3, le Niño 4 et leur différence en décembre-février, l'épisode de 1991-92 fut définit dans certains travaux comme EP et dans d'autres comme CP (Kug *et al.*, 2009).

Nous avons nous même montré dans le chapitre précédent, que la saison septembre-novembre de 1990 et 2004 appartenait simultanément à des événements CP chauds et à des événements EP froids, tout comme 1988, 1998 et 2000 appartenaient simultanément à des épisodes EP chauds et des épisodes CP froids. Ces résultats montrent, de façon générale, que deux indices de circulation ne sont pas suffisants pour distinguer clairement les différents types d'ENSO, contrairement à ce que pensaient Trenberth et Stepaniak (2001). Nous proposons donc dans la première partie de ce court chapitre, une nouvelle définition de EP et CP, combinant l'indice Niño 3.4 avec la position longitudinale du maximum d'anomalie de TSO à l'échelle mensuelle. Cette définition tient compte des possibles transitions d'un état à l'autre à l'échelle mensuelle et permet ainsi d'éviter les situations équivoques.

Les changements de position du maximum de TSO et du maximum d'anomalie le long de l'équateur ont des conséquences fondamentales dans le déclenchement de la convection profonde et, *in fine*, dans la perturbation des précipitations moyennes mensuelles à l'échelle tropicale. En effet, nous savons que les anomalies de TSO provoquent des changements thermiques dans les basses couches de la troposphère, suscitant des anomalies de convergence ou de divergence dans l'atmosphère en fonction du signe des anomalies de l'océan et *in fine* des anomalies d'humidité et de précipitations à proximité de anomalies de TSO. **Les anomalies positives de précipitations** (principalement d'origine convective) **sont associées à un dégagement de chaleur latente dans les couches supérieures de la troposphère ainsi qu'à une anomalie de divergence susceptible d'exciter les ondes de Kelvin et de Rossby, et d'étendre leurs influences sur les anomalies de précipitations à travers l'ensemble de la zone tropicale**. **Dans ce processus, la position des anomalies de TSO est fondamentale car une anomalie dans le Pacifique central n'aura pas le même impact qu'une anomalie de même intensité dans le Pacifique est, puisque l'état moyen du bassin Pacifique se refroidit depuis l'ouest (> 28°C) vers l'est (< 24°C).** Le cycle des TSO au niveau de la LCD équatoriale est également différent de celui des TSO à proximité des côtes sud-américaines. Sobel *et al.* (2002) ont déjà mis

le doigt sur les différences de couplage océano-atmosphérique entre l'ouest et l'est du Pacifique et ont montré que les anomalies thermiques troposphériques étaient dominées par les anomalies de TSO là où l'état moyen se rapproche du seuil de déclenchement de la convection profonde. La warm pool enregistre les TSO les plus élevées sur Terre (An *et al.*, 2011) et une faible anomalie thermique à proximité de la LCD, à l'est de la warm pool, aura potentiellement un impact plus fort sur les téléconnexions qu'une anomalie de même intensité dans le Pacifique est. **En d'autres termes, une anomalie faible-à-modérée dans le Pacifique central peut suffire pour enclencher la convection profonde et exciter des téléconnexions planétaires significatives alors qu'une anomalie de large amplitude sera nécessaire pour atteindre les mêmes impacts dans le Pacifique est. L'objectif second de ce chapitre est donc d'analyser, via les anomalies de convection, la sensibilité des anomalies pluviométriques tropicales saisonnières en réponse à un forçage local d'anomalies de TSO faibles-à-modérées le long du Pacifique équatorial.** Ce travail permettra de mettre en lumière le rôle des anomalies chaudes à proximité de la LCD ainsi que le rôle du gradient zonal des TSO sur les téléconnexions atmosphériques tropicales.

4.2. Indice de perturbation des précipitations tropicales

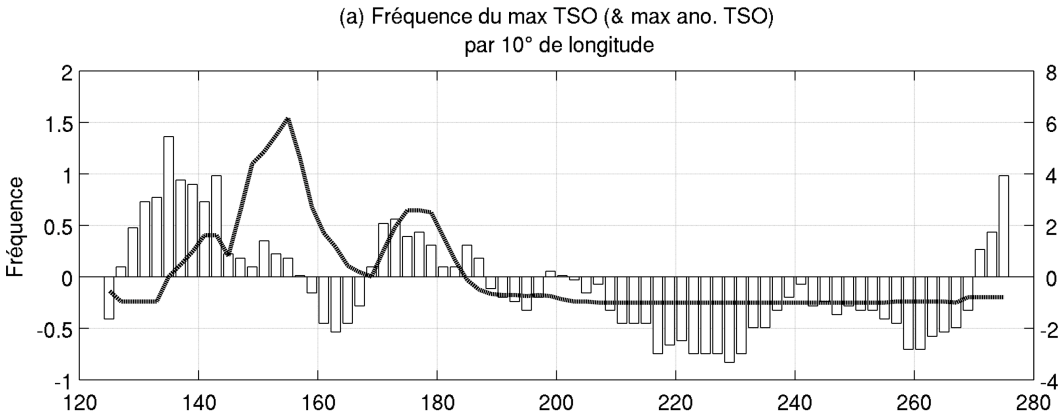
Pour quantifier la sensibilité de l'atmosphère à un forçage local d'une anomalie de TSO, nous utilisons un indice mensuel décrivant la perturbation des cumuls pluviométriques à l'échelle tropicale. Goddard et Dilley (2005) ont mis en place à cet effet le « Perturbation Precipitation Index » (PPI). L'indice se calcule (i) en divisant les valeurs absolues des anomalies de précipitations (en point de grille) par leur écart-type mensuel et (ii) en sommant ces valeurs sur l'ensemble de la zone tropicale (30°S-30°N). Ce calcul assume cependant implicitement que la fonction de densité de probabilité des précipitations suit une distribution normale, ce qui est une hypothèse incorrecte à l'échelle mensuelle (Curtis *et al.*, 2006). En effet, les cumuls de précipitations à l'échelle annuelle sont distribués approximativement selon une loi normale mais la fonction de densité de probabilité tend à se décaler vers la gauche (i.e. en direction des valeurs basses) à des échelles temporelles plus courtes (i.e l'échelle saisonnière ou mensuelle) (Hornberger *et al.*, 1998). Nous suivons ici Curtis *et al.* (2006) en transformant les valeurs des cumuls mensuels bruts en percentiles (basés sur la fonction de densité des précipitations) puis nous exprimons ces percentiles en termes d'anomalies. Tous les points de grille sont ensuite pondérés par le cosinus de leur latitude. Nous utilisons enfin les valeurs absolues afin que les anomalies positives et négatives ne s'annulent pas mutuellement dans le calcul des composites. Le symbole $\langle P \rangle$ indique par la suite la moyenne composite des anomalies absolues de percentiles à travers l'ensemble de la zone tropicale. Nous travaillerons également sur un second indice prenant en compte uniquement les anomalies standardisées de précipitations dont l'intensité excède un écart-type ($\langle P' \rangle$). $\langle P \rangle$ et $\langle P' \rangle$ sont aussi calculés en utilisant uniquement les données continentales (Goddard et Dilley, 2005) afin de mesurer

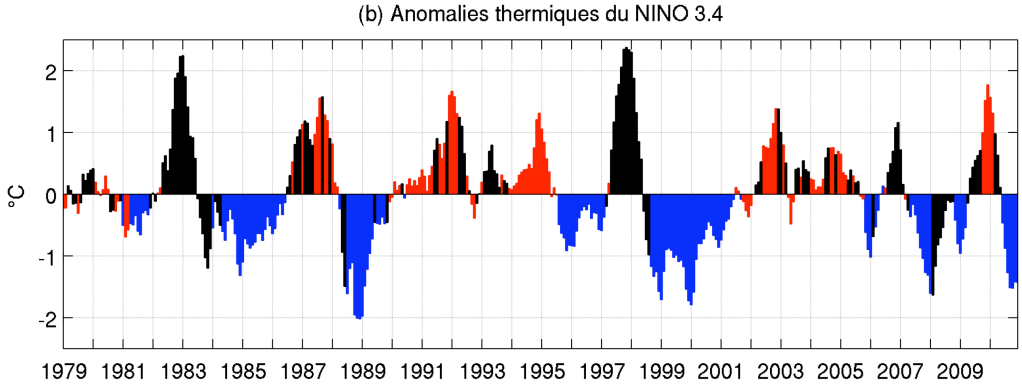
l'impact des anomalies de précipitations sur les inondations, les sécheresses, les incendies etc.

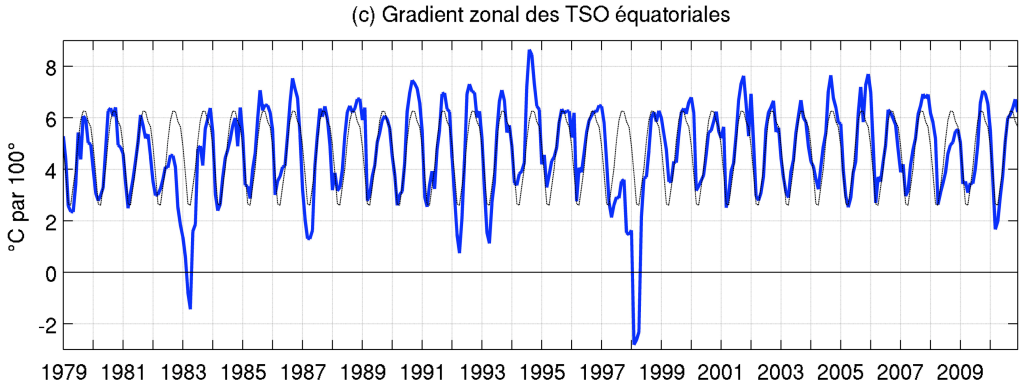
4.3. Les événements CP, EP et le gradient zonal des TSO

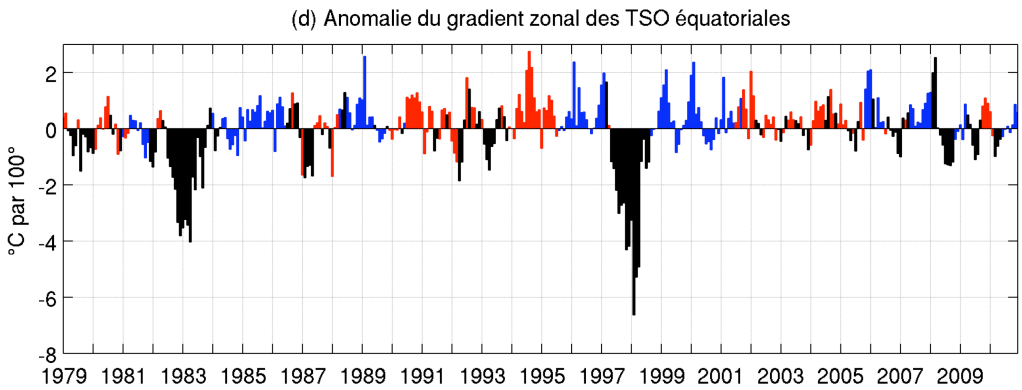
La première étape est donc de proposer une nouvelle distinction des événements EP et CP. Notre approche est basée ici sur la combinaison de l'intensité des anomalies de TSO dans la boîte du Niño 3.4 (dont la localisation permet de capturer les signaux inhérents à la fois à EP et à CP) avec la position longitudinale du maximum d'anomalie de long du Pacifique équatorial. La figure 4.1a montre la fréquence du maximum de TSO et d'anomalie de TSO le long de l'équateur. La fonction de densité de probabilité du maximum de TSO (en pointillés) est clairement bimodale avec deux maximums : l'un sur la warm pool et l'autre à proximité de la LCD. Les positions du maximum d'anomalies de TSO sont en revanche plus complexes et plus bruitées mais deux minimas vers 165°E et 215°E-230°E rendent possible la définition des épisodes CP chauds, EP chauds et des épisodes froids (i.e La-Niña). **Nous pouvons en effet considérer un épisode froid lorsque le maximum d'anomalie de TSO se place à l'ouest de 164°E, un épisode EP chaud lorsque le maximum se place à l'est de 214°E et enfin un épisode CP chaud lorsque le maximum se localise entre ces deux bornes longitudinales.** Notons que nous ne distinguons pas dans ce cas là les épisodes froids EP et CP. Il est très difficile de séparer clairement les deux types de refroidissement à partir de la structure spatiale des TSO car les géographies sont fortement asymétriques entre un événement chaud et un événement froid (Shinoda *et al.*, 2011). La figure 4.1b montre les valeurs mensuelles de l'indice Niño 3.4 ainsi que la position du maximum d'anomalie de TSO basée sur la définition précédente. En utilisant ces critères, nous voyons qu'il est possible de classer chaque valeur mensuelle du Niño 3.4 en EP chaud (noir), en CP chaud (rouge) et en Niña (bleu).

Nous avons montré précédemment que la propagation des anomalies chaudes en direction de l'est marquait l'affaiblissement du gradient zonal des TSO lors des épisodes EP chauds. La figure 4.1c montre le cycle saisonnier de ce gradient zonal de TSO le long du Pacifique équatorial. Le gradient est fortement modulé à l'échelle saisonnière avec des valeurs minimales en janvier-mars et maximales en septembre-novembre mais l'inception puis la maturation d'une phase chaude de l'ENSO en hiver boréal associée à un réchauffement du Pacifique équatorial affaiblit largement ce gradient et inverse même la polarité du dipôle classique entre la warm pool à l'ouest et la cold tongue à l'est, comme ce fût le cas lors des deux événements les plus puissants du siècle en 1982-83 et 1997-98 (notés 82&97 par la suite). Lorsque nous exprimons ce gradient en anomalies (Figure 4.1d), les épisodes 82&97 se distinguent largement du reste de la période en rompant la distribution moyenne zonale des TSO tandis que les événements CP chauds semblent associés à un gradient zonal proche, voir supérieur à la normale. Cette observation est cohérente avec les conclusions de Hu *et al.* (2011) qui affirment que la fréquence des épisodes CP chauds est favorisée par un renforcement du gradient zonal des TSO (et donc un renforcement des alizés).


(a) Fréquence du max TSO (& max ano. TSO)
par 10° de longitude
Fréquence
Longitude (°Est)


(b) Anomalies thermiques du NINO 3.4
°C


(c) Gradient zonal des TSO équatoriales
°C par 100°


(d) Anomalie du gradient zonal des TSO équatoriales
°C par 100°

⇒

Figure 4.1: (a) Fréquence des TSO les plus élevées (axe de droite et courbe en pointillés) et des anomalies de TSO (axe de gauche et barres blanches) le long de l'équateur sur des segments glissants de 10° de longitudes (chaque longitude correspond à la moyenne latitudinale entre 4°S et 4°N). Les fréquences sont exprimées en anomalies par rapport à une distribution uniforme du maximum de TSO et du maximum des anomalies de TSO le long de l'équateur. (b) Série temporelle de l'indice Niño 3.4 Les couleurs correspondent aux événements CP chauds (en rouge), EP chauds (en noir) et La Niña (en bleu). (c) Cycle saisonnier du gradient zonal des TSO (exprimé en °C tous les 100° de longitudes) le long de l'équateur entre 110°E et 280°E. Le gradient zonal est calculé comme la différence entre le maximum et le minimum des TSO moyennées entre 4°S et 4°N divisé par leur distance longitudinale. (d) Idem que le panel (c) excepté que les valeurs sont exprimées en anomalies. Toutes les séries temporelles sont moyennées sur des segments glissants de 3 mois.

Ce signal temporel n'apparaît ni dans les indices océaniques classiques (Niño 3, Niño 3.4 ou Niño 4) ni dans les indices atmosphériques (SOI).

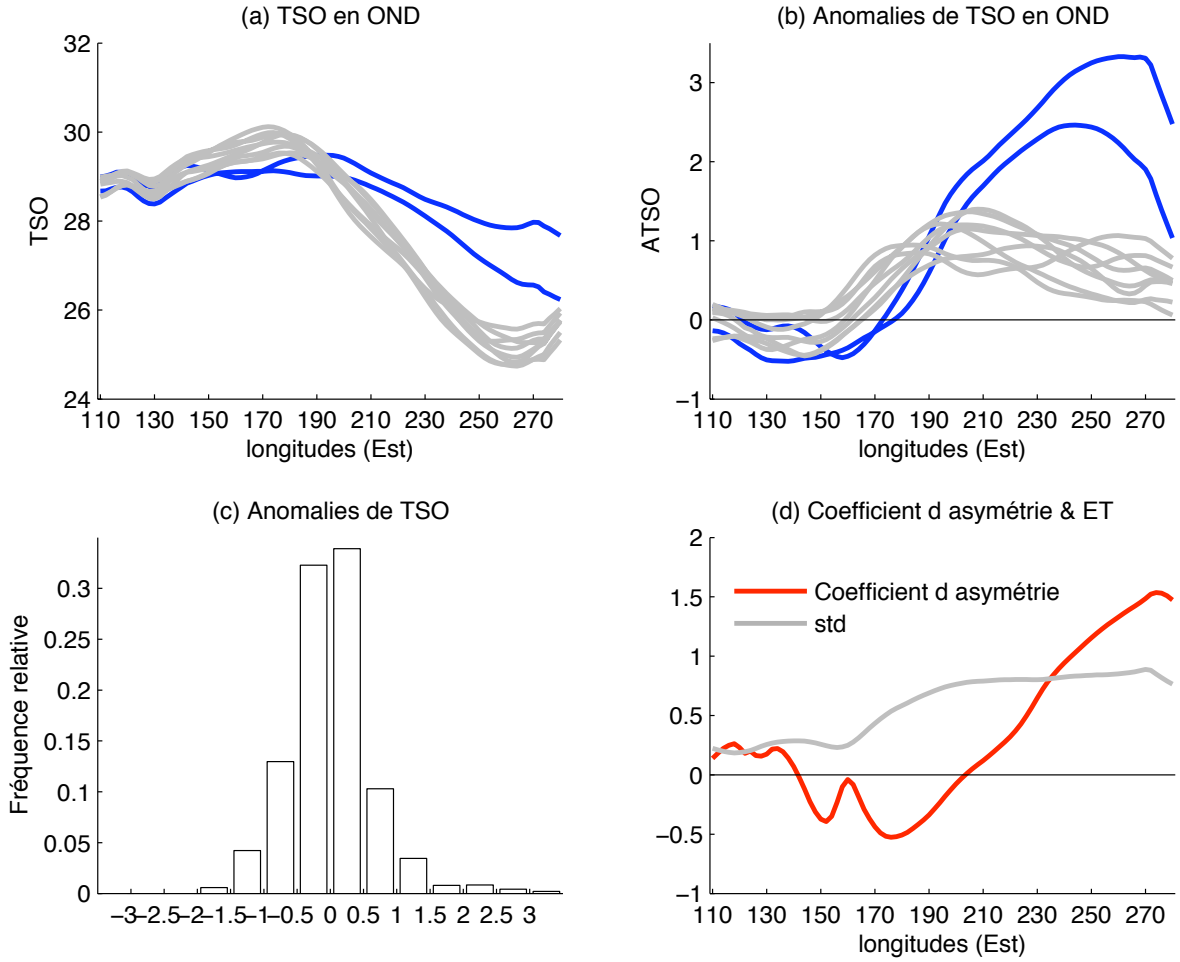


Figure 4.2 : (a) TSO moyennées entre 4°S et 4°N durant la saison octobre-décembre pour les épisodes ENSO dont le Niño 3.4 moyenné entre septembre et février est > 1 σ sur la période 1979-2010. Les événements EP de 82&97 sont représentés en bleu et les autres épisodes (1986, 1987, 1991, 1994, 2002, 2004, 2006 et 2009) en gris. (b) Idem pour les anomalies de TSO. (c) Fréquence relative des anomalies de TSO le long de l'équateur entre 110°E et 280°E. (d) Ecart-type (en gris) et coefficient d'asymétrie (en rouge) des anomalies de TSO moyennées entre 4°S et 4°N.

La figure 4.2a montre la distribution des TSO en octobre-décembre associée à tous les épisodes ENSO chauds dont le Niño 3.4 moyenné de septembre à février dépasse 1 σ sur la période CMAP (1979-2010). Les deux épisodes les plus puissants (82&97 en bleu) se distinguent encore une fois clairement des autres événements (en gris). Notons dans ce cas que le centre des TSO brutes les plus élevées (29.5-30°C) est localisé à l'ouest de la LCD (le réchauffement est alors à ce moment < 1°C). La distribution des anomalies de TSO (Figure 4.2b) met en lumière le caractère atypique de 82&97 dans le Pacifique est (les anomalies atteignent à ce moment environ 3°C) tandis que les autres épisodes affichent des anomalies relativement similaires le long de l'équateur. En résumé, la signature spatiale de tous les événements chauds, exception faîte de 82&97, montre un maximum d'anomalie thermique situé plutôt dans la boîte du Niño 4 que dans le Niño 3 et doivent donc être perçus plutôt comme des événements CP. **D'un point de vue purement sémantique, cela revient à dire que 82&97 sont des événements « exotiques » tandis que les événements CP peuvent êtres vus comme la signature classique de l'ENSO, contrairement à ce qui est affirmé dans la littérature**. La figure 4.2c montre la fréquence relative des anomalies de TSO le long du rail équatorial. Les anomalies faibles-à-modérées comprises entre -1°C et 1°C sont de loin les plus fréquentes alors que les anomalies respectivement inférieures et supérieures à ces valeurs restent relativement marginales. La figure 4.1d présente l'écart-type et le coefficient d'asymétrie des anomalies de TSO le long de l'équateur. Le coefficient est positif à l'est de 190°E ainsi qu'à l'ouest de 140°E mais reste négatif à proximité de la LCD. Rappelons qu'une valeur positive (négative) correspond à un mode décalé vers les phases chaudes (froides) (Yu *et al.*, 2010).

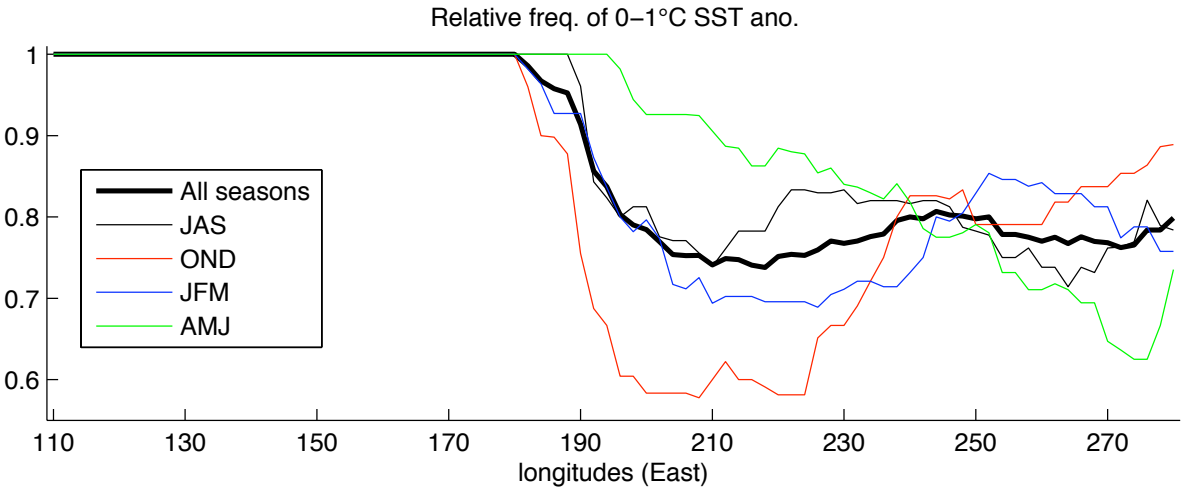


Figure 4.3 : (a) Fréquence relative des anomalies thermiques de l'océan (moyennées entre 4°S et 4°N) entre 0° et 1°C par rapport à la somme des anomalies thermiques positives en juillet-septembre (courbe noire), octobre-décembre (courbe rouge), janvier-mars (courbe bleue), avril-juin (courbe verte) et pour l'ensemble des saisons (courbe noire en gras).

La figure 4.3 montre la fréquence des anomalies thermiques faibles-à-modérées par rapport à la fréquence totale des anomalies chaudes. La fréquence diminue logiquement vers l'est, conformément à l'état moyen du bassin Pacifique qui limite le réchauffement des eaux à l'ouest de la LCD à 1°C. Seules les eaux à l'est de la LCD laissent place à des anomalies plus intenses, mais leur fréquence n'excèdent rarement 0.25, y compris au niveau de la cold tongue. Le découpage saisonnier montre cependant que la fréquence des anomalies > 1°C augmente entre 190°E et 230°E en entre juin et décembre puis diminue à partir de janvier.

Regardons à présent l'évolution temporelle au cours d'une année des TSO et des anomalies de TSO lors des épisodes 82&97 et lors des autres épisodes chauds (qui correspondent dans ce cas aux 8 années identifiées sur la figure 4.2a,b). Ces épisodes chauds montrent des TSO proches de 30°C en août-octobre et une anomalie de 1°C en octobre-décembre entre 190°E et 210°E (Figure 4.4a). Lors des événements de 82&97 (Figure 4.4b), les TSO atteignent un maximum de 29°C entre juillet et octobre sans jamais dépasser ce seuil tandis que des eaux avoisinant 28.75°C se propagent jusqu'aux côtes sud-américaines en février. L'anomalie la plus intense atteint presque 3°C en fin d'année à 250°E.

En raison du blocage de phase de ces deux types d'événements par rapport au cycle saisonnier et de la fréquence des anomalies < 1°C, nous avons extrait des composites afin de mieux comprendre la saisonnalité de la réponse atmosphérique à des anomalies positives de TSO faibles-à-modérées < 1°C le long du rail équatorial.

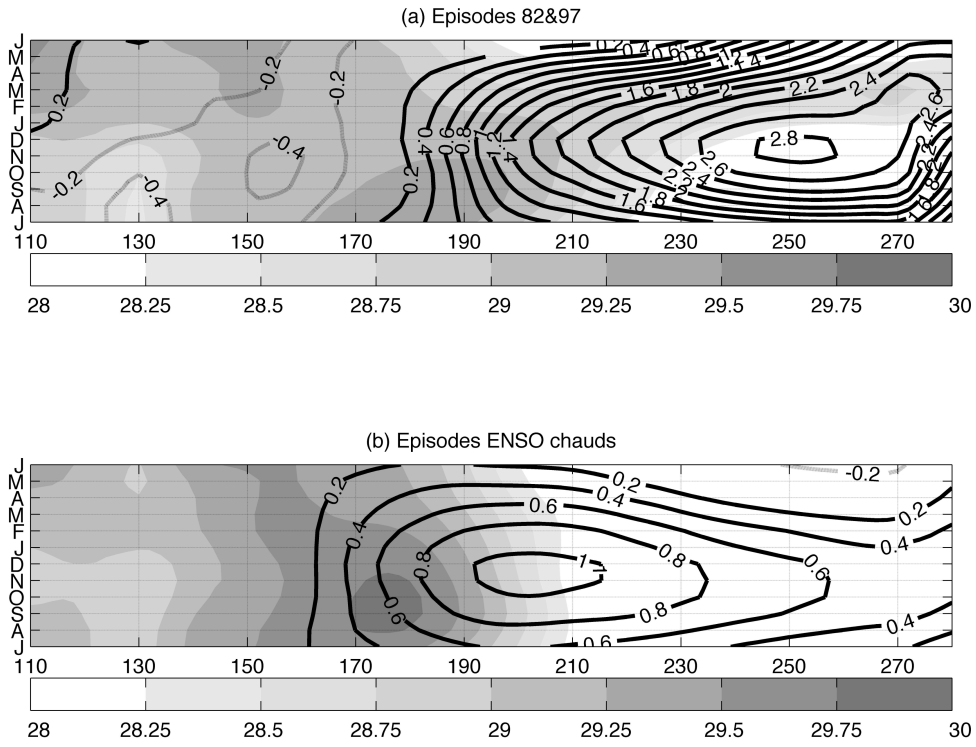


Figure 4.4 : (a) TSO (couleurs) et anomalies de TSO (contours) moyennées entre 4°S et 4°N durant les épisodes EP de 1982 et 1997. (b) Idem pour les autres épisodes chauds (i.e., 1986, 1987, 1991, 1994, 2002, 2004, 2006 et 2009).

4.4. La saisonnalité de la réponse atmosphérique aux anomalies de TSO faibles-à-modérées le long du Pacifique équatorial

Il s'agit à présent de montrer la sensibilité de l'atmosphère à une anomalie de TSO locale entre 0°C et 1°C le long du Pacifique équatorial. Notre approche consiste ici à extraire au-dessus de chaque longitude la réponse de l'atmosphère sur le plan zonal et altitudinal à un réchauffement des TSO de 0 à 1°C. La figure 4.5 montre que le passage d'une telle anomalie dans le Pacifique central équatorial (plus précisément entre 170°E et 190°E) donne l'impulsion à une forte anomalie d'ascendance (significative au seuil 95%) dans la moyenne et haute troposphère entre octobre et mars alors que le Pacifique oriental (à l'est de 190°) reste associé à des conditions proches de la normale et ne réagit donc pas aux anomalies positives < 1°C.

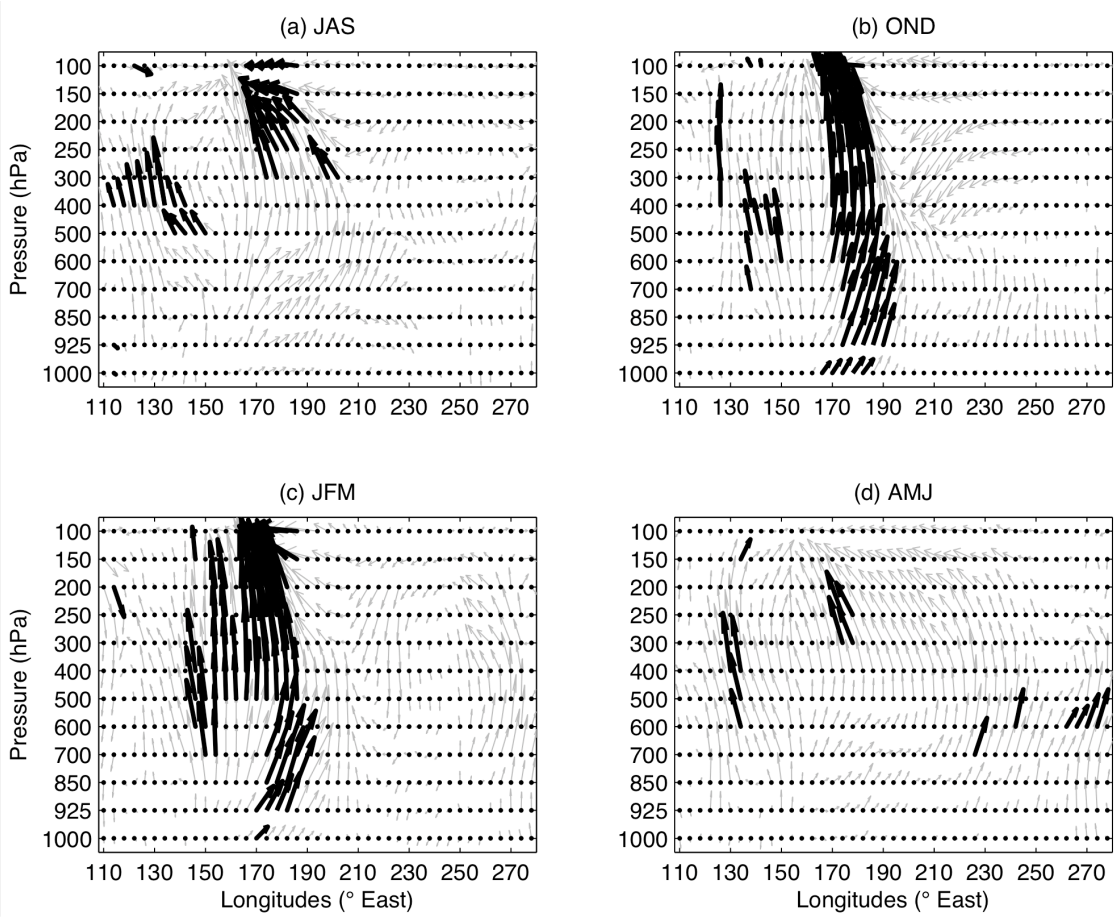


Figure 4.5 : Anomalies de circulation atmosphérique (par rapport à la moyenne 1979-2010) associées à une anomalie locale chaude de TSO < 1°C moyennée entre 4°S et 4°N en (a) juillet-septembre, (b) octobre-décembre, (c) janvier-mars et (d) avril-juin. Ces anomalies correspondent à la composante zonale des anomalies de vent (unité : $\mathrm{m}\,s^{-1}$) et à la composante verticale (cette composante est réajustée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 5°S et 5°N. L'intensité maximale des vecteurs est égale à 2.61 m s^{-1} . Les vecteurs dont la composante verticale ou zonale est significative au seuil bilateral 95% selon un test en T de Student sont représentés en gras.

Ce mécanisme tend à renforcer la convection profonde dans le Pacifique central et modifie, *a priori*, les téléconnexions à l'échelle globale avant de s'affaiblir entre avril et août**. La sensibilité de l'atmosphère à une anomalie chaude faible-à-modérée est donc maximale à proximité de la LCD et quasiment nulle dans la boîte du Niño 3 à l'est, et dépend fortement du cycle saisonnier moyen.** Sur la base de ce constat, nous avons essayé de quantifier la réponse des anomalies de précipitations à un réchauffement local des TSO sur chacune des longitudes du Pacifique équatorial.

4.5. L'impact sur les anomalies de précipitations à l'échelle tropicale

4.5.1 La moyenne spatiale

Dans le même esprit que les composites précédentes, nous avons calculé la moyenne des valeurs mensuelles de l'indice $\langle P \rangle$ associées à une anomalie comprise entre 0°C et 1°C pour chacune des longitudes (Figure 4.6a). Cela permet de localiser encore une fois le point de forçage clé du Pacifique équatorial le plus à même de perturber la répartition spatio-temporelle moyenne des précipitations à l'échelle tropicale.

L'impact de l'ENSO semble une nouvelle fois plus sévère et/ou plus étendu lorsqu'une anomalie chaude faible-à-modérée prend place entre 170°E et 190°E (Figure 4.6a). La même anomalie aux alentours de 160°E, ou encore entre 210°E et 230°E semble générer en revanche une intégrale des perturbations inférieure à la normale. Ce résultat suggère ainsi l'existence d'un secteur de forçage de l'atmosphère plus puissant que le Niño 3.4 utilisé par Goddard et Dilley (2005) pour la détection des impacts de l'ENSO à l'échelle globale. La réponse de $\langle P \rangle$ est ainsi exacerbée au niveau de la LCD, suggérant que l'intégrale des anomalies de précipitations est potentiellement contrôlée par la position longitudinale des anomalies de TSO.

Une analyse similaire réalisée à partir de l'indice $\langle P' \rangle$ révèle des résultats identiques (non montré). **La sensibilité des indices $\langle P \rangle$ et $\langle P' \rangle$ aux anomalies thermiques aux alentours de la LCD souligne ici la nécessité de prédire correctement les TSO tropicales dans ce secteur.**

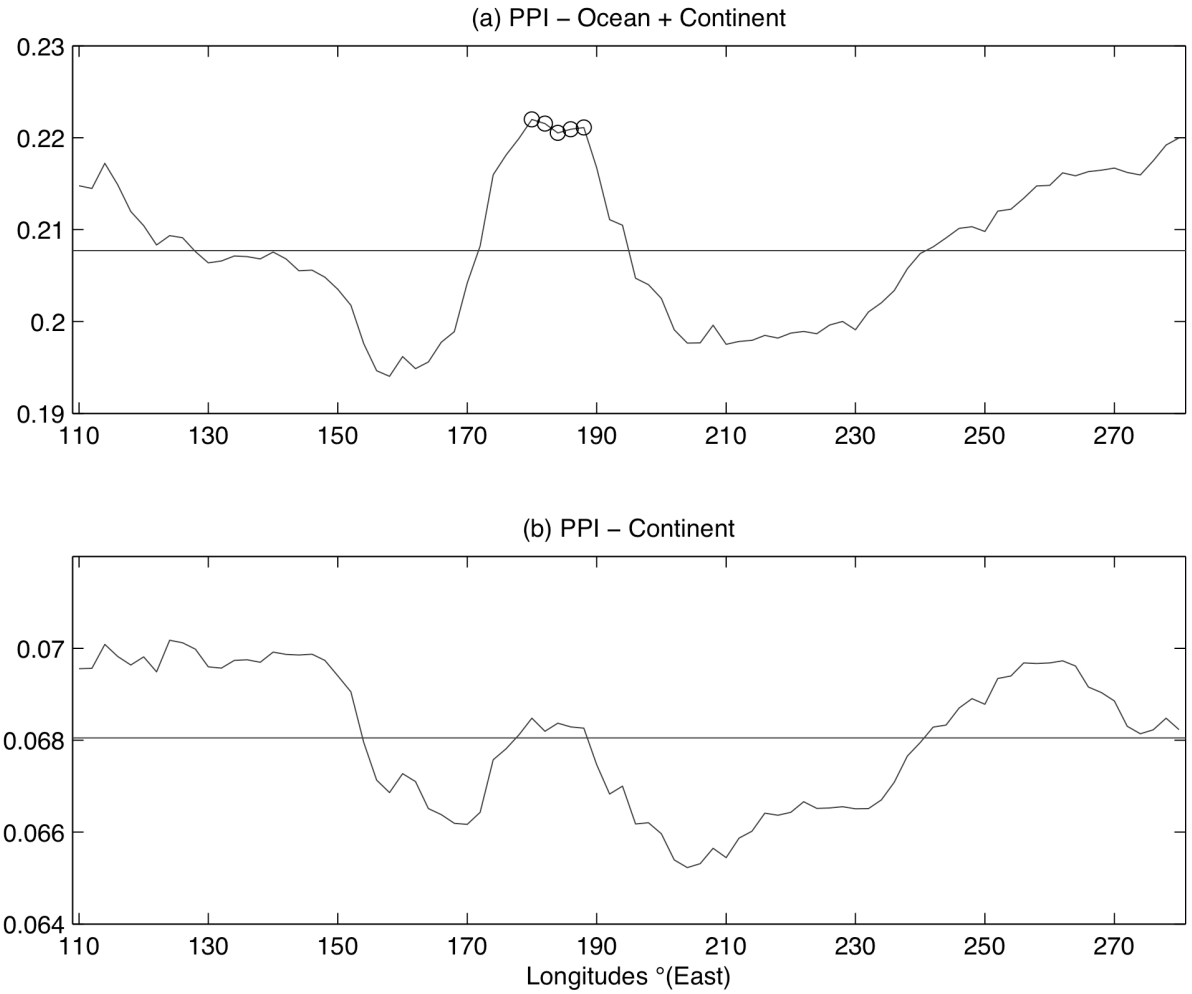


Figure 4.6 : (a) Indice de perturbation des précipitations tropicales associé à une anomalie locale chaude de TSO (moyennée entre 4°S et 4°N) entre 0°C et 1°C sur la période 1979-2010. Cet indice est calculé comme la moyenne spatiale des anomalies des percentiles de précipitations à travers l'ensemble de la zone tropicale (30°S-30°N). Les lignes noires correspondent à un indice de perturbation distribué uniformément le long de l'équateur. (b) Idem sauf que l'indice a été calculé uniquement à partir des données continentales. La significativité de l'indice de perturbation des précipitations a été testée selon un test de Monte-Carlo. Le test consiste à recalculer l'indice en choisissant pour chaque longitude *N* années au hasard (*N* étant le nombre de cas observés affichant des anomalies entre 0° et 1°C). La procédure est répétée 1 000 fois et l'observation est ensuite confrontée aux valeurs de l'indice obtenues par hasard. Les cercles indiquent les longitudes pour lesquelles l'indice observé reste > à l'indice généré par hasard dans plus de 90% des simulations.

4.5.2 La réponse spatiale des précipitations à un forçage du Pacifique central

Dans cette dernière section, nous décrivons l'évolution saisonnière de la structure spatiale des anomalies de précipitations et des vents à 850 hPa en réponse à un forçage de 0°C à 1°C entre 170°E et 190° (Figure 4.7). Avant la phase de maturation (de juillet à septembre), nous observons des anomalies positives de précipitations à proximité de la LCD équatoriale en relation avec le réchauffement du Pacifique central (Figure 4.7a). Ces anomalies se renforcent au cours de la saison suivante d'octobre à décembre (Figure 4.7b). Des anomalies négatives significatives s'étirent à ce moment-là dans le Pacifique SW ainsi que dans le secteur Indo-Pacifique, suggérant un

renforcement de l'anomalie de subsidence de la cellule de Walker (qui peut être vu ici comme un affaiblissement de la convection si l'on considère les valeurs brutes). Une anomalie anticyclonique se développe donc aux alentours de l'archipel indonésien et tend à réduire les précipitations alors que des anomalies d'ouest dans les basses couches se renforcent dans le Pacifique central. Notons qu'un secteur d'anomalies négatives persiste sur l'est de l'Amazonie. Après la phase de maturation en janvier-mars (Figure 4.7c) et en avril-juin (Figure 4.7d), cette structure s'affaiblit légèrement sur le bassin Indo-Pacifique et en particulier dans le Pacifique SW tandis que l'anomalie d'est dans les basses couches décélère.

Sur la base des conclusions du chapitre précédent, **nous émettons une fois de plus l'hypothèse selon laquelle l'aplatissement de la thermocline à la fin de l'année, signant l'affaiblissement du gradient zonal des TSO, diminue l'intensité de l'anomalie de la circulation zonale.** La conséquence est la réduction de la subsidence sur le bassin Indo-Pacifique en janvier-mars ainsi que l'affaiblissement général des téléconnexions (Giannini *et al.*, 2007). **Pour résumer, la combinaison des anomalies positives de TSO < 1°C à proximité de la LCD avec un gradient zonal élevé avant la phase de maturation peut être vue comme un déplacement vers l'est de la branche ascendante de la cellule de Walker, tandis que l'affaiblissement du gradient zonal durant la phase de maturation entraîne une dilution de la cellule de Walker et des téléconnexions plus faibles**. En avril-juin (Figure 4.7d), les structures spatiales se dissipent progressivement, en particulier la subsidence sur l'archipel indonésien.

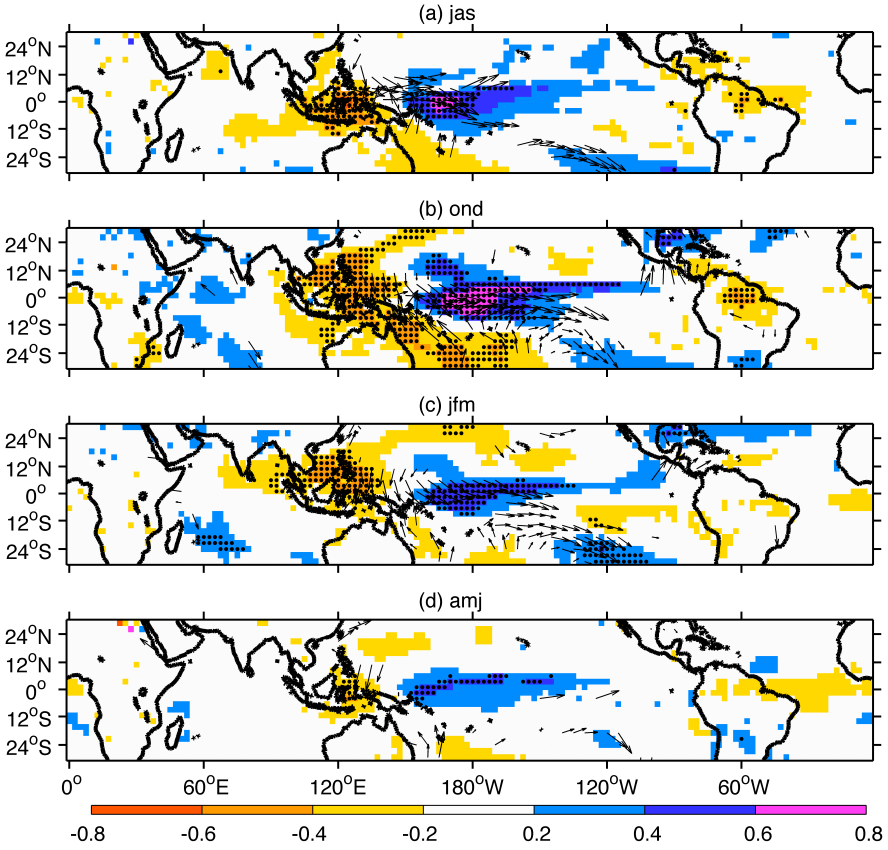


Figure 4.7 : (a) Percentiles des anomalies de précipitations et anomalies de vents à 850 hPa associées à une anomalies de TSO entre 0°C et 1°C dans la boîte [170°E-190°E ;4°S-4°N] en (a) juillet-septembre, (b) octobre-décembre, (c) janvier-mars et (d) avril-juin. Seuls les vecteurs dont la composante zonale et/ou méridienne est significativement différente de la climatologie au seuil bilatéral 95% selon un test en T de student sont affichés. Les points noirs indiquent les anomalies de précipitations significatives au seuil 95% selon un test en T de Student.

4.5.3 La combinaison des épisodes chauds centraux avec le gradient zonal

Le signal des anomalies thermiques faibles-à-modérées au niveau de la LCD peut être combiné avec l'information du gradient zonal défini dans la section 4.3. L'échantillon précédent de la saison OND (saison durant laquelle le signal est le plus fort) est ainsi scindé en deux : un sous-échantillon décrit les épisodes associés à une anomalie du gradient zonal > 0.5°C en moyenne sur OND, tandis que le second est composé uniquement des épisodes dont l'anomalie de gradient zonal est < -0.5°. Nous obtenons cinq années dans le premier cas (1990, 1992, 1994, 2001 et 2004) et trois dans le second cas (1979, 1982 et 1997). Cela permet de considérer l'intensité du gradient zonal (en plus de l'intensité de l'anomalie thermique dans une boîte fixe) dans l'analyse des variations de position et d'intensité de la cellule de Walker. La figure 4.8 montre les valeurs brutes de la circulation zonale moyennée entre 5°S et 5°N associées aux deux échantillons. La branche ascendante de la cellule de Walker (tirets rouges) est légèrement décalée vers l'est lorsque le gradient thermique est anormalement élevé (Figure 4.8a) et strictement bornée entre 150°E et 210°E. Dans le cas d'un gradient

thermique négatif (Figure 4.8b), le secteur d'ascendance est dilué sur un fuseau longitudinal plus vaste entre 100°E et 200°E, soit près de 5 000 km d'extension zonale supplémentaire par rapport aux épisodes précédents. En d'autres termes, un gradient fort stabilise et renforce la cellule de Walker et altère les téléconnexions lorsque la cellule se décale légèrement vers l'est, au niveau de la LCD.

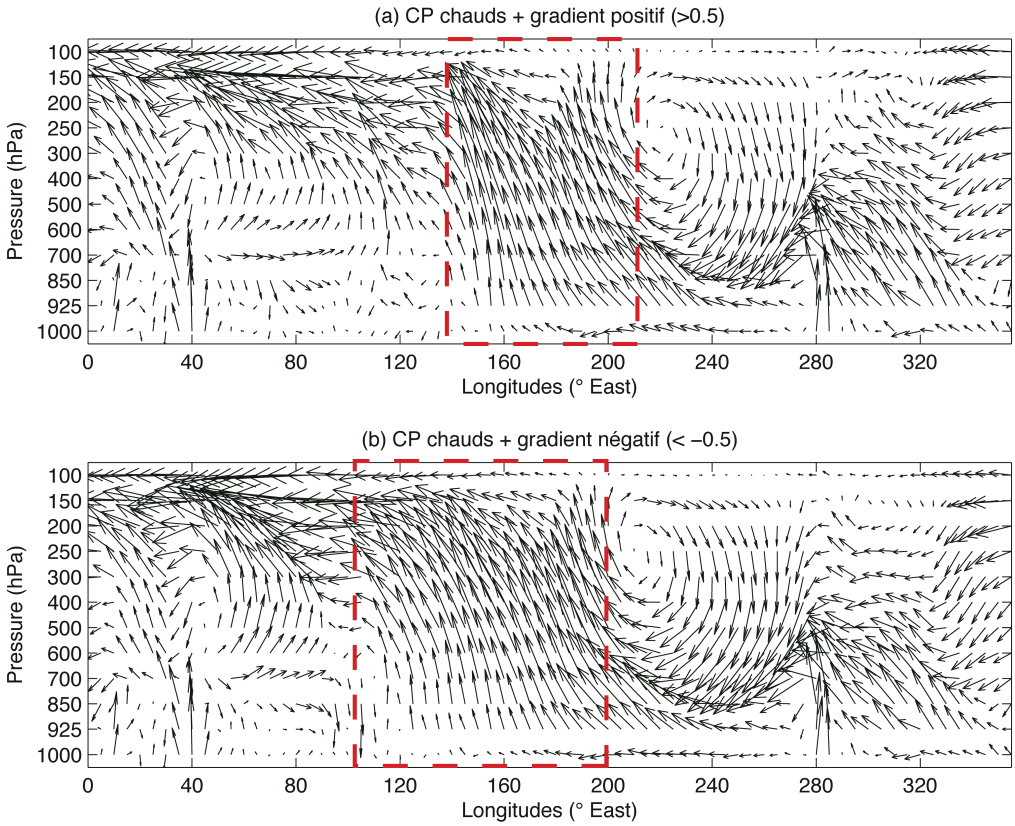


Figure 4.8 : Anomalies de circulation atmosphérique en octobre-décembre (par rapport à la moyenne 1979-2010) associées aux épisodes qui combinent des anomalies thermiques comprises entre 0 et 1°C dans la boîte [170°E-190°E ;4°S-4°N] avec (a) une anomalie moyenne du gradient zonal > 0.5 et (b) une anomalie < -0.5 en octobre-décembre. Les anomalies atmosphériques correspondent à la composante zonale des anomalies de vent (unité : $m\,s^{-1}$) et à la composante verticale (cette composante est réajustée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 5°S et 5°N. L'intensité maximale des vecteurs est égale à 22.4 $m\ s^{-1}$.

4.6. Conclusion

La tendance du maximum des anomalies de TSO à se produire plus fréquemment au cours des dernières décennies (Lee and McPhaden, 2010) à proximité de la LCD a conduit les climatologues à baptiser ce phénomène CP ENSO ou ENSO Modoki. **Nous complétons ici ces travaux en montrant que la combinaison (i) de l'intensité relative des anomalies de TSO, (ii) de la position du maximum d'anomalie le long de l'équateur et (iii) de la saisonnalité des TSO apporte un gain considérable dans l'explication de la moyenne des anomalies absolues de**

précipitations à l'échelle tropicale. La superposition du Niño 3.4 et de la position du maximum d'anomalie thermique est un premier pas dans la définition des épisodes EP et CP à l'échelle mensuelle. Notre travail montre par ailleurs que les événements EP sont associés à une forte diminution (voire une inversion) du gradient zonal de TSO, comme ce fût le cas en 82&97. La prise en compte de ce gradient zonal est donc une approche potentiellement intéressante à développer pour les futures définitions de EP et CP.

Il est également important de comprendre les processus de réponse de l'atmosphère à une anomalie de TSO localisée sur le rail équatorial. Webster (1994) a montré que l'augmentation de la convection profonde au-dessus de TSO > 28°C est le résultat d'une ascendance de large échelle spatiale issu d'un échauffement différencié de l'atmosphère entre la warm pool et les régions adjacentes. **Nous montrons ici qu'un léger décalage vers l'est du maximum de TSO durant les événements CP est fondamental dans le déclenchement de la convection profonde à proximité de la LCD entre octobre et mars**. La contribution des anomalies de TSO à l'anomalie d'ascendance de l'atmosphère est donc plus forte dans le Pacifique central que dans le Pacific est (excepté pour les deux épisodes exceptionnels de 82&97), bien que les anomalies à l'est soient plus élevées que dans le Pacifique central dont l'état de base reste proche de 28°C tout au long de l'année (Su *et al.*, 2002). **En d'autres termes, les anomalies de TSO dans le Pacifique central sont plus faibles qu'à l'est mais l'atmosphère y est beaucoup plus sensible, du fait de l'état de base**.

De nombreux travaux ont déjà examiné les impacts de l'ENSO sur les anomalies de précipitations à l'échelle globale. Contrairement à ce qui était attendu, Goddard et Dilley (2005) ont trouvé que les anomalies de précipitations continentales ne sont pas plus fortes ni plus étendues durant les phases extrêmes de l'ENSO que durant les phases neutres. Les auteurs ont ainsi conclu que la répartition des précipitations sur les continents était peu affectée par l'ENSO et ont montré que le PPI (Perturbation Precipitation Index) était totalement indépendant du Niño 3.4. **Notre étude montre en revanche qu'un léger décalage du maximum de TSO à l'est de la warm pool conduit à une augmentation considérable de la convection profonde et, *in fine*, à une augmentation significative des anomalies de précipitations à l'échelle tropicale**. Les anomalies positives de précipitations sont à ce moment localisées à proximité de la LCD équatoriale, et des anomalies négatives s'installent dans le Pacifique SW et sur le bassin Indo-Pacifique. Ce résultat est cohérent avec les conclusions de Barsugli et Sardeshmukh (2002) qui ont montré que les pluies indonésiennes sont particulièrement sensibles aux anomalies de TSO à l'ouest du Niño 4.

Les corrélations entre l'ENSO et les anomalies de précipitations sont généralement plus fortes lorsque l'ENSO atteint son amplitude maximale, à savoir à la fin de l'année aux alentours de noël. Cependant, il semble que les téléconnexions soient plus fortes sur le bassin Indo-Pacifiqe et dans le Pacifique SW durant le printemps austral que durant l'été suivant. Giannini *et al.* (2007) ont démontré que la prévisibilité des anomalies de précipitations sur l'Indonésie était plus élevée durant la phase de

développement de l'ENSO (i.e. entre juin et décembre) qu'au cours de la phase de déclin (i.e. entre janvier et juin de l'année suivante). Selon les auteurs, ce signal temporel est en phase avec un ajustement du système de convection profonde en réponse aux anomalies de températures troposphériques. **Nous spéculons ici sur l'hypothèse selon laquelle la téléconnexion des épisodes centraux est maximale aux alentours d'octobre car la circulation de Walker est à ce moment renforcée et sa branche ascendante décalée légèrement vers l'est. La diminution du gradient de TSO (en liaison avec le cycle saisonnier des TSO à l'est et à l'ouest du Pacifique équatorial) durant la phase de maturation dilue ensuite l'intensité de la cellule de Walker ainsi que ses téléconnexions.**

De façon plus générale, le poids relatif des TSO dans le Pacifique central et la sensibilité de l'atmosphère dans ce secteur est un point fondamental dans les prédictions des anomalies climatiques. En effet, l'attention a été focalisée sur la boîte du Niño 3.4, à l'est du Niño 4. Récemment, des recherches intéressantes ont été menées par Hu *et al.* (2011) à propos des conditions antécédentes relatives aux événements EP et CP. Les auteurs montrent que l'intensité et l'extension longitudinale des vents d'ouest le long de l'équateur en début d'année (janvier-mars) sont des facteurs susceptibles de faire basculer le système dans une phase EP ou CP. Ce résultat montre que la prise en compte de la position du maximum d'anomalie doit être intégrée dans les prédictions saisonnières au moins pour l'automne et l'hiver boréal.

Des investigations supplémentaires semblent nécessaires afin de mieux comprendre la relation complexe entre la variabilité pluviométrique, la variabilité des TSO à l'échelle séculaire et l'occurrence des événements EP et CP. Ces analyses nous permettraient de comprendre comment les changements du gradient zonal des TSO dans un monde plus chaud (Power et Kociuba, 2010) pourraient conduire à de nouvelles structures spatiales dans les anomalies de précipitations.

PARTIE 5.

PREDICTIONS SAISONNIERES DE LA FREQUENCE DES INCENDIES EN NOUVELLE-CALEDONIE DURANT LA SAISON SEPTEMBRE-DECEMBRE A PARTIR DES ANOMALIES DE TSO DU NINO 4 EN JUIN-AOUT

5.1. Introduction[26]

Nous avons vu dans la deuxième partie de ce manuscrit que les incendies en Nouvelle-Calédonie se produisaient majoritairement aux alentours de la fin de la saison sèche, i.e. entre septembre et décembre (Barbero *et al.*, 2011), lorsque l'augmentation des températures se combine à des sols et des combustibles déjà secs. **Nos analyses ont révélé (i) que la précipitation était la variable clé dans le déclenchement et la propagation des incendies et (ii) qu'une sécheresse à moyen terme (~3 mois avant un feux) augmentait la probabilité d'occurrence des feux**. Un simple ajustement polynomial a également montré que la fréquence des feux entre septembre et décembre était fortement liée au phénomène ENSO. Nous avons ainsi investit la relation entre l'ENSO et les anomalies de précipitations néo-calédoniennes, sur des pas de temps plus longs (1950-2010). **Les épisodes chauds de l'ENSO, dont les maximums d'anomalies thermiques sont localisés dans le Pacifique équatorial central, semblent avoir plus d'impact sur la Nouvelle-Calédonie, et particulièrement au cours du printemps austral (de septembre à novembre), que les épisodes EP (et par ailleurs plus puissants en termes d'anomalies) dont la longitude de l'anomalie maximale se situe dans le Pacifique est (e.g. 1982-83 et 1997-98).**

La saison s'étendant de septembre à décembre (SOND) est donc (i) la saison durant laquelle se produisent les feux en Nouvelle-Calédonie (Barbero *et al.*, 2011) et (ii) la saison la plus sensible aux variations de phase et d'intensité de

[26] Cette section a été soumise en partie dans *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Moron V., R. Barbero, M. Mangeas, L. Borgniet, T. Curt (2011), Prediction of September-December fire frequency in New Caledonia (SW Pacific) from Niño 4 sea surface temperature index in June-August (en révision).

l'ENSO (Barbero et Moron, 2011). Ce synchronisme temporel suggère une forte prévisibilité potentielle des incendies à partir des états thermiques de l'ENSO, dont la polarité est clairement établit 3 à 6 mois avant. **La dernière partie de cette thèse explore donc la potentialité d'une prévision saisonnière expérimentale des feux à partir d'un simple modèle statistique dont l'ENSO est l'unique prédicteur**.

Nous décrirons brièvement dans un premier temps le cycle saisonnier des surfaces brûlées puis leur variabilité inter-annuelle, dictée par les variations de l'ENSO. La section 5.4 détaille le modèle statistique basé sur une régression linéaire généralisée entre le Niño 4 en juin-août et la somme saisonnière des surfaces brûlées entre septembre et décembre. Nous analyserons également la somme des feux autour des 70 stations pluviométriques disponibles sur la période 2000-2010. La dernière section présente la performance du modèle sur un échantillon de 11 saisons et montre les variations spatiales des prédictions sur chaque station pluviométrique.

5.2 Le cycle saisonnier des surfaces brûlées

La chronique mensuelle des surfaces brûlées estimées par Landsat (Figure 5.1a) ainsi que la fréquence des départs de feux MODIS II et Landsat sont présentées sur la figure 5.1b. A l'échelle mensuelle, les deux bases de données (Figure 5.1b) sont plutôt en phase (r~0.6). La chronique des surfaces brûlées (Figure 5.1a) montre que le feu de la MdS à la fin du mois de décembre 2005 recouvre une surface équivalente à la somme des surfaces brûlées en 2002 causées par une centaine de feux différents.

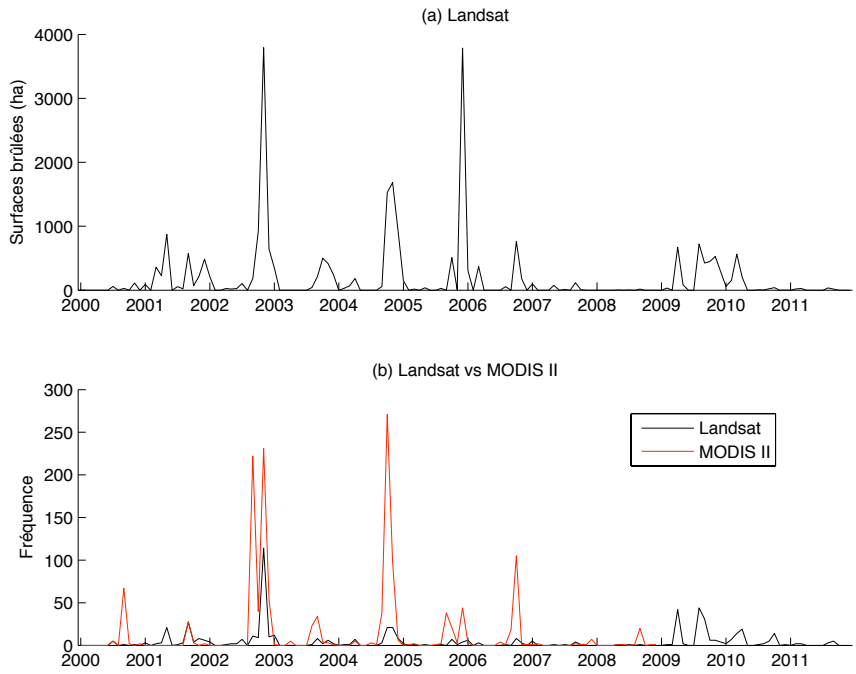


Figure 5.1 : (a) Surfaces brûlées détectées par Landsat exprimées en hectares. (b) Fréquence mensuelle des feux détectés par MODIS II et Landsat.

Nous avons ensuite calculé la moyenne des surface brûlées (MODIS version 2) en SOND (= 75.5% du total annuel) dans un rayon de 20-km autour de chaque station (Figure 5.2b). Presque 90% des périmètres de feux sont inclus dans ce rayon à partir d'une station donnée. Lorsque ce rayon de 20-km coupe un feu, le pourcentage du périmètre situé à moins de 20-km est utilisé pour estimer le pourcentage de la surface du feu alloué à la station. Cette méthode très simple permet de diviser des formes géométriques complexes. Les moyennes de surfaces brûlées les plus élevées se situent dans le sud autour de Nouméa (Figure 5.2b), mais ces moyennes sont largement biaisées par le vaste incendie de la Montagne des Sources (MdS), brûlant 3641 ha (13,9% de la surface totale brûlée entre 2000 et 2010) à la fin du mois de décembre 2005.

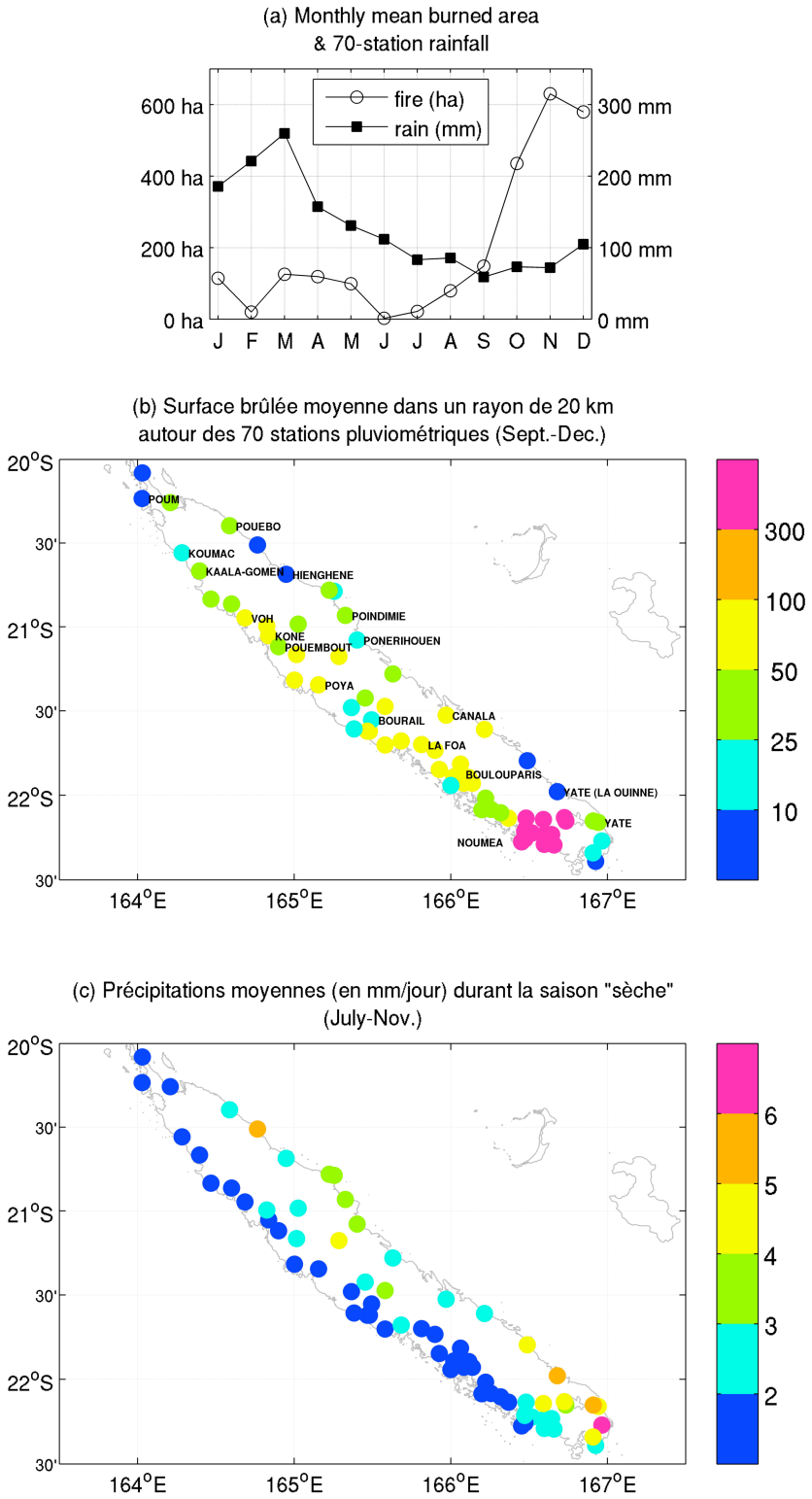


Figure 5.2 : (a) Moyenne mensuelle (2000-2010) des surfaces brûlées et des précipitations moyennées sur 70 stations à travers la Nouvelle-Calédonie. (b) Moyenne des surfaces brûlées (en ha) dans un rayon de 20-km autour des 70 stations entre septembre et décembre.

5.3 La variabilité inter-annuelle des feux et les anomalies de TSO

Une analyse en composante principale a été appliquée sur le logarithme des surfaces brûlées en SOND dans un rayon de 20-km autour de chaque station. Seule une station le long de la côte est entre Canala et Yate n'enregistre aucun feux à moins de 20-km (Figure 5.3b) et se retrouve donc exclue de l'analyse. Chaque valeur saisonnière est standardisée à une moyenne nulle et une variance unitaire afin que les stations aient le même poids dans l'analyse en composantes principales.

Les deux premiers axes factoriels expliquent respectivement 29.1% et 25.3% de la variance totale (Figure 5.3). Le premier axe se caractérise par une géographie relativement homogène avec des valeurs élevées dans le centre de la « Grande Terre » (Figure 5.3a), tandis que le second axe montre une structure en dipôle entre Nouméa et sa périphérie d'un côté et la côte sous le vent entre Bourail et Boulouparis et la côte au vent vers Hienghene d'un autre côté (Figure 5.3b). Le premier axe reflète assez bien la surface totale des feux à travers la Nouvelle-Calédonie (SBNC) en SOND (r=0.75*** entre le logarithme des SBNC et le premier axe ; 1, 2 et 3 étoiles indiquent des corrélations significatives au seuil 90%, 95% et 99% au seuil bilatéral selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996)) tandis que le second axe semble indépendant des feux (r=-0.11 entre le logarithme des SBNC et le deuxième axe) et fortement modulé par les anomalies positives en SOND de l'année 2005 (Figure 5.3c).

La Figure 5.4a montre les corrélations entre le logarithme des SBNC en SOND et les anomalies de TSO du Pacifique tropical moyennées entre juin et août (JJA). **La structure des corrélations montre une géographie très proche de celle de l'ENSO avec des corrélations positives très élevées dans la boîte du Niño 4** (rectangle noir sur la figure 5.4a) entourées de valeurs négatives en fer à cheval à l'ouest. **Ce résultat confirme les conclusions de la partie 3, à savoir que les anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie (et donc indirectement les SBNC) sont particulièrement sensibles aux épisodes centraux de l'ENSO** (Barbero et Moron, 2011). Cette corrélation décalée est due (i) à la persistance temporelle des anomalies de TSO entre l'hiver austral et le printemps austral (r=0.91*** entre le Niño 4 en JJA et le Niño 4 en SON) et (ii) au forçage dynamique des TSO sur les précipitations en NC qui sont elles-mêmes connectées aux SBNC. La corrélation entre les anomalies de précipitations saisonnières et le logarithme des SBNC d'un côté et entre les anomalies de précipitations et le Niño 4 en JJA de l'autre côté suivent le même schéma avec un pic en SON (Figure 5.4b). Cette modulation saisonnière s'explique par le cycle de vie des épisodes CP eux-mêmes (Barbero et Moron, 2011). **En résumé, un épisode CP chaud (comme en 2002, 2004 et 2009) prenant naissance en automne austral et se renforçant en hiver jusqu'à l'été austral, augmente la probabilité d'occurrence des feux via une diminution des précipitations sur l'ensemble du Pacifique SW**.

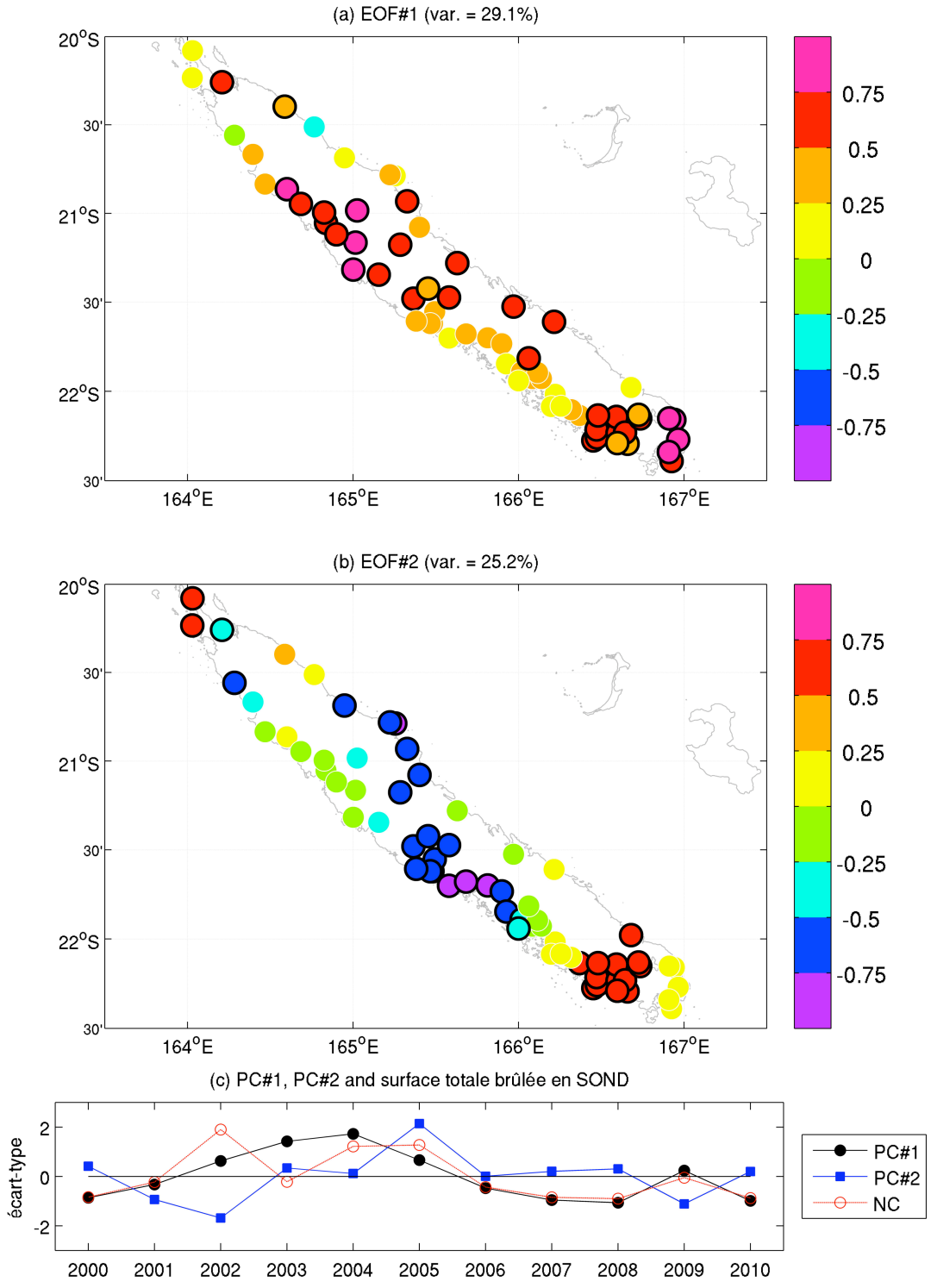


Figure 5.3 : (a) Premier et (b) second vecteurs propres des anomalies standardisées du logarithme des surfaces brûlées enregistrées dans un rayon de 20-km autour des 69 stations. (c) Composantes principales (PC#1 et PC#2) affichées sous forme de corrélations avec le logarithme des surfaces brûlées en SOND. Les vecteurs propres ont une moyenne nulle et une variance unitaire.

La figure 5.5a montre les corrélations entre les anomalies de TSO le long de l'équateur et la fréquence des feux en Nouvelle-Calédonie. Les variations entre 160°E et 220°E expliquent près de 80% de la variance des feux en SOND et l'indice Niño 4 semble

donc être un bon candidat à la prédiction de l'activité des feux. Les composites réalisés sur le rail équatorial durant les années enregistrant les plus fortes et les plus faibles fréquences de feux confirment ces conclusions (Figure 5.5b). Bien que la période d'analyse soit relativement courte (11 saisons), **l'intensité des corrélations nous encourage tout de même à développer un schéma de prédiction à l'échelle saisonnière des SBNC en SOND à partir du Niño 4 en JJA**.

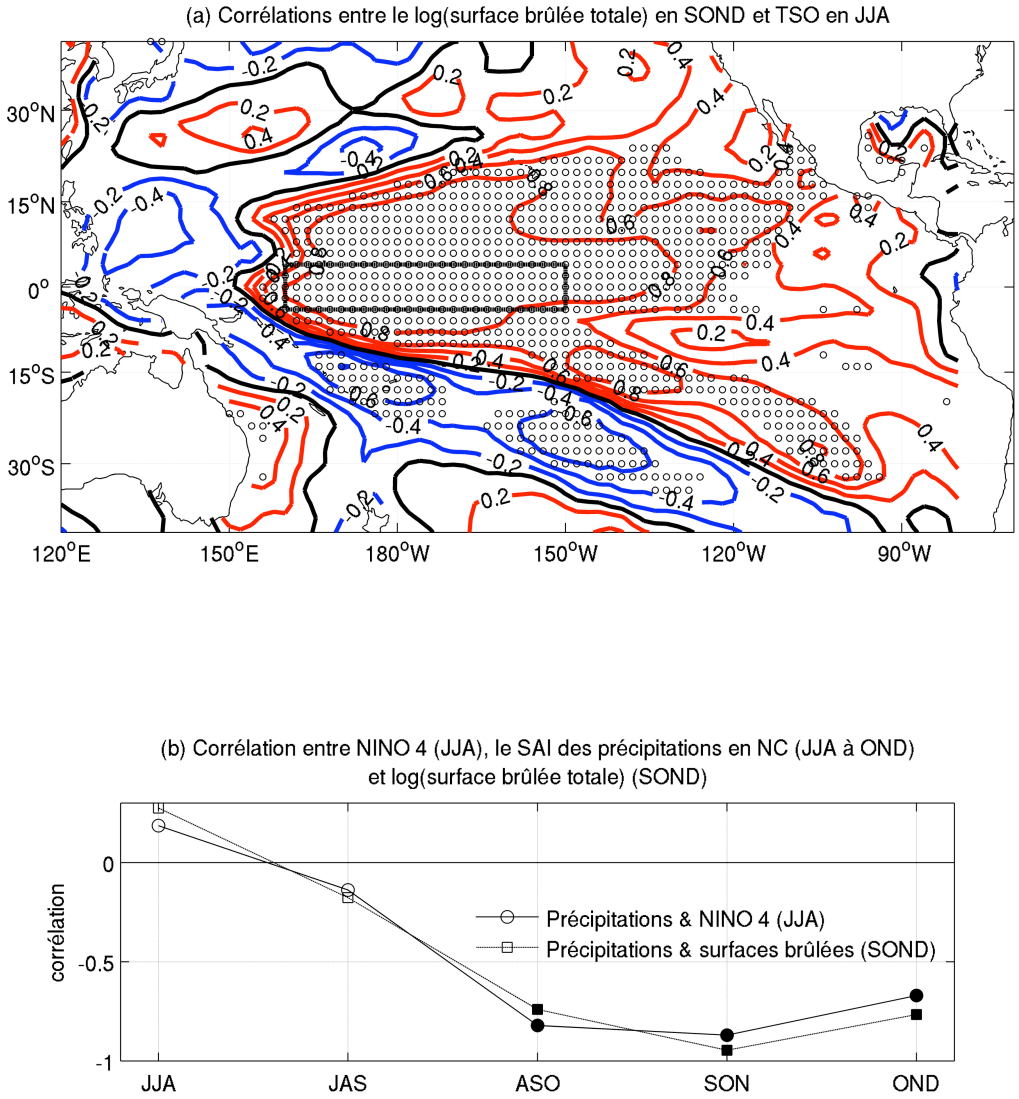


Figure 5.4 : (a) Corrélations (corrélations négatives (positives) en bleues (rouges) et corrélations à 0 en noir). Les isolignes sont cotées avec un intervalle de 0.2) entre le logarithme des surfaces brûlées en septembre-décembre en Nouvelle-Calédonie et les anomalies de TSO en juin-août. (b) Corrélations entre les anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie (calculées sur des segments mobiles de 3 mois) et (i) le Niño 4 en JJA et (ii) le logarithme des surfaces brûlées en septembre-décembre. Les cercles sur la carte (a) et les symboles remplis sur le graphique (b) indiquent les corrélations significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996).

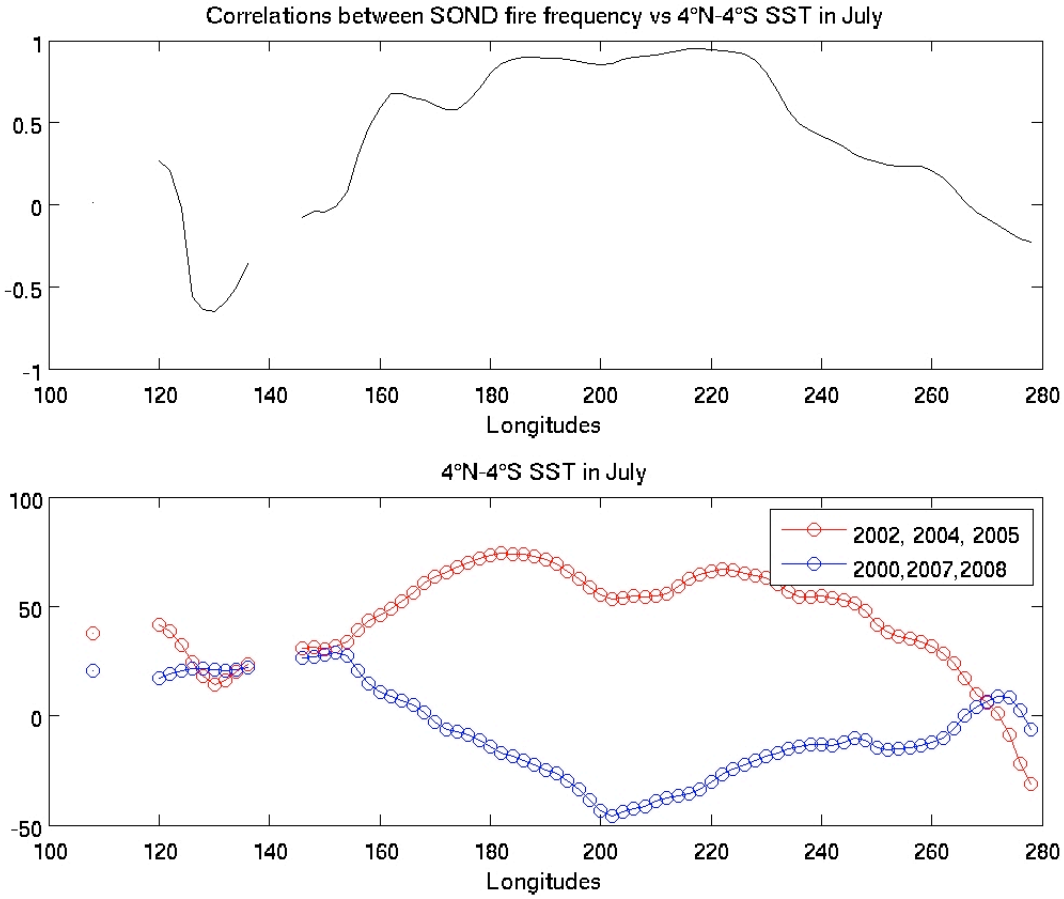
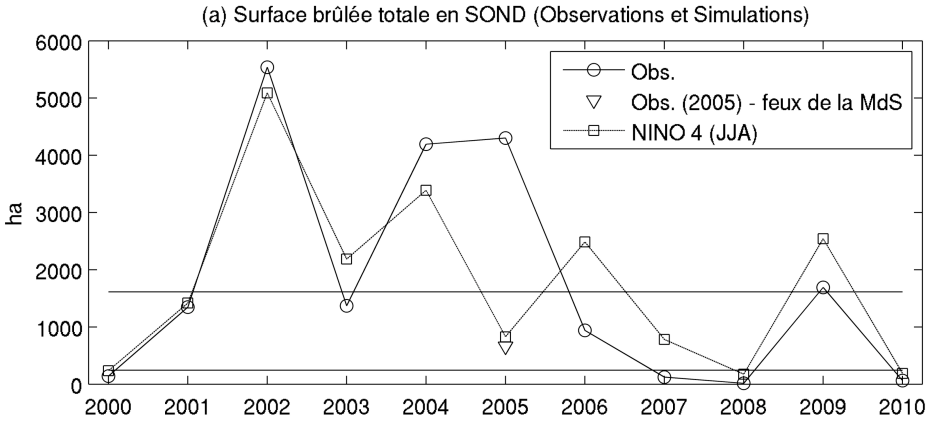


Figure 5.5 : (a) Corrélations entre les anomalies des TSO moyennées entre 4°N et 4°S en juin-août et la fréquence des feux en septembre-sécembre. Les corrélations sont calculées à partir d'un ajustement logarithmique entre les anomalies de TSO et la fréquence des feux. Le signe des corrélations est exprimé en fonction de la corrélation entre l'observation et l'ajustement logarithmique de la fréquence des feux. (b) Moyenne des anomalies de TSO (en °C ×100 par rapport à la climatologie 1950-2010) durant les 3 saisons enregistrant les plus fortes (en rouge) et les plus faibles (en bleu) fréquences de feux entre septembre et décembre.

5.4 Prédiction de la fréquence des feux en septembre-décembre à partir du Niño 4 en juin-août

La prédiction des SBNC (prédictand) est donc réalisée à partir d'un MLG avec le Niño 4 en JJA comme prédicteur. **Un lien logarithmique entre les deux variables est imposé au modèle afin de prendre en compte l'augmentation exponentielle des feux durant les épisodes CP chauds (i.e. 2002 et 2004)**. Le modèle est construit en validation croisée (Michaelsen, 1987), i.e. les paramètres du modèle sont estimés de façon itérative à partir des 11 années d'apprentissage et sont utilisés ensuite pour prédire la saison restante. Cette procédure est répétée 12 fois, pour chaque année cible. La figure 5.6a montre les SBNC observées et simulées par le MLG. La performance du modèle (i.e. la corrélation entre le logarithme observé et simulé des SBNC) s'élève à 0.87***. La prédiction de la saison 2005 est la plus éloignée de l'observation. L'erreur du modèle s'explique dans ce cas par l'occurrence du feu de la

MdS qui compte pour 84.6% du total des surfaces brûlées de la saison. Lorsque ce feu est retiré de la base de donnée, **la performance du modèle s'élève à 0.95***, soit 90% de variance expliquée**. En revanche, il est quasiment impossible d'appliquer ce modèle aux surfaces brûlées saisonnières autour de chaque station car l'occurrence répétée de zéro contamine la base de données (74% de la totalité de l'échantillon) et empêche le paramétrage du MLG. Une solution consiste cependant à paramétrer le modèle en remplaçant une station par un échantillon de stations avoisinantes. La procédure consiste ainsi à sélectionner 63 stations parmi lesquelles au moins deux saisons SOND enregistrent des feux dans un rayon de 20-km. Un minimum de deux stations est requis pour appliquer la validation croisée (i.e. le modèle est incapable de s'ajuster si les valeurs sont toujours = 0). Nous ajustons ensuite chaque cible en validation croisée en utilisant les stations enregistrant en moyenne des surfaces brûlées similaires (avec une tolérance de +/- ½ σ de la moyenne des SBNC en SOND par rapport à la cible, ce qui correspond ~60 ha) et ayant une corrélation positive avec le logarithme des surfaces brûlées durant la période d'apprentissage. Environ 32 stations en moyenne remplissent ces conditions et l'ajustement est donc, en moyenne, de 11 × 32 = 352 valeurs au lieu de seulement 11 saisons. Bien que certaines valeurs soient inévitablement répétées dans le cas où un feu serait à cheval entre deux stations, cette méthode évite les erreurs de paramétrage. La figure 5.6b montre la corrélation entre l'observation et la prédiction des surfaces brûlées à l'échelle saisonnière. La taille réduite de l'échantillon mène, inéluctablement, à des résultats bruités et à des variations purement stochastiques. En effet, des stations très proches les unes des autres enregistrent des performances différentes. On peut toutefois dégager trois zones relativement homogènes : (i) un secteur au nord de la « Grande Terre » où la performance du modèle faiblit, (ii) un secteur au sud autour de Nouméa où la corrélation entre l'observation et la simulation est négative et (iii) une zone entre 21°S et 22°S où le modèle fonctionne relativement bien.



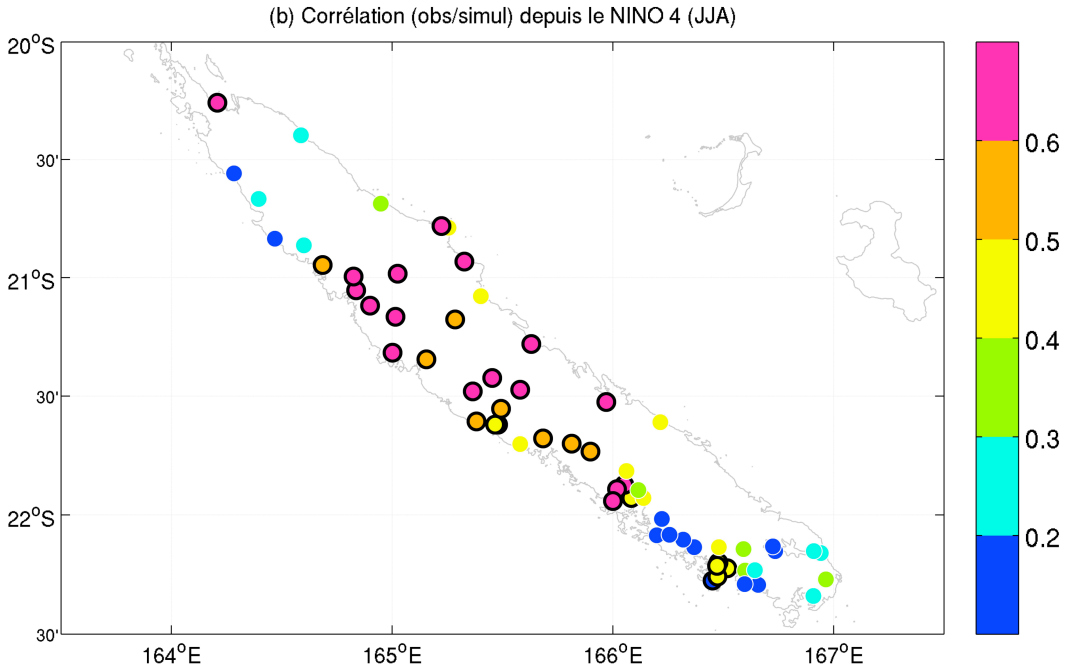


Figure 5.6 : (a) Surfaces brûlées en Nouvelle-Calédonie observées (ligne pleine avec cercles) en septembre-décembre et simulées (pointillés avec carrés) à partir du Niño 4 en JJA en utilisant un Modèle Linéaire Généralisé (MLG) avec un lien logarithmique entre le prédicteur et le prédictand. Les lignes horizontales montrent les terciles supérieur et inférieur. (b) Corrélations entre l'observation et la simulation des surfaces brûlées en SOND dans un rayon de 20-km autour de chaque station. Les symboles en gras indiquent les corrélations significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996).

La variabilité spatiale de la performance du modèle pose ainsi la question suivante : quelle est la part de la variabilité climatique dans la modulation spatiale de la performance du modèle ? Une solution consiste à regarder l'impact du Niño 4 sur les précipitations à l'échelle locale, puis l'impact des pluies sur les surfaces brûlées. La figure 5.7a montre que les corrélations entre le Niño 4 en JJA et les anomalies de pluies en SON sont généralement très élevées sur l'ensemble du territoire (médiane = 0.68), bien qu'elles tendent à diminuer sur la côte est ainsi que dans le sud de la côte ouest entre Boulouparis et Nouméa. Ces variations spatiales persistent lorsque les corrélations sont calculées sur une période plus longue (1950-2010). Cette carte montre par ailleurs des similitudes avec la Figure 5.6b, excepté au nord de la « Grande Terre » où la forte corrélation entre les anomalies de pluies et le Niño 4 se combine à une mauvaise reconstruction des surfaces brûlées en SOND dans un rayon de 20-km autour de chaque station (Figure 5.7b). Enfin, le nuage de points du panel 5.7c suggère une forte relation linéaire entre le niveau de performance de la simulation des surfaces brûlées à partir du Niño 4 et l'intensité de la relation à l'échelle locale entre les anomalies de pluies en SON et les surfaces brûlées en SOND. En d'autres termes, **les stations pour lesquelles le Niño 4 en JJA prédit correctement les anomalies de pluies en SON sont, de façon générale, les mêmes stations pour lesquelles la relation entre les surfaces brûlées en SOND et les anomalies de pluies en SON est la plus intense**.

Néanmoins, le cas de la saison 2005 avec le feu de la MdS illustre le rôle potentiel de certains facteurs externes au climat, ou du moins le rôle de facteurs indépendants du Niño 4. En effet, bien que le Niño 4 soit proche de la normale en JJA 2005 (les anomalie de TSO sont alors de 0.08° par rapport à la moyenne 2000-2010), des anomalies négatives significatives de précipitations recouvrent l'ensemble du territoire et particulièrement le tiers sud de la « Grande Terre » (Figure 5.8a). La figure 5.8b montre que les anomalies saisonnières de la longueur moyenne des séquences sèches, définies comme les jours consécutifs recevant < 1 mm de précipitations, sont anormalement élevées sur de nombreuses stations au sud de 22°S, à proximité du feu de la MdS. Nous pouvons donc penser que cette anomalie spécifique, d'une échelle spatiale plus fine que l'échelle du forçage associé aux variations du Niño 4 (Figure 5.7a), renforce localement l'impact des anomalies saisonnières. La phase temporelle du feu de la MdS à la fin du mois de décembre explique aussi sans doute la persistance du feu, dans un contexte où les températures sont quasiment estivales. Notons que la surface moyenne brûlée en décembre passe de 521 ha (Figure 5.2a) à 231 ha lorsque nous retirons le feu de la MdS de la base de données. En résumé, le feu de la MdS est le produit (i) d'une anomalie négative de précipitations relativement modérée qui se combine à des séquences sèches anormalement longues autour de Nouméa et (ii) de l'occurrence saisonnière du feu à la fin du mois de décembre. Cela n'exclut en rien, une fois de plus, le rôle joué par d'autres facteurs d'origines anthropiques.

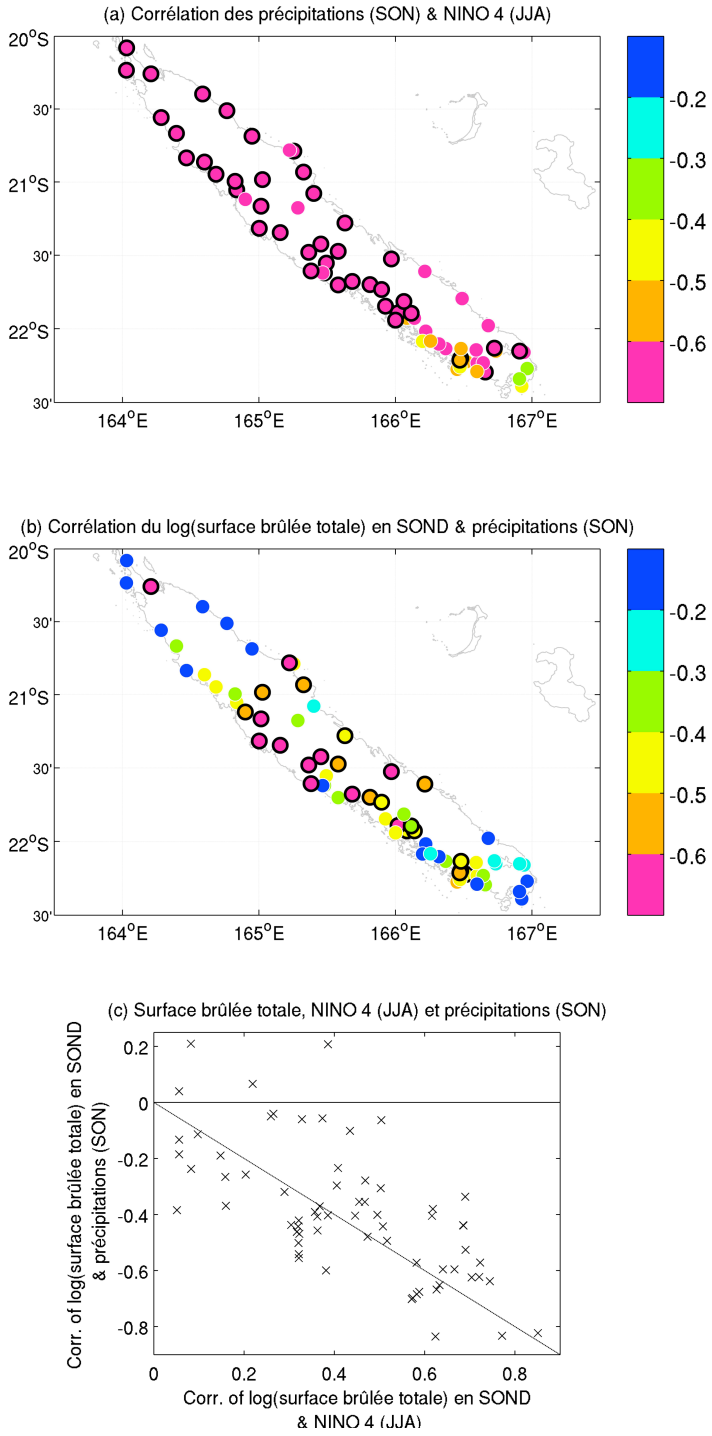


Figure 5.7 : (a) Corrélations entre le Niño 4 en Juin-Août (JJA) et les anomalies de précipitations en septembre-novembre (SON). (b) Corrélations entre le logarithme des surfaces brûlées en septembre-décembre (SOND) dans un rayon de 20-km autour de chaque station et les anomalies de précipitations en SON. Les cercles en gras correspondent aux corrélations significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996). (c) Nuage de points entre (i) les corrélations entre le Niño 4 en JJA et le logarithme des surfaces brûlées en SOND dans un rayon de 20-km autour de chaque station (en abscisses) et (ii) les corrélations entre les anomalies de précipitations en SON et le logarithme des surfaces brûlées en SOND (en ordonnées).

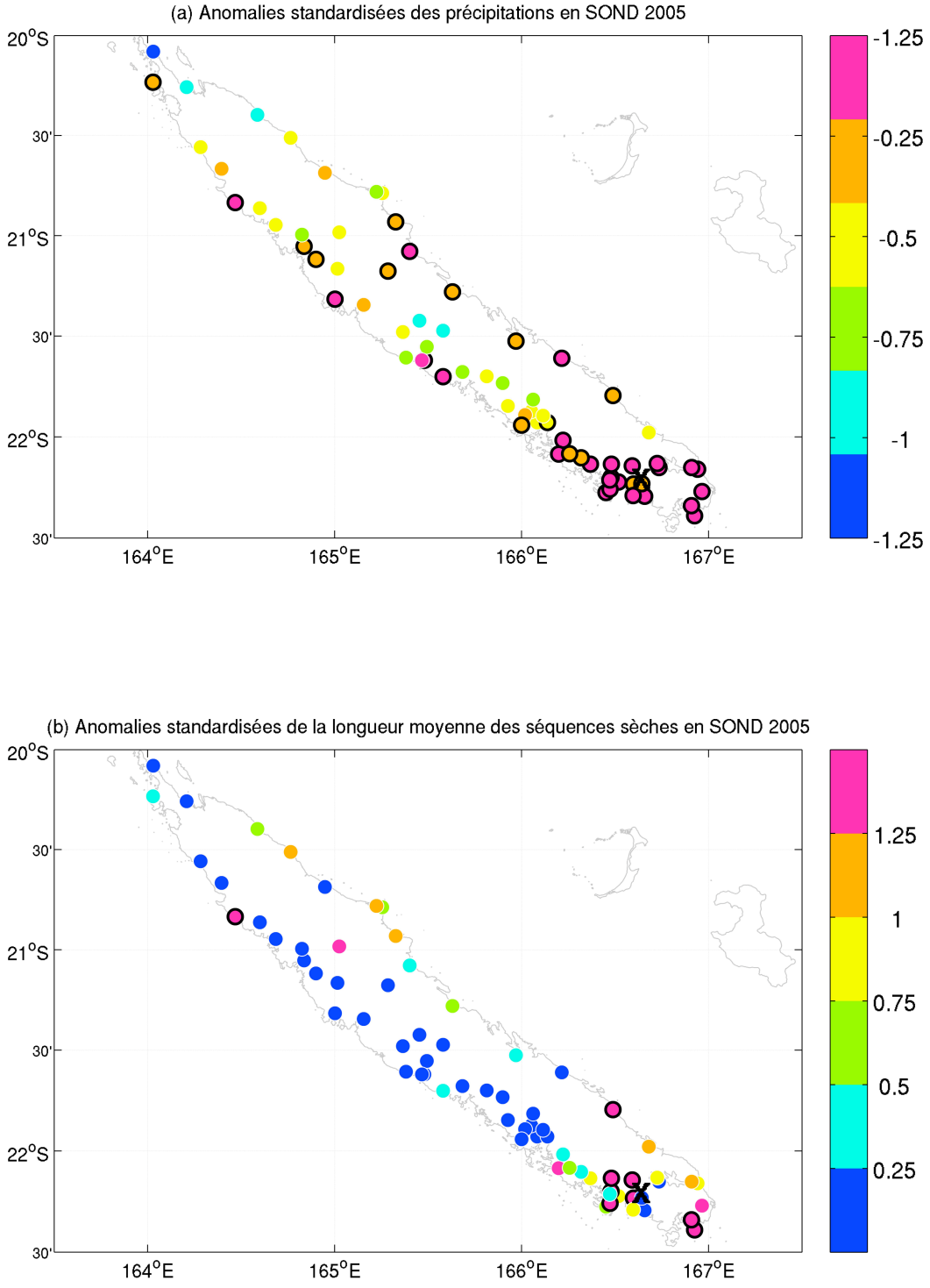


Figure 5.8 : (a) Anomalies standardisées (exprimées en écart-type) des précipitations moyennes au cours de la saison septembre-décembre 2005 par rapport à la moyenne 2000-2010. (b) Anomalies standardisées (exprimées en écart-type) de la longueur moyenne des séquences sèches en septembre-décembre 2005 par rapport à la moyenne 2000-2010. La localisation du feu de la Montagne des Sources (MdS) en décembre 2005 (3641 ha) est représentée par une croix. Les cercles en gras indiquent la significativité des anomalies de 2005 par rapport à la climatologie 2000-2010.

5.5 Conclusion

A l'instar de la majorité des continents de la zone tropicale, les feux en Nouvelle-Calédonie surviennent au moment de la transition entre la saison sèche et la saison humide lorsque un minimum de précipitations se superpose à des températures élevées, favorisant la probabilité d'occurrence des feux. **La prédiction des conditions atmosphériques, et particulièrement celle des anomalies de précipitations, semble efficace lors du printemps boréal via les variations thermiques de l'ENSO, dont la polarité est clairement établit 3 à 6 mois auparavant**. Il s'agit là d'un contexte idéal pour la prédiction saisonnière puisque le prédicteur (i.e. Niño 4) est lui-même largement prévisible (en raison de son inertie temporelle) à partir de l'automne austral, et module fortement les variables climatiques à l'échelle locale (i.e. les anomalies de pluies en SON), elles-mêmes reliées à l'occurrence des feux.

En dépit de la myriade de facteurs externes au climat qui peuvent potentiellement influencer l'ignition et la propagation des feux, la prédiction en validation croisée du total des surfaces brûlées en SOND à partir des variations du Niño 4 s'avère très efficace, bien que la performance du modèle soit biaisée par le feu exceptionnel de la MdS en décembre 2005. La géographie des prédictions oppose deux secteurs bien distincts : (i) la quasi-totalité de la partie centrale de la « Grande Terre » et (ii) le nord et le sud de l'île. Rappelons que la population de Nouméa est > 50 000 habitants et « brouille » par conséquent le signal climatique. **Néanmoins, la plupart des variations spatiales semblent fortement reliées aux variations de l'ENSO lui-même**. Nous avons vu dans le chapitre précédent que l'ENSO est un phénomène qui affecte la quasi-totalité de la zone tropicale et génère des anomalies de vastes échelles spatiales. Nos résultats montrent cependant un affaiblissement local des prédictions au sud de l'île ainsi que le long de la côte est. La diminution des corrélations entre le Niño 4 et les surfaces brûlées autour de Nouméa s'explique principalement par le feu de la MdS et par les séquences sèches anormalement longues au sud de l'île. D'un autre côté, la diminution des corrélations entre les anomalies de pluies et les surfaces brûlées au nord semble liée uniquement à des facteurs non-climatiques puisque dans ce cas, l'intensité de la relation entre ces deux variables ne se traduit pas par une « bonne prédiction » des surfaces brûlées, signifiant ainsi que celles-ci ne sont pas automatiquement reliées aux anomalies locales de précipitations.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Cette thèse s'inscrit à l'interface de deux thématiques de recherche : (i) l'analyse de la variabilité climatique dans le Pacifique tropical, et plus particulièrement des précipitations dans le Pacifique SW et (ii) l'impact de cette variabilité climatique sur les incendies en Nouvelle-Calédonie. **Les interactions d'échelle, depuis l'échelle du bassin Pacifique jusqu'à l'échelle locale du feu, sont donc au cœur de ce travail.** Le premier objectif de cette thèse était de détecter le ou les champs atmosphériques impliqués dans les incendies, en réponse à la menace de la biodiversité qui pèse sur la Nouvelle-Calédonie. Le forçage de l'ENSO sur les anomalies climatiques favorisant l'activité des feux a ensuite été exploré sur une période plus longue afin d'estimer, *in fine*, le potentiel de prévisibilité des incendies. **Notre approche est basée (i) sur une analyse des conditions thermiques et pluviométriques locales antécédentes aux incendies, (ii) sur une quantification de l'impact de l'ENSO sur les précipitations du Pacifique SW depuis l'échelle saisonnière jusqu'à l'échelle décennale et (iii) sur l'élaboration d'un modèle statistique prédictif de l'activité des feux fondé sur les TSO du Pacifique tropical avec une échéance de plusieurs mois.**

Pour répondre à ces objectifs, nous avons utilisé trois bases de données de feux issues de trois instruments différents. La première provient des instruments MODIS et couvre la période 2000-2008 et la seconde provient du satellite ATSR et s'étend de 1996 à 2008. Une troisième base de données est venue compléter l'échantillonnage au cours de cette thèse. Il s'agit des images fournies par LANDSAT, dont la résolution spatiale très fine (30 mètres) permet de délimiter précisément le contour de chaque feu. D'un autre côté, la variabilité océano-atmosphérique a été analysée (i) à l'échelle du Pacifique tropical via les précipitations CMAP, les réanalyses issues du NCEP/NCAR et les températures de surface océaniques de la NOAA et (ii) à l'échelle locale de la Nouvelle-Calédonie via principalement les stations thermiques et pluviométriques fournies par Météo-France.

1. Synthèse des résultats

Les principales conclusions auxquelles nous aboutissons à l'issue de ce travail peuvent être résumées en 5 points.

♦ Des incendies dépendants (indépendants) localement des anomalies pluviométriques (thermiques)

Bien que la plupart des feux de la zone tropicale soit d'origine anthropique, **il est possible de retrouver dans la variabilité spatiale et temporelle de ces feux la signature (i) de la climatologie moyenne et (ii) des anomalies climatiques à l'échelle inter-annuelle.** La densité du réseau de stations Météo-France sur la Nouvelle-Calédonie nous a permis de calculer la probabilité d'occurrence d'un incendie détecté par les différents satellites en fonction des températures et des précipitations locales antécédentes à chaque feu. Nous montrons qu'en moyenne, **les anomalies thermiques ne jouent aucun rôle significatif dans le départ ou la propagation des incendies**. Ce résultat est loin d'être trivial, puisque la température est une variable clé dans la définition du risque de feu pour la forêt boréale au Canada ou encore pour les écosystèmes méditerranéens, là où les températures moyennes saisonnières sont corrélées négativement avec les précipitations. En revanche**, le cumul des anomalies négatives de précipitations entre juin et décembre favorise largement l'occurrence des feux, lors du maximum saisonnier entre septembre et décembre**. L'extension et/ou la durée des feux semblent par ailleurs davantage reliées aux conditions climatiques que l'ignition, impulsée de façon quasi-exclusive par des facteurs anthropiques. L'analyse conjointe des données MODIS & ATSR nous a permis de tester la stabilité du signal à l'échelle locale, palliant ainsi la taille modeste des échantillons.

Un indice de sécheresse à l'échelle quotidienne basé simplement sur les précipitations (EDI) montre des performances similaires à un indice paramétrique combinant plusieurs champs climatiques comme le FWI. Ce résultat suggère ainsi que l'utilisation d'une seule variable ou d'un seul indice de précipitations est largement suffisante dans l'évaluation du risque de feu, au moins pour la Nouvelle-Calédonie.

Bien que les feux néo-calédoniens se produisent en majorité dans les savanes, le signal des anomalies climatiques antécédentes semble plus proche de celui que l'on observe habituellement dans les forêts. Alors que la fréquence et/ou propagation des incendies en savanes répond normalement à la pluviométrie de la saison humide précédente, nos résultats montrent plutôt un signal en saison sèche avec toutefois un léger retour des conditions normales 90-100 jours avant les feux. La faiblesse du signal pluviométrique lors de la saison humide précédente s'explique certainement par le morcellement des savanes à l'intérieur des forêts. Les savanes disposent ainsi du combustible nécessaire à l'éclosion des feux et ne sont donc pas sensibles aux variations des anomalies de la productivité primaire.

♦ Des incendies reliés indirectement à l'activité thermique de l'océan Pacifique tropical

Nous avons établi un lien entre l'activité des incendies sur la saison de septembre à décembre (maximum saisonnier des feux) **et l'activité de l'ENSO durant les mois précédents**. Le déclenchement d'une phase chaude lors du printemps boréal annonce ainsi un renforcement des alizés de sud-est au dessus de la Nouvelle-Calédonie lors du printemps austral et des conditions anticycloniques

propices à l'éclosion et la propagation des feux. En revanche, une phase froide de l'ENSO accentue les alizés le long de l'équateur et advecte un flux anormalement humide sur la Nouvelle-Calédonie via le décalage de la zone de convergence du Pacifique sud en direction du sud-ouest. Ce processus se traduit par des conditions anormalement humides dans le Pacifique SW et, à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie, par une activité des feux largement réduite. Il semble toutefois que cette relation soit non-linéaire et tende à suivre une loi exponentielle lors des phases chaudes de l'ENSO. En d'autres termes, **une anomalie de sécheresse augmente la probabilité du risque de feu mais d'autres éléments externes aux conditions atmosphériques sont à ce moment susceptibles d'amplifier le signal**.

♦ **Des anomalies pluviométriques dans le Pacifique SW pilotées par l'ENSO depuis l'échelle saisonnière jusqu'à l'échelle décennale**

De nombreux travaux ont montré le lien entre le signal des précipitations dans le Pacifique SW (et en particulier sur la côte est-australienne) et l'ENSO. La position géographique de la Nouvelle-Calédonie offre ici un contexte idéal pour approfondir nos connaissances des téléconnexions dans le Pacifique SW et nous avons bénéficié par ailleurs, d'un réseau de stations météorologiques particulièrement robuste. Un des résultats majeurs de ce travail est la mise en lumière du lien physique entre l'ENSO et les anomalies de précipitations lorsque l'on considère le verrouillage sur le cycle saisonnier. Ce travail complète ainsi les travaux antérieurs en mettant l'accent sur la modulation saisonnière. Le décalage nord-est/sud-ouest de la zone de convergence du Pacifique sud associé aux variations de l'ENSO explique jusqu'à 36% de variance des anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie entre septembre et novembre. Ces anomalies sont par ailleurs mieux corrélées avec les indices thermiques du Pacifique central qu'avec les indices du Pacifique est. Les éléments qui contrôlent la variabilité interannuelle des pluies en hiver austral (interactions de phénomènes tropicaux et extra-tropicaux) sont faiblement reliés à l'ENSO, et affaiblissent ainsi la corrélation entre les indices thermiques du Pacifique central et les pluies néo-calédoniennes.

Le signal de l'ENSO dans le Pacifique SW a ensuite été décomposé en considérant la position longitudinale du maximum d'anomalie thermique de l'océan le long de l'équateur. Nous avons donc utilisé deux indices thermiques représentant l'activité du Pacifique central et oriental. **D'un point de vue physique, l'apparition d'une anomalie chaude vers la LCD équatoriale (valeur positive de l'indice CP) s'accompagne d'une anomalie de convection dans la moyenne et haute troposphère, provoquant un renforcement de la cellule de Hadley, couplée avec une anomalie de subsidence dans le Pacifique SW**. Cette anomalie anticyclonique exacerbe la sécheresse moyenne en Nouvelle-Calédonie entre septembre et novembre liée au cycle saisonnier et participe à l'établissement des plus fortes anomalies de sécheresses sur la période contemporaine. Le fait que la réponse des anomalies de précipitations soit plus forte en septembre-novembre qu'en décembre-février est à mettre en relation avec le cycle saisonnier des épisodes centraux eux-mêmes. En effet, **le gradient zonal des TSO le long de l'équateur est maximal entre juillet et**

novembre lors des épisodes chauds centraux, renforçant la cellule de Walker et l'anomalie de convection dans le Pacifique central. **L'effondrement de ce gradient en décembre au moment où la thermocline redescend à l'est et que les anomalies chaudes se propagent vers les côtes sud-américaines contribue à diluer la réponse de la cellule de Hadley sur un espace longitudinal plus vaste, et affaiblit *in fine* le signal de l'ENSO sur les pluies néo-calédoniennes**.

Une analyse spectrale multi-fréquentielle indique que la relation entre les anomalies de TSO dans la boîte du Niño 4 et les pluies néo-calédoniennes est le produit d'une superposition de deux signaux oscillant à des fréquences différentes. **Le signal le plus rapide entre 3 et 6 ans est lié à la variabilité classique de l'ENSO, et semble stationnaire depuis 1950**. **Le signature temporelle du second mode de variation, entre 10 et 12 ans, est très proche de la PDO et de l'IPO mais sa signature spatiale montre des variations plus fortes confinées dans le Pacifique central équatorial qui n'apparaissent ni dans la PDO ni dans l'IPO**. Ce signal affecte la Nouvelle-Calédonie principalement entre septembre et novembre et vient consolider le forçage des épisodes chauds centraux au cours des dernières décennies, en augmentant l'intensité des anomalies thermiques chaudes à proximité de la LCD équatoriale. Cette modulation temporelle dans la basse fréquence est à l'origine d'une augmentation du potentiel de prévisibilité des anomalies de précipitations à l'échelle saisonnière.

♦ Des anomalies pluviométriques à l'échelle tropicale particulièrement sensibles aux anomalies de TSO à proximité de la LCD

Les analyses menées ensuite sur la période CMAP (1979-2010) à l'échelle de la zone tropicale nous ont permis de poser les bases d'une approche locale de l'impact de l'ENSO sur les téléconnexions. **Notre approche consiste à combiner l'intensité des anomalies thermiques de surface de l'océan, leur saisonnalité, le gradient zonal des TSO, mais aussi (et surtout), la position du maximum d'anomalie thermique le long de l'équateur.** Nos résultats montrent que les anomalies de TSO doivent être analysées en fonction de l'état de base de l'océan Pacifique. La bordure est de la warm pool, dont les TSO moyennes sont relativement proches du seuil de déclenchement de la convection profonde, est donc plus sensible aux anomalies thermiques positives < 1°C que le Pacifique oriental dont la climatologie varie entre ~23 et ~26 °C. Une fois de plus, l'impact de ces anomalies est verrouillé sur le cycle saisonnier entre octobre et mars. **L'inception d'un épisode CP chaud va décaler progressivement la cellule de Walker vers l'est et l'anomalie d'ascendance au niveau de la LCD va modifier en profondeur les téléconnexions et, *in fine*, l'intégrale des anomalies absolues de précipitations à l'échelle tropicale.**

En combinant la position longitudinale du maximum d'anomalie thermique et le gradient zonal des TSO, nous avons montré que les épisodes ENSO chauds de 1982-83 et 1997-98 se distinguent nettement des autres épisodes, dont la signature longitudinale est plus proche des événements CP. Ces deux événements exceptionnels

ont par ailleurs un poids considérable dans les analyses composites, en attribuant une variance disproportionnée aux anomalies climatiques du Pacifique est.

♦ Un modèle prédictif des incendies directement basé sur l'ENSO particulièrement efficace

La superposition de la saisonnalité des feux en Nouvelle-Calédonie avec (i) le verrouillage saisonnier de la relation entre l'ENSO et les pluies néo-calédoniennes et (ii) un couplage particulièrement fort entre ces deux variables dans la basse fréquence (8> ans) entre septembre et novembre nous a permis de construire un modèle purement statistique de prévision de l'intensité de la saison des feux à venir (entre septembre et décembre) à partir des états thermiques du Pacifique central (i.e. Niño 4) entre juin et août. Le modèle connecte le Niño 4 à la superficie totale brûlée avec un lien logarithmique et est construit en validation croisée. En dépit de l'ignition anthropique des feux et de la myriade des facteurs externes au climat, **la corrélation entre la simulation et l'observation atteint 0.87 à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie et s'élève à 0.94 lorsque nous retirons de la base de données le feu exceptionnel de la montagne des sources.**

D'une façon générale, ce résultat montre que la Nouvelle-Calédonie demeure l'un des rares points du globe (avec certainement d'autres îles du Pacifique tropical comme Tahiti, les îles Fidji, les îles Salomon, les îles Samoa ou encore les îles Marshall) à bénéficier d'un tel potentiel de prévisibilité. Sa position géographique dans le Pacifique SW, son régime pluviométrique annuel unimodal, la saisonnalité de l'impact de l'ENSO combinée à la saisonnalité des feux et enfin une modulation des TSO dans la basse fréquence renforçant l'impact de l'ENSO au cours des dernières décennies sont autant de facteurs qui participent à la remarquable prédiction des incendies, au moins à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Cette île du Pacifique tropical constitue donc un très bon laboratoire d'analyse des impacts de l'ENSO.

2. Perspectives de recherche

♦ Une analyse des conditions climatiques antécédentes aux incendies à l'échelle globale

Plusieurs axes de recherche méritent d'être approfondis. Nous pensons dans un premier temps que l'originalité de l'analyse des conditions climatiques antécédentes aux feux à l'échelle locale doit être étendue à une échelle spatiale plus vaste. En effet, la disponibilité de la base de données MODIS depuis mars 2000 et des précipitations quotidiennes en points de grille avec une résolution de 0.25° (TRMM) entre 40°S et 40°N rend possible une telle analyse. L'extraction de l'EDI avant chaque feu permettrait d'affiner notre compréhension du signal pluviométrique antécédent en fonction de différents écosystèmes, de différents régimes climatiques, de différents types de végétations, de différents types de combustibles et enfin de différents modes de variabilité climatique à l'échelle inter-annuelle. Une classification des différents

signaux temporels de l'EDI avant les feux à partir de l'algorithme du k-means permettrait de produire une nouvelle cartographie du forçage atmosphérique sur les feux en établissant différentes classes, et ce à l'échelle de la zone tropicale au sens large. **Le fait de dégager différents types de signatures des anomalies pluviométriques avant les feux permettrait de reconsidérer l'interaction entre les écosystèmes, les feux et la variabilité climatique.** Cette piste pourrait être une alternative à la vision classique basée sur de simples corrélations entre les cumuls pluviométriques saisonniers et la fréquence totale des feux.

Une question centrale reste toujours en suspens. En effet, nous n'expliquons pas pourquoi la corrélation entre le Nino 4 et les feux reste plus forte que la corrélation entre les feux et les anomalies de précipitations, en dépit du fait que le forçage de l'ENSO transite obligatoirement par la pluviométrie. Il est possible que d'autres champs climatiques (comme le vent ou le géopotentiel) pilotés par les anomalies de TSO influencent à leur tour l'occurrence des feux mais cette différence de corrélation est peut-être due, tout simplement, à l'échantillonnage. Une deuxième hypothèse est à envisager : il est possible en effet qu'un accroissement des facteurs climatiques favorisant un incendie puisse avoir un impact très fort sur la surface du feu, ce qui est démontré par l'augmentation de la performance du modèle exploitant le logarithme des surfaces. Peut-être existe-il tout simplement un lien exponentiel (ou géométrique) entre la durée d'un incendie et sa surface ? En effet, si la feu se propage dans toutes les directions à la même vitesse (cas théorique d'une propagation constante), alors sa surface se rapproche de celle d'un disque, avec un rayon égal à la vitesse multipliée par la durée de l'incendie. L'aspect exponentiel pourrait alors s'expliquer aussi par l'accroissement du nombre de feux concomitant à un accroissement des surfaces, bien que nos prévisions soient basées sur les logarithmes des surfaces, ce qui limite théoriquement cet aspect-là. Une analyse à l'échelle globale permettrait de tester cette hypothèse.

Enfin, une troisième hypothèse très simple est à considérer. Si le déclenchement d'une phase chaude CP provoque une anomalie de subsidence sur la Nouvelle-Calédonie et donc des conditions plus sèches, la diminution de la couverture nuageuse ne permet-elle pas une meilleure détection des feux par les instruments satelittaux ? Ce processus mériterait d'être analysé et testé à une échelle spatiale plus large.

Une classification des champs pluviométriques basée sur un processus markovien a montré que seuls deux types de temps sur six sont associés à des feux. Une analyse du potentiel de prévisibilité de la fréquence, de la persistance et des transitions de ces types de temps permettrait de descendre à l'échelle intra-saisonnière. Cette voie ouvrirait éventuellement de nouvelles perspectives dans la prévision des feux puisque nous savons que des signaux dans des spectres de fréquences intra-saisonniers, comme **l'onde de Madden-Julian, peuvent moduler l'intensité de la convection, et donc la fréquence des feux.**

♦ L'interaction entre l'ENSO, la circulation extra-tropicale et les pluies hivernales en Nouvelle-Calédonie

Une seconde piste intéressante serait d'explorer la connexion entre l'ENSO, les précipitations en Nouvelle-Calédonie et les perturbations extra-tropicales. En effet, certaines études ont proposé l'hypothèse selon laquelle l'ENSO pouvait influencer l'activité des perturbations en modifiant l'intensité et la position du jet subtropical et/ou le jet du front polaire en réponse à l'anomalie de convection tropicale (Trenberth *et al.*, 1998 ; Bhaskaran et Mullan, 2003 ; Nakumara *et al.*, 2004). Cette anomalie de convection associée à l'ENSO influence en effet le jet subtropical via une anomalie de divergence des vents dans les hautes couches (Sardeshmukh et Hoskins, 1985) tandis que le jet du front polaire tend à être perturbé via l'excitation des ondes de Rossby en réponse à l'anomalie de convection tropicale (Kidson *et al.*, 2002). Ashok *et al.* (2007) généralisent le cas de 1997 détaillé par Nakamura *et al.* (2004) en incluant tous les épisodes chauds depuis 1979 et montrent que ces derniers sont responsables d'un renforcement du jet subtropical entre juin et octobre, intensifiant sa bifurcation vers le sud ce qui réduit par conséquent les pluies sur les moyennes latitudes du Pacifique austral ainsi que sur le sud de l'Australie. Ce processus semble s'exacerber lors des épisodes Modoki qui imposent une anomalie de blocage sur le centre de l'Australie orientale, inhibant l'activité des perturbations depuis le sud-ouest jusqu'au centre-est, et réduisant, *in fine*, les précipitations orageuses dans le sud-est. Une étude plus approfondie permettrait sans doute de déterminer si ce décalage dans la trajectoire des perturbations tempérées affecte la Nouvelle-Calédonie (ou au moins le sud de la Grande Terre) durant les épisodes centraux de l'ENSO.

♦ Analyser l'éventuelle non-stationnarité de la relation entre l'ENSO et les précipitations en Nouvelle-Calédonie sur des échelles > 8 ans

Les résultats de la partie 3 montrent que la relation entre la précipitation en Nouvelle-Calédonie et les anomalies de TSO s'effectue dans deux bandes fréquences différentes. La fréquence la plus lente (> 8 ans) semble liée à une tendance au réchauffement du Niño 4 mais les processus restent encore obscurs. Une analyse spectrale croisée de la cyclostationnarité du Niño 4 et des précipitations néo-calédoniennes mériterait d'être approfondie avec une méthode telle que le DxM (Digital X Map) (Gaucherel, 2004 ; Gaucherel, 2009). Une telle analyse permettrait (i) de mesurer l'influence étendue de l'ENSO sur les précipitations en décomposant les deux signaux dans le domaine temps-fréquence et (ii) de tester la nonstationnarité de la corrélation entre les deux signaux.

♦ Redéfinir les secteurs de forçages des TSO du Pacifique tropical sur les anomalies atmosphériques

Certains travaux traitant des processus physiques des différents types d'ENSO montrent que les épisodes EP sont plutôt associés à la dynamique de la thermocline tandis que les épisodes centraux (CP) seraient davantage modulés par l'interaction

entre l'océan et les basses couches de l'atmosphère au niveau de la warm pool. Il semble toutefois difficile de préciser avec certitude si EP et CP sont deux phénomènes totalement indépendants l'un de l'autre. **Nous pensons qu'il s'agit plutôt d'un seul et même phénomène (donc impossible à discrétiser sans ambigüité) dont la position aléatoire du maximum d'anomalie thermique ferait basculer le système plutôt vers l'état EP ou plutôt vers l'état CP.** Outre l'aspect purement physique à l'origine de ces variations, la recherche des signaux atmosphériques associés à des anomalies de TSO localisées le long de l'équateur ouvre de nombreuses perspectives. Nous proposons d'établir par exemple une nouvelle classification des épisodes ENSO en combinant la position et l'intensité des anomalies aux valeurs brutes. Les résultats de la partie 4 montrent la nécessité de se focaliser sur les anomalies de TSO au niveau de la LCD équatoriale et de reconsidérer l'intensité des anomalies du Niño 3.4 à la lumière de l'état de base de l'océan Pacifique.

Liste des tables

Table 2.1 : Probabilités de transitions entre les états cachés de Markov. Les valeurs correspondent à la probabilité que le jour *j*+1 soit dans la classe k (en ligne) sachant que le jour *j* est dans la classe *p* (en colonne). Les astérisques indiquent les probabilités de transitions significatives au seuil 99.9% selon un test de Monte-Carlo (Vautard *et al.*, 1990). ..... -58 -

Table 2.2 : Statistiques des feux MODIS II en fonction de la surface totale brûlée (exprimée en pixels; 1 pixel = 100 hectares). Les médianes des anomalies pluviométriques enregistrées sur les stations les plus proches 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours avant le départ des feux sont exprimées en pourcentage par rapport à la climatologie. MII correspond à la fréquence des feux MODIS II et FS à la fréquence des surfaces brûlées. ..... -67 -

Table 2.3 : Proportion de feux MODIS I et MODIS II se produisant lors d'un état caché markovien donné (2000-2008). ..... -85 -

Table 3.1 : Indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie en septembre-novembre (SON) calculé à partir des indices Niño 3, EMI, EP, CP et Niño 4 en utilisant les percentiles supérieurs 15, 20, 25, 30 et 33% (e.g. phases chaudes de l'ENSO). Les astérisques indiquent les anomalies significatives au seuil bilatéral 95% selon un test en T de Student par rapport à la climatologie 1950-2010. .....-126 -

Table 3.2 : Indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie en septembre-novembre (SON) calculées à partir des indices Niño 3, EMI, EP, CP et Niño 4 en utilisant les percentiles inférieurs 15, 20, 25, 30 et 33% (e.g. phases froides de l'ENSO). Les astérisques indiquent les anomalies significatives au seuil bilatéral 95% selon un test en T de Student par rapport à la climatologie 1950-2010. .....-127-

Liste des figures

Figure 1 : Représentation schématique de l'extension spatiale de l'échelle régionale (centrée sur la Nouvelle-Calédonie), de l'échelle domaniale, de l'échelle zonale et enfin de l'échelle du bassin Pacifique. L'échelle locale (non montré) correspond à l'échelle de la station météorologique néo-calédonienne, ponctuelle dans l'espace. ..... -13 -

Figure 2 : Carte simplifiée de la végétation de la Nouvelle-Calédonie (modifiée de l'Atlas de Nouvelle-Calédonie). Les zones hachurées représentent les sols ultramafiques. .....-19 -

Figure 1.1 : Cartes des incendies (en rouge) détectés par MODIS puis validés par les images Landsat entre 2000 et 2010. Les zones grisées et blanches représentent respectivement les zones forestières et les formations ouvertes (maquis et savanes) dans lesquelles les incendies se propagent. Les deux encadrés montrent à une échelle plus fine la propagation des incendies dans les milieux ouverts adjacents aux lisières forestières (tiré de Curt *et al.*, in prep). ..... -27 -

Figure 1.2 : (a) Localisation des 118 stations pluviométriques Météo-France et (b) des 75 stations thermiques. Pourcentage de données manquantes sur les 118 stations pluviométriques au cours des décennies (c) 1950-59, (d) 1960-69, (e) 1970-79, (f) 1980-89, (g) 1990-99, (h) 2000-2010. (i) Evolution du pourcentage de valeurs manquantes pluviométriques entre le 1er janvier 1950 et le 31 décembre 2010 par rapport au total des 118 stations. ..... -29 -

Figure 1.3 : Première composante principale (CP#1) des anomalies mensuelles standardisées issues de l'ensemble des stations pluviométriques disponible sur la période 1950-2010 (en noir). La CP#1 a été recalculée sur un échantillon de 22 stations contenant moins de 10% de valeurs manquantes sur la même période (en rouge). La CP#1 calculée sur les 86 (70) stations ayant moins de 20% de valeurs manquantes sur la période 1996-2008 (2000-2010) est représentée en bleu (en vert). ..... -30 -

Figure 1.4 : Chronique temporelle de l'indice d'oscillation australe (IOA) entre 1951 et 2010 (les valeurs sont exprimées en hPa). ..... -32 -

Figure 1.5 : Localisation des 5 indices ENSO les plus fréquemment utilisés. Chaque indice correspond à la moyenne spatiale des anomalies standardisées des TSO situées à l'intérieur d'une boîte. ..... -33 -

Figure 1.6 : Deuxième vecteur propre des anomalies mensuelles de TSO du Pacifique tropical calculé sur la période 1950-2010.
L'indice $EMI = [SSTA]_A - 0.5 \times [SSTA]_B - 0.5 \times [SSTA]_C$ où A correspond à la boîte rouge, B à la boîte verte et C à la boîte bleue. ..... -34 -

Figure 1.7 : Chronique temporelles des indices (a) Niño 1+2, (b) Niño 3, (c) Niño 3.4, (d) Niño 4 et (e) de l'El-Niño Modoki Index (EMI). Chaque indice correspond à la moyenne spatiale des anomalies standardisées de TSO (en °C) dans une fenêtre donnée. ..... -36 -

Figure 2.1 : Température de surface océanique (°C) en moyenne annuelle (1950-2010). Les données proviennent du fichier ERSST version 3b. ..... -39 -

Figure 2.2 : (a) Distribution verticale moyenne annuelle de la température (en °C) le long de l'équateur (1982-2010). La profondeur est exprimée en mètre. Les données proviennent du fichier NCEP Global Ocean Data Assimilation System (GODAS). L'isotherme 20°C est représenté par des pointillés. (b) Circulation annuelle moyenne de Walker calculée sur la période 1950-2010 et représentée par des vecteurs calculés à partir de la composante zonale (composante horizontale, unité en $m\,s^{-1}$) et de la composante verticale (pondérée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 4°S et 4°N. La vitesse maximale des vecteurs est de 16.3 $m\,s^{-1}$. ..... -40 -

Figure 2.3 : (a) Précipitations annuelles moyennes (en mm/jour) et vents annuels moyens (en m/s) à 850 hPa. Idem en (b) juin-août et (c) décembre-février. Les valeurs de précipitations sont issues du fichier TRMM disponible sur la période 1998-2010 et les vents sont issus du fichier NCEP2 sur la même période. ..... -41 -

Figure 2.4 : (a) Précipitations mensuelles moyennes (en mm/jour) moyennées entre 160°E et 170°E (fuseau englobant la Nouvelle-Calédonie) en fonction des latitudes (en ordonnées) et (b) entre 5°S et 5°N en fonction des longitudes (en ordonnées). Les données sont issues du fichier CMAP disponible sur la période 1979-2010. ..... -42 -

Figure 2.5 : Vents moyens (en m/s) et géopotentiel moyen (en mgp) à (a) 925 hPa, (b) 700 hPa et (c) 200 hPa calculés sur la période 1950-2010. La climatologie quotidienne (filtrée sur une période de 30 jours) de la composante zonale (u) et de la composante méridienne (v) moyennées au-dessus de la Nouvelle-Calédonie (i.e. les boîtes noires sur les panels a,b,c) est présentée pour le niveau (d) 925 hPa, (e) 700 hPa et (f) 200 hPa. ..... -43 -

Figure 2.6 : Topographie en mètres (en couleurs) et localisation (points rouges) des (a) 48 stations thermiques MF et (b) des 86 pluviomètres enregistrant les données quotidiennes sur la période 1996-2008. Le triangle rouge pointant vers le sud et le triangle bleu pointant vers le nord sur le panel (b) représente respectivement la station la plus sèche et la plus humide sur la période 1996-2008. Le panel (c) montre la moyenne spatiale du cycle annuel moyen des températures (température moyenne en noir, Tmax en rouge et Tmin en bleu) et le panel (d) montre la moyenne spatiale des précipitations (cycle moyen en noir, cycle moyen de la station la plus humide en bleu et celui de la station la plus sèche en rouge) (Figure 2.6b). La moyenne de chaque station est d'abord calculée comme la moyenne quotidienne de la période 1996-2008 puis est filtrée à l'aide d'un filtre récursif Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/60 de cycle par jour.-45

Figure 2.7 : Cumuls moyens des précipitations (en mm/jour) calculés sur la période 1996-2008 en (a) mars-mai, (b) juin-août, (c) septembre-novembre et (d) décembre-février. ..... -46 -

Figure 2.8 : Fréquences moyennes des jours humides (>= 1 mm/jour) calculées sur la période 1996-2008 en (a) mars-mai, (b) juin-août, (c) septembre-novembre et (d) décembre-février. ..... -47 -

Figure 2.9 : Longueurs moyennes des séquences sèches calculées sur la période 1996-2010 en (a) septembre-novembre et (b) décembre-février. ..... -48 -

Figure 2.10 : Longueurs moyennes des séquences humides calculées sur la période 1996-2010 en (a) septembre-novembre et (b) décembre-février. ..... -49 -

Figure 2.11 : (a) Végétation de la Nouvelle-Calédonie basée sur la classification de l'occupation des sols à partir des images satellites SPOT (2, 3, et 4) bénéficiant d'une résolution de 20 mètres. Cette carte a été produite par le *Departement of Technology and Information Services* (DTSI) de la Nouvelle-Calédonie en 1996 et est disponible depuis le Service Géomatique de la Télédétection du Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie. Les différentes couches d'informations ont été obtenues à partir de différents seuils tirés du Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (Rouse *et al.*, 1973) appliqué sur la mosaïque des images satellites SPOT 3 et SPOT 4 depuis 1996 avec une résolution horizontale de 20m. (b) Fraction de la surface totale occupée par chaque type d'occupation du sol. La valeur du haut donne la moyenne annuelle approximative des précipitations et la valeur du bas donne le nombre de pluviomètres disponibles pour chaque type de végétation.-50 -

Figure 2.12 : Cycle saisonnier de la fréquence relative quotidienne des états cachés de Markov (en pointillé). La courbe en gras correspond à la fréquence filtrée avec une fréquence de coupure de 1/30 de cycle par jour. ..... -53 -

Figure 2.13 : Probabilités de précipitations sur les 49 stations pour chacun des états cachés de Markov. ..... -54 -

Figure 2.14 : Précipitations moyennes durant les jours humides sur les 49 stations pour chacun des états cachés de Markov. ..... -55 –

Figure 2.15 : Géopotentiel (en mgp) et vents (en m/s) à 925 hPa associés à chacun des états cachés de Markov. La vitesse maximale est de 8.7 m/s. ..... -56 -

Figure 2.16 : Géopotentiel (en mgp) et vents (en m/s) à 925 hPa associés à chacun des états cachés de Markov. La vitesse maximale est de 6.7 m/s. ..... -57 -

Figure 2.17 : Fréquence mensuelle des pixels de feux détectés par (a) ATSR, (b) MODIS I et fréquence mensuelle des départs de feux donnée par (c) MODIS II -60 -

Figure 2.18 : (a) Pixels de feux détectés par MODIS I (2000-2008) et ATSR (1996-2008). (b) Cycles annuels des feux MODIS I (courbe rouge), MODIS II (tirets

rouges) et ATSR (courbe noire). Chaque valeur est calculée comme la moyenne de la fréquence mensuelle sur la période disponible. (c) Fraction des feux MODIS I (courbe rouge avec cercles) et MODIS II (tirets rouges avec cercles) en fonction des différents types d'occupation du sol. La couverture moyenne de chaque type de végétation est représentée par les barres blanches. Les valeurs sur l'axe des abscisses font références aux types de végétations identifiés sur la Figure 2.11a. ..... -61 -

Figure 2.19 : Fonction de densité cumulée de la distance (en km) entre les pixels MODIS I (courbe rouge), MODIS II (tirets rouges), ATSR (courbe noire) et les stations météorologiques Météo-France enregistrant (a) les températures maximales et (b) les précipitations. ..... -62 -

Figure 2.20 : Percentiles (10%, 25%, 50%, 75%, 90%) des anomalies des températures maximales (Tmax) (enregistrées sur les stations MF les plus proches des feux) 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours avant (a) les feux MODIS I, (b) les feux MODIS II et (c) les feux ATSR. Les Tmax quotidiennes sont d'abord moyennées sur des fenêtres de 3-, 7-, 15-, 30- et 60-jours, puis normalisées par la climatologie de la période 1996-2008 (2000-2008 pour la base MODIS). La climatologie correspond à la moyenne quotidienne filtrée par un filtre Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/60 de cycle par jour. Les anomalies (en °C) sont ensuite moyennées pour chaque échantillon de feu. .....-65 -

Figure 2.21 : Idem que la figure 2.20 pour les anomalies pluviométriques (exprimées en %). ..... -67 -

Figure 2.22 : Idem que la figure 2.20 excepté que les anomalies et les climatologies de références pour les précipitations et les feux (a) MODIS I et (b) MODIS II ont été calculées séparément sur les sous échantillons 2000-2002 (échantillon#1), 2000-2002 et 2006-2008 (échantillon#2) et 2000-2005 (échantillon#3). Les courbes noires en gras sont celles des médianes de la figure 2.20 calculées sur l'intégralité de la période (2000-2008). ..... -74 -

Figure 2.23 : Médiane (tirets en gras) et percentiles 25% et 75% (tirets) de l'EDI calculé sur une fenêtre de 60 jours à partir des stations météorologiques MF les plus proches des feux. L'EDI est représenté sous forme de compte à rebours remontant 365 jours avant le jour du feu (a) MODIS I, (b) MODIS II et (c) ATSR. ..... -75 -

Figure 2.24 : Médiane (tirets en gras) et percentiles 25% et 75% (tirets) du Fire Weather Index (FWI) calculé sur les stations météorologiques MF disponibles les plus proches des feux. Le FWI est représenté sous forme de compte à rebours remontant 365 jours avant le jour du feu MODIS I. ..... -15 –

Figure 2.25 : (a) Nuage de points entre l'Effective Drought Index (EDI) quotidien (en abscisses) et le Duff Moisture Code (DMC) standardisé à l'échelle quotidienne (en ordonnées) entre septembre et décembre (points noirs) et pour les jours durant

lesquels se produisent les feux (points verts). La courbe blanche correspond au meilleur ajustement exponentiel entre l'EDI et le DMC à l'échelle quotidienne. (b) Idem sauf que le DMC est remplacé par le Fire Weather Index (FWI). ..... -78 –

Figure 2.26 : Nombre total de feux (a) MODIS I et (b) MODIS II enregistrés dans un rayon de 20-km autour de chaque pluviomètre. Moyenne des anomalies de précipitations (en % par rapport à la moyenne) de 0 à 100 jours avant les feux (c) MODIS I et (d) MODIS II. Les cercles noirs en gras indiquent les anomalies significatives au seuil bilatéral 95% selon un test en T de Student. ..... -79 –

Figure 2.27 : Relation entre l'indices d'anomalies standardisées (IAS) et le nombre total de feux MODIS I en Nouvelle-Calédonie entre septembre et décembre. La courbe majenta donne le meilleur ajustement logarithmique entre les deux variables. L'IAS est définit dans ce cas comme le prédicteur de la fréquence des feux. ..... -80 –

Figure 2.28 : Relations entre les températures du Niño 3.4 (de juin à août, 2000-2008) et la fréquence mensuelle des feux (a) MODIS I et (b) MODIS II entre septembre et décembre. Les valeurs sont exprimées en anomalies (en °C pour le Niño 3.4 et en % pour la fréquence des feux) par rapport à la moyenne 2000-2008. La courbe rouge donne le meilleur ajustement polynomial d'ordre 2 avec le Niño 3.4 en JJA comme prédicteur de la fréquence des feux en SOND. La corrélation entre l'observation de la fréquence mensuelle des feux et l'ajustement polynomial est indiqué dans le coin supérieur gauche de chaque panel. ..... -82 –

Figure 2.29 : (a) Climatologie (calculée sur la période 1950-2008) des vents (en m/s) et de la hauteur du géopotentiel à 850 hPa entre septembre et décembre (SOND). Composites des anomalies atmosphériques saisonnières en SOND durant les 12 phases (b) ENSO et (c) LNSO les plus puissantes définies à partir du Niño 3.4 en SOND. (d) Composites des anomalies atmosphériques quotidiennes lors des jours durant lesquels MODIS enregistre au moins un pixel de feu sur la Nouvelle-Calédonie. ..... -84 –

Figure 2.30 : Séquence temporelle des six états cachés de Markov entre 1971 et 2008. ..... -86 –

Figure 2.31 : (a) Fréquence interannuelle standardisée des états cachés de Markov (calculée sur la période 1952-2008) et chronique de la moyenne du Niño 3.4 (barres rouges) entre septembre et décembre. L'état caché 1 correspond à la courbe rouge, l'état 5 à la courbe noire avec des cercles et l'état 6 à la courbe noire avec des carrés. (b) Corrélations calculées sur des segments glissants de 21 ans entre le Niño 3.4 et la fréquence inter-annuelle de l'état caché de Markov 1 entre septembre et décembre. Les pointillés indiquent le seuil de significativité 95% des corrélations selon un test de Bravais-Pearson. ..... -87 –

Figure 3.1 : (a) Températures de surface océanique (TSO) moyennées entre 4°S et 4°N le long de l'océan Pacifique. (b) Idem pour les anomalies mensuelles de TSO

calculées par rapport à la climatologie de la période 1979-2010. Les données sont issues du fichier ERSST version 3b. ..... -92 –

Figure 3.2 : Chronique temporelle de la moyenne des anomalies thermiques dans la boîte du Niño 3.4 (anomalies de TSO en °C moyennées dans la boîte [120°W-170°W; 5°S-5°N]). Cet indice est le plus communément utilisé pour définir l'état du système ENSO. ..... -95 –

Figure 3.3 : Signatures spatiales des (a) premier, (b) deuxième et (c) troisième vecteurs propres issus d'une analyse en composante principales des anomalies mensuelles des températures de surface océanique entre 1950 et 2010. ..... -98 –

Figure 3.4 : Signatures temporelles des (a) premier, (b) deuxième et (c) troisième axes factoriels issus d'une analyse en composante principales des anomalies mensuelles des températures de surface océanique entre 1950 et 2010. ..... -99 –

Figure 3.5 : Signature spatiale du premier axe factoriel des anomalies mensuelles (a) du potentiel de vitesse atmosphérique à 850 hPa et (b) de la température virtuelle à 1000 hPa. ..... -100 –

Figure 3.6 : Signatures temporelles des premiers axes factoriels du potentiel de vitesse à 850 hPa (courbe rouge) et des températures à 1000 hPa (courbe noire). La chronique de l'indice Niño 3.4 est représentée par la courbe bleue. ..... -15 –

Figure 3.7 : Anomalies de la circulation de Walker en décembre-février 1997-98 par rapport à la période 1950-2010 représentées par des vecteurs calculés à partir des anomalies de la composante méridienne (composante horizontale, unité en $m\,s^{-1}$) et des anomalies de la composante verticale (pondérée par $-2\times10^{-2} Pa\,s^{-1}$) moyennées entre 4°S et 4°N. La vitesse maximale des vecteurs est de 20.3 $m\,s^{-1}$. ..... -101 –

Figure 3.8 : Anomalies de TSO moyennées entre juin et septembre 2004 par rapport à la climatologie 1971-2000 (tiré de la NOAA). .....-102 –

Figure 3.9 : Chroniques temporelles du Niño 3 (en noir) et de l'EMI (El-Niño Modoki Index) (en rouge). ..... -103 –

Figure 3.10 : (a) Chroniques temporelles de l'indice EP (en noir) et de l'indice CP (en rouge). Signatures spatiales des premiers vecteurs propres obtenues à partir d'une analyse combinant ACP et régression linéaire pour (b) les épisodes centraux (CP) et (c) les épisodes classiques à l'est (EP). Les valeurs correspondent aux corrélations entre les vecteurs propres et les variable initiales. Les valeurs au sommet de chaque panel indiquent le pourcentage de variance des résidus de TSO expliquées par chaque mode de variabilité. ..... -104 –

Figure 3.11 : Anomalies de TSO moyennées entre 4°S et 4°N le long du Pacifique en septembre-novembre 1997 (courbe en pointillés) et en 2002 (courbe pleine). -106 –

Figure 3.12 : Structures spatiales des anomalies de TSO en °C (couleurs) et des anomalies de la tension du vent (vecteurs) de la PDO lors des phases chaudes

(positives) et phases froides (négatives) (panel du haut). Chronique temporelle de l'indice de la PDO (panel du bas) entre janvier 1900 et décembre 2010 (source: http://jisao.washington.edu/pdo/). .....-108 –

Figure 3.13 : (a) Signature spatiale du premier vecteur propre des anomalies mensuelles de précipitations CMAP et (b) signatures temporelles du premier axe des anomalies de précipitations mensuelles (en rouge) et des anomalies mensuelles de TSO (en noir) dans la boîte [20°N-40°S; 110°E-100°W]. ..... -110 –

Figure 3.14 : Anomalies des précipitations (en mm/jour), du vent (en m/s) et du potentiel de vitesse (contours noirs) à 850 hPa moyennés sur la saison (a,e) juin-août, (b,f) septembre-novembre, (c,g) décembre-février et (d,h) mars-mai (année +1) lors des phases ENSO froides (panel de gauche) et chaudes (panel de droite). Les composites sont calculées à partir de la moyenne du Niño 3.4 entre juillet et décembre sur la période 1979-2010. Les points noirs représentent les anomalies de précipitations significatives au seuil 95% selon un test en T de Student. -112 –

Figure 3.15 : Moyenne annuelle des précipitations (en mm/jour) des 22 stations (les courbes rouges correspondent aux stations de la côte ouest et les courbes bleues à celles de la côte est tandis que la courbe noire représente la moyenne spatiale) sur la période 1950-2010. La moyenne de chaque station correspond à la moyenne quotidienne filtrée par un filtre Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/60 de cycle par an. La carte dans le coin supérieur gauche montre la moyenne quotidienne des 22 stations. ..... -114 –

Figure 3.16 : (a) Premier vecteur propre des anomalies standardisées mensuelles de précipitations en Nouvelle-Calédonie. (b) Signatures temporelles de la première composante principale des anomalies standardisées mensuelles de TSO (20°N-40°S et 110°E-100°W) en noir et des précipitations en Nouvelle-Calédonie en rouge. Les valeurs ont été filtrées sur une période de 12 mois. La corrélation entre les deux courbes est de -0.56 et de -0.3 entre les deux vecteurs non-filtrés. .-116 –

Figure 3.17 : Relations entre les anomalies de cumuls mensuels de précipitations sur les 22 stations néo-calédoniennes (en ordonnées) et les anomalies thermiques calculées dans la boîte du Niño 3.4 en abscisses (r =-0.57) (panel de gauche) et du Niño 1+2 (r = -0.25) (panel de droite). Les valeurs mensuelles du Niño 3.4 sont dupliquées dans ce cas 22 fois afin d'ajuster la taille des deux échantillons. La droite correspond à un ajustement linéaire entre les deux variables. ..... -117 –

Figure 3.18 : Structure du modèle MARS. La modélisation de la première composante principale des cumuls mensuels de précipitations (z) est exprimée ici en fonction des indices Niño 3 et Niño 4 normalisés (tiré de Fisher *et al.*, 2004). ..... -118 –

Figure 3.19 : (a) Précipitations CMAP moyennes (en mm/jour) durant la saison juin-août (JJA), (b) septembre-octobre (SON), (c) decembre-février (DJF) et (d) mars-mai (MAM) calculées sur des segments mobiles de 3 mois (contours noirs) et corrélations (couleurs) entre les anomalies standardisées CMAP et la moyenne spatiale des anomalies locales standardisées en Nouvelle-Calédonie sur la période

1979-2010 (IAS). Seules les corrélations significatives au seuil bilatéral 95% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996) sont affichées. ..... -119 –

Figure 3.20 : Corrélations synchrones entre les anomalies de TSO et l'indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie. Les valeurs significatives au seuil 95% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996) sont représentées par des points noirs. ..... -121 –

Figure 3.21 : Corrélations entre les anomalies de TSO en juin-août et l'indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie en (a) juillet-septembre, (b) août-octobre, (c) septembre-novembre, (d) octobre-décembre, (e) novembre-janvier et (f) décembre-février. Les valeurs significatives au seuil 95% selon un test de Monte-Carlo sont représentées par des points noirs. ..... -122 –

Figure 3.22 : Composites des anomalies quotidiennes du vent à 925 hPa (en m/s) calculés entre mai et août (a) à J-6, (b) J-4, (c) J-2, (d) au jour J, (e) J+2 et (f) J+4. Le jour J correspond aux jours durant lesquels au moins 75% du réseau au sol reçoit un cumul >= 1 mm/jour entre mai et août (1950-2010). Le vecteur maximal est de 3.2 m/s. ..... -123 –

Figure 3.23 : Corrélations entre l'indice d'anomalies standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie calculé sur des segments glissants de 3 mois et divers indices de l'activité de l'ENSO (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, CP, EP et EMI) sur la période 1950-2010. Les corrélations significatives au seuil bilatéral 95% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996) sont représentées par des symboles remplis. Le calcul des indices ENSO est décrit dans la partie 1. ..... -125 –

Figure 3.24 : Composites des anomalies standardisées de pluies et de vent à 850 hPa (seuls les vecteurs dont la composante méridienne ou zonale est significative au seuil 95% sont représentés) en SON par rapport à la moyenne 1950-2010 sur le Pacifique SW durant (panel du haut) les épisodes définis par le percentile supérieur 15% de l'indice EP (i.e. 1951, 1965, 1972, 1976, 1982, 1983, 1997, 1998 and 2008) et (panel du bas) les épisodes définis par le percentile supérieur 15% de l'indice CP (i.e. 1963, 1965, 1977, 1986, 1987, 1990, 1991, 1994 and 2009) sur la période 1950-2010 pour les vents NCEP et 1979-2010 pour les pluies CMAP. Les points de grille en gris foncé (clair) montrent les anomalies significatives négatives (positives) au seuil 95% selon un test en T de Student. Les anomalies de la circulation de Hadley par rapport à la climatologie 1950-2010 durant les épisodes EP (en haut à droite) et CP (en bas à droite) en SON sont représentées par des vecteurs calculés à partir des anomalies de la force méridienne (composante horizontale, unité en $m.s^{-1}$) et les anomalies de la composante verticale (pondérée par $-2\times10^{-2} Pa\, s^{-1}$) moyennées entre 160° et 170°E. La vitesse maximale des vecteurs est de 2.83 $m.s^{-1}$. Les vecteurs dont la composante horizontale ou verticale est significative au seuil 95% selon un test en T de Student sont affichés en gras. ..... -128 –

Figure 3.25 : Idem que la figure 3.24 pour la saison DJF. ..... -129 –

Figure 3.26 : Idem que la figure 3.24 durant les épisodes définis par le percentile 15% inférieur de l'indice EP (i.e. 1955, 1956, 1966, 1967, 1990, 1996, 2001, 2005 and 2007) et CP (i.e. 1955, 1964, 1971, 1973, 1975, 1983, 1988 and 1998, 1999)-130–

Figure 3.27 : Idem que la figure 3.26 pour la saison DJF. .....-131 –

Figure 3.28 : Diagrammes temps-longitudes montrant l'évolution des TSO brutes moyennées entre 4°S et 4°N durant (a) les épisodes CP chauds, (b) EP chauds, (c) CP froids et (d) EP froids définis à partir du trimestre septembre-novembre. -132 –

Figure 3.29 : Températures de surface océanique moyennées entre 4°S et 4°N le long de l'équateur en SON durant les épisodes EP (courbe noire) et CP (courbe rouge). .....-133 –

Figure 3.30 : Gradient zonal (exprimé en 1/10ème °C tous les 10° de longitudes) le long du Pacifique équatorial (dans la boîte 119°E-279°E) pour les épisodes CP-EP chauds-froids. Le gradient zonal est calculé à partir de la différence entre le maximum et le minimum de TSO (moyennées entre en 4°N et 4°S) divisée par leur distance longitudinale. Ces composites sont définis à partir du trimestre septembre-novembre. ..... -134 –

Figure 3.31 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur un Modèle Linéaire Généralisé dont le prédicteur est le Niño 4) de l'indice d'anomalies standardisées (IAS) des précipitations néo-calédoniennes en fonction de l'échéance (1950-2010). Ech. (1) signifie que le Niño 4 précède l'indice IAS d'un mois. Par exemple, les prévisions de l'IAS en SON sont réalisées à partir du Niño 4 en Août. ..... -135 –

Figure 3.32 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur un Modèle Linéaire Généralisé dont le prédicteur est le Niño 4) de l'indice d'anomalies standardisées (IAS) des précipitations néo-calédoniennes avec 1 saison (courbe noire avec cercles), 2 saisons (courbe noire simple) et 3 saisons (tirets noirs) d'échéance (1950-2010). ..... -136 –

Figure 3.33 : Signatures spatiales (a) des anomalies de cumuls de précipitations en SON en Nouvelle-Calédonie et (b) des anomalies de TSO en août du premier vecteur des corrélations canoniques. (c) Coefficient d'expansion temporelle des anomalies de cumuls de précipitations en SON (barres blanches) et des anomalies de TSO en août (courbe noire avec cercles). ..... -139 –

Figure 3.34 : Signatures spatiales (a) des anomalies de cumuls de précipitations en DJF en Nouvelle-Calédonie et (b) des anomalies de TSO en novembre du premier vecteur des corrélations canoniques. (c) Coefficient d'expansion temporelle des anomalies de cumuls de précipitations en DJF (barres blanches) et des anomalies de TSO en novembre (courbe noire avec cercles). ..... -140 –

Figure 3.35 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur une ACC dont le prédicteur est le champ des anomalies de TSO du Pacifique tropical) de l'indice

d'anomalies standardisées (IAS) des précipitations néo-calédoniennes en fonction de l'échéance (1950-2010). Ech. (1) signifie que les anomalies de TSO précèdent l'IAS d'un mois. ..... -141 –

Figure 3.36 : Corrélations entre l'observation et la prédiction (basée sur une ACC dont le prédicteur est le champ des anomalies de TSO du Pacifique tropical) des anomalies de cumuls mensuels en NC avec 1 saison (courbe noire avec cercles), 2 saisons (courbe noire simple) et 3 saisons (tirets noirs) d'échéance (1950-2010).142

Figure 3.37 : Différences de corrélation entre l'observation et la prédiction des anomalies de cumuls mensuels en Nouvelle-Calédonie basée sur l'ACC et sur le MLG avec 1 saison (courbe noire avec cercles), 2 saisons (courbe noire simple) et 3 saisons (tirets noirs) d'échéance (1950-2010). ..... -143 –

Figure 3.38 : (a) Puissance du spectre continu en ondelettes de l'indice mensuel Niño 4. (b) Puissance du spectre continu en ondelettes de l'indice mensuel des anomalies de précipitations standardisées en NC (IAS). Cet indice est calculé comme la moyenne spatiale des anomalies mensuelles locales des 22 stations. (c) Cohérence carrée des ondelettes entre l'indice des anomalies standardisées des précipitations en NC (IAS) et l'indice Niño 4. La phase relative de la relation est représentée par les vecteurs (une relation inversée se traduit ici par des vecteurs pointant vers la gauche). Les contours en gras sur chaque panel indiquent les valeurs significatives au seuil unilatéral 95% par rapport à une hypothèse de bruit rouge. Le grisé transparent représente la zone dans laquelle les effets de bord peuvent affecter les résultats (Grinsted *et al.*, 2004). La zone libre au centre correspond au « cône d'influence ». .....-150 –

Figure 3.39 : (Panel de gauche) Corrélations calculées sur des segments mobiles de 21 ans sur la période 1950-2010 entre la variabilité rapide de l'IAS et celle de l'indice Niño 4 lissées par des moyennes mobiles de 3 mois. Les deux séries temporelles correspondent aux résidus d'un filtre récursif Butterworth avec une fréquence de coupure de 1/8 de cycle par an. (Panel de droite) Idem pour la variabilité lente de l'IAS et du Niño 4. Les points noirs montrent les corrélations locales significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de Monte-Carlo de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996). ..... -151 –

Figure 3.40 : (a) Signature spatiale du premier vecteur propre des anomalies de TSO au nord de 20°N (1950-2010) associée à l'indice temporel de la PDO. (b) Signature spatiale du premier vecteur propre des anomalies de TSO du Pacifique (auxquelles la tendance à long terme a été retirée) associée à l'indice temporel de l'IPO (1950-2010). (c) Indices de la PDO non-filtrés (tirets noirs) et <1/8 cycle par an (courbe noire en gras), de l'IPO (courbe bleue en gras), du Niño 4 (courbe rouge en gras) et de l'IAS (courbe verte en gras) <1/8 cycle par an. ..... -152 –

Figure 3.41 : Score temporel de l'IAS (en noir) et du Niño 4 (en vert) filtré par une analyse en spectres singuliers. Le panel (a) représente le premier mode de variabilité et le panel (b) le second mode de variabilité. .....-153 –

Figure 3.42 : Régression entre les anomalies de TSO (exprimées en 1/10ème de °C) en (a,b) juin-août (JJA), (c,d) septembre-novembre (SON), (e,f) décembre-février (DJF) et (g,h) mars-mai (MAM) et la variabilité rapide (panel de gauche) et la variabilité lente (panel de droite) de l'IAS. Les valeurs affichées correspondent aux anomalies de TSO associées à -1σ de l'IAS. .....-154 –

Figure 3.43 : Corrélations calculées sur des segments glissants de 21 ans entre l'observation et la prédiction (basée sur une analyse en corrélation canonique dont le prédicteur est le champ des anomalies de TSO du Pacifique tropical) des anomalies de cumuls mensuels de précipitations en Nouvelle-Calédonie en juillet-septembre (courbe noire), en août-octobre (courbe rouge), en septembre-novembre (courbe bleue) et en octobre-décembre (courbe verte). Toutes les prédictions sont réalisées en validation croisée à partir des TSO enregistrées durant la saison juin-août. Les pointillés indiquent le seuil de significativité 95% des corrélations selon un test de Bravais-Pearson. ..... -155 –

Figure 4.1: (a) Fréquence des TSO les plus élevées (axe de droite et courbe en pointillés) et des anomalies de TSO (axe de gauche et barres blanches) le long de l'équateur sur des segments glissants de 10° de longitudes (chaque longitude correspond à la moyenne latitudinale entre 4°S et 4°N). Les fréquences sont exprimées en anomalies par rapport à une distribution uniforme du maximum de TSO et du maximum des anomalies de TSO le long de l'équateur. (b) Série temporelle de l'indice Niño 3.4 Les couleurs correspondent aux événements CP chauds (en rouge), EP chauds (en noir) et La Niña (en bleu). (c) Cycle saisonnier du gradient zonal des TSO (exprimé en °C tous les 100° de longitudes) le long de l'équateur entre 110°E et 280°E. Le gradient zonal est calculé comme la différence entre le maximum et le minimum des TSO moyennées entre 4°S et 4°N divisé par leur distance longitudinale. (d) Idem que le panel (c) excepté que les valeurs sont exprimées en anomalies. Toutes les séries temporelles sont moyennées sur des segments glissants de 3 mois. ..... -164 –

Figure 4.2 : (a) TSO moyennées entre 4°S et 4°N durant la saison octobre-décembre pour les épisodes ENSO dont le Niño 3.4 moyenné entre septembre et février est > 1σ sur la période 1979-2010. Les événements EP de 82&97 sont représentés en bleu et les autres épisodes (1986, 1987, 1991, 1994, 2002, 2004, 2006 et 2009) en gris. (b) Idem pour les anomalies de TSO. (c) Fréquence relative des anomalies de TSO le long de l'équateur entre 110°E et 280°E. (d) Ecart-type (en gris) et coefficient d'asymétrie (en rouge) des anomalies de TSO moyennées entre 4°S et 4°N. ..... -165 –

Figure 4.3 : (a) Fréquence relative des anomalies thermiques de l'océan (moyennées entre 4°S et 4°N) entre 0° et 1°C par rapport à la somme des anomalies thermiques positives en juillet-septembre (courbe noire), octobre-décembre (courbe rouge), janvier-mars (courbe bleue), avril-juin (courbe verte) et pour l'ensemble des saisons (courbe noire en gras). ..... -166 –

Figure 4.4 : (a) TSO (couleurs) et anomalies de TSO (contours) moyennées entre 4°S et 4°N durant les épisodes EP de 1982 et 1997. (b) Idem pour les autres épisodes chauds (i.e., 1986, 1987, 1991, 1994, 2002, 2004, 2006 et 2009). ..... -167 –

Figure 4.5 : Anomalies de circulation atmosphérique (par rapport à la moyenne 1979-2010) associées à une anomalie locale chaude de TSO < 1°C moyennée entre 4°S et 4°N en (a) juillet-septembre, (b) octobre-décembre, (c) janvier-mars et (d) avril-juin. Ces anomalies correspondent à la composante zonale des anomalies de vent (unité : $\mathrm{m}\,s^{-1}$) et à la composante verticale (cette composante est réajustée par $-2\times10^{-2} Pa\ s^{-1}$) moyennées entre 5°S et 5°N. L'intensité maximale des vecteurs est égale à 2.61 m s^{-1} . Les vecteurs dont la composante verticale ou zonale est significative au seuil bilateral 95% selon un test en T de Student sont représentés en gras. ..... -168 –

Figure 4.6 : (a) Indice de perturbation des précipitations tropicales associé à une anomalie locale chaude de TSO (moyennée entre 4°S et 4°N) entre 0°C et 1°C sur la période 1979-2010. Cet indice est calculé comme la moyenne spatiale des anomalies standardisées des percentiles de précipitations à travers l'ensemble de la zone tropicale (30°S-30°N). La courbe noire correspond à l'indice calculé sur l'intégralité de la période tandis que la courbe grise correspond à un indice recalculé sans les événements de 1982-83 et 1997-98. Les lignes noires et grises correspondent à un indice de perturbation distribué uniformément le long de l'équateur. (b) Idem sauf que les indices ont été calculés uniquement à partir des données continentales. La significativité de l'indice de perturbation des précipitations a été testée selon un test de Monte-Carlo. Le test consiste à recalculer l'indice en choisissant pour chaque longitude *N* années au hasard (*N* étant le nombre de cas observés affichant des anomalies entre 0° et 1°C). La procédure est répétée 1 000 fois et l'observation est ensuite confrontée aux valeurs de l'indice obtenues par hasard. Les cercles indiquent les longitudes pour lesquelles l'indice observé reste > à l'indice généré par hasard dans plus de 90% des simulations. ..... -170 –

Figure 4.7 : (a) Percentiles des anomalies de précipitations et anomalies de vents à 850 hPa associées à une anomalies de TSO entre 0°C et 1°C dans la boîte [170°E-190°E ;4°S-4°N] en (a) juillet-septembre, (b) octobre-décembre, (c) janvier-mars et (d) avril-juin. Seuls les vecteurs dont la composante zonale et/ou méridienne est significativement différente de la climatologie au seuil bilatéral 95% selon un test en T de student sont affichés. Les points noirs indiquent les anomalies de précipitations significatives au seuil 95% selon un test en T de Student. .....-172 –

Figure 4.8 : Anomalies de circulation atmosphérique en octobre-décembre (par rapport à la moyenne 1979-2010) associées aux épisodes qui combinent des anomalies thermiques comprises entre 0 et 1°C dans la boîte [170°E-190°E ;4°S-4°N] avec (a) une anomalie moyenne du gradient zonal > 0.5 et (b) une anomalie < -0.5 en octobre-décembre. Les anomalies atmosphériques correspondent à la composante zonale des anomalies de vent (unité : $\mathrm{m}\,s^{-1}$) et à la composante

verticale (cette composante est réajustée par $-2\times10^{-2} Pa\ s^{-1}$) moyennées entre 5°S et 5°N. L'intensité maximale des vecteurs est égale à 22.4 m s^{-1}. ..... -173 –

Figure 5.1 : (a) Surfaces brûlées détectées par Landsat exprimées en hectares. (b) Fréquence mensuelle des feux détectés par MODIS II et Landsat. ..... -177 –

Figure 5.2 : (a) Moyenne mensuelle (2000-2010) des surfaces brûlées et des précipitations moyennées sur 70 stations à travers la Nouvelle-Calédonie. (b) Moyenne des surfaces brûlées (en ha) dans un rayon de 20-km autour des 70 stations entre septembre et décembre. ..... -179 –

Figure 5.3 : (a) Premier et (b) second vecteurs propres des anomalies standardisées du logarithme des surfaces brûlées enregistrées dans un rayon de 20-km autour des 69 stations. (c) Composantes principales (PC#1 et PC#2) affichées sous forme de corrélations avec le logarithme des surfaces brûlées en SOND. Les vecteurs propres ont une moyenne nulle et une variance unitaire. ..... -181 –

Figure 5.4 : (a) Corrélations (corrélations négatives (positives) en bleues (rouges) et corrélations à 0 en noir). Les isolignes sont cotées avec un intervalle de 0.2) entre le logarithme des surfaces brûlées en septembre-décembre en Nouvelle-Calédonie et les anomalies de TSO en juin-août. (b) Corrélations entre les anomalies de précipitations en Nouvelle-Calédonie (calculées sur des segments mobiles de 3 mois) et (i) le Niño 4 en JJA et (ii) le logarithme des surfaces brûlées en septembre-décembre. Les cercles sur la carte (a) et les symboles remplis sur le graphique (b) indiquent les corrélations significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996). ..... -182 –

Figure 5.5 : (a) Corrélations entre les anomalies des TSO moyennées entre 4°N et 4°S en juin-août et la fréquence des feux en septembre-sécembre. Les corrélations sont calculées à partir d'un ajustement logarithmique entre les anomalies de TSO et la fréquence des feux. Le signe des corrélations est exprimé en fonction de la corrélation entre l'observation et l'ajustement logarithmique de la fréquence des feux. (b) Moyenne des anomalies de TSO (en °C ×100 par rapport à la climatologie 1950-2010) durant les 3 saisons enregistrant les plus fortes (en rouge) et les plus faibles (en bleu) fréquences de feux entre septembre et décembre. ..... -183 –

Figure 5.6 : (a) Surfaces brûlées en Nouvelle-Calédonie observées (ligne pleine avec cercles) en septembre-décembre et simulées (pointillés avec carrés) à partir du Niño 4 en JJA en utilisant un Modèle Linéaire Généralisé (MLG) avec un lien logarithmique entre le prédicteur et le prédictand. Les lignes horizontales montrent les terciles supérieur et inférieur. (b) Corrélations entre l'observation et la simulation des surfaces brûlées en SOND dans un rayon de 20-km autour de chaque station. Les symboles en gras indiquent les corrélations significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996). ... -185 –

Figure 5.7 : (a) Corrélations entre le Niño 4 en Juin-Août (JJA) et les anomalies de précipitations en septembre-novembre (SON). (b) Corrélations entre le logarithme des surfaces brûlées en septembre-décembre (SOND) dans un rayon de 20-km

autour de chaque station et les anomalies de précipitations en SON. Les cercles en gras correspondent aux corrélations significatives au seuil bilatéral 90% selon un test de phase aléatoire (Janicot *et al.*, 1996). (c) Nuage de points entre (i) les corrélations entre le Niño 4 en JJA et le logarithme des surfaces brûlées en SOND dans un rayon de 20-km autour de chaque station (en abscisses) et (ii) les corrélations entre les anomalies de précipitations en SON et le logarithme des surfaces brûlées en SOND (en ordonnées). ..... -187 –

Figure 5.8 : (a) Anomalies standardisées (exprimées en écart-type) des précipitations moyennes au cours de la saison septembre-décembre 2005 par rapport à la moyenne 2000-2010. (b) Anomalies standardisées (exprimées en écart-type) de la longueur moyenne des séquences sèches en septembre-décembre 2005 par rapport à la moyenne 2000-2010. La localisation du feu de la Montagne des Sources (MdS) en décembre 2005 (3641 ha) est représentée par une croix. Les cercles en gras indiquent la significativité des anomalies de 2005 par rapport à la climatologie 2000-2010. ..... -188 –

Annexe : Liste des publications et communications

Publications

Barbero R., V. Moron, M. Mangeas, M. Despinoy, C. Hély (2011), Relationships between MODIS and ATSR fires and atmospheric variability in New Caledonia (SW Pacific), *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 116, D21110, doi:10.1029/2011JD015915

Barbero R., V. Moron (2011), Seasonal to decadal modulation of the impact of El Niño - Southern Oscillation on New Caledonia (SW Pacific) Rainfall (1950-2010), *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 116, D23111, doi:10.1029/2011JD016577

Moron V., **R. Barbero**, M. Mangeas, L. Borgniet, T. Curt (2011), Prediction of September-December fire frequency in New Caledonia (SW Pacific) from Niño 4 sea surface temperature index, *submitted to Journal of Applied Meteorology and Climatology*

Barbero R., V. Moron (2012), Sensitivity of tropical rainfall to weak-to-moderate warm sea surface temperature along the equatorial Pacific, *submitted to Journal of Climate*

Communications

Barbero R., V. Moron, M. Mangeas, M. Despinoy (2010), Climate variability and hotspots fires in New Caledonia: diagnostic approach and potential predictability, European Geosciences Union, Session: *Wildfires, Weather and Climate*, Wien, May, 2010

Barbero R., V. Moron (2011), Central Pacific and Eastern Pacific ENSO events impacts in New Caledonia and Southwest Pacific (1950-2009), European Geosciences Union, Session: *ENSO dynamics, Predictability and Modelling*, Wien, April, 2011

Barbero R., V. Moron (2012), Seasonality and decadal variability of Central Pacific and Eastern Pacific events teleconnections in SW Pacific, 10th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Changing southern climates, Session: *Interannual climate variability and Southern Hemisphere teleconnections*, Nouméa, New Caledonia, 23-27 April 2012

Références bibliographiques

Allen, M. R. and Smith L.A. (1996) Monte Carlo SSA Detecting irregular oscillations in the presence of coloured noise, J. Clim., **9**, 3373–3404

Alley, W. M. (1984) The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions., J. Climate Appl. Meteor., **23**, 1100 –1109.

Amiro, B.D., J.I. MacPherson, R.L. Desjardins, J.M. Chen, and J. Liu (2003) Post-fire carbon dioxide fluxes in the western Canadian boreal forest: evidence from towers, aircraft and remote sensing, Agricultural and Forest Meteorology, **115**, 91-107.

Amiro, B.D., Logan K.A, Wotton B.M., Flannigan M.D., Todd J.B., Stocks B.J., Martell D.L. (2004) Fire weather index system components for large fires in the Canadian boreal forest, International Journal of Wildland Fire, **13**, 391-400.

Amiro, B.D., Logan, K.A., Wotton, B.M., Flannigan, M.D., Todd, J.B., Stocks, B.J., Martell, D.L. (2003) The weather of large fires in the Canadian boreal forest, Pages P1.5-P1.8 in Proceedings of the 5th Symposium on Fire and Forest Meteorology, November 16-19, 2003, Orlando, Florida. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, USA.

An, S. I., J.-W. Kim, S.-H. Im, B.-M. Kim, and J.-H. Park (2011) Recent and future sea surface temperature trends in tropical Pacific warm pool and cold tongue régions, Climate Dyn, doi:10.1007/s00382-011-1129-7

Ashok, K., and T. Yamagata (2009) The El Niño with a difference, Nature, **461**, 481-484.

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnections, J. Geophys. Res., **112**, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata (2003) A look at the Relationship between the ENSO and the Indian Ocean dipôle, J. Meteor. Soc. Japan, **81**, 41–56.

Barbero R., Moron V., Mangeas M., Despinoy M., and C. Hély (2011) Relationships between MODIS and ATSR fires and atmospheric variability in New Caledonia (SW Pacific), J. Geophys. Res., **116**, D21110, doi:10.1029/2011JD015915.

Barbero, R., V. Moron, (2011) Seasonal to decadal modulation of the impact of El Niño/Southern Oscillation on New Caledonia (SW Pacific) rainfall, J. Geophys. Res., **116**, doi. 10.1029/2011JD06577.

Barbero R., V. Moron (2012) Sensitivity of tropical rainfall to weak-to-moderate warm sea surface temperature anomalies in the central Pacific, *submitted to Journal of Climate*

Barnston, A. G. (1994) Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere. J. Climate, **7**, 1513-1564.

Barnston, A. G., and T. M. Smith (1996) Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA, J. Climate, **9**, 2660-2697.

Barnston, A. G., and Y. X. He (1996) Skill of canonical correlation analysis forecasts of 3-month mean surface climate in Hawaii and Alaska, J. Climate, **10**, 2579-2605.

Barnston, A. G., W. Thiao, and V. Kumar (1996) Long-lead forecasts of seasonal precipitation in Africa using CCA, Wea. Forecasting, **11**, 506-520.

Barsugli, J.J., Sardeshmukh, P.D. (2002) Global atmospheric sensitivity to tropical SST anomalies throughout the Indo-Pacific basin, J. Clim., **15,** 3427-3442.

Bhalme, H. N., and D. A. Mooley (1980) Large-scale drought/floods and monsoon circulation, Mon. Wea. Rev., **108**, 1197–1211.

Bhaskaran, B., and A. B. Mullan (2003) El Niño-related variations in the southern Pacific atmospheric circulation: Model versus observations, Climate Dyn., **20**, 229–239.

Bjerknes, J. (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, Mon. Wea. Rev., **97**, 163- 172

Bouchet, P., Jaffré T., and J.M. Veillon (1995) Plant extinction in New Caledonia: protection of sclerophyll forests urgently needed. Biodiversity and Conservation, **4**, 415–428.

Bouleau N. et Lépingle D. (1994) Numerical Methods for Stochastic Processes, John Wiley & Sons.

Broccoli, A. J., and S. Manabe (1992) The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dr y climates, J. Climate, **5**, 1181–1201.

Butterworth S. (1930) On the theory of filter amplifiers, Wireless Engineer, **7**, 536-541.

Byun, H. R. (1992) A study on the atmospheric circulation during the dr y period before the Changma. Part II: Compared ith those before and after the period, J. Korean Meteor. Soc., **28**, 86–102.

Byun, H. R., D. K. Lee, and C. H. Joung (1992) A study on the atmospheric circulation during the dr y period before the Changman, Part I: Existence and characteristics. J. Korean Meteor. Soc., **28**, 72– 85.

Byun, H.R., and Y. H. Han (1994) On the existence of seasonal drought in the Korean peninsula. J. Korean Meteor. Soc., **30**, 457– 467.

Byun, H.R., Wilhite D.A. (1999) Objective quantification of drought severity and duration, Journal of Climate, **12**, 2747-2756.

Cahoon, D., Stocks, B., Levine, J., Cofer, W. and Chung, C. (1992) Evaluation of a Technique for Satellite-Derived Area Estimation of Forest Fiers, Journal of Geophysical Research, **97**(D4): doi: 10.1029/91JD03080. issn: 0148-0227.

Cai, W., and T. Cowan (2009) La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability, Geophys. Res. Lett., **36**, L12805, doi:10.1029/2009GL037885

Cane, M. A. (1991) Forecasting El Niño with a Geophysical Model. In: R.W. Katz, M.H. Glantz and N. Nicholls (Editors), ENSO Teleconnections Linking Worldwide Climate

Anomalies, Scientific Basis and Societal Impacts, Cambridge Univ. Press, pp. 535.

Carvalho, A., Flannigan M. D., Logan K., Miranda A.I., Borrego C. (2008) Fire activity in Portugal and its relationship to weather and the Canadian Fire Weather Index System, International Journal of Wildland Fire, **17**, 328-338.

Cassou C. (2004) Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation Nord- Atlantique. La météorologie, **45**, 21-32.

Cayan, D. R., Redmond, K. T. & Riddle L. G. (1999) ENSO and hydrologic extremes in the western United States, J. Climate, **12**,2881-2983.

Ceccato, P., Nengah Surati Jaya I., Qian J.H., Tippett M.K., Robertson A.W., Someshwar S. (2010) Early warning and response to fires in Kalimantan, Indonesia, International Journal of Remote Sensing.

Chao, Y., M. Ghil, and J.C. McWilliams (2000) Pacific Interdecadal variability in this century's sea surface temperature, Geophys. Res. Letters, **27**, 2261-2264.

Charney, Jule G., John G. DeVore (1979) Multiple Flow Equilibria in the Atmosphere and Blocking, J. Atmos. Sci., **36**, 1205–1216.

Chu, P. S., A. J. Nash, and F. U. Porter (1993) Diagnostic studies of two contrasting episodes in Hawaii: Dry 1981 and wet 1982, J. Climate, **6**, 1457–1462.

Chu, P.-S. (1995) Hawaii rainfall anomalies and El Nino, J. Climate, 8, 1697-1703.

Chu, P.-S., W. Yan, et F. Fujioka (2002) Fire-climate relationships and long-lead wildfire prediction for Hawaii, Int. J. Wildland Fire, **11**, 25-31.

Cochrane, M.A. (2003) Fire science for rainforests, Nature, **421**, 913-919.

Compo, G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brunnimann, M. Brunet, R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, ». Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worley (2011) The Twentieth Century Reanalysis Project, Quart. J. Roy. Meteo. Soc., **137**, 1-28, doi: 10.1002/qj.776.

Cravatte S., J. Picaut and G. Eldin (2003) Second and first Kelvin modes in the equatorial Pacific at intraseasonal timescales, J. Geophys.Res, **108**.

Crimmins, M.A. and Comrie, A.C. (2004) Wildfire-Climate Interactions across Southeast Arizona. International Journal of Wildland Fire, **13**, 455-466.

Crimmins, M.A., Comrie A.C. (2004) Interactions between antecedent climate and wildfire variability across south-eastern Arizona, International Journal of Wildland Fire, **13**, 455-466.

Crimmins, M.A. (2005) Synoptic climatology of extreme fire-weather conditions across the southwest United States, International Journal of climatology, **26**, 1001-1016.

Curran, L.M. S.N. Trigg, A.K. MCDonald, D. Astianti, Y.M. Hardiono, P. Siregar, I. Caniago, et E. Kasisch (2004) Lowland forest loss in protected areas of IndonesiaBorneo, Science, **303**,1000-1003.

Curt T., Borgniet L., Ibanez T., Hély C., Despinoy M. & Mangeas M. (2012) Spatial patterns of wildfires in New Caledonia : Implications for forest dynamics (in prep.)

Curtis S., R.F. Adler, G.J. Huffman, G. Gu, D.T. Bolvin, and E. Nelkin (2006) Comments on "El Nino: Catastrophe or Opportunity", J. Clim., **19**(24), 6439-6442

Delcroix, T., C. Henin, V. Porte, and P. Arkin (1996) Precipitation and sea surface salinity in the tropical Pacific, Deep Sea Res., 43, 1123-1141.

Delcroix, T., Lenormand O. (1997) ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, South Western Pacific, Oceanologica Acta, **20**, 481-491.

Diday, E., Simon J.C. (1976) Clustering analysis, Communication and Cybernetics, **10**, 47-94.

Diez, E.L.G., Soriano L.R., Davila F.P. (1994) An objective forecasting model for the daily outbreak of forest fires based on meteorological considerations, Journal of Applied Meteorology, **33**, 519-526.

Dolling, K., Pao-Shin C., Fujioka F. (2005) A climatological study of the Keetch/Byram drought index and fire activity in the Hawaiian Islands, Agricultural and Forest Meteorology, **133**, 17-27.

Duffy, P. A., Walsh, J.E., Graham, J.M., Mann, D.H., Rupp, T.S. (2005) Impacts of large-scale atmospheric-ocean variability on Alaskan fire season severity, Ecological Applications, **15**(4):1317-1330.

Dymond C.C., Field R.D., Roswintiarti O., Guswanto (2005) Using satellite fire detection to calibrate components of the Fire Weather Index system in Malaysia and Indonesia, Environmental Management, **35**, 426-440.

Enright, N.J., Rigg L., Jaffré T. (2001) Environmental controls on species composition along a (maquis) shrubland to forest gradient on ultramafics at Mont Do, New Caledonia, South African Journal of Science, **97**, 573-580.

Epstein, E.S. (1969) Stochastic dynamic prediction, Tellus, **21**, 739-759

Feng, J., L. Wang, W. Chen, S. K. Fong, and K. C. Leong (2010a) Different impacts of two types of Pacific Ocean warming on Southeast Asian rainfall during boreal winter, J. Geophys. Res., **115**, doi:10.1029/2010JD014761.

Feng, J., W. Chen, C.-Y. Tam, and W. Zhou (2010b) Different impacts of El Nino and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases, Int. J. Climatol., doi: 10.1002/joc.2217

Finger, F. G., J. D. Laver, K. H. Bergman, and V. L. Patterson (1985) The Climate Analysis Center's user information ser vice, Bull. Amer. Meteor. Soc., **66**, 413– 420.

Fischer, M., Dewitte B., and L. Maîtrepierre (2004) A non-linear statistical downscaling model: El Niño Southern Oscillation impact on precipitation over New Caledonia, Geophys. Res. Lett., **31**, L16204.

Flannigan, M.D. and Harrington, J.B. (1988) A study of the relation of meteorological variables to monthly provincial area burned by wildfire in Canada 1953-80, Journal of Applied Meteorology, **27**, 441-452.

Flannigan, M.D., Stocks, B.J. and Wotton, B.M. (2000) Climate change and forest fires. Science of the Total Environment, **262,** 221-230.

Flannigan, M.D., Campbell, I., Wotton, B.M., Carcaillet, C., Richard, P. and Bergeron, Y. (2001) Future fire in Canada's boreal forest: paleoecology results, and general circulation model - regional climate model simulations, Canadian Journal of Forest Research, **31**, 854-864.

Folland, C. K., J.A. Renwick, M. J. Salinger and A. B. Mullan (2002) Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone, Geophys. Res. Lett., **29**, doi :10.1029/2001GL014201.

Forster, P., Ramaswamy, V., Ar taxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., and Van Dorland, R. (2007) Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, in: ClimateChange 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Four thAssessment Repor t of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Aver yt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, New York, NY, USA, 129–234.

Fuller, D.O., Murphy K. (2006) The ENSO-fire dynamic in insular southeast Asia, Climatic Change, **74**, 435-455.

Garreaud, R. D. (1999) A multi-scale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, Mon. Wea. Rev., **127**, 901-921.

Gaucherel, C. (2004) A study of the possible extended influence of the ENSO phenomenon, Comptes Rendus Geoscience, **336**, p.175-185.

Gaucherel C. (2009) Analysis of ENSO interannual oscillations using nonstationary quasi-periodic statistics : a study of ENSO memory, Int. J. Clim., **30**, 926-934.

Gershunov, A. and T. Barnett (1998) Inter-decadal modulation of ENSO teleconnections, Bulletin of the American Meteorological Society, **79**, 2715-2725.

Gershunov A., Schneider N., Barnett T.P. (2001) Low-frequency modulations of the ENSO-Indian rainfall relationship: signal or noise ?, Journal of Climate, **14**, 2486-2492

Giannini, A., A. W. Robertson, and J.-H. Qian (2007) A role for tropical tropospheric temperature adjustment to ENSO in the seasonality of monsoonal Indonesia precipitation predictability, J. Geophys. Res.-Atmos., **112**, D16110, doi:10.1029/2007JD008519

Gibbs, W. J., and J. V. Maher (1967) Rainfall deciles as drought indicators. Bureau of Meteorology Bull, **48**, Commonwealth of Australia, Melbourne, Australia.

Giglio, L., Csiszar I., Justice C.O. (2006) Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors, Journal of Geophysical Research, **111**, doi:10.1029/2005G000142.

Giglio, L. (2007) Characterization of the tropical diurnal fire cycle using VIRS and MODIS observation, Remote Sensing of Environnement, **108**, 407-421.

Gill, A. E. (1980) Some simple solutions of the heat-induced circulation, Q. J. R. Meteorol. Soc., **106**, 447-462

Gill, A.M., Groves, R.H. and Noble, I.R. (1981) Fire and the Australian Biota, Australian Academy of Science.

Gillespie, T.W., and T. Jaffré (2003) Tropical dry forests in New Caledonia, Biodiversity and Conservation, **12**, 1687–1697.

Gillett N. P., T. D. Kell, and P. D. Jones (2006) Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, Geophys. Res. Lett., **33**, L23704, doi:10.1029/2006GL027721.

Girardin, M.P., Wotton BM (2009) Summer moisture and wildfire risks across Canada, Journal of Applied Meteorology and Climatology, **48**, 517-533.

Glahn, H. R. (1968) Canonical correlation and its relationship to discriminate analysis and multiple régression, J. Atmos. Sci., **25**, 23–31.

Goddard, L., S. J. Mason, S. E. Zebiak, C. F. Ropelewski, R. Basher, and M. A. Cane (2001) Current approaches to seasonal-to-interannual climate predictions, Int. J. Climatology, **21** (9): 1111-115

Goddard, L. and M. Dilley (2005) El Nino: Catastrophe or opportunity, J. Climate, **18**, 651-665.

Goldammer J. G. (1999) Ecology - Forests on fire, Science, **284**, 1782-3.

Gommes, R., et F. Petrassi (1994) Rainfall variability and drought in sub-Saharan Africa since 1960, FAO Agrometeorology working papers series, **9**, 100 pp.

Govender, N., Trollope W.S.W., Van Wilgen B.W. (2006) The effect of fire season, fire frequency, rainfall and management on fire intensity in savanna vegetation in South Africa, Journal of Applied Ecology, **43**, 748-758.

Graham, N. E., J. Michaelsen, T. P. Barnett (1987) An investigation of the El Niño-Southern Oscillation cycle with statistical models, J. Geophys. Res., **92**, 14271-14289

Graham, N. E., T. P. Barnett, R. Wilde, U. Schlese, and L. Bengtsson (1994) On the role of tropical and midlatitude SSTs in forcing interannual to interdecadal variability in the winter Northern Hemisphere circulation, J. Climate, **7**, 1416–1441.

Griffin, G.F., Price N.F. and Portlock, H.F. (1983) Wildfires in the central Australian rangelands 1970–1980, J Environ. Manage., **17**, 311–323.

Grinsted, A., J. C. Moore, and S. Jevrejeva (2004) Application of the cross wavelet transfrom and wavelet coherence to geophysical time series, Nonlinear Proc. Geophys., **11**, 561-566.

Grossmann A., J. Morlet, (1984) Decomposition of Hardy Functions into Square Integrable Wavelets of Constant Shape, SIAM J. Math. An., **15**, 723.

Guilderson, T. P., and D. P. Schrag (1998) Abrupt shift in subsurface temperatures in the tropical Pacific associated with changes in El-Niño, Science, **281**, 240-243.

Hely, C., Flannigan, M.D., Bergeron, Y. and McRae, D. (2001) Role of vegetation and weather on fire behavior in the Canadian Mixedwood boreal forest using two fire behavior prediction systems, Canadian Journal of Forest Research, **31**, 430-441.

Hély, C., Dowty P.R., Alleaume S., Caylor K.K., Korontzi S., Swap R.J., Shugart H.H., Justice C.O. (2003) Regional fuel load for two climatically contrasting years in southern Africa, Journal of Geophysical Research, **108**, 8475.

Hoffmann, W.A., Schroeder W., Jackson R.B. (2003) Regional feedbacks among fire, climate, and tropical deforestation, Journal of Geophysical Research, **108**, 4721, doi:10.1029/2003JD003494.

Hollinger, S. E., S. A. Isard, and M. R. Welford (1993) A new soil moisture drought index for predicting crop yields. Preprints Eighth Conf. on Applied Climatology, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 187–190.

Hoerling, M. P., and A. Kumar (2002) Atmospheric response patterns associated with tropical forcing, J. Climate, **15**, 2184-2203

Hornberger, G.M., Raffensperger, J.P., Wiberg, P.L., Eshleman, K.N. (1998) Elements of Physical Hydrology, Johns Hopkins University Press, Baltimore

Hoskins, B. J., K. I. Hodges (2005) A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks, J. Climate, **18**, 4108–4129.

Hotelling, H. (1935) The most predictable criterion, Journal of Educational Psychology, **26**, 139-142.

Hu, Q., and S. Feng (2001) A southward migration of centennial-scale variations of drought/flood in eastern China and the westernUnited States, J. Climate, **14**, 1323–1328.

Hu, Z.-Z., B. Huang, Y.-T. Hou, W. Wang, F. Yang, C. Stan, and E. K. Schneider (2011) Sensitivity of tropical climate to low-level clouds in the NCEP climate forecast system, Climate Dyn., **36**, 1795-1811, doi:10.1007/s00382-010-0797-z.

Huschke, R. E. (1970) Glossary of Meteorology. Amer. Meteor. Soc., 638 pp.

Ibanez T., Géraux H., Meandu-Poveu D. & Hély C. (in prep.-a) Low seed-rain but enhanced by perch effect in a New Caledonian savanna, Restoration Ecology.

Ibanez T., Hély C., Curt T. & Gaucherel C. (in prep.-b) Sharp transition of microclimatic conditions at the rainforest-savanna boundary in New Caledonia : Insights for rainforest edge vulnerability to fire.

Ibanez T., Munzinger J., Gaucherel C., Curt T. & Hély C. (in prep.-c) Key species and ecological structure detecting savanna-forest transiton zone dynamics in New Caledonia.

Inoue, M., O'Brien, J., White, W. and Pazan, S. (1987) Interannual variability in the tropical Pacific for the period 1979—1982, Journal of Geophysical Research, **92**(C11).

Jaffré T. (1993) Relation between ecological diversity and floristic diversity in New Caledonia, Biodiversity Letters, **1**, 82-91.

Jaffré T. & Veillon J. M. (1994) Les principales formations végétales autochtones en

Nouvelle Calédonie : caractéristiques, vulnérabilité, mesures de sauvegardes, Sciences de la vie, biodiversité (ed R. d. synthèses), ORSTOM (IRD), Nouméa.

Jaffré, T., Bouchet P., and J.M. Veillon, (1998) Threatened plants of New Caledonia: is the system of protected areas adequate ? , Biodiversity and Conservation, **7**, 109–135.

Jaffré T., Rigault F., Dagostini G., Tinel-Fambart J., Wulff A. & Munzinger J. (2009) Input of the different vegetation units to the richness and endemicity of the New Caledonian flora, In: Pacific Science Intercongress, Tahiti, France.

Janicot, S., V. Moron, B. Fontaine (1996) Sahel droughts and Enso dynamics, Geophys. Res. Lett., **23**, 515-518, doi:10.1029/96GL00246.

Justice, C.O., Giglio L., Korontzi S., Owens J., Morisette J.T., Roy D., Descloitres J., Alleaume S., Petitcolin F., Kaufman Y. (2002) The MODIS fire products, Remonte Sensing of Environment, **83**, 244-262.

Kalnay, E., et al. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bul. Ame. Met., **77**,437-471.

Kao, H. Y., and J.-Y. Yu (2009) Contrasting Eastearn-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO, J. Clim., **22**, doi: 10.1175/2008JCLI2309.1

Katz, R. W., and M. H. Glantz (1986) Anatomy of a rainfall index, Mon. Wea. Rev., **114**, 764-771.

Keetch, J. J., and G. M. Byram (1968) A drought index for forest fire control, Asheville, N.C. Southeastern Forest Experiment Station.

Kiladis, G.N., Diaz H. (1989) Global climatic anomalies associated with extremes of the southern oscillation, Journal of Climate, **2**, 1069-1090.

Kim, K. S. (1968) Water budgets of the 10 big river valleys of South Korea, J. Korean Meteor. Soc., **4**, 1–13.

Kita, K., Fujiwara M., Kawakami (2000) Total ozone increase associated with forest fires over the Indonesian region and its relation to the El Niño Southern Oscillation, Atmospheric Environment, **34**, 2681-2690.

Kidson, J. W. M. J. Revell, B. Bhaskaran, A. B. Mullan, and J. A. Renwick, (2002) Convection patterns in the tropical Pacific and their influence on the atmospheric circulation at higher latitudes, J. Climate, **15**, 137–159.

Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry (2009) Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on north Atlantic tropical cyclones, Science, **325**, 77–80, doi:10.1126/science.1174062.

Kim, K.-Y., and Q. Wu (1999) A comparison study of EOF techniques: Analysis of nonstationary data with periodic statistics, J. Clim, **12**,185–199.

Klein, W. H., and B. T. Whistler (1991) Specification of monthly mean anomalies of fire weather elements in the United States, Agric. For. Meteor., **56**, 145-172.

Kug, J. S., Jin, F.F., An, S.I. (2009) Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño, Journal of Climate, **22**, 1499-1515.

Kug, J.-S., J. Choi, S.-I. An, F.-F. Jin, and A. T. Wittenberg (2010) Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM, J. Climate, **23**, 1226-1239.

Kumar, K., Rajagopalan, K. B., and Cane, M. A. (1999) On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO, Science, **284**, 2156-2159

Kumar, K., B. Rajagopalan, M. Hoerling, G. Bates, and M. Cane (2006) Unraveling the mystery of Indian monsoon failure during El Niño, Science, **314**, 115–119.

Kunkel, K.E. (2001) Surface energy budget and fuel moisture, In: Johnson, E.A. and Miyanishi, K. (eds.). Forest fires: behavior and ecological effects, Academic Press, San Francisco, CA. p. 303–350.

Langner, A., Siegert F. (2009) Spatiotemporal fire occurrence in Borneo over a period of 10 years, Global Change Biology, **15**, 48-62.

Larkin, N. K., and D. E. Harrison (2005) Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter, Geophys. Res. Lett., **32**, L16705, doi:10.1029/2005GL022860.

Larkin, N. K., and D. E. Harrison (2005) On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies, Geophys. Res. Lett., **32**, L13705, doi:10.1029/2005GL022738.

Latif, M., et N.E. Graham (1991) How much predictive skill is contained in the thermal structure of an OGCM ? , TOGA Notes.

Laux, P., Wagner S., Wagner A., Jacobeit J., Bardossy A., Knustmann H. (2009) Modeling daily precipitation features in the Volta Basin of West Africa, International Journal of Climatology, **27**, 937-954.

Lee, T., and M. J. McPhaden (2010) Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific, Geophys. Res. Lett., **37**, L14603, doi:10.1029/2010GL044007.

Lefèvre, J., P. Marchesiello, N. Jourdain, C. Menkes, A. Leroy (2010) Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia, Marine Pollution Bulletin, **61**, 413 431

Le Page, Y., Perreira J.M.C., Trigo R., Da Camara C., Oom D., Mota B. (2008) Global fire activity patterns (1996-2006) and climatic influence: an analysis using the world fire atlas, Atmospheric Chemistry and Physics, **8**, 1911-1924.

Leroy, A. (2006) Utilisation des prévisions saisonnières en Nouvelle-Calédonie, note n°6 de la direction de la Météorologie, 88 p.

Lindzen, R.S., et S. Nigam (1987) On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics, J. Atmos. Sci., **44**, 2418-2436

Littell, J.S., D. McKenzie, D.L. Peterson, and A.L. Westerling (2009) Climatic influences on twentieth-century area burned in ecoprovinces of the western U.S. Ecological Applications, **19**(4): 1003-1021.

Lorenz, E.N. (1956) Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction.

Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology, Cambridge, Massachusetts, 49 p.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, Bull. Amer. Meteo. Soc., **78**, 1069-1079.

Matsuno, T. (1966) Quasi-geostrophic mot ions in the equatorial area, J. Meteorol. Soc. Jpn., **44**, 25–43.

Mason, S.J., and L. Goddard (2001) Probabilistic precipitation anomalies associated with ENSO, Bull. AmerMeteor. Soc., **82**, 619–638.

McCabe, G. J., M. A. Palecki, et al. (2004) Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States, Proceedings of the National Academy of Sciences, **101**(12): 4136-4141.

McCoy, S., Jaffre T., Rigault F., and J.E. Ash (1999) Fire and succession in the ultramafic maquis of New Caledonia, J. Biogeography, **26**, 579–594.

McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J. (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales, 8th Conference on Applied Climatology, 17-22 January, Anaheim, CA, pp 179-184.

McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist (1995) Drought monitoring with multiple time scales, Proceedings of theNinth Conference on Applied Climatology; pp. 233–236. American Meteorological Society, Boston.

McPhaden, M.J. (2004) Evolution of the 2002/03 El Niño, Bulletin of the American Meteorological Society, **85** (2004): 677-692.

METEO-France (2007) Atlas climatique de la Nouvelle Calédonie METEO-France en Nouvelle Calédonie, Nouméa.

Meyer, S. and D. A. Wilhite (1993) The development of a crop- specific drought index for corn. Part I: Model development and validation, Agron. J., **85**, 388–395.

Meyer, S. J., and K. G. Hubbard (1995) Extending the crop-specific drought index to soybean. Preprints, Ninth Conf. on Applied Climatology, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 258–259.

Meyers, G., P. Mcintosh, L. Pigot, and M. Pook (2007) The years of El Niño, La Niña and interactions with the tropical Indian Ocean, J. Climate.

Micevski, T., S. W. Franks, and G. Kuczera (2005) Multidecadal variability in coastal eastern Australian flood data, J. Hydrol., **327**, 219-225.

Michaelsen, J. (1987) Cross-validation in statistical climate forecast models, J. Clim. Appl. Meteo., **26**, 1589–1600.

Mo, K. C. (2000) Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies, J. Climate, **13**, 3599–3610.

Morat P., Jaffre T., Tronchet F., Munzinger J., Pillon Y., Veillon J. M. and Chalopin M. (2012) The taxonomic reference base "Florical" and characteristics of the native vascular flora of New Caledonia, *Submitted*

Morlière, A., and J. P. Rébert (1986) Rainfall shortage and El Niño Southern Oscillation in New Caledonia, southwestern Pacific, Mon. Wea. Rev., **114**, 1131-1137.

Moron, V. et A Navarra (2000) Ajustement statistique des simulations numériques : l'exemple des précipitations saisonnières d'Amérique Tropicale, Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, **330**, 595-601.

Moron, V., Robertson A.W., Ward M.N., and P. Camberlin (2007) Spatial coherence of tropical rainfall at the regional scale, J. Clim., **20**, 5244-5263.

Moron V., Robertson AW, et J Qian (2010) Local versus large-scale characteristics of monsoon onset and post-onset rainfall over Indonesia, Climate Dynamics, **34**, 281-299.

Moron. V., Barbero R., Mangeas M., Borgniet L., Curt T., Berti L. (2012) Prediction of September-December fire in New Caledonia (SW Pacific) from NIno 4 sea surface temperature index in June-August, Journal of Applied Meteorology and Climatology, soumis.

Mota, B.W., Pereira J.M.C., Oom D., Vasconcelos M.J.P., Schultz M. (2006) Screening the ESA ATSR-2 World Fire Atlas (1997-2002), Atmospheric Chemistry and Physics, **6**, 1409-1424.

Moura, A. D., and J. Shukla (1981) On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, J. Atmos. Sci., **38**, 2653-2675.

Myers, N., Mittermeier R.A., Mittermeier C.G., da Fonseca G.A.B., and J. Kent (2000) Biodiversity hotspots for conservation priorities, Nature, **403**, 854–858.

Myers, N. (2003) Biodiversity Hotspots Revisited, BioScience, **53**, pp. 916-917

Nakamura, H. et A. Shimpo (2004) Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset, J. Climate, **17** (9), 1828-1844.

Nakamura, H. T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo (2004) Observed associations among storm tracks, jet streams, and midlatitude oceanic fronts. Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr., **147**, Amer. Geophys. Union, 329–346.

Nepstad, D. C., Verissimo A., Alencar A., Nobre C., Lima E., Lefebvre P., Schlesinger P., Potter C., Moutinho P., Mendoza E., Cochrane M. & Brooks V. (1999) Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. Nature **398**, 505-8.

Nicet, J-B., and T. Delcroix (2000) ENSO-related precipitation changes in New Caledonia, Southern tropical Pacific: 1969-98, Mon. Wea. Rev., **128**, 30001-3006.

Nicholls N. (1987) The use of canonical correlation to study teleconnexions, Monthly Weather Review, **115**(2), 393-399.

Nitta, T., and S. Yamada (1989) Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation, J. Meteor. Soc. Japan, **67**, 375–383

O'Donnell, A.J., Boer M.M., McCaw W.L., Grierson P.F. (2011) Climatic anomalies drive wildfire occurrence and extent across semi-arid shrublands and woodlands of southwest Australia, Ecosphere, **2**(11),127-130

Olapido, E. O. (1985) A comparative performance analysis of three meteorological drought indexes, J. Climatol., **5**, 655– 664.

Ourbak T., Correge T., Malaize B., Le Cornec F., Charlier K., Peypouquet J.P. (2006) ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific, Adv. Geos., **6**, 23 27.

Overland, J.E., Adams, J.M., Bond, N.A. (1999) Decadal variability of the Aleutian low and its relation to High latitude circulation, Journal of Climate, **12**, 1542–1548

Palmer, W. C., (1965) Meteorological drought. U.S. Weather Bureau Tech Paper 45, 1 58.

Palmer, W. C. (1968) Keeping track of crop moisture conditions, nationwide The new crop moisture index, Weatherwise, **21**, 156–161.

Peña, M., and M.W. Douglas (2002) Characteristics of Wet and Dry Spells over the Pacific Side of Central America during the Rainy Season, Mon. Wea. Rev, **130**, 3054–3073.

Penman, H. L., (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and glass, Proc. Roy. Soc. London, 193A, 120 –146.

Pianka, E. R. et Goodyear, S. E. (2012) Lizard responses to wildfire in arid interior Australia: Long-term experimental data and commonalities with other studies, Austral Ecology, **37**, 1–11.

Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, and M. J. McPhaden (1996) Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: implications for ENSO, Science, **274**, 1486-1489

Picaut J., F. Masia, Y. du Penhoat (1997) An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO", Science, vol. **277**, J. Clim., 10, 1004-1020

Pillon Y. & Nooteboom H. P. (2009) A new species of Symplocos (Symplocaceae) from Mont Panie (New Caledonia), **31**, 243-254

Power, S.B., F. Tseitkin, R. A. Colman, and A. Sulaiman (1997) A coupled model for seasonal prediction and climate change research. BMRC Res. Rep. No. 66, 52 pp.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta (1999) Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Austrlia, Clim. Dyn., **15**, 319-324.

Power, S., M. Haylock, R. Colman, and X. Wang (2006) The predictability of Interdecadal Changes in ENSO activity and ENSO teleconnections, J. Clim., **19**, 4755-4771.

Power, S.B., and G. Kociuba (2010) Impact of global warming on the SOI, Climate Dynamics, DOI: 10.1007/s00382-010-0951-7

Preisler, H.K., and A.L. Westerling (2007) Statistical Model for Forecasting Monthly Large Wildfire Events in the Western United States, Journal of Applied Meteorology and Climatology, **46**(7): 1020-1030. DOI: 10.1175/JAM2513.1

Pyne, S. J. (1996) Introduction to wildland fire, New York : Wiley, 46-83.

Randerson, J.T., G.R. van der Werf, G.J. Collatz, L. Giglio, C.J. Still, P. Kasibhatla, J.B. Miller, J.W.C. White, R.S. DeFries, and E.S. Kasischke (2005) Fire emissions from C3 and C4 vegetation and their influence on interannual variability of atmospheric CO2 and d13CO2. Global Biogeochemical Cycles, **19**, GB2019.

Rasmusson, E. M., et T. H. Carpenter (1982) Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, Mon. Wea. Rev., **110**, 354-384

Roads, J.O., K. Ueyoshi, S.-C. Chen, J. Alpert, and F. Fujioka (1991) Medium-Range Fire Weather Forecasts, Journal of Wildland Fire, **1**, 159-176.

Robertson, A. W., S. Kirshner, and P. Smyth (2004) Downscaling of daily rainfall occurrence over Northeast Brazil using a Hidden Markov Model, J. Climate, **17**, 4407 4424

Ropelewski, C.F., Halpert M.S (1987) Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, Monthly Weather Review, **115**, 1606 1626.

Ropelewski, C.F., Halpert M.S. (1996) Quantifying Southern Oscillation-Precipitation relationships, Journal of Climate, **9**, 1043-1059.

Rouse, J. W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. (1973) Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS, Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I, 309 317.

Salinger, M. J., R. E. Basher, B.B. Fitzharris, J. E. Hay, P. D. Jones, J. P. Macveigh, and I. Schmidely-Leleu (1995) Climate trends in the South-west Pacific, Int. J. Clim., **15**, 285-302.

Sardeshmukh, P.D. and Hoskins, B.J. (1988) On the generation of global rotational flow by steady idealised tropical divergence, J.Atmos.Sci., **45**, 1228- 1251.

Schneider, N., and B. D. Cornuelle (2005) The forcing of the Pacific decadal oscillation, J. Climate, **18**, 4355–4373.

Scholes R. J, S. R. Archer (1997) Tree-Grass Interactions in Savannas, Annual Review of Ecology and Systematics, **28**

Schopf, P. S., et M. J. Suarez (1988) Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, J. Atmos. Sci., **45**, 549-566

Schultz, M.G. (2002) On the use of ATSR fire count data to estimate the seasonal and interannual variability of vegetation fire emissions, Atmospheric Chemistry and Physics, **2**, 387-395.

Seager, R, N. Harnik, W. A. Robinson, Y. Kushnir, M. Ting, H. P Huang, and J. Velez (2005) Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation

variability, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **131**, 1501–1527.

Shabbar, A., W. Skinner, and M.D. Flannigan (2011) Prediction of seasonal forest fire severity in Canada from large-scale climate patterns. J. Appl. Meteor. Climatol., **50**, 785-799, doi:10.1175/2010JAMC2547.1

Shafer, B.A. et Dezman, L.E. (1982) Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to Assess The Severity of Drought Conditions in Snowpack Runoff Areas, Proceedings of the Western Snow Conference, pp. 164–175.

Shinoda, T., H. E. Hurlburt, and E. J. Metzger (2011) Anomalous tropical ocean circulation associated with La Niña Modoki, J. Geophys. Res., **116**, C12001, doi:10.1029/2011JC007304.

Shukla, J., and B. Misra (1977) Relationship between sea surface temperature and wind speed over the central Arabian Sea and monsoon rainfall over India, Mon. Wea. Rev., **105**, 998-1002.

Siegert, F., Ruecker G., Hinrichs A., Hoffmann A.A. (2001) Increased damage from fires in logged forests during droughts caused by El Niño, Nature, **412**, 437-440.

Simard, A.J., Haines, D.A. & Main, W.A. (1985) Relations between El Niño/Southern Oscillation anomalies and wildland fire activity in the United States, Agricultural and Forestry Meteorology, **36**, 93–104.

Simmonds, I., and K. Keay (2000) Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behaviour 1958-97, Journal of Climate, **13**, 550-561

Singh, A., T. Delcroix, and S. Cravatte (2011) Contrasting the flavors of El Nino Southern Oscillation using sea surface salinity observations, J. Geophys. Res., **116**, C06016, doi:10.1029/2010JC006862

Skinner, C.N. (2002) Influence of fire on dead woody material inforests of California and southwestern Oregon. In: Proceedingsof the Symposium on the Ecology and Management of DeadWood in Western Forests, General Technical Report PSW- GTR-181: 445–454.

Slingo, J. M. and H. Annamalai (2000) 1997: The El Niño of the century and the response of the Indian Summer Monsoon, Mon. Weath. Rev., **128**, 1778-1797.

Smith, T.M., R.W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore (2008) Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006), J. Clim., **21**, 2283-2296.

Snedecor G W & Cochran W G. (1956) Statistical methods applied to experiments in agriculture and biology. 5th ed. Ames, Iowa: Iowa State University Press

Sobel, Adam H., Isaac M. Held, Christopher S. Bretherton (2002) The ENSO Signal in Tropical Tropospheric Temperature, J. Climate, **15**, 2702–2706.

Spessa, A., McBeth, B. and Prentice, C. (2005) Relationships among fire frequency, rainfall and vegetation patterns in the wet–dry tropics of northern Australia: an analysis based on NOAA-AVHRR data, Global Ecology and Biogeography, **14**, 439–454.

Steila, D. (1986) Drought, The Encyclopaedia of Climatology, J. E. Oliver, Ed., van

Nostrand Reinhold, 386–395.

Stevenson, J., Dodson J.R., Prosser I.P. (2001) A late Quaternary record of environmental change and human impact from New Caledonia, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, **168**, 97-123.

Stocks, B.J., Lawson B.D., Alexander M.E., Van Wagner W.E., McAlpine R.S., Lynham T.J., Dube D.E. (1989) The Canadian forest fire danger rating system: an overview, Forestry Chronicle, **65**, 450-457.

Stolle, F., Dennis R.A., Kurniwan I., Lambin E.F. (2004) Evaluation of remote sensing-based active fire datasets in Indonesia, International Journal of Remote Sensing, **25**, 471 479.

Stroppiana, D., S. Pinnock, and J. Gregoire (2000) The global fire product: daily fire occurrence from April 1992 to December 1993 derived from NOAA AVHRR data, International Journal of Remote Sensing, **21**, no. 6/ 7, p. 1279-1288.

Sun, De-Zheng (2003) A Possible Effect of an Increase in the Warm-Pool SST on the Magnitude of El Niño Warming, J. Climate, **16**, 185–205.

Swetnam, T. W., and J. L. Betancourt (1990) Fire-Southern Oscillation relations in the Southwestern United States, Science, **249**,1017-1020.

Swetnam, T. W., and J. L. Betancourt (1998) Mesoscale disturbance and ecological response to decadal climatic variability in the American Southwest, Journal of Climate, **11**, 3128-3147.

Taschetto, A. S., I. Wainer and M. Raphael (2007) Interannual variability associated with Semi-Annual Oscillation in southern high latitudes, JGR - Atmosphere, **112**, D02106, doi:10.1029/2006JD007648

Taschetto, A. S., and M. H. England (2009) El Niño Modoki impacts on Australian rainfall, J. Clim., **22**, 3167-3174.

Taschetto, A. S., C. C. Ummenhofer, A. Sen Gupta and M. H. England (2009) The effect of anomalous warming in the central Pacific on the Australian monsoon, Geophysical Research Letters, **36**(12), L12704, doi:10.1029/2009GL038416.

Taschetto, A. S., R. J. Haarsma, A. Sen Gupta, C. C. Ummenhofer, K. J. Hill and M. H. England (2010) Australian monsoon variability driven by a Gill-Matsuno type response to central-west Pacific warming, Journal of Climate, **23**(18):4717-4736

Thornthwaite, C. W. (1948) An approach toward a rational classification of climate, Geogr. Rev., **38**, 55–94.

Timmermann, A., M. Latif, A. Bacher, J. Oberhuber, and E. Roeckner (1999) Increased El Nino frequency in a climate model forced by future greenhouse warming, Nature, **398**, 694-696.

Timmermann, A. (2003) Decadal ENSO Amplitude Modulations: A Nonlinear Mechanism, Global Planet. Changes, 135-156.

Torrence, C., and P. Webster (1998) The annual cycle of persistence in the El Niño–Southern Oscillation, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **124**, 1985–2004.

Torrence, C. and P. J. Webster (1999) Interdecadal changes in the ENSO- Monsoon System, J. Clim., **12**, 2679-2690

Tourre, Y.M., B. Rajagopalan, Y. Kushnir, M. Barlow, and W.B. White (2001) Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific basin during the 20th century, Geophys. Res. Lettt., **28**, 2069-2072.

Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell (1994) Decadal atmosphere--ocean variations in the Pacific, Climate Dynamics, **9**, 303—319

Trenberth, K. E., and T. J. Hoar (1996) The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation Event: Longest on record, Geophys. Res. Lttrs., **23**, 57-60.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N-C. Lau, and C. Ropelewski, (1998) Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface températures, J. Geophys. Res., **103** (special TOGA issue), 14291-14324 Univ. Press. 494 p.

Trenberth, K. E., K. Miller, L. Mearns, and S. Rhodes (2000) Effects of Changing Climate on Weather and Human Activities. Understanding Global Change: Earth Science and Human Impacts Series, Global Change Instruction Program, UCAR. University Science Books. 46 pp.

Trenberth, K. E. (2001) Climate variability and global warming, Science, **293**, 48-49.

Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak (2001) Indices of El-Niño evolution, J. Clim., **14,** 1697-1701.

Trenberth, K. E., and L. Smith (2006) The vertical structure of temperature in the tropics: Different flavors of El Nino, J. Clim., **19**, 4956-4973

Urban, F., J. Cole, and J. Overpeck (2000) Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record, Nature, **207**, 989–993.

Vadrevu, K.P. (2008) Analysis of fire events and controlling factors in Eastern India using spatial scan and multivariate statistics, Geografiska Annaler, **90**, 315-328.

van der Werf, GR, Randerson, JT, Collatz, GJ, Giglio, L, Kasibhatla, PS, Arellano, AF, Olsen, SC, Kasischke, ES (2004) Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Nino/La Nina period, Science, **303**, doi:10.1126/science.1090753

van der Werf, G.R., Randerson J.T., Giglio L., Collatz G.J., Kasibhatla P.S., Arellano Jr. A.F. (2006) Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004, Atmospheric Chemistry and Physics, **6**, 3423-3441.

van der Werf, G.R., Dempewolf J., Trigg S.N., Randerson J.T., Kasibhatla P.S, Giglio L., Murdiyarso D., Peters W., Morton D.C, Collatz G.J., Dolman A.J., DeFries R.S. (2008) Climate regulation of fire emissions and deforestation in equatorial Asia, Proceedings of the National Academy of Sciences, **105**, 20350-20355.

van der Werf, G.R., Randerson J.T, Giglio L., Gobron N., Dolman A.J. (2008) Climate controls on the variability of fires in the tropics and subtropics, Global Biogeochemical cycles, **22**, GB3028.

van Wagner, C. E. (1987) Development and structure of the Canadian forest Fire Index Weather System, Canadian Forestry Service, Forestry Technical Report, 35-37p.

van Wilgen, B.W., H.C. Biggs, S. O'Regan, et N. Mare (2000) A fire history of the savanna ecosystems in the Kruger National Park, South Africa, between 1941 and 1996, South African Journal of Science, **96**, 167-178.

Vautard R., K. C. Mo, and M. Ghil (1990) Statistical significance test for transition matrices of atmospheric Markov chains, J. Atmos. Sci., **47**, 1926–1931.

Verbesselt, J., Somers B., Aardt J.V., Jonckheere I., Coppin P. (2006) Monitoring herbaceous biomass and water content with SPOT VEGETATION time-series to improve fire risk assesment in savanna ecosystems, Remote Sensing of Environment, **101**, 399 414.

Viegas, D.X., Bovio, G., Ferreira, A. (1999) Comparative study of various methods of fire danger evaluation in southern Europe, Int. J. Wildland Fire, **9** (4), 235–246.

Vincent, D. G. (1994) The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): a review, Mon. Wea. Rev., **122**, 1949-1970.

Vincent, E. M., M. Lengaigne, C. E. Menkes, N. C. Jourdain, P. Marchesiello, and G. Madec (2009) Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis, Clim. Dyn., doi : 10.1007/s00382-009-0716-3

Von Storch H., Zwiers F.W. (1999) Statistical analysis in climate research. Cambridge

Walker, G. T. (1923) Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world weather. Mem. Indian Meteorol. Dep., **24** (4), 75-131

Wang, B. (1995) Interdecadal changes in El Nino onset in the last four décades, J. Climate, **8**, 267–285.

Wang, G., and H. Hendon (2007) Sensitivity of Australian rainfall to inter-El-Niño variations, J. Clim., **20**, 4211-4226.

Webster, P. J. and S. Yang (1992) Monsoon and ENSO: Selectively Interactive Systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **118**, 877-926.

Webster, P. J. (1994) The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction, Rev. Geophys., **32**, 427– 476.

Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai and T. Yasunari (1998) Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction, J. Geophys. Res., **103** (TOGA special issue), 14451-14510.

Weghorst, K. M. (1996) The reclamation drought index: Guidelines and practical applications, Bureau of Reclamation, Denver, CO, 6 pp.

Weng, H., K. Ashok, S. Behera, S. A. Rao, and T. Yamagata (2007) Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer, Clim. Dyn., **29**, 113-129, doi:10.1007/s00382-008-0394-6.

Westerling, A.L., A. Gershunov, D.R. Cayan and T.P. Barnett (2002) Long lead statistical forecasts of area burned in western U.S. wildfires by ecosystem province, International Journal of Wildland Fire, **11**(3,4) 257-266. DOI: 10.1071/WF02009

Westerling, A.L. and T.W. Swetnam (2003) Interannual to Decadal Drought and Wildfire in the Western United States, EOS, **84**(49): 545,554-5.

Westerling, A.L., A. Gershunov and D.R. Cayan (2003) Statistical Forecasts of the 2003 Western Wildfire Season Using Canonical Correlation Analysis, Experimental Long-Lead Forecast Bulletin, **12**.

Whelan, R.J. (1995) The Ecology of Fire, Cambridge University Press, Cambridge. (Reprinted 1997, 1998, 2001). 346 pp.

White, W. B., Y. Chao, and C. K. Tai (1998) Coupling of biennial oceanic Rossby waves with the overlying atmosphere in the Pacific basin, Journal of Physical Oceanography, **28**, 1236-1251.

Wilks D.S. (1999) Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models, Agricultural Forest and Meteorology, **93**, 153-169.

Wittenberg, A. T. (2009) Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations ?, Geophys. Res. Lett., **36**, L12702.

Wooster, G., P H Freeborn, S Archibald, C Oppenheimer, G J Roberts, T E L Smith, N Govender, M Burton, I Palumbo (2011) Field determination of biomass burning emission ratios and factors via open-path FTIR spectroscopy and fire radiative power assessment: headfire, backfire and residual smouldering combustion in African savannahs, Atmospheric chemistry and physics, **11** (22), pp. 11591-11615.

Wooster, G., L. W. Perry, A Zoumas (2012) Fire, drought and El Nino relationships on Borneo (Southeast Asia) in the pre-MODIS era (1980-2000), Biogeosciences, **9** (1), 317-340.

Wright, P. B. (1977) The Southern Oscillation-patterns and mechanisms of the teleconnections and the persistence, Hawaii Inst. Geophys. Rep., HIG-77-13.

Wu, R., and B. Wang (2001) A contrast of the East Asian summer monsoon and ENSO relationship between 1962-1977 and 1978-1993, J. Climate, **15**, 3266- 3279

Wyrtki, K. (1986) Water displacement in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, J. Geophys. Res., **91**, 7129-7132

Xie P., et P. A. Arkin (1996) Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, Bull. Amer. Meteor. Soc., **78**, 2539-2558.

Xie, P., and P.A. Arkin (1996) Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions, J. Clim., **9**, 840-858.

Xie, S.-P, C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng, and A. T. Wittenberg (2010) Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall, J. Climate, **23**, 966–986.

Xue, Y., M. A. Cane, S. E. Zebiak, and B. Blumenthal (1994) On the prediction of ENSO: a study with a low-order Markov model, Tellus, **46A**, 512-528.

Yadav, R. K., Yoo, J. H., Kucharski, F. (2010) Why is ENSO influencing northwest. India winter precipitation in the recent décades ?, J. Climate, **23**(8), 1979-1993

Yang, S., K. M. Lau, and K. M. Kim (2002) Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies, J. Clim., **15**, 306–325.

Yeh, S.-W., et al. (2009) El Niño in a changing climate, Nature, **461**, 511–514, doi:10.1038/nature08316.

Yevich, R., and J. Logan (2003) An assessment of biofuel use and burning of agricultural waste in the developing world, Global Biogeochem. Cycles, **17**(4), 1095, doi:10.1029/2002GB001952

Yu, J.-Y., C. R. Mechoso, J. D. Farrara, C.-C. Ma, Y.-J. Kim, J.-L. Li, A. R. Robertson, M. Kohler, L. Tseng, and A. Arakawa (1997) The UCLA coupled model of the atmosphere-ocean system, Proceedings of Mission Earth, Modeling and Simulation of the Earth System, 12-15 January 1997, Phoenix, Arizona, 13-18.

Yu, J.-Y., H.-Y. Kao, and T. Lee (2009) Subsurface Ocean Indices for Central-Pacific and Eastern-Pacific types of El Nio and La Nia events, Theoretical and Applied Climatology, **103**, 337-344.

Yu, J.-Y., H.-Y. Kao, and T. Lee (2010) Subtropics-related interannual sea surface temperature variability in the equatorial central Pacific, J. Clim., doi:10.1175/2010JCLI3171.1.

Zar, J. H (1999) Biostatistical Analysis, Prentice hall, New Jersey

Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti (1997) ENSO-like interdecadal variability : 1900-93, J. Clim., **10**, 1004-1020.

Relationships between MODIS and ATSR fires and atmospheric variability in New Caledonia (SW Pacific)

Renaud Barbero,[1] Vincent Moron,[1,2,3] Morgan Mangeas,[4] Marc Despinoy,[4] and Christelle Hély[1]

Received 4 March 2011; revised 21 July 2011; accepted 18 August 2011; published 11 November 2011.

[1] We examined the relationships between fires detected by the Along Track Scanning Radiometer, algorithm 2 (ATSR-2) and the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) sensors and local-scale atmospheric conditions in New Caledonia (SW Pacific ~165.5°E, 21.5°S) during the 1996–2008 (ATSR) and 2000–2008 (MODIS) time periods. A total of 3707 (MODIS) hotspots, representing 949 distinct fires, and 83 (ATSR) hotspots were observed during the study period. The annual mean frequency of hotspots peaks around the transition between the dry-cool season and the wet-warm season, that is, in September–December, when dry soils and fuels could be combined with increasing temperatures. The antecedent local-scale maximum temperature and rainfall anomalies recorded at the closest meteorological station were analyzed. While the signal in maximum temperature is weak and not robust among the fire records, the local-scale anomalies of rainfall are always clearly negative for at least 3 months before the fires (i.e., between June and December). The Effective Drought Index (EDI), based on rainfall only, and the Fire Weather Index (FWI), which combines rainfall, temperature, relative humidity, and wind speed, show similar behaviors before fires. This suggests that a simple rainfall index, as well as a more comprehensive one, is able to diagnose fire risks. At interannual time scale, cross-correlation analysis reveals that the seasonal June–August Niño 3.4 sea surface temperature index is strongly correlated ($r = 0.78$ for a second-order polynomial fit) with the monthly frequency of all MODIS hotspots in September–December, suggesting a strong potential predictability of fire variations in New Caledonia with a lead time of 1–4 months.

Citation: Barbero, R., V. Moron, M. Mangeas, M. Despinoy, and C. Hély (2011), Relationships between MODIS and ATSR fires and atmospheric variability in New Caledonia (SW Pacific), *J. Geophys. Res.*, *116*, D21110, doi:10.1029/2011JD015915.

1. Introduction

[2] Spatiotemporal variability of fire reflects a complex interaction among physical factors, including climate, soil, topography, vegetation, and likely human activities [i.e., *Vadrevu*, 2008; *van der Werf et al.*, 2008a]. Fires in New Caledonia (NC) have been naturally ignited by lightning before the arrival of first Indonesians circa 3000 years B.P. [*Stevenson et al.*, 2001], but as in other tropical regions, they are now lit almost exclusively by people for a wide range of purposes such as agricultural clearance, hunting, human conflict, vandalism, and negligence [*Cochrane*, 2003; *van der Werf et al.*, 2008a].

[3] While fire's ignition is at least partly human driven, several studies found that regional- and global-scale climate forcings, especially rainfall anomalies related to El Niño–Southern Oscillation (ENSO) phenomena [i.e., *Ropelewski and Halpert*, 1987, 1996], have a strong impact on the spatial and interannual variability of fire occurrences detected by satellites [*Fuller and Murphy*, 2006; *van der Werf et al.*, 2006, 2008a; *Le Page et al.*, 2008]. Climate also has an indirect long-term effect through physioecological factors inducing different ecosystem and fuel types (i.e., herbaceous fuel type in savanna versus woody fuels in forest). Rainfall was recognized to be the major climatic driver for fuel production in tropical semiarid regions in the previous wet season in southern Africa [*Hély et al.*, 2003] or even in the previous 3 years in southeastern Arizona [*Crimmins and Comrie*, 2004]. Soil and fuel moistures are in fact directly related to current and antecedent atmospheric conditions (back to several weeks [*Van Wagner*, 1987]), and fire risk increases when high temperatures are combined with the absence of rain, strong winds, and/or low absolute vapor pressure [i.e., *Stocks et al.*, 1989]. Climate therefore provides an indirect constraint because land clearing is more efficient when fuels

[1]CEREGE, Aix-Marseille University, Aix-en-Provence, France.
[2]Institut Universitaire de France, Paris, France.
[3]International Research Institute for Climate and Society, Columbia University, Palisades, New York, USA.
[4]ESPACE-DEV, Institut de Recherche pour le Développement, Nouméa, New Caledonia.

Copyright 2011 by the American Geophysical Union.
0148-0227/11/2011JD015915

are dry [*van der Werf et al.*, 2006, 2008a]. The direct and indirect climatic factors mostly affect propagation, duration, and fire extent.

[4] The climatic forcing of fire is usually analyzed through two different approaches; (1) an a priori estimation of fire risk and (2) an a posteriori analysis of the relationships among frequency and/or extent of fires and/or burnt areas and observed climate conditions. The first approach is mostly based on daily atmospheric conditions, including usually maximum temperature, water vapor, and/or soil moisture deficits, and wind speed. For example, *Dolling et al.* [2005] found a strong relationship between the Keetch-Byram index, based on soil moisture deficit, and fire activity in 1986–1991 in the Hawaiian Islands. *Garcia Diez et al.* [1994] used dry static stability in 850–700 hPa layer and a saturation deficit at 850 hPa to define a fire risk over northern Spain. *Amiro et al.* [2004] used the daily Fire Weather Index (FWI) to characterize large fires in the Canadian boreal forest, while *Crimmins* [2006] related daily FWI values in the southwest United States to synoptic circulation patterns and found that 80% of the extreme fire-weather days were mainly associated with three atmospheric regimes. The second approach is usually based on a correlation analysis between frequency and/or the spatial extent of fire hotspots or burnt areas and regional-scale rainfall anomalies [*Ceccato et al.*, 2010] or a large-scale climatic phenomenon as ENSO [i.e., *Fuller and Murphy*, 2006; *Le Page et al.*, 2008; *van der Werf et al.*, 2008b; *Langner and Siegert*, 2009]. These authors emphasized especially the regional- and global-scale impacts of ENSO on fire activity, through the modulation of seasonal rainfall anomalies and the length and intensity of dry seasons across the whole tropical zone [*Ropelewski and Halpert*, 1987, 1996; *Kiladis and Diaz*, 1989]. *Kita et al.* [2000] showed that the total ozone concentration associated with forest fires increased over Indonesia during the warm ENSO events of 1994 and 1997. *Siegert et al.* [2001] indicated that fire emissions in Indonesian logged forests are usually higher during drought years and that the number of active hotspots is closely correlated to the length and intensity of the dry season. A seasonal early warning system has been created by *Ceccato et al.* [2010] to take early action to mitigate the potential fire impact in Indonesia during hazardous years. They showed that fire frequency is nonlinearly related to monthly rainfall anomalies, which are themselves partly predictable from the Niño 4 sea surface temperature (SST) index with a lead time of two months.

[5] In this study, the relationships between fire frequency, recorded by two different satellites (the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and the Along Track Scanning Radiometer (ATSR)), and atmospheric conditions are analyzed over New Caledonia. This archipelago comprises a main NW-SE elongated island of 400 km × 50 km centered near 165°E and 22°S and secondary islands in the SW Pacific (Figure 1). The moderate air temperatures are typical of a subtropical oceanic climate (Figure 1c). In particular, daily maximum temperatures higher than 35°C are extremely rare (less than 0.5% of available data from 1996). The mean annual rainfall increases from less than 1000 mm on the leeward west coast to more than 2800 mm on the windward east coast, in relation to the orographic forcing of the dominant ESE Alizean flow by the central range of mountains (700–900 m above sea level (asl) on average with summits higher than 1600 m asl; Figures 1a and 1b) [i.e., *Leroy*, 2006; *Lefèvre et al.*, 2010]. Austral winter and spring (from June to November) are relatively dry, especially in the north, because of the subsidence associated with tropical anticyclones. However, light to moderate rainfalls still occur, driven by orographic forcing of the Alizean flow along the windward coast, and with tropical-extratropical interactions and extratropical disturbances, mostly in the south. Annual rainfall peaks from December to April (Figure 1d), when intertropical convergence and South Pacific convergence zones shift southward [*Vincent*, 1994; *Leroy*, 2006]. Tropical disturbances, including cyclones, could then hit NC, mostly from January to March. On the interannual time scale, seasonal rainfalls are related to ENSO, with negative (positive) rainfall anomalies during warm (cold) events [*Morliere and Rebert*, 1986; *Delcroix and Lenormand*, 1997; *Nicet and Delcroix*, 2000; *Fischer et al.*, 2004; *Leroy*, 2006].

[6] The vegetation reflects partly a stable state among mean rainfall, soil properties, and fire. The specific "mining maquis" [*Enright et al.*, 2001] is widespread on the ultramafic soils on the southern third of the main island (Figure 2a). Dry forest and savanna cover almost 40% of the surface that is covered by volcano-sedimentary soils, dry forest being mostly located along the leeward driest coast, while savannas are spread in the interior as a secondary postfire regeneration (Figure 2a). Dry forest and savannas are logically associated with relatively less annual rainfall than moist tropical rain forests and mining maquis (Figure 2b).

[7] Similar to other tropical islands, NC shelters a huge biodiversity and stands as one of the current 34 worldwide biodiversity hotspots [*Myers et al.*, 2000]. Fire here thus poses a serious issue about its preservation. For example, fires could lead to the change of rain forests into degraded shrub and savanna, leading to a severe threat for some forest species, especially on iron crust soils [*McCoy et al.*, 1999].

[8] Our main goal is to provide a local-scale analysis of the atmospheric conditions, mostly through rainfall and maximum temperature, related to fires detected by satellites. The use of two different satellite records alleviates possible biases induced by differences between the scan detection of fire and space and time samplings [*Stolle et al.*, 2004]. The high-resolution meteorological network (Figures 1a and 1b) allows a probabilistic approach of the local-scale atmospheric conditions observed before each fire, rather than simple frequency or correlation analyses based on the spatial sum of monthly or seasonal counts. This ensemble approach is expected to extract the most robust atmospheric signal by filtering out "noise" related either to inhomogeneities in the satellite data sets and detection of fires or to any specific local-scale forcings. We also compare the "comprehensive" and popular FWI [*de Groot et al.*, 2005; *Dymond et al.*, 2005] with a simpler index, based on rainfall only (the Effective Drought Index (EDI)). This comparison helps to estimate the potential loss of information in a subtropical climate if only rainfall is used, since temperature, wind, and relative humidity, all considered in the FWI, could have a significant impact on fire activity [*Amiro et al.*, 2004; *Crimmins*, 2006] but are usually less available than rainfall. Last, our study provides an estimate of the ENSO-related impact in a climatic context

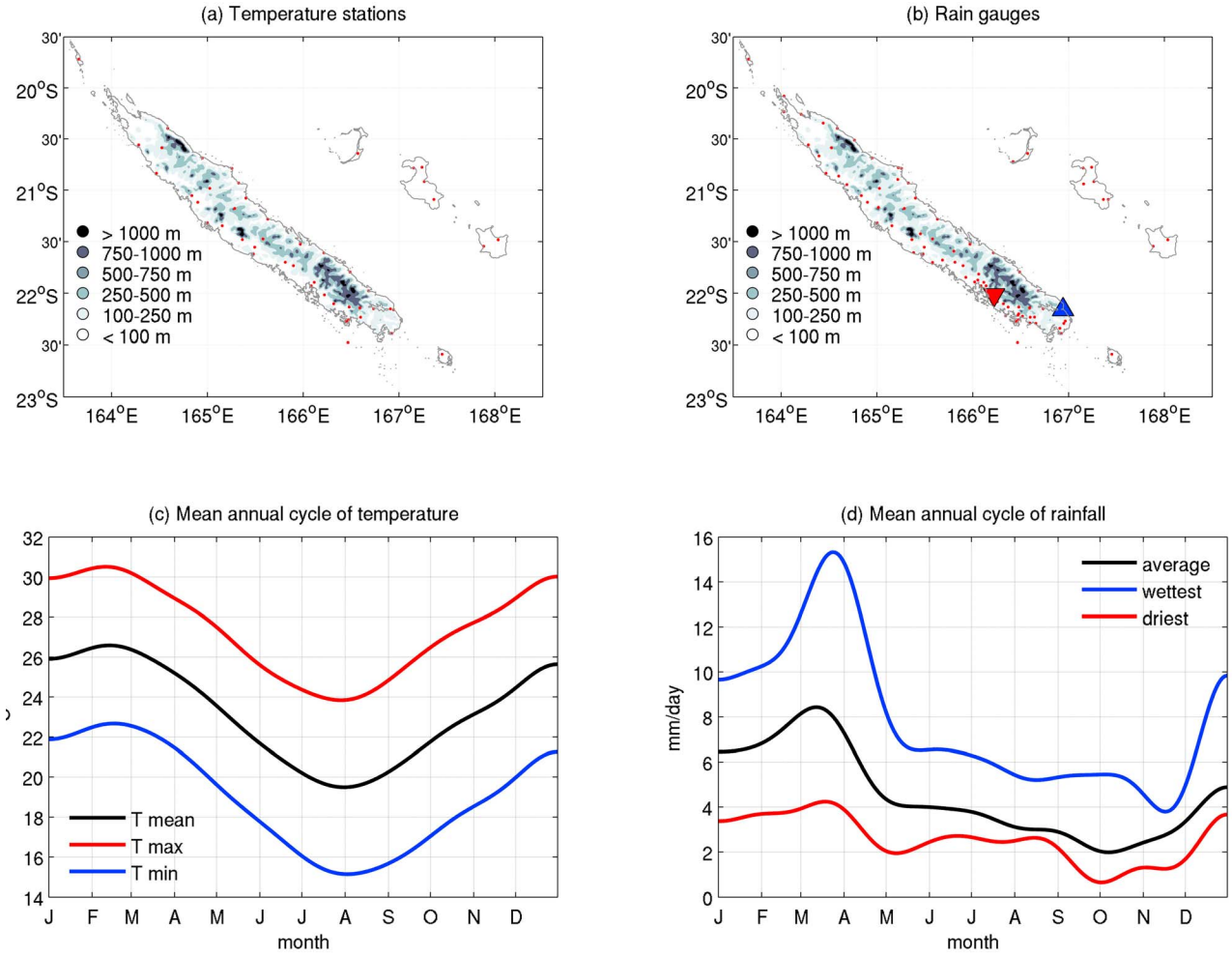


Figure 1. Topography in meters (colors) and location (red dots) of the (a) 48 meteorological stations recording daily temperatures and the (b) 86 rain gauges recording daily precipitations. The upper blue and lower red triangles in Figure 1b are the driest and wettest rain gauges, respectively (1996–2008 period). Spatial averages of the mean annual cycle of (c) temperature (mean temperature in black, maximum temperature in red, and minimum temperature in blue) and (d) rainfall (in black) with the wettest (in blue) and driest (in red) rain gauges (Figure 1b). The mean of each station is first computed as a daily average over the 1996–2008 period, low-pass filtered with a recursive Butterworth filter with a cutoff at 1/60 cycles per day.

different from that of Indonesia [*Kita et al.*, 2000; *Ceccato et al.*, 2010].

2. Data and Methods

2.1. Fire Hotspots

[9] Data on fire activity were derived from MOD14A1 Terra and MYD14A1 Aqua MODIS active fire data products [*Giglio et al.*, 2006; *Giglio*, 2007] from March 2000 to December 2008 and from the ATSR record [*Schultz*, 2002; *Mota et al.*, 2006] from January 1996 to December 2008. Active fires are pixels where a fire was detected during the satellite overpass. ATSR data were extracted from the World Fire Atlas website. ATSR fire product is based on 3.7 μm combined with two thermal bands (11 μm and 12 μm, respectively) at 1-km spatial resolution. We used algorithm 2 (308 K, saturating threshold) to detect fire. The satellite achieves complete global coverage every three days but, because of the saturation limit of the detector, only nighttime fires are detected, while fire activity usually peaks during the daytime [*Justice et al.*, 2002]. Consequently, the ATSR detected only 83 hotspots in New Caledonia from 1996 to 2008, i.e., only a few large fires burning during several consecutive days. Despite the poor rate of detection of fire by ATSR, we choose to keep its record to compare the associated atmospheric signal with the one found in the larger sample of MODIS fires. A good agreement between both data sets with such different sizes and also based on different methodologies would confirm our ensemble approach.

[10] The MODIS detected a total of 3707 hotspots (called MODIS I hereafter) from 2000 to 2008 (probably far fewer than the total number of fires occurring in New Caledonia because of the temporal or spatial samplings, influence of clouds, etc.). A filtering algorithm has been used to remove

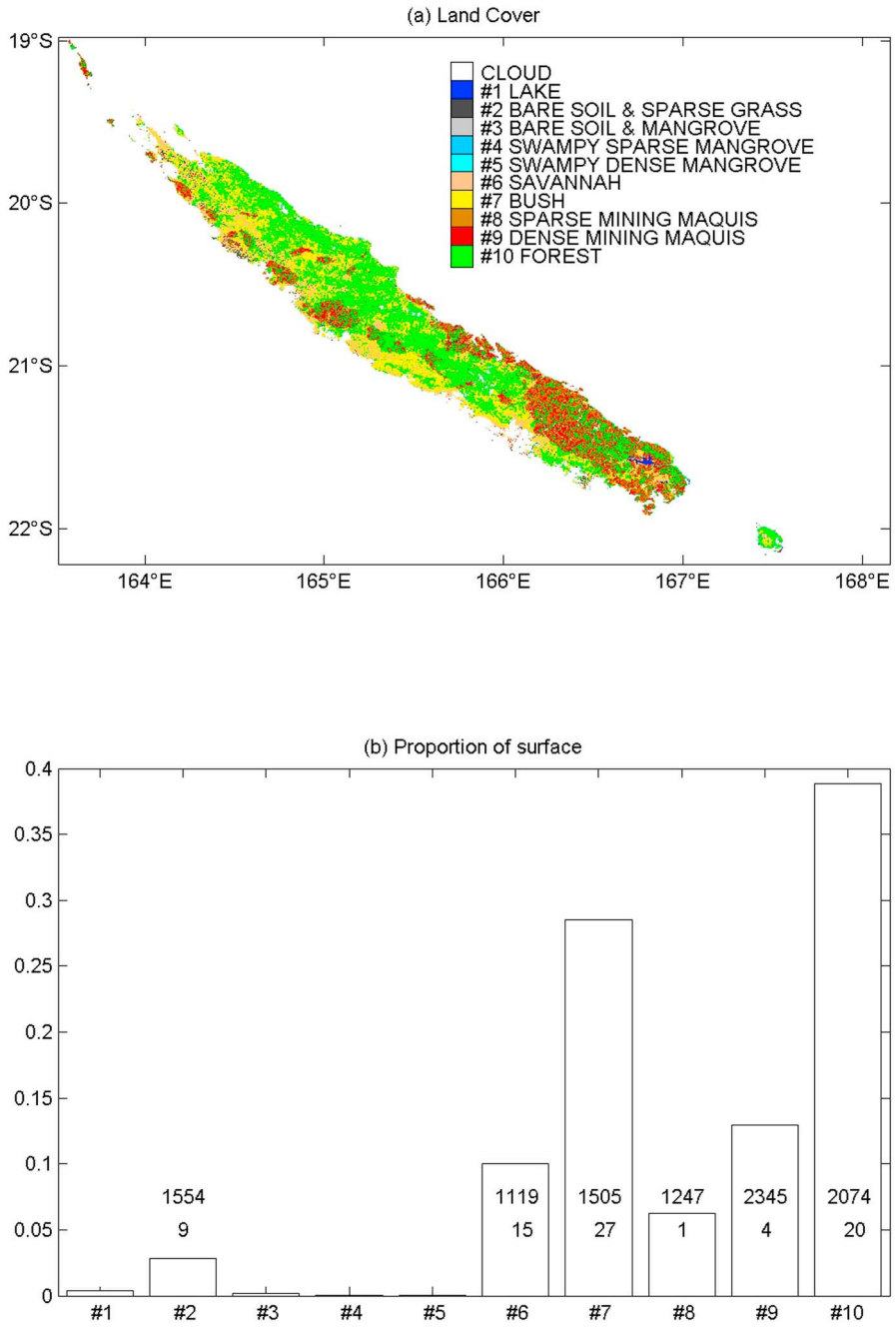


Figure 2. (a) Vegetation map of New Caledonia using Land Cover Classification derived from SPOT (2, 3, and 4) satellite images at 20 m resolution. This land cover map has been produced by the New Caledonian Department of Technology and Information Services (DTSI) and is available from the Service Géomatique de la Télédétection du Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, 1996. The information layers are obtained with Normalized Difference Vegetation Index thresholds [*Rouse et al.*, 1973] applied on a mosaic of SPOT-3 and SPOT-4 satellite images from 1996 with a horizontal resolution of 20 m. The 10 different land covers are bush, lake, swampy sparse mangrove, swampy dense mangrove, sparse mining maquis, dense mining maquis, savanna, bare soil, bare soil with mangrove, and dense vegetation (i.e., forest). (b) Fraction of surface covered by different land covers. The upper number gives the approximate mean annual rainfall, and the lower number indicates the number of rain gauges.

double counts of the same fire, which covers an area larger than a single pixel (1 km^2 or 100 ha) and also appears on two successive images (basically one image per day for Aqua and Terra satellites). This iterative algorithm aggregated hotspots when they occurred less than 1 km apart and in the same 24 h time period. This algorithm allows extracting distinct fires as well as their duration and areal extent. These 949 such fires (called MODIS II hereafter) were found from 2000 to

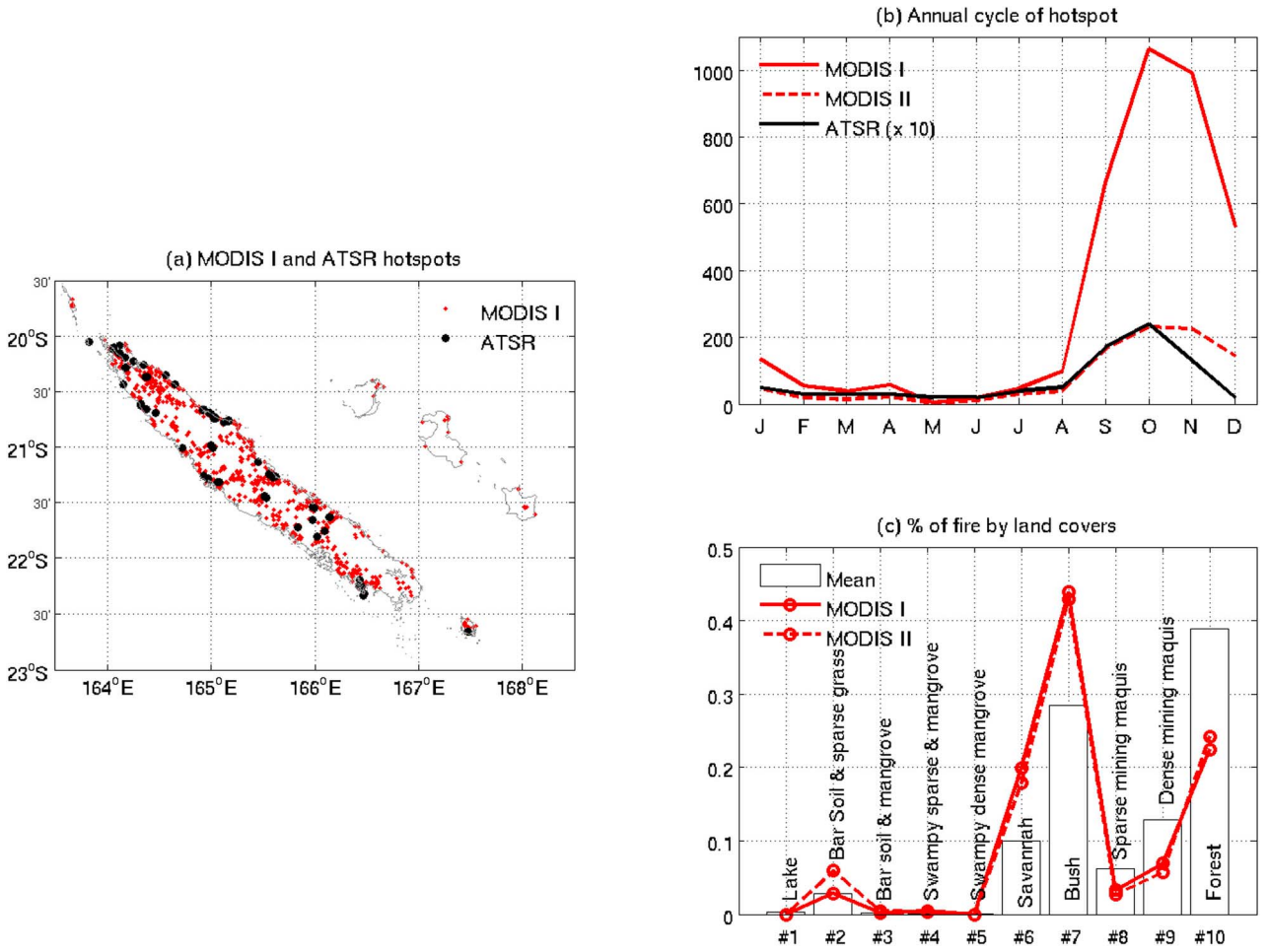


Figure 3. (a) Hotspots detected by MODIS I (2000–2008) and ATSR (1996–2008) satellites. (b) Annual cycle of MODIS I (solid red line), MODIS II (dashed red line), and ATSR (black solid line) hotspots computed as mean monthly frequencies of the available period. (c) Proportion of MODIS I (red open circle with solid red line) and MODIS II (red open circle with dashed red line) by land cover superimposed on the mean coverage of land covers (bars). The numbers refer to land covers in Figure 2a.

2008. Most of them (38% and 22%, respectively) covered a small area of 1 and 2 pixels, while the largest fire, known as the "Montagne des Sources" fire, burned during one week in December 2005 and covered 116 pixels.

2.2. Rainfall and Temperature Data Sets

[11] There are 118 rain gauges and 75 temperature stations in NC, managed by MeteoFrance. Eighty-six rain gauges (48 temperature stations), having less than 20% of missing entries (Figures 1a and 1b), were extracted from January 1996 to December 2008. The total percentage of missing entries is less than 5% in both data sets. The meteorological stations are concentrated on the west coast, while large parts of the mountainous interior are empty (Figures 1a and 1b). Nevertheless, the spatial sampling is reasonable since most of the hotspots are less than 10 km from a rain gauge (see section 3). The local-scale raw temperature and rainfall are first averaged over running 3, 7, 15, 30, and 60 day and then standardized relatively to the climatological mean (= low-pass-filtered daily mean with a cut-off at 1/60 cycle-per-day) computed over 1996–2008 (ATSR) and 2000–2008 (MODIS). The rainfall anomalies are expressed as % relatively to the climatological mean. This method is better than averaging daily anomalies over running 3- to 60-days period, at least for rainfall, since very scarce wet days could lead to extremely high daily anomalies which are smoothed when raw rainfall are first summed over consecutive days. The samples of 3, 7, 15, 30 and 60 day anomalies are then extracted for each hotspot at the closest meteorological stations, the last day of each time period being the hotspot day. For MODIS I, the temperature and rainfall anomalies are repeated for the number of pixels of each distinct fire, while they are considered just one time per fire in MODIS II, independent of the full area covered by the fire. In other words, the weighting used for MODIS I enhances the local-scale atmospheric anomalies of larger fires. The shortness of the available period raises a possible issue related to temporal sampling. All statistical analyses have been systematically repeated in cross-validation mode by removing one year and checking the robustness of the score. Several sampling tests are indicated in section 3.

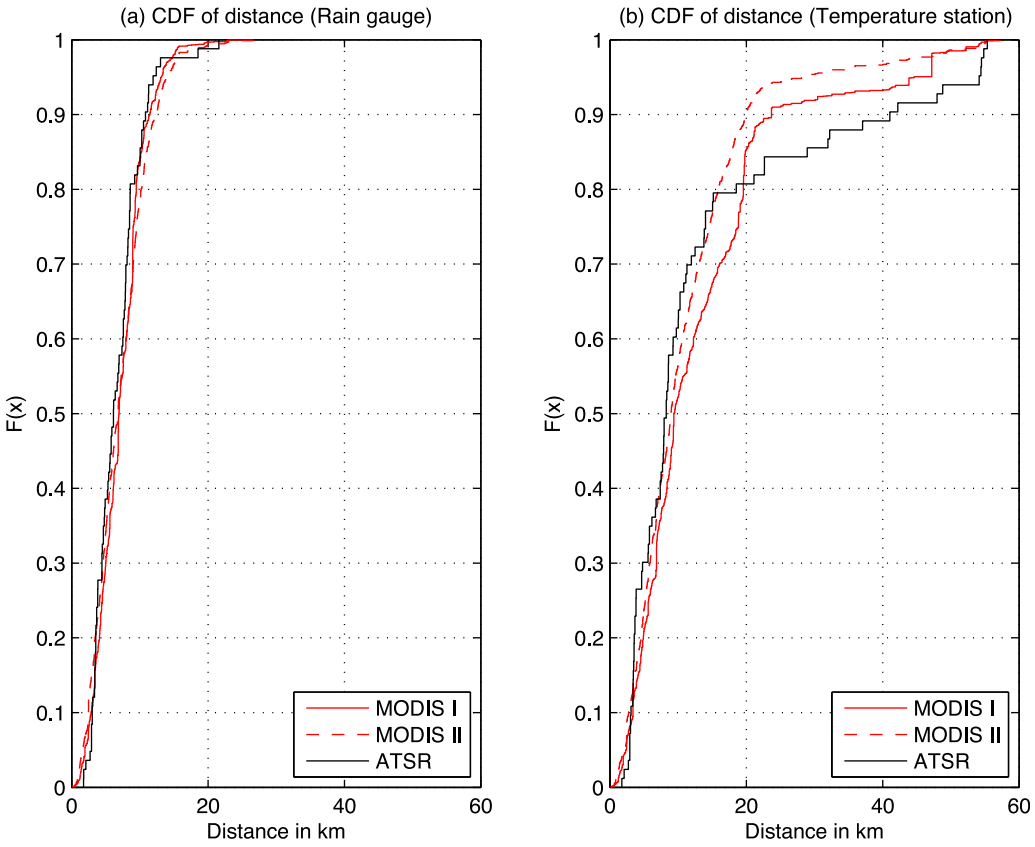


Figure 4. Cumulative density functions of the distances in kilometers between MODIS I (solid red line), MODIS II (dashed red line), and ATSR (black line) hotspots and Météo-France stations recording (a) rainfall and (b) maximum temperature.

2.3. Effective Drought Index

[12] The Effective Drought Index (EDI) is a simple measure of relative drought or excess of rainfall [*Byun and Wilhite*, 1999]. "Effective" precipitations (EPs) on a given day are first computed as the weighted sum of daily rainfall (R) until that day:

$$\mathrm{EP}_i = \sum_{n=1}^{i}\left[\left(\sum_{m=1}^{n} P_m\right)/n\right], \qquad (1)$$

where i is the duration over which the sum is computed, and P_m is the rainfall $m-1$ days before the current day [*Byun and Wilhite*, 1999; *Laux et al.*, 2009]. EP is thus a weighted sum with weights of each day decreasing nonlinearly from the last day of the period, with the sum of weights equaling n. n varies between 30 and 365 in our study. EP is then normalized using its climatological mean computed on the available period, allowing us to compute the "precipitation return to normal" (PRN) [*Byun and Wilhite*, 1999]. A PRN of 20 mm means that a rainfall of 20 mm during the current day cancels the relative drought since n days. Alternatively, a PRN of −20 mm means an excess of 20 mm of "effective" rainfall since n days. The PRN standardized by its climatological standard deviation is the EDI with positive (negative, respectively) sign indicating relative deficiency (excess) of rainfall [*Laux et al.*, 2009]. The EDI is thus a standardized estimate of drought or excess of rainfall independent of the total rainfall and also a relative measure of drought or excess of rainfall according to the local seasonal cycle of rainfall. The computation of the EDI needs complete records of daily rainfall. The missing daily rainfall data were replaced using a simple stochastic weather generator based on a first-order Markov chain model to simulate the frequency of wet days (at least 1 mm) combined with a two-parameter gamma distribution to simulate rainfall amounts during wet days [*Wilks*, 1999]. This method was applied independently to each station and each month to reproduce a realistic annual cycle.

2.4. Fire Weather Index

[13] The Fire Weather Index (FWI) is usually used for the assessment of forest fire risk [*Van Wagner*, 1987; *Dymond et al.*, 2005; *Carvalho et al.*, 2008]. The index is based on past and current weather conditions, including air temperature, relative humidity, surface wind speed, and rainfall quantity in the past 24 h. The FWI is based on three fuel moisture codes corresponding to surface-humus (Fine Fuel Moisture Code), intermediate-humus (Duff Moisture Code (DMC)), and deep-humus (Drought Code (DC)) layers of the forest floor and on three fire behavior indices (the Initial Spread Index for fire propagation, the Build-Up Index for fuel consumption related to fire intensity, and the FWI). The standard form of the FWI is the equations given by *Van Wagner* [1987]. The FWI values rise as the fire danger increases. This index is unitless, and we expressed it in terms

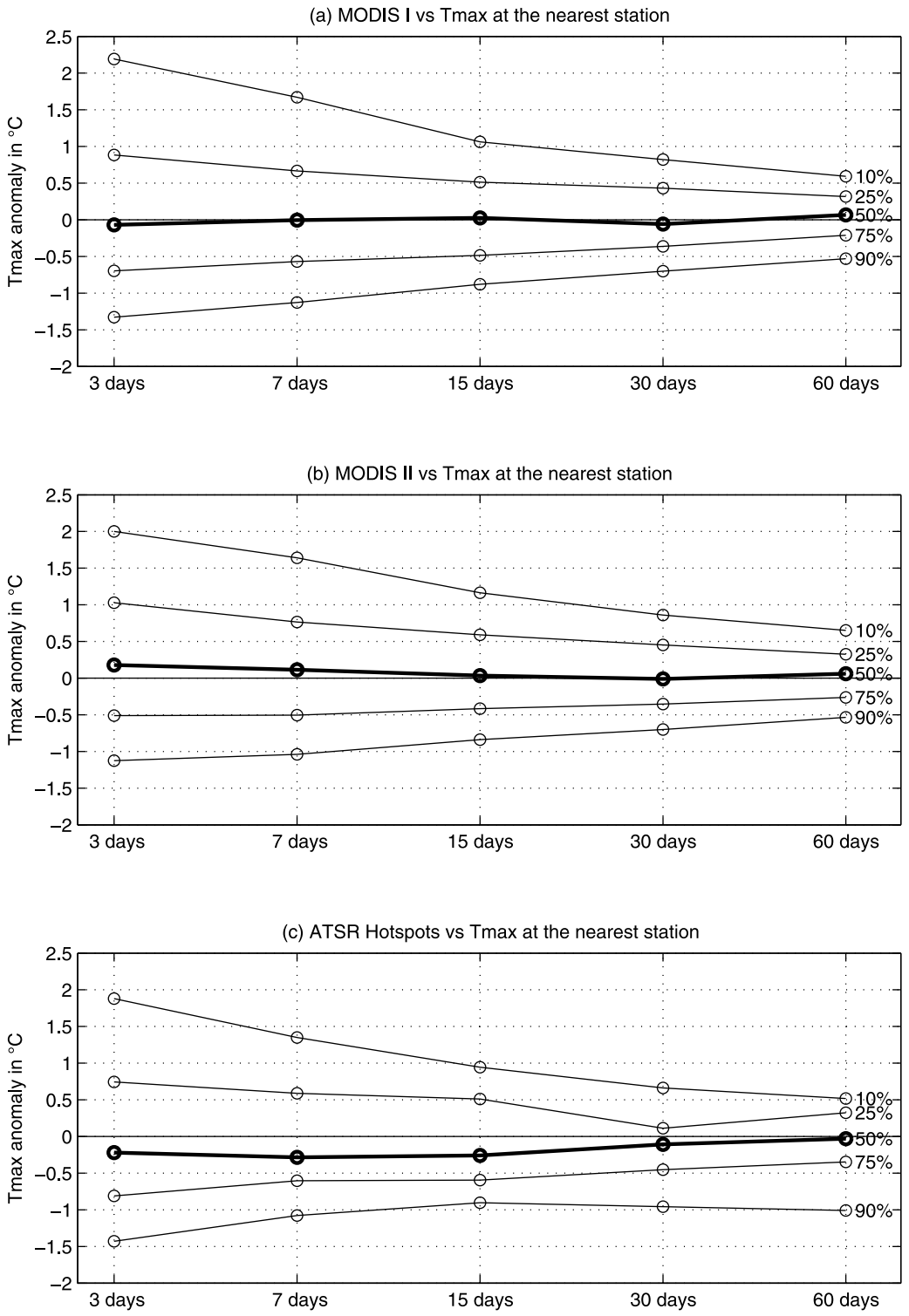


Figure 5. Percentiles (10%, 25%, 50%, 75%, 90%) of maximum temperature anomalies for 3 days, 7 days, 15 days, 30 days, and 60 days before (a) MODIS I, (b) MODIS II, and (c) ATSR hotspots at the closest meteorological station. The daily maximum temperatures are first averaged on running 3 day, 7 day, 15 day, 30 day, and 60 day windows, then normalized according to the 1996–2008 (2000–2008) climatology. The climatology is the daily mean low-pass filtered by a Butterworth recursive filter with a cutoff at 1/60 cycles per day.

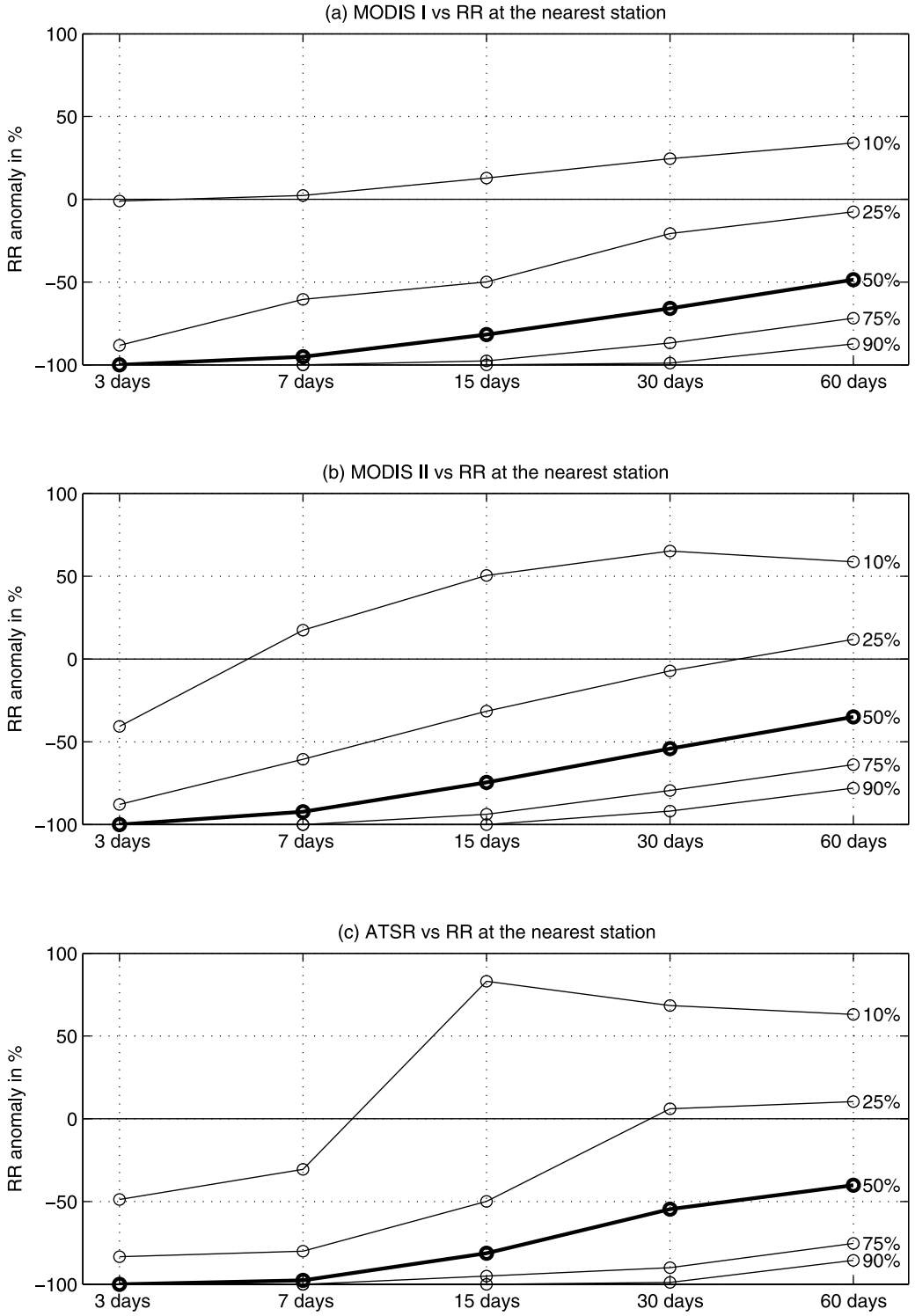


Figure 6. Same as Figure 5 but for rainfall anomaly (in % relative to the local climatological mean).

of standardized anomalies relative to the climatology. The use of relative humidity and wind speed reduces the computation of the FWI to 14 stations only in NC. The computation of the Drought Code would have been a good compromise to track drought and fire danger [*Girardin and Wotton*, 2009] as it requires only rainfall and air temperature data, but these are not automatically recorded on all rain gauge stations. In conclusion, only 14 available stations recorded all variables (temperature, rainfall, winds, and relative humidity), 48 available stations recorded temperature and rainfall, and 86 available stations recorded rainfall only.

2.5. Daily Atmospheric Circulation

[14] Daily geopotential and winds at 850 hPa were obtained from the National Centers for Environmental Prediction

Table 1. Statistics of MODIS Fire According to the Total Burnt Area[a]

	Frequency of MODIS II Fires	Frequency of Total Burnt Area	Rainfall Anomalies for 3 Days Before Hotspot	Rainfall Anomalies for 7 Days Before Hotspot	Rainfall Anomalies for 15 Days Before Hotspot	Rainfall Anomalies for 30 Days Before Hotspot	Rainfall Anomalies for 60 Days Before Hotspot
1 pixel	38%	10%	−100%	−89%	−72%	−41%	−25%
2–5	46%	34%	−100%	−92%	−75%	−58%	−40%
6–10	11%	20%	−100%	−98%	−89%	−58%	−54%
11–20	3%	10%	−100%	−95%	−77%	−69%	−56%
>20	2%	26%	−100%	−98%	−87%	−85%	−72%

[a]Area size given in pixels; 1 pixel = 100 ha. The median of rainfall anomalies for 3 days, 7 days, 15 days, 30 days and 60 days before the fire starts are given in percentage of the long-term climatology at the nearest rain gauges.

(NCEP) reanalyses on the 15°–25°S, 150°–180°E window with a 2.5° grid resolution.

3. Results

3.1. Location and Seasonal Cycle of Fire

[15] MODIS I hotspots are widespread across NC (Figure 3a) even though some parts of the main island (such as the southeast, but also several mountainous sectors) are almost fire free. The mean monthly frequency of hotspots exhibits a clear unimodal trend with the peak near the end of the cool-dry season and at the beginning of the warm-rainy season (Figure 3b), when increasing temperature combines with a high deficit in soil moisture [*Giglio et al.*, 2006; *Le Page et al.*, 2008]. Herbaceous and fine woody debris fuels dry out from May, and the vegetation becomes vulnerable to fire at the end of the relatively dry season. The fire season in NC occurs thus each year mostly from September to December, which include 88% of MODIS I hotspots, 81% of MODIS II fires, and 67% of ATSR hotspots. The 1/10 ratio between MODIS II fires and ATSR hotspots is partly related to the difference in temporal sampling [*Stolle et al.*, 2004]. Apart from this general unimodal trend, MODIS I and II also exhibit a small secondary peak in April, i.e., near the beginning of the cool-dry season (Figure 3b), but this small peak appeared only in a single year, 2003. The dependency between fire locations and land cover indicates a higher sensitivity for savanna or bush and a lower sensitivity for sparse or dense "mining maquis" and forest (Figure 3c). The relatively low sensitivity of mining maquis can be explained by the lack of human activities near these infertile areas that decreases the human-driven fire ignition even though the largest fire occurred on these ultramafic land cover types. Moreover, the dense mining maquis are also mostly located in southeastern NC (Figure 2a) which is almost never absolutely dry, even during the austral summer.

3.2. Local-Scale Temperature and Rainfall Anomalies Before Fire

[16] Each MODIS and ATSR fire hotspot was associated with the temperature and rainfall recorded at the closest meteorological stations (Figure 4). More than 98% of rain gauges were less than 10 km away from the MODIS fires (80% and 15 km, respectively, for the ATSR fires) (Figure 4a). The distances are slightly larger for temperature data (Figure 4b), but the spatial scale of temperature anomalies is expected to be larger than that of rainfall.

[17] The distribution of maximum temperature anomalies for all fire products is similar and almost symmetric around zero, even for a short time lead (3 and 7 days) before hotspots (Figure 5); therefore temperature anomalies do not seem to be a major driving factor of hotspots in NC. The same analysis using rainfall (Figure 6) shows significant negative anomalies until at least 60 days before the hotspots. The median fell from below −80% the week before a hotspot for each fire product data set and approximately below −50% for 60 days before it (Figure 6). The medians of 3, 7, 15, 30, and 60 day rainfall anomalies before fires, recomputed by excluding iteratively one year, showed negligible differences (less than 5%) between the medians of these 9 (MODIS) and 13 (ATSR) subsamples and the one of the whole sample (not shown). This analysis is last repeated on three samples from which three consecutive years are removed. Long-term climatology, as well as rainfall anomalies, was independently computed in 2003–2008, 2000–2002, 2006–2008, and 2000–2006, and they are associated with the MODIS I and II hotspots of the corresponding periods. The three medians of rainfall anomalies are very close to each other, with absolute differences limited to 5% at maximum (not shown). So the anomalous short-term (one week) to medium-term (two month) rainfall deficits before the fires seem robust and independent of any heterogeneities in the satellite data sets.

[18] We then analyzed the possible dependency between amplitudes of rainfall anomalies and the sizes of fires. The MODIS II fires were ordered according to their area (from 1 to 116 pixels), and the mean rainfall anomalies were computed at the closest rain gauges for each fire. In that case, there are no multiple counts for fires larger than one pixel. Dealing with the relationship between fire size and rainfall anomalies, Table 1 showed that negative rainfall anomalies are usually stronger for large fires. It is related to the difference between the fire's ignition on the one hand and the fire's duration and/or extent on the other hand. As ignition is human induced, it is probably less related to climatic conditions, while a long duration and/or a large burnt area are favored by a larger deficit of rainfall.

3.3. Temporal Modulation of Local-Scale Drought Before Fires

[19] The above section suggests a robust relationship between fire occurrence and antecedent local-scale negative rainfall anomalies. The temporal modulation of rainfall anomalies has been considered with the EDI. As for rainfall, each fire was associated with the EDI computed at the closest rain gauge. The 75% percentile of the EDI is positive at least 40 days before the MODIS hotspots, indicating robust negative anomalies of the "effective" rainfall, at least 100 days before the fire, since EDI considers here the integrated rainfall in a 60 day window (Figure 7). The variations for ATSR are noisier (Figure 7c), partly related to

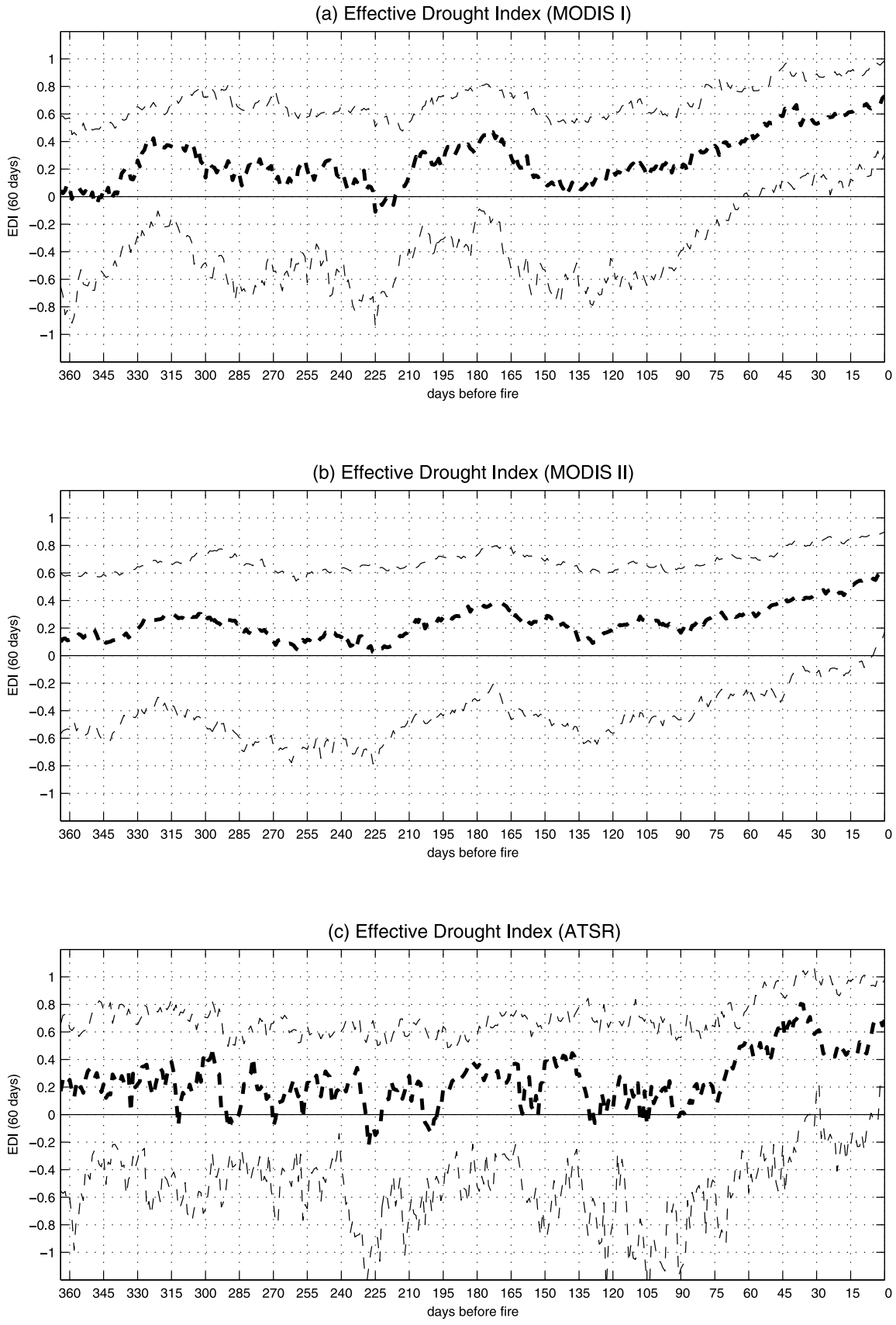


Figure 7. Median (bold dashed line) and 25% and 75% percentiles (dashed line) of the EDI computed on a 60 day window at the closest rain gauge from one year to the day of hotspots for (a) MODIS I, (b) MODIS II, and (c) ATSR.

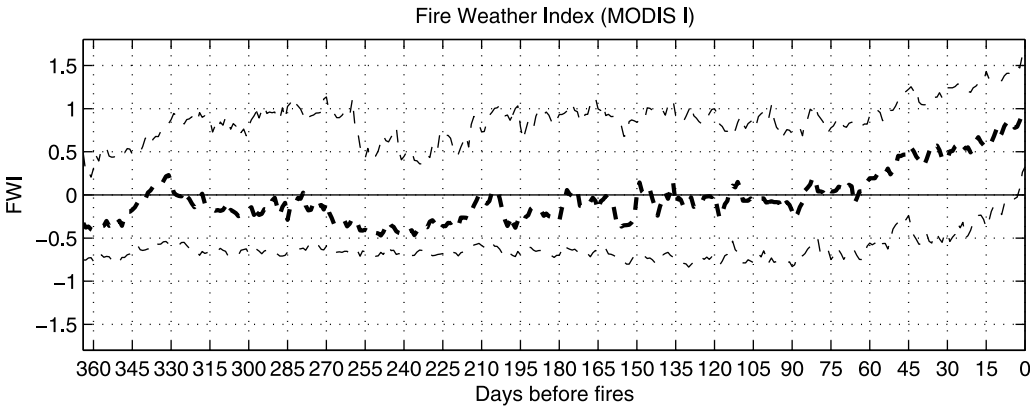


Figure 8. Median (bold dashed line) and 25% and 75% percentiles (dashed line) of the FWI at the closest rain gauge from one year to the day of a hotspot for MODIS I.

the small size of the sample. Negative rainfall anomalies are thus widespread from June to December, before the hotspot fire occurrences. In other words, a medium-term drought near the end of the cool-dry season, as well as a delay in the onset of the wet season, significantly increases the fire's risk. Median EDI tends to zero around ~135–150 days before the hotspot fires (Figure 7), suggesting a weak return to normal conditions from February to May, that is, near the end of the previous wet season if the mean seasonal cycle of rainfall is taken into account (Figure 1d). The median tends to be above 0 all year before the hotspot fires with a large spread, suggesting that fires tend to be more frequent during a dry year (Figure 7). The EDI was also computed for different fire sizes considering the MODIS II data set. As before, the drought was more severe for large fires (not shown).

[20] It is also interesting to analyze and confirm this temporal modulation through another index. We obtained the same results when the EDI was replaced by the FWI (Figure 8)

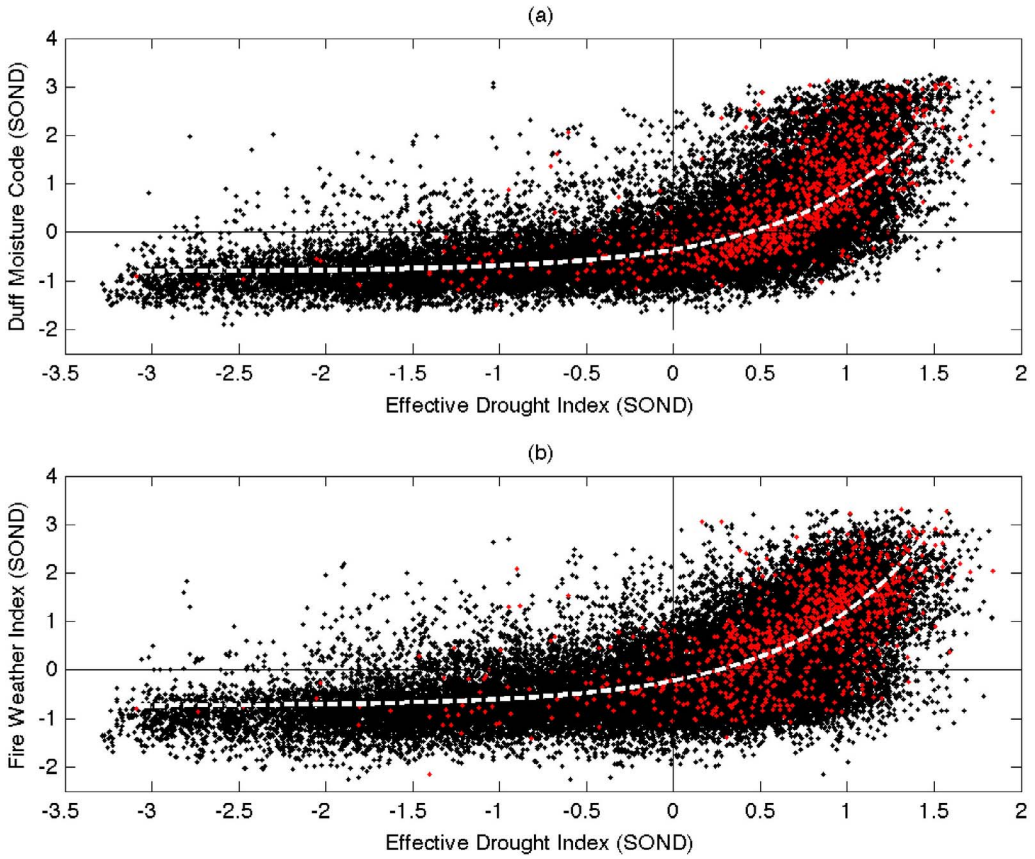


Figure 9. (a) Scatterplot of daily EDI in the abscissa and daily standardized DMC in SOND (black dots) and during MODIS I fires (red dots). The white dashed line gives the best exponential fitting between daily EDI and daily DMC. (b) The same as Figure 9a, except that the DMC is replaced by the FWI.

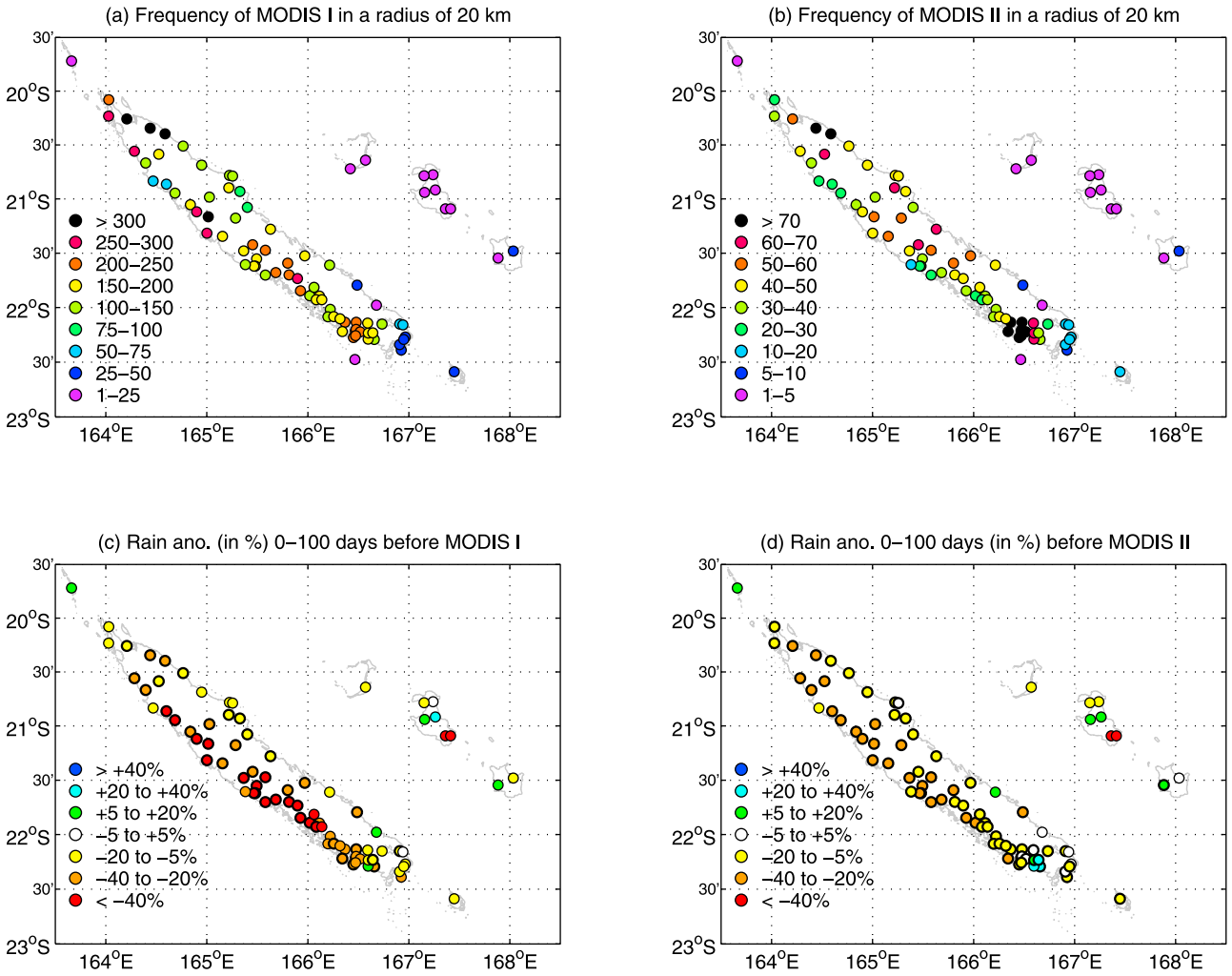


Figure 10. Total number of (a) MODIS I and (b) MODIS II hotspots recorded in a radius of 20 km around each rain gauge. Mean rainfall anomalies (in % of the mean) in 0–100 days before the (c) MODIS I and (d) MODIS II fires. The bold circles (in Figures 10c and 10d) indicate significant anomalies at the two-sided 95% level according to a Student's *t* test.

(note that only 15% of FWI stations are less than 10 km from the MODIS I hotspots). This suggests that considering rainfall only does not degrade the detection of climate impact on fire activity. We also compared the daily EDI with the daily DMC and FWI during the fire's season (September, October, November, December (SOND)) (Figure 9). In this case, the EDI is used only at stations where the FWI is available. Only positive anomalies values of the DMC (FWI), including 78% (84%) of the fire days, are related mostly to positive EDI variations while negative DMC (FWI) anomalies are not necessarily related to negative EDI (Figure 9). Indeed, the DMC and FWI seem to saturate for decreasing EDI. This could be related to the positive skewness of the DMC (skewness = 1.1) and FWI (skewness = 0.6) while EDI is negatively skewed (skewness = −0.98). The DC (which is an indicator of seasonal drought on forest fuels in deep duff layers and depends on only rainfall and temperature) shows the same nonlinear relationship as in the two previous cases (not shown).

3.4. Spatial Pattern of Rainfall Deficit Before the Fires

[21] The number of MODIS I and II hotspots was counted in a radius of 20 km of each of the 86 rain gauges. Figure 10b shows the frequency of MODIS II fires, with two maxima around Nouméa in southwestern NC and also in northeastern NC at Pouébo and Ouégoa in relation to specific agricultural practices. Fires are especially rare along the southeastern coast, which is relatively wet all year around, even in August–November (Figure 1b) and also uninhabited, and also on the Loyauté Islands northeast of the main island, which sustain only a few tribes as well. The total number of MODIS I hotspots (Figure 10a) reveals a similar pattern with several discrepancies. For example, there is now a single maximum in northeastern NC. Note also that variations could be rather large on small distances, but these variations are probably not driven by climate.

[22] The 100 day rainfall anomalies before each hotspot are shown in Figures 10c and 10d. As seen before, the negative rainfall anomalies are weighted by the fire's area in

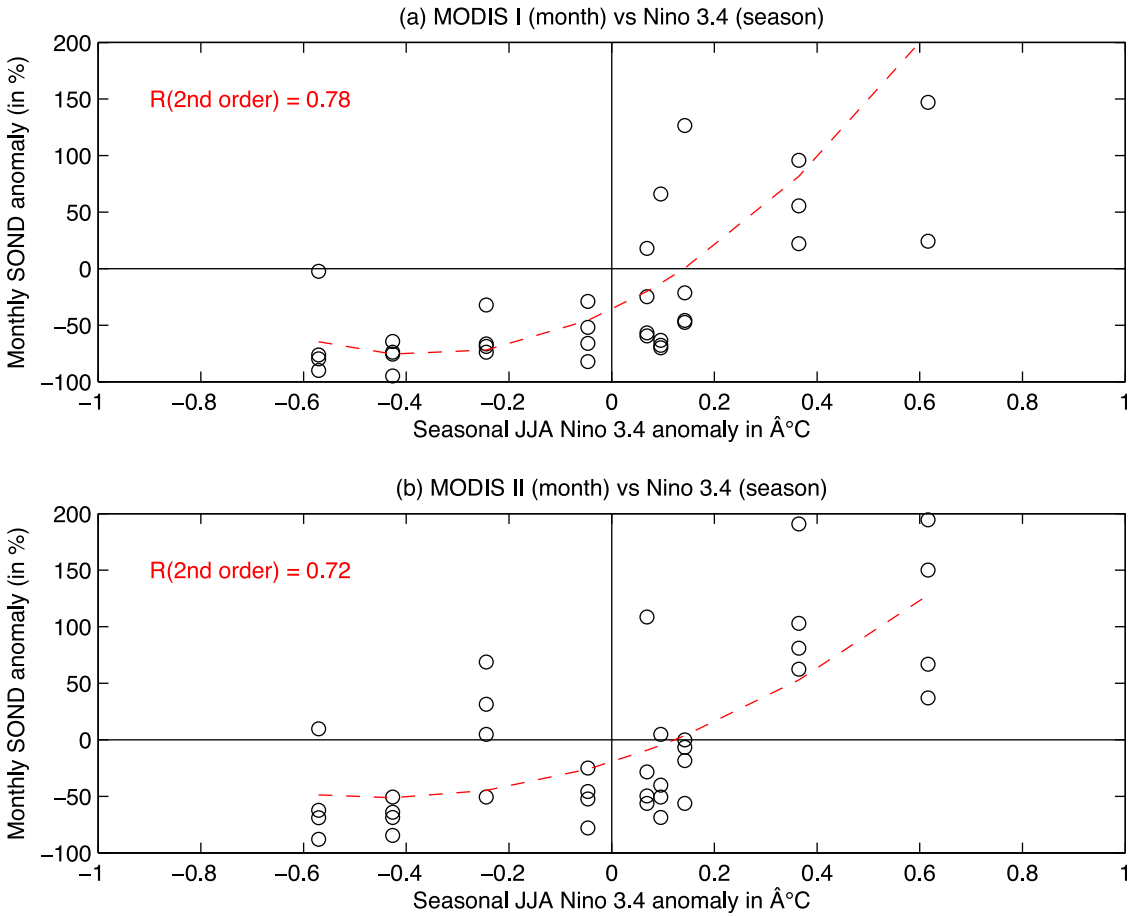


Figure 11. Scatterplot of seasonal (June–August, 2000–2008) Niño 3.4 sea surface temperature in the abscissa and monthly (September–December, 2000–2008) frequency of (a) MODIS I and (b) MODIS II hotspots in the ordinate. The values are expressed as anomalies (in °C for Niño 3.4 and in % for hotspot frequency) relatively to the 2000–2008 mean. The red line gives the best second-order polynomial with the seasonal JJA Niño 3.4 as predictor of monthly SOND hotspot frequencies; the correlation between fitted and observed monthly hotspot frequencies is indicated in the upper left corner.

MODIS I, while a single rainfall anomaly is used for each MODIS II fire independent of its area. The significant negative rainfall anomalies are larger for MODIS I (Figure 10c) relatively to MODIS II (Figure 10d) and are also more intense along the leeward western coast, independent of the local-scale frequency of fire.

3.5. Interannual Variability of Fire Frequency

[23] The interannual variability of NC rainfall has been extensively studied and ENSO has been recognized as one of the main forcings of NC rainfall variations [i.e., *Morliere and Rebert*, 1986; *Nicet and Delcroix*, 2000; *Fischer et al.*, 2004; *Leroy*, 2006]. In particular, the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) shifts southwestward during La Niña and northeastward during El Niño events. During an El Niño year, NC typically experiences anomalous dry and cold conditions from April until May of the following year [*Morliere and Rebert*, 1986], while the opposite is usually observed during La Niña events, but the magnitude of the rainfall anomalies is not strictly proportional to the strength of ENSO [*Nicet and Delcroix*, 2000; *Fischer et al.*, 2004]. It is thus interesting to analyze the relationships between ENSO and fire frequency averaged across NC in SOND. Figure 11 displays the scatterplot between June and August Niño 3.4 anomalies and the monthly anomalies of MODIS hotspots summed across NC. Monthly values are used to increase the sample size. Cold ENSO events are almost always related to fewer MODIS hotspots than normal, while the association between warm ENSO events and more MODIS hotspots is less straightforward. Similarly, the correlation between seasonal SOND frequencies of ATSR hotspots and those of June, July, August (JJA) Niño 3.4 equals 0.76 (1996–2008 period) for a second-order polynomial fit (not shown).

[24] To better understand the interactions between ENSO and fires in SOND, we examined the regional-scale atmospheric anomalies at 850 hPa during the warm and cold ENSO events. We consider a long period, i.e., from 1950 to 2008, to get a robust relationship. Warm and cold ENSO events are defined using the 80% and 20% percentiles, respectively (i.e., 12 years in each sample) of the SOND average of the Niño 3.4 SST index. The climatological winds and geopotential heights at 850 hPa show a S-N gradient between anticyclonic conditions with relatively weaker easterlies south of 23°S and the SPCZ with stronger easterlies

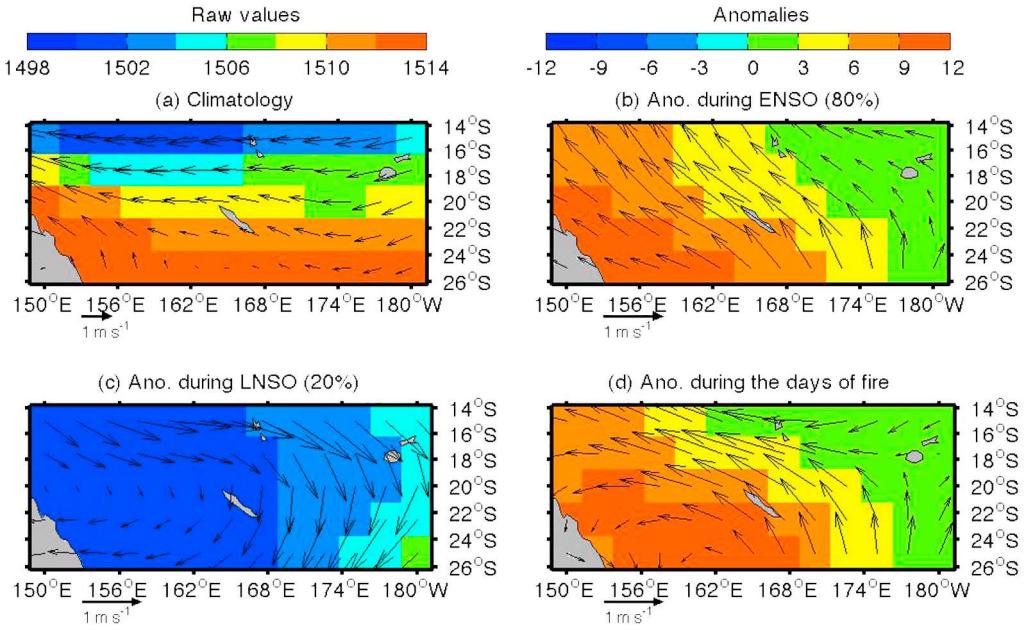


Figure 12. (a) Long-term mean (1950–2008) of winds (arrow) and geopotential height at 850 hPa (in mgp) in SOND. Composite of seasonal anomalies in SOND during the 12 (b) warmest and (c) coldest ENSO events. (d) Composite of daily anomalies during the days when at least one MODIS hotspot is recorded across NC.

north of 23°S (Figure 12a). Figures 12b and 12c display the composite anomalies during the 12 warmest and 12 coldest ENSO events. Warm ENSO events are characterized by positive geopotential height anomalies and anomalous southeasterly winds over the southwest Pacific (Figure 12b). Cold ENSO events are associated with large negative geopotential height anomalies and anomalous northwesterly winds north of NC (Figure 12c), with the resultant impact of enhancing moisture advection over NC.

[25] It is interesting to compare these seasonal composites with daily composites of atmospheric anomalies at 850 hPa when at least one MODIS hotspot is recorded across NC. The composite of these 949 fires' days (Figure 12d) reveals a pattern similar to the one associated with warm ENSO events (Figure 12b), with positive geopotential anomalies, increasing southwest of NC, associated with intensified southeasterlies. The anomalous southeasterlies would enhance the climatologically mean easterly winds over the southwest Pacific, thus further enhancing (weakening) precipitation along the windward (leeward) coasts of NC through changes in orographic lifting. In summary, the seasonal atmospheric anomalies associated with warm ENSO events are similar to daily ones recorded during fires' days. Atmospheric anomalies associated with days recording >2, 5, or even 10 MODIS hotspots (not shown) are very similar to the ones displayed in Figure 12d, suggesting that days recording numerous hotspots are related to an accumulation of rainfall deficit rather than a specific meteorological pattern.

4. Discussion and Conclusion

[26] For the first time in NC, we used rich daily rainfall and temperature data sets (Figure 1) and two different data sets of hotspot records (MODIS and ATSR) to study climatic controls on fire activity. The length of the fire records is quite short (13 years for ATSR and 9 years for MODIS), but it nevertheless allows the first attempt of fire frequency reconstruction of these biodiversity hotspots, where intensive agriculture such as palm tree plantations is not at the origin of fire ignitions. Our analysis is mostly based on the association between each fire occurrence and local-scale atmospheric conditions recorded at the closest meteorological station or rain gauge. Considering all fire occurrences and two different satellite estimates could alleviate some of the issues associated for example with the shortness and discrepancies between satellite records, but the high resolution of meteorological data sets counterbalances such drawbacks. Our approach allows extracting a robust climate-driven signal from among a large data set, at least when all 3707 MODIS hotspots are considered.

[27] Although fire ignition in NC is mostly a human-driven phenomenon, climate has a strong impact on seasonal and interannual variations of fires, mostly through rainfall in our case. The seasonal cycle of fires shows first a clear seasonal peak at the end of the cool-dry season and the beginning of the warm-wet season, that is September–December (Figures 1 and 3). Second, the negative rainfall anomalies during the dry-cool season and around its transition with the warm-wet season appear to be the main forcings of the local-scale fire occurrences (Figures 5 and 7). Despite very large differences between ATSR and MODIS frequencies, the rainfall anomalies and the associated relative drought are very robust among both data sets considered in this study (Figures 7 and 8). The negative rainfall anomalies before the fire are also stronger for the leeward western coast (Figure 10), which is drier, because of topography, than the windward eastern coast, while the extreme southeastern part of the main island is almost fire free because of both its almost

constant wetness, even from May to October (Figure 1d), and its uninhabited status, which is due to prevailing infertile ultramafic soil conditions for agriculture. Therefore, anomalously low rainfall amounts as well as long dry periods, especially at the end of the dry-cool season, increase fire occurrences and the driest areas (i.e., the leeward west coast, Figure 10) appear to be more sensitive to such negative rainfall anomalies. Therefore, the same mechanisms seem able to explain temporal, at intra-annual and interannual time scales, and spatial variations of fire occurrence. In the same way, the climatic signal seems especially clear when the fire size is considered. Preprocessing of MODIS hotspots allows us to differentiate the frequency of fire start and extent. The duration and/or extent of fires are more closely related to rainfall anomalies than to frequency of fire starts, which is impacted by human factors.

[28] The leeward west coast is drier than the windward east coast, and it is possible that some threshold effect exists, inhibiting a fire's extension or/and duration even if a relative drought occurs along the east coast, especially in south NC, where wintertime rainfall is significant. In other words, the almost-constant wetness is able to limit the extension and duration of fire. This simple modulation is probably not unique since northern NC, which is very dry during the austral winter, is not related to the largest negative rainfall anomalies. We must also remember that most of the NC inhabitants live in Nouméa and its suburbs and also along the leeward coast, while some parts of the windward coast and the interior are empty of people. This superimposes a human-driven pattern that partly biases the climatic ones.

[29] The lack of any robust relationship between fire occurrence and maximum temperature is intriguing. It is well known that the highest fire risk is associated with drought, but also with high diurnal temperatures, increasing the water vapor deficit, and strong winds, enhancing evapotranspiration. It is thus possible that the geographical as well as the topographical context of NC, that is, a mountainous and narrow island surrounded by warm seas, limits the impact of temperature on fire occurrence. It does not exclude these atmospheric parameters (i.e., temperature, wind speed, evapotranspiration) as unable to modulate the impact of rainfall anomalies, for example by differentiating the fire's risk for a fixed level of drought, even if they cannot act alone as a main driving factor.

[30] It is important to note that a simple index such as the EDI, based on rainfall only, leads to very similar results of a more comprehensive meteorological index such as the FWI. The FWI serves mostly as a daily indicator of fire risk, but we show here that the EDI conveys similar information about fire risks (Figure 9), at least when an island like NC is considered. It is not necessarily trivial because several combinations could induce a high fire risk such as a high wind speed associated with a low relative humidity, which in turn could be induced by a high maximum temperature. However, the fact that only rainfall information is sufficient through the EDI to assess fire risk is an important result since daily rainfalls estimated by satellites are already available and have been since 1998 (through the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)), thus covering most of the fire records, at least those recorded by satellites. Such a local-scale analysis would then be feasible for the whole tropical zone.

[31] The next step would be to forecast a seasonal fire risk. We know that ENSO is a major large-scale forcing of interannual variability of NC rainfall. Despite the shortness of satellite records, the cross correlations between the JJA Niño 3.4 SST index and monthly anomalies of fire frequency in SOND is rather promising (Figure 11). Warm ENSO events are associated with anticyclonic anomalies, larger over the western Pacific, and faster southeasterlies than normal at 850 hPa, while cold ENSO events are associated with cyclonic anomalies and anomalous northerlies toward NC (Figure 12). Warm ENSO events are thus associated with drier conditions than usual in NC that help to strengthen the atmospheric conditions favorable for fire propagation. It is highly likely that the anomalous southeasterlies over the southwest Pacific during ENSO events could lead to an enhanced drought along the leeward coast of NC through changes in orographic forcing. This overall positive relationship between the Niño 3.4 index and hotspots summed across NC is consistent with the results that *Ceccato et al.* [2010] found in Kalimantan. While the correlation falls below 0.2 between Southern Oscillation Index (SOI) and fire risk in Amazonia [*Hoffmann et al.*, 2003], our results suggest a stronger ENSO modulation in NC. Cold ENSO events are always associated with negative anomalies of MODIS hotspot fires while warm ENSO events are usually, but not always, associated with positive anomalies of hotspots. This asymmetry could simply be due to stochastic sampling, but an additional simple mechanism could be raised: if cold ENSO events lead to more rainfall than normal during the cool-dry season and/or an earlier onset of the wet season, they almost strictly inhibit the propagation of fires and ignition is more difficult. On the other hand, an anomalous drought, for example, related to a warm ENSO event, increases the probability of ignition or propagation of a fire. Nonclimatic factors are thus critical to establishing the true level of fire activity. Future studies would consider different predicting schemes based on the ENSO state but also on rainfall anomalies.

[32] **Acknowledgments.** We thank the ANR BDIV-07-008 project INC and the French Ministry of Research for funding this research and the Ph.D. scholarship of R. Barbero. We thank Y. Noack from CEREGE and Y. Bidet from MeteoFrance for providing meteorological data, while ATSR and MODIS data were downloaded free of charge from the Web at http://due.esrin.esa.int/wfa and https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/modis_products_table, respectively. Last, we thank our colleagues at IRI (A.W. Robertson and P. Ceccato) for fruitful discussions, and the three reviewers who helped improve this paper.

References

Amiro, B. D., K. A. Logan, B. M. Wotton, M. D. Flannigan, J. B. Todd, B. J. Stocks, and D. L. Martell (2004), Fire weather index system components for large fires in the Canadian boreal forest, *Int. J. Wildland Fire*, *13*, 391–400, doi:10.1071/WF03066.

Byun, H. R., and D. A. Wilhite (1999), Objective quantification of drought severity and duration, *J. Clim.*, *12*, 2747–2756, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2747:OQODSA>2.0.CO;2.

Carvalho, A., M. D. Flannigan, K. Logan, A. I. Miranda, and C. Borrego (2008), Fire activity in Portugal and its relationship to weather and the Canadian Fire Weather Index System, *Int. J. Wildland Fire*, *17*, 328–338, doi:10.1071/WF07014.

Ceccato, P., I. Nengah Surati Jaya, J. H. Qian, M. K. Tippett, A. W. Robertson, and S. Someshwar (2010), Early warning and response to fires in Kalimantan, Indonesia, *IRI Tech. Rep. 10-14*, 23 pp., Int. Res. Inst. for Clim. and Soc., Palisades, N. Y.

Cochrane, M. A. (2003), Fire science for rainforests, *Nature*, *421*, 913–919, doi:10.1038/nature01437.

Crimmins, M. A. (2006), Synoptic climatology of extreme fire-weather conditions across the southwest United States, *Int. J. Climatol.*, *26*, 1001–1016, doi:10.1002/joc.1300.

Crimmins, M. A., and A. C. Comrie (2004), Interactions between antecedent climate and wildfire variability across south-eastern Arizona, *Int. J. Wildland Fire*, *13*, 455–466, doi:10.1071/WF03064.

de Groot, W. J., Wardati, and Y. Wang (2005), Calibrating the fine fuel moisture code for grass ignition potential in Sumatra, Indonesia, *Int. J. Wildland Fire*, *14*, 161–168, doi:10.1071/WF04054.

Delcroix, T., and O. Lenormand (1997), ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, South Western Pacific, *Oceanol. Acta*, *20*, 481–491.

Dolling, K., P. -S. Chu, and F. Fujioka (2005), A climatological study of the Keetch/Byram drought index and fire activity in the Hawaiian Islands, *Agric. For. Meteorol.*, *133*, 17–27, doi:10.1016/j.agrformet.2005.07.016.

Dymond, C.C., R. D. Field, O. Roswintiarti, and Guswanto (2005), Using satellite fire detection to calibrate components of the Fire Weather Index system in Malaysia and Indonesia, *Environ. Manage.*, *35*, 426–440, doi:10.1007/s00267-003-0241-9.

Enright, N. J., L. Rigg, and T. Jaffré (2001), Environmental controls on species composition along a (maquis) shrubland to forest gradient on ultramafics at Mont Do, New Caledonia, *S. Afr. J. Sci.*, *97*, 573–580.

Fischer, M., B. Dewitte, and L. Maîtrepierre (2004), A non-linear statistical downscaling model: El-Niño/Southern Oscillation impact on precipitation over New Caledonia, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L16204, doi:10.1029/2004GL020112.

Fuller, D. O., and K. Murphy (2006), The ENSO-fire dynamic in insular Southeast Asia, *Clim. Change*, *74*, 435–455, doi:10.1007/s10584-006-0432-5.

Garcia Diez, E. L., L. Rivas Soriano, F. De Pablo Davila, and A. Garcia Diez (1994), An objective forecasting model for the daily outbreak of forest fires based on meteorological considerations, *J. Appl. Meteorol.*, *33*, 519–526, doi:10.1175/1520-0450(1994)033<0519:AOFMFT>2.0.CO;2.

Giglio, L. (2007), Characterization of the tropical diurnal fire cycle using VIRS and MODIS observation, *Remote Sens. Environ.*, *108*, 407–421, doi:10.1016/j.rse.2006.11.018.

Giglio, L., I. Csiszar, and C. O. Justice (2006), Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors, *J. Geophys. Res.*, *111*, G02016, doi:10.1029/2005JG000142.

Girardin, M. P., and B. M. Wotton (2009), Summer moisture and wildfire risks across Canada, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *48*, 517–533, doi:10.1175/2008JAMC1996.1.

Hély, C., P. R. Dowty, S. Alleaume, K. K. Caylor, S. Korontzi, R. J. Swap, H. H. Shugart, and C. O. Justice (2003), Regional fuel load for two climatically contrasting years in southern Africa, *J. Geophys. Res.*, *108*(D13), 8475, doi:10.1029/2002JD002341.

Hoffmann, W. A., W. Schroeder, and R. B. Jackson (2003), Regional feedbacks among fire, climate, and tropical deforestation, *J. Geophys. Res.*, *108*(D23), 4721, doi:10.1029/2003JD003494.

Justice, C. O., L. Giglio, S. Korontzi, J. Owens, J. T. Morisette, D. Roy, J. Descloitres, S. Alleaume, F. Petitcolin, and Y. Kaufman (2002), The MODIS fire products, *Remote Sens. Environ.*, *83*, 244–262, doi:10.1016/S0034-4257(02)00076-7.

Kiladis, G. N., and H. Diaz (1989), Global climatic anomalies associated with extremes of the southern oscillation, *J. Clim.*, *2*, 1069–1090, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1069:GCAAWE>2.0.CO;2.

Kita, K., M. Fujiwara, and S. Kawakami (2000), Total ozone increase associated with forest fires over the Indonesian region and its relation to the El Niño-Southern Oscillation, *Atmos. Environ.*, *34*, 2681–2690, doi:10.1016/S1352-2310(99)00522-1.

Langner, A., and F. Siegert (2009), Spatiotemporal fire occurrence in Borneo over a period of 10 years, *Global Change Biol.*, *15*, 48–62, doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01828.x.

Laux, P., S. Wagner, A. Wagner, J. Jacobeit, A. Bardossy, and H. Knustmann (2009), Modeling daily precipitation features in the Volta Basin of West Africa, *Int. J. Climatol.*, *29*, 937–954, doi:10.1002/joc.1852.

Lefèvre, J., P. Marchesiello, N. Jourdain, C. Menkes, and A. Leroy (2010), Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia, *Mar. Pollut. Bull.*, *61*, 413–431, doi:10.1016/j.marpolbul.2010.06.012.

Le Page, Y., J. M. C. Perreira, R. Trigo, C. Da Camara, D. Oom, and B. Mota (2008), Global fire activity patterns (1996–2006) and climatic influence: An analysis using the World Fire Atlas, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 1911–1924, doi:10.5194/acp-8-1911-2008.

Leroy, A. (2006), Utilisation des prévisions saisonnières en Nouvelle-Calédonie, *Note 6 Dir. Météorol.*, 88 pp., Serv. de la Météorol., Nouméa, New Caledonia.

McCoy, S., T. Jaffré, F. Rigault, and J. E. Ash (1999), Fire and succession in the ultramafic maquis of New Caledonia, *J. Biogeogr.*, *26*, 579–594, doi:10.1046/j.1365-2699.1999.00309.x.

Morliere, A., and J. P. Rebert (1986), Rainfall shortage and El Niño–Southern Oscillation in New Caledonia, southern Pacific, *Mon. Weather Rev.*, *114*, 1131–1137, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1131:RSAENO>2.0.CO;2.

Mota, B. W., J. M. C. Pereira, D. Oom, M. J. P. Vasconcelos, and M. Schultz (2006), Screening the ESA ATSR-2 World Fire Atlas (1997–2002), *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1409–1424, doi:10.5194/acp-6-1409-2006.

Myers, N., R. A. Mittermeier, C. G. Mittermeier, G. A. B. da Fonseca, and J. Kent (2000), Biodiversity hotspots for conservation priorities, *Nature*, *403*, 853–858, doi:10.1038/35002501.

Nicet, J. B., and T. Delcroix (2000), ENSO-related precipitation changes in New Caledonia, southern tropical Pacific: 1969–98, *Mon. Weather Rev.*, *128*, 3001–3006, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<3001:ERPCIN>2.0.CO;2.

Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1987), Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, *115*, 1606–1626, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2.

Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1996), Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships, *J. Clim.*, *9*, 1043–1059, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1043:QSOPR>2.0.CO;2.

Rouse, J. W., R. H. Haas, J. A. Schell, and D. W. Deering (1973), Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS, in *Proceedings of the Third ERTS Symposium*, *NASA SP-351 I*, pp. 309–317, NASA, Greenbelt, Md.

Schultz, M. G. (2002), On the use of ATSR fire count data to estimate the seasonal and interannual variability of vegetation fire emissions, *Atmos. Chem. Phys.*, *2*, 387–395, doi:10.5194/acp-2-387-2002.

Siegert, F., G. Ruecker, A. Hinrichs, and A. A. Hoffmann (2001), Increased damage from fires in logged forests during droughts caused by El Niño, *Nature*, *414*, 437–440, doi:10.1038/35106547.

Stevenson, J., J. R. Dodson, and I. P. Prosser (2001), A late quaternary record of environmental change and human impact from New Caledonia, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *168*, 97–123, doi:10.1016/S0031-0182(00)00251-0.

Stocks, B. J., B. D. Lawson, M. E. Alexander, W. E. Van Wagner, R. S. McAlpine, T. J. Lynham, and D. E. Dube (1989), The Canadian forest fire danger rating system: An overview, *For. Chron.*, *65*, 450–457.

Stolle, F., R. A. Dennis, I. Kurniwan, and E. F. Lambin (2004), Evaluation of remote sensing-based active fire datasets in Indonesia, *Int. J. Remote Sens.*, *25*, 471–479, doi:10.1080/01431160310001618022.

Vadrevu, K. P. (2008), Analysis of fire events and controlling factors in Eastern India using spatial scan and multivariate statistics, *Geogr. Ann.*, *90*, 315–328, doi:10.1111/j.1468-0459.2008.00348.x.

van der Werf, G. R., J. T. Randerson, L. Giglio, G. J. Collatz, P. S. Kasibhatla, and A. F. Arellano Jr. (2006), Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 3423–3441, doi:10.5194/acp-6-3423-2006.

van der Werf, G. R., J. T. Randerson, L. Giglio, N. Gobron, and A. J. Dolman (2008a), Climate controls on the variability of fires in the tropics and subtropics, *Global Biogeochem. Cycles*, *22*, GB3028, doi:10.1029/2007GB003122.

van der Werf, G. R., et al. (2008b), Climate regulation of fire emissions and deforestation in equatorial Asia, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *105*, 20,350–20,355, doi:10.1073/pnas.0803375105.

Van Wagner, C. E. (1987), Development and structure of the Canadian Forest Fire Weather Index System, *For. Tech. Rep. 35*, 37 pp., Can. Forest. Serv., Ottawa, Ont., Canada.

Vincent, D. G. (1994), The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A review, *Mon. Weather Rev.*, *122*, 1949–1970, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1949:TSPCZA>2.0.CO;2.

Wilks, D. S. (1999), Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models, *Agric. For. Meteorol.*, *93*, 153–169, doi:10.1016/S0168-1923(98)00125-7.

R. Barbero, C. Hély, and V. Moron, CEREGE, Aix-Marseille University, UMR 6635, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, F-13545 Aix-en-Provence, France. (barbero@cerege.fr)

M. Despinoy and M. Mangeas, ESPACE-DEV, Institut de Recherche pour le Développement, 101 Promenade Roger Laroque – Anse Vata, BP A5, 98848 Nouméa, New Caledonia.

Seasonal to decadal modulation of the impact of El Niño–Southern Oscillation on New Caledonia (SW Pacific) rainfall (1950–2010)

Renaud Barbero[1] and Vincent Moron[1,2,3]

Received 19 July 2011; revised 5 October 2011; accepted 5 October 2011; published 10 December 2011.

[1] New Caledonia (NC; ~166°E, 22°S) rainfall anomalies are more sensitive to central Pacific (CP) El Niño and La Niña events than to those exhibiting highest sea surface temperature (SST) anomalies in the eastern Pacific (EP). The linear relationship between NC rainfall anomalies and CP SST indices peaks from September to March (S–M). The seasonal S–M atmospheric anomalies observed in the South West (SW) Pacific during the warm CP events are highly dissimilar to the EP ones, while there are more similarities during the cold events with a higher amplitude during the CP ones. The warm CP events strengthen the southern Hadley cell around NC longitudes, with positive rainfall anomalies in the equatorial Pacific leading to an anomalous release of latent heat in the upper troposphere and an increased subsidence in the SW Pacific. Atmospheric anomalies are strongest in September–November because of a combination of a rather strong zonal SST gradient with the warmest SST in the equatorial Pacific just west of the dateline. The cold CP and EP events are associated with a southwestward shift of the South Pacific Convergence Zone with strongest atmospheric anomalies during the CP events. Squared wavelet coherence between NC rainfall and Niño 4 SST index shows that their negative correlations are mostly carried by two distinct timescales: the classical El Niño–Southern Oscillation (i.e., 3–6 years) variability and a quasi-decadal one (i.e., 10–12 years). The high-frequency (>1/8 cycle per year) correlations peak around Christmas and are quasi-stationary since 1950, whereas the low-frequency ones (<1/8 cycle per year) peak from the austral autumn to the austral spring and have strengthened from ~1975 to 1980 onward with a subtle warming trend in the equatorial Pacific near the dateline.

Citation: Barbero, R., and V. Moron (2011), Seasonal to decadal modulation of the impact of El Niño–Southern Oscillation on New Caledonia (SW Pacific) rainfall (1950–2010), *J. Geophys. Res.*, *116*, D23111, doi:10.1029/2011JD016577.

1. Introduction

[2] Rainfall anomalies across the South West (SW) tropical Pacific, including eastern Australia, are very sensitive to the spatial location and temporal phase of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) [*Vincent*, 1994; *Vincent et al.*, 2009]. This northwest–southeast (NW–SE) band of heavy rainfall tends to shift southwestward during La Niña (LN) and northeastward during El Niño (EN) events, when it usually merges with the equatorial Pacific Intertropical Convergence Zone (ITCZ) close to the dateline [*Vincent*, 1994]. New Caledonia (NC; ~166°E, 22°S) is located SW of the main axis of the climatological location of the SPCZ and is thus very sensitive to its anomalies in intensity and location. *Morlière and Rébert* [1986] showed that from 1950 to 1985, NC experienced a rainfall shortage (22% in mean) during an EN event from April to May of the following year. However, they showed that the correlation between the monthly Southern Oscillation Index (SOI) and the first empirical orthogonal function (EOF) of standardized NC rainfall was less than 0.3. *Nicet and Delcroix* [2000] found a higher correlation ($r = 0.54$) using low-pass filtered monthly values from 1969 to 1998, but the magnitude of NC rainfall anomalies is still not well hindcast by a linear regression using the SOI as the predictor. In fact, moderate EN events in 1992–1993 and 2002–2003 led to strong droughts in NC [*Fischer et al.*, 2004], while the major 1997–1998 EN event was not associated with large negative rainfall anomalies. *Wang and Hendon* [2007] also found that eastern Australia rainfall anomalies are more sensitive to the sea surface temperature (SST) anomalies (SSTAs) located on the eastern edge of the Pacific warm pool rather than those located in the eastern Pacific (EP), where SSTAs are the strongest. *Fischer et al.* [2004], using a nonlinear nonparametric spline regression, found that the highest negative rainfall anomalies in NC between 1951 and 2002 are associated with a standardized Niño 4 SST index close to 0.9 and with a standardized Niño 3 SST index near 0.62, resembling a warm EN event peaking near the dateline.

[1]Université d'Aix-Marseille, CEREGE, UMR 6635, Aix-en-Provence, France.
[2]Institut Universitaire de France, Paris, France.
[3]International Research Institute for Climate and Society, The Earth Institute, Columbia University, Palisades, New York, USA.

Copyright 2011 by the American Geophysical Union.
0148-0227/11/2011JD016577

[3] In fact, numerous studies have diagnosed recent changes in the spatiotemporal evolution of the EN events [e.g., *Guilderson and Schrag*, 1998]. Warm SSTA of most EN events that occurred before 1976 tended to spread westward from the EP, while the most recent EN events tend to spread eastward from the central Pacific (CP) [e.g., *Trenberth and Stepaniak*, 2001]. *Ashok et al.* [2007] defined the EN Modoki events as warm SSTAs in the CP, flanked by cold SSTAs on its eastern and western sides, leading to an anomalous ascendance throughout the whole troposphere close to the dateline. The possible disadvantage of this simple ad hoc definition is the correlation between the monthly El Niño Modoki Index (EMI) and the Niño 3 SST index ($r \sim 0.38$). This correlation leads to an unclear distinction between the Modoki and the EP events [*Feng et al.*, 2010a, 2010b]. *Kao and Yu* [2009] used a more objective and comprehensive approach to distinguish the EP from the Modoki or the CP events. The monthly SSTAs in the tropical Pacific (120°E–80°W, 20°S–20°N) are independently regressed onto Niño 1 + 2 and Niño 4 SST indices using a least squares regression. The leading principal component (PC) of the residuals from Niño 1 + 2 and Niño 4 SST indices defines the CP and EP events, respectively. Distinct teleconnections between the Modoki or CP events on one hand and the EP events on the other have been established in many areas including South America [*Hill et al.*, 2009], Australia and northern New Zealand [*Taschetto et al.*, 2009; *Taschetto and England*, 2009; *Wang and Hendon*, 2007], where the EN Modoki events induce stronger negative rainfall anomalies than the classical ones [*Weng et al.*, 2007].

[4] Over a longer timescale, *Folland et al.* [2002] showed that the SPCZ location is significantly linked with the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO), a 15–30 year mode of variation of SSTA across the whole Pacific basin [*Power et al.*, 1999; *Chao et al.*, 2000]. The Pacific Decadal Oscillation (PDO) is usually seen as the northern component of the IPO [*Mantua et al.*, 1997]. The positive (negative) IPO phase displays a warm (cold) SSTA in the tropical Pacific, flanked by cold (warm) SSTA to the north and south. The negative phase of the IPO (e.g., from the mid-1940s to the mid-1970s and then from the late 1990s) is associated with a southwestward shift of the SPCZ, while the positive phase of the IPO from the late 1970s to the late 1990s is associated with a northeastward shift of its mean location [*Folland et al.*, 2002]. *Power et al.* [1999, 2006] also showed that the positive phase of the IPO decreases the interannual correlation between the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and Australia rainfall. Similarly, *Micevski et al.* [2005] showed that the relationship between the ENSO and eastern Australia rainfall anomalies is far stronger during the negative IPO phase.

[5] Here we analyzed the intra-annual to multidecadal variability of ENSO-related rainfall anomalies in NC based on a robust network of 22 stations from 1950 to 2010. This study has been triggered by recent changes in the ENSO evolution and its impacts over Australia [e.g., *Taschetto et al.*, 2009]. Moreover, the location of NC provides a good proxy of ENSO variations and enables an analysis of ENSO impacts in a different context than in Australia. Several SST indices, which include Niño's boxes, EMI, CP and EP indices, were compared. Then we focused on the atmospheric response associated with the EP and CP EN and LN events throughout the SW tropical Pacific. Finally, we investigated the multiscale modulation of the relationship between the ENSO and NC rainfall anomalies using the wavelet analysis.

2. Data

[6] Twenty-two rain gauge stations in NC with less than 10% of missing entries were used from 1950 to 2010 (Figure 1). Three stations were set up in 1950, whereas all 22 stations were operational from 1953. The rain gauges are located rather homogeneously along the leeward (i.e., west) and windward (i.e., east) coasts (Figure 1). The annual peak of rainfall occurs between December and April (up to 8 mm/d), when the SPCZ reaches its southernmost latitude. The leeward coast is always drier than the windward one (Figure 1). This opposition is attributed to the orographic forcing of the dominant easterly Alizean flow by the central range of mountains [*Lefèvre et al.*, 2010]. Local-scale rainfall from the NC network have been summed up over sliding 3 month periods and then standardized to zero mean and unit variance based on the available period to enhance the signal-to-noise ratio. Rainfall anomalies in the SW Pacific (110°E–260°E, 20°N–40°S) were computed in the same way using the monthly Climate Prediction Center's Merged Analysis of Precipitation (CMAP) from 1979 to 2010 [*Xie and Arkin*, 1996]. In this case, only post-1979 events were included in the composites analysis. Tropospheric wind anomalies were obtained from the first reanalyses of National Centers for Environmental Prediction (NCEP) [*Kalnay et al.*, 1996] and from the 20th-century reanalyses [*Compo et al.*, 2011] on the 1950–2010 period. The CMAP and NCEP data were processed in the same way as NC rainfall.

[7] Five monthly ENSO indices have been extracted from Extended Reconstructed SST (ERSST) data set (version 3b) from January 1950 to December 2010 [*Smith et al.*, 2008]: Niño 1 + 2, that is, averaged SSTAs over the box (90°W–80°W, 10°S–0°S), Niño 3 (90°W–150°W, 5°S–5°N), Niño 4 (160°E–150°W, 5°S–5°N), Niño 3.4 (120°W–170°W, 5°S–5°N), and EMI defined by *Ashok et al.* [2007] as EMI = [SSTA]c − 0.5[SSTA]e − 0.5[SSTA]w where the brackets represent the spatially averaged SSTAs in areas C (165°E–140°W, 10°S–10°N), E (110°W–70°W, 15°S–5°N), and W (125°E–145°E, 10°S–20°N). The CP and EP indices are computed as in the study by *Kao and Yu* [2009]. All the SST indices are averaged on a sliding 3 month period to fit with NC rainfall time series.

[8] To analyze the long-term relationships between Pacific SST and NC rainfall, the IPO and PDO indices were computed from January 1950 to December 2010. The PDO index is defined as the first EOF of Pacific SSTAs north of 20°N [*Mantua et al.*, 1997], while the IPO index is defined as the first EOF of detrended and low-pass filtered Pacific SSTAs [*Power et al.*, 1999; *Folland et al.*, 2002]. Previous authors used a cutoff of 13 years [*Mantua et al.*, 1997; *Power et al.*, 1999; *Folland et al.*, 2002]. Here we used a shorter cutoff of 8 years, as a longer period greater than 10–12 years potentially mixes two distinct bands of the teleconnection between ENSO and NC (see section 3.3). In both cases, the PCs were computed from standardized (zero mean and unit variance) monthly SSTAs extracted from ERSST version 3 and weighted by the squared cosine of the latitudes. This weights

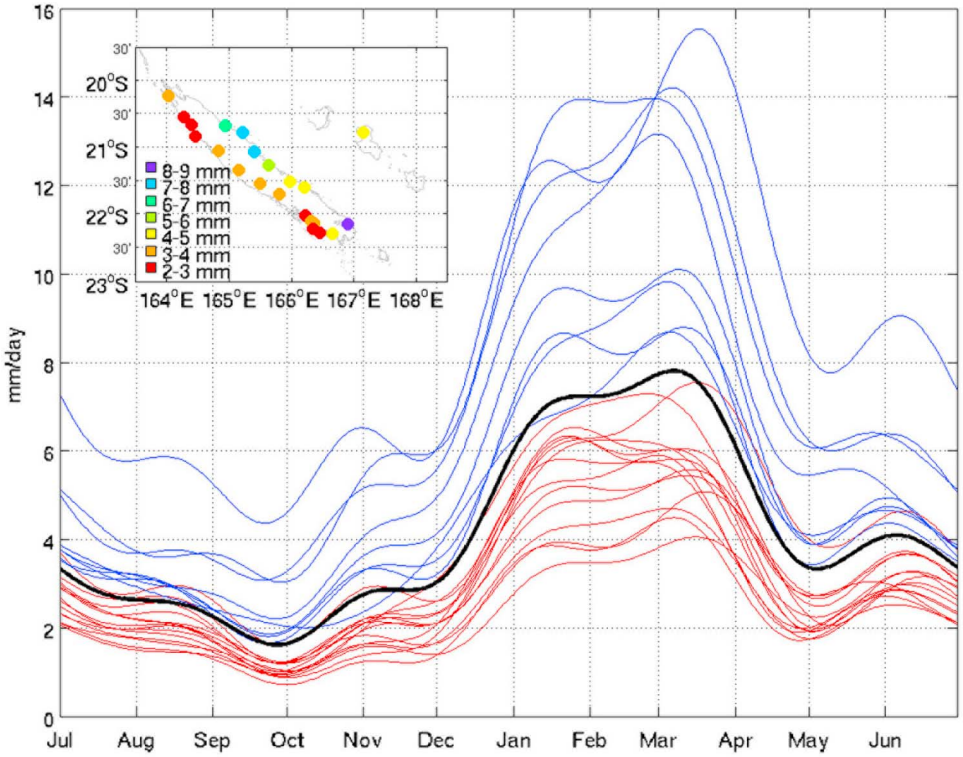


Figure 1. Mean annual rainfall (mm/d) of the 22 stations (red lines for the leeward coast, blue lines for the windward coast, and black line for the spatial average) during the period 1950–2010. The mean of each station is first computed as daily average and then low-pass filtered with a recursive Butterworth filter with a cutoff at 1/60 cycle per day. The insert in the top left corner is the mean daily rainfall for the 22 stations.

the variance of each grid point according to their latitude in the covariance matrix. The monthly time series of the PCs are then averaged over running 3 month periods to be consistent with the other indices used in this article.

3. Results

3.1. Spatial Scale of Seasonal Rainfall Anomalies Across NC and in the SW Pacific

[9] The Standardized Anomaly Index (SAI) of NC is computed as the spatial average of 22 local-scale standardized anomalies, without any missing entries being filled in [*Katz and Glantz*, 1986; *Moron et al.*, 2007]. The interannual variance of the SAI (Var(SAI)) is a measure of the in-phase spatially coherent variability across NC and ranges from 0.73 in February–April (FMA) to 0.82 in September–November (SON) with a mean value of 0.78 across the 12 trimesters. Note that Var(SAI) may be 1 if all stations are perfectly positively correlated, 0.0455 (= 1/22) in the case of any independent variations among the 22 stations, and 0 if 11 stations are perfectly out of phase with the remaining ones [*Katz and Glantz*, 1986]. So, Var(SAI) indicates here a large in-phase interannual variability of seasonal rainfall anomalies across NC. Hereafter, the SAI of NC rainfall is simply referred to as NC rainfall. Figure 2 shows the seasonal mean rainfall in the SW Pacific and its correlations with NC rainfall during the four seasons in the 1979–2010 period. The highest positive correlations do not necessarily peak over NC, suggesting that CMAP do not include NC rain gauges. The scale of NC-related rainfall anomalies is largest in December–February (DJF) (Figure 2c) and especially in SON (Figure 2b), and smallest in June–August (JJA) (Figure 2a). Positive and negative correlations usually stretch SW, including NC, and NE of the climatological axis of the SPCZ. This suggests that NC reflects, at least in part, the SW–NE shift of the SPCZ and its possible merging with ITCZ in the central equatorial Pacific. This pattern is well established in SON (Figure 2b) and then weakens to almost disappear in JJA (Figure 2a). Note that the largest scale in SON corresponds to the largest intra-NC spatial coherence (i.e., maximum of Var(SAI)).

3.2. Seasonal Modulation of ENSO Impacts Over NC Rainfall

[10] Correlations between ENSO indices and NC rainfall peak from August–October (ASO) to January–March (JFM) with a maximum around October–November (Figure 3). The strongest correlations are found with CP SSTA indices (i.e., Niño 4 and CP), while EP index is not significantly correlated with NC rainfall. Correlations with all ENSO indices are weaker during the austral winter (Figure 3), because NC rainfall is then partly caused by extratropical perturbations and tropical/extratropical interactions that are not necessarily related to ENSO. Moreover, ENSO teleconnections are still relatively weak during the austral winter. The following composite analyses start from the SON season, which roughly coincides with (1) the middle and end part of the dry season (Figure 1), (2) the usual developing phase of ENSO events,

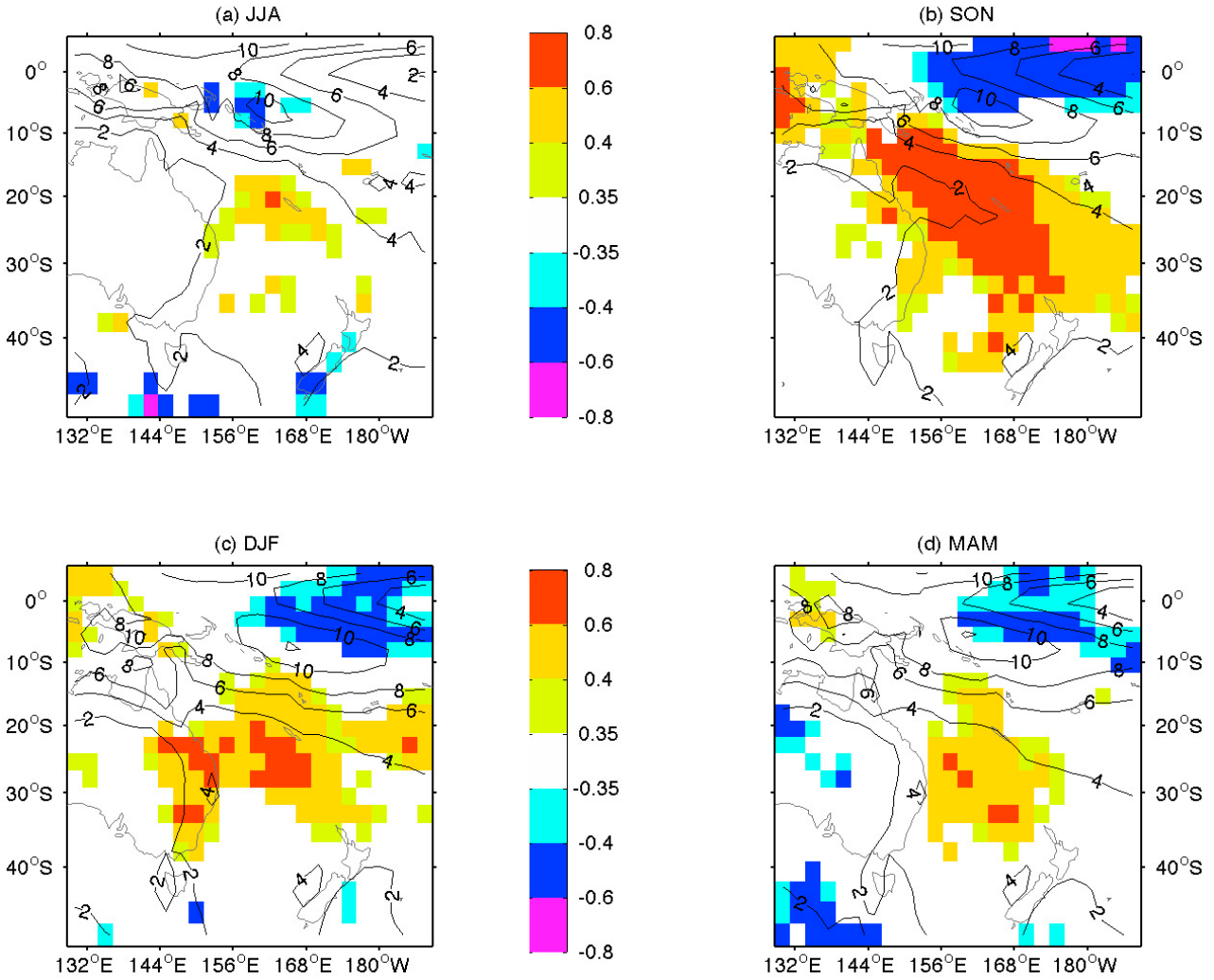


Figure 2. Mean Climate Prediction Center's Merged Analysis of Precipitation rainfall (mm/d) in (a) June–August (JJA), (b) September–October (SON), (c) December–February (DJF), and (d) March–May (MAM) computed on running 3 month periods (gray contours) and correlations (shaded colors) between standardized CMAP anomalies and Standardized Anomaly Index (spatial average of local-scale anomalies) of NC rainfall during the period 1979–2010. Only significant correlations at the two-sided 95% level according to the random phase test [*Janicot et al.*, 1996] are plotted.

and (3) the largest spatial scale of NC-related rainfall anomalies (Figure 2b).

3.3. Different Patterns of EN Impacts in NC and Throughout the SW Pacific

[11] NC rainfall anomalies in SON are composited using the 15%, 20%, 25%, 30%, and 33% lower percentiles (e.g., cold events) and upper percentiles (e.g., warm events) of ENSO events from EMI, Niño 4, EP, CP, and Niño 3 SST indices (Tables 1 and 2). The values in Tables 1 and 2 indicate the mean NC rainfall anomalies associated with the EN events, which occur above the upper percentiles and LN events, which occur below the lower percentiles, respectively. We used various percentiles to avoid ad hoc samples and misinterpretation of our composites. The NC rainfall anomalies (Tables 1 and 2) are in agreement with the preceding negative correlations (Figure 3). Note that the magnitude of rainfall anomalies does not necessarily increase with the magnitude of warm and cold EN events except with Niño 4 SST index. These results indicate that the warm EP events are systematically uncorrelated with NC rainfall, while the warm CP or Niño 4 events always result in a significant drought (Table 1). Negative rainfall anomalies associated with the 25%–33% warmest EN events based on EMI and Niño 3 index are significant at the two-sided 95% level, but the ones related to the 20% warmest EN Modoki events do not reach this level of significance. This result suggests that ENSO impact is better detected in NC with CP indices (CP or Niño 4), whereas using EMI and Niño 3 index to distinguish the impact from different types of ENSO is more ambiguous.

[12] The standardized regional-scale rainfall and 850 hPa NCEP wind anomalies in the SW Pacific associated with the 15% upper percentiles (e.g., warmest) CP (1963, 1965, 1977, 1986, 1987, 1990, 1991, 1994, and 2009) and EP (1951, 1965, 1972, 1976, 1982, 1983, 1997, 1998, and 2008) events

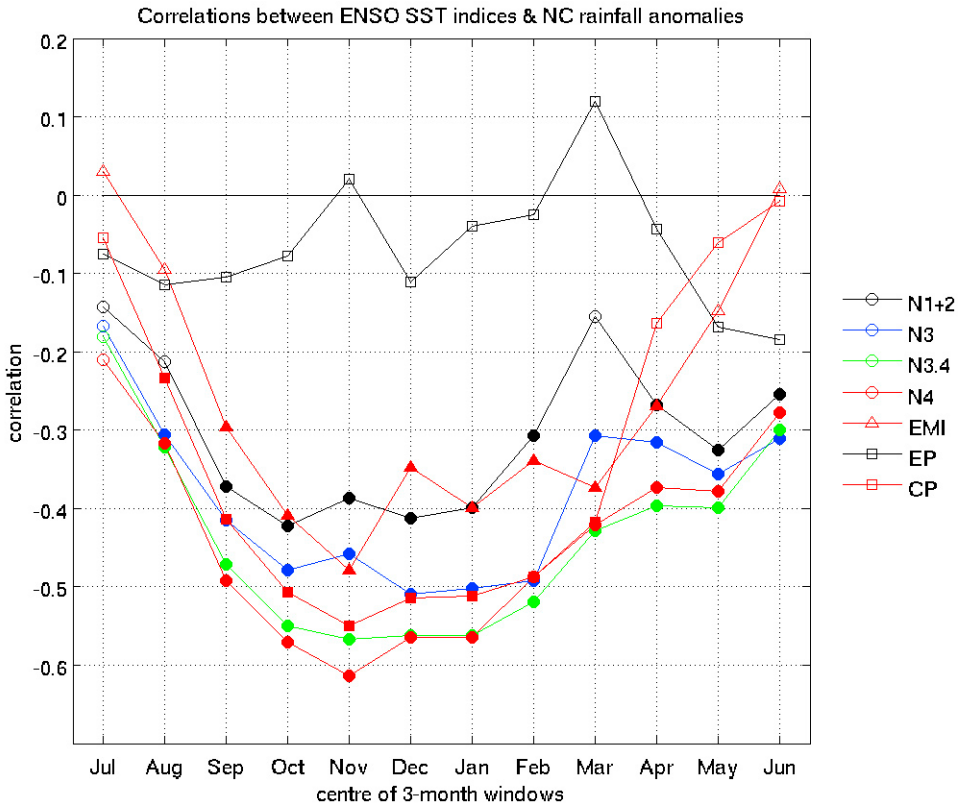


Figure 3. Correlations on running 3 month periods between Standardized Anomaly Index of NC rainfall and various ENSO SST indices (Niño 1 + 2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, CP, EP, and EMI) for the 1950–2010 period. Filled symbols indicate significant correlations at the two-sided 95% level according to the random phase test [*Janicot et al.*, 1996]. The ENSO indices are described in section 2.

in SON are averaged in Figures 4a and 4b. Note that the years 1963, 1983, and 1991 were under the impact of the biggest volcanic eruptions of the 20th century but do not affect the results presented in the following. Significant eastward wind anomalies at 850 hPa along the equator are associated with the characteristic horseshoe structure of rainfall anomalies during the EP events (Figure 4a). Positive rainfall anomalies peak in the equatorial east Pacific, and negative anomalies reach their highest amplitude in the tropical central Pacific south of 20°S east of the dateline, and the whole tropical Pacific north of 5°N. The NC is located southwest of the NW–SE band of significant negative rainfall anomalies. During the CP events (Figure 4b), rainfall anomalies are almost in quadrature with the ones associated with the warm EP events. In particular, the positive rainfall anomaly shifts toward the equatorial west Pacific between 155°E and 170°W, and significant negative anomalies now cover the whole SW Pacific between NC and the northeastern coast of Australia (Figure 4b). Similarly, local-scale rainfall anomalies in SON are near normal during EP events (including the two strongest events of the century in 1982 and 1997) and significantly negative at the 22 Météo-France stations during CP events (not shown).

Table 1. September–November Standardized Anomalies Index of NC Rainfall Computed From Niño 3, El Niño Modoki Index, Eastern Pacific, Central Pacific, and Niño 4 SST Indices Using the Upper 15%, 20%, 25%, 30%, and 33% Percentiles (e.g., Warm Events)[a]

Percent	Niño 3	EMI	EP	CP	Niño 4
33	−0.52*	−0.40*	0.15	−0.53*	−0.49*
30	−0.51*	−0.37*	0.18	−0.60*	−0.56*
25	−0.48*	−0.34*	−0.09	−0.61*	−0.57*
20	−0.39*	−0.36	−0.03	−0.50*	−0.66*
15	−0.31	−0.39*	0.12	−0.47*	−0.68*

[a]Asterisks indicate significant anomalies at the two-sided 95% level according to a Student's *t* test compared to the 1950–2010 climatology. September–November, SON; Standardized Anomalies Index, SAI; El Niño Modoki Index, EMI; Eastern Pacific, EP; Central Pacific, CP.

Table 2. September–November Standardized Anomalies Index of NC Rainfall Computed From Niño 3, El Niño Modoki Index, Eastern Pacific, Central Pacific, and Niño 4 SST Indices Using the Lower 15%, 20%, 25%, 30%, and 33% Percentiles (e.g., Cold Events)[a]

Percent	Niño 3	EMI	EP	CP	Niño 4
33	0.72*	0.59*	0.18	0.68*	0.53*
30	0.66*	0.67*	0.26	0.78*	0.63*
25	0.56*	0.81*	0.27	0.75*	0.70*
20	0.69*	0.62*	0.51	0.76*	0.75*
15	0.70*	0.49*	0.43*	0.54*	0.76*

[a]Asterisks indicate significant anomalies at the two-sided 95% level according to a Student's *t* test compared to the 1950–2010 climatology. September–November, SON; Standardized Anomalies Index, SAI; El Niño Modoki Index, EMI; Eastern Pacific, EP; Central Pacific, CP.

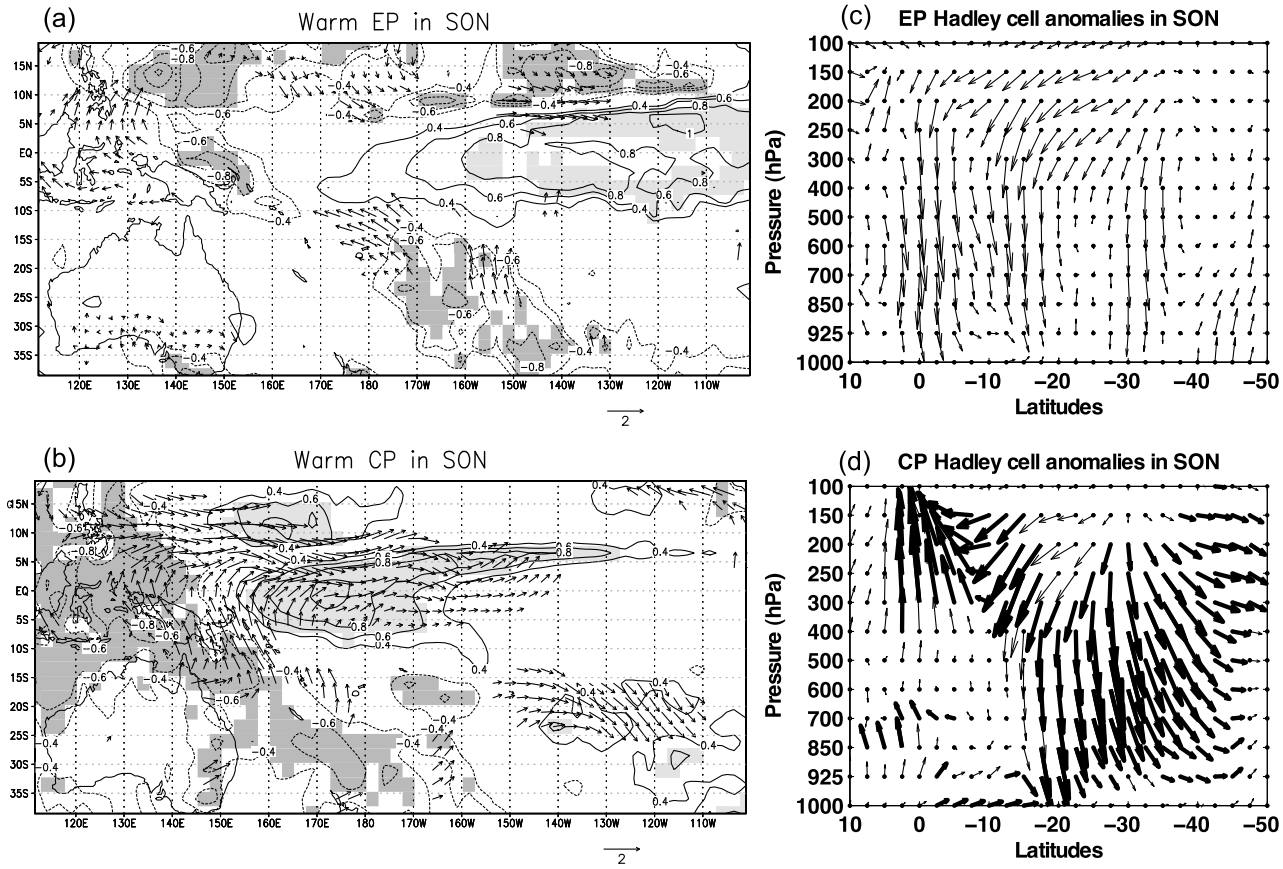


Figure 4. Composites of standardized rainfall and 850 hPa wind anomalies in SON relative to the 1950–2010 long-term mean over the SW Pacific during the upper 15% percentiles of (a) EP events (i.e., 1951, 1965, 1972, 1976, 1982, 1983, 1997, 1998, and 2008) and (b) CP events (i.e., 1963, 1965, 1977, 1986, 1987, 1990, 1991, 1994, and 2009) during the period 1950–2010 for the winds and during the period 1979–2010 for the rainfall. Dark (light) gray shading indicates significant negative (positive) rainfall anomalies versus long-term mean at the two-sided 95% level according to a Student's *t* test. Anomalous Hadley circulation relative to the 1950–2010 long-term mean during the upper 15% percentiles of (c) EP and (d) CP events in SON (1950–2010) is represented by vectors consisting of the meridional wind anomaly (horizontal component; units: m s^{-1}) and pressure vertical velocity anomaly (vertical component scaled by -2×10^{-2} Pa s^{-1}) averaged over 160°E–170°E. Maximum vector magnitude is equal to 2.83 m s^{-1}. Vectors whose zonal or meridional components are significant at the two-sided 95% level are drawn in bold black.

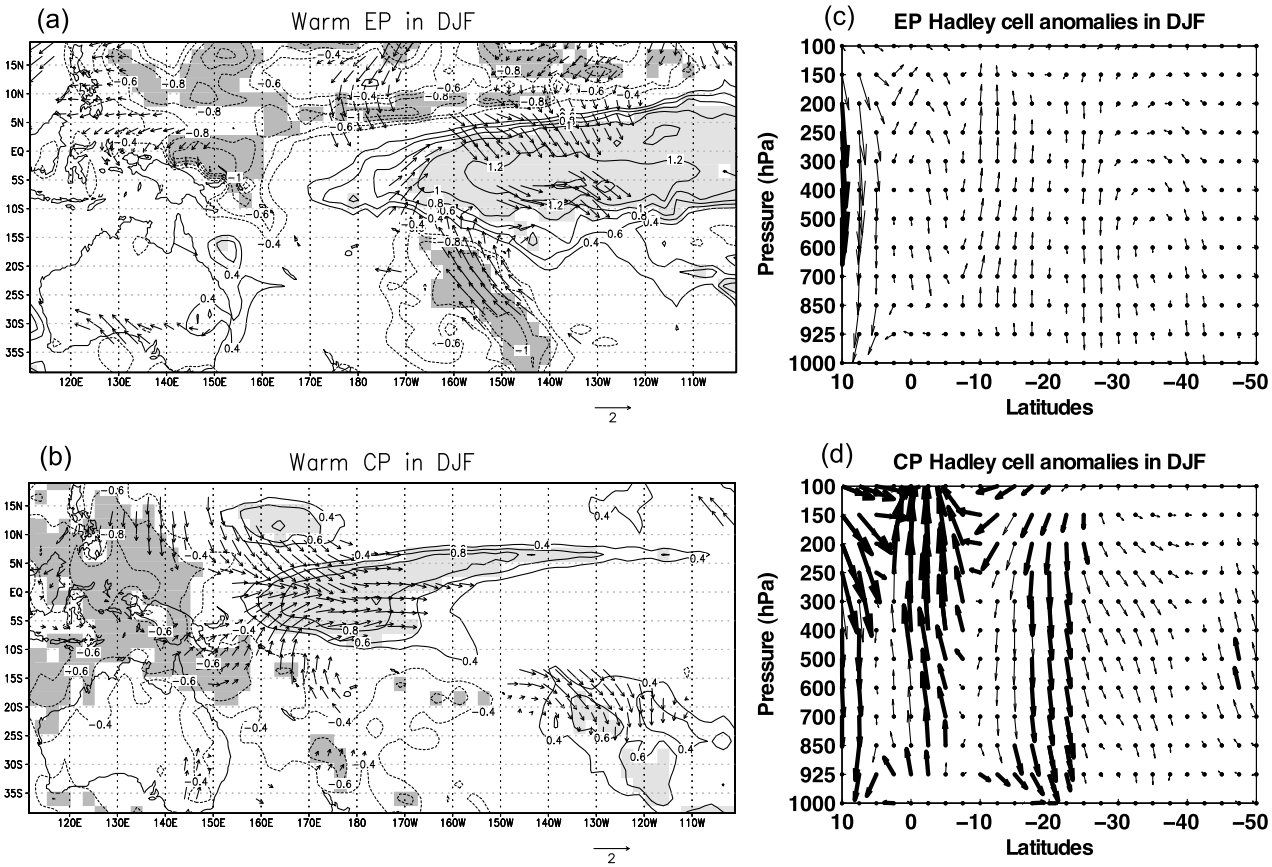


Figure 5. As in Figure 4 except for DJF.

[13] The Hadley circulation at NC longitudes is clearly modified during warm CP events (Figure 4d) compared to warm EP events (Figure 4c) with a clear anomalous upward branch near the equator, peaking in the upper troposphere in relation to the latent heat release associated with positive rainfall anomalies near the dateline. The anomalous descending branch in the austral hemisphere is weak and confined between the equator and 10°S during warm EP events (Figure 4c), while it is stronger and stretched to ~35°S, including NC, during warm CP events (Figure 4d). The results are very similar (not shown) when composites are computed from the 20th-century reanalysis data set [*Compo et al.*, 2011].

[14] The rainfall and wind composites are computed for the same set of years on the 12 sliding 3 month seasons from JJA to March–May (MAM) +1 after warm events. The DJF composites are shown in Figure 5. The SON atmospheric pattern (Figures 4a and 4b) emerges from around June–September (JAS; not shown) and persists in DJF during warm EP events (Figures 5a and 5b). During warm CP events (Figure 5b), the strong positive rainfall anomalies close to the equator are still associated in DJF with an anomalous upward motion in the whole troposphere (Figure 5d), while the negative rainfall anomalies over SW Pacific, including NC are now weaker than in SON and shift slightly northwestward. This typical atmospheric pattern tends to disappear in MAM (not shown) of the following year of the warm EP and CP events.

[15] The composites are also computed for the 15% lower (e.g., cold events) CP events (i.e., 1955, 1964, 1971, 1973, 1975, 1983, 1988, 1998, and 1999) and EP events (i.e., 1955, 1956, 1966, 1967, 1990, 1996, 2001, 2005, and 2007) in SON (Figure 6) and DJF (Figure 7). Note that while only one event (1955) belongs to both CP and EP samples, the atmospheric anomalies are pretty similar between the cold EP and CP events, either in SON (Figure 6) or in DJF (Figure 7), but the magnitude of the anomalies is larger during the cold CP events. Figure 6 displays a weak but not significant upward motion over NC during the cold EP (Figure 6c) events with weak positive rainfall anomalies SE of NC (Figure 6a) in SON. The cold CP events (Figure 6b) exhibit strong negative rainfall anomalies over the central Pacific and strong positive rainfall anomalies from Indonesia to SW Pacific, including NC. This pattern is associated with faster equatorial easterlies than usual and strong north to NW anomalies over the SW Pacific consistent with an anomalous advection of moisture and a southward shift of the SPCZ. Wind anomalies at 850 hPa (Figure 6b) are roughly reversed compared to the warm CP events (Figure 4b) and an anomalous upward branch is located over NC latitudes (Figure 6d). This pattern persists in DJF with negative rainfall anomalies that stretch southeastward in the SW Pacific during the cold CP events (Figure 7b). The atmospheric anomalies associated with the cold EP events are weaker (Figures 7a and 7c), as already observed in SON. Furthermore, this result suggests that atmospheric anomalies observed during a CP event are

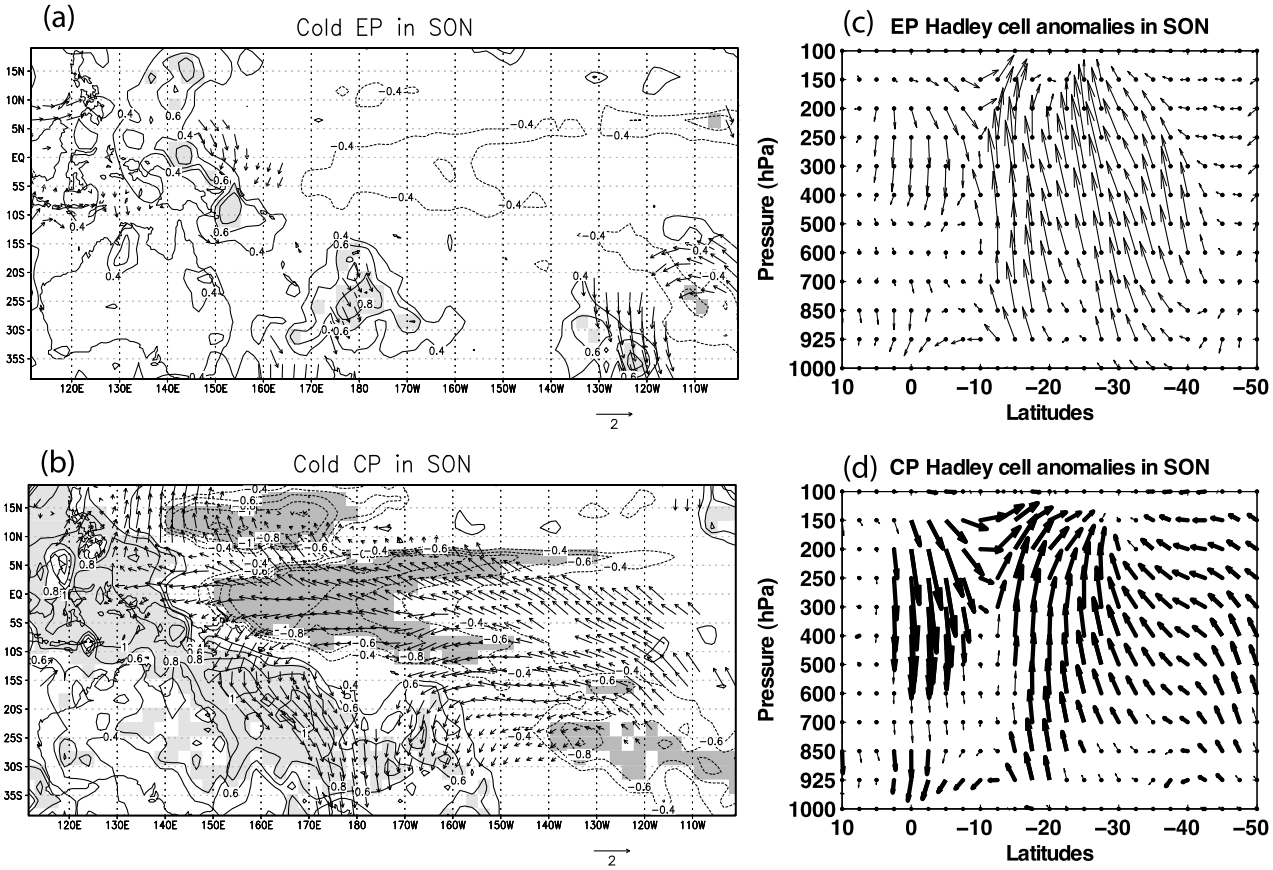


Figure 6. As in Figure 4 except for the lower 15% percentiles of EP events (i.e., 1955, 1956, 1966, 1967, 1990, 1996, 2001, 2005, and 2007) and CP events (i.e., 1955, 1964, 1971, 1973, 1975, 1983, 1988, 1998, and 1999).

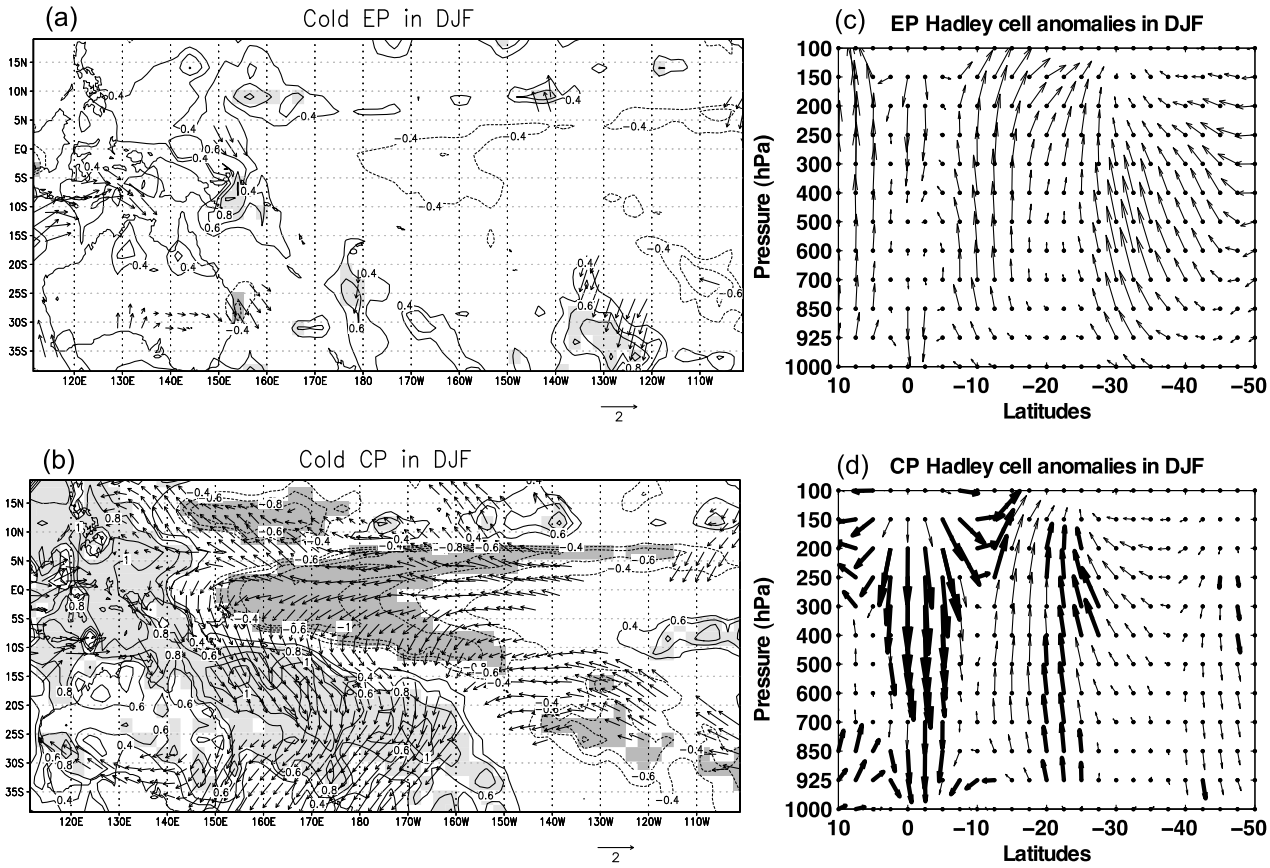


Figure 7. As in Figure 6 except for DJF.

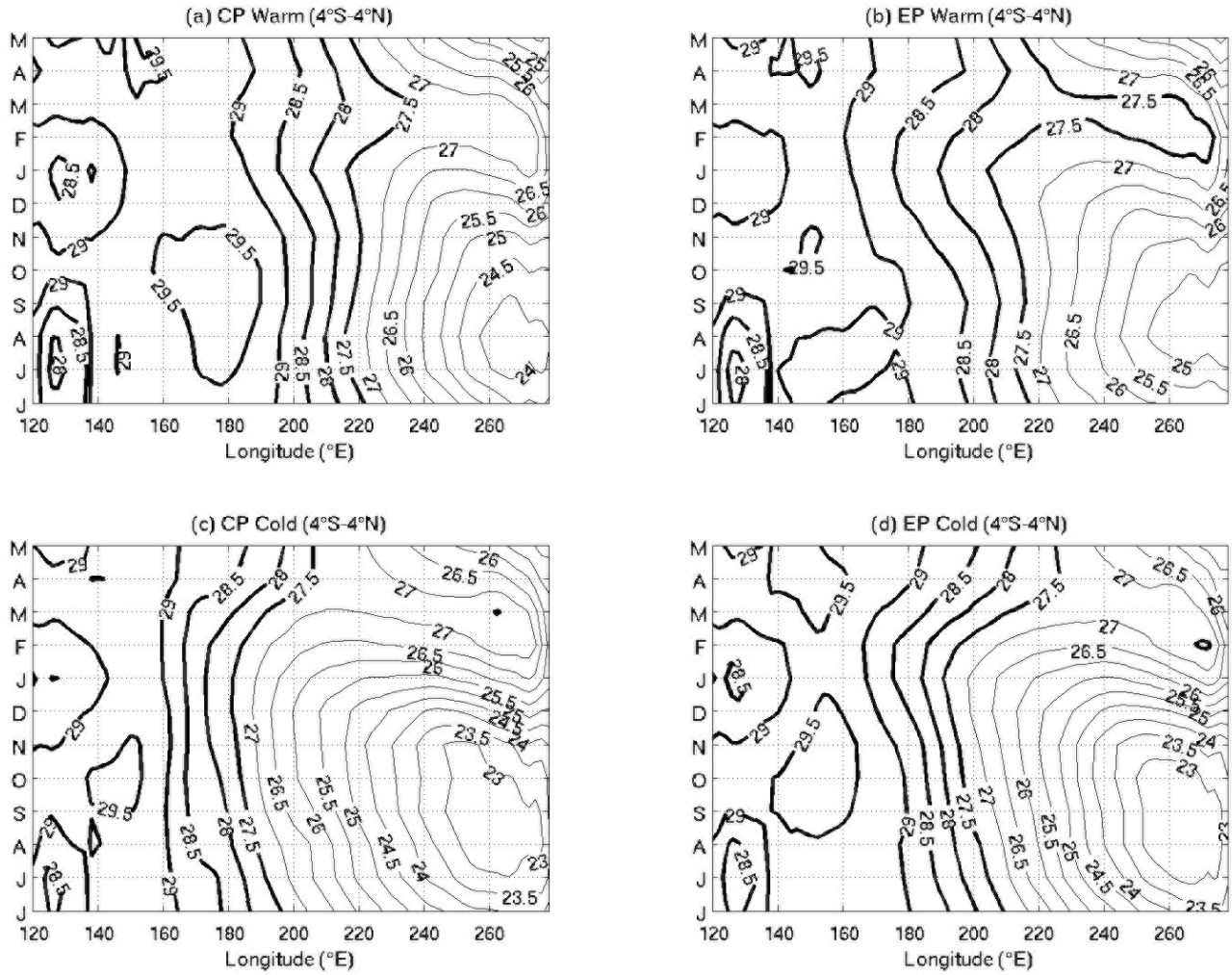


Figure 8. Time-longitude evolution of the SST averaged between 4°S and 4°N for the upper 15% percentiles of the (a) CP and (b) EP events and for the lower 15% percentiles of the (c) CP and (d) EP events defined from the SON season, from June to May of the following year.

roughly reversed between a warm and a cold event, while the amplitude of the anomalies is larger over the western Pacific during the latter event. In contrast, the warm EP events display larger anomalies than the cold EP ones.

[16] The fact that we found a relative similarity between cold CP and EP events composites and a large difference between warm CP and EP events could be related to the seasonal evolution of the CP and EP events themselves. Figure 8 shows the time-longitude variation of Pacific SST averaged between 4°N and 4°S for the upper 15% and lower 15% EP and CP events defined from the SON season, from June to May +1. The warm CP events (Figure 8a) exhibit a strong zonal dipole in SON with SST above 29.5 °C near the dateline, enhancing the deep equatorial convection there and thus reinforcing the associated descending meridional branch over NC latitudes. This zonal dipole largely weakens in JFM of the following year. This is mostly due to the superposition of the SSTAs to the annual flattening of the zonal SST gradient near and after Christmas. The zonal gradient is far weaker during warm EP events (Figure 8b) because of the strong warm SSTAs in the east. During cold events (Figures 8c and 8d), the zonal SST gradient is stronger than during warm CP events (Figure 8a) without strong differences between CP and EP events. Figure 9 highlights the strong seasonal zonal gradient along the equatorial Pacific during the warm CP events compared to the warm EP events. The deviation between warm CP and warm EP is strong around September and weakens after December, whereas there is no difference between the cold EP and cold CP events.

3.4. Temporal Modulation of the ENSO-NC Rainfall Relationships

[17] In section 3.3, we showed that NC rainfall variability is strongly modulated by SSTAs near the dateline approximately from September to March. In this section, we will investigate the possible temporal modulation of this relationship throughout the year through the wavelet analysis [*Grinsted et al.*, 2004]. Figure 10a shows the wavelet power spectra of the monthly Niño 4 SST index. Throughout the period, energetic oscillations stand out in the 3–6 year band. The wavelet power spectra of monthly NC rainfall

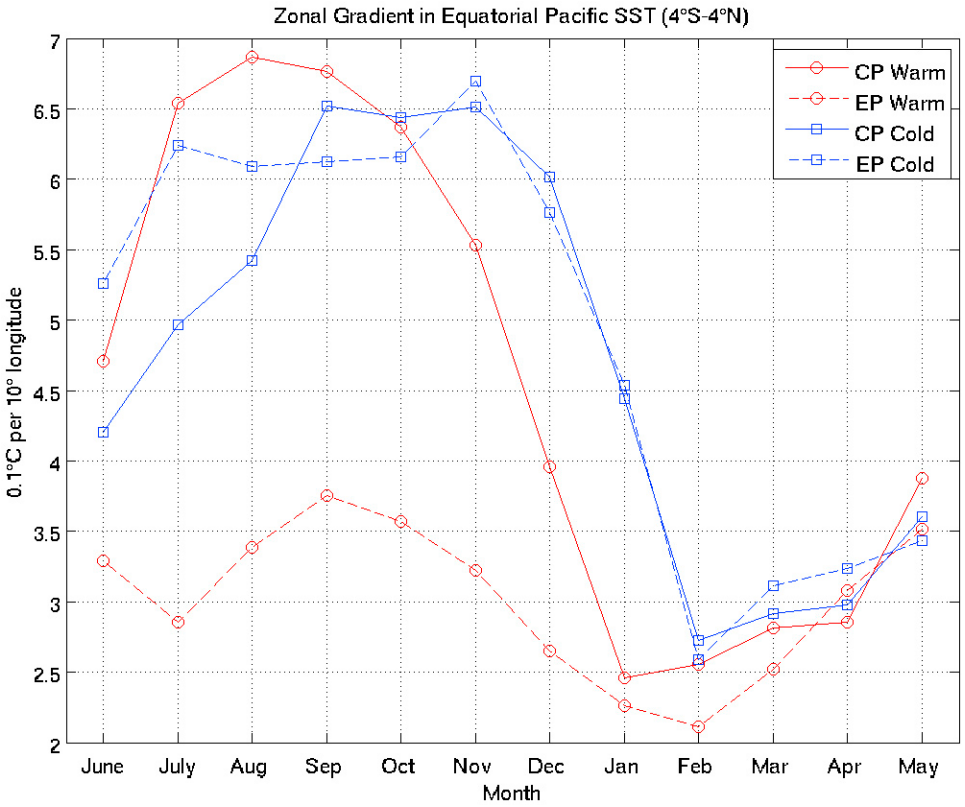


Figure 9. Zonal gradient (expressed in 1/10th of °C per 10° longitude) in the equatorial Pacific (in the 119°E–279°E box as in Figure 8) for the upper and lower 15% percentiles of CP and EP events. The zonal gradient is estimated as the difference between the maximum and minimum SSTs latitudinally averaged between 4°N and 4°S divided by their longitudinal distance. These composites are defined from the SON season, from June to May of the following year.

displays a noisy signal with some significant intermittent peaks in the 4–16 month band and 4–5 year band, especially around 1960 (Figure 10b) and at decadal timescale from the late 1970s. The squared wavelet coherence, which can be viewed as a localized correlation coefficient in time-frequency space [*Grinsted et al.*, 2004], shows that negative correlations between Niño 4 SST index and NC rainfall (Figure 3) are mostly carried by an antiphase relationship in the 3–6 year classical ENSO band and in the 10–12 year band (Figure 10c). The same results are obtained with the CP index (not shown).

[18] Thus, we return to the results of Figure 3 by considering separately the 3–6 year and the 10–12 year bands. The NC rainfall and Niño 4 SST time series (running 3 months) are low-pass filtered with a recursive Butterworth filter with a cutoff at 1/8 cycle per year. The high-pass residuals of this filter include the 3–6 year band. Correlations are computed on a 21 year running window on both frequencies and are displayed in the time-frequency domain [*Gaucherel*, 2009]. The high-pass correlations are at a maximum from SON to JFM, that is, near the largest annual amplitude of ENSO events (Figure 11a). These correlations are stationary throughout the whole period (Figure 11a). In contrast, the low-pass correlations (Figure 11b) are stronger from April–June (AMJ) to October–December (OND) and seem to have strengthened in recent decades.

[19] To understand better the interactions between NC rainfall and tropical Pacific SST in the low frequency, we compared NC rainfall variability with low-pass filtered (<1/8 cycle per year) PDO, IPO, and Niño 4 SST indices. Figures 12a and 12b display, respectively, the first EOF of monthly Pacific SSTAs north of 20°N (PDO) and the first EOF of detrended and low-pass filtered (<1/8 cycle per year) monthly Pacific SSTAs (IPO). Both EOFs are highly similar over the area they overlap, and the largest IPO weights are located away from the equator, even if IPO includes the classical horseshoe pattern associated with ENSO (Figures 12a and 12b) [*Zhang et al.*, 1997]. The IPO, low-pass PDO, and Niño 4 SST time series are highly correlated, while Niño 4 index exhibits a weak warming trend as from 1990, that is, neither present in IPO by definition nor in PDO (Figure 12c). These indices are negatively correlated with NC rainfall mostly from the 1970s onward (Figure 12c), suggesting that IPO/PDO could be involved in the recent increase of the ENSO-NC rainfall association in low frequency.

[20] Then we regressed tropical Pacific SSTAs onto NC rainfall for each season in high- and low-frequencies. Figure 13 shows SSTAs associated with negative rainfall anomalies = −1 standard deviation in NC. On one hand, the high-pass SSTA associated with negative rainfall anomalies in NC logically increases from JJA to SON (Figures 13a and 13c) and, on the other hand, decreases from DJF to

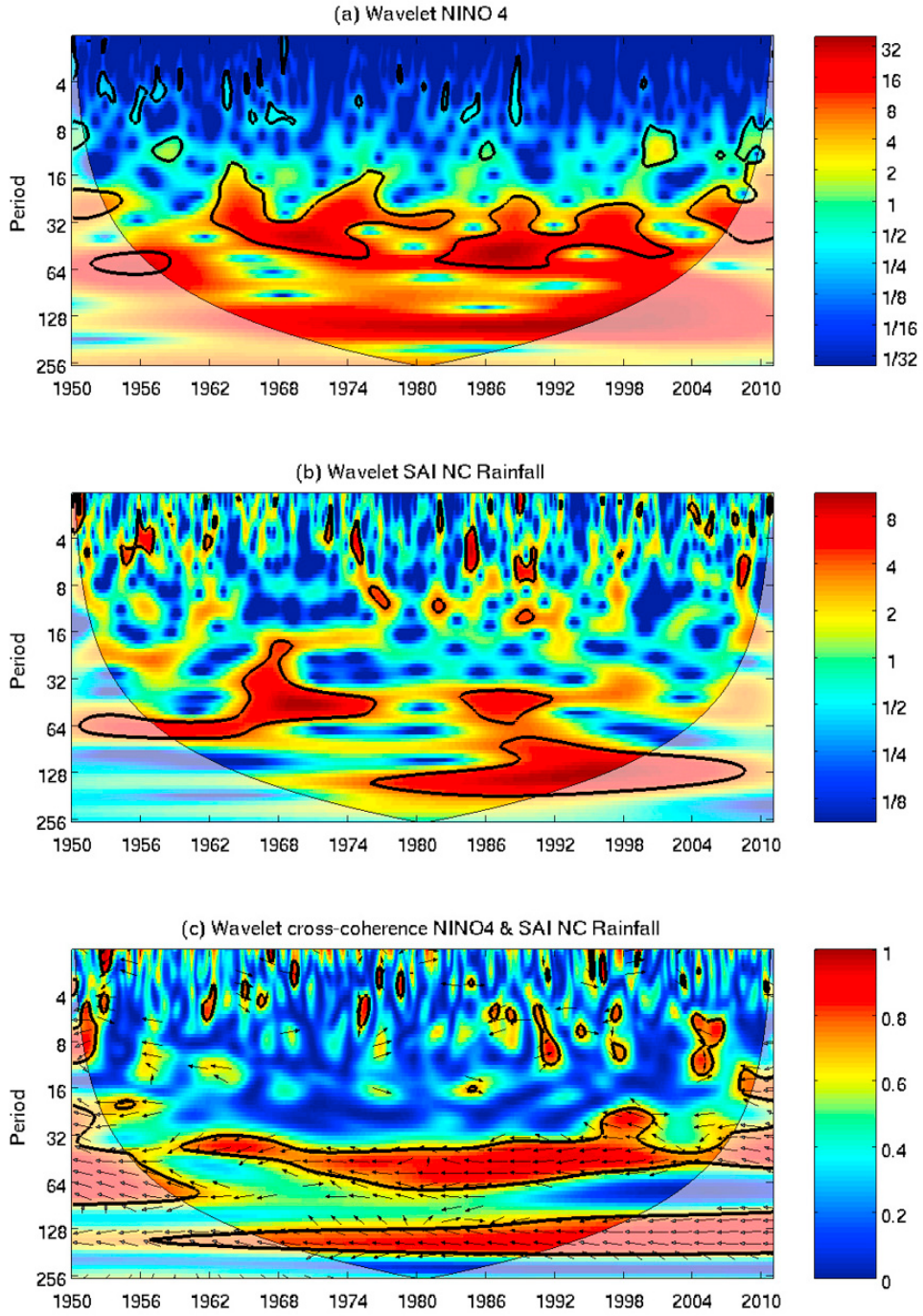


Figure 10. (a) Continuous wavelet power spectrum of the monthly Niño 4 SST index. (b) Continuous wavelet power spectrum of the monthly Standardized Anomaly Index (SAI) of NC rainfall. The SAI is computed as the spatial average of monthly rainfall anomalies over the 22 stations (Figure 1). (c) Squared wavelet coherence between the monthly SAI and Niño 4 SST index. The relative phase relationship is shown as arrows (with antiphase pointing left). The thick black contour designates the one-sided 95% significance level against red noise, and the cone of influence where edge effects might distort the picture is shown as a lighter shade [*Grinsted et al.*, 2004].

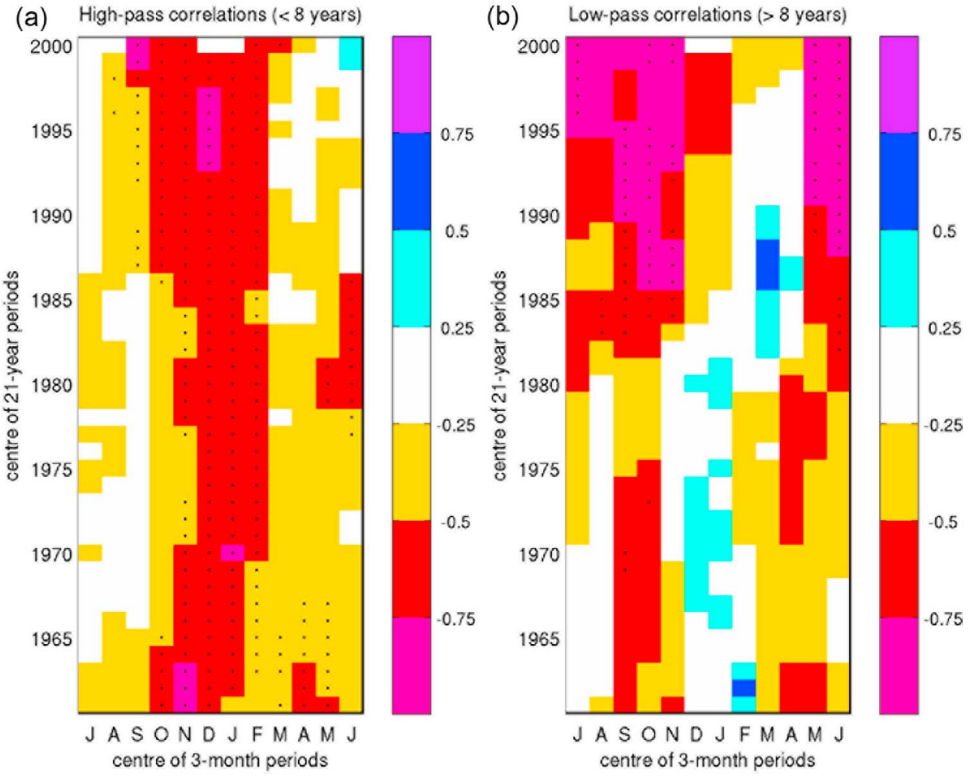


Figure 11. Correlations on running 21 year windows during the period 1950–2010 between the Standardized Anomaly Index (SAI) of 3 month local-scale rainfall anomalies in NC and Niño 4 SST index. (a) Both time series are the residuals of a low-pass recursive Butterworth filter with a cutoff at 1/8 cycle per year. (b) As in Figure 11a except low-pass filtered time series of SAI and Niño 4 are used. Black dots indicate significant local correlations at the two-sided 90% level according to a Monte Carlo random phase test [*Janicot et al.*, 1996].

MAM (Figures 13e and 13g). It is fully consistent with our previous results, that is, rainfall anomalies in NC are strongly related to ENSO phenomenon (Figure 3) and reflect larger teleconnections in SON/DJF than in MAM/JJA (Figure 2). The spatial structure of the high-pass SSTAs roughly matches the one usually associated with the ENSO events in SON and DJF and shows a very weak pattern in JJA (Figure 13a) and MAM (Figure 13g). In DJF, the largest SSTA related to NC droughts tend to shift eastward along the equator (Figure 13c), thus decreasing the influence of the CP events compared to SON. Over and above 8 years, positive SSTA peaks clearly in the CP in SON (Figure 13d) and then weakens in DJF (Figure 13f) and mostly in MAM (Figure 13h). It is consistent with the efficient superposition of slow and fast ENSO variations in SON. The SSTAs associated with positive rainfall anomalies equal to or more than a standard deviation of 1 in NC display the same seasonal patterns, except in SON in the low frequency, where the SSTA pattern is similar to PDO-IPO (not shown).

4. Discussion and Conclusion

[21] We analyzed the interannual variability of 3 month rainfall in NC (~22°S, 166°E) from a data set of 22 stations from 1950 to 2010. This study was motivated by previous works about the sensitivity of rainfall anomaly pattern (especially in Australia) to different types of ENSO events and by the location of the NC in a very sensitive region to SPCZ displacements. A simple spatial average of the local-scale standardized anomalies can be used to summarize interannual variability, thanks to the strong in-phase covariance among the 22 stations. The spatial scale of rainfall anomalies linearly related to NC is found to be the largest in SON and the smallest in JJA. The spatial pattern of correlations between CMAP and NC rainfall anomalies suggests that NC rainfall anomalies not only reflect in SON but also in DJF, a large-scale pattern, associated in part with the location of the SPCZ. This is fully consistent with the study by *Salinger et al.* [1995], who argued that SPCZ displacements can result in very large precipitation anomalies on either side of its mean location.

[22] The negative correlations between NC rainfall and ENSO phenomenon peak between ASO and JFM, when ENSO strengthens and usually reaches its highest annual amplitude. The weaker correlations are observed from the austral autumn to the austral spring when ENSO tends to switch from the warm to cold phases and vice versa and when NC rainfall could be impacted by extratropical-tropical interactions and middle-latitude processes [*Gillett et al.*, 2006], poorly related to the ENSO phenomenon. The correlations between NC rainfall and ENSO phenomenon are

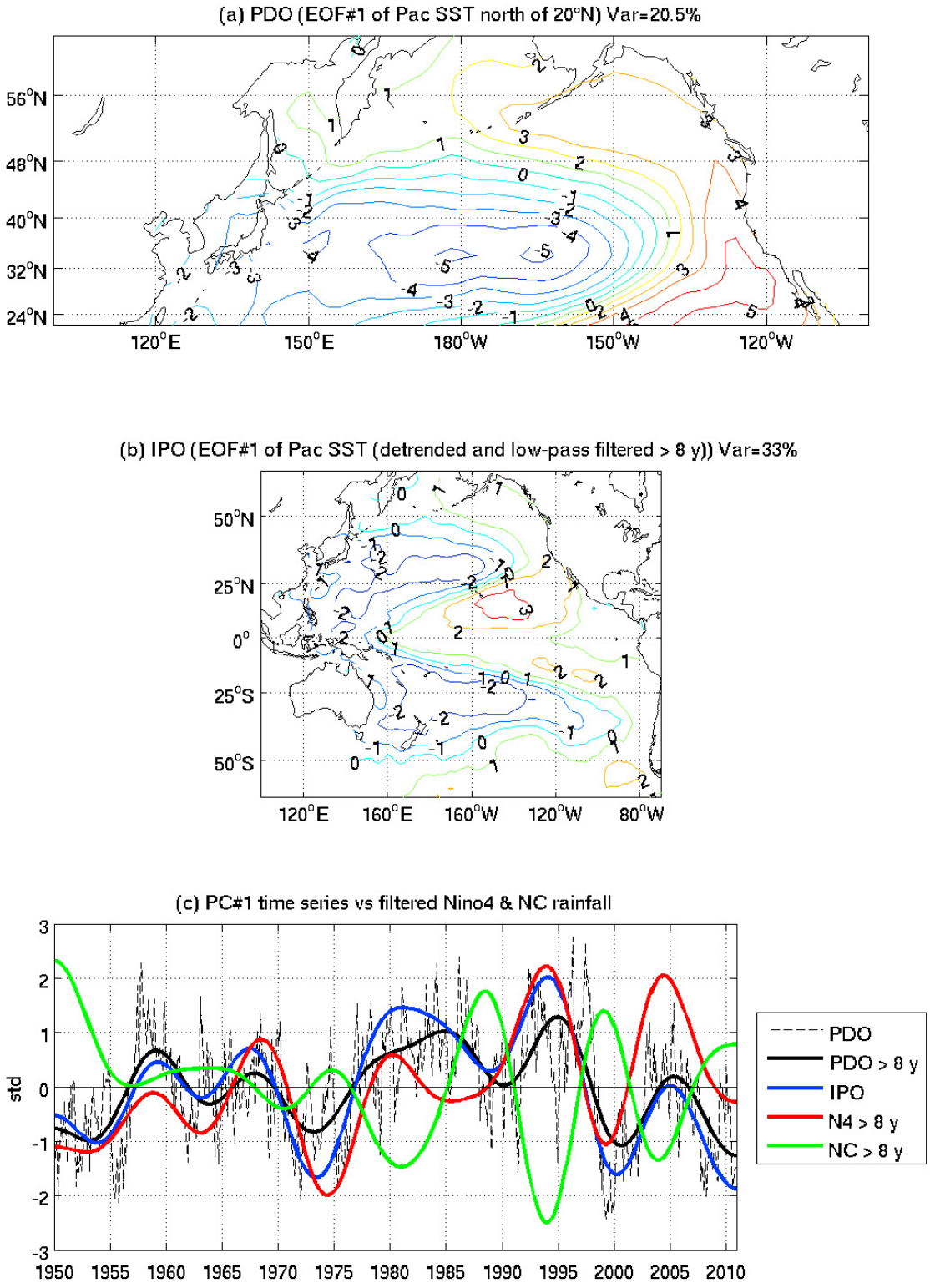


Figure 12. (a) The PDO pattern defined as the first empirical orthogonal function (EOF) of Pacific SSTAs north of 20°N (1950–2010). (b) The IPO pattern defined as the first EOF of Pacific SST detrended and low-pass filtered (>8 years) during the same period. (c) Temporal score time series of the PDO low-pass filtered (bold black line) and unfiltered (dashed black line), the IPO (bold blue line), the Niño 4 SST index low-pass filtered (>8 years), and NC rainfall low-pass filtered (>8 years).

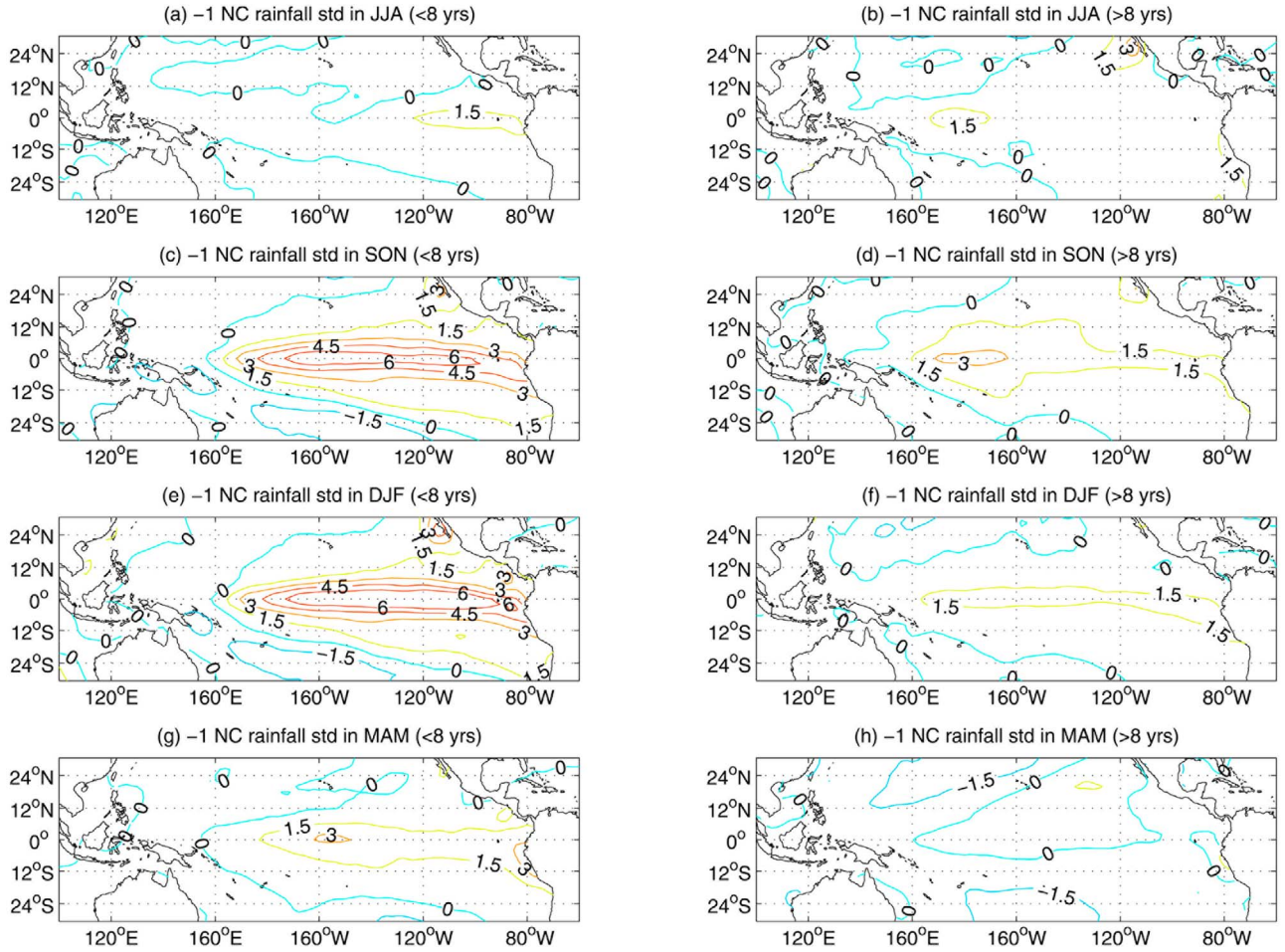


Figure 13. (a, b) June–August (JJA), (c, d) September–November (SON), (e, f) December–February (DJF), and (g, h) March–May (MAM) SSTAs (in 1/10th of °C) regressed onto NC rainfall in the (left) high (>1/8 cycle per year) and (right) low (<1/8 cycle per year) frequency. The displayed SSTAs are associated with −1 standard deviation of NC rainfall.

clearly stronger with CP indices (namely CP index, Niño 4 index, or EMI) rather than with EP ones. NC appears to be included in the core of the ENSO-related teleconnection pattern in the SW Pacific during the CP events in SON and DJF. Any paleoclimate record coming from NC [*Ourbak et al.*, 2006] should then mostly reflect CP events rather than EP ones.

[23] The EMI appears less optimal than Niño 4 SST or CP indices, because the negative rainfall anomalies, at least in SON, tend to be not significant at the 95% level for the upper 20% percentiles (e.g., warm events) EMI events. These results suggest that a simple ad hoc EMI poorly distinguishes impacts of CP events from impacts of EP events in NC and its use should be regarded with caution in other studies over the SW Pacific. This result is consistent with the study by *Taschetto et al.* [2009], who argued that the positive SSTAs around the dateline are the main driver of Australian monsoon variations and suggested that the cooling on both sides of the tropical Pacific that accompanies the central warming in Modoki signature [*Ashok et al.*, 2007] does not significantly affect the rainfall response. On the other hand, it should be noted that a given season could be simultaneously defined as a cold EP and a warm CP event and vice versa. For example, 1983 and 1998 are both a cold CP and a warm EP event and 1990 is a cold EP and a warm CP event in SON.

[24] The higher sensitivity of NC rainfall variations to CP events is first linked to the longitudinal match between NC and the location of the SSTAs during CP events. Second, although SSTAs are weaker in the central Pacific during CP events than in the east during EP ones, higher climatological SSTs around the dateline enable a strong positive feedback during the warm ENSO events through latent heat release in the middle and upper troposphere that significantly strengthens the southern Hadley cell around NC longitudes. The related anomalous subsidence leads to significant negative rainfall anomalies in the SW Pacific, including eastern Australia. These patterns are reversed and are even stronger during cold CP events.

[25] The atmospheric anomalies observed in SON and DJF are very dissimilar between warm CP and EP events and rather similar during the cold events with a larger magnitude during the CP events. This asymmetry is partly related to the superposition of the SSTAs to the annual cycle and the nonlinear sensitivity of atmospheric response to SSTAs near the dateline. The warm CP events in SON combine a large zonal SST gradient in the equatorial Pacific with the warmest

SST greater than 29.5 °C between 160°E and 180°E. This unique combination leads to an enhancement of the deep convection near the dateline in the equatorial Pacific and a strong subsidence in the SW Pacific, including NC. The zonal SST gradient weakens in DJF because of the annual warming of the equatorial east Pacific just before and after Christmas. The flattening of the zonal SST gradient in DJF tends to extend someway the meridional atmospheric response across a larger range of longitudes than in SON. The zonal SST gradient is weaker during warm EP events, while the associated SST are, by definition, colder in the sensitive longitudes near the dateline. In contrast, cold CP and EP events show a very strong zonal SST gradient with warmer SST in the warm pool (140°E–160°E) and a strong W–E gradient near the dateline during cold CP and EP events. The associated atmospheric anomalies are rather similar between both patterns, that is, an increased equatorial Walker circulation with the SPCZ shifted southwestward of its climatological location and an anomalous advection of moisture toward NC and most of the SW Pacific.

[26] Our study has demonstrated that the whole linear relationship between NC rainfall and ENSO from ASO to JFM comes from a superposition of two distinct bands, around 3–6 years and near 10–12 years. The superposition of both the bands is especially efficient in SON. The first band is related to the classical ENSO variability. This teleconnection peaks logically when ENSO strengthens around Christmas and is quasi-stationary from 1950 onward. The quasi-decadal teleconnection strengthens from ~1975 to 1980 onward and is strongest from AMJ to OND. The splitting of the ENSO teleconnection into two bands does not necessarily induce different mechanisms. The spatial structure of SST anomalies suggests that the quasi-decadal variability could be related to a large-scale phenomenon, which includes ENSO, or at least CP SST variations. *Power et al.* [1999] found a strong association between the magnitude of ENSO and all-Australia rainfall during the negative IPO phases, while the positive IPO phases showed a weaker relationship. The IPO, PDO, and Niño 4 SST indices in low frequency are inextricably linked to the warming and cooling of the tropical Pacific Ocean, but our results suggest that weak, but sustained, long-term warming of the central equatorial Pacific around the dateline, which seems especially large in SON, plays a role to explain the current strengthening of the linear relationship between NC rainfall and ENSO. This long-term trend is neither observed in IPO, which is defined from detrended and low-pass filtered SSTAs, nor in PDO. The real pattern of this long-term trend remains to be established, but we can hypothesize that it is larger in the Southern Hemisphere and/or tropics. Understanding the long-term trend is necessary for the success of seasonal prediction of any impact from the ENSO phenomenon, such as fire occurrence at the end of the dry season during recent years [*Barbero et al.*, 2011].

[27] **Acknowledgments.** This study is funded by a grant from ANR under the INC program (grant ANR-07-BDIV-008). The meteorological data are extracted from the Météo-France database with the kind help of Y. Bidet (Météo-France, Aix-en-Provence) and Y. Noack (CEREGE). We also thank *Grinsted et al.* [2004] for developing the wavelet toolbox available at http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/, H.F. Graf, M. Fischer, and an anonymous reviewer whose positive comments improved our article. Finally, we thank Amanda Cherruy who read our revised draft and significantly improved it.

References

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnections, *J. Geophys. Res.*, *112*, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

Barbero, R., V. Moron, M. Mangeas, M. Despinoy, and C. Hély (2011), Relationships between MODIS and ATSR fire and atmospheric variability over New Caledonia (SW Pacific), *J. Geophys. Res.*, *116*, D21110, doi:10.1029/2011JD015915.

Chao, Y., M. Ghil, and J. C. McWilliams (2000), Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 2261–2264, doi:10.1029/1999GL011324.

Compo, G. P., et al. (2011), The Twentieth Century Reanalysis Project, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1–28, doi:10.1002/qj.776.

Feng, J., L. Wang, W. Chen, S. K. Fong, and K. C. Leong (2010a), Different impacts of two types of Pacific Ocean warming on Southeast Asian rainfall during boreal winter, *J. Geophys. Res.*, *115*, D24122, doi:10.1029/2010JD014761.

Feng, J., W. Chen, C.-Y. Tam, and W. Zhou (2010b), Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases, *Int. J. Climatol.*, *31*, 2091–2101, doi:10.1002/joc.2217.

Fischer, M., B. Dewitte, and L. Maîtrepierre (2004), A non-linear statistical downscaling model: El Niño/Southern Oscillation impact on precipitation over New Caledonia, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L16204, doi:10.1029/2004GL020112.

Folland, C. K., J. A. Renwick, M. J. Salinger, and A. B. Mullan (2002), Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(13), 1643, doi:10.1029/2001GL014201.

Gaucherel, C. (2009), Analysis of ENSO interannual oscillations using nonstationary quasi-periodic statistics: A study of ENSO memory, *Int. J. Climatol.*, *30*, 926–934.

Gillett, N. P., T. D. Kell, and P. D. Jones (2006), Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L23704, doi:10.1029/2006GL027721.

Grinsted, A., J. C. Moore, and S. Jevrejeva (2004), Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Processes Geophys.*, *11*, 561–566, doi:10.5194/npg-11-561-2004.

Guilderson, T. P., and D. P. Schrag (1998), Abrupt shift in subsurface temperatures in the tropical Pacific associated with changes in El-Niño, *Science*, *281*, 240–243, doi:10.1126/science.281.5374.240.

Hill, K. J., A. S. Taschetto, and M. H. England (2009), South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L19702, doi:10.1029/2009GL040164.

Janicot, S., V. Moron, and B. Fontaine (1996), Sahel droughts and ENSO dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 515–518, doi:10.1029/96GL00246.

Kalnay, E., et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *77*, 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

Kao, H. Y., and J.-Y. Yu (2009), Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO, *J. Clim.*, *22*, 615–632, doi:10.1175/2008JCLI2309.1.

Katz, R. W., and M. H. Glantz (1986), Anatomy of a rainfall index, *Mon. Weather Rev.*, *114*, 764–771, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<0764:AOARI>2.0.CO;2.

Lefèvre, J., P. Marchesiello, N. Jourdain, C. Menkes, and A. Leroy (2010), Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia, *Mar. Pollut. Bull.*, *61*, 413–431, doi:10.1016/j.marpolbul.2010.06.012.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997), A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *78*, 1069–1079, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2.

Micevski, T., S. W. Franks, and G. Kuczera (2005), Multidecadal variability in coastal eastern Australian flood data, *J. Hydrol.*, *327*, 219–225, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.11.017.

Morlière, A., and J. P. Rébert (1986), Rainfall shortage and El Niño Southern Oscillation in New Caledonia, Southwestern Pacific, *Mon. Weather Rev.*, *114*, 1131–1137, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1131:RSAENO>2.0.CO;2.

Moron, V., A. W. Robertson, M. N. Ward, and P. Camberlin (2007), Spatial coherence of tropical rainfall at the regional scale, *J. Clim.*, *20*, 5244–5263, doi:10.1175/2007JCLI1623.1.

Nicet, J.-B., and T. Delcroix (2000), ENSO-related precipitation changes in New Caledonia, Southern tropical Pacific: 1969–98, *Mon. Weather Rev.*, *128*, 3001–3006, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<3001:ERPCIN>2.0.CO;2.

Ourbak, T., T. Correge, B. Malaize, F. Le Cornec, K. Charlier, and J. P. Peypouquet (2006), ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from

the South West Pacific, *Adv. Geosci.*, *6*, 23–27, doi:10.5194/adgeo-6-23-2006.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta (1999), Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia, *Clim. Dyn.*, *15*, 319–324, doi:10.1007/s003820050284.

Power, S., M. Haylock, R. Colman, and X. Wang (2006), The predictability of interdecadal changes in ENSO activity and ENSO teleconnections, *J. Clim.*, *19*, 4755–4771, doi:10.1175/JCLI3868.1.

Salinger, M. J., R. E. Basher, B. B. Fitzharris, J. E. Hay, P. D. Jones, J. P. Macveigh, and I. Schmidely-Leleu (1995), Climate trends in the South-West Pacific, *Int. J. Clim.*, *15*, 285–302, doi:10.1002/joc.3370150305.

Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore (2008), Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006), *J. Clim.*, *21*, 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.

Taschetto, A. S., and M. H. England (2009), El Niño Modoki impacts on Australian rainfall, *J. Clim.*, *22*, 3167–3174, doi:10.1175/2008JCLI2589.1.

Taschetto, A. S., C. C. Ummenhofer, A. Sen Gupta, and M. H. England (2009), Effect of anomalous warming in the central Pacific on the Australian monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L12704, doi:10.1029/2009GL038416.

Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak (2001), Indices of El-Niño evolution, *J. Clim.*, *14*, 1697–1701, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2.

Vincent, D. G. (1994), The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A review, *Mon. Weather Rev.*, *122*, 1949–1970, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1949:TSPCZA>2.0.CO;2.

Vincent, E. M., M. Lengaigne, C. E. Menkes, N. C. Jourdain, P. Marchesiello, and G. Madec (2009), Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis, *Clim. Dyn.*, *36*, 1–16, doi:10.1007/s00382–009–0716–3.

Wang, G., and H. Hendon (2007), Sensitivity of Australian rainfall to inter-El-Niño variations, *J. Clim.*, *20*, 4211–4226, doi:10.1175/JCLI4228.1.

Weng, H., K. Ashok, S. Behera, S. A. Rao, and T. Yamagata (2007), Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer, *Clim. Dyn.*, *29*, 113–129, doi:10.1007/s00382-007-0234-0.

Xie, P., and P. A. Arkin (1996), Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions, *J. Clim.*, *9*, 840–858, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0840:AOGMPU>2.0.CO;2.

Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti (1997), ENSO-like interdecadal variability: 1900–93, *J. Clim.*, *10*, 1004–1020, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1004:ELIV>2.0.CO;2.

R. Barbero and V. Moron, Université d'Aix-Marseille, CEREGE, UMR 6635, Europôle de l'Arbois, BP80, F-13545 Aix-en-Provence CEDEX 04, France. (barbero@cerege.fr)

Prediction of September-December fire in New Caledonia (SW Pacific) from Niño 4 sea surface temperature index in June-August

Moron Vincent[1]
Aix-Marseille University, CEREGE UMR 6635 CNRS, Aix en Provence, France
Institut Universitaire de France, Paris, France
International Research Institute for Climate and Society, Columbia University, New York, USA

Barbero Renaud
Aix-Marseille University, CEREGE UMR 6635 CNRS, Aix en Provence, France

Mangeas Morgan
Espace, IRD, Nouméa, Nouvelle-Calédonie

Laurent Borgniet, Thomas Curt
IRSTEA, UR EMAX, Aix en Provence, France

Laure Berti-Equille
CEREGE UMR 6635 CNRS, Aix en Provence, France

[1] *Corresponding author address*: Pr. Vincent Moron, CEREGE UMR 6635 CNRS, Europôle méditerranéen de l'Arbois, BP 80, Aix en Provence, F-13545, France
E-mail: moron@cerege.fr

Abstract

An empirical statistical scheme for predicting the September to December fires in New Caledonia in SW Pacific (total burned area across the “Grande Terre”, i.e. the main island of the archipelago, and local-scale burned area in a 20-km radius around 70 rain-gauges) using cross-validated Generalized Linear Model with log link has been developed for the 2000-2010 period. The predictor is simply the June-August sea surface temperatures recorded over the Niño 4 box (160°-210°E, 4°S-4°N) which is tightly related to austral spring (September-November) rainfall anomalies across New Caledonia. The correlation between the log of observed and simulated total burned area across New Caledonia is 0.87. The local-scale skill (median correlation = 0.44) decreases around the main town (Nouméa) and its suburb in the SW of “Grande Terre”, and also in the north of New Caledonia. This decrease could be associated either to a weaker climatic forcing from Niño 4 or a small-scale climatic forcing not linearly related to El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon or, more probably, to the influence of human-driven factors that blurs the regional-scale climatic signal associated with ENSO forcing.

1. Introduction

New Caledonia (NC) is a subtropical archipelago in SW Pacific (~21.5°S, 165.5°E) comprising a main 400 x 50 km island ("Grande Terre") and smaller islands (Fig. 1b,c), considered as a major biodiversity hotspot , i.e. "*an area featuring exceptional concentrations of endemic species and experiencing exceptional loss of habitat*" (Myers *et al.*, 2000). The ecological threat has been identified in various ecosystems (Bouchet *et al.*, 1995; Jaffré *et al.*, 1998; Gillespie and Jaffré, 2003) and comes from various factors including land clearance, grazing, and also natural and human-driven fires (Chevalier, 1996; McCay *et al.*, 1999). Fire's seasonal peak occurs in NC, as in many other tropical areas (van der Werf *et al.*, 2008), near the end of dry season, i.e. from September to December (Barbero *et al.*, 2011), when increased temperatures could be associated with dried top soil and fuels.

Barbero *et al.* (2011) recently demonstrated that fire's occurrence increased with short-term to medium-term (till 3 months) droughts. Numerous studies (Morlière and Rébert, 1986; Nicet and Delcroix, 2000; Fischer *et al.*, 2004) have already demonstrated that warm ENSO events are associated with negative rainfall anomalies, mostly through the anomalous northeastward shift of the South Pacific Convergence Zone. Barbero and Moron (2011) showed also that warm ENSO events with larger sea surface temperature (SST) anomalies (SSTA) located in the central Pacific, which are usually referred as Modoki (Ashok *et al., 2007*) or Central Pacific events (Kao and Yu, 2009), have a larger impact on NC rainfall, especially in September-November (SON), than those exhibiting warmer SSTA in Eastern Pacific, as the major events of 1982/83 and 1997/98. The

September to December (SOND) season thus combines a strong ENSO forcing with the main fire's season, thus suggesting a large predictability of the latter one from ENSO SSTA indices whose polarity is usually firmly established 3-6 months ahead. Our study explores the feasibility of seasonal fire prediction with a simple statistical model from ENSO predictors.

The data are presented in section 2. The statistical model based on Generalized Linear Model between Niño 4 SSTA index in June-September and seasonal (September-December) burned area across all NC and also summed around 70 rain gauges is described in section 3. A conclusion (section 4) closes the paper.

2. Data

a. Burned areas

Data on fire activity was derived from Terra-Aqua MODIS active fire data products (i.e. Giglio *et al.* 2006) and Landsat 7 ETM images from January 2000 to December 2010. First, the Terra-Aqua MODIS active fire data products (Giglio *et al.*, 2006) detects active fires during the satellite overpass. The satellite achieves four complete global coverages every day~~.~~ MODIS detected a total of 1370 fires during the 2000-2010 period, this number being probably underestimated due to the frequency of clouds and resolution thresholds. Among these hotspots, 593 were confirmed as wildfires on Landsat images. A filtering algorithm has been used to remove double counts of the same fire, which covers a larger area than a single pixel (1 km^2) and also appears on two successive images (basically two images per day for Aqua and Terra sensors). This iterative algorithm

aggregates hotspots when they occur less than 1 km apart and in the same 24-hour time period. It allows extracting distinct fires and also their duration and areal extent. Second, fire scars were delineated more precisely using Landsat 7 images (pixel size = 30 m) from 2000 to 2010. A cross-checking with the MODIS hotspot indicated that 44% of the fires were detected by both methods. The final dataset includes the perimeter of each fire and its total area (total burned area across NC = 26132 ha).

b. Rainfall

There are 118 rain gauges in NC operated by MétéoFrance. 70 rain-gauges having less than 20% of missing entries on 2000-2010 are extracted from the database. Loyauté islands are excluded from the database since fires are very scarce there in MODIS database only (Barbero *et al.*, 2011) and not counted here. There are 5.6% of missing entries in the database.

c. Sea surface temperatures

SST have been extracted from Extended Reconstructed SST dataset version 3b (http://ingrid.ldgeo.columbia.edu) from January 1999 to December 2010 (Kaplan *et al.*, 1998).

3. Results

a. Mean seasonal cycle and location of fires

The mean burned area across NC peaks around the transition between the cool/dry season and the warm/wet season between September and December, while a secondary peak occurs in April-May near the beginning of the dry season (Fig. 1a). The “dry” season is

weaker along the windward coast, in relation with the orographic forcing of the near-constant E-SE Alizean flow, and also usually less marked in the extreme southern NC in relation with possible wintertime rainfall (Fig. 1c). We computed the mean SOND burned area (= 75.5% of the annual burned area) in a 20-km radius around each rain-gauge (Fig. 1b). Around 90% of the fire's perimeters are fully included in a 20-km radius around a given rain gauge. When the 20-km radius cuts a fire, the percentage of the perimeters <= 20 km is used to estimate the percentage of the fire allocated to the rain-gauge. This is a simple method to divide usually complex shapes. The highest mean burned area is clearly observed around Nouméa, but this mostly reflects the largest fire called the "*Montagne des Sources*" fire (MdS hereafter), burning 3641 ha (13.9% of the total burned surface in 2000-2010) in December 2005. The mean burned area is usually larger along the leeward drier coast, especially between Voh and Poya and around La Foa (Fig. 1b,c).

b. Interannual variability of fire and relationship with SST

An empirical orthogonal function (EOF) analysis is computed on the log of SOND burned area in a radius of 20 km around each rain gauge. One station along the windward coast between Canala and Yate/La Ouinne does not have any fire (Fig. 1b) and is excluded from the following analysis. Each seasonal value is standardized to zero mean and unit variance so that each station has the same weight in the EOF analysis. The leading two EOFs account for 29.1% and 25.3% of the total variance (Fig. 2). The first EOF is characterized by a homogeneous pattern with largest loadings mostly in the center of "Grande Terre" (Fig. 2a), while the second EOF shows a dipolar structure between Nouméa and its suburb on one hand and leeward coast between Bourail and Boulouparis

and windward coast near Hienghene on the other hand (Fig. 2b). The first principal component (PC) reflects well the total burned area across NC in SOND (referred hereafter as BANC) (r = 0.75*** between the log of BANC and PC#1; One, two, three stars indicate significant correlations at the 90%, 95%, 99% two-sided level according to a random-phase test with 1000 simulations; Janicot *et al.*, 1996) while the second PC is independent to it (r = -0.11 between the log of BANC and PC#2) and strongly impacted by the positive anomaly in SOND 2005 (Fig. 2c).

Figure 3a shows the correlation between the log of BANC and the July-August (JJA) SST. The correlation pattern exhibits a clear ENSO pattern with large positive correlation around the Niño 4 box (black dashed rectangle on Fig. 3a) surrounded by a horseshoe of negative correlations, reflecting a high sensibility to Central Pacific events (Kao and Yu, 2009; Barbero and Moron, 2011). This lagged relationship is due to the temporal persistence of SST from austral Winter to Spring (r = 0.91*** between Niño 4 in JJA and following SON) and its dynamical forcing on NC rainfall which are logically connected to the log of BANC. The relationship between 3-month rainfall anomalies and the log of BANC on one hand and between 3-month rainfall anomalies and Niño 4 in JJA on the other hand follows the same modulation, peaking in SON (Fig. 3b). This seasonal modulation is partly explained by the cycle of warm Central Pacific events themselves (Barbero and Moron, 2011).To summary, a warm central Pacific ENSO event (as 2002, 2004 or 2009) starting from austral Autumn, grows from austral Winter to austral Summer and decreases rainfall across NC in austral Spring, increasing there the probability of fire occurrence. Even the time period is short, the level of correlation

allows to develop a robust forecasting scheme linking Niño 4 in JJA and seasonal burned area in SOND.

c. Forecasting the fire frequencies in SOND from Niño 4 in JJA

A first generalized linear model (GLM) is fitted with JJA Niño 4 as predictor and BANC as response variable. A log link is used to take into account the exponential increase of fire during warm central Pacific events. The model is cross-validated (Michaelsen, 1987), i.e. the parameters are iteratively estimated using 11 training years and they are used to hindcast the last season and this is repeated 12 times. Fig. 4a shows the observed and hindcast BANC. The skill (correlation between the observed and simulated log of BANC) equals 0.87***. The largest error occurs in 2005 when MdS fire accounts for 84.6% of the seasonal total burned area. When this fire is removed from observations, the skill increases to 0.95***.

It is almost impossible to apply directly this model to the seasonal burned area summed over a radius of 20-km around each rain-gauge, because there are a lot of zeros (74% of all dataset) and the GLM weights are frequently ill-conditioned. A solution is to train the model using a sample of stations instead of a single one. We firstly selected the 63 rain-gauges where at least two SOND seasons include a fire in a radius of 20 km. A constraint of two seasons instead of one is needed due to the cross-validation (i.e. a model could not be fitted if values are always equal to zero). Then, individual cross-validated GLM for each target is fitted using the rain-gauge having similar burned area in mean (with a tolerance of -/+ the half of the standard deviations of the mean burned area

in SOND relatively to the target, that is ~ 60 ha) and having also a positive correlation of the log of burned areas during the training period. ~32 stations in mean fill both criteria and the fitting is thus done in mean on 11 years x 32 = 352 values instead of 11. Even if some values are repeated since two close rain-gauges usually share the same fires, this method avoids usually an ill-conditioning of the parameters. Fig. 4b shows the correlation between observed and hindcast seasonal burned area. The shortness of the record leads inevitably to a relatively high level of stochastic noise and close stations could have different level of skill. Nevertheless, the skill is weaker north of “Grande Terre” and appears to be negative around Nouméa.

d. Possible climatic source of modulation of skill

The correlations between Niño 4 in JJA and SON rainfall anomalies are usually large (median=-0.68), even if they usually decreases on the windward coast and also in the southern part of the leeward coast between Boulouparis and Nouméa (Fig. 5a). These spatial variations are also seen when the correlations are computed on a longer period (1951-2010, not shown). This map shares some similarity with Fig. 4b, except in the north of “Grande Terre” where a high correlation of rainfall with Niño 4 is combined with a poor skill of SOND burned area from Niño 4. The correlations between the SON rainfall anomalies and SOND burned area in a radius of 20 km around each rain-gauge are usually moderate (Fig. 5b) and lower either in the south and also in the extreme north of Grande Terre. The scatter plot shown in Fig. 5c suggests a relationship between the level of skill of burned area from Niño 4 and the intensity of local-scale relationship between SON rainfall anomalies and SOND burned area: the rain-gauges where JJA Niño

4 performs better to forecast SON rainfall anomalies are also usually those where the relationship between SOND burned area and SON rainfall anomalies is the largest.

The case of 2005 including large MdS fire helps to illustrate the possible role of less predictable climatic forcing, at least from JJA Niño 4 . Negative rainfall anomalies are widespread in SOND 2005, especially in the third south of “Grande Terre” (Fig. 6a) while Niño 4 is near-neutral in JJA (SSTA = 0.08°C relatively to the 2000-2010 mean). Fig. 6b shows that the seasonal anomalies of mean length of dry spells, defined as consecutive days receiving less than 1 mm, are anomalously positive over a tiny area south of 22°S, just around the location of the MdS fire. We can thus hypothesize that this specific anomaly, clearly smaller than the spatial scale related with the Niño 4 forcing (Fig. 5a), enhances locally the impact of seasonal negative rainfall anomalies. We need to add also that the temporal phase of MdS fire is rather exotic at the end of December when temperatures are already summerlike. Note that the mean burned area in December drops from 531 ha (Fig. 1a) to 231 ha when MdS fire is removed from the database. In summary, the large MdS fire has been favored by a moderate negative rainfall anomalies, enhanced by long dry spells near Nouméa and also by its seasonal occurrence at the end of December. It does not exclude also specific human-driven factors.

4. Concluding remarks

As in most of the tropical zone, fires in New Caledonia peak from the end of the cool/dry season to the start of warm/wet season when drought, potentially combined with high temperature, increases the fire risk. Atmospheric conditions, especially rainfall

anomalies, are also largely predictable in austral Spring from ENSO conditions, which are usually firmly established 3-6 months ahead. This is someway an “ideal” context from the seasonal prediction point of view since the predictor (i.e. Niño 4 SST index) is highly predictable, due to its temporal inertia from austral Autumn, and exerts a strong impact on the local-scale climatic variable (i.e. SON rainfall) which is also related to the studied impact (i.e. the burned area). Despite the myriad of non-climatic factors which potentially influence fire's ignition and propagation, the cross-validated prediction of SOND total area from JJA Niño 4 SST index is very accurate, even if it is decreased by the exceptional MdS fire in December 2005.

The spatial variations of skill oppose most of the central part of “Grande Terre” to its northernmost part and also Nouméa and its suburb. We should kept in mind that Nouméa is the only town of NC > 50000 inhabitants. Most of the spatial variations seem hardly related to the variation of the ENSO-teleconnection itself. ENSO phenomenon is a global-scale feature and leads to large-scale anomalies even if the signal seems decrease southward and also along the windward coast. Warm ENSO events, especially those peaking near the dateline, are associated with anomalous anticyclonic conditions and stronger ESE winds than usual (Barbero and Moron, 2011). The decrease of skill around Nouméa is also heavily impacted by the exceptionnally large MdS fire, occuring at the end of December 2005, i.e. outside a main Central Pacific warm events, and apparently related to very long dry spells restricted to southern NC. The decrease of skill in the north seems mostly related to non-climatic factors, since a strong skill of local-scale rainfall

from Niño 4 isn't translated into a high skill of burned areas since those appear to be unrelated to local-scale rainfall.

Acknowledgments.

This study is funded by grant from ANR under the INC program (grant #ANR-07-BDIV-008). The meteorological data are extracted from the MétéoFrance database with the kind help of Y. Bidet (MétéoFrance, Aix en Provence) and Y. Noack (CEREGE).

References

Ashok, K., Behera S.K., Rao S.A., Weng H., and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnections. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007.

Barbero, R., and V. Moron, 2011: Seasonal to decadal modulation of the impact of El Niño/Southern Oscillation on New Caledonia (SW Pacific) rainfall. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi. 10.1029/2011JD06577.

Barbero, R. Moron V., Mangeas M., Despinoy M., and C. Hély, 2011: Relationships between MODIS and ATSR fires and atmospheric variability in New Caledonia (SW Pacific). *J. Geophys. Res.*, **116**, D21110, doi:10.1029/2011JD015915.

Bouchet, P., Jaffré T., and J.M. Veillon, 1995: Plant extinction in New Caledonia: protection of sclerophyll forests urgently needed. *Biodiversity and Conservation*, **4**, 415–428.

Chevalier, L., 1996: Terre de fer et de jade: de la baie de Prony à l'île Ouen. Kagou ed., Nouméa, 149 pp.

Fischer, M., Dewitte B., and L. Maîtrepierre, 2004: A non-linear statistical downscaling model: El Niño Southern Oscillation impact on precipitation over New Caledonia. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16204.

Giglio, L., Csiszar I., and C.O. Justice,. 2006: Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors. *J. Geophys. Res.*, **111**, G02016.

Gillespie, T.W., and T. Jaffré, 2003: Tropical dry forests in New Caledonia, *Biodiversity and Conservation*, **12**, 1687–1697.

Jaffré, T., Bouchet P., and J.M. Veillon, 1998: Threatened plants of New Caledonia: is the system of protected areas adequate ? *Biodiversity and Conservation*, **7**, 109–135.

Janicot, S., Moron V., and B. Fontaine, 1996: ENSO and Sahel drought. *Geophys. Res. Letters*, **22**, 1701–1704.

Kao, H.Y., and J.Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *J. Climate*, **22**, 615–632.

Kaplan, A., Cane M.A., Kushnir Y., Clement A.C., Benno Blumenthal M., and B. Rajagopalan, 1998: Analyses of global sea surface temperature 1856-1991, *J. Geophys. Res.*, **103**, 18567–18589.

Michaelsen, J., 1987: Cross-validation in statistical climate forecast models. *J. Clim. Appl. Meteo.*, **26**, 1589–1600.

Morlière, A., and J.P. Rébert, 1986: Rainfall shortage and El Niño Southern Oscillation in New Caledonia, southwestern Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1131–1137.

McCoy, S., Jaffre T., Rigault F., and J.E. Ash, 1999: Fire and succession in the ultramafic maquis of New Caledonia, *J. Biogeography*, **26**, 579–594.

Myers, N., Mittermeier R.A., Mittermeier C.G., da Fonseca G.A.B., and J. Kent, 2000: Biodiversity hotspots for conservation priorities, *Nature*, **403**, 854–858.

Nicet, J.B., and T. Delcroix, 2000: ENSO-related precipitation changes in New Caledonia, Southern Pacific: 1969-98. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3001–3006.

Van der Werf, G.R., Dempewolf J., Trigg S.N., Randerson J.T., Kasibathatla P.S., Giglio L., Murdiyarso D., Peters W., Morton D.C., Collatz G.J., Dolman A.J., and R.S. De Fries, 2008: Climate regulation of fire emissions and deforestation in equatorial Asia. *Proc. N. Acad Sci*, **105**, 20350–20355.

List of Figures

FIG. 1. (a) Monthly mean (2000-2010) burned area (line and open circle) and rainfall averaged over the 70 rain-gauge (line and filled square) spatially averaged across New Caledonia. (b) Mean burned surface (in ha) in a 20-km radius around the 70 rain gauges in SOND. (c) Mean rainfall (in mm/day) in July-November.

FIG. 2. First (a) and second (b) Empirical Orthogonal Function of the standardized anomalies of the log of SOND burned area in a 20-km radius around 69 rain-gauges. The EOF are displayed as loadings, i.e. correlation between the log of SOND burned area and the Principal Components (PC) (c) first and second PCs standardized to zero mean and unit variance together with the standardized anomalies of the log of the total SOND burned area in New Caledonia.

FIG. 3. (a) Correlation (negative : dashed lines; positive : full line; 0 : bold line with interval each 0.25) between the log of seasonal (September-December) burned area across all New Caledonia and sea surface temperatures (SST) in JJA. (b) Correlation between running 3-month SAI of New Caledonia rainfall with Niño 4 in JJA and the log of seasonal (SOND) burned area. The dots on panels (a) and filled symbols in (b) are significant correlations at the two-sided 90% level according to a random-phase test (Janicot *et al.*, 1996).

FIG. 4. (a) Observed (full line with circle) burned area across all New Caledonia in September-December (SOND) with the cross-validated simulated one (dashed line with square) from Niño 4 in June-August using a GLM with a log link. Horizontal lines are the upper and lower observed terciles. (b) Correlation between observed and simulated SOND burned area in a 20-km radius around each rain-gauge (positive = circle;

negative=square). The grey circles/squares indicate significant positive/negative correlations at the two-sided 90% level according to a random-phase test (Janicot *et al.*, 1996).

FIG. 5. (a) Correlation between Niño 4 in July-August (JJA) and September-November (SON) rainfall. (b) Correlation between the log of September-December (SOND) burned area in a radius of 20-km around each rain-gauge and September-November rainfall. Grey circle/square indicate positive/negative correlations significant at the two-sided 90% level according to random-phase test. (c) Scatter plot of (abcissa) the correlation between the log of observed SOND burned area in a radius of 20 km around each rain-gauge and (ordinate) the correlation between Niño 4 in JJA and the SOND burned area.

FIG. 6. (a) Standardized Anomalies (unit=standard deviation) of mean rainfall amount in SOND 2005 (relatively to 2000-2010 mean). (b) Standardized anomalies (unit=standard deviation) of mean length of dry spell in SOND 2005 (relatively to 2000-2010 mean). Positive (negative) anomalies are shown as circle (square). The location of the "Montagne des Sources fire" in December 2005 (3641 ha) is shown by a cross. The grey symbols indicate that 2005 is the largest negative anomalies in (a) and positive ones in (b) relative to the local 2000-2010 climatological mean.

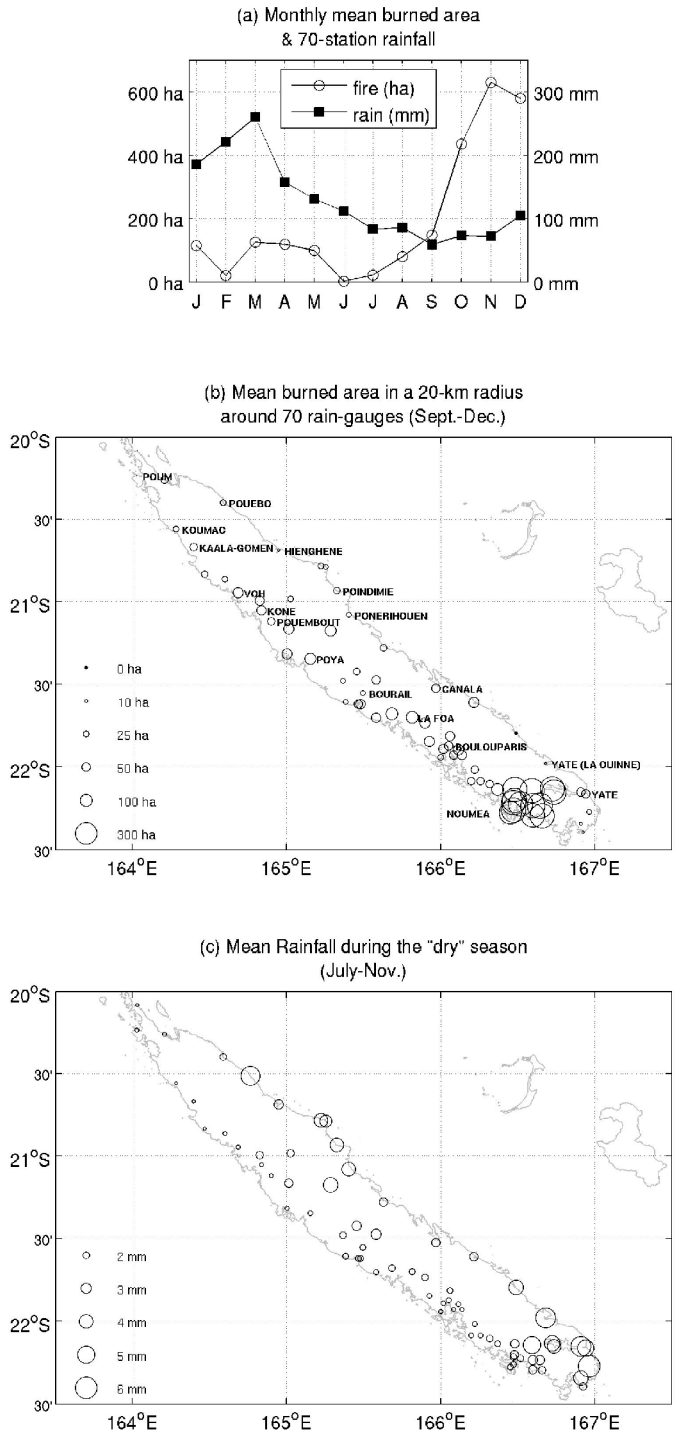


FIG. 1. (a) Monthly mean (2000-2010) burned area (line and open circle) and rainfall averaged over the 70 rain-gauge (line and filled square) spatially averaged across New Caledonia. (b) Mean burned surface (in ha) in a 20-km radius around the 70 rain gauges in SOND. (c) Mean rainfall (in mm/day) in July-November.

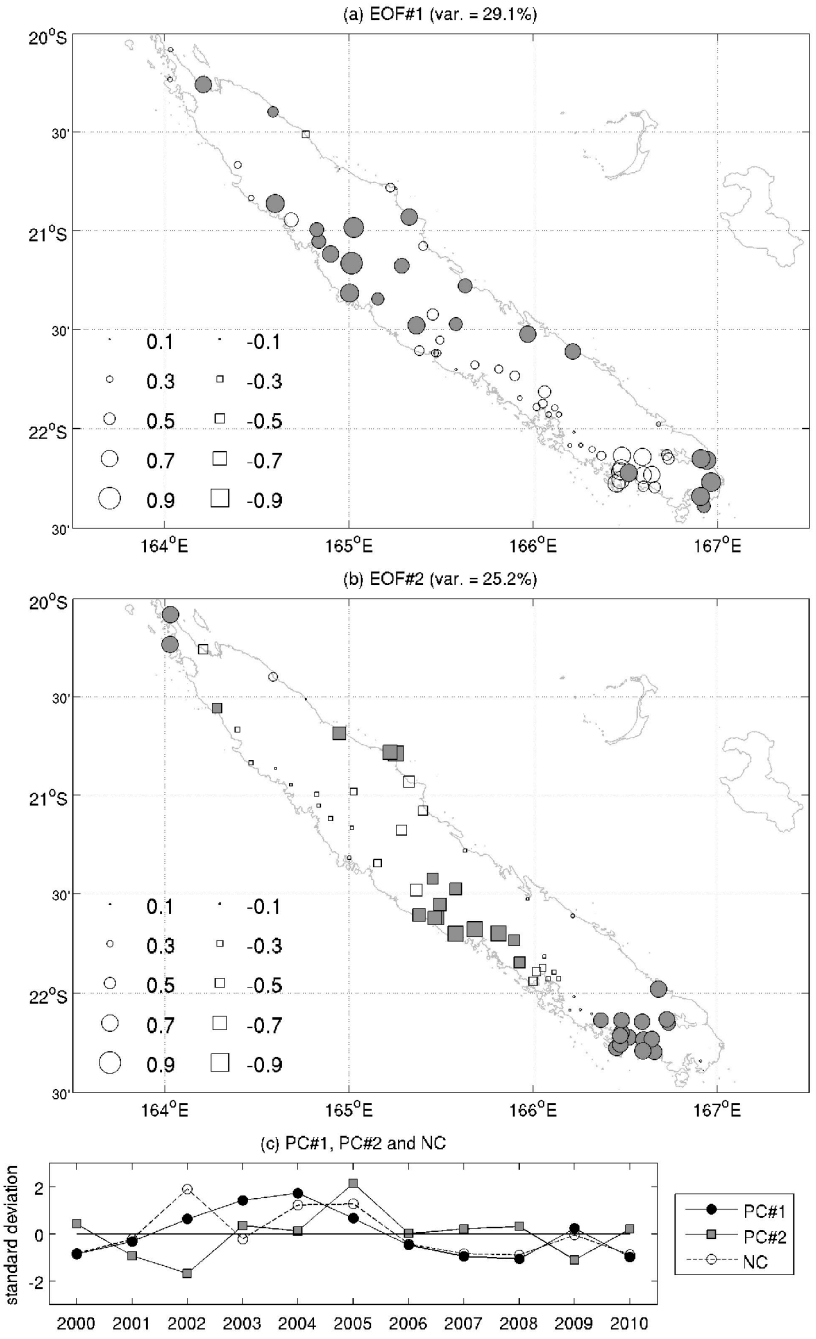


FIG. 2. First (a) and second (b) Empirical Orthogonal Function of the standardized anomalies of the log of SOND burned area in a 20-km radius around 69 rain-gauges. The EOF are displayed as loadings, i.e. correlation between the log of SOND burned area and the Principal Components (PC) (c) first and second PCs standardized to zero mean and unit variance together with the standardized anomalies of the log of the total SOND burned area in New Caledonia.

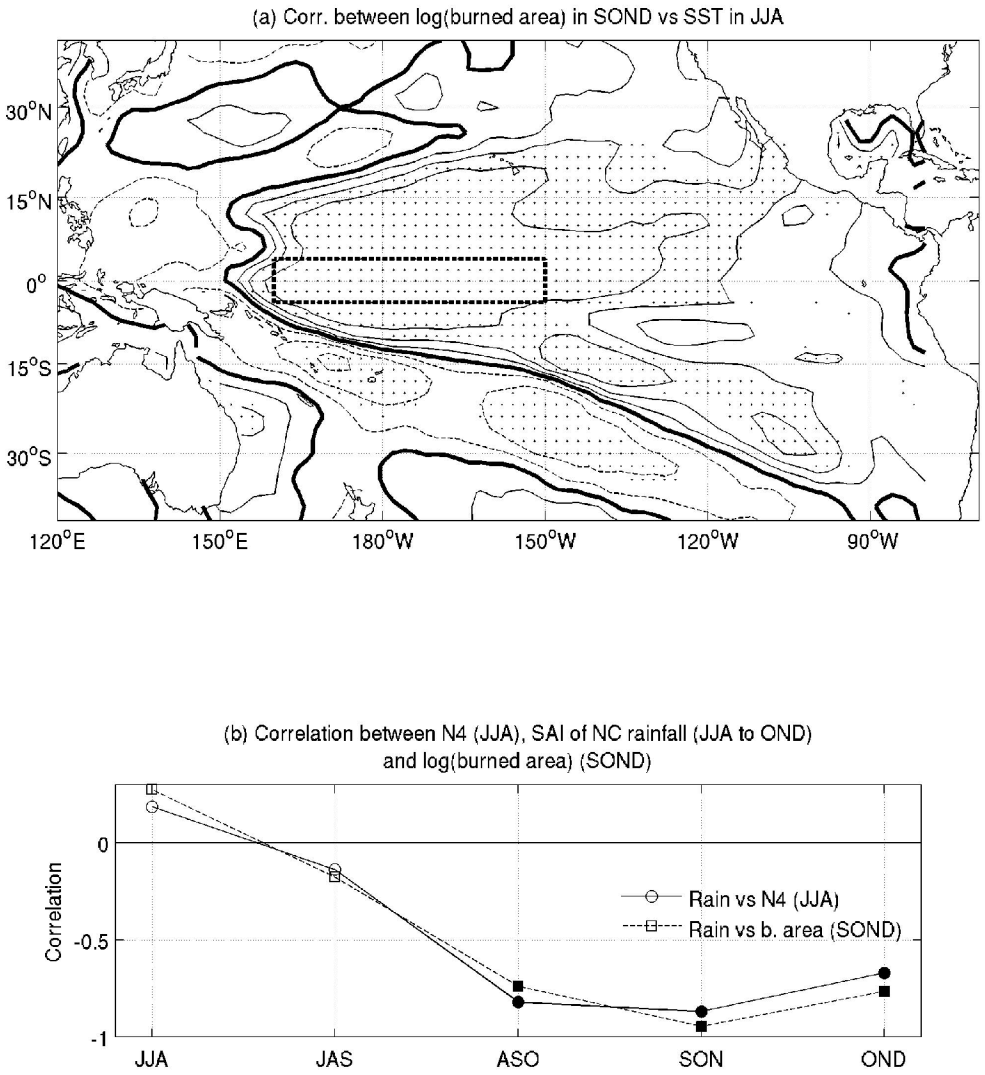


FIG. 3. (a) Correlation (negative : dashed lines; positive : full line; 0 : bold line with interval each 0.25) between the log of seasonal (September-December) burned area across all New Caledonia and sea surface temperatures (SST) in JJA. (b) Correlation between running 3-month SAI of New Caledonia rainfall with Niño 4 in JJA and the log of seasonal (SOND) burned area. The dots on panels (a) and filled symbols in (b) are significant correlations at the two-sided 90% level according to a random-phase test (Janicot *et al.*, 1996).

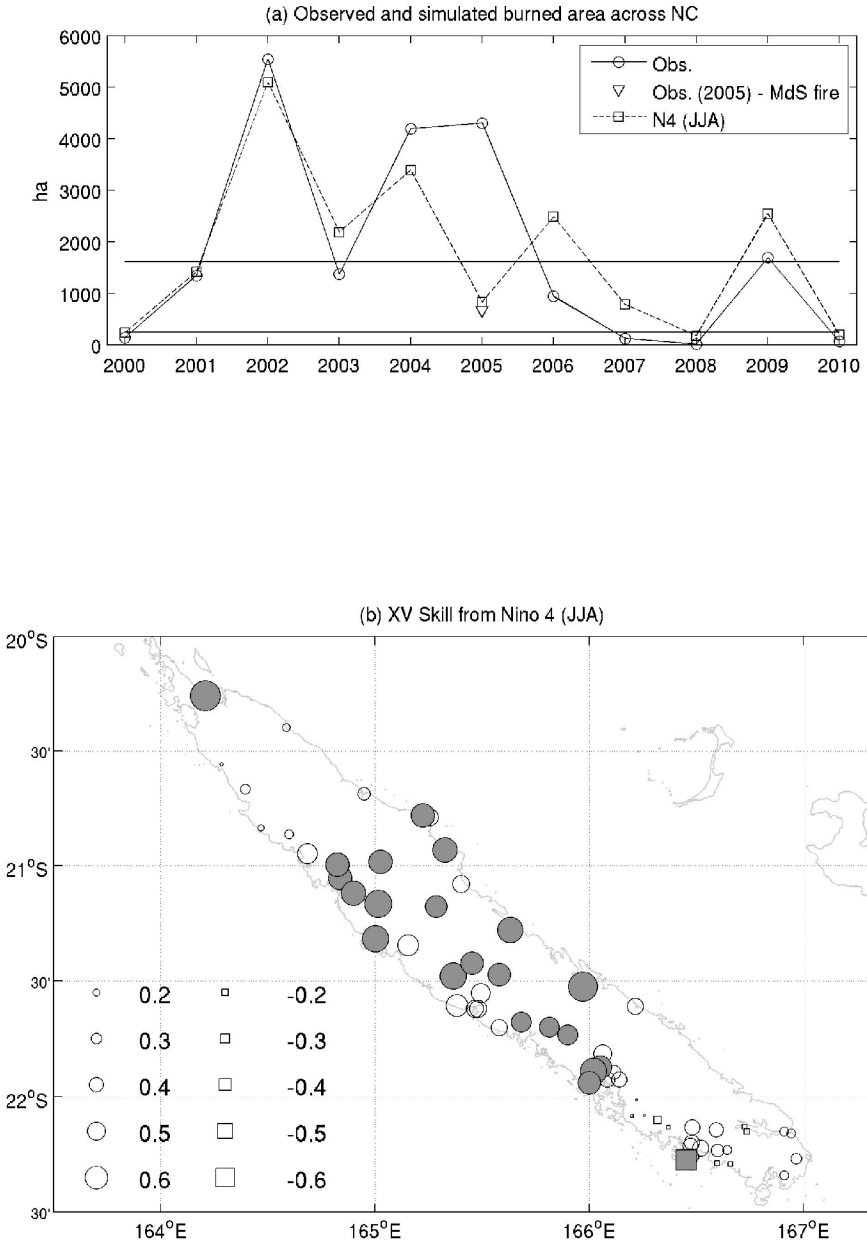


FIG. 4. (a) Observed (full line with circle) burned area across all New Caledonia in September-December (SOND) with the cross-validated simulated one (dashed line with square) from Niño 4 in June-August using a GLM with a log link. Horizontal lines are the upper and lower observed terciles. (b) Correlation between observed and simulated SOND burned area in a 20-km radius around each rain-gauge (positive = circle; negative=square). The grey circles/squares indicate significant positive/negative correlations at the two-sided 90% level according to a random-phase test (Janicot *et al.*, 1996).

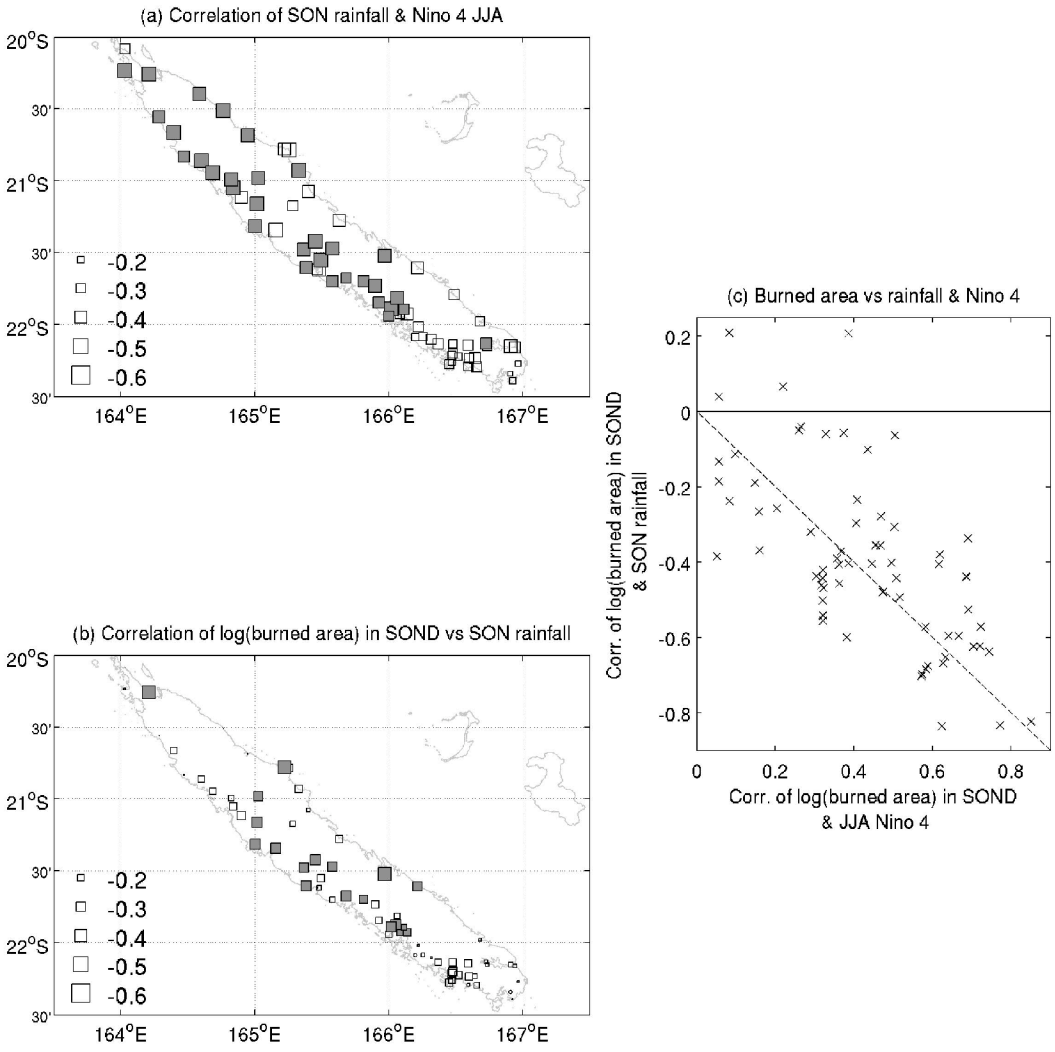


FIG. 5. (a) Correlation between Niño 4 in July-August (JJA) and September-November (SON) rainfall. (b) Correlation between the log of September-December (SOND) burned area in a radius of 20-km around each rain-gauge and September-November rainfall. Grey circle/square indicate positive/negative correlations significant at the two-sided 90% level according to random-phase test. (c) Scatter plot of (abcissa) the correlation between the log of observed SOND burned area in a radius of 20 km around each rain-gauge and (ordinate) the correlation between Niño 4 in JJA and the SOND burned area.

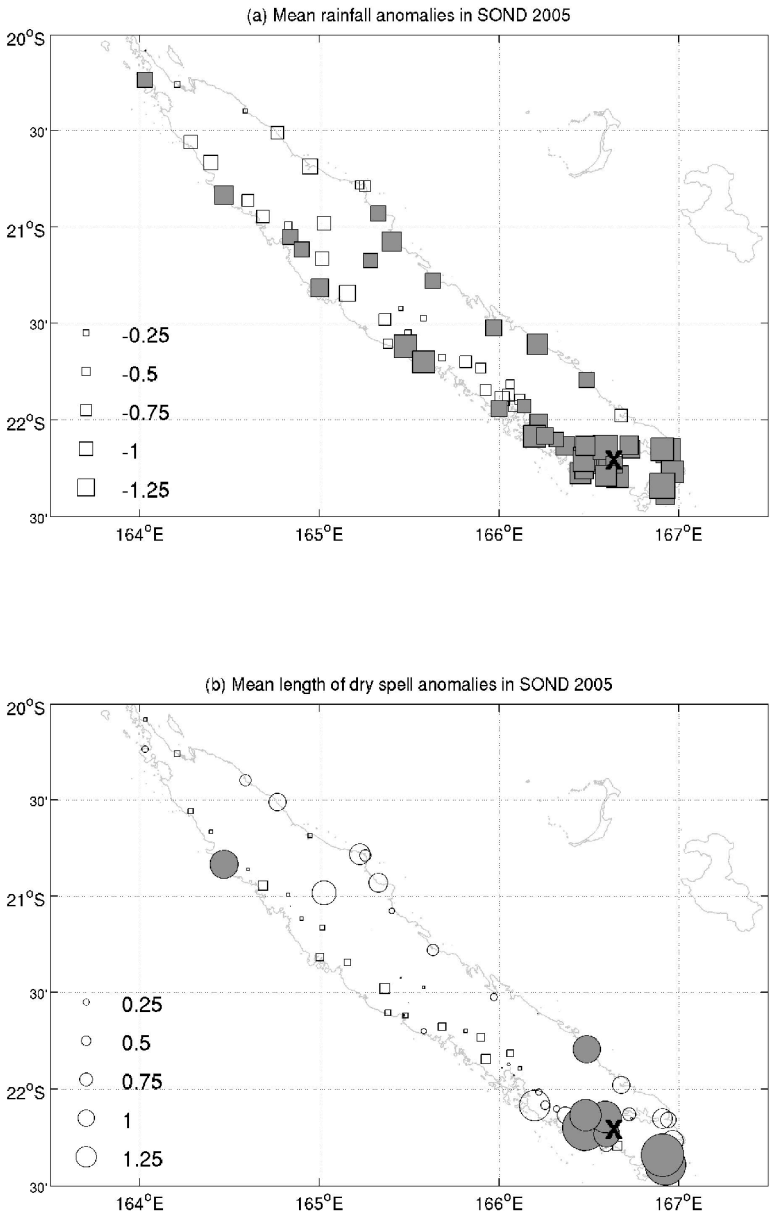


FIG. 6. (a) Standardized Anomalies (unit=standard deviation) of mean rainfall amount in SOND 2005 (relatively to 2000-2010 mean). (b) Standardized anomalies (unit=standard deviation) of mean length of dry spell in SOND 2005 (relatively to 2000-2010 mean). Positive (negative) anomalies are shown as circle (square). The location of the "Montagne des Sources fire" in December 2005 (3641 ha) is shown by a cross. The grey symbols indicate that 2005 is the largest negative anomalies in (a) and positive ones in (b) relative to the local 2000-2010 climatological mean.