Changement climatique en Polynésie française détection des changements observés, évaluation des projections

Marania Hopuare

▶ **To cite this version:**

Marania Hopuare. Changement climatique en Polynésie française détection des changements observés, évaluation des projections. Autre [q-bio.OT]. Université de la Polynésie Française, 2014. Français. NNT : 2014POLF0007 . tel-01080290

HAL Id: tel-01080290
https://theses.hal.science/tel-01080290

Submitted on 4 Nov 2014

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.

UNIVERSITÉ DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

ÉCOLE DOCTORALE DU PACIFIQUE

École doctorale pluridisciplinaire numérique
des Milieux insulaires ultra-marins ED 469

LABORATOIRE Géopôle du Pacifique Sud

THÈSE

présentée et soutenue publiquement par

Marania Hopuare

le 25 septembre 2014

en vue de l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Polynésie française en

Département **Sciences**

Discipline : **Géophysique interne**

Spécialité : **Climat tropical**

Changement climatique en Polynésie française : détection des changements observés et évaluation des projections

---

Sous la direction de Pascal Ortéga, Marc Pontaud et Jean-Pierre Céron

JURY

Nicolas FAUCHEREAU, Titre, NIWA	Rapporteur
Bertrand TIMBAL, Titre, CSIRO	Rapporteur
Jean-Pierre BARRIOT, Titre, GEPASUD	Examinateur
Prénom RANDEL, Titre, Fonction	Examinateur
Prénom ZEKYN, Titre, Fonction	Examinateur
Pascal ORTEGA, Titre, GEPASUD	Directeur de thèse
Marc PONTAUD, Titre, CNRM-GAME Météo France	Encadrant de thèse
Jean-Pierre CERON, Titre, DCLIM Météo France	Encadrant de thèse

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mes trois directeurs de thèse pour la qualité de l'encadrement dont j'ai bénéficié durant ces trois ans de thèse. Marc, Jean-Pierre, Pascal, ce travail est le fruit d'un vrai travail d'équipe qui n'aurait pas pu aboutir sans votre engagement et votre bienveillance. Cette aventure a été pleine de rebondissements mais la confiance mutuelle entre nous, nous a toujours permis d'avancer. Merci d'avoir cru en moi et de m'avoir accompagné tout au long de ces trois ans de thèse.
Je remercie chaleureusement Michel Déqué pour le rôle déterminant qu'il a joué au cours de cette thèse et pour ses conseils avisés, sa disponibilité et sa bonne humeur.
Un merci spécial à Aurélien Ribes pour ses conseils dans l'utilisation de TOD et toutes les discussions teintées d'humour qui en ont découlé.
Merci également à Victoire Laurent pour m'avoir guidé dans les premiers instants de la thèse et pour avoir toujours répondu à mes sollicitations, même depuis l'autre bout de la planète.
Je remercie Pascale Delecluse, Christophe Cassou et Matthieu Lengaigne d'avoir suivi mon évolution grâce aux comités de thèse et de m'avoir apporté leurs éclairages.
Merci également à Bertrand Timbal et Nicolas Fauchereau d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Je les remercie pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail et pour la pertinence de leurs commentaires.
Je remercie Randel Haverkamp, Alexei Zykin et Jean Pierre Barriot d'avoir accepté de faire partie de mon jury de soutenance.
Un grand merci à tous les membres de l'équipe GMGEC du CNRM pour leur accueil et leur bonne humeur. Merci à Gilles Bellon et Hervé Douville dont j'ai sollicité les conseils. Merci à Jean-François, Sophie et Antoinette pour leur soutien technique. Merci aux membres de la CTI, pour le soutien informatique et la finesse de leur humour. Merci à Valérie Knoll et Nicole Valette du CNRM et à Christine Thomazet et Marina Vons de l'école doctorale d'avoir géré les aspects administratifs de cette thèse. Merci à tous les thésards, post-docs et chercheurs du CNRM pour les bons moments passés ensemble : Boutheina, Gaëlle, Milou, Hélène, Marie, Lauriane, Agathe, Fanny, Jeanne, Clotilde, Aurore, Robin, Pierre, Jean-Pierre, Jérémy, Yann, Benoît, JF, Julien, David, Ramdane, Bertrand, Fabrice et Sam.
Mes remerciements vont aussi à Sébastien, Jonathan et Patrick de l'équipe CER Etude de la DIRPF.
Je remercie également les doctorants, stagiaires et permanents de l'UPF d'avoir égayé mes derniers mois : Jonathan, Firas, Nicolas, Matthieu, Simon, Gaëlle, Aymeric.
Un merci tout spécial à mes amies, rencontrées grâce à cette thèse : Lisa, Margot, Lucie, Nadia, Rachel, Lilian et Elodie.
Je remercie enfin mes proches pour leur soutien et leur compréhension : maman, papa, Tety, Toku, mama, grand-père et ma famille de Heiri. Bien sûr, je n'oublie pas mon amoureux, Tinihau, qui s'est engagé comme moi dans cette aventure et m'a soutenu, ou plus exactement supporté, du début à la fin sans jamais vaciller. Merci d'avoir été mon roc.

Table des matières

Acronymes....6
Résumé....12
Abstract....13
Introduction générale....14
Chapitre 1 Contexte climatique de la Polynésie française : le Pacifique Sud tropical....17
1.1 Circulation océan-atmosphère et état moyen du Pacifique tropical....18
1.1.1 Le cas de l'atmosphère....19
1.1.1.1 La zone de convergence intertropicale (ITCZ)....20
1.1.1.2 La zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ)....21
1.1.1.3 L'anticyclone de l'île de Pâques et les alizés....23
1.1.1.4 Les perturbations d'origine extra-tropicale....24
1.1.2 Le cas de l'océan....24
1.1.3 Le couplage océan-atmosphère....28
1.2 Climatologie du Pacifique Sud tropical....28
1.2.1 Cycle annuel des SST....29
1.2.2 Cycle annuel du vent en surface et de la pression réduite au niveau de la mer 29
1.2.3 Cycle annuel du vent en altitude et du potentiel de vitesse à 200hPa....31
1.2.4 Cycle annuel des précipitations....31
1.3 Variabilité interannuelle et interdécennale....33
1.3.1 Le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO)....33
1.3.1.1 Historique....33
1.3.1.2 Mécanismes de l'ENSO....34
1.3.1.3 Impact dans le Pacifique tropical....39
1.3.2 L'oscillation interdécennale du Pacifique....42
1.4 Changement climatique....44
1.5 Synthèse....45
Chapitre 2 Description des données, des modèles et des outils statistiques....47
2.1 Les données in situ disponibles....47
2.2 Les données globales mixtes satellite/in situ et réanalyses....49
2.3 Les modèles utilisés....49
2.3.1 Généralités sur les Modèles de Circulation Générale (GCM) et les simulations CMIP5....50
2.3.2 CNRM-CM5....52
2.3.3 ARPEGE-Climat 50 km....53
2.3.4 ALADIN-Climat....54
2.4 Les outils statistiques....55
2.4.1 L'analyse en composantes principales (EOF)....55
2.4.2 L'analyse par composites....56
2.4.3 Temporal Optimal Detection method....57
2.5 Synthèse....59
Chapitre 3 Évaluation du climat passé et détection de changements sur la période historique à partir des observations....61
3.1 Résumé de l'article....61
3.2 Article soumis dans Climate Research....62
3.2.1 Introduction....63
3.2.2 Data and methods....66

3.2.2.1 Precipitation records....66
3.2.2.2 ENSO, IPO and SPCZ indices....67
3.2.2.3 Analysis tools....68
3.2.3 Seasonal cycle....69
3.2.4 Non-seasonal variability....74
3.2.4.1 EOF 1: common behaviour of the stations....74
3.2.4.2 EOF2 : Orographic forcing....77
3.2.4.3 IPO, ENSO, SPCZ and rainfall relationships....78
3.2.5 Climate change detection 83
3.2.6 Discussion....86
3.2.7 Conclusions....88
3.3 Synthèse....94
Chapitre 4 Vers les projections climatiques pour le 21ème siècle : application d'une descente d'échelle sur les précipitations à Tahiti 97
4.1 Résumé de l'article....97
4.2 Article soumis dans Climate Research....100
4.2.1 Introduction....101
4.2.2 Methodology....103
4.2.3 Tools and datasets....104
4.2.3.1 The global climate model CNRM-CM....104
4.2.3.2 The ARPEGE 50 km atmospheric climate model....104
4.2.3.3 The limited area model ALADIN....105
4.2.3.4 The SST bias correction....107
4.2.3.5 Observed precipitation dataset....110
4.2.4 Historical period....110
4.2.4.1 Relevant grid cell selection using the ENSO response....110
4.2.4.2 Statistical correction....115
4.2.5 Future changes of precipitation in Tahiti according to RCP4.5 and RCP8.5 .118
4.2.6 Summary and conclusions....122
4.3 Synthèse 128
Chapitre 5 Conclusions et perspectives....131
5.1 Synthèse générale....132
5.1.1 Etat des lieux des précipitations observées 132
5.1.2 Détection d'un changement climatique dans les précipitations....133
5.1.3 Une méthodologie pour augmenter la résolution sur Tahiti....133
5.1.4 Le lien entre précipitations observées et précipitations simulées....134
5.1.5 Projections de l'évolution des précipitations suivant deux scénarios du GIEC : RCP4.5 et RCP8.5 134
5.2 Perspectives....135
5.2.1 Dans un futur proche....135
5.2.2 A plus long terme....135
Bibliographie....138

Acronymes

AGCM : Atmospheric Global Climate Model

ALADIN : Aire Limitée Adaptation dynamique et Développement InterNational

AMIP : Atmosphere only Model Intercomparison Project

AOGCM : Atmosphere -Ocean Global Climate Model

AR1 : processus Auto Regressif du premier ordre

ARPEGE : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

CEPMMT : Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF en anglais)

CERFACS : Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

CMIP : Coupled Model Intercomparison Project

CNRM : Centre National de Recherches Météorologiques

CNRM-CM : modèle couplé global du Centre National de Recherches Météorologiques

CNRM-GAME : Centre National de Recherches Météorologiques – Groupe d'étude de l'Atmosphère Metéorologique

CORDEX : COordinated Regional Downscaling EXperiment

DIRPF : Direction Inter Régionale de la Polynésie Française de Météo France

ECMWF : European Centre for Medium Range Weather Forecasts (voir CEPMMT)

ECUME : Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates

ENSO : El Niño Southern Oscillation

EOF : Empirical Orthogonal Function

ERA-Interim : ECMWF Re-Analysis Interim

EUC : Equatorial Under Current

GCM : Global Climate Model

GELATO : Global Experimental Leads and ice for ATmosphere and Ocean

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (IPCC en anglais)

GPCP : Global Precipitation Climatology Project

HadISST : Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change (voir GIEC)

IPO : Interdecadal Pacific Oscillation

ISBA : Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere

ITCZ : Inter-Tropical Convergence Zone (voir ZCIT)

JOST : Jet d'Ouest SubTropical

LEGOS : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale

MJO: Madden Julian Oscillation

NAO : North Atlantic Oscillation

NEC : North Equatorial Current

NECC : North Equatorial CounterCurrent

NEMO : Nucleus for European Modelling of the Ocean

OASIS : coupleur numérique développé au CERFACS

OGCM: Ocean Global Climate Model

OLR : Outgoing Long Radiation

PC : Principal Component (composante principale en anglais)

PCCSP : Pacific Climate Change Science Program

PDO : Pacific Decadal Oscillation

RCP : Representative Concentration Pathways

SEC : South Equatorial Current

SECC : South Equatorial CounterCurrent

SOI : Southern Oscillation Index

SPCZ : South Pacific Convergence Zone (voir ZCPS)

SRES : Special Report on Emissions Scenarios

SSP : Shared Socio-economic Pathways

SST : Sea Surface Temperature

SURFEX : SURFace Externalisée

TOD : Temporal Optimal Detection method

TRIP : Total Runoff Integrating Pathways

UKMO : United Kingdom Meterological Office

WRCP : World Research Climate Program

ZCIT : Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ en anglais)

ZCPS : Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ en anglais)

Index des figures

Figure 1.1 - Les archipels de Polynésie française. Source : http://www.des.pf.....18
Figure 1.2 - Circulation de Walker (à gauche) et circulation de Hadley (à droite). Source : Australian Bureau of Meteorology.....20
Illustration 1.3.....20
Figure 1.4 - Précipitations en été austral (mm/jour) réalisées à partir de GPCP. Les isolignes 1 mm/j, 3 mm/j et 7 mm/j ont été rajoutées. Source : Beucher (2010).....22
Figure 1.5 - Représentation schématique le long du Pacifique équatorial du flux d'alizés, des pentes de la surface de la mer et de la thermocline, des courants de surface (vert), des courants de profondeur (noir), des zones de downwelling (rouge) et d'upwelling (bleu). Source : Beucher (2010).....25
Figure 1.6 - Représentation schématique de la circulation de l'océan Pacifique tropical au sein de la couche mélangée océanique. Source : Philander, 1992.....26
Figure 1.7 - Schéma des courants océaniques et des vents de surfaces. Source : PCCSP....27
Figure 1.8 - Cycle saisonnier des températures de surface de la mer. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février, Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre. Source : HadISST.....29
Figure 1.9 - Cycle saisonnier de la pression réduite au niveau de la mer et du vent à 10 mètres. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février (été austral), Mars-Avril-Mai (automne austral), Juin-Juillet-Août (hiver austral), Septembre-Octobre-Novembre (printemps austral). Source : Era Interim.....30
Figure 1.10 - Cycle saisonnier du potentiel de vitesse à 200 hPa et du vent à 200 hPa. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février, Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre. Source : Era Interim.....31
Figure 1.11 - Cycle saisonnier des précipitations. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février, Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre. Source : GPCP.....32
Figure 1.12 - Séries temporelles des indices SOI et Niño3.4.....34
Figure 1.13 - Modèle de l'oscillateur retardé.....35
Figure 1.14 - Modèle de l'oscillateur du Pacifique ouest.....36
Figure 1.15 - Phases du mécanisme charge-décharge : (I) Phase chaude ; (II) Transition entre phase chaude et froide ; (III) Phase froide ; (IV) Transition entre phases froide et chaude. Source : Meinen and McPhaden (2000).....37
Figure 1.16 - Modèle de l'oscillateur advectif-réflectif. A)Représentation longitude/temps de la position du bord est de la warm pool. Les flèches noires représentent les ondes de Kelvin et de Rossby, les grises les courants zonaux. B) Courant zonaux moyens observés (pointillés) et modélisés (trait plein).Source : Picaut et al (1997).....38
Figure 1.17 - Caractéristiques du Pacifique équatorial lors de conditions (a) normales, (b) El Niño, (c) La Niña.....40
Figure 1.18 - Impact d'El Niño sur la fréquence des tempêtes tropicales. Source : Beucher (2010).....41
Figure 1.19 - Signature des SST du Pacifique pendant la phase positive de l'IPO (indice IPO positif). Source : Power et al, 1999.....43
Figure 1.20 - Série temporelle de l'indice IPO. Source : UKMO.....44
Figure 2.1 - Carte des stations sur Tahiti et Moorea.....49
Figure 2.2 - Schéma de fonctionnement du CNRM-CM5 (Source : http://www.cnrm.meteo.fr).....53

Figure 2.3 - Projection Lambert tangente.....54
Figure 2.4 - Domaine d'intégration d'ALADIN-Climat.....55
Figure 3.1 - Rainfall gauge positions : Tahiti (8 stations) and Moorea (1 station) 67
Figure 3.2 - First EOF on Tahiti's monthly total rainfall amounts for the period 1961-2011: a) 1st eigen-vector, windward stations (blue borders), leeward stations (green borders), windward stations average (blue bar), leeward stations average (green bar) b) PC1 time series, c) PC1 power spectrum.....70
Figure 3.3 - Era Interim 10-m wind in m/s 1979-2010, wind speed is in shading. a) DJF: December-January-February mean, b) MAM: March-April-May mean, c) JJA: June-July-August mean, d) SON: September-October-November mean 71
Figure 3.4 - a) Rainfall seasonal cycle of the spatial average of the 9 stations (thick black line) with the driest station, Faaa_aero, (red) and the wettest station, Teahupoo1, (blue), b) Averaged windward station amounts minus averaged leeward station amounts. The monthly means have been computed over the period 1961-2011.....73
Figure 3.5 - EOF1 and EOF2 of Tahiti's monthly normalized precipitation (Nov-Apr) for the period 1961-2011. a) 1st eigen-vector, b) PC1 time series, c) PC1 power spectrum, d) 2nd eigen-vector, e) PC2 time series and f) PC2 power spectrum. 95 % confidence limit red noise spectrum is plotted on the PC2 power spectrum (purple dotted line).....76
Figure 3.6 - IPO composites: NDJFMA normalized rainfall averaged over a) IPO positive phase (1978-1999) and b) IPO negative phases (1961-1977 and 2000-2011) 79
Figure 3.7 - ENSO composites Normalized rainfall averaged over NDJFMA months corresponding to a) Niño3.4 > 1: strong Niños, b) Niño3.4 < -1: strong Niñas, c) 0.5 < Niño3.4 < 1: moderate Niños and d) -1 < Niño3.4 < -0.5: moderate Niñas 80
Figure 3.8 - a) Scatterplot of 5-yr low-pass-filtered SPCZ latitude proxy and Niño3.4 (only DJF months plotted), Niño events (red), Niña events (blue), neutral events (grey), IPO+ (filled dot), IPO- (empty dot). The black line is drawn at the latitude of Tahiti (17.5°S). Dotted lines are drawn at Niño3.4 = ± 0.5. A thick dashed line is plotted at the SPCZ latitude averaged over the IPO+ period, a thin dashed line is plotted at the SPCZ latitude averaged over the IPO- period. b) Scatterplot of the 5-yr low-pass-filtered SPCZ longitude proxy and Niño3.4 (only DJF months plotted), Niño events (red), Niña events (blue), neutral events (grey), IPO+ (filled dot), IPO- (empty dot). The black line is drawn at the longitude of Tahiti (149.5°W). Dotted lines are drawn at Niño3.4 = ± 0.5. A thick dashed line is plotted at the SPCZ longitude averaged over the IPO+ period, a thin dashed line is plotted at SPCZ longitude averaged over the IPO- period.....82
Figure 3.9 - TOD detection results. a) p-value time series, a blue line is drawn at the significance threshold of 5% and b) g_hat vector (spatial distribution of climate trend signal).....85
Figure 4.1 - Model and observation relationship over the past and future diagram.....104
Figure 4.2 - a) The Aladin domain over Tahiti at 12 km : 45 x 45 grid cells.b) The topography of Tahiti as seen by Aladin in meters above sea level. “Land” grid-points are represented by red crosses, the neighbouring grid-points are considered as “sea” grid-points aloft.c) Location of the rainfall gauges over Tahiti and Moorea. Windward stations are represented by crosses and leeward stations by empty circles. 107
Figure 4.3 - a) GPCP austral summer (DJF) mean rainfall rate in mm per dayb) CNRM-CM5 austral summer (DJF) mean rainfall ratec) ARPEGE 50 km austral summer (DJF) mean rainfall rate.....109
Figure 4.4 - Composite Niño : rainfall anomalies in mm at stations averaged over El Niño events of the period 1961-2011 ; Composite Niña : rainfall anomalies in mm at stations

averaged over La Niña events of the period 1961-2011.....113
Figure 4.5 - Composite Niño : modelled rainfall anomalies in mm of Aladin Tahiti averaged over modelled El Niño events of the historical period (from ARPEGE 50 km) ; Composite Niña : modelled rainfall anomalies in mm of Aladin Tahiti averaged over modelled La Niña events of the historical period (from ARPEGE 50 km)Black crosses are plotted on the land grid points of the island, as resolved by Aladin 114
Figure 4.6 - Q-Q plots of observed rainfall DJF anomalies from each windward station against the modelled rainfall DJF anomalies from the grid cell exhibiting the maximum contrast between model El Niño and La Niña.....117
Figure 4.7 - The most ENSO-constrasted model grid point mean rainfall amounts for : (i) historical (black) : 1951-2005 ; (ii) RCP4.5 (light grey) : 2006-2037, 2038-2069 and 2070-2100 ; (iii) RCP8.5 (dark grey) : 2006-2037, 2038-2069 and 2070-2100. Mean rainfall amounts are averaged over modelled El Niño (blue) and La Niña (red). Warm and cold ENSO months are selected according to the model Niño3.4 index values. El Niño months correspond to SSTs from ARPEGE 50 km Niño3.4 index greater than 0.5 ; La Niña months correspond to Niño3.4 index lower than -0.5. Identical rainfall amounts have been calculated for Teahupoo1 and Papara5 stations using the linear relationship between each station and the model grid point, derived from q-q plots. 121
Figure 5.1 - Schéma récapitulatif du travail de thèse.....131

Index des tables

Table 1 - Descriptif des postes pluviométriques.....47
Table 2 - Teahupoo1 changes of precipitation in mm and % (bold values are statistically significant) with respect to historical mean and changes of precipitation in mm and % due to El Niño and La Niña events with respect to the corresponding climatology. 121
Table 3 - Papara5 changes of precipitation in mm and % (bold values are statistically significant) with respect to historical mean and changes of precipitation in mm and % due to El Niño and La Niña events with respect to the corresponding climatology. 121

Résumé

Les effets du changement climatique sur les îles du Pacifique constituent un enjeu majeur pour les populations insulaires. En particulier, les précipitations constituent un des paramètres sensibles car elles conditionnent la ressource en eau. Le but de cette thèse est d'apporter les premiers éléments de réponse relatifs à l'évolution des précipitations au cours du 21ème siècle sur Tahiti.

Dans un premier temps, les précipitations à Tahiti ont été caractérisées à partir des mesures issues du réseau d'observation de Météo France. La saison des pluies, de novembre à avril, constitue la saison d'intérêt, car c'est à cette période de l'année que les cumuls de pluie sont les plus élevés. En effet, la zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ), siège de la convection profonde, est la principale source de précipitations à Tahiti en été austral (Décembre-Janvier-Février). A l'échelle interannuelle et interdécennale, les phénomènes El Niño Southern Oscillation (ENSO) et Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) induisent des migrations nord/sud et est/ouest de cette zone de convergence qui l'éloignent ou l'approchent de Tahiti. L'IPO, implique un déplacement de la SPCZ vers le nord-est en phase positive, ce qui induit des cumuls plus élevés observés à Tahiti. Elle est déplacée vers le sud-ouest en phase négative de l'IPO, d'où une diminution des pluies à Tahiti. L'étude montre qu'en IPO positif, l'occurrence d'événements El Niño intenses est favorisée. Pour ces cas de figure, la SPCZ migre brutalement vers le nord-est et adopte une orientation zonale au-dessous de l'équateur. Cette configuration l'éloigne de Tahiti et perturbe le flux d'alizés de sud-est, il en résulte alors des pluies orographiques très abondantes sur les côtes sud-est de l'île.

Suite à cet état des lieux des précipitations observées, une méthodologie originale, en l'absence de toute autre expérience internationale sur la région, a été mise en œuvre pour obtenir un modèle capable de distinguer l'île et capturer au mieux les effets orographiques. Deux descentes d'échelle successives ont été nécessaires pour passer du modèle couplé global CNRM-CM, à 150 km de résolution, au modèle à aire limitée ALADIN-Climat, de résolution 12 km, centré sur Tahiti. Les sorties du modèle régional obtenues ont été confrontées aux observations sur la partie historique. Un lien a été établi entre les précipitations observées et modélisées sur la période passée. Ce lien est construit entre stations d'observations et points de grille du modèle exhibant un comportement similaire relatif aux phases de l'ENSO. Il a été supposé encore pertinent au 21^{ième} siècle pour déduire les précipitations futures les plus réalistes à Tahiti, à partir des précipitations simulées par le modèle à 12 km, suivant deux scénarios du GIEC (RCP4.5 et RCP8.5). La structure spatiale du réchauffement climatique de type El niño conforte la pertinence du lien établi. Les résultats obtenus concernent les côtes sud de Tahiti. Les précipitations vont augmenter progressivement tout au long du 21ème siècle, en réponse au réchauffement global. A Papara, il est tombé en moyenne sur la période 1961-2011 pendant l'été austral 695 mm de pluie. Il tombera en moyenne sur la période 2070-2100, 825 mm selon le scénario RCP4.5, 814 mm selon le scénario RCP8.5, soit une augmentation d'un peu moins de 20 %. Ajoutés à cet accroissement à long terme, les événements El Niño induiront un excédent de précipitations. Mais cet effet sera réduit en fin de période dans le RCP8.5. A l'inverse, les événements La Niña s'accompagneront toujours d'un déficit de précipitations mais sans arriver à contrecarrer l'accroissement à long terme.

Abstract

The effects of climate change on Pacific islands is a major concern for the local populations. The rainfall parameter, specifically, appears as one of the sensitive parameters, as it determines water resources. The goal of this thesis is to bring a first insight into the 21st century evolution of precipitation in Tahiti.

The first step was to characterize rainfall in Tahiti using data records from the observation network of Meteo France. The "rainfall season", lasting from November to April, is the season of interest, as rainfall amounts are the highest at this time of the year. Indeed, the South Pacific Convergence Zone (SPCZ), host of deep convection, remains the principal source of rainfall in Tahiti in austral summer (December-January-February). On interannual and interdecadal timescales, the El niño Southern Oscillation (ENSO) and the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) imply north/south and east/west migrations of the SPCZ, drawing it away, or closer to Tahiti. The positive phase of the IPO involves a north-eastward displacement of the SPCZ, which causes higher rainfall amounts in Tahiti. The SPCZ is displaced towards the south- west during negative IPO phase, leading to a decrease of rainfall in Tahiti. The study reveals that the IPO positive phase favor the occurrence of intense El niño events. In those cases, the SPCZ is critically displaced to the north-east and lies zonally just south of the equator. Accordingly, the SPCZ is drawn away from Tahiti and alters the south-east flow of trade winds. As a result, substantial orographic precipitation affect the south-east coasts of Tahiti.

Following the assessment of observed precipitation for the period 1961-2011, an original method has been set up to obtain a model able to resolve the island and capture the orographic effects at best. Two successive downscaling steps have been necessary to get the limited area model ALADIN-Climat over Tahiti (at the resolution of 12 km), starting from the global coupled model CNRM-CM with a resolution of 150 km. The regional model outputs have been compared to the observed records over the historical period. A linkage between observed and modeled precipitation has been defined. This linkage has been built between meteorological stations and model grid cells exhibiting similar behaviour regarding the phases of ENSO. It has been assumed that this linkage is still relevant in the 21st century. In this way, future precipitation in Tahiti, as realistic as possible, are deduced from modeled precipitation (at 12 km of resolution), following two IPCC scenarios (RCP4.5 and RCP8.5). The El niño-like spatial structure of global warming further confirms the relevance of the linkage built previously. The results obtained concern the southern coasts of Tahiti. Rainfall would gradually increase along the 21st century, as a consequence of global warming. In Papara, the austral summer mean rainfall height is 695 mm over the period 1961-2011. The mean value, for the period 2070-2100, would be 825 mm for the scenario RCP4.5 and 814 mm for the scenario RCP8.5, let say an increase of a little less than 20%. Superimposed to this long-range raise, El niño events would induce an excess of rainfall. This effect would be reduced at the end of the 21st century in RCP8.5. Conversely, La niña events would always involve a decline of rainfall, but would not succeed in counteracting the long-range increase.

Introduction générale

Le dernier rapport du GIEC laisse désormais peu de place au doute, le climat de la Terre est en train de changer en réponse à l'accroissement des quantités de gaz à effet de serre issus de l'activité humaine. Les projections à l'échelle globale des experts du GIEC indiquent qu'en 2100 la température de surface de la Terre pourrait monter de 1.5° à 4.8°C et que le niveau des océans pourrait s'élever de 0.28 mètres à près d'1 mètre. Ces valeurs, bien que très utiles et favorisant une prise de conscience internationale, sont issues de moyennes globales et ne reflètent pas forcément ce qui se passe à l'échelle régionale. En effet le dernier rapport du GIEC annonce que le réchauffement de l'atmosphère attendu à la fin du 21ème siècle sera plus prononcé sur les surfaces continentales que sur l'océan. De même, l'élévation du niveau des mers ne sera pas uniforme, certaines régions étant sujettes à d'importantes fluctuations autour de la moyenne globale.

Dans l'océan Pacifique, la crainte de l'aléa climatique est particulièrement justifiée pour les habitants des nombreuses îles qui le parsèment. Les îles Samoa, Fidji, Tonga, Kiribati, la Nouvelle-Calédonie, la Polynésie française et bien d'autres sont extrêmement vulnérables face au changement climatique. D'une part, l'augmentation du niveau de l'océan réduit les zones terrestres habitables, accroît les risques liés aux phénomènes extrêmes de marée et contamine les nappes d'eau souterraine. D'autre part, le réchauffement accéléré de l'atmosphère et de l'océan s'accompagne de changements de grande échelle qui peuvent affecter la saison des pluies, causant par exemple une diminution ou une augmentation à long terme des cumuls saisonniers, et donc la ressource en eau potable. Ce réchauffement peut également augmenter la fréquence d'événements extrêmes de précipitations telles que sécheresses et inondations. Même si aucun consensus n'est admis dans le dernier rapport du GIEC sur la fréquence des cyclones tropicaux, un accord semble émerger en ce qui concerne la proportion croissante des cyclones tropicaux de forte intensité. L'évolution des caractéristiques de ces phénomènes extrêmes figurent parmi les conséquences potentielles du changement climatique les plus redoutées. Tous ces éléments vont engendrer des impacts sur la sécurité et la santé des populations, sur la biodiversité (récifs coralliens, flore et faune terrestre endémique,...) et sur l'économie (agriculture, pêche, tourisme).

Les îles de la Polynésie française se partagent un domaine maritime aussi vaste que l'Europe dans le Pacifique sud central (Figure 1.1). Bien que jouissant d'un climat tropical, leur forte extension méridionale se traduit par quelques spécificités régionales dans le cycle saisonnier des archipels. L'archipel des Marquises, tout au nord (9°S), bénéficie d'un climat de type tropical aride en raison de sa proximité à l'équateur. Il est caractérisé par des pluies modérées, des températures élevées et un bon ensoleillement relativement distinct du climat des îles Australes et des îles Gambiers, les plus au sud (23°S). Ces dernières connaissent à la fois l'influence d'un climat tropical pendant la saison chaude et celle d'un climat tempéré au cours de la saison fraîche. Les précipitations sont abondantes toute l'année et les températures sont les plus fraîches de Polynésie française. Entre ces deux groupes d'îles aux climats les plus contrastés on trouve les archipels de la Société et des Tuamotu. Le premier est le plus peuplé de Polynésie française (75 % de la population) avec l'île principale de Tahiti. Il est constitué d'îles hautes au relief bien marqué. L'archipel des Tuamotu est le deuxième plus peuplé de Polynésie française, il est formé

d'une multitude d'îles coralliennes basses constituées d'un récif barrière enfermant un lagon (les atolls). Le climat de ces deux archipels est très similaire, de type tropical humide avec des pluies abondantes en saison chaude (novembre à avril) qui se raréfient en saison fraîche (mai à octobre).

La Polynésie française est donc concernée par diverses facettes du changement climatique. Pour le niveau de la mer, plusieurs chercheurs du LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale) notamment, travaillent actuellement sur ce sujet. Pour l'étude des cyclones, divers travaux sont conduits, donc certains au sein de Météo France. Dans le cadre de cette collaboration entre l'Université de Polynésie Française (UPF) et Météo France nous avons orienté ce travail de thèse sur l'impact du changement climatique sur les précipitations à Tahiti, avec la perspective d'apporter les premiers éléments de réponse concernant l'évolution future de la ressource en eau, qui n'a pas été traitée à ce jour.

Le manuscrit s'organise ainsi :

Le premier chapitre pose le contexte climatique du Pacifique Sud tropical dans lequel s'inscrit la Polynésie française. Il débute avec la présentation des circulations océan-atmosphère et des conditions moyennes du Pacifique Sud tropical avant de poursuivre avec la climatologie de quelques variables météorologiques. Les sources de variabilité d'échelle interannuelle et interdécennale sont ensuite traitées. Le chapitre se clôture sur les effets du changement climatique d'ores et déjà observés dans différentes régions du Pacifique Sud.

Le second chapitre décrit les différents jeux de données ainsi que les modèles utilisés dans ce travail de thèse. Les outils statistiques qui ont été nécessaires sont également présentés dans ce chapitre.

Le troisième chapitre présente l'état des lieux des pluies observées à Tahiti sur la période 1961-2011. Les relations entre les éléments-clés de grande échelle du Pacifique et les régimes de précipitations observés à Tahiti sont proposés. Un test de détection de changement de climat est appliqué aux précipitations annuelles à Tahiti. Il révèle qu'aucune tendance significative à long terme n'est identifiée. Ce chapitre reprend l'article soumis dans Climate Research : Hopuare et al, Climate change, IPO, ENSO, SPCZ and observed precipitation variability in Tahiti, French Polynesia.

Le quatrième chapitre propose une méthodologie de descente d'échelle mise en place pour évaluer les changements de précipitations à Tahiti à l'horizon 2100. Le lien entre le climat passé réel (observé) et le climat passé simulé par le modèle, est établi et supposé inchangé au cours du 21ème siècle. Ce lien est exploité pour traduire les précipitations futures projetées par les scénarios du modèle. Le chapitre s'appuie sur l'article soumis dans Climate Research : Hopuare et al, A small island downscaling to assess the impact of climate change on austral summer precipitation : application to Tahiti.

Les conclusions et perspectives sont établies dans le cinquième chapitre.

Chapitre 1 Contexte climatique de la Polynésie française : le Pacifique Sud tropical

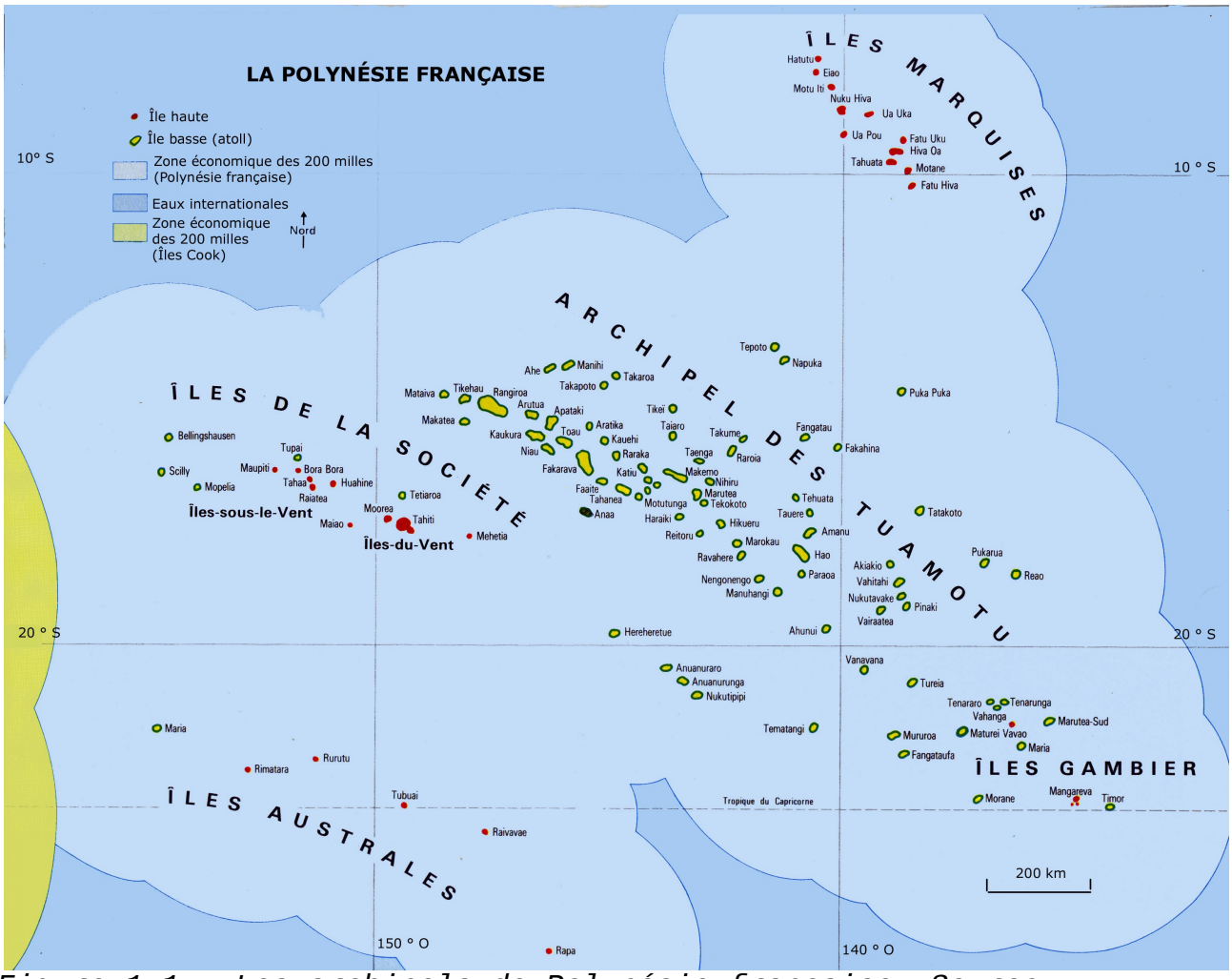


Figure 1.1 - Les archipels de Polynésie française. Source : http://www.des.pf

1.1 Circulation océan-atmosphère et état moyen du Pacifique tropical

La forme sphérique de la Terre implique que l'énergie solaire reçue varie avec la latitude. L'énergie reçue du soleil est maximale dans les tropiques et minimale aux pôles. Les régions tropicales (30°S-30°N) absorbent en moyenne plus d'énergie solaire qu'elles n'en émettent dans l'infrarouge vers l'espace (sauf les régions désertiques). Elles présentent au sommet de l'atmosphère un bilan radiatif excédentaire, contrairement aux régions extra-tropicales et polaires. Ce déséquilibre énergétique combiné à la rotation terrestre est ainsi à l'origine de circulations atmosphériques et océaniques couplées d'échelle planétaire dont le rôle est de rééquilibrer l'énergie radiative du globe entre les régions excédentaires et

déficitaires. Dans la bande tropicale, le surplus d'énergie est redistribué par l'atmosphère grâce à la circulation de Hadley. La redistribution par les océans se fait par les grands gyres subtropicaux et sur de très longues échelles de temps, par la circulation thermohaline. Les déplacements de masses d'air et d'eau associés se font dans le plan horizontal (mouvements zonaux et méridiens) et dans le plan vertical (mouvements ascendants et subsidents).

1.1.1 Le cas de l'atmosphère

La réponse de l'atmosphère au déséquilibre radiatif existant entre les régions tropicales et les pôles se manifeste par un transport de chaleur des tropiques vers les pôles.

Ce dernier, en plus d'être perturbé par le mouvement de rotation de la Terre se trouve également contraint par la répartition des océans et des continents sur le globe. En effet, on distingue trois pôles majeurs de convection profonde, sur l'Amérique, l'Afrique et le plus important sur l'Indonésie. Ils sont le siège de températures de surface élevées qui sont transmises à l'atmosphère par les flux de surface.

Ainsi deux circulations atmosphériques permettent la redistribution d'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires.

Premièrement, la circulation de Hadley assure le transport méridien d'énergie. L'air chaud et humide de la bande équatoriale s'élève. Ce faisant, il se refroidit jusqu'à atteindre le seuil de saturation au-delà duquel l'eau se condense et libère de la chaleur latente en précipitant. L'excédent d'énergie transporté en haute troposphère migre vers les pôles jusque vers 30°S/N. En effet, des considérations dynamiques et thermiques montrent que la progression méridienne des masses d'air ne peut excéder 30° de latitude. La conservation du moment angulaire impose aux masses d'air une vitesse zonale vers l'Est, formant ainsi les courants de jet d'altitude.

C'est donc un air très sec qui redescend vers 30° de latitude et qui va se réchauffer à mesure qu'il redescend. Cette subsidence d'air chaud et sec génère en surface des zones de hautes pressions. Elle permet d'expliquer la présence de grands déserts subtropicaux sur continent et d'anticyclones subtropicaux sur océan. Dans le Pacifique Sud, la zone de haute pression en surface générée par la branche subsidente de Hadley correspond à l'anticyclone de l'île de Pâques. Arrivées en surface, les masses d'air convergent vers l'équateur. Elles acquièrent alors une vitesse zonale vers l'Ouest par conservation du moment angulaire et constituent les vents alizés. La boucle ainsi décrite correspond à la cellule de Hadley, qui fait partie avec la cellule de Ferrel et la cellule polaire de la circulation de Hadley. L'intensité de cette circulation fluctue avec le mouvement apparent du soleil au cours de l'année. En hiver austral (Juin-Juillet-Août), la cellule de Hadley de l'hémisphère sud est très développée. Elle s'étend de 30°S à 15°N et est environ dix fois plus intense qu'en été austral ($\approx 200.10^9$ kg/s) car le plus fort déficit en énergie concerne l'hémisphère sud. En revanche pendant l'été austral (Décembre-Janvier-Février), la cellule de Hadley de l'hémisphère sud n'affiche qu'une très faible intensité ($\approx 40.10^9$ kg/s). Cette circulation n'est en fait pas très efficace car seul un faible pourcentage de l'excédent d'énergie est exporté vers les moyennes latitudes.

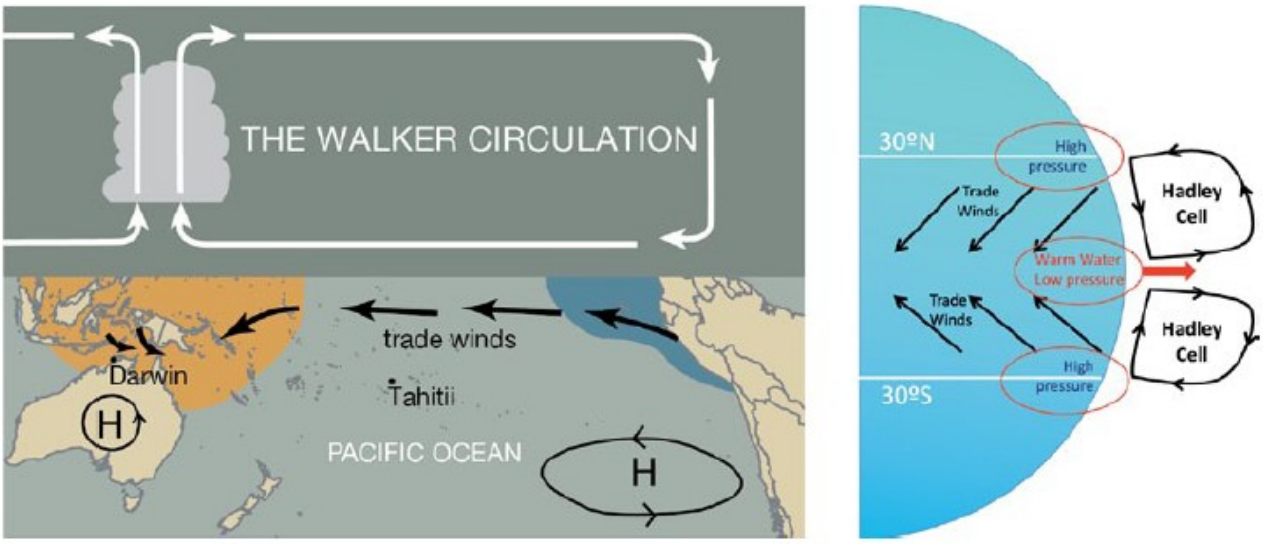


Figure 1.2 - Circulation de Walker (à gauche) et circulation de Hadley (à droite). Source : Australian Bureau of Meteorology

Deuxièmement, la circulation de Walker explique le transport zonal d'énergie dans les régions tropicales. C'est en 1969 que Bjerknes émet l'hypothèse de l'existence d'une cellule située dans un plan zonal-vertical le long du Pacifique équatorial. Il la baptise *cellule de Walker* car dès 1923, Walker reconnut son rôle essentiel. La différence de température en basses couches entre l'ouest et l'est du bassin (plus élevées à l'ouest qu'à l'est) ainsi qu'un gradient de pression de surface dirigé vers l'est génèrent une boucle zonale de circulation atmosphérique. Cette boucle constitue la cellule Pacifique de la circulation de Walker (d'échelle globale). L'air chaud et humide s'élève par convection au-dessus du continent maritime (région située au sud-est de l'Asie), perd sa chaleur et son humidité et est entraîné en altitude vers l'est du bassin où il redescend puis circule vers l'ouest via les alizés. La branche ascendante de Walker se situe au-dessus du continent maritime et la branche subsidente sur le Pacifique Est.

Ainsi, les structures atmosphériques importantes du Pacifique Sud, qui dictent le climat en Polynésie française, résultent des circulations de grande échelle couplées océan-atmosphère qui elles-mêmes sont initiées par un déséquilibre énergétique. Ces circulations sont représentées schématiquement sur la figure 1.2. Les structures atmosphériques sont plus amplement documentées ici.

1.1.1.1 La zone de convergence intertropicale (ITCZ)

La zone de convergence intertropicale (ou ITCZ en anglais) est une bande nuageuse quasi-continue, présente autour de la Terre. Elle est plus large aux niveaux des trois pôles de convection profonde (Afrique, Amérique et Indonésie), en particulier sur le continent maritime où son extension méridienne atteint 2000 à 3000 km. Ailleurs, elle est beaucoup plus ténue. L'ITCZ matérialise la rencontre des alizés de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud et constitue la branche ascendante de la cellule de Hadley (Fig 1.6). Sa position est contrôlée par les maxima de température de surface. Au-dessus des continents, les déplacements de l'ITCZ sont de grande amplitude et suivent, tout comme le maximum

de température de surface, le mouvement apparent du soleil. Sur l'océan, d'inertie thermique plus grande, les maxima de température se déplacent peu en latitude et l'ITCZ migre entre 0 et 10°N toute l'année.

Dans le Pacifique, les alizés ayant parcouru de longues distances au-dessus de l'océan approvisionnent l'ITCZ en chaleur et en humidité. La convection qui lui est associée libère d'importantes quantités de chaleur latente, certains nuages convectifs peuvent en effet atteindre la tropopause (17 à 18 km d'altitude). Bien qu'elle se situe au nord de l'équateur toute l'année (sur océan) et influence plutôt le climat du Pacifique Nord, elle peut ponctuellement venir intéresser la Polynésie française, en particulier les Marquises au cours d'épisodes ENSO.

1.1.1.2 La zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ)

Dans l'hémisphère sud, ce sont les premiers clichés satellite qui confirment la présence d'une zone de convergence dans le Pacifique. Son nom, la Zone de Convergence du Pacifique Sud (South Pacific Convergence Zone en anglais), est généralement attribuée à Trenberth (1976). Elle s'étend de la Nouvelle-Guinée à la Polynésie française et peut être décomposée en deux parties (Trenberth, 1976 ; Kiladis et al, 1989 ; Vincent, 1994) : la SPCZ zonale à l'ouest du Pacifique et la SPCZ diagonale qui s'étire selon un axe nord-ouest/sud-est vers les moyennes latitudes (Figure 1.6). L'argument de Vincent (1982), en faveur de ce découpage s'appuie sur le fait que les processus dynamiques changent en fonction de la latitude de la SPCZ. La convection au sein de la SPCZ zonale, s'explique par la présence d'eaux chaudes sous-jacentes tandis que dans la SPCZ diagonale elle dépend avant tout des échanges entre tropiques et moyennes latitudes, qui contribuent à l'orientation diagonale de la zone de convergence.

A ce jour les scientifiques tentent toujours d'expliquer la position, l'orientation et l'intensité de la SPCZ. Certains ont évalué le rôle des gradients de SST dans l'origine et le maintien de la SPCZ zonale. Ils avancent que les gradients de SST imposent un gradient de pression qui, à son tour, pilote les vents de surface, ce qui génère de la convergence d'humidité matérialisée par la SPCZ zonale (Kiladis et al, 1989 ; Kiladis and Weickmann, 1992). Une autre piste, peu exploitée par la suite, propose la distribution océan-continent dans le Pacifique sud. Kiladis et al. (1989) montrent par des simulations numériques qu'en l'absence de l'Australie, le flux de mousson disparaît, ce qui affaiblit considérablement la convection dans la SPCZ zonale. Davidson and Hendon (1989) avancent que la convection le long de la SPCZ zonale s'explique par des perturbations synoptiques qui naissent au-dessus du contient maritime et s'intensifient pour atteindre un maximum d'amplitude au-dessus du Pacifique sud.

Une hypothèse couramment admise pour expliquer la partie diagonale de la SPCZ consiste à dire qu'elle est le résultat d'interactions d'échelle synoptique entre les tropiques et les moyennes latitudes. Les forts vents d'ouest en haute troposphère, notamment le Jet d'Ouest subtropical (JOST), favorisent la propagation d'énergie des ondes de Rossby des moyennes latitudes vers l'équateur, stimulant ainsi la convection profonde dans la SPCZ diagonale (Kiladis et al, 1989 ; Hurrell and Vincent, 1990 ; Matthews, 2012). Kiladis et Weickmann ont montré qu'en hiver austral la SPCZ diagonale ne disparaît pas totalement (entre 20 à 40°S et 160 à 180°E) grâce aux perturbations baroclines qui remontent de la Nouvelle-Zélande vers l'équateur. Ce sont les vents d'ouest, dominants dans la troposphère en cette saison, qui permettent la propagation vers le nord et vers l'est de ces

perturbations des moyennes latitudes. D'autre part, les conclusions de Hurrell et Vincent (1992) concernant l'impact des SST du Pacifique sur la partie diagonale de la SPCZ mettent en avant le rôle des forts gradients de SST. La réduction de ces gradients dans les modèles a provoqué une diminution de l'intensité du JOST qui inhibe la propagation d'énergie des ondes de Rossby équatoriales vers les pôles et vers l'est. Widlansky (2011) suppose que l'orientation diagonale de la SPCZ provient du piégeage de l'énergie des perturbations synoptiques se propageant vers l'est. D'autres études montrent que la position et l'orientation de la SPCZ diagonale s'expliquent par la géométrie des régions subtropicales sèches à l'Est du bassin (Takahashi and Battisti, 2007) et par l'intensité du transport d'air sec par les alizés (Lintner and Neelin, 2008).

La SPCZ varie sur des échelles de temps allant de la journée à plusieurs dizaines d'années. Son cycle annuel sera présenté dans le paragraphe 1.2, en même temps que celui des précipitations dans le Pacifique Sud. A l'échelle interannuelle, la variabilité de la SPCZ est liée au phénomène ENSO, et sera décrite au paragraphe 1.3. Les échelles de temps décennales à interdécennales pour lesquelles l'IPO a une influence sur la SPCZ seront abordée au même paragraphe.

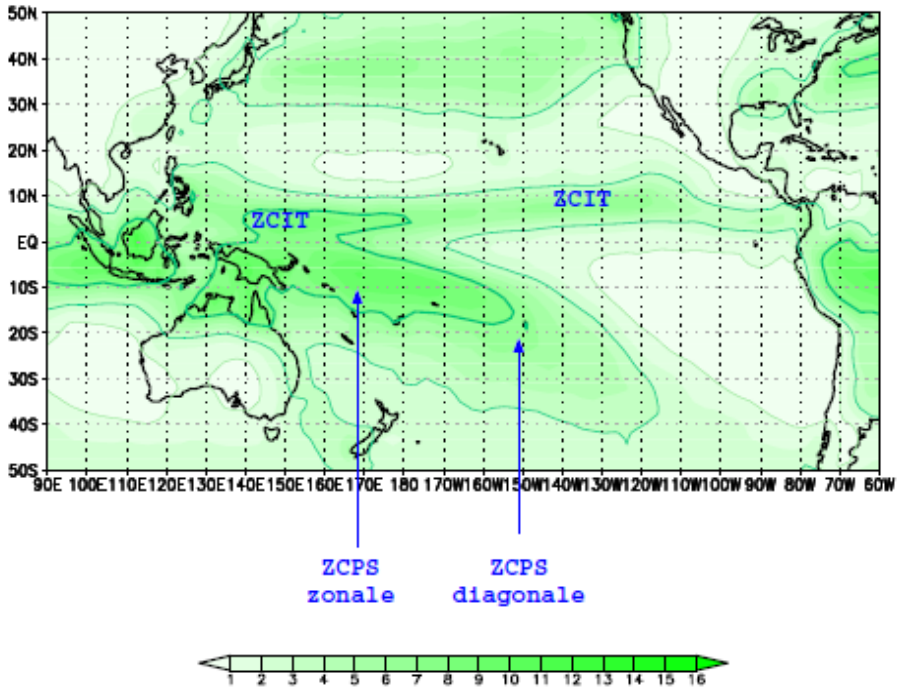


Figure 1.4 - Précipitations en été austral (mm/jour) réalisées à partir de GPCP. Les isolignes 1 mm/j, 3 mm/j et 7 mm/j ont été rajoutées. Source : Beucher (2010)

Une analyse de la variabilité de la SPCZ selon une approche multi-échelle est proposée par Matthews (2012) à partir de données satellites infrarouges représentatives de la convection (Outgoing Longwave Radiation). Cette étude permet d'identifier deux modes de variabilité dominants de la SPCZ. Un premier mode où la SPCZ se déplace vers l'ouest et un deuxième où elle s'intensifie. Dans ces deux modes, le mécanisme à l'origine des précipitations repose sur la propagation vers l'équateur et vers l'est de perturbations des moyennes latitudes voyageant dans le JOST puis dans le canal de vent d'ouest du

Pacifique central (180°E à 80°W). Les anomalies négatives et positives de fonction de courant se succèdent le long de l'axe de propagation des ondes et s'étirent selon un axe nord-ouest/sud-est. La fonction de courant permet de visualiser la partie rotationnelle de la circulation atmosphérique et les zones à fort gradient méridien de fonction de courant sont associées à des zones à forte ascendance (généralement liées à la convection profonde). Ces anomalies de fonction de courant sont associées à des anomalies d'activité convective qui s'organisent suivant la diagonale nord-ouest/sud-est. La libération de chaleur latente associée à la convection provoque de la divergence en haute troposphère et des anomalies négatives de fonction de courant qui exercent une rétroaction négative sur la convection. Celle-ci est alors inhibée et les précipitations cessent. Les trains d'ondes ont une durée de vie de quelques jours seulement mais ils constituent un apport ponctuel de précipitations orientées selon la diagonale de la SPCZ. L'occurrence de ces perturbations est un processus stochastique qui est modulé par des oscillations telles que la MJO ou ENSO. Matthews montre que certaines phases de la MJO et la phase froide d'ENSO favorisent un décalage vers l'ouest du canal de vents d'ouest qui fait remonter les perturbations vers l'équateur plus à l'ouest. Ce faisant, la convection et les précipitations associées ont lieu plus à l'ouest du bassin. Il souligne que l'origine et la variabilité de la SPCZ repose sur les interactions d'échelle (de la journée à l'interannuel) entre plusieurs processus dynamiques.

La représentation de la SPCZ dans les modèles globaux s'est améliorée au fil des générations de GCMs, mais à ce jour, plusieurs biais persistent, notamment en terme d'orientation et d'intensité de la SPCZ. L'évaluation de la SPCZ dans les GCMs participant au projet d'intercomparaison des modèles couplés montre une amélioration dans sa représentation spatiale entre la 3ème phase et la 5ème phase du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). Cependant, le syndrome de double ITCZ est toujours présent dans beaucoup de modèles (Brown et al, 2011 ; Brown et al, 2012). Le syndrome de double ITCZ est un biais bien connu des GCM, il se traduit par des précipitations importantes au sud de l'équateur à l'image de l'ITCZ au nord de l'équateur. La majorité des GCMs simulent une SPCZ qui s'étend beaucoup trop zonalement dans l'est du bassin et ne présentent pas d'extension diagonale vers les subtropiques.

1.1.1.3 L'anticyclone de l'île de Pâques et les alizés

Sous les tropiques, le champ de pression réduite au niveau de la mer est défini par des gradients peu marqués par rapport aux gradients des moyennes latitudes. Cependant, il existe des centres d'action dans chaque océan, dont les principaux consistent en une zone de basses pressions équatoriales majoritairement à l'ouest du bassin et de deux ceintures de hautes pressions subtropicales. Ces dernières, situées en moyenne vers 30° de latitude sont particulièrement marquées sur les bords est des océans. Dans l'océan Pacifique, la zone de basses pressions équatoriales se situe dans la zone de confluence des alizés et porte le nom de thalweg de mousson tandis que les zones de hautes pressions correspondent aux anticyclones d'Hawaii dans l'hémisphère nord et de l'île de Pâques dans l'hémisphère sud.

Ils se positionnent en moyenne annuelle au niveau des branches subsidentes des cellules de Hadley et de Walker. L'anticyclone de l'île de Pâques est centré en moyenne sur 90°W mais cette position varie au cours de l'année.

Dans les basses couches de la troposphère tropicale, les alizés sont pilotés par les anticyclones subtropicaux de surface. La rotation anticyclonique de l'anticyclone de l'île de Pâques commande le sens de l'écoulement avec une dominante est. L'alimentation initiale

d'origine extratropicale est « froide » mais elle se réchauffe progressivement, la position de l'anticyclone et la nature de la surface sous-jacente déterminant les caractères thermiques et hygrométriques des alizés. Dans le Pacifique Sud les alizés sont initialement frais et secs, ils se réchauffent et s'humidifient constamment, atteignant en fin de parcours la saturation. Le régime d'alizés piloté par l'anticyclone de l'île de Pâques est d'une grande importance pour les îles hautes de la Polynésie française puisqu'à la rencontre du relief, le soulèvement orographique génère des excédents de précipitations sur la façade exposée aux alizés.

1.1.1.4 Les perturbations d'origine extra-tropicale

Dans l'hémisphère sud, les perturbations des latitudes moyennes telles que les fronts, affectent les régions tropicales tout au long de l'année. Un front météorologique est une surface de discontinuité étendue qui sépare deux masses d'air aux propriétés physiques différentes, généralement une zone de rencontre entre des masses d'air chaudes et des masses d'air plus froides. Selon une étude menée par l'Ecole Nationale de la Météorologie auprès des services de prévision des DOM TOM les perturbations provenant des moyennes latitudes s'observent toute l'année en Polynésie française avec un pic de fréquence pendant la saison fraîche (de mai à octobre). A l'avant d'un front froid, le régime d'alizés faiblit et cède la place à des masses d'air chaud et humide provenant de l'équateur. La rencontre entre les masse d'air chaud tropical et les masses d'air plus froides extratropicales engendre des nuages et des précipitations. La convection s'organise le plus souvent en ligne de convergence bien marquée dite « pré-frontale » qui peuvent donner jusqu'à 100 mm de pluie notamment lorsqu'elles sont en phase avec un forçage dynamique d'altitude. Le front froid est peu actif car il n'est plus forcé en altitude et n'occasionne que de faibles pluies. Toutefois, la vigilance est de mise sous les tropiques car tant qu'un front n'est pas totalement frontolysé il peut donner de fortes précipitations. Après le passage du front froid, la température chute de quelques degrés et les alizés se rétablissent.

Lorsqu'une perturbation d'origine extra tropicale atteint des latitudes très basses, elle produit des ondulations dans le flux d'alizés qui créent un thalweg de basses couches. Un thalweg correspond à un axe de basses pressions séparant des régions environnantes à plus haute pression. Lorsqu'un thalweg de basses couches entre en phase avec un forçage d'altitude il peut déclencher des phénomènes convectifs intenses. Les thalwegs dans les flux d'alizés sont fréquents en Polynésie française puisqu'on les observe plusieurs fois par mois (Beucher, 2010).

1.1.2 Le cas de l'océan

Le premier moteur du transport océanique est le déséquilibre énergétique entre les tropiques et les pôles. Le second est l'action des vents qui est à l'origine des grands gyres océaniques. Le transport de l'énergie excédentaire par les océans est loin d'être négligeable par rapport au transport atmosphérique mais ce rapport varie avec la latitude. Aux basses latitudes, le transport océanique représente plus de 50 % du transport total d'énergie. Le transport méridien de chaleur atteint 9.10^{14} W vers 10° de latitude dans le Pacifique Sud.

Dans le Pacifique tropical, les vents dominants sont les alizés qui soufflent du sud-est dans l'hémisphère sud et de nord-est dans l'hémisphère nord. Ils convergent vers la zone de convergence intertropicale (ZCIT) au nord de l'équateur. Au niveau de l'équateur, les vents

dominants sont donc des vents d'est, qui « poussent » les eaux de surface dans l'ouest du bassin. Il est utile, à ce stade de rappeler que l'océan Pacifique est très stratifié verticalement. Les eaux chaudes et légères de surface sont séparées des eaux plus froides et denses de subsurface par une région de fort gradient thermique : la thermocline (Figure 1.4). La circulation de l'océan est active et fortement contrainte par le champ de vent et de pression au-dessus de la thermocline. A l'inverse, au dessous de la thermocline le gradient de pression est nul, ce qui implique une circulation profonde tendant vers zéro.

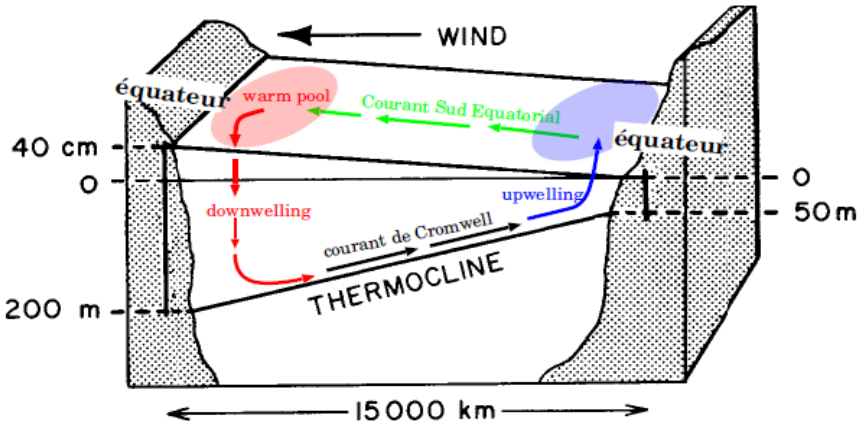


Figure 1.5 - Représentation schématique le long du Pacifique équatorial du flux d'alizés, des pentes de la surface de la mer et de la thermocline, des courants de surface (vert), des courants de profondeur (noir), des zones de downwelling (rouge) et d'upwelling (bleu). Source : Beucher (2010)

Pour simplifier le schéma de la circulation de l'océan Pacifique, on se place dans un premier temps à l'équateur, loin des continents. Les eaux de surface sont entraînées le long de l'équateur vers l'ouest par les alizés d'est : c'est le jet de Yoshida, dont l'accélération est proportionnelle à la tension de vent. Ces eaux s'accumulent progressivement dans l'ouest du bassin au niveau du continent maritime qui interrompt leur trajet, formant une région d'eaux chaudes ou « warm pool », une région d'eaux chaudes excédant 28-29°C et couvrant une surface de 15 millions de kilomètres carrés (Wyrtki, 1989).

Cette accumulation d'eau se traduit par une différence du niveau de la mer entre les bords ouest et est du Pacifique (environ 40-60 cm de différence) qui induit un gradient de pression zonal dans la couche de surface océanique, celui-ci s'opposant à la tension de vent. Le gradient de l'élévation du niveau de la mer est compensé par une pente opposée de la thermocline le long de l'équateur, profonde à l'ouest (200-250 m) mais proche de la surface à l'est (30-50 m). La circulation équatoriale dans la couche de surface de l'océan s'ajuste sur la verticale afin de répondre à la combinaison des forces en présence : tension de vent, gradient de pression, turbulence verticale. En surface, la résultante est un faible courant vers l'ouest, le courant Sud équatorial (SEC en anglais). A mesure qu'on s'enfonce dans la colonne d'eau, la tension du vent laisse place à la force de pression qui génère un puissant courant vers l'est, le sous-courant équatorial (EUC en anglais) aussi connu sous le nom de courant de Cromwell.

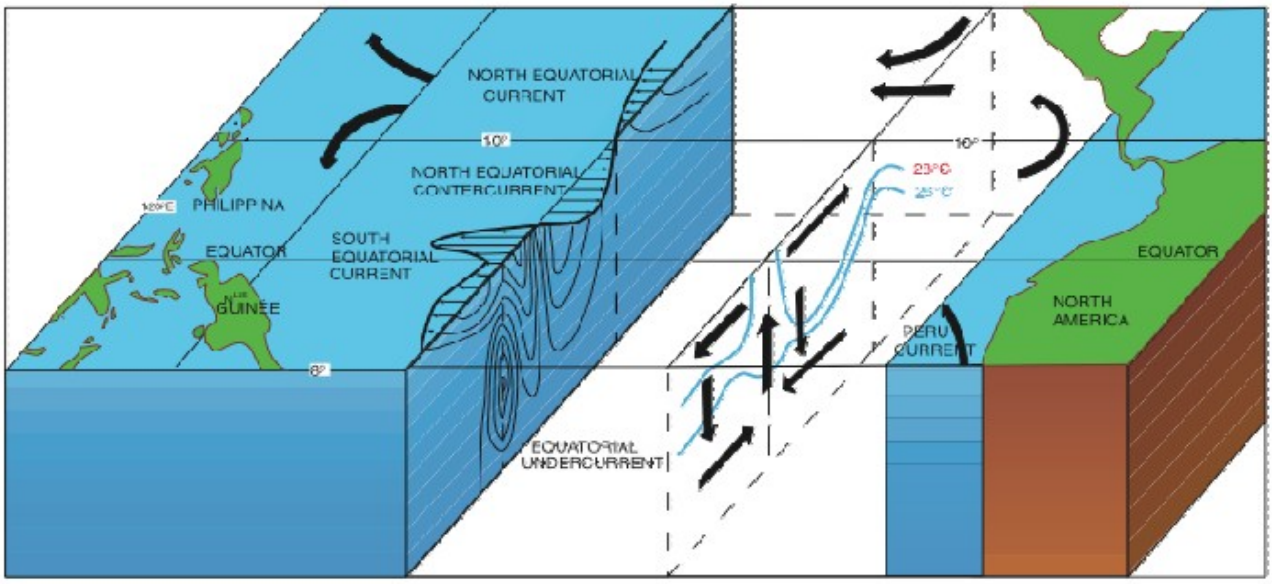


Figure 1.6 - Représentation schématique de la circulation de l'océan Pacifique tropical au sein de la couche mélangée océanique. Source : Philander, 1992

Une fois établie la circulation océanique le long de l'équateur, on peut s'intéresser à la circulation dans la direction perpendiculaire. En un point éloigné des côtes, les couches de surface océaniques sont entraînées vers l'ouest par les alizés. Cependant, lorsque l'on s'éloigne de l'équateur, la force de Coriolis prend de l'ampleur et modifie les trajectoires des ces couches de fluide. Les trajectoires sont déviées vers le nord dans l'hémisphère nord et vers le sud dans l'hémisphère sud. En surface, la déviation est de 45° par rapport à la direction du vent, et la déviation se propage vers le bas de la colonne d'eau par viscosité (spirale d'Ekman). Il en résulte un transport intégré à 90° par rapport à la direction du vent dans la couche de surface (transport d'Ekman). Le transport d'Ekman est proportionnel à l'inverse de f, le paramètre de Coriolis (et à la tension du vent en surface). L'équateur constitue donc une ligne de singularité. De part et d'autre de l'équateur, le transport d'Ekman augmente d'intensité à mesure qu'on s'approche de l'équateur et devient maximal vers 2 à 3° de latitude. Sous l'effet du vent, la couche d'eau entre la surface et la thermocline est déplacée et déviée par la force de Coriolis d'un angle (en moyenne sur la couche) de 90° par rapport à la direction du vent, ce qui crée une divergence. Pour compenser cette perte de masse, de l'eau plus profonde remonte vers la surface, poussée par la pression des colonnes d'eau voisines. C'est ce qu'on appelle l'upwelling équatorial (Fig 1.5). Dans le Pacifique, l'upwelling équatorial ramène en surface des eaux plus froides et salées formant à l'est du Pacifique la langue d'eaux froides ou « cold tongue » le long de l'équateur.

L'upwelling est également alimenté par des courants de subsurface qui convergent vers le Sous Courant équatorial et représentent la réponse géostrophique de la circulation océanique hors-équateur au gradient zonal de pression à l'équateur. Le Sous-courant équatorial érode le courant de surface à l'équateur qui se sépare en deux maxima de part et d'autre de l'équateur (branche nord et branche sud du courant équatorial sud).

La circulation océanique tropicale et subtropicale est forcée par les vents de surface, en

particulier les alizés de nord-est et de sud-est. Or, au sein des zones de convergence telles que la ITCZ et la SPCZ ces vents sont affaiblis, ce qui se répercute sur les courants équatoriaux. En fait, sous la ITCZ, c'est un courant d'ouest qui domine, appelé Contre-courant nord équatorial (NECC), il s'étend sur presque toute la largeur du bassin (Johnson et al, 2002). Dans l'hémisphère sud, sous la SPCZ, le courant d'ouest nommé Contre-courant sud équatorial (SECC) est quant à lui confiné dans l'ouest du bassin (Gouriou and Toole, 1993). Voir figure 1.6.

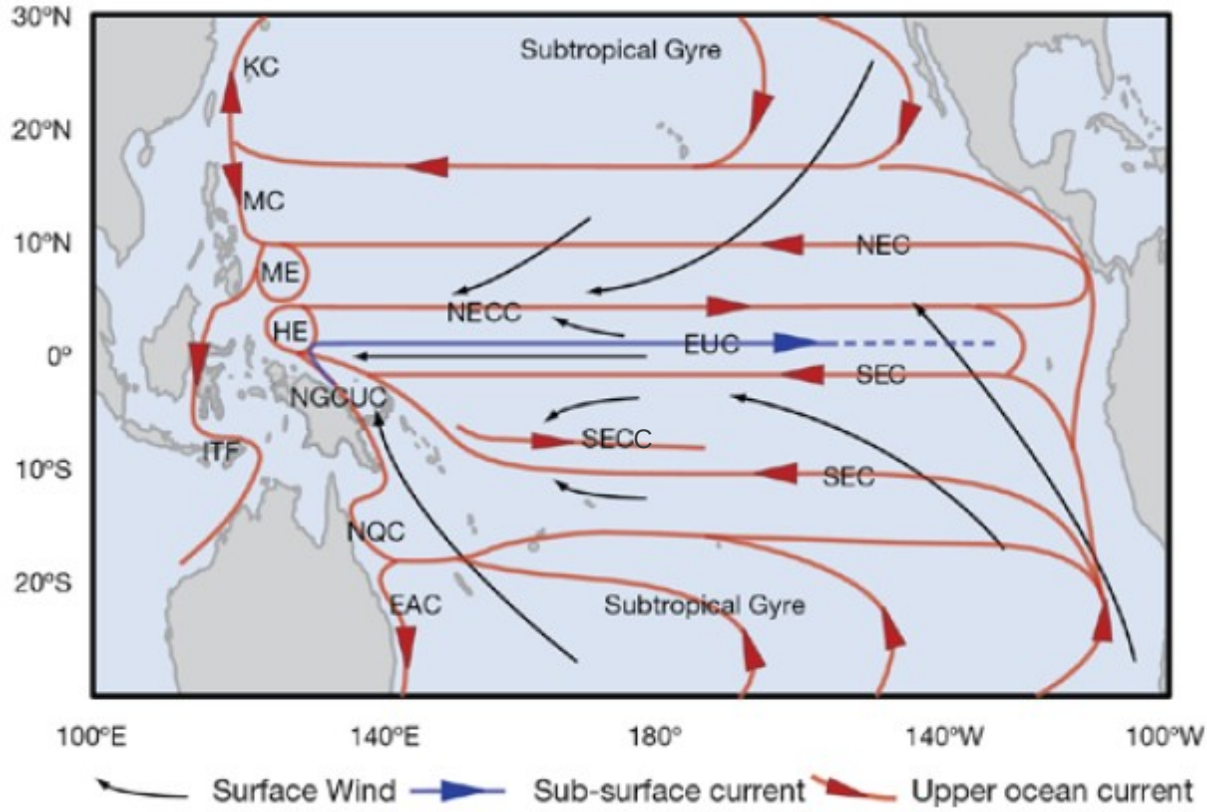


Figure 1.7 - Schéma des courants océaniques et des vents de surfaces. Source : PCCSP

En s'éloignant de l'équateur, la circulation océanique est dominée par les gyres subtropicaux, de larges systèmes circulaires centrés en moyenne sur 30°S/30°N qui résultent de l'action des vents.

Le gyre subtropical nord est constitué au sud du courant équatorial nord (NEC) (d'est) et à l'ouest du courant de Kuroshio (de sud). Le gyre subtropical sud est composé au nord du courant équatorial sud (SEC) (d'est) et à l'est du courant de Humboldt (de sud).

L'océan Pacifique est donc très contrasté entre sa partie ouest et est. A l'ouest il est caractérisé par un immense réservoir d'eaux chaudes (la warm pool) s'étendant largement entre les tropiques avec une température au-dessus de 28°C. L'est du bassin se distingue par une thermocline proche de la surface et très réactive aux modifications des interactions océan-atmosphère.

Quelques particularités géographiques viennent compléter ce tableau. Les alizés ont une

composante méridienne sur le bord est du bassin. Cette composante génère un upwelling côtier que l'on retrouve de part et d'autre de l'équateur. Du fait du positionnement de la ITCZ au nord de l'équateur, seul l'upwelling de l'hémisphère sud est bien marqué et s'étend jusqu'à l'équateur où il rencontre l'upwelling équatorial.

1.1.3 Le couplage océan-atmosphère

En situation normale, le Pacifique tropical se trouve dans la configuration décrite ci-dessus : les alizés repoussent les eaux chaudes dans l'ouest du bassin provoquant une remontée d'eaux froides profondes et de la thermocline à l'est du bassin. La circulation zonale de Walker est alors en place. Toutefois, les années se suivent mais ne se ressemblent pas. Il est observé, durant certaines années (tous les 2 à 7 ans), un réchauffement intense et anormal du Pacifique équatorial appelé El Niño. Pendant une année El Niño, le relâchement des alizés est associé à une migration des eaux chaudes de la warm pool vers l'est du bassin. L'upwelling équatorial et côtier s'affaiblit, voire disparaît, ce qui provoque un approfondissement de la thermocline et un réchauffement des eaux de surface à l'est. Cette migration des eaux chaudes vers l'est du bassin induit le déplacement de la zone de convection profonde associée et modifie la cellule de Walker. Désormais, la branche ascendante de Walker occupe le Pacifique central-est tandis que la branche subsidente s'invite sur le continent maritime. Des pluies torrentielles s'abattent alors sur des régions ordinairement sèches et des épisodes de sécheresse touchent des régions habituellement arrosées. Les impacts climatiques du phénomène ne se limitent pas au Pacifique tropical. En modifiant la circulation de Walker, les effets d'El Niño se répercutent à l'échelle du globe via les téléconnexions atmosphériques. Le phénomène dénommé La Niña correspond lui à des conditions océaniques et atmosphériques opposées. Les alizés sont plus intenses et les températures océaniques du Pacifique central-est anormalement froides, la circulation de Walker est renforcée. Les événements El Niño et La Niña désignent ainsi les phases positives et négatives d'une oscillation interannuelle du système couplé océan-atmosphère appelée ENSO pour El Niño Southern Oscillation. La section 1.3.1 est entièrement dédiée à la description du phénomène ENSO.

Le Pacifique tropical présente également une variabilité décennale à interdécennale dont la signature en SST ressemble à celle du phénomène ENSO. L'anomalie de SST équatoriale est cependant plus étendue vers les subtropiques, conférant un champ d'anomalies en forme de fer à cheval au Pacifique. Cette oscillation est traitée an section 1.3.2.

1.2 Climatologie du Pacifique Sud tropical

Le cycle annuel de plusieurs variables est proposé dans cette section afin de dégager les caractéristiques typiques de l'océan et de l'atmosphère pendant la saison chaude (novembre à avril) et la saison fraîche (mai à octobre). Ils sont issus de jeux de données globales répertoriés dans le chapitre 2.

1.2.1 Cycle annuel des SST

Dans le Pacifique tropical, à cause du fort couplage existant entre l'océan et l'atmosphère,

les SST et la température à 2 mètres sont quasiment identiques à l'échelle mensuelle. La figure 1.7 montre que les structures de l'état moyen évoquées précédemment, le réservoir d'eaux chaudes ou « warm pool » et la langue d'eaux froides ou « cold tongue » évoluent selon le mouvement apparent du soleil. On peut remarquer le mouvement nord-sud de la warm pool qui se trouve en été austral dans sa position la plus méridionale et en hiver austral plus au nord. La langue d'eaux froides, bien établie en hiver et printemps austral, faiblit au cours de l'été et disparaît presque au cours de l'automne austral lorsque les alizés sont moins intenses (voir Figure 1.8). La diminution des alizés au cours de l'automne limite le transport d'Ekman dans les couches superficielles de l'océan et par conséquent l'upwelling équatorial. C'est pendant cette saison que le Pacifique est enregistre les SST les plus élevées et que l'on observe l'ITCZ au sud de l'équateur, ce phénomène sera développé ultérieurement.

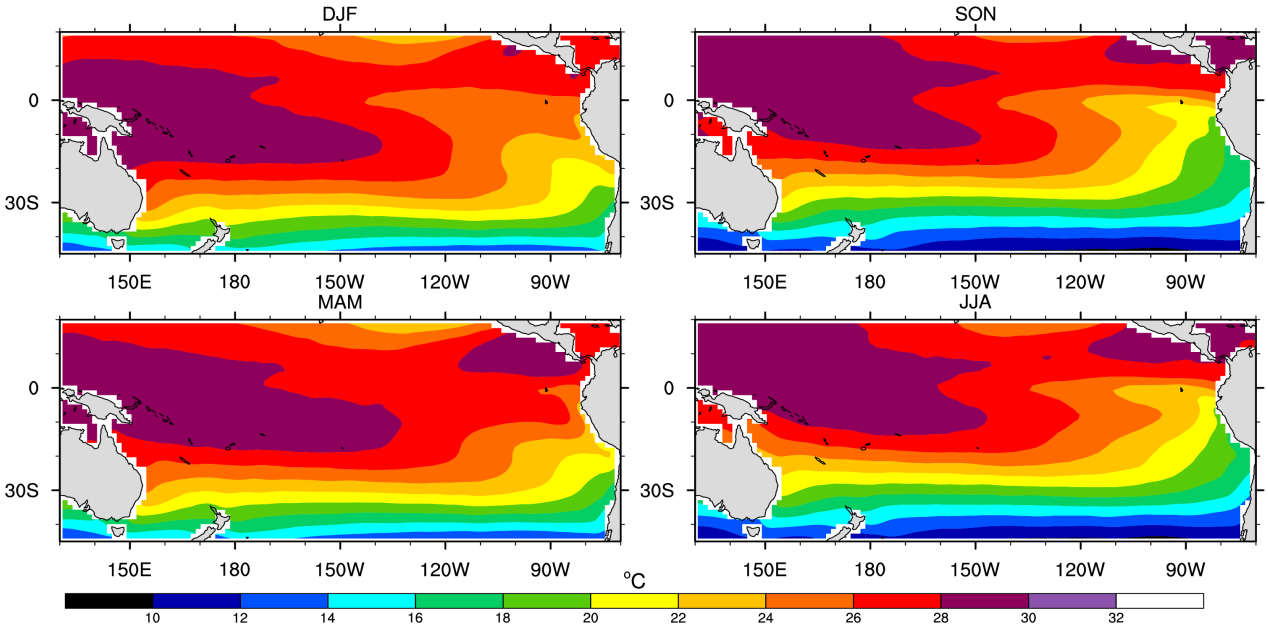


Figure 1.8 - Cycle saisonnier des températures de surface de la mer. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février, Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre. Source : HadISST

1.2.2 Cycle annuel du vent en surface et de la pression réduite au niveau de la mer

Dans les basses couches de l'atmosphère, on retrouve également dans le cycle annuel les centres d'actions du Pacifique tropical, à savoir l'anticyclone de l'île de Pâques et la zone de basses pressions (Figure 1.8). On remarque que l'anticyclone se rapproche de l'équateur pendant l'hiver et le printemps austral et s'en éloigne en été-automne en réponse aux changements saisonniers de gradients de température nord/sud (Barry and Chorley, 1992). L'anticyclone semi-permanent de Kermadec (30°S, 180°E) s'installe pendant l'hiver austral et impose un régime d'alizés de sud en Polynésie française qui se prolonge au printemps suivant. Puis le centre d'action disparaît en été-automne. En hiver austral, la pression au centre de l'anticyclone de l'île de Pâques se renforce en lien avec l'intensification de la

cellule de Hadley d'hiver. Cette hausse de pression se poursuit au printemps austral avant d'amorcer une diminution en été austral et d'atteindre un minimum en automne. Il semble que l'anticyclone de l'île de Pâques ne suive pas exactement le cycle annuel de la cellule de Hadley, qui présente des extremum en été et hiver austral, ce qui suggère l'influence d'autres mécanismes.

En ce qui concerne le thalweg de mousson du Pacifique ouest, le minium de pression se situe entre 10°N et 20°N en juillet à l'ouest de 150°E et entre 10°S et 15 °S en janvier à l'ouest de 170°E. Dans le Pacifique est, le minimum de pression se situe vers 11°N en juillet et vers 5°N en janvier.

Les vents en surface tournent autour de l'anticyclone, ils sont d'autant plus intenses que la pression du centre d'action est élevée. En effet on peut remarquer que les alizés sont plus vigoureux au printemps austral et faiblissent à l'automne (cf SST). La figure 1.8 montre que les alizés en provenance de l'anticyclone de l'île de Pâques rejoignent les alizés de nord-est vers 5°N dans le Pacifique est en été austral et vers 10°N en hiver austral. A l'ouest du bassin les alizés de nord-est et de sud-est confluent au sein du thalweg de mousson. C'est au centre des zones de confluence et des anticyclones que les alizés sont les plus faibles. En revanche ils atteignent un maximum vers 15°S en été austral et 10°S en hiver austral.

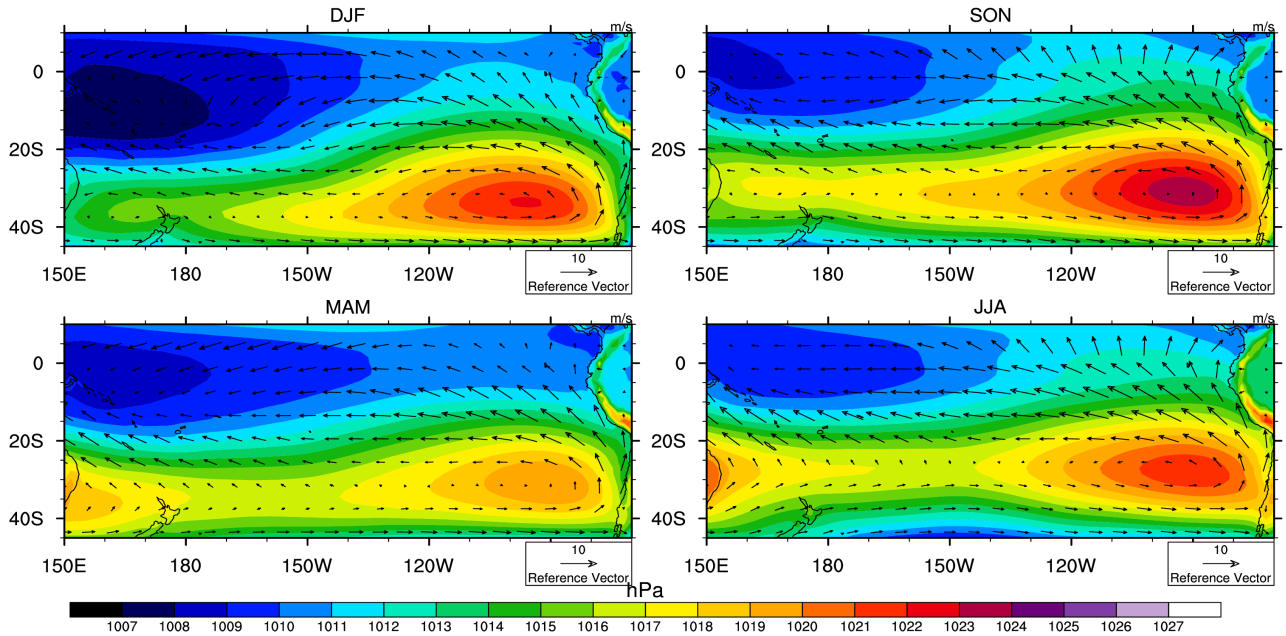


Figure 1.9 - Cycle saisonnier de la pression réduite au niveau de la mer et du vent à 10 mètres. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février (été austral), Mars-Avril-Mai (automne austral), Juin-Juillet-Août (hiver austral), Septembre-Octobre-Novembre (printemps austral). Source : Era Interim

1.2.3 Cycle annuel du vent en altitude et du potentiel de vitesse à 200hPa

Le cycle annuel de la circulation atmosphérique en haute troposphère (200hPa) est résumé en Figure 1.9. Le potentiel de vitesse à 200 hPa est utilisé comme marqueur de la

convection profonde. Ainsi, on remarque le contraste est-ouest du Pacifique, avec une zone d'ascendance à l'ouest colocalisée avec la zone de confluence des alizés et une zone de subsidence de grande échelle à l'est. La zone d'ascendance s'étend bien au sud en été et automne austral tandis qu'elle remonte dans l'hémisphère nord en hiver et au printemps.

Le champ vent à 200 hPa présente deux structures influençant le climat Polynésien et qui ont été abordées en section 1 : le Jet d'Ouest Subtropical (JOST) et le canal de vent d'ouest équatorial. En effet, c'est par le biais du JOST et du canal de vent d'ouest que les perturbations des moyennes latitudes se propagent et viennent intéresser la Polynésie française. En été austral le canal de vent d'ouest est bien marqué sur le Pacifique central et est, tandis que le JOST est moins intense et rejeté vers les latitudes moyennes. En hiver austral, malgré la disparition du canal de vent d'ouest, les perturbations d'origine extra-tropicale peuvent atteindre des latitudes très basses. En effet, le renforcement de la cellule de Hadley d'hiver implique une intensification du JOST qui se rapproche de l'équateur pendant cette saison.

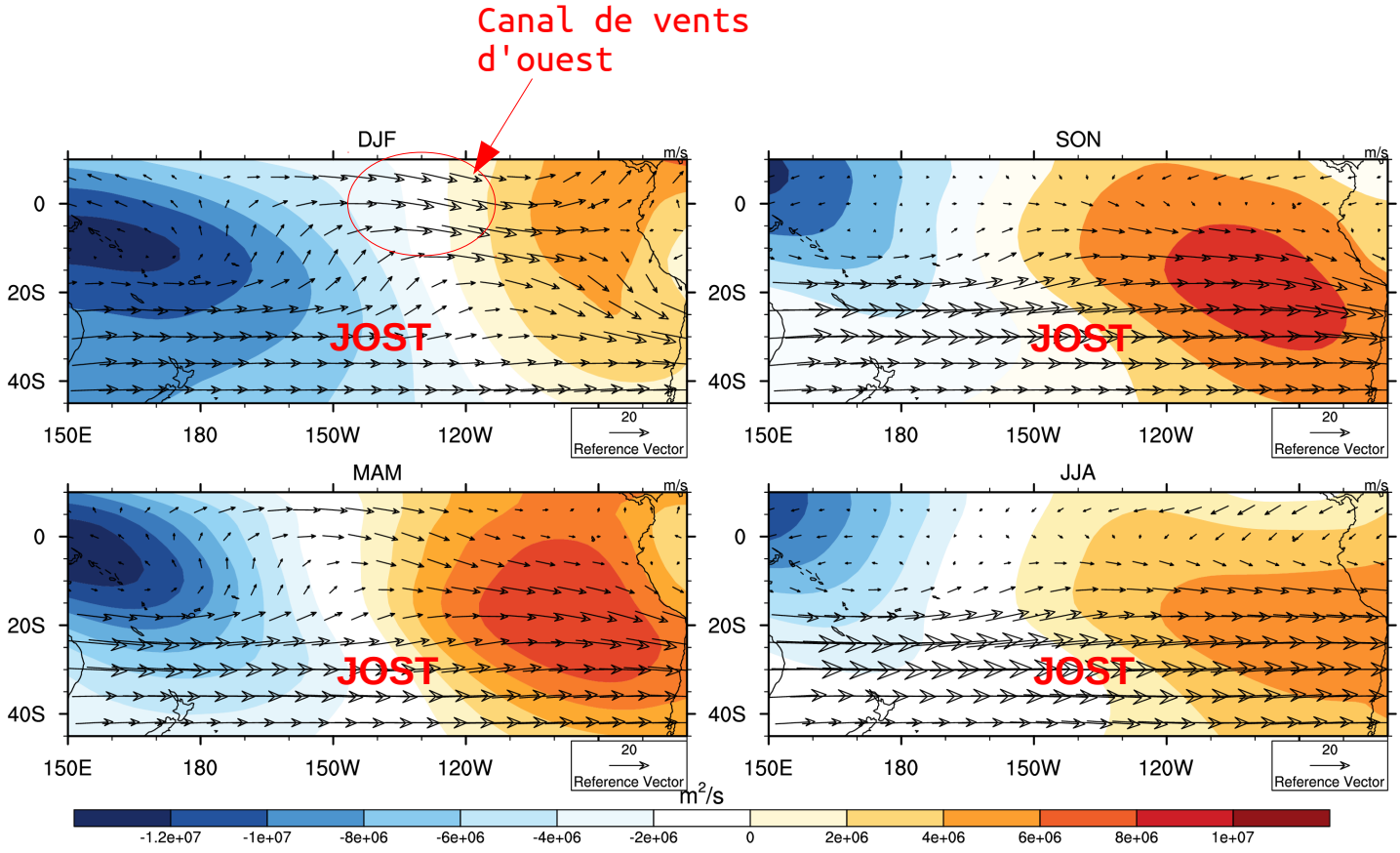


Figure 1.10 - Cycle saisonnier du potentiel de vitesse à 200 hPa et du vent à 200 hPa. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février, Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre. Source : Era Interim

L'ITCZ se déplace au cours de l'année suivant la position apparente du soleil avec un décalage de 10 à 12 semaines au-dessus de l'océan. Sur le Pacifique est, l'ITCZ est toute l'année au nord de l'équateur. Elle se situe vers 10°N et est très active en hiver et printemps austraux. En été et automne austraux, elle atteint environ 5°N et génère moins de précipitations. Sur le Pacifique ouest, l'ITCZ est plus large et plus active, ses migrations saisonnières vont de 5°N en janvier à 25°N en juillet. En automne austral (MAM), une structure faible de type ITCZ distincte de la SPCZ se forme dans l'est du Pacifique vers 5°S (De Szoeke and Xie, 2008). Cette structure apparaît comme une symétrie de l'ITCZ de l'hémisphère nord par rapport à l'équateur. Elle se positionne au-dessus des SST du Pacifique est, particulièrement élevées pendant cette saison. Cette structure qui n'apparaît réellement qu'en automne austral, est malheureusement présente toute l'année dans les modèles couplés. Ce biais bien connu porte le nom de syndrome de double-ITCZ. Lin (2007) montre que l'origine du biais provient d'une mauvaise représentation des SST et des rétroactions couplées océan-atmosphère.

La SPCZ possède un cycle annuel bien marqué. Elle est très active et s'étend vers les subtropiques en été austral. Elle se retire ensuite dans l'ouest du bassin et son intensité diminue en hiver austral. Meehl (1987) montre à partir de données d'OLR (moyennes mensuelles) que la bande nuageuse associée à la SPCZ est particulièrement étendue et

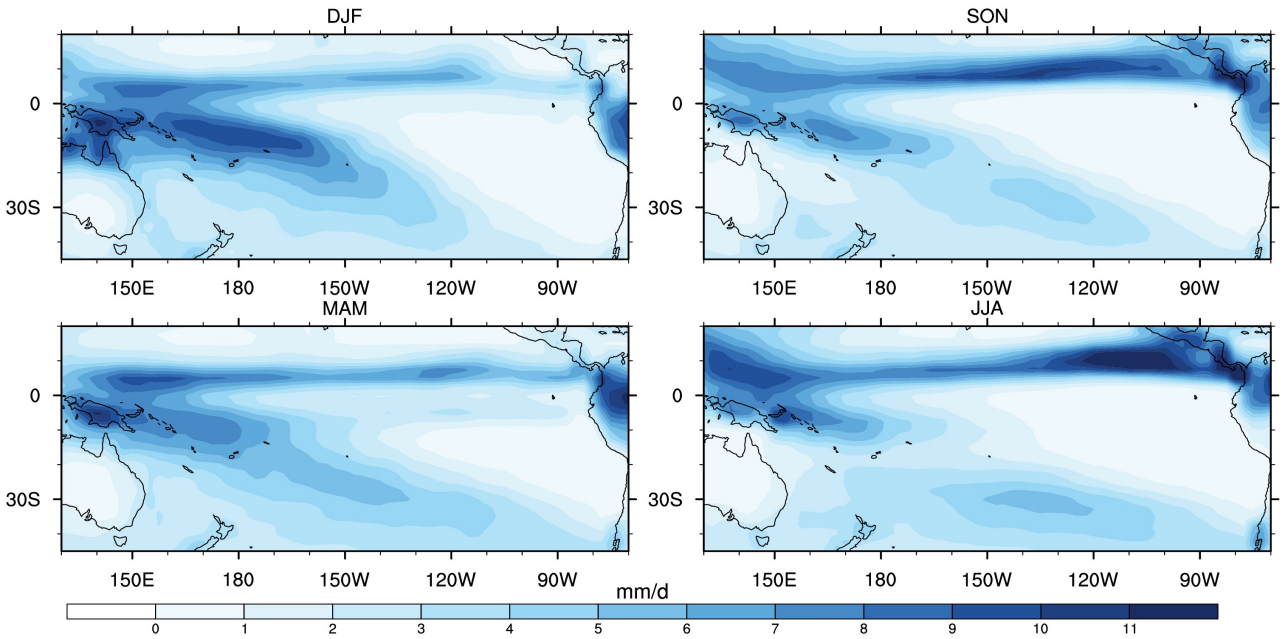


Figure 1.11 - Cycle saisonnier des précipitations. Dans le sens trigonométrique : Décembre-Janvier-Février, Mars-Avril-Mai, Juin-Juillet-Août, Septembre-Octobre-Novembre. Source : GPCP

active au mois de janvier. De plus, Vincent (1994) confirme la présence de convection profonde soutenue en été austral en s'appuyant sur la vitesse verticale à 500 hPa. Il montre que les mouvements ascendants en moyenne troposphère sont beaucoup plus forts et étendus en été par comparaison aux autres saisons, particulièrement dans la SPCZ diagonale. Meehl (1987) montre que les pressions de surface les plus faibles et les taux de précipitations les plus élevés dans la région de la SPCZ apparaissent en été austral. Les caractéristiques climatologiques et la position de la SPCZ zonale seraient influencées par les gradients de SST sous-jacents et la distribution océan-continent (Kiladis et al, 1989)

ainsi que par le vaste système de mousson qui affecte l'océan indien et la région de l'Australie. Ces vents s'étendent jusqu'à la ligne de changement de date en été austral. En hiver austral, la SPCZ diagonale ne disparaît pas totalement car, comme on le voit en figure 1.9, les forts vents d'ouest d'altitude, plus proches de l'équateur, favorisent la propagation d'énergie d'ondes de Rossby en provenance des moyennes latitudes (Kiladis and Weickmann, 1992).

1.3 Variabilité interannuelle et interdécennale

Ce paragraphe vise à décrire les modes de variabilité du Pacifique d'échelle interannuelle à multidécennale.

1.3.1 Le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO)

1.3.1.1 Historique

C'est dans les années 1920 que le scientifique Gilbert Walker établit les premiers éléments utiles à la compréhension d'El Niño. Il identifia une corrélation remarquable entre les relevés barométriques de l'est et l'ouest du Pacifique. Il remarqua que la pression au niveau de la mer dans le Pacifique Sud oscillait entre deux états distincts. Quand la pression augmentait dans l'ouest, elle diminuait à l'est et vice-versa (Walker, 1928), induisant un mouvement de bascule atmosphérique qu'il désigna par le terme d'oscillation australe. Cette oscillation couvre toute la largeur du bassin Pacifique et elle varie à une échelle de temps interannuelle. Walker définit alors l'indice d'oscillation australe (SOI en anglais) qui mesure la différence de pression entre Darwin et Tahiti qui présente un maximum d'anti-corrélation. L'indice SOI est proche de zéro en situation normale. Il devient positif lorsque la circulation de Walker est renforcée (situation La Niña) négatif lorsqu'elle est affaiblie (situation El Niño).

En situation normale, la pression est élevée dans l'est du bassin et réduite à l'ouest. Le gradient zonal de pression génère une circulation atmosphérique de surface d'est en ouest, d'où des alizés importants.

En phase négative de l'oscillation australe, le gradient de pression est-ouest s'atténue, provoquant l'affaiblissement des alizés de surface.

C'est seulement dans les années 1960 que les chercheurs, dont Jacob Bjerknes firent le lien entre l'oscillation australe et le phénomène El Niño.

El Niño désignait alors un faible courant s'écoulant le long des côtes sud-américaines. Ce courant transporte vers le sud les eaux chaudes équatoriales (Wyrtki, 1979). Il apparaît vers le mois de décembre, d'où son nom en référence à l'enfant Jésus dont la naissance est célébrée à Noël, et disparaît en avril. Il cède alors la place au courant (froid) de Humboldt. Tous les deux à sept ans, le courant de Humboldt ne se rétablit pas et le réchauffement des eaux côtières persiste au-delà de l'automne austral. Il en résulte de fortes pluies sur les régions désertiques qui bordent les côtes du Pérou ainsi que la disparition temporaire des bancs de poisson dans les zones de pêche (pour cause de déficit de nutriments). Bjerknes remarqua que les phases négatives de l'oscillation australe étaient associées aux épisodes de réchauffement océanique de l'est du Pacifique équatorial, ce qui lui permit d'établir le lien

avec El Niño. Il découvrit qu'El Niño n'était pas un phénomène local mais la manifestation d'une oscillation affectant l'océan et l'atmosphère de l'ensemble du Pacifique tropical. Ces résultats ont conduit pour la première fois à considérer El Niño comme un phénomène couplé océan-atmosphère. Il est désormais désigné par l'acronyme ENSO pour El Niño Southern Oscillation (Rasmusson and Carpenter, 1982). L'oscillation australe et El Niño sont anticorrélés, c'est à dire qu'une phase positive de l'oscillation australe correspond à une phase normale ou froide d'ENSO (La Niña) tandis qu'une phase négative de l'oscillation australe est associée à une phase chaude d'ENSO (El Niño). L'indice océanique couramment utilisé durant cette thèse pour quantifier l'amplitude d'ENSO est défini par la moyenne des anomalies de SST dans la région du Pacifique central Niño3.4 (170-120°W, 5°N-5°S) (voir Figure 1.11). L'indice SOI et l'indice Niño3.4 sont anti-corrélés. Une phase positive (négative) de l'ENSO correspond à un événement chaud (froid) dans le Pacifique équatorial central et est. Ces deux phases extrêmes de l'ENSO ne sont cependant pas entièrement symétriques en termes d'amplitude de l'anomalie de SST, de signature spatiale et temporelle des SST et d'impacts. Kang et Kug (2002) démontrent que ces écarts de symétrie entre Niño et Niña proviennent du caractère non linéaire dans réponse de la tension de vent zonal. Cette réponse non linéaire expliquerait l'amplitude réduite de l'anomalie de SST équatoriale et le décalage vers l'ouest des anomalies de convection et de vent zonal pendant La Niña. Les impacts associés ne sont pas symétriques non plus comme on le verra dans la section 1.3.1.3.

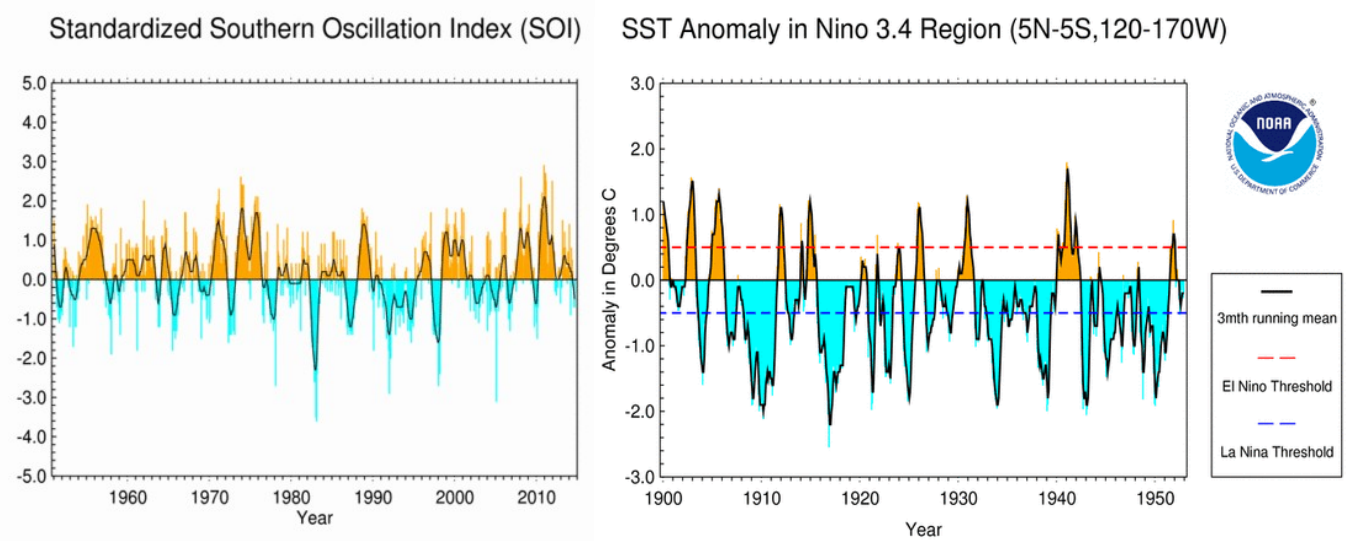


Figure 1.12 - Séries temporelles des indices SOI et Niño3.4

1.3.1.2 Mécanismes de l'ENSO

Bjerknes (1966,1969) proposa un mécanisme permettant d'expliquer le réchauffement du Pacifique est. Il suppose qu'une rétroaction positive océan-atmosphère, impliquant la circulation de Walker est responsable du réchauffement de SST observé dans le Pacifique équatorial central et est, pendant les événements El Niño. Il postule qu'une anomalie positive de SST dans l'est du Pacifique équatorial induit une réduction du gradient zonal de SST. Celle-ci entraîne un affaiblissement de la cellule de Walker associée à un affaiblissement des alizés. Il en résulte une diminution de l'upwelling et par conséquent,

l'anomalie initiale de SST est renforcée. Le raisonnement inverse conduit à un état froid. Cependant cette théorie conduit à un état chaud (ou froid) permanent et ne permet pas d'expliquer la nature oscillatoire du phénomène. Il faut attendre les années 1980 et l'ajout d'une rétroaction négative au mécanisme de Bjerknes pour permettre le passage d'un état chaud à un état froid. La compréhension d'ENSO a beaucoup progressé au cours des dernières décennies grâce en partie au développement des réseaux d'observations et aux modèles numériques de complexité croissante. Diverses théories se proposent d'expliquer le phénomène ENSO. On peut citer la théorie de l'oscillateur retardé (Suarez et Schopf, 1988; Battisti et Hirst, 1989), l'oscillateur du Pacifique ouest (Weisberg et Wang, 1997), le mécanisme de recharge-décharge (Jin, 1997), l'oscillateur advectif-réflectif (Picaut et al, 1997) et les modes couplés instables (Neelin, 1990 ; Pontaud et Thual, 1998).

Le modèle de l'oscillateur retardé est basé sur la propagation puis la réflexion d'ondes équatoriales de Rossby et de Kelvin (Figure 1.12). L'affaiblissement des alizés générés pendant un événement chaud induit au centre du bassin des ondes de Kelvin et de Rossby. Les ondes de Kelvin générées se propagent vers l'est et impliquent un approfondissement de la thermocline (ondes de Kelvin de downwelling). Ce dernier renforce alors le réchauffement du Pacifique est. Les ondes de Rossby se propagent vers l'ouest et sont dites d'upwelling car elles font remonter la thermocline dans l'ouest du bassin. Elles se réfléchissent au bord ouest du Pacifique sous la forme d'ondes de Kelvin d'upwelling et se dirigent vers l'est. En arrivant au centre du bassin elles contrent l'effet de downwelling des ondes de Kelvin initiales et font remonter progressivement la thermocline, ce qui réduit les anomalies de température à l'est. Elles permettent ainsi d'inverser le signe initial des anomalies de température au centre et à l'est, fournissant les conditions favorables au démarrage d'un événement froid. Ce mécanisme introduit une rétroaction négative retardée avec un délai correspondant au temps de propagation des ondes. En réalité, la réflexion des ondes de Rossby au bord ouest est discutable car la frontière ouest du bassin est fragmentée en un grand nombre d'îles et ne constitue pas un obstacle net. Malgré tout, la réflexion d'ondes au bord ouest a pu être observée mais elle semble concerner seulement la terminaison des événements (Mantua et Battisti, 1994).

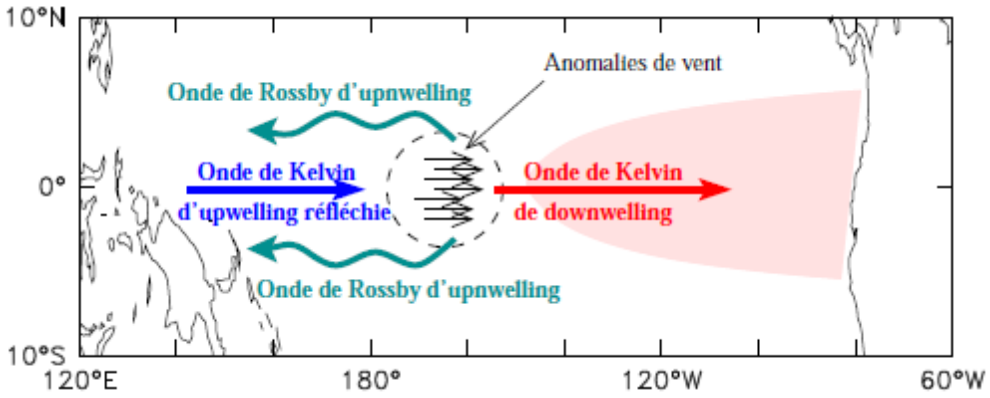


Figure 1.13 - Modèle de l'oscillateur retardé

La théorie de l'oscillateur retardé ne prend en compte que les anomalies de SST et de vent dans l'est et le centre du Pacifique équatorial. Pourtant, les observations montrent qu'elles sont accompagnées d'anomalies de signe opposé dans l'ouest du bassin (Rasmusson et Carpenter, 1982 ; Wang and Weisberg, 1999, 2000). En se basant sur ces observations,

Weisberg et Wang (1997) ont mis au point un modèle conceptuel qui met en valeur le rôle des vents dans le Pacifique ouest (Figure 1.13). Au cours d'un événement chaud, les anomalies positives de SST qui se développent dans l'est et le centre du bassin sont associées, selon le modèle de Gill (1980), à une baisse de la pression au niveau de la mer de part et d'autre de l'équateur. Il en résulte des vents d'ouest sur l'équateur conduisant à l'approfondissement de la thermocline et au réchauffement de la SST dans le Pacifique est. Les anomalies négatives de pression vont induire une remontée de la thermocline hors équateur par pompage d'Ekman. Ces anomalies de thermocline se propagent vers l'ouest causant un refroidissement et une augmentation de pression hors équateur. Ces anomalies de pression provoquent des vents d'est à l'équateur qui vont générer une onde d'upwelling se dirigeant vers l'est et permettant de contrer le réchauffement initial. Cette théorie s'affranchit donc de la réflexion d'ondes au bord ouest et suppose que ce sont des anomalies de vent d'est dans l'extrême ouest du bassin qui permettent la rétroaction négative.

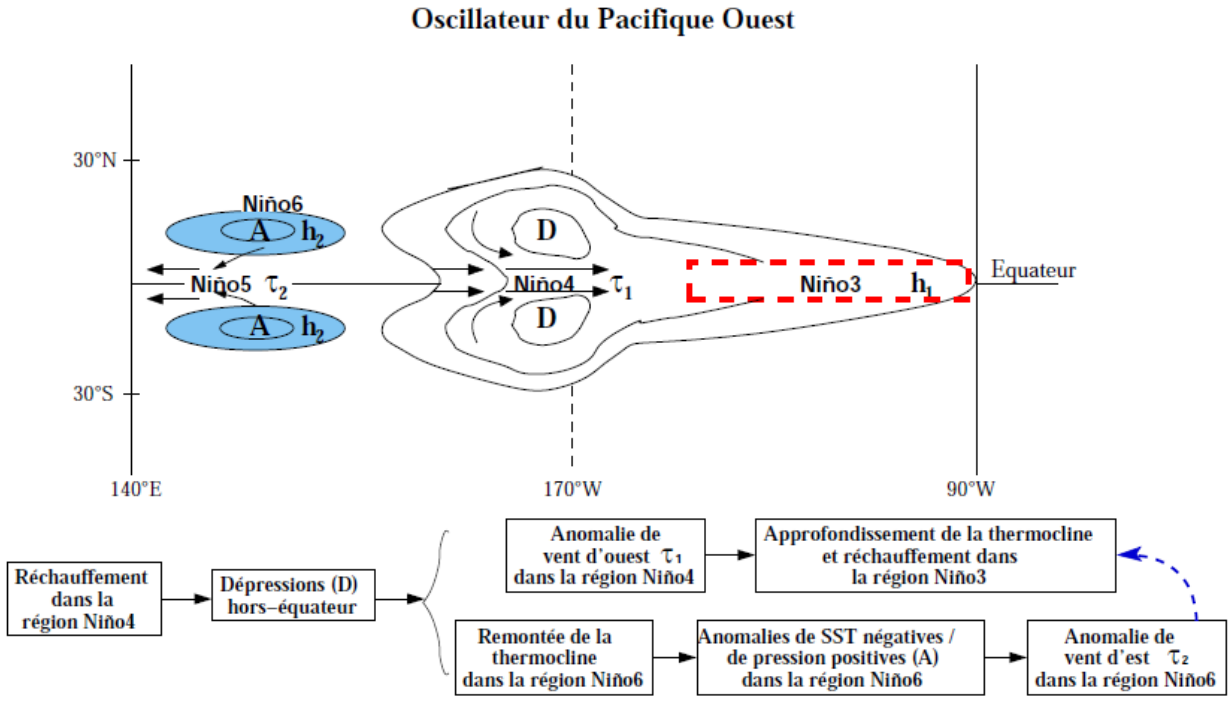


Figure 1.14 - Modèle de l'oscillateur du Pacifique ouest

La théorie de l'oscillateur rechargé-déchargé proposée par Wyrtki (1975) repose sur le renforcement continu des alizés au centre du Pacifique au cours des années précédant un événement chaud. La réponse de l'océan à ce forçage atmosphérique se traduit par un renforcement du courant équatorial sud ce qui implique une accumulation d'eaux chaudes dans l'ouest du Pacifique et augmente la pente ouest-est du niveau de la mer. Un relâchement des alizés provoque alors le déversement de ces eaux chaudes au centre du bassin sous la forme d'onde de Kelvin. A la fin de l'événement chaud, ces eaux sont redistribuées vers les pôles, le long des côtes sud-américaines. Malgré sa simplicité cette théorie ne considère que le forçage de l'océan par l'atmosphère, sans rétroaction de l'océan. De plus, le renforcement d'alizés nécessaire à l'accumulation d'eaux chaudes dans l'ouest demeure inexpliqué. Suite à ces travaux, Jin (1997) propose un nouveau modèle de recharge-décharge du contenu thermique équatorial. Sa théorie repose sur l'effet du vent

sur la pente et la profondeur moyenne de la thermocline, fortement liée au contenu thermique de l'océan (Figure 1.14). Durant la phase chaude, les anomalies de vent d'ouest créées induisent un « aplatissement » de la pente de la thermocline. Parallèlement, les anomalies de vent créent une divergence de transport d'eau induisant une décharge du contenu thermique équatorial associée à une remontée de la thermocline. Cette décharge du contenu thermique conduit à une phase de transition où la thermocline est anormalement proche de la surface. L'anomalie de thermocline permet le refroidissement du Pacifique est par l'upwelling moyen, conduisant à la phase froide. Les mêmes mécanismes que pour la phase chaude, mais de signe inverse entrent en jeu et permettent au système de retourner vers une phase chaude, bouclant le processus.

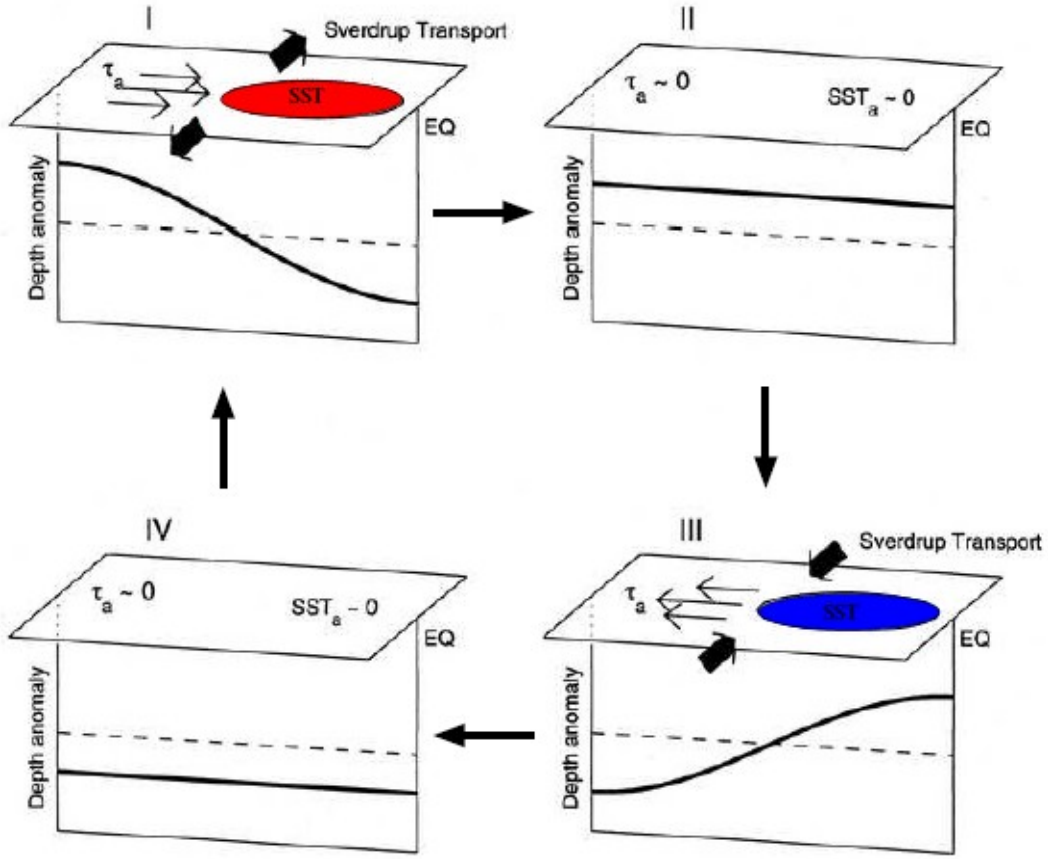


Figure 1.15 - Phases du mécanisme charge-décharge : (I) Phase chaude ; (II) Transition entre phase chaude et froide ; (III) Phase froide ; (IV) Transition entre phases froide et chaude. Source : Meinen and McPhaden (2000)

Reprenant les principes de bases de l'oscillateur retardé, Picaut et al (1997) proposent le modèle de l'oscillateur advectif-réflectif qui prend en compte notamment les déplacements du bord est de la warm pool (Figure 1.15). Durant les événements El Niño, le bord est de la warm pool est advecté vers l'est (vers l'ouest pendant La Niña). Trois processus de rétroaction négative tendent à la repousser vers sa position initiale à l'ouest :

- les anomalies de courant associées à la réflexion d'ondes au bord ouest ;

- les anomalies associées à la réflexion au bord est ;
- les courants zonaux moyens qui convergent au niveau du bord est de la warm pool.

Durant un événement chaud, une rétroaction positive entre les courants zonaux moyens et les anomalies de vent d'ouest induit le déplacement vers l'est du bord est de la warm pool. Les anomalies de vents d'ouest du Pacifique central génèrent des ondes de Kelvin de downwelling se propageant vers l'est et des ondes de Rossby d'upwelling se propageant vers l'ouest. Les ondes de Rossby se réfléchissent au bord ouest en ondes de Kelvin d'upwelling, tandis qu'au bord est, les ondes de Kelvin initiales se réfléchissent en ondes de Rossby de downwelling. Les ondes de Kelvin et de Rossby issues de la réflexion aux bords est et ouest s'accompagnent de courants portant vers l'ouest, ramenant ainsi le bord est de la warm pool vers sa position initiale. Cette rétroaction négative est complétée par l'action du courant zonal moyen qui est dirigé vers l'ouest lorsque le bord est de la warm pool est à l'est de la ligne de changement de date.

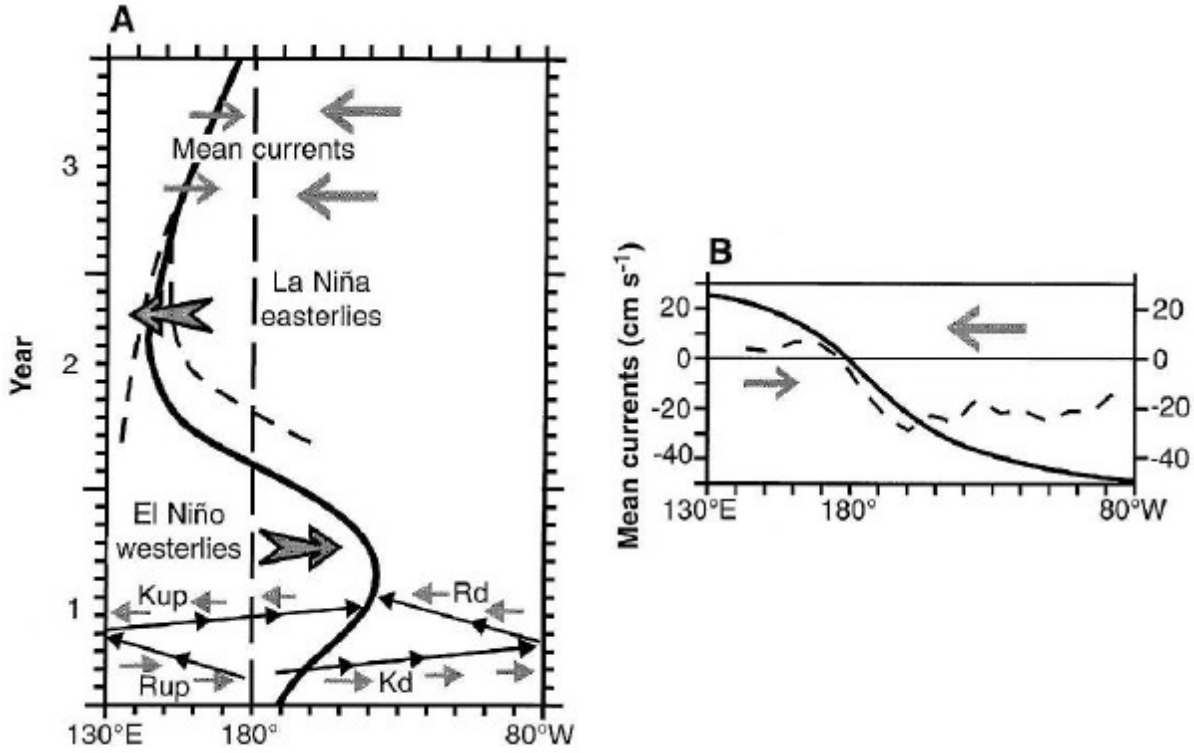


Figure 1.16 - Modèle de l'oscillateur advectif-réflectif. A)Représentation longitude/temps de la position du bord est de la warm pool. Les flèches noires représentent les ondes de Kelvin et de Rossby, les grises les courants zonaux. B) Courant zonaux moyens observés (pointillés) et modélisés (trait plein).Source : Picaut et al (1997)

Un autre axe de recherche, plus analytique, s'est développé en même temps que la théorie de l'oscillateur retardé : l'étude des interactions locales océan-atmosphère. A l'origine, le but de cette étude est de mieux comprendre les diverses instabilités du couplage océan-atmosphère. C'est un peu plus tard que les modes couplés instables seront associés à des schémas explicatifs de l'ENSO. Selon Neelin (1990), l'ENSO serait un mode couplé basse fréquence de période comprise entre 3 et 4 années. Pour mettre en évidence ce mode couplé, Neelin s'appuie sur un modèle couplé hybride permettant de contrôler l'efficacité

du couplage entre le modèle d'océan et le modèle d'atmosphère. Par exemple, un coefficient d'efficacité nul implique que les modèles d'océan et d'atmosphère ne sont pas couplés. D'autre part, le modèle hybride simule un état équilibré constant dans le temps, sans cycle saisonnier. Au début de chaque simulation, un coup de vent d'ouest est introduit dans l'ouest du Pacifique afin de tester la stabilité de l'état climatologique simulé. Sans couplage, le coup de vent d'ouest initial induit un réchauffement de courte durée dans l'ouest du Pacifique, puis le système retourne vers l'état climatologique. Neelin introduit le couplage progressivement en faisant varier le coefficient d'efficacité de 0 à 1. Le couplage devenant plus fort, la durée du réchauffement augmente et s'étend vers l'est mais le système finit par retourner vers l'état climatologique. Ce n'est que lorsque la valeur critique d'efficacité de 0.7 est dépassée qu'une oscillation de période 3 années est mise en place. Elle alterne phase chaude longue (2.5 ans) et phase froide courte (4 mois) et apparaît alors comme représentative de l'ENSO. Cependant, le calage de l'ENSO sur le cycle saisonnier n'est pas élucidé. D'autres travaux de recherche, notamment ceux de Pontaud et Thual (1998), ont contribué par de nouvelles considérations analytiques à préciser le taux de croissance et la structure zonale du mode couplé.

1.3.1.3 Impact dans le Pacifique tropical

Les événements El Niño et La Niña dans le Pacifique ont des impacts importants et quasi-systématiques sur les climats régionaux dans les tropiques et bien au-delà. Ce sont les téléconnexions de l'ENSO. Il convient de mentionner que les téléconnexions pendant El Niño et pendant La Niña ne sont pas forcément symétriques et que leurs impacts ne sont pas nécessairement linéaires (Hoerling et al, 1996). Elles se manifestent à l'échelle d'une saison, par des corrélations à distance de la circulation de l'atmosphère entre le Pacifique équatorial et de nombreuses régions du globe. Dans ce paragraphe, nous nous attacherons uniquement à décrire l'impact de l'ENSO dans le Pacifique tropical.

Lors d'un événement chaud, les anomalies de SST du Pacifique central et est s'accompagnent d'une modification de la cellule de Walker du Pacifique, dont la branche ascendante est déplacée vers le Pacifique central (Figure 1.16). De plus, on observe une migration de la SPCZ vers l'équateur (Trenberth, 1976 ;Folland et al, 2002 ;Vincent et al, 2011). La combinaison de ces effets produit une zone en forme de croissant dans laquelle on observe une réduction sensible des précipitations sur tout le pourtour ouest du Pacifique. On note ainsi une recrudescence des sécheresses des Philippines aux îles Fidji en passant par l'Indonésie, l'est de l'Australie et la Papouasie Nouvelle-Guinée. La Nouvelle-Calédonie n'est pas épargnée, dans la mesure où la migration vers l'équateur de la SPCZ la prive d'une grande partie des précipitations habituelles survenant en été austral, lorsque la SPCZ occupe sa position climatologique. Ce déficit peut excéder 20% du cumul annuel (Morlière et Rébert, 1986). Vincent et al (2011), qui s'intéressent à la variabilité interannuelle de la SPCZ identifient quatre configurations principales. La première configuration proche de la climatologie et dénommée « SPCZ neutre », s'observe en phase neutre de l'ENSO. La « SPCZ négative », plus au sud que la normale, correspond à des événements La Niña ou neutre. La plupart des événements El Niño induit une « SPCZ positive », c'est à dire décalée de quelques degrés vers l'équateur. La « SPCZ zonale », remontée vers l'équateur, voit sa partie diagonale s'aligner le long de l'équateur. Cette configuration atypique a eu lieu lors des derniers événements El Niño très intenses de 1982/1983 et 1997/1998.
En période El Niño, on observe un renforcement des JOST et leur rapprochement de

l'équateur. Cet effet, bien marqué dans l'hémisphère nord, est une conséquence de l'intensification de la circulation de Hadley au voisinage de la zone convective qui s'est déplacée au centre du Pacifique. Selon Philander (1990), l'intensification du jet d'ouest subtropical de l'hémisphère nord dans l'est du Pacifique, pourrait expliquer le nombre anormalement élevé de tempêtes et de vents violents sur les côtes de Californie, d'inondations sur les rives du golfe du Mexique, ainsi que de fortes chutes de neige sur les régions montagneuses de l'ouest des États-Unis. De même, l'intensification du jet d'ouest subtropical de l'hémisphère sud dans le Pacifique est expliquerait les fortes précipitations observées sur le sud du Brésil, le Paraguay et le nord de l'Argentine.

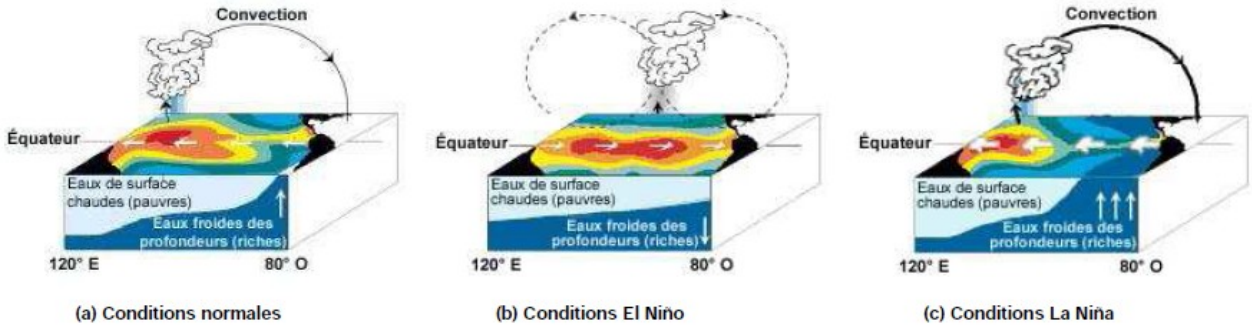


Figure 1.17 - Caractéristiques du Pacifique équatorial lors de conditions (a) normales, (b) El Niño, (c) La Niña

Une faible (forte) mousson indienne a tendance à être associée au début d'un événement El Niño (La Niña) dans le Pacifique équatorial (Webster et al, 1998). Cet effet de l'ENSO sur la mousson indienne a le plus souvent été expliqué par le décalage de la branche ascendante de la circulation de Walker sur le Pacifique car il modifie la cellule de Hadley régionale liée à la mousson d'Asie du sud pendant sa mise en place (Lau et Nath, 2000). L'impact de l'ENSO sur la mousson du sud-est asiatique varie fortement d'une région à l'autre (Lau et Weng, 2001). Par exemple, pendant un événement El Niño, les pluies d'été se renforcent généralement sur le sud de la Chine alors qu'elle s'atténuent sur le nord. Plus récemment, Xavier et al (2007) ont suggéré que les événements El Niño (La Niña) pouvaient réduire (augmenter) la durée de la saison de mousson (et donc le cumul des pluies), via la mise en place d'anomalies persistantes négatives (positives) de température troposphérique sur le sud de l'Asie. Le démarrage (onset) de la mousson est alors décalé de 10 à 20 jours (Lim et Kim, 2007).
L'intensité de la mousson d'Asie du sud peut également avoir en retour une influence sur l'ENSO, en modifiant les alizés sur le Pacifique (Wu et Kirtman, 2004).
L'impact de l'ENSO sur les cyclones tropicaux se manifeste par la modification de conditions océaniques et atmosphériques favorables à leur développement. Par exemple l'existence de températures de la couche mélangée supérieures à un seuil de 26,5-27,5°C, d'un champ de tourbillon cyclonique de grande échelle, avec un cisaillement vertical suffisamment faible pour ne pas freiner le développement vertical de la convection profonde. Dans le Pacifique tropical la cyclogénèse est particulièrement sensible à l'existence d'un champ de tourbillon cyclonique de grande échelle. Pour rappel, les cyclones tropicaux ne se forment pas directement à l'équateur, car la force de Coriolis joue un rôle essentiel dans le maintien de leur composante rotationnelle.
L'illustration des modifications de fréquences des cyclones pendant un événement chaud est fournie en figure 1.17.

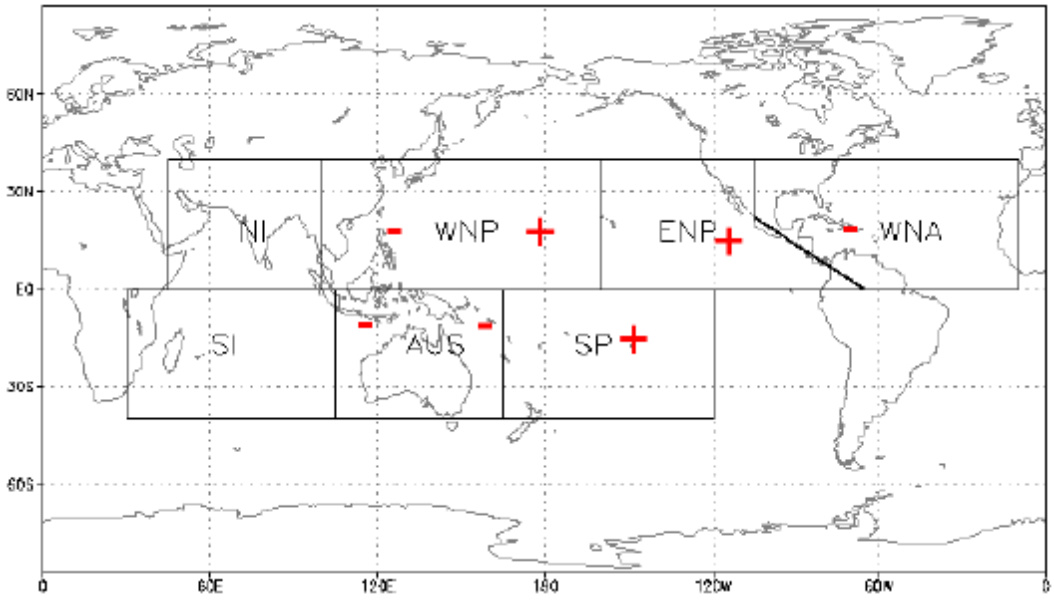


Figure 1.18 - Impact d'El Niño sur la fréquence des tempêtes tropicales. Source : Beucher (2010)

La progression vers l'est des eaux chaudes de surface jusqu'à la ligne de changement de date s'accompagne en plus de la migration de la branche ascendante de la cellule de Walker et des précipitations associées, d'un réchauffement des eaux de surface qui cause une augmentation de la fréquence des cyclones tropicaux. Dans le Pacifique sud, les zones de cyclogénèse se situent 10° plus au sud de la position de la SPCZ car cette région combine toutes les conditions de grande échelle favorables à la cyclogénèse (Vincent et al, 2011). Les cyclones tropicaux du Pacifique sud-ouest ont tendance à se former plus près de l'équateur et plus à l'est lors des événements El Niño (Revell et Goulter, 1986 ; Vincent et al, 2011). À l'opposé, pendant les phases positives de l'oscillation australe (i.e. La Niña), les cyclones se forment plus à l'ouest et présentent un danger plus grand pour la Nouvelle-Calédonie et la côte nord-est de l'Australie. Cependant, en ce qui concerne le Pacifique central, Vincent et al (2011) montrent que les événements El Niño ne renforcent pas systématiquement la cyclogénèse dans cette région. C'est au cours d'événements Niño spécifiques, lorsque la SPCZ adopte une orientation zonale que la cyclogénèse intéresse le Pacifique central et la Polynésie française (cas des El Niño de 1982/1983 et 1997/1998).
La question de l'influence de l'ENSO sur les cyclones du Pacifique nord-ouest reste en revanche encore controversée. Lander (1994) a montré que le nombre global de tempêtes tropicales et de typhons dans le Pacifique nord-ouest n'était pas significativement corrélé à l'ENSO. Par contre, la région de formation des cyclones est effectivement déplacée vers l'est lors d'un événement chaud et vers l'ouest lors d'un événement froid, en liaison avec le déplacement de la position de la dépression de mousson. Le nombre annuel de cyclones qui se forment à l'est de 160°E est corrélé négativement (-0,53) avec l'indice d'Oscillation australe, et celui de ceux qui se forment à l'ouest de 130°E est corrélé positivement (0,42) avec ce même indice (Lander, 1994). Autrement dit, la Polynésie française est relativement épargnée par les cyclones lors des années La Niña, et (un peu) plus fréquemment affectée lors des événements El Niño.
A Tahiti, un événement El Niño (La Niña) se traduit par une baisse (hausse) de pression (indice SOI négatif (positif)), des eaux de surface plus chaudes (froides), et une élévation (abaissement) du niveau de la mer. Les températures relevées sous-abri sont également

plus élevées (faibles) que la normale. En ce qui concerne les précipitations, en règle générale, les cumuls de pluie sont plus (moins) importants en El Niño (La Niña). La cyclogénèse en Polynésie française est habituellement faible. L'activité cyclonique devient importante pour des événements El Niño particuliers durant lesquels la SPCZ s'aligne le long de l'équateur (Vincent et al, 2011) comme ce fut le cas en 1982/83. Six cyclones ont ainsi traversé la Polynésie française de février à mi-avril 1983.
Plusieurs travaux notamment ceux d'Ashok et al (2007, 2009) ont mis en avant l'existence d'événements dénommés El Niño modoki dont la signature spatiale diffère de celle d'un événement El Niño « canonique ». En effet, pour ces événements, le maximum d'anomalie de SST se situe dans le Pacifique central d'où le terme également utilisé de « central Pacific ENSO ». La distinction entre ces deux types d'événements est importante car ceux-ci n'ont pas les mêmes impacts. Compte-tenu de la disponibilité temporelle relativement restreinte des données observées, les événements ENSO ont été traités sans faire de distinction entre les deux types d'événements.

1.3.2 L'oscillation interdécennale du Pacifique

Le climat du Pacifique connaît également d'importantes variations à des échelles décennales à interdécennales (Power et al, 1999 ; Tourre et al, 2001 ; Verdon et al, 2004 ; Callaghan and Power, 2010). Cette variabilité de très basse fréquence s'apparente à une structure spatiale de type ENSO et est appelée en anglais la Pacific Decadal Oscillation (PDO) dans le Pacifique nord par Mantua et al (1997) et Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) à l'échelle de tout le bassin par Power et al (1999). L'évolution temporelle des indices de la PDO et de l'IPO sont très similaires (Power et al, 1999). Ces indices sont basés sur le deuxième EOF des SST filtrées basse fréquence. Il est souvent établi que la PDO est la manifestation Pacifique-nord de l'IPO (qui concerne tout le Pacifique) (Folland et al, 2002). Nous nous limiterons donc à l'appellation d'IPO, car cette oscillation comprend le Pacifique sud. La phase positive de l'IPO se caractérise par des anomalies de SST anormalement élevées à l'est du bassin dans une large bande subtropicale (figure 1.18) associées à des pressions plus faibles (Salinger et al, 2001). Ces anomalies sont bien marquées à l'écart de l'équateur et dans l'hémisphère nord où elles se retrouvent à des latitudes élevées. Autour de ces zones chaudes les SST sont plus froides que la normale. Une structure spatiale similaire mais de signe opposé s'observe en phase négative de l'IPO.

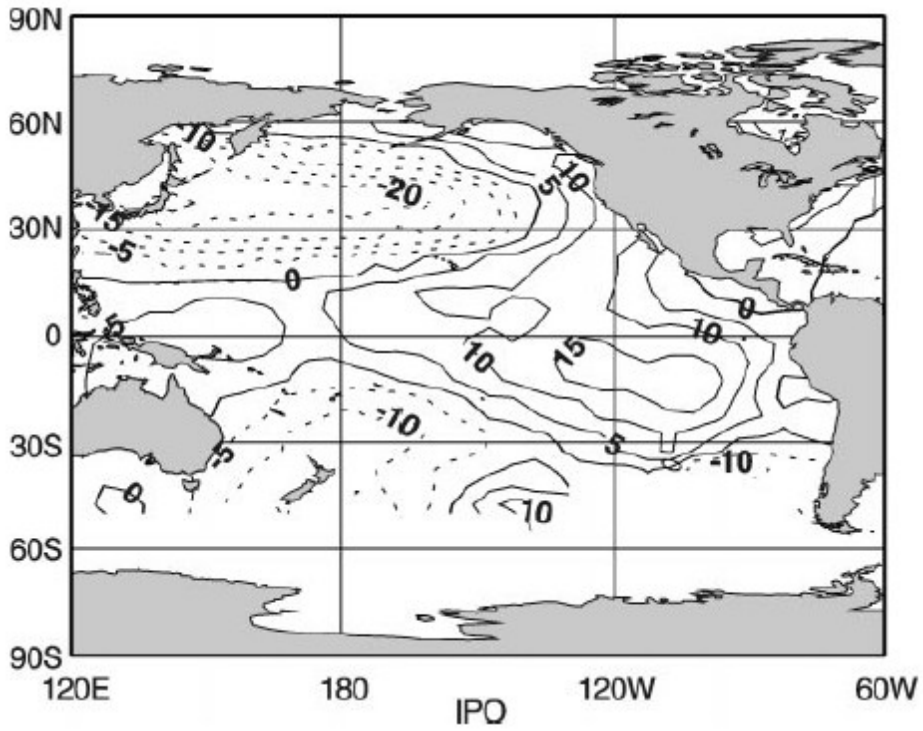


Figure 1.19 - Signature des SST du Pacifique pendant la phase positive de l'IPO (indice IPO positif). Source : Power et al, 1999

Folland et al (2002) montrent que durant les phases positives (négatives) de l'IPO, la SPCZ est plus proche (éloignée) de l'équateur, ce qui influence, à l'échelle décennale les cumuls annuels de précipitations des îles du Pacifique sud. L'impact de l'IPO sur les précipitations à Tahiti a été traité par Hopuare et al (soumis). Cette étude a montré que les précipitations sont plus abondantes en phase positive de l'IPO qu'en phase négative. La série temporelle de l'indice IPO en figure 1.19 présente les successions de phases positives et négatives de l'oscillation depuis 1850. Au cours du 20ème siècle deux cycles se sont succédés, la phase négative de 1912 à 1922 fait place à une positive de 1922 à 1946 puis une longue phase négative de 1947 à 1977 donne lieu à une phase positive de 1978 à 1998. Depuis 1999, le Pacifique est entré en phase négative. On constate que pendant la phase positive de l'IPO, les événements El Niño sont plus nombreux et plus intenses. A l'inverse, les événements La Niña sont dominants pendant la phase négative de l'IPO. Power et al (1999) montrent qu'en phase négative de l'IPO, l'influence de l'ENSO sur les précipitations en Australie est robuste et bien marquée alors qu'en phase positive de l'IPO cette relation disparaît.

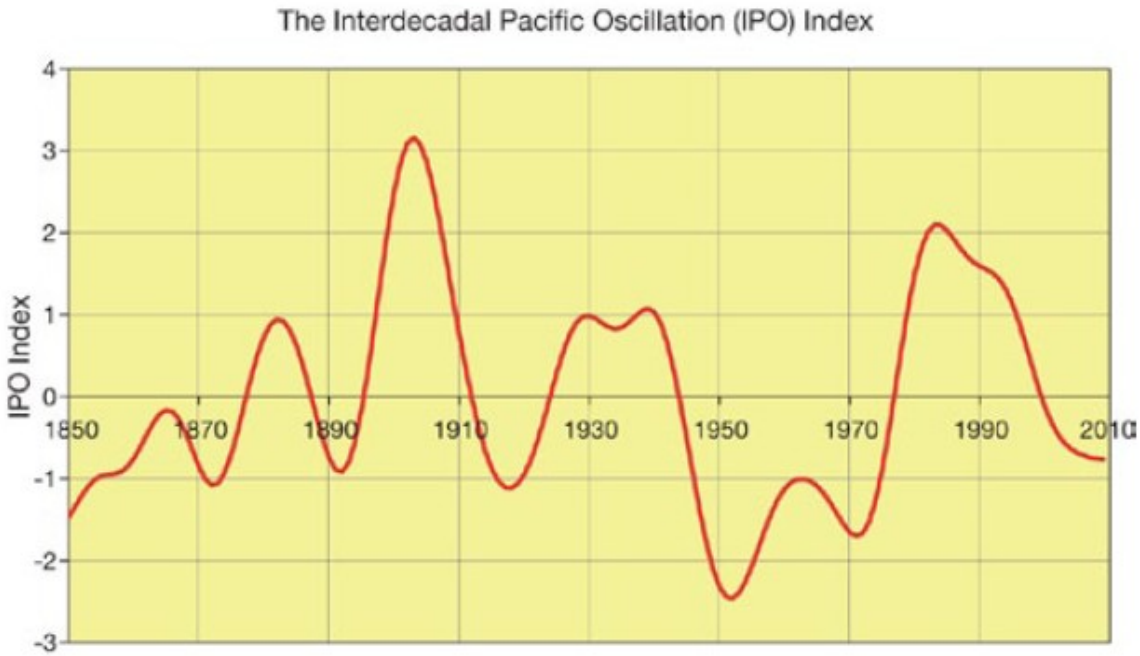


Figure 1.20 - Série temporelle de l'indice IPO. Source : UKMO

1.4 Changement climatique

Depuis la création du GIEC et la mise en place des rapports d'évaluation, le changement climatique fait l'objet de nombreux travaux de recherche. Son impact sur la fonte des glaces d'une part et sur l'élévation du niveau de la mer d'autre part est un thème particulièrement sensible (Comiso et al, 2008 ; Meyssignac and Cazenave, 2012). D'autre part, le changement climatique a des impacts différents et plus ou moins marqués selon les régions du globe. En effet, les régions tempérées (et l'Arctique) et les surfaces continentales semblent être plus impactées que les tropiques et les surfaces océaniques. De ce fait, les études régionales se multiplient depuis quelques dizaines d'années. Elles peuvent concerner les impacts d'ores et déjà observés sur des variables climatologiques « clés » pour les régions concernées. A titre d'exemple, Fauchereau et al (2002) ont évoqué le rôle potentiel du changement climatique sur la variabilité des précipitations en Afrique du Sud. Les effets du changement climatique peuvent également être évalués ou « projetés » sur le 21ème siècle, à l'aide des scénarios d'émission de gaz à effet de serre des modèles climatiques. Timbal et Jones (2008) montrent que les précipitations d'hiver austral dans la région du sud-est de l'Australie vont probablement diminuer au cours du 21ème siècle.

Si on s'intéresse maintenant aux changements qui affectent l'environnement climatique de la Polynésie française , il semble que dans le Pacifique, les SST se réchauffent de manière inégale. Le réchauffement est plus intense dans la bande équatoriale à l'est qu'à l'ouest et dans les subtropiques (Yeh et al, 2012). Le champ de pression réduite au niveau de la mer marque une tendance à la baisse dans le Pacifique central-est et à la hausse à l'ouest, en réponse au champ de SST sous-jacent. En ce qui concerne la circulation atmosphérique, la circulation de Walker s'affaiblit (Power and Kociuba, 2011a, 2011b) et cet affaiblissement semble robuste (Ma et Xie, 2013). Un consensus a émergé en ce qui concerne la circulation de Hadley, les projections font état d'une extension vers les pôles de la cellule de Hadley (Lucas et al, 2014, Birner, 2010, Hu and Fu, 2007). Bien qu'il soit prévu un affaiblissement

de la cellule de Hadley, il sera moindre comparé à celui de la circulation de Walker (Lu et al, 2007; Vecchi and Soden, 2007).

En ce qui concerne la SPCZ, Brown et al (2012) annoncent qu'aucun changement robuste dans la position moyenne de la SPCZ n'est prévu pour le scénario RCP8.5. En revanche, Cai et al (2012) montrent que les événements de « SPCZ zonale » qui se produisent pendant des épisodes El Niño intenses deviendront plus fréquents au cours du 21ème siècle. Cette tendance est confirmée même en l'absence de consensus sur l'évolution future de l'ENSO car elle serait en effet stimulée par le réchauffement équatorial du Pacifique.

D'après Stevenson et al (2012), la variabilité de l'ENSO diminue faiblement et de manière non significative en réponse au changement climatique. Cette diminution ne devient significative que pour les concentrations les plus élevées en CO2. L'article confirme également les principaux changements de l'état moyen du Pacifique notamment le déplacement vers l'est de la convection et une réduction du gradient zonal de SST à mesure que le taux de CO2 augmente. Stevenson et al supposent qu'à l'échelle d'un siècle (le 21ème siècle), les chances d'observer un changement de variabilité d'ENSO sont minces car le temps d'ajustement de la composante océanique est très grand. Par contre, l'analyse des téléconnexions atmosphériques associées à l'ENSO montre qu'elles répondent plus rapidement au changement climatique, particulièrement en été austral. Power et al (2013) précisent, grâce aux projections des modèles CMIP5, que pour la deuxième moitié du 21ème siècle El Niño engendrera une intensification de l'assèchement du Pacifique ouest et une augmentation des précipitations dans le Pacifique équatorial central-est.

1.5 Synthèse

Ce chapitre s'est focalisé sur l'état moyen du Pacifique et les structures climatiques qui le caractérisent. Définir le contexte climatique dans lequel s'inscrit la Polynésie française est un prérequis fondamental avant d'attaquer le sujet de la thèse. Ayant à l'esprit l'objectif d'évaluer les changements futurs de précipitations à Tahiti, évoqué dans l'introduction, les éléments à retenir de ce chapitre sont :

- les structures de grande échelle qui apportent des précipitations à Tahiti sont la SPCZ et les alizés.
- l'ENSO et l'IPO perturbent l'état moyen et les structures de grande échelle du Pacifique sur des échelles de temps interannuelles à interdécennales et ont une influence non négligeable sur le climat de Tahiti, notamment les pluies.
- la saison d'intérêt est l'été austral car les pluies sont plus abondantes, elle correspond au moment de l'année où la SPCZ est la plus développée. Les signatures de l'ENSO et de l'IPO ont également un maximum d'amplitude pendant cette saison.

Avant d'étudier l'évolution future des précipitations à Tahiti avec le changement climatique, un état des lieux précis du climat passé, à partir des relevés pluviométriques observés s'impose. Le chapitre suivant présente toutes les données, modèles et méthodes statistiques employés pour mener à bien les analyses climatiques envisagées.

Chapitre 2 Description des données, des modèles et des outils statistiques

2.1 Les données in situ disponibles

Analyser les évolutions du climat à partir de mesures météorologiques exige de disposer de séries de données suffisamment longues et dont les valeurs soient comparables dans le temps. Cependant, la qualité des données originales n'est pas toujours irréprochable. Des erreurs de mesures ou de saisie peuvent avoir été introduites et des données manquantes peuvent apparaître assez fréquemment. Certains événements externes à la prise de mesure sont susceptibles d'introduire des ruptures d'homogénéité dans les séries. On peut citer les déplacements des stations de mesure, les modifications de l'environnement des stations (changement dans l'exposition solaire...), les changements d'instruments ou d'observateurs... Ces événements génèrent des ruptures du même ordre de grandeur, voire d'un ordre de grandeur supérieur aux phénomènes climatiques que l'on souhaite étudier. Il est donc indispensable avant toute analyse d'une série climatologique de s'assurer de la qualité des données récoltées. Selon le contexte (type de climat, paramètre et pas de temps considéré, densité du réseau d'observation, variabilité spatio-temporelle et distribution du paramètre, disponibilité des métadonnées...), la méthode d'homogénéisation la plus adaptée varie. Dans notre cas, la méthode Prodige est utilisée pour l'homogénéisation des données (Caussinus & Mestre, 2004). D'une part, elle est largement employée par les services de Météo France et d'autre part elle bénéficie d'un bonne évaluation par rapport aux autres méthodes d'homogénéisation (Venema et al, 2012). La méthode Prodige permet de détecter et corriger un nombre a priori inconnu de ruptures et ne s'appuie sur aucune série de données de référence. Chaque série de données est comparée à celles des stations voisines issues du même environnement climatique (voisinage bien corrélé) qui feront tour à tour office de séries de références. Lorsqu'une rupture est détectée dans chaque série de différence d'une même station avec ses voisines, la rupture est attribuée à cette station. Les séries mensuelles homogénéisées obtenues sont donc débarrassées des principaux artefacts d'origine non climatique et le cas échéant, ne comportent plus de trous dû aux valeurs manquantes. Elles peuvent donc être exploitées, avec un degré de confiance plus élevé que les séries brutes, pour évaluer le climat passé ou réaliser une détection du changement climatique.

Etant donné la difficulté d'installer puis d'assurer la maintenance des postes de mesure dans les archipels éloignés, les séries de mesure effectuées dans les archipels sont peu nombreuses et comporte beaucoup de données manquantes. Les données de précipitations utilisées dans ce travail de thèse sont donc issues uniquement des îles de Tahiti et Moorea, les plus peuplées de Polynésie. Le service CER-Etude de la Direction Inter Régionale de Polynésie Française de Météo France (DIRPF) s'est chargé de procéder à l'homogénéisation de 9 stations pluviométriques de son réseau d'observation et les a rendues accessibles au cours de la thèse. Les coordonnées spatiales des postes sont listées dans la table 2.1 et une carte des stations est proposée en figure 2.1.

La sélection des 9 postes a nécessité plusieurs dispositions.

D'une part certains postes ont été aboutés, c'est à dire que les données d'une même station n'étant pas assez longues, il a fallu les compléter sur certaines périodes avec les données d'une ou plusieurs autres stations voisines.

La série Papara5 a en effet été obtenue par aboutement d'une station voisine Papara2 sur la période 1961-1994 à la station Papara5 sur la période 1995-2011.

La série Punaauia7 résulte de deux aboutements de stations voisines : Paea1 de 1961 à 1978 et Punaauia3 de 1979 à 1998 ont été aboutées à Punaauia7 (1999-2011).
D'autre part une reconstitution des données a été nécessaire pour toutes les stations, car les mois d'octobre à décembre 2005 n'avaient pas été transférés lors du passage vers la nouvelle base de données CLIMSOL. Ce bug a été corrigé et les mois manquants ont été rapatriés depuis l'ancienne base de données EUCLIDE puis insérés au bon endroit dans les séries.
Enfin, l'absence de métadonnées pour les 9 séries ne permet pas d'affiner la détection des ruptures.

Nom-île	Noms-stations	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Précipitations début	Précipitations fin
Tahiti	Pirae1	-17°32	-149°32	22	1961	2011
	Faaa_aero	-17°33'	-149°37'	2	1961	2011
	Punaauia7	-17°39'	-149°35'	300	1961	2011
	Afaahiti3	-17°43'	-149°19'	19	1961	2011
	Afaahiti4	-17°45'	-149°16'	232	1961	2011
	Papeari1	-17°45'	-149°22'	2	1961	2011
	Papara5	-17°46'	-149°28'	5	1961	2011
	Teahupoo1	-17°51'	-149°16'	3	1961	2011
Moorea	Paopao1	-17°31'	-149°49'	100	1961	2011

Table 1 - Descriptif des postes pluviométriques

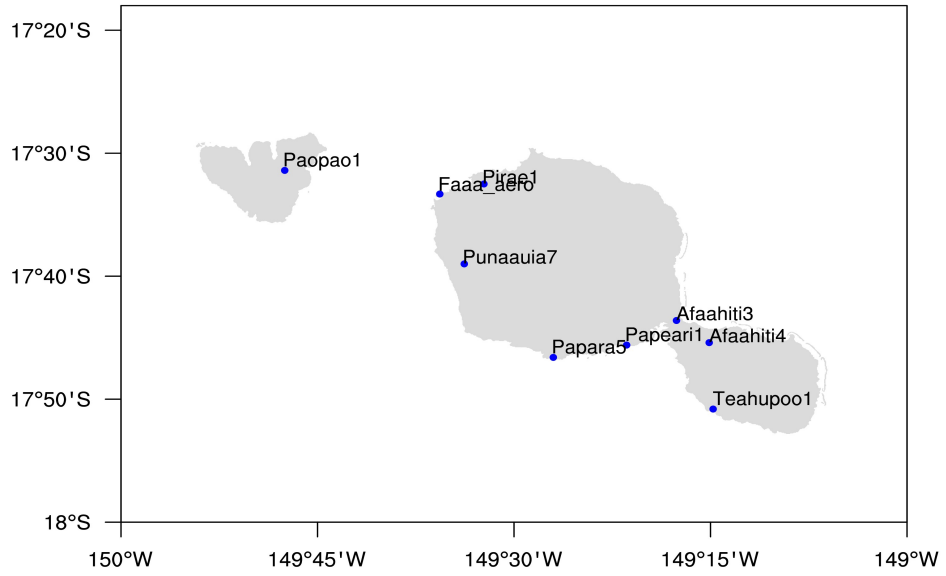


Figure 2.1 - Carte des stations sur Tahiti et Moorea

2.2 Les données globales mixtes satellite/in situ et réanalyses

Plusieurs jeux de données disponibles sur une grille globale et pour diverses périodes ont été utilisés au cours de cette thèse.

La température de surface de la mer (SST) provient du jeu de données HadISST du Met Office Hadley Centre. Les SST couvrent tout le globe à une résolution horizontale de 1° et à une résolution temporelle d'un mois depuis 1871 à nos jours.

Les champs atmosphériques tels que la pression réduite au niveau de la mer, le vent à 10 mètres et à 200 hPa proviennent de la réanalyse Era Interim du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Elle couvre la période de 1979 à aujourd'hui. La résolution horizontale est de 125 km et sur la verticale, 60 niveaux sont répartis jusqu'à 0.1 hPa. La réanalyse produit quatre analyses par jour à 00, 06, 12 et 18 UTC.

Les précipitations sont issues de GPCP, jeu de données globales combinant données satellites et observations à une résolution horizontale de 2.5°. Les données de pluie sont des moyennes mensuelles analysées de 1979 à aujourd'hui.

2.3 Les modèles utilisés

Dans cette partie sont présentés les modèles et simulations utilisés au cours de cette thèse. Une méthode de descente d'échelle sur une zone d'environ 540x540 km² centrée sur Tahiti

a été menée pour obtenir une résolution de 12 km, permettant de distinguer six points de terre sur Tahiti parmi les points de mer environnants. Cette méthode est plus amplement décrite dans le chapitre 4, cependant les grandes lignes seront présentées ici.

La méthode fait intervenir le modèle couplé global du CNRM-CM, le modèle atmosphérique global ARPEGE-Climat à 50 km de résolution et le modèle à aire limitée ALADIN-Climat à 12 km de résolution. Le choix de la démarche mise en place a été guidé par plusieurs considérations pratiques. Il résulte d'un compromis entre deux intentions. D'une part celle d'accroître la résolution sur Tahiti et d'autre part, celle d'avoir des simulations du 20ème siècle et du 21ème siècle pour différents scénarios, avec toutes les contraintes en temps de calculs que cela implique. L'information globale provient du modèle du CNRM-CM5. Les SST sur la partie historique et la partie 21ème siècle avec les scénarios contiennent l'information sur l'évolution du réchauffement global, et, après une correction de biais moyen, celles-ci sont utilisées pour forcer le modèle atmosphérique global ARPEGE-Climat à plus haute résolution. La descente d'échelle à 12 km est désormais possible en imbriquant le modèle à aire limitée ALADIN-Climat dans ARPEGE à 50 km. On dispose ainsi d'une simulation haute résolution sur Tahiti recouvrant le 20ème siècle et le 21ème siècle pour deux scénarios d'émission de gaz à effet de serre.

Une première sous-partie introduit les modèles de circulation générale et les scénarios du GIEC, puis les sous-parties suivantes apportent plus de précision sur les différents modèles utilisés.

2.3.1 Généralités sur les Modèles de Circulation Générale (GCM) et les simulations CMIP5

Par définition un modèle de circulation générale (GCM pour l'acronyme anglais) est la représentation numérique à l'échelle globale de l'ensemble des composantes du système climatique.

Il existe des modèles atmosphériques (AGCM), océaniques (OGCM) et des modèles couplés océan-atmosphère (AOCGM).

Dans un GCM, l'atmosphère est représentée par un maillage tridimensionnel où chaque maille fait environ deux cents kilomètres de côté sur un kilomètre de hauteur. Ce quadrillage intègre les cinquante premiers kilomètres de l'atmosphère, avec des couches plus fines près de la surface. A chaque maille correspond une valeur unique de la température, de l'humidité et du vent. L'évolution de ces valeurs est obtenue en résolvant les équations de la dynamique des fluides. Ces évolutions temporelles sont le résultat d'une part de la dynamique (les advections) et d'autre part de processus physiques mis en jeu. Dans l'atmosphère, un certain nombre de processus physiques (développement de nuages, turbulence,...) ont lieu à des échelles beaucoup plus fines que la maille du modèle. Ces processus sous-maille sont donc paramétrisés à partir de relations empiriques simplifiées avec les variables pronostiques de l'échelle résolue. Elles représentent l'effet moyen, à l'échelle de la maille du modèle, des processus sous-maille. Ces paramétrisations empiriques constituent un véritable enjeu en modélisation climatique. A titre d'exemple, la paramétrisation de la convection profonde est encore à ce jour source de biais dans les GCM.

L'AGCM est souvent forcé en surface par les SST observées (exercice AMIP) ou provenant

d'un OGCM.

Il existe deux méthodes de maillage : une en points de grille et une spectrale.

La méthode en points de grille s'appuie sur les différences finies et proposent des mailles de plus en plus fines vers les pôles. La méthode spectrale repose sur le traitement spectral des champs horizontaux. Chaque champ est représenté par une décomposition d'harmoniques sphériques. Cette décomposition est limitée à un nombre fini d'harmoniques sphériques qu'on appelle troncature. À une troncature donnée correspond une grille optimale de points sur la sphère qui permet de calculer les coefficients spectraux et les termes quadratiques. C'est la grille de Gauss, régulière en longitude et irrégulière en latitude.

Les modèles de circulation générale océanique (OGCM) sont construits sur des bases similaires aux AGCM mais utilisent un maillage en points de grille car plus adapté à la présence de continents.

L'OGCM est forcé en surface par les flux d'eau, de chaleur et de quantité de mouvement (tension de vent de surface) calculés à partir des champs de surface d'un AGCM ou de réanalyses.

L'AOGCM, soit modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère, résulte du couplage d'un AGCM et d'un OGCM. Le coupleur permet aux deux modèles d'échanger de manière régulière des informations à l'interface des deux fluides. Ce type de modèle est forcé uniquement par les concentrations en gaz à effet de serre et aérosols, les paramètres orbitaux et les conditions de surface tels que le relief, le type de sol ou le type de végétation. Ils permettent de représenter les différentes composantes du système climatique : atmosphère, océan, glace de mer et surfaces continentales.

L'exercice d'intercomparaison entre les AOGCM de vingt centres de modélisation climatique du monde entier est coordonné au sein du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) qui en est à la phase 5 (Taylor et al, 2011). Un protocole expérimental standard a été développé dans le cadre du WCRP (World Climate Research Program) pour :

- évaluer les performances des modèles à simuler le climat passé récent,
- fournir des projections sur le changement climatique futur à moyen terme et à long terme
- comprendre les facteurs à l'origine des différences entre les projections des modèles, incluant l'analyse de certains processus physiques clés tels que les nuages ou le cycle du carbone.

Une description détaillée des expériences du projet CMIP5 est disponible dans Taylor et al (2009). Dans le cadre de cette thèse les expériences utilisées sont :

- la simulation historique (« historical »)

Dédiée à l'évaluation des performances des modèles à simuler d'une part le climat présent réel et d'autre part le changement climatique observé, ce « run » à long terme (1850-2005) laisse évoluer librement le couplage des composantes océan et atmosphère des GCMs. Tout au long de la période historique sont imposées certaines conditions notamment la

composition atmosphérique résultant des influences anthropique et volcanique (incluant le CO2), le forçage solaire, les émissions naturelles et anthropiques d'aérosols et l'utilisation des terres.

- les simulations de scénarios du 21ème siècle « RCP4.5 » et « RCP8.5 »

Déterminer quel sera le climat de la Terre à la fin du 21ème siècle est un exercice qui dépasse le cadre des sciences du climat. Il nécessite de formuler des hypothèses sur les activités humaines futures. La population globale, le type d'économie, les modes de vie, les nouvelles technologies sont autant de paramètres à prendre en compte pour pouvoir estimer les quantités de gaz à effet de serre injectés dans l'atmosphère au cours du siècle à venir.

En 2007, dans la perspective de l'élaboration du 5ème rapport du GIEC, quatre scénarios de référence qualifiés de profils représentatifs d'évolution des concentrations de gaz à effets de serre, d'ozone et de précurseurs d'aérosols (Representative Concentration Pathway - RCP) ont été définis pour remplacer les scénarios SRES datant de 2000 (van Vuuren et al, 2011). Contrairement aux scénarios SRES, qui ont été construits à partir des projections socio-économiques, les scénarios RCP partent des concentrations en gaz à effet de serre estimées en 2100 pour en déduire un large éventail de scénarios climatiques possibles. Chaque scénario est en fait une moyenne de scénarios. Les scénarios socio-économiques correspondants, appelés SSP sont également construits a posteriori.

Les deux scénarios utilisés dans cette thèse sont :

- le RCP8.5, correspondant à un forçage radiatif de 8.5 m/W². Le forçage radiatif est en pleine augmentation en 2100. Ce scénario semble réaliste si on effectue l'extrapolation des émissions actuelles de CO2, cependant, il est un peu plus sévère que l'ancien scénario « pessimiste » A2 de l'exercice CMIP3 précédent.
- le RCP4.5, correspondant à un forçage radiatif de 4.5 m/W². La stabilisation a lieu après 2100 mais commence en 2060. C'est un scénario plus optimiste en terme de contrôle des émissions de gaz à effet de serre.

2.3.2 CNRM-CM5

Le modèle couplé du système Terre CNRM-CM5 (Figure 2.2) a été développé conjointement par le CNRM-GAME et le CERFACS dans le cadre du projet d'intercomparaison des modèles couplés CMIP5. Une description plus approfondie de ses caractéristiques principales est disponible dans Voldoire et al (2012).
Ce modèle inclut le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat (v5.2) (Déqué et al, 1994), le modèle d'océan NEMO (Madec, 2008) et le modèle de glace de mer GELATO (Salas y Melia, 2002).
La plate-forme de modélisation de surface SURFEX utilisée comporte trois schémas de surface pour représenter les échanges entre l'atmosphère, les surfaces continentales, les lacs et les océans.
Les échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et les surfaces continentales sont évalués à partir du modèle ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf,1996).
Au dessus des océans, le schéma ECUME (Belamari and Pirani, 2007) permet de calculer les coefficients d'échanges turbulents à la surface tandis qu'au-dessus des lacs et de la glace de mer c'est le schéma de Louis qui est utilisé (Louis, 1979).

Le transport d'eau douce des fleuves vers les océans est modélisé par TRIP (Oki and Sud,1998).
Les différentes composantes du modèle sont couplées via le coupleur OASIS3 (Valcke, 2013).

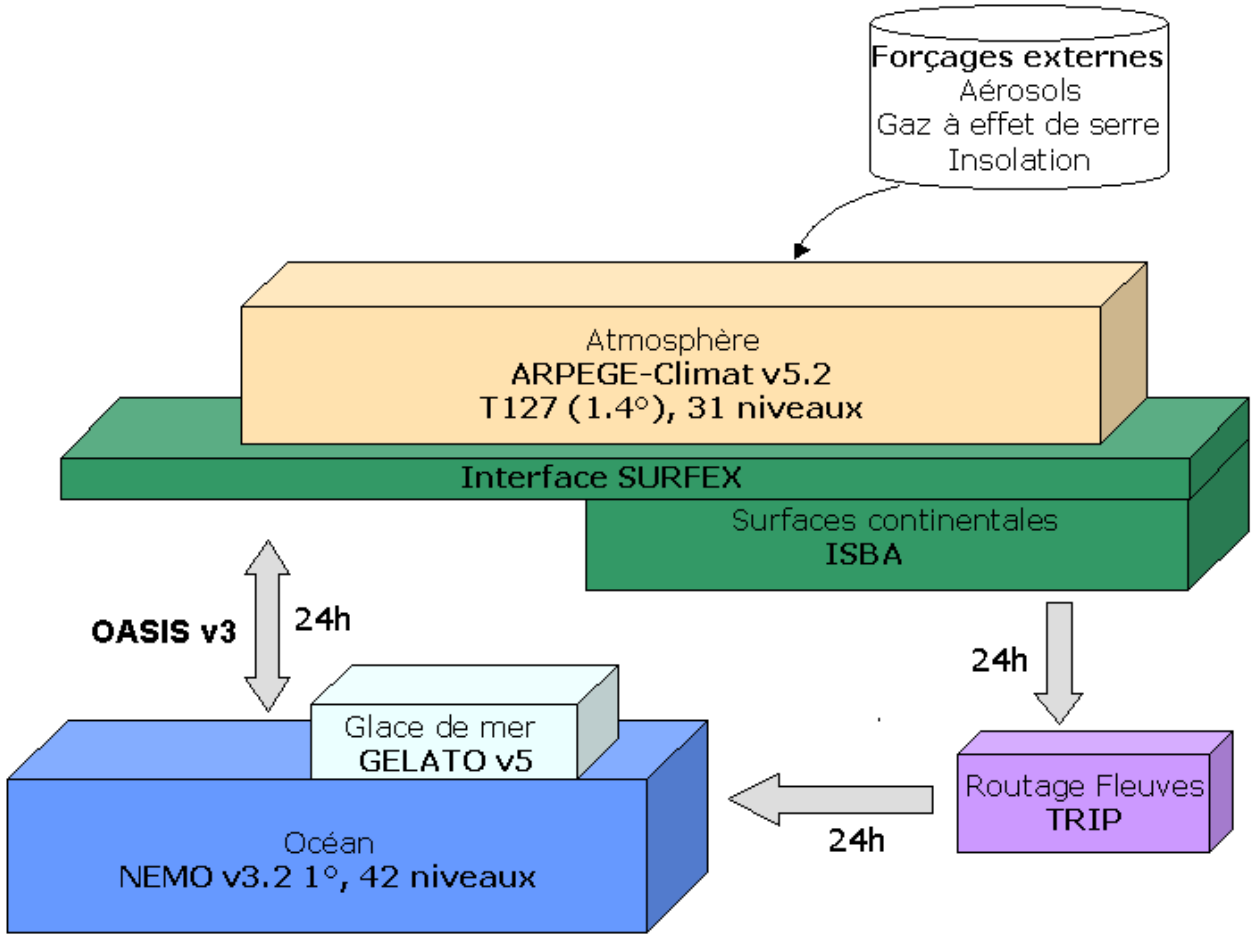


Figure 2.2 - Schéma de fonctionnement du CNRM-CM5 (Source : http://www.cnrm.meteo.fr)

2.3.3 ARPEGE-Climat 50 km

À la différence du modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat v5.2 inclus dans le CNRM-CM5, la version ARPEGE-Climat 50 km possède une troncature T359 qui lui confère une grille linéaire réduite de résolution horizontale de 50 km sur tout le globe. Cette grille sert aux calculs des paramétrisations physiques et des termes non-linéaires du modèle. Les transformations spectrales directes et inverses sont donc utilisées pour convertir les coordonnées des variables pronostiques entre l'espace spectral et la grille de calcul.
La coordonnée verticale est représentée dans le modèle par des niveaux hybrides entre niveaux σ et niveaux de pression, afin de prendre en compte le relief dans les niveaux les plus bas de l'atmosphère. Le schéma temporel d'ARPEGE-Climat est semi-Lagrangien à deux instants, son pas de temps est de 30 minutes.
Compte tenu de la résolution horizontale et verticale du modèle, certains processus

physiques ne sont pas résolus par le modèle et sont donc paramétrisés.
Les processus de rayonnement sont paramétrisés par le schéma de Morcrette (1990).
La convection profonde se déclenche avec la convergence d'humidité en basses couches et en présence d'un profil vertical de température instable, selon le schéma de Bougeault (1985). La paramétrisation des nuages fait intervenir le schéma de Ricard et Royer (1993) qui est utilisé pour calculer la fraction nuageuse stratiforme, le contenu en eau liquide stratiforme et le mélange vertical turbulent. Les précipitations de grande échelle sont calculées à partir du schéma statistique de Smith (1990), où l'eau liquide condensée précipite instantanément. Toutes les informations concernant la version 5.1 d'ARPEGE-Climat figurent dans les documentations accessibles en ligne à l'adresse http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.1/index.html.

2.3.4 ALADIN-Climat

ALADIN-Climat est un modèle spectral, hydrostatique, semi-lagrangien et semi-implicite. Il est issu du modèle de prévision numérique ALADIN développé à Météo-France en partenariat avec plusieurs pays européens (Bubnova et al., 1993, Horanyi et al., 1996). ALADIN correspond à une version à aire limitée du modèle global de prévision ARPEGE/IFS, développé en collaboration avec le CEPMMT.

Dans les modèles à aire limitée, la portion de surface terrestre considérée est projetée dans le plan selon les méthodes classiquement utilisées en cartographie. Dans ALADIN-Climat, la projection Lambert conforme où la sphère terrestre est projetée sur un cône tangent à celle-ci est utilisée (Figure 2.3).

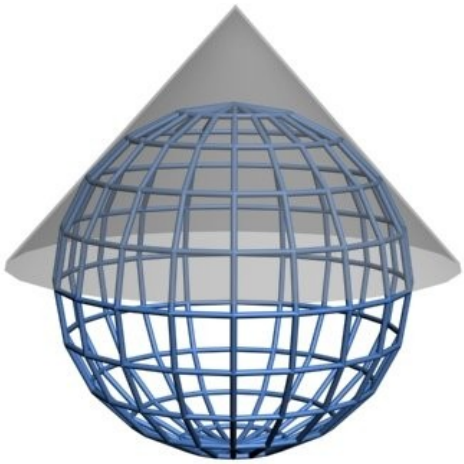


Figure 2.3 - Projection Lambert tangente

Dans ce système de projection conforme, les méridiens sont des droites concourantes et les parallèles des arcs de cercle centrés sur les points de convergence des méridiens. Le résultat est un domaine rectangulaire défini à partir des coordonnées du point tangent de la projection Lambert, du nombre de points de grille dans les directions zonale et méridienne et de la résolution horizontale choisie. Le domaine comprend une zone centrale (zone C) recouvrant la région d'étude, une zone intermédiaire (zone I) où sont relaxées les conditions de grande échelle imposées aux frontières suivant le schéma de Davies (1976), et une zone d'extension (zone E). La zone I a une largeur de 8 points et la zone E s'étend

vers le Nord et l'Est sur 11 points (Figure 2.4).

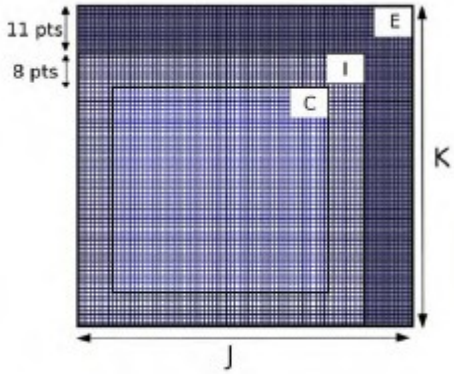


Figure 2.4 - Domaine d'intégration d'ALADIN-Climat

La zone d'extension E est une particularité d'ALADIN-Climat. Cette solution est retenue pour pouvoir permettre le passage dans l'espace spectral. Les champs simulés dans le domaine C+I sont extrapolés sur la zone E au Nord et à l'Est pour assurer une transition continue avec les valeurs des frontières Sud et Ouest du domaine C+I. Cette manipulation permet de définir un espace spectral torique, dans lequel les équations de la dynamique sont résolues.
ALADIN-Climat présente la même dynamique et la même physique qu'ARPEGE-Climat 50 km présentée précédemment.

2.4 Les outils statistiques

Dans cette partie sont décrites les différentes méthodes numériques et statistiques utilisées pendant cette thèse, aussi bien pour évaluer le climat passé que pour détecter un changement de climat passé ou à venir.

2.4.1 L'analyse en composantes principales (EOF)

L'analyse en composantes principales est très couramment utilisée en météorologie, sous le nom d'analyse EOF (en anglais Empirical Orthogonal Function).
Le principe de l'analyse EOF est de réduire un espace de grande dimension en dégageant de l'ensemble des données des directions privilégiées pour lesquelles la variance est maximale. Ces directions forment les axes d'un espace réduit décrivant une part importante de la variabilité des données.
Afin de procéder à l'analyse EOF d'un champ géophysique sur une période donnée, on range les données dans une matrice bidimensionnelle M, de manière à avoir pour chaque colonne la série temporelle des données en un point i du domaine, et pour chaque ligne le champ de valeurs au temps j. Les données sont centrées (en retirant aux champs leur moyenne temporelle sur la période d'étude) ou centrées et normées (en plus du retrait de la moyenne temporelle on divise les champs par leur écart-type sur la période d'étude). M a une dimension $n \times p$, où n est la dimension temporelle et p le nombre de points de grille ou le nombre de stations. L'analyse EOF consiste à trouver les valeurs propres et vecteurs propres de la matrice de covariance de M notée R :

$$R = \frac{M^T \cdot M}{n}$$

L'analyse EOF a généré un grand nombre d'études et de développements, et la terminologie utilisée varie d'une étude à l'autre. Pour éclaircir les choses, dans cette thèse on appelle EOF les vecteurs propres (de dimension p) de l'analyse en composante principale décrite plus haut. Les séries temporelles des coordonnées associées à ces vecteurs sont appelées PC ou composantes principales (de dimension n). Les EOF sont orthogonales entre elles tandis que les composantes principales sont temporellement décorrélées.
En classant les valeurs propres par ordre décroissant et en retenant uniquement les N premiers vecteurs propres, on peut écrire :

$$M(j,i) \approx \sum_{k=1}^{N} \alpha_k(j) \cdot \mathrm{EOF}_k(i)$$

où $\alpha_k(j)$ désigne la valeur à l'instant j de la $k^{ième}$ composante principale et $EOF_k(i)$ la valeur du $k^{ième}$ vecteur propre au point de grille n°i. Les valeurs
propres évaluent la proportion de variance expliquée par le vecteur propre (EOF) correspondant.
Une application de l'analyse EOF est le calcul d'indices climatiques à partir de réanalyses ou de données mixtes satellite/in situ. Par exemple, l'indice d'évolution de l'IPO (Folland et al, 2008) évoquée au chapitre 1 est obtenu à l'aide du deuxième EOF des SST globales filtrées basse fréquence (données HadISST) sur la période 1891-2005. L'indice IPO est obtenu en routine en projetant les anomalies mensuelles de SST du HadISST sur cette EOF.
L'EOF étant une méthode de réduction de dimension, il est important de savoir qu'elle ne peut pas retenir la totalité de l'information contenue dans la matrice M. Enfin, l'EOF prend en compte uniquement les dépendances linéaires entre les variables et ne peut donc pas fournir une projection fidèle pour une distribution non linéaire de points.

2.4.2 L'analyse par composites

L'analyse par composites est particulièrement employée en météorologie dans l'étude d'oscillations climatiques telles qu'ENSO, la NAO ou la MJO. Cette méthode permet de se focaliser uniquement sur des phases choisies de l'oscillation d'un phénomène. Dans le cas d'ENSO, une étude par composites permet de caractériser et d'interpréter l'état du système climatique pendant la phase chaude ou froide du phénomène. Pour ce faire, les champs issus de réanalyses ou de jeux de données mixtes satellite/observations sont sélectionnés sur une phase souhaitée en s'appuyant sur la chronologie des événements. Typiquement, le composite d'anomalie de SST correspondant à la phase chaude d'ENSO est obtenu en calculant la moyenne des anomalies de SST pour les mois considérés en phase chaude. Ces mois sont sélectionnés grâce à la série temporelle de l'indice Niño3.4 ou de l'indice SOI. De la même manière, des composites de précipitations en période Niño ou Niña peuvent être calculés à partir des anomalies de précipitations aux stations. Ils permettent de déduire l'impact, en moyenne, des phases chaude ou froide de l'ENSO sur les précipitations à l'échelle locale. Le composite étant la moyenne d'anomalies de SST ou de précipitations sur plusieurs événements précis, on utilise un test de Student pour estimer si cette moyenne est significativement différente de zéro. Le même type de test est

employé dans le cas des coefficients de corrélation, calculés dans le chapitre 3, pour estimer s'ils sont significativement différents de zéro.

2.4.3 Temporal Optimal Detection method

TOD pour Temporal Optimal Detection method est une méthode de détection-attribution développée par Aurélien Ribes dans le cadre de sa thèse en 2009. Elle propose plusieurs approches, permettant de traiter différents cas de figure. La première consiste à rechercher, dans les observations, la présence d'un signal de changements climatiques dont la distribution spatiale est connue à l'avance. La deuxième approche implique la recherche d'un signal de changement ayant une évolution temporelle connue. C'est cette dernière approche qui sera utilisée au cours de ce travail de thèse. Elle a fait l'objet d'une publication, Ribes et al, 2010 dans Climate Dynamics. Enfin, la troisième approche consiste à déterminer la présence d'un changement sans avoir de connaissances a priori sur sa distribution spatiale ou son évolution temporelle.

TOD teste l'hypothèse H_0 qu'il n'y a pas de changement du climat sur la période considérée. Pour réaliser ce test, plusieurs hypothèses sont émises :

Premièrement, suivant Hasselmann (1993) on suppose que le signal climatique observé se décompose suivant :

$$\psi = \psi_{(0)} + \psi_{(cc)} + \varphi$$

où $\psi_{(0)}$ désigne la moyenne du signal sans changement climatique,
$\psi_{(cc)}$ désigne le signal du changement climatique
φ correspond à un bruit centré dû à la variabilité interne du climat.

Cette décomposition sous-entend que la variabilité interne est la même avec ou sans changement climatique, ce qui peut être sujet à débats.

Deuxièmement, on émet l'hypothèse de séparabilité espace-temps, soit :

$$\psi_{(cc)} = \mu_t.g_s$$

où μ et g sont des vecteurs correspondants respectivement à la distribution temporelle et à la distribution spatiale du signal de changement climatique. Cette approximation est acceptable tant que le signal de changement climatique est « petit ».

Troisièmement, on suppose que le terme aléatoire φ a une structure de covariance qui peut s'écrire : $Cov(\varphi_{s,t},\varphi_{s',t'}) = C_{s,s'(S)}C_{t,t'(T)}$

De plus, on fait l'hypothèse que φ possède une structure stationnaire autorégressive d'ordre 1 en temps (AR1) , c'est à dire :

$$\varphi_{s,t} = \alpha\varphi_{s,t-1} + \varphi_{s,t}$$

Les processus AR1 sont largement utilisés en recherche climatique car ils permettent la simulation de processus ayant une mémoire « à court terme ». Dans le cas des oscillations très basse fréquence telles que l'IPO, il est probable que leur signal soit difficilement

dissociable de celui du changement climatique détecté.
Le diagnostic du coefficient α, qui quantifie l'effet mémoire du signal climatique, est une étape cruciale à ne pas négliger. Ne pas en tenir compte ou le surestimer conduirait à des résultats biaisés.
Les données observées étant très sensibles aux forçages externes, la valeur α a été estimée de deux manières différentes. Tout d'abord à partir des simulations de contrôle de plusieurs AOGCM issus du dernier exercice du GIEC (en considérant le point de grille le plus proche de Tahiti). Ces simulations longues ne prenant en compte que la variabilité naturelle du climat avant l'ère industrielle se prêtent bien à l'estimation du coefficient α. L'évaluation des runs de contrôle de 15 modèles participant à CMIP5 donnent un α moyen de 0.2 avec un écart-type de 0.1. Dans un second temps, et pour confirmer cette valeur, l'évaluation a été réalisée sur les données annuelles de précipitations homogénéisées (débarrassées de la tendance linéaire). Les résultats de cette deuxième estimation permettent de fixer le coefficient AR1 à 0.2 pour l'étude des précipitations de l'archipel de la Société.

Finalement, on fait l'hypothèse que le terme φ suit une distribution normale. Cette hypothèse est bonne pour des températures annuelles et acceptable pour des précipitations annuelles.
L'étude de détection consiste donc à tester l'hypothèse (en tenant compte des notations précédentes) :
H_0 : « $\psi_{(cc)}=0$ » soit H_0 : « $\mu g=0$ ».
La détection d'un signal temporel est un processus en deux étapes dont la première est de déterminer le vecteur μ et la deuxième de tester l'hypothèse H_0 : « $g = 0$ » contre H_1 : « $g \neq 0$ » étant donné que μ est désormais connu.

L'évaluation du paramètre μ se fait généralement à partir des simulations des modèles climatiques et des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Une hypothèse assez robuste pour évaluer μ est celle d'un signal temporel lisse. En effet, le forçage anthropique dû aux gaz à effet de serre ne consiste pas en un changement brutal mais en une augmentation régulière et lente au cours du 20ème siècle. Sur la courte période considérée, de 1961 à 2011 on peut supposer un signal linéaire pour μ.

Le modèle statistique ainsi défini peut s'écrire :

$$\psi_{s,t} = \psi_{0,s} + g_s\mu_t + \varphi_{s,t}$$

Ce modèle subit une « pre-whitening transformation » et devient :

$$\psi_{s,t} = (1- \alpha)\psi_{0,s} + g_s\mu_t + \varphi_{s,t}, \text{ avec } t = 2,\ldots,T.$$

Ce dernier est un modèle classique de régression multivariée.
Pour tester l'hypothèse du modèle statistique produit, un test de Hotelling est appliqué. Cependant ce test ne peut être appliqué à des échantillons trop petits ($T>S+2$, T le nombre d'années et S le nombre de stations).
TOD est donc appliqué au jeu de données décrit au paragraphe 2.1 (cumuls annuels de précipitations) pour détecter l'empreinte spatiale d'un changement de climat dont

l'évolution temporelle est supposée linéaire.
Dans le cas du Pacifique, siège d'oscillations de basse fréquence telles que l'ENSO ou l'IPO, l'attribution du signal détecté au changement climatique (induit par les émissions de gaz à effet de serre) est relativement délicate. On emploie donc, pour le signal à long terme recherché par TOD, le terme moins discriminant de tendance climatique qui comprend les oscillations de basse fréquence et le changement climatique.

2.5 Synthèse

Ce chapitre rassemble toutes les précisions concernant les données observées, les modèles climatiques et les outils statistiques employés au cours de ce travail de thèse.
Les données in situ disponibles sont des cumuls mensuels de précipitations provenant de 9 stations du réseau Météo France. Le service CER Etude de la DIRPF a effectué l'homogénéisation de ces relevés pluviométriques sur la période 1961-2011 ce qui en fait des données exploitables et fiables pour des études climatiques.
Les principales caractéristiques des modèles globaux CNRM-CM5, ARPEGE-Climat 50 km et du modèle à aire limitée ALADIN-Climat sont également présentés. Grâce aux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, les modèles climatiques sont en effet de précieux outils pour accéder au climat futur de la Terre. Leur utilisation, dans le but de répondre à la problématique énoncée, sera présentée dans le chapitre 4.
Les méthodes numériques et statistiques, notamment le test de détection-attribution TOD, ont été décrits dans ce chapitre. Ces outils sont utilisés dans le chapitre suivant pour traiter les données de pluie observées et détecter une éventuelle signature du changement climatique sur la période 1961-2011.

Chapitre 3 Évaluation du climat passé et détection de changements sur la période historique à partir des observations

Dans le but de conjecturer le climat futur possible en Polynésie, une étape cruciale préalable consiste à établir un état des lieux du climat passé réel. En effet, cette étape permet de dégager les principales caractéristiques du climat réellement observé et d'établir un lien entre celui-ci et le climat passé simulé par les modèles. C'est par ailleurs la base de référence pour les comparaisons à venir avec le climat futur. Le contexte climatique du Pacifique Sud, dans lequel s'inscrit la Polynésie, a été présenté au chapitre 1. L'objectif du présent chapitre est d'évaluer le climat passé local, de caractériser en plus du cycle annuel les principaux modes de variabilité de l'échelle interannuelle (ENSO) à interdécennale (IPO), à partir des données in situ disponibles en Polynésie. Pour compléter cette étude, la détection du changement climatique dans les données observées est réalisée grâce à l'outil statistique TOD de Ribes et al (2010). Le travail sera présenté dans ce chapitre sous la forme d'un article (1) soumis dans Climate Research : Hopuare et al, 2014, Climate change, IPO, ENSO, SPCZ and observed precipitation variability in Tahiti, French Polynesia.

3.1 Résumé de l'article

Dans cet article, l'objectif est de dresser l'état des lieux du climat passé en Polynésie. La disponibilité et la qualité des données observées sont des contraintes importantes qui conditionnent le degré de confiance accordé à une étude climatique et à ses conclusions. Les données de précipitations mensuelles homogénéisées de 9 stations (principalement sur Tahiti et Moorea) sont utilisées ici. Les séries de données couvrent la période 1961-2011 et sont plus amplement décrites au chapitre 2. D'autres jeux de données globaux sont également sollicités, notamment les SST de HadISST et les précipitations de GPCP (Global Precipitation Climatology Project) qui combinent données satellites et données observées.
On s'intéresse plus particulièrement à la variabilité des précipitations de l'échelle interannuelle à interdécennale mais également à l'échelle de temps du changement climatique. À ces échelles de temps, les principales structures et oscillations à l'œuvre dans le Pacifique Sud sont la SPCZ, le phénomène ENSO et l'IPO.

Cette étude décrit dans un premier temps le cycle saisonnier des pluies à Tahiti et souligne son importance dans la variabilité des précipitations mensuelles brutes (89% de variance expliquée). Pendant la saison chaude, de novembre à avril, les stations enregistrent des pluies plus abondantes qu'en saison fraîche (de mai à octobre).
D'autre part, la variabilité des pluies en dehors du cycle saisonnier, en particulier à l'échelle interannuelle et interdécennale est analysée. L'accent est mis sur la saison chaude (de novembre à avril) durant laquelle le signal ENSO est maximum. Ce choix est justifié car la SPCZ diagonale est également plus développée en cette saison (Vincent, 1994) et la signature atmosphérique de l'IPO est maximale de novembre à avril (Salinger, 2001).

Les liens robustes entre la SPCZ, l'ENSO, l'IPO et les précipitations à Tahiti qu'on peut déduire de cette analyse sont :

- les migrations de la SPCZ associées aux phases de l'IPO impliquent des précipitations plus abondantes en phase IPO positive et l'inverse en phase IPO négative. La SPCZ est située en moyenne 4° plus au nord en phase positive de l'IPO par rapport à sa position moyenne en phase négative.
- les El Niño forts qui apparaissent uniquement pendant la phase positive de l'IPO, favorisent un déplacement radical de la SPCZ vers le nord (12°S) et vers l'est (142°W) qui l'éloigne de Tahiti. Le déplacement de la zone de basses pressions associée à la SPCZ engendre probablement une modification de la circulation de surface, favorisant des vents dominants de sud-est sur Tahiti. Il en résulte un forçage orographique important générant des précipitations plus abondantes sur les côtes sud-est et un assèchement des côtes nord-ouest de l'île.

Le dernier objectif de l'article est de détecter la présence d'un signal de changement climatique dans les précipitations observées. L'algorithme de détection, décrit dans Ribes et al (2010), teste l'hypothèse nulle « Il n'y a pas de changement de climat » contre « Il y a un changement de climat ». Parmi les hypothèses émises pour réaliser ce test, on cite les deux principales. Premièrement, le signal temporel du changement climatique est supposé linéaire, il s'agit d'une approximation raisonnable, étant donnée la courte période de disponibilité des données. Deuxièmement, la variabilité interne du climat dans la région de la Polynésie française est supposée avoir un certain effet « mémoire », c'est à dire que les valeurs des cumuls de pluie d'une année particulière montrent une certaine corrélation avec les valeurs de l'année précédente. Dans la région de la Polynésie et pour la variable de pluie, on estime que l'effet mémoire du climat d'une année à l'autre est faible mais non nul. L'algorithme de détection cherche donc la présence d'une tendance linéaire dans les observations et teste sa significativité. Le test montre qu'aucun changement de climat n'est détecté pour les précipitations. Il a été reconduit en considérant un effet mémoire nul du climat, ce qui a pour effet de faciliter la détection. Pourtant, l'hypothèse nulle reste acceptée tout au long de la période. On peut donc conclure qu'aucun changement dans les précipitations observées n'est détecté sur la période 1961-2011.

Une synthèse des résultats est proposée à la suite de l'article.

3.2 Article soumis dans Climate Research

Climate change, Interdecadal Pacific Oscillation, El Niño Southern Oscillation, South Pacific Convergence Zone and observed precipitation variability in Tahiti, French Polynesia

M. Hopuare[1,2], M. Pontaud[2], J. -P. Céron[3], P. Ortéga[1], V. Laurent[4]

[1]{GePaSud Laboratory, Tahiti, French Polynesia}

[2]{CNRM GAME UMR 3589, Météo France/CNRS, Toulouse, France}

[3]{Direction de la Climatologie, Météo France, Toulouse, France}

[4]{Direction Inter Régionale de Polynésie Française, Météo France, Tahiti, French Polynesia}

Correspondence to: M. Hopuare (marania.hopuare@meteo.fr)

Abstract

This study addresses the low frequency variability of precipitation and climate change detection over Tahiti, French Polynesia, a small orographic island in the tropical South Pacific. The analysis of new homogenized rainfall amounts over the period from 1961 to 2011 shows no significant trend related to climate change but highlights the interactions between ENSO, the SPCZ and rainfall during the latest positive phase of the IPO (1977-1999). During this particular phase, the SPCZ is closer to Tahiti and induces positive large scale precipitation. Then, on interannual time scales, more frequent and strong El Niño events favour a northward SPCZ migration. This northern position causes a surface flux over Tahiti Island, which forces orographic precipitation on the windward side. During the negative phase of IPO, no clear link is established between SPCZ, ENSO and rainfall variability.

Keywords :

rainfall variability, climate change, ENSO, SPCZ, IPO, Tahiti

3.2.1 Introduction

Situated in the middle of the Pacific Ocean, Tahiti (~149.5°W,17.5°S), the biggest island of French Polynesia, enjoys a tropical climate. The island lies at the south-eastern edge of the climatological South Pacific Convergence Zone. Spatio-temporal patterns of precipitation, and related water resources in Tahiti are therefore very sensitive to its anomalies in intensity and location. Laurent et

al. (2004) have shown that Tahiti's annual rainfall cycle is composed of two main seasons. The wet or warm season from November to April, during which precipitation amounts are the highest and therefore the season of interest (regarding water resource management), and the dry or cooler season from May to October, characterized by lower amounts of rainfall. During the wet season, two main regimes prevail: i) precipitation associated with the presence of the SPCZ and ii) orographic precipitation caused by moist air brought by the trade winds, which induce higher rainfall on the windward side of Tahiti. During the dry season, the SPCZ is reduced and confined to the western part of the basin, and the orographic rainfall signal produced by the Southeast trade winds becomes the dominant regime.

Regarding the SPCZ, numerous studies have attempted to unravel the basic mechanisms that control its structure and variability which remain only partly understood. Vincent (1994) showed that this convergence zone was present all year round and best developed in the austral summer. It consists of a zonal portion over the Pacific warm pool region and a diagonal portion extending along a north-west– south-east axis towards French Polynesia (Streten 1973). The diagonal SPCZ climatology has been thought to depend on interactions with subtropical depressions (Kiladis et al. 1989, Hurrell & Vincent 1987, Widlansky et al. 2011) and on the existence of a dry zone in the south-eastern Pacific, induced by the Andes (Takahashi & Battisti 2007). On shorter timescales, Lintner & Neelin (2008) showed that the position of the SPCZ eastern margin was controlled by the zonal dry air inflow associated with trade wind strength. The SPCZ's zonal portion, on the other hand, is likely to be influenced by the SST gradients and the land-ocean distribution according to Kiladis et al. (1989). On intraseasonal timescales, the zonal portion experiences discrete pulses arising from the Madden-Julian Oscillation (MJO) (Matthews & Li 2005). Using daily Outgoing Longwave Radiation (OLR) records, Matthews (2012) carried out an analysis of the SPCZ variability in a multi-scale framework. He pointed out two modes of variability, the westward shifted SPCZ mode and the enhanced mode. He found that the mechanism behind the occurrence of those modes was the equatorward incursion of synoptic wave trains from the southern hemisphere subtropical jet into the westerly duct over the central and eastern equatorial Pacific (Trenberth 1991). The refraction of these waves leads to their diagonal tilt (north-west –south-east). The occurrence of these events can be viewed as a stochastic process. The probabilities of the event occurring at a given location are then modified by other, lower frequency variations in the basic state, such as the Madden Julian Oscillation and El Niño Southern Oscillation. The SPCZ remains a challenge for global coupled models (Brown et al. 2011, 2013), which fail to reproduce a realistic feature.

Several studies (Trenberth 1976; Rasmussen 1985; Vincent et al. 1994; Folland et al. 2002; Vincent et al. 2011; Lorrey et al. 2012) have shown that El Niño (resp. La Niña) events tend to favour a north-eastward (resp. south-westward) displacement of the SPCZ. Typically, the South Pacific's basic state is known to vary on interannual time scales, particularly with respect to ENSO. A recent study of Murphy et al. (2013) focused on the diversity of impacts caused by different types of ENSO events on Pacific island climates. During an El Niño event, i.e. a warm phase of ENSO, the region of high sea surface temperatures (SSTs) of the western Pacific expands eastward beyond the date line and the SPCZ is shifted equatorward (north-east). This shift favours the presence of the SPCZ in the vicinity of French Polynesia, suggesting positive rainfall anomalies in Tahiti. Conversely, during a La Niña event or a cold ENSO phase, the mean convection over the “warm pool” region is enhanced and the SPCZ is displaced poleward (south-west). This tilt causes the SPCZ to be located further away from French Polynesia, implying negative rainfall anomalies in Tahiti.

Past signatures of climate change in the Pacific islands through the analysis of temperature and rainfall trends have been the topic of many published studies (Griffith et al. 2003; Folland et al. 2003; Murphy & Timbal 2008; Jovanovic et al. 2012; McGree et al. 2013; Whan et al. 2013), which illustrate a joint effort to improve knowledge and understanding on the subject. Griffiths et al. (2003) found that rainfall trends in the South Pacific were spatially consistent east of the dateline. These trends were associated with a north-eastward migration of the diagonal SPCZ from the late 1970s through to the 1990s, associated with a change to a positive IPO phase. Folland et al. (2003) also confirmed the roles of the IPO and the SPCZ for temperature variability and trends for South Pacific islands. They pointed out that, to the north-east of the SPCZ, decadal increases in annual temperature have only been widely observed since 1970. McGree et al. (2013), using longer and more reliable rainfall records, encompassing the recent switch to a negative IPO phase since 1999, computed trends over 1981–2011. From trends in total rainfall, they found that it has become wetter to the south-west of the mean SPCZ position whereas, north-east of the SPCZ and in the central tropical Pacific (east of about 160°E), it has become drier. Focusing on Australia's remote islands, Jovanovic et al. (2012) analysed homogenized time series and showed that the overall temperature increase at all island sites fitted the warming of SST in their vicinity and was consistent with larger scale warming trends that affect the globe. Murphy & Timbal (2008) reviewed south-eastern Australia's temperature and rainfall variability and change over the dry decade of 1997-2006. They argued that atmospheric circulation features (the southern annular mode and the sub-tropical ridge) may have played a role in the rainfall decline and that there was a likely impact of enhanced

greenhouse gas concentrations on the climate of south-east Australia, at least on temperature. Using climate models, many studies treated the evolution of the dominant features of the Pacific under greenhouse warming. Cai et al. (2012) and Widlansky et al. (2013) revealed that the SPCZ would likely experience more drastic equatorward migrations. Besides, Power et al. (2007, 2011) were more interested in the changes regarding ENSO and the Walker Circulation. Their results imply the weakening of the Walker Circulation in response to global warming whereas no consensus has emerged in climate models regarding a change in the ENSO behaviour.

In the present paper, the objectives are : i) to properly characterize the main precipitation patterns in Tahiti associated with the seasonal cycle and with lower frequency basin-wide oscillations using a new and high quality dataset available; ii) to look for any climate trend signature. The paper is structured as follows: Section 3.2.2 describes the data and methods used in this study. Section 3.2.3 focuses on the precipitation patterns found in terms of seasonal cycle, while Section 3.2.4 is dedicated to non-seasonal variability. Section 3.2.5 addresses the detection of climate change through precipitation signals. Finally, a discussion is proposed in Section 3.2.6 and the results are summed up in the last section.

3.2.2 Data and methods

3.2.2.1 Precipitation records

We used monthly precipitation data from the meteorological service of French Polynesia. The homogenization procedure Prodige described by Caussinus & Mestre (2004) was applied to a total of 9 stations on the island of Tahiti in order to adjust the inhomogeneities due, for example, to changes in the conditions of measurement, relocation of the weather station or modification of the environment. This technique can only be used if at least 5 neighbouring stations are available and are climatologically well-correlated with each other over a minimum period of 16 years. These criteria are met for only a few stations on the island of Tahiti and one station on Moorea. Nevertheless, they provided high quality data records for the period from 1961 to 2011. The 9 stations are shown in Fig. 3.1. They are not regularly distributed, since the majority of them are located on the western part of the island and mainly on the coast. The stations on the north and west coasts are highly correlated with each other (no less than 0.8) and so are the southern stations with each other (no less than 0.6), the correlation coefficient drops to 0.4 when considering a northern station and the southernmost station.

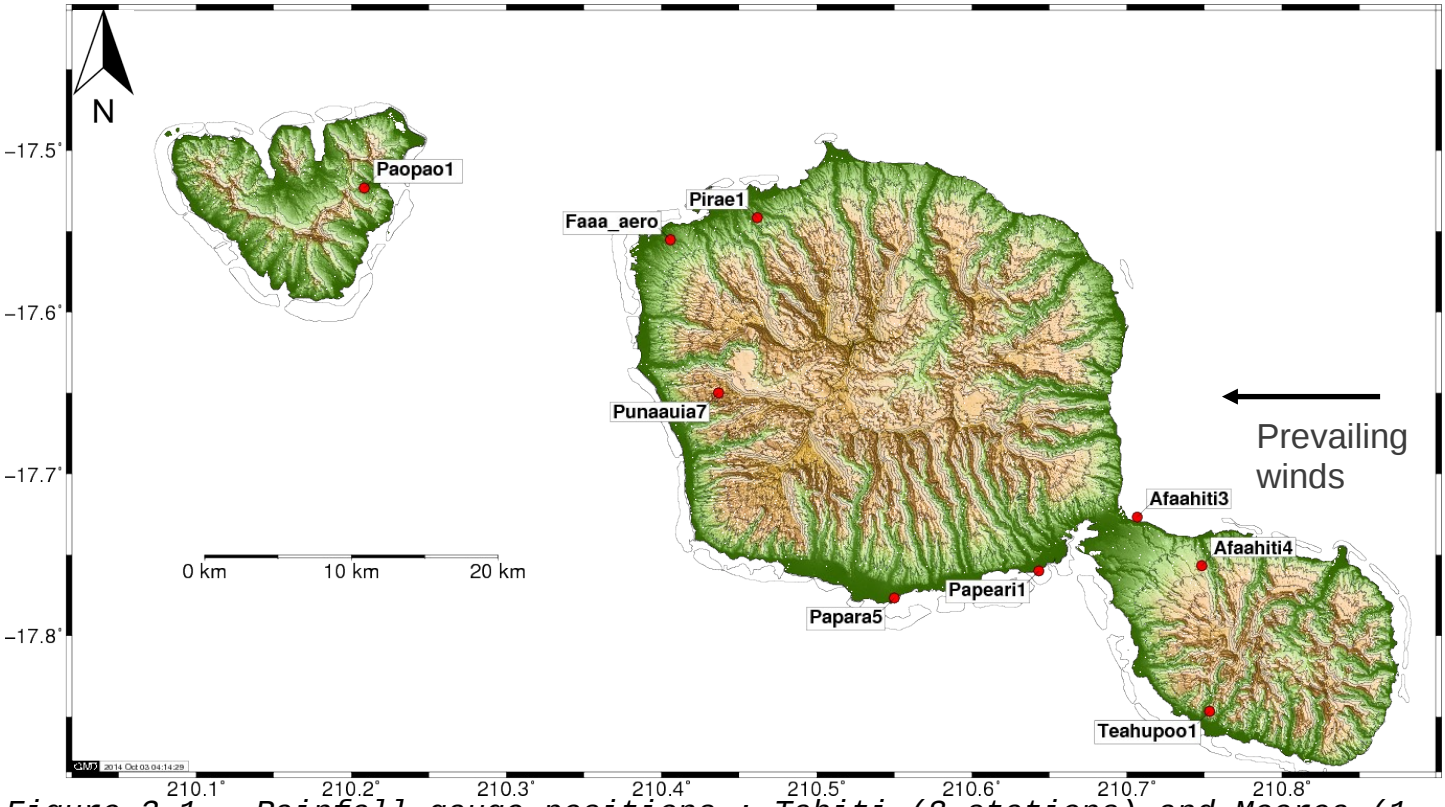


Figure 3.1 - Rainfall gauge positions : Tahiti (8 stations) and Moorea (1 station)

3.2.2.2 ENSO, IPO and SPCZ indices

ENSO variability was defined in terms of Niño 3.4 index (available from the NOAA Climate Prediction Center website :

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

The index values corresponded to ERSST.v3b SST anomalies in the region (5°N-5°S, 120°W-170°W) based on centred 30-year base periods updated every 5 years. Warm and cold episodes were defined when the threshold of ± 0.5°C was reached. The period considered for this study matches the availability of the observed data, that is to say 1961-2011.

The unfiltered monthly IPO index was created by projecting unfiltered monthly SSTs from the HadISST data set (Rayner et al. 2003) onto the second low frequency filtered global covariance empirical orthogonal function of SST for the period 1891-2005 calculated by Parker et al. (2007). The monthly values from 1871 to 2008 were provided by the Met Office. The monthly values were then annually averaged and smoothed using a 13-year low-pass filter to obtain the IPO index time series.

For the purpose of the study, we defined an index accounting for the latitudinal displacements of the

SPCZ in the vicinity of Tahiti. It is different from the index of Salinger et al. (2013), which is based on in situ mean sea level pressure records. We deliberately chose to build another index, adapted to Tahiti, that would account for the displacements of the SPCZ and particularly the large scale precipitation associated to these displacements. The SPCZ position proxy, used in this study, was taken as the latitude of the precipitation maximum along the meridian that crosses the island of Tahiti. It was calculated using the 0.5°x0.5° interpolated GPCP dataset (Adler et al. 2003). This value was used to compute the SPCZ latitude index (called SPLAT hereafter). Basically, for each month, the SPLAT value was taken as the average of the latitude of the maximum rainfall between 5°S and 30°S at each longitude in the 145°W-155°W band. This quantity was then normalized based on the period 1979-2010 to obtain the SPLAT index. Anomalous northward (southward) SPCZ movements were characterized by SPLAT values greater (less) than or equal to +(-) 0.5 standard deviation. The neutral SPCZ position encompassed SPLAT values in the range]-0.5σ, +0.5σ[. Unlike Niño3.4 and the IPO index, SPLAT only partially covered the period of available rainfall observations (1979-2010) in accordance with the GPCP dataset.

In order to account for the east-west movements of the SPCZ, the SPCZ longitude index is computed. A temporal analysis of the GPCP dataset for the South Pacific from 0 to 30°S helped to define the rainfall threshold of 5 mm per day that was encountered alternately to the east and west of Tahiti depending on the phase of ENSO. The easternmost longitude at which this threshold was met was taken as a proxy for the longitude of the SPCZ near Tahiti.

3.2.2.3 Analysis tools

The main features of the precipitation signal over Tahiti were extracted by applying an Empirical Orthogonal Function analysis. This analysis was first applied to monthly rainfall (covariance matrix) in order to account for all the modes of variability including the seasonal cycle. Then, in a second phase, the EOF was applied to normalized monthly rainfall (correlation matrix) in order to isolate the modes of variability that emerged after the removal of the seasonal cycle. Composites, consisting of the average of rainfall anomalies on dates referring to specific ENSO or IPO phases, were computed to assess the impacts of these oscillations on Tahiti's rainfall. The impact of climate change on Tahitian rainfall during 1961-2011 was estimated using the Temporal Optimal Detection method (TOD) described by Ribes et al. (2010). Basically, TOD can be seen as a refinement of trend analysis, which accounts for a potential non-uniformity of climate change over the area of interest.

3.2.3 Seasonal cycle

The first mode of variability of Tahiti's monthly precipitation is the seasonal cycle. The first Principal Component (PC1 in Fig. 3.2b) explains 89% of the total variance while the eigen-vector shows in-phase rainfall variations across all stations (Fig. 3.2a). The spectral analysis of PC1 time series is shown in figure 3.2c and reveals the importance of the seasonal cycle for the precipitation variability at monthly scale. According to EOF1, all stations register more (less) precipitation during the austral summer (winter), in agreement with the location of the SPCZ near (away from) Tahiti as described by Vincent (1994). However, the stations on the lee side tend to have a weaker intensity compared to the windward stations (fig. 3.2a), suggesting that the seasonal cycle signal also has an orographic component. This assumption is consistent with the 10 m wind speed and direction climatology derived from Era Interim reanalysis. Figure 3.3 shows the dominance of an eastern wind flow that varies from north-east during DJF to south-east during JJA and SON. The orographic response is particularly marked during austral winter as the South-eastern trade winds are not obstructed by the presence of the SPCZ.

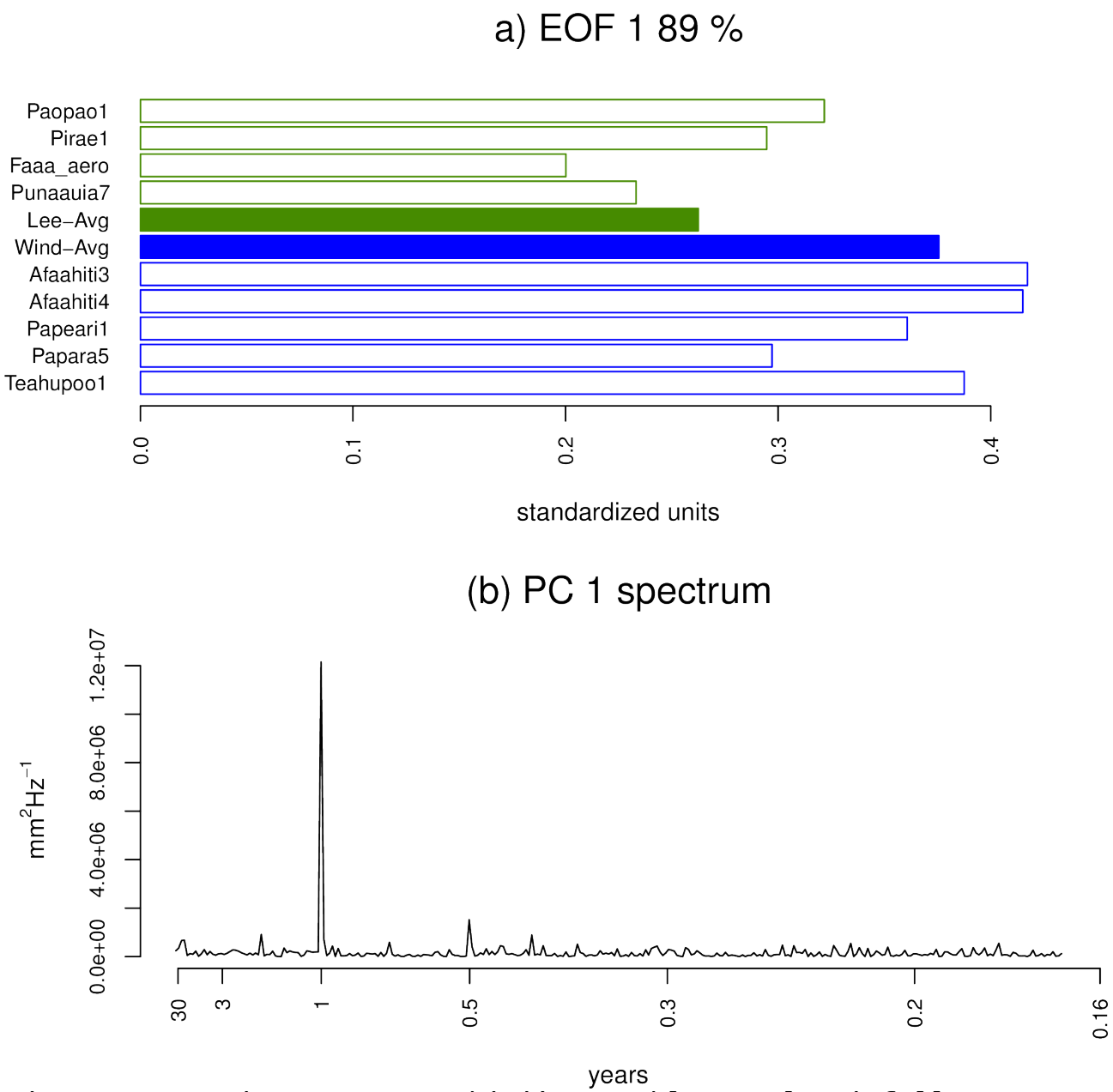


Figure 3.2 - First EOF on Tahiti's monthly total rainfall amounts for the period 1961-2011: a) 1st eigen-vector, windward stations (blue borders), leeward stations (green borders), windward stations average (blue bar), leeward stations average (green bar) b) PC1 time series, c) PC1 power spectrum

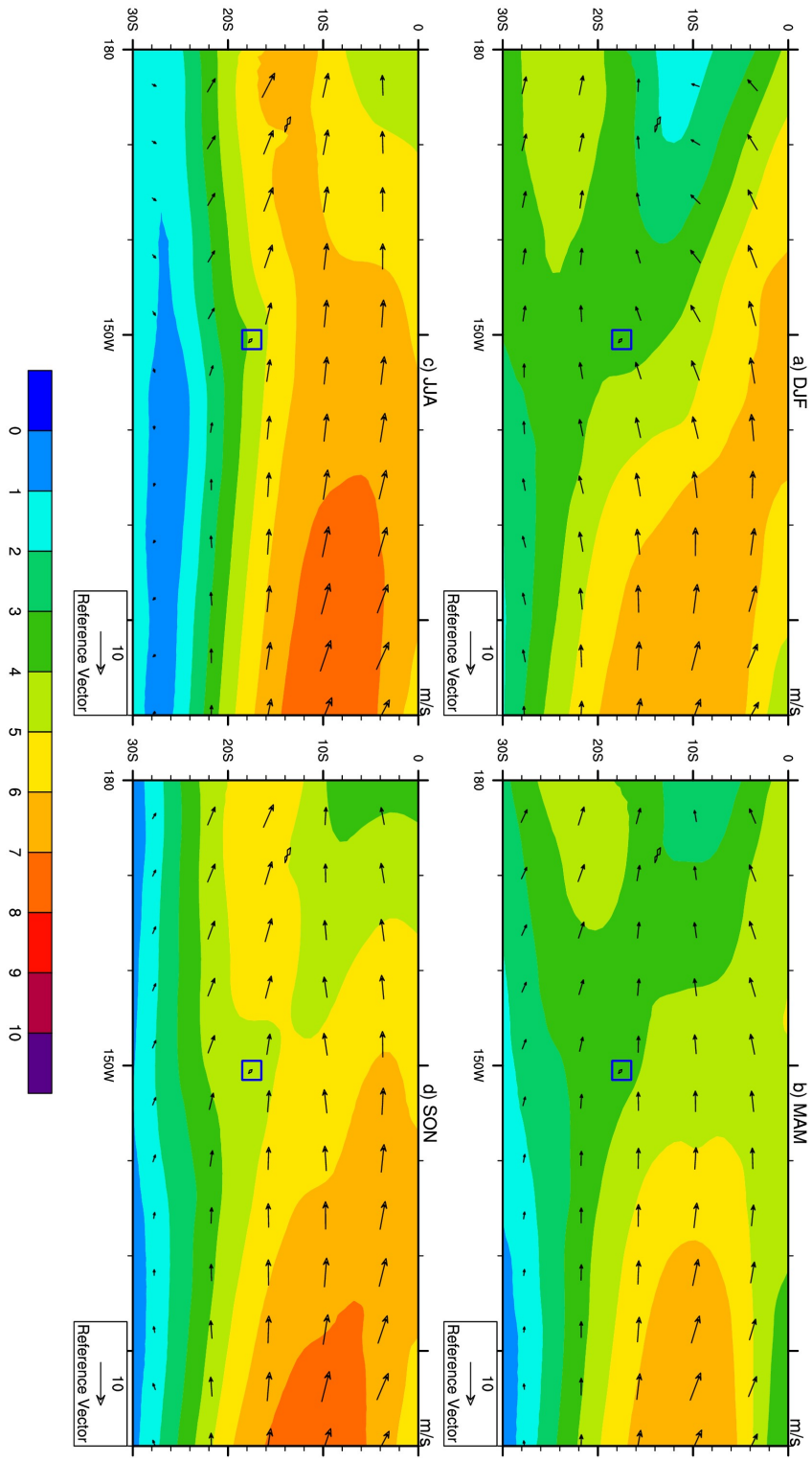
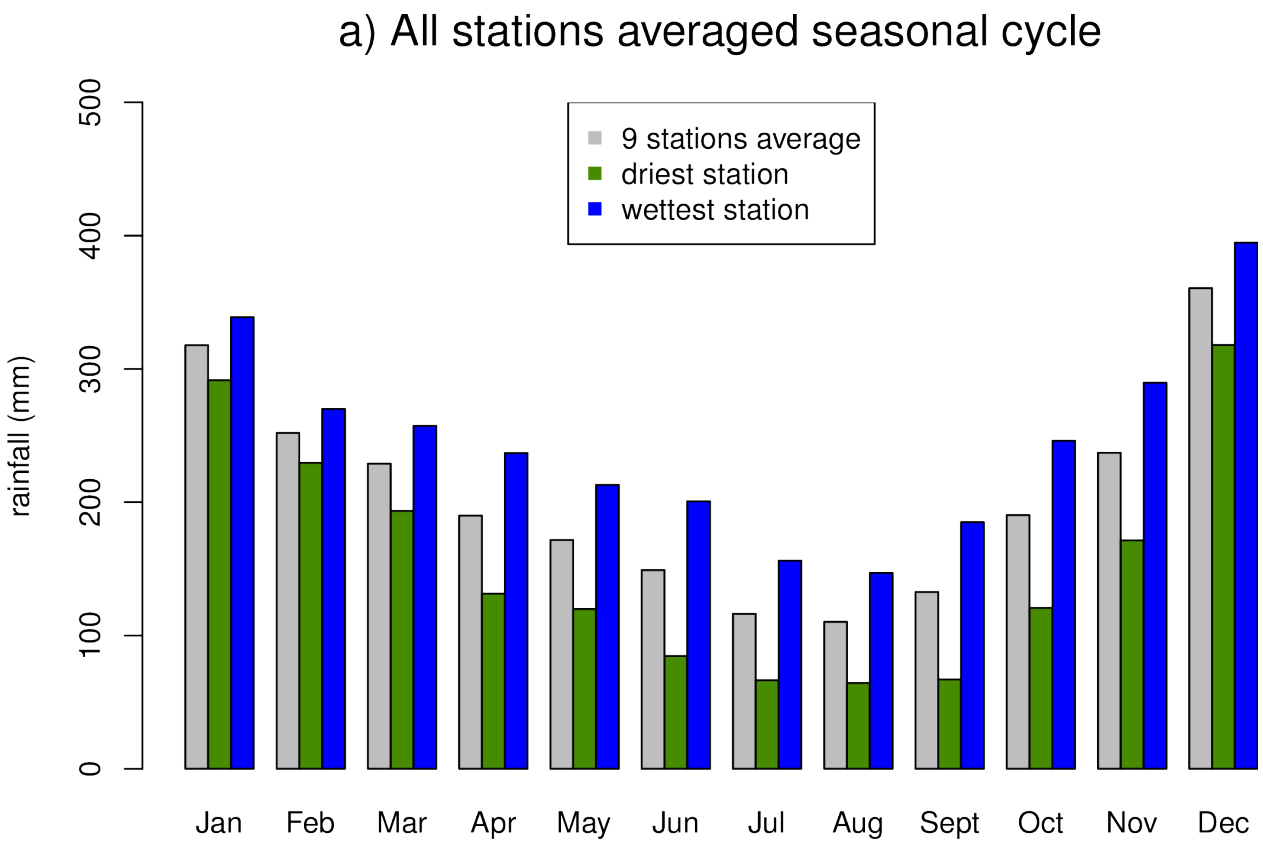


Figure 3.3 - Era Interim 10-m wind in m/s 1979-2010, wind speed is in shading. a) DJF: December-January-February mean, b) MAM: March-April-May mean, c) JJA: June-July-August mean, d) SON: September-October-November mean

The seasonal distribution of rainfall for the spatial average of the 9 stations is given in figure 3.4a along with the most contrasted stations (the driest: Faaa_aero, the wettest: Teahupoo1). The seasonal cycle is divided into two contrasted periods. The wet season runs from November to April, during which rainfall amounts are high and the orographic contrast is low. November and April are the transition months flanking the low contrast period. The dry season extends from May to October and is defined by reduced precipitation consistent with the departure of the SPCZ. The seasonal cycle of precipitation is in agreement with the 10-m wind climatology displayed in figure 3.3. In the absence of large scale precipitation brought by the SPCZ in austral summer, the wind flow has a more important effect on the rainfall signal. Figure 3.4b indeed reveals this enhanced contrast between windward stations and leeward stations for the dry season. Rainfall amounts are spatially averaged over windward stations and then over leeward stations, and the windward minus leeward values are plotted. The south-easterly wind regime induces higher amounts of rainfall on the windward side from April to November. Then, the orographic contrast is reduced from December to March, likely caused by the proximity of the SPCZ which inhibits the southeastern flow. These results are consistent with the analysis of Laurent et al. (2004).



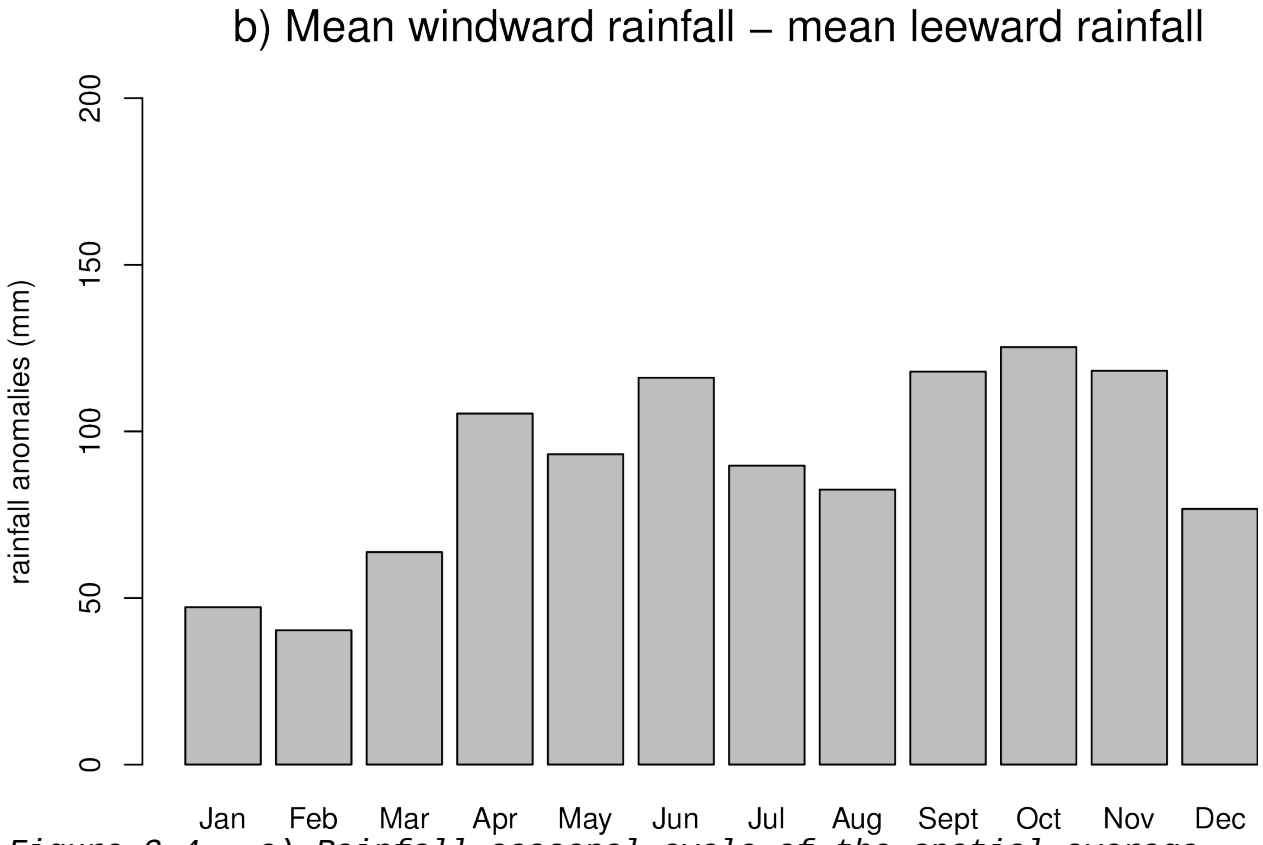


Figure 3.4 - a) Rainfall seasonal cycle of the spatial average of the 9 stations (thick black line) with the driest station, Faaa_aero, (red) and the wettest station, Teahupoo1, (blue), b) Averaged windward station amounts minus averaged leeward station amounts. The monthly means have been computed over the period 1961-2011.

3.2.4 Non-seasonal variability

The non-seasonal variability of Tahitian rainfall was assessed by applying an Empirical Orthogonal Function decomposition to the monthly standardized precipitation (i.e. minus the monthly climatological mean and divided by the monthly climatological standard deviation). To better understand the impact of the ENSO phenomenon on precipitation, we performed the EOF on the wet season only (Nov-Apr) when the impact is the most significant. The EOF performed on DJF months gave similar results. The atmospheric signature of the IPO is also known to be maximum during austral summer (Salinger et al. 2001). In addition to this, many studies (Meehl 1987; Folland et al. 2002; Vincent 1994) have revealed that the SPCZ is most developed at this time of the year.

The first two EOFs accounted for respectively 70% and 14% of the total variance. They are displayed in Figure 3.5. EOF1 shows common behaviour of the stations that experience anomalous positive and negative precipitation alternately. The second EOF, on the other hand, underlines opposite behaviour between windward and leeward stations, hence an orographic response.

3.2.4.1 EOF 1: common behaviour of the stations

The first eigen-vector (Figure 3.5a) shows that rainfall variability is dominated by in-phase anomalies, with PC1<0 (positive anomalies) characterizing the presence of deep convection on the island. The PC1 time series (Figure 3.5b) has large negative peaks accounting for strong “in-phase” positive rainfall anomalies, while weaker positive peaks refer to weak negative rainfall anomalies. The positive rainfall anomalies are less frequent than the negative ones as they represent 39.9% of the time series but they are characterized by intense episodes (strong negative peaks). The results from the spectral analysis of the EOF1 time series are shown in Figure 3.5c. They reveal important peaks at intra-annual time scales (around 9 months), and also from 1.2 to 1.6 years. Other peaks are also encountered in the interannual and interdecadal frequency bands. The major negative peaks in PC1 time series (associated with in-phase heavy precipitation anomalies) visible for years 1978, 1979, 1980 and 1981 explain the spectral peaks ranging from 9 months to 1.6 years, and performing the EOF analysis on the period 1982-2011 only reduced those near-annual spectral peaks and slightly changed the frequency pattern (not shown). In fact, those particular years fell within the beginning of the positive phase of the Interdecadal Pacific Oscillation. Griffiths et al. (2003) found that stations located from 180 to 155°W experienced a greater number of abrupt changes in the extreme climate than anywhere else in the South Pacific, and the significant abrupt changes in extreme rainfall occurred in the late 1970s or early 1980s. The EOF performed on 9

stations of Tahiti confirmed Griffiths' conclusions. According to Salinger et al. (2001) the islands to the north-east of the SPCZ (like Tahiti) registered higher annual amounts during the positive phase of IPO with respect to the negative phase, along with higher annual surface temperature and lower mean sea level pressure. The PC1 time series was significantly correlated with the IPO at -0.40 and this value increased after low-pass filters were applied. It reached -0.92 with a 13-year low-pass filter on PC1, as applied for the computation of the IPO index. These correlation coefficients are statistically significant at the 95% confidence level.

The first EOF therefore indicates that Tahitian rainfall is affected by the IPO, which controls the SPCZ mean location (Folland et al. 2002; Salinger et al. 2001). During a positive IPO phase, the SPCZ is shifted to the north-east of its climatological position as pointed out by Folland et al. (2002), and directly impacts precipitation in Tahiti. This was effectively the case in our dataset: SPLAT index and PC1 time series were smoothed with a 5-year low-pass filter in order to reduce the interannual fluctuations. The filtered SPLAT index was correlated with the IPO up to 0.50. Additionally, the filtered PC1 time series was correlated with the filtered SPLAT index to –0.66. Finally, the correlation coefficient between the IPO and the filtered PC1 time series was -0.69. The correlations were computed over a common period of 1981-2002 and are statistically significant at the 95% confidence level. The correlation between the IPO and the 13-year low pass filtered SPLAT would be very helpful to confirm the relationship between these two and EOF1 but, unfortunately, the SPLAT time series was too short to allow reliable correlation coefficients to be computed. The SPLAT index started in 1979 with satellite observations and the IPO index ends in 2008 (updated by Folland 2008). Studying daily rainfall data in the South Pacific, Griffiths et al. (2003) argued that the displacement of the diagonal portion of the SPCZ on decadal time scales affected not only mean precipitation but also the daily rainfall extreme, suggesting an enhancement of the activity of the SPCZ as well. Although our analysis was based on monthly data, the intense rainfall episodes of 1978, 1979, 1980 and 1981, characterizing the presence of a highly active SPCZ in the vicinity of Tahiti, support their theory.

As for the relationship between EOF1 and the ENSO phenomenon, the significant correlation with Niño3.4 index was weak (-0.26) although the major spectral peak at 5 years suggested an interannual modulation. This was easily deduced from the PC1 time series, the major peaks of which refer to the neutral ENSO state of 1978-1981. EOF1 appeared to be more linked to the SPCZ position with –0.45 correlation with SPLAT (unfiltered time series), itself controlled on interdecadal

scales by the IPO (Folland et al. 2002). The SPCZ's position is also known to be driven by ENSO on interannual timescales, as demonstrated by Vincent et al. (2011) and this effect will be discussed further in subsection 3.2.4.3.

The rainfall regime depicted by EOF1 shows a behaviour common to all the stations, with interdecadal, interannual and intraseasonal modulation.

3.2.4.2 EOF2 : Orographic forcing

The second eigen-vector (Figure 3.5d) shows the orographic component of the non-seasonal precipitation signal, where the pattern corresponds to an orographic dipole. PC2>0 (PC2<0) refers to positive rainfall anomalies on the windward side (lee side) of Tahiti. Positive and negative PC2 months each represent 50% of the time series (Figure 3.5e). The results from the spectral analysis of PC2 time series are displayed in Figure 3.5f. They reveal weaker peaks compared to the EOF1 spectrum but the three major ones fall within the interannual and interdecadal frequency bands. The major positive peaks of PC2 refer to the strong Niños of 82/83, 91/92 and 97/98 but other positive peaks correspond to moderate Niños or even to neutral ENSO events. Negative peaks, on the other hand, are related to La Niña events of 83/84, 95/96, 00/01 and 05/06, with one negative peak referring to the warm event of 86/87. The PC2 time series is in slightly better agreement with the Niño3.4 index and SPLAT than that of PC1 but the correlation coefficients are not very high. Considering the common availability period of 1979-2010 we found a significant correlation of 0.75 between the SPLAT and Niño3.4 index, 0.53 between SPLAT index and EOF2 and 0.42 between Niño3.4 and EOF2.

The rainfall regime depicted by EOF2 showed an orographic pattern on Tahiti with interannual modulation. The interannual influence of ENSO on the SPCZ position and Tahitian rainfall will be described in subsection 3.2.4.3.

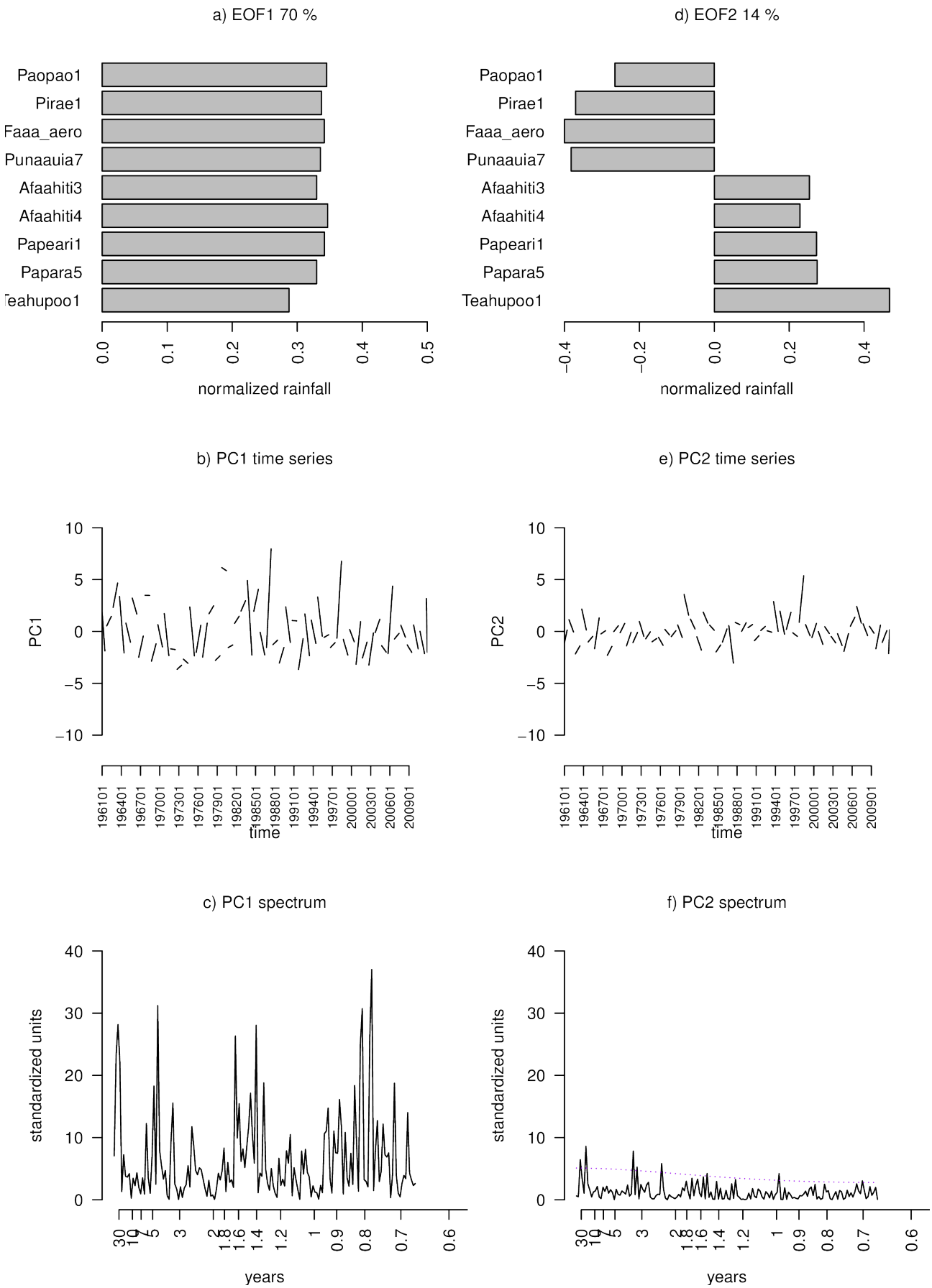


Figure 3.5 - EOF1 and EOF2 of Tahiti's monthly normalized precipitation (Nov-Apr) for the period 1961-2011. a) 1st eigenvector, b) PC1 time series, c) PC1 power spectrum, d) 2nd eigenvector, e) PC2 time series and f) PC2 power spectrum. 95 % confidence limit red noise spectrum is plotted on the PC2 power spectrum (purple dotted line).

3.2.4.3 IPO, ENSO, SPCZ and rainfall relationships

IPO and ENSO composites were computed in order to better understand the rainfall regimes derived from the EOF analysis.

Normalized rainfall composites were computed over the IPO positive phase (1977-1999) and negative phases (1961-1976 and 2000-2011). Figure 3.6 shows that the positive IPO phase was associated with an increase of rainfall (NDJFMA) with respect to the 1961-2011 climatology, while negative IPO phases induced rainfall reductions. All the stations exhibited common behaviour, confirming the role of the IPO on the variability mode depicted by EOF1. Besides, averaging the latitude of the precipitation maximum near Tahiti (proxy for the SPCZ position) over each IPO phase indicated that it was located at 19°S during IPO+ and at 23°S during IPO-. The SPCZ, closer to Tahiti during the IPO positive phase, favoured large scale precipitation all over the island (positive EOF1). The IPO composites also showed a slight orographic signature with windward stations more impacted than leeward stations, suggesting a small signature of EOF2.

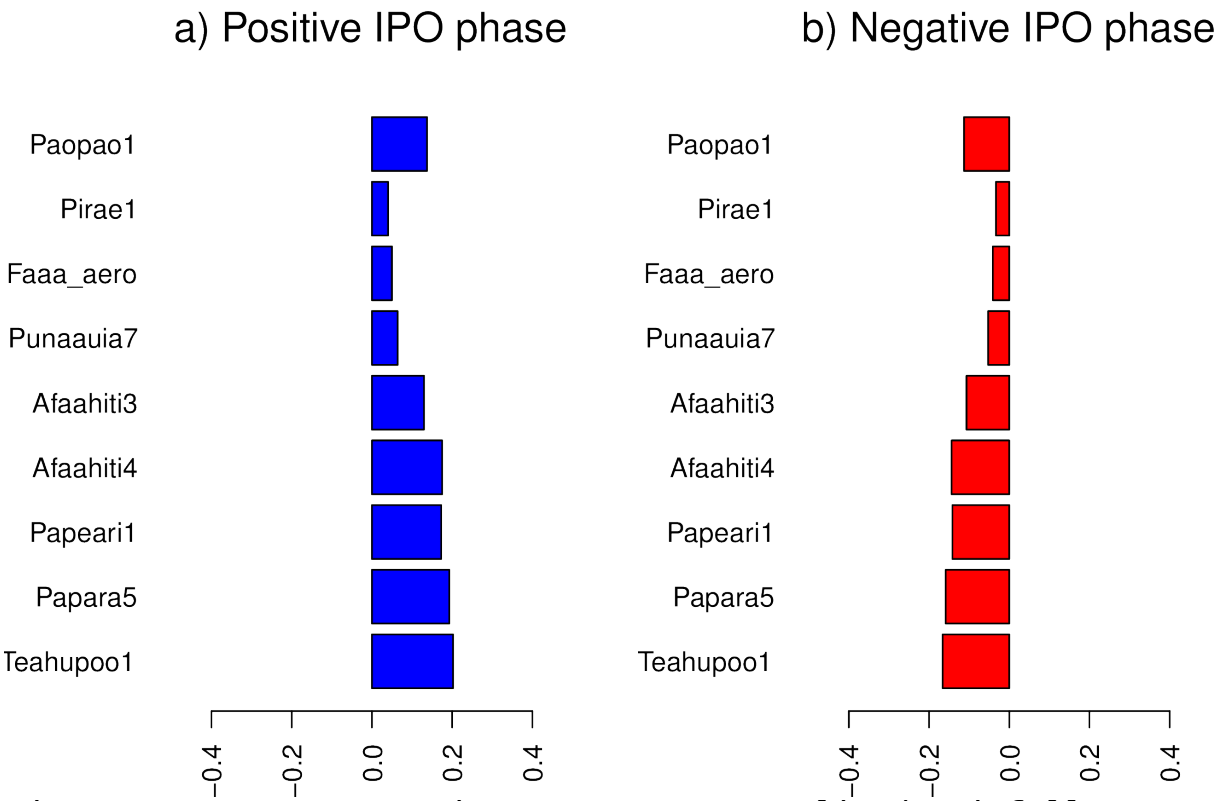


Figure 3.6 - IPO composites: NDJFMA normalized rainfall averaged over a) IPO positive phase (1978-1999) and b) IPO negative phases (1961-1977 and 2000-2011)

In a second step, four normalized rainfall composites were computed for strong Niños (Niño3.4 > 1, ~49 cases), moderate to weak Niños (0.5 < Niño3.4 < 1, ~32 cases), strong Niñas (Niño3.4 < -1, ~39 cases) and moderate to weak Niñas (-1 < Niño3.4 < -0.5, ~53 cases). The results, displayed in Figure 3.7, show that El Niño induces an orographic fingerprint in favour of the windward side (fig 3.7a)b)) consistent with EOF2. For strong El Niño events, the orographic signal shows substantial positive anomalies on the south coast (windward side). For moderate El Niño, negative anomalies appear on the north coast (lee side). In the La Niña case, the strong events imply general drying (negative EOF1) while moderate events have an opposite orographic signal with wetter conditions on the north coast (negative EOF2).

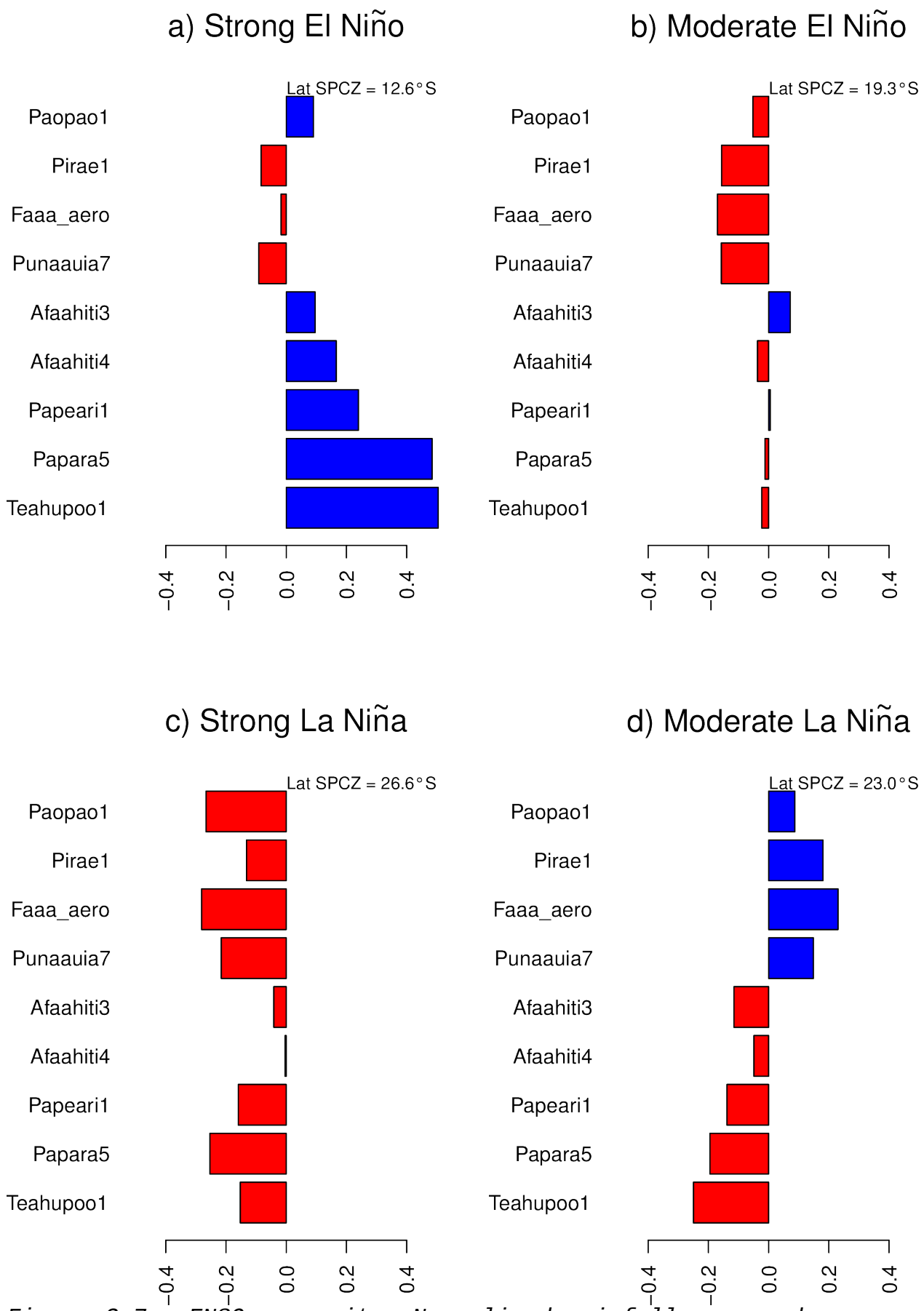


Figure 3.7 - ENSO composites Normalized rainfall averaged over NDJFMA months corresponding to a) Niño3.4 > 1: strong Niños, b) Niño3.4 < -1: strong Niñas, c) 0.5 < Niño3.4 < 1: moderate Niños and d) -1 < Niño3.4 < -0.5: moderate Niñas

In order to capture the relationship between ENSO, the IPO, the SPCZ position and the rainfall regimes, we plotted the 5-month low-pass-filtered SPCZ latitude (near Tahiti) with respect to the 5-month low-pass-filtered Niño3.4 index while also displaying the IPO phase in figure 3.8a. In order to picture the ENSO-related east-west movements of the SPCZ, the Niño3.4 index is plotted against the SPCZ longitude index in figure 3.8b.

Figure 3.8 shows, first, that strong El Niño events are mostly encountered during the positive phase of the IPO. And, among the El Niño events, there seems to be a quasi linear response of the latitude and longitude of the SPCZ, the northward and eastward displacements of the SPCZ increasing along with the value of Niño3.4. The associated rainfall patterns in Tahiti exhibit two responses to strong and moderate El Niño :

- strong El Niño events occur only during the positive IPO phase and, together, induce a significant northward (about 12°S and higher) and eastward shift (142°W) of the SPCZ. The north-east position of the SPCZ implies the departure of the large scale convective precipitation over Tahiti, probably changing the wind flow, which induces orographic rainfall on the south coast of Tahiti (positive EOF2).
- the occurrence of moderate El Niño events does not seem to be affected by the phase of the IPO. The mean latitude of the SPCZ is about 19°S with a mean longitude of 151°W, which favours negative rainfall anomalies on the north coast. However, the small number of events makes it difficult to infer confident linkages.

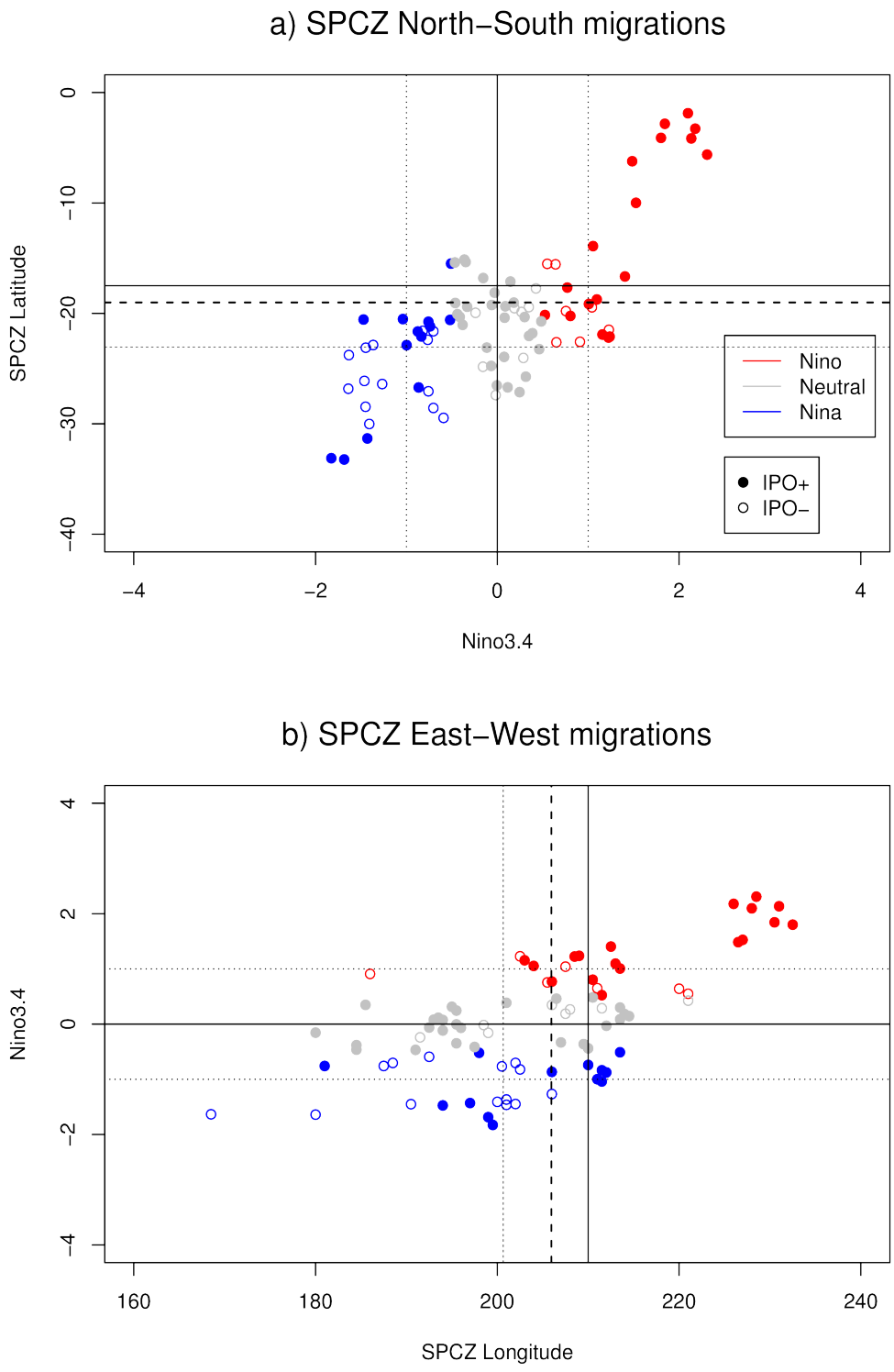


Figure 3.8 - a) Scatterplot of 5-yr low-pass-filtered SPCZ latitude proxy and Niño3.4 (only DJF months plotted), Niño events (red), Niña events (blue), neutral events (grey), IPO+ (filled dot), IPO- (empty dot). The black line is drawn at the latitude of Tahiti (17.5°S). Dotted lines are drawn at Niño3.4 = ± 0.5. A thick dashed line is plotted at the SPCZ latitude averaged over the IPO+ period, a thin dashed line is plotted at the SPCZ latitude averaged over the IPO- period. b) Scatterplot of the 5-yr low-pass-filtered SPCZ longitude proxy and Niño3.4 (only DJF months plotted), Niño events (red), Niña events (blue), neutral events (grey), IPO+ (filled dot), IPO- (empty dot). The black line is drawn at the longitude of Tahiti (149.5°W). Dotted lines are drawn at Niño3.4 = ± 0.5. A thick dashed line is plotted at the SPCZ longitude averaged over the IPO+ period, a thin dashed line is plotted at SPCZ longitude averaged over the IPO- period.

The robust linkages between IPO, ENSO, SPCZ and precipitation derived from this study, and that would be of interest for water resource management are :

- the IPO-related displacements of the SPCZ that imply higher (lower) than normal rainfall amounts for the positive (negative) phase.
- the impact of strong El Niño during the IPO positive phase that moves the SPCZ further north from Tahiti, which may change the trade wind circulation and favour orographic precipitation on the south coast (windward side).

3.2.5 Climate change detection

The focus here is on the possible impact of any climate trends on Tahiti's annual rainfall. The Temporal Optimal Detection method (TOD) was applied to the annual rainfall amounts of the 9 stations for the period 1961-2011. The details of this method are presented in Ribes et al. (2010). As the attribution of long term trends in the Pacific ocean to global warming is difficult because of low frequency variability, the more appropriate term “climate trend” has been used instead of “climate change”.

TOD tests the null hypothesis that “there is no climate trend signal in the observations” against the alternative “there is a climate trend signal in the observations”. To do so, the method assumes that climate trend has a smooth temporal pattern, which is considered to be a linear trend here. The use of this very simple temporal pattern instead of a more complex smooth pattern may be suboptimal, nevertheless, over short periods like the one investigated here, the non-linearity of the change is probably not the dominant feature.

Superimposed on this climate trend signal, internal variability in the region of Tahiti is assumed to have a red noise structure (autoregressive process of order 1, AR1) with a one-year lag autocorrelation of 0.2 that was estimated previously using pre-industrial control simulations. As observations are likely influenced by external forcings, internal variability cannot be inferred directly from observed data. Those simulations, where external forcings are constant over time (Taylor et al. 2012) are expected to acceptably capture the features of internal variability. In order to consolidate the diagnosis of internal variability, we have also used detrended observed time series from the 9 stations. Basically, the one-year lag autocorrelation is estimated from the time series of precipitation in the region of Tahiti for each CMIP5 pre-industrial control simulation and from detrended observed time series. The value 0.2 is chosen as it is really close to the median of all the

CMIP5 models and the 9 stations.

Then, by regression onto the temporal pattern, the method estimates the spatial distribution of climate change over all the stations simultaneously.

The temporal evolution of the p-value is shown in figure 3.9a. In concrete terms, the p-value displayed for 1990 for instance, corresponds to the p-value computed over the period 1961-1990. Figure 3.9a shows that the null hypothesis tested by TOD is accepted as the p-value always exceeds 0.05 throughout the period of interest. In addition, figure 3.9b shows there is a slight move towards an orographic spatial pattern, with stations on the windward side getting wetter whereas leeward stations tend to become drier, except for Paopao1. This spatial distribution reveals great resemblance with the strong El Niño composite (on an annual basis).

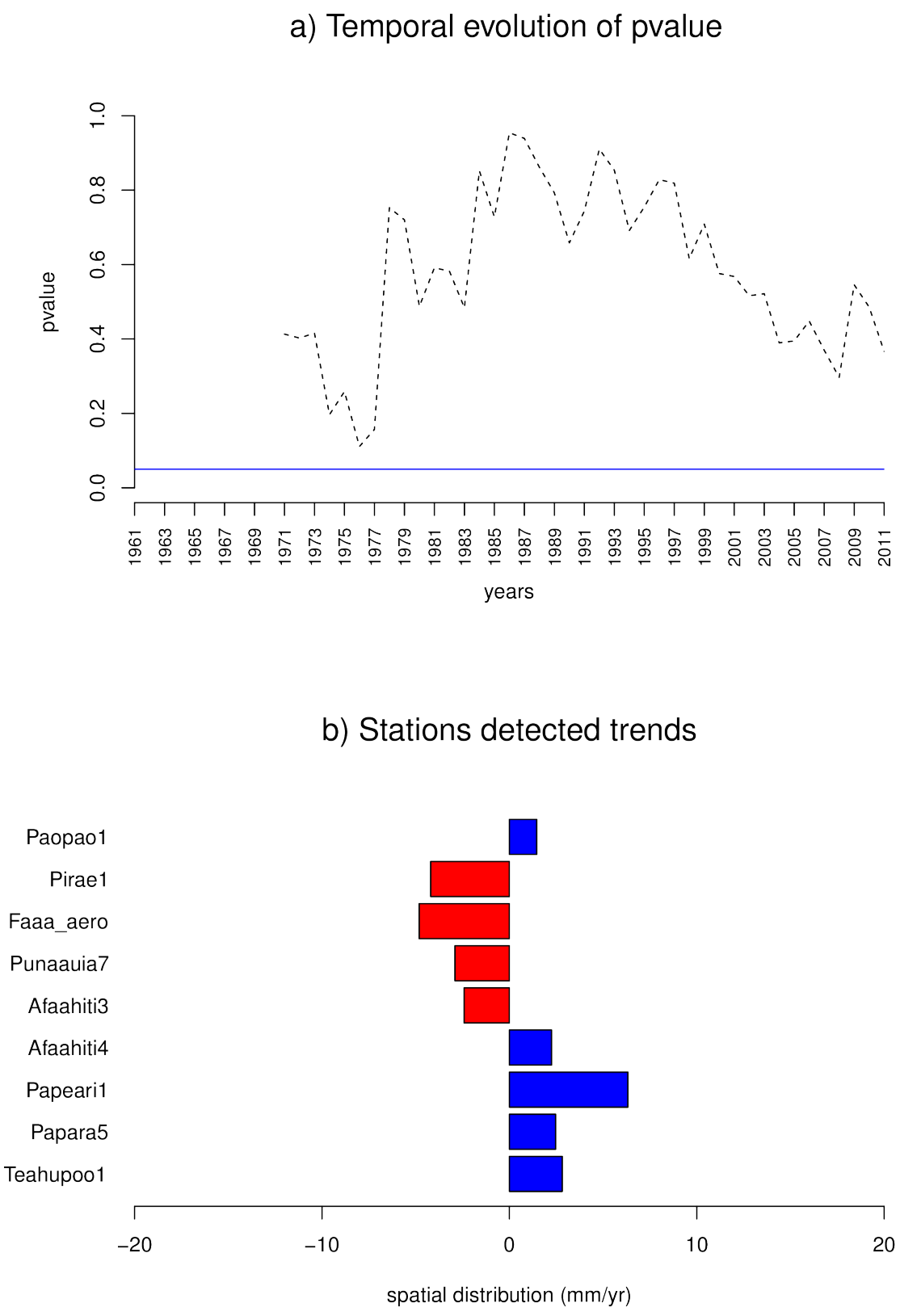


Figure 3.9 - TOD detection results. a) p-value time series, a blue line is drawn at the significance threshold of 5% and b) g_hat vector (spatial distribution of climate trend signal)

Therefore, the apparent precipitation trend detected for 1961-2011 is not statistically significant, leading to the conclusion that there is no evidence of a climate change signature on precipitation. The p-value drops in 1976/1977 but remains insignificant, suggesting that the trend over the 1961-1977 period is slightly closer to being significant. Considering that it refers to a short period of 16-17 years, the importance of this drop should not be overestimated. Moreover, the test was also applied assuming a white noise structure for the internal variability, which makes detection easier. In that specific case as well, no significant climate trend was detected, which gives us confidence in our results.

In brief, the apparent orographic signature corresponding to the linear temporal pattern of climate trend (assumed) is not statistically significant. This spatial pattern, recalling the strong El Niño composite (occurring mostly during the IPO positive phase), raises the question of whether this signal is a fingerprint of climate change or simply an artefact related to the IPO. As no climate trend was detected for the period 1961-2011, the question remains unanswered.

TOD has also been applied to 6 CMIP5 models, considering grid points corresponding to French Polynesia (not shown). Those models are relatively good at simulating the SPCZ, according to Brown et al. (2012). The detection has been performed over the historical period and no significant trend has emerged, which somewhat supports results from the observations. As for the spatial pattern of the climate trend, there is no consensus among the models. Some of them exhibit a positive trend, while others show negative trends. Although robust changes in future ENSO events are still difficult to determine (Watanabe et al. 2012; Collins et al. 2010), Cai et al. (2012) have shown, using coupled models from CMIP3 and CMIP5, that zonal SPCZ events would become more frequent in the 21st century. At the moment, such SPCZ configurations imply an orographic precipitation signal, with wetter southern stations, resembling the spatial pattern obtained with TOD. If the number of extreme SPCZ equatorward migrations is expected to increase in the 21st century (Cai et al. 2012), this spatial pattern could become significant in the near future.

3.2.6 Discussion

This study has investigated the low-frequency rainfall variability in Tahiti and the possible signature of climate change over 1961-2011. The new homogenized data records provided by the meteorological service of French Polynesia constituted a reliable and suitable database for analysing climate variability and change in this region.

As the database is available only at monthly timescales, intraseasonal variability has not been

studied although precipitation in the region of Tahiti varies on intraseasonal timescales (Griffiths et al. 2003). Matthews (2012), who carried out an analysis of the SPCZ in a multiscale framework, identified the primary modes of SPCZ variability using a spectral analysis of daily anomalous OLR data. He found a large spectral peak at lower interannual frequencies and two significant peaks in the intraseasonal and sub-monthly bands. Through an EOF analysis on OLR data, he highlighted two dominant modes: the shifted SPCZ and the enhanced SPCZ mode. For both modes, the mechanism that initiated precipitation was a transient synoptic wave propagating along the subtropical jet, which was then refracted by the basic state toward the westerly duct over the central equatorial Pacific. The occurrence of these events is a stochastic process, the probability of which is affected by lower variability of the basic state such as the MJO and ENSO. These high frequency events, which last for a few days, consist of a discrete pulse of precipitation along the SPCZ that is strong enough to affect the monthly averages. Being inadequately resolved in our study, they appear on intra annual scales on the PC1 power spectrum.

The combined effects of the IPO and ENSO on the SPCZ, and consequently on precipitation in Tahiti have been investigated. First, as stated earlier, the SPCZ is displaced further north, on average, during the IPO positive phase (near Tahiti). Then, on interannual time scales, strong El Niño events induced additional major northward displacements of the SPCZ, which moved north of Tahiti. Finally, this anomalous location impacted the circulation of the trade winds, which were deviated and generated positive rainfall anomalies on the windward side of the island.

In the La Niña case, the SPCZ migrations and the impact of the IPO are less evident. This could be explained by the limited amount of available data (especially GPCP) over the IPO negative phase. During La Niña, strong and moderate events are more regularly distributed over the IPO phases. The SPCZ displacements near Tahiti seem less linked to the intensity of the La Niña episode. However, on average, strong La Niña events induce somewhat greater south-westward shifts of the SPCZ than moderate ones. This gap could explain the differences between strong and moderate La Niña composites. The strong La Niña composite in Fig 3.7c) shows drier conditions at all stations, possibly due to the south-westward departure of the SPCZ. The precipitation response in moderate La Niña (Fig 3.7d)) indicates an orographic pattern which could be caused by a closer location of the SPCZ, just south-west of Tahiti. For the La Niña case, the SPCZ migrations and the impact of the IPO are less evident than for the El Niño case (Figure 3.8).

Regarding the climate change topic, although no climate trend was detected by the TOD method, the decreasing of the p-value from 1990 to 2011 indicates this trend could become significant in the

near future. The corresponding estimated spatial distribution showed an orographic pattern with wetter windward stations and drier leeward stations which recalls the rainfall regime associated with equatorward migrations of the SPCZ occurring for strong El Niño events in the IPO positive phase. It was not clear whether this pattern was really a possible signature of forthcoming climate change or an artefact of a very low frequency modulation, that is why the term climate trend is more appropriate than climate change.

Performing the test on a longer dataset would be profitable to consolidate these results. Also, climate change detection applied to CMIP5 models on historical and RCP runs could provide detection dates and spatial patterns to confront with the observation-based results. An interesting perspective would be to also apply the detection method to regional climate models.

3.2.7 Conclusions

The conclusions derived from this study are multiple. First of all, the seasonal cycle is the most important source of variance in Tahiti. It is composed of two seasons. The wet season, from November to April, is associated with higher rainfall amounts at all stations, consistent with the spatial extension of the SPCZ along its climatological axis. The dry season, from May to October, is characterized by lower rainfall quantities at all stations. Therefore, the wet season should be the focus point for water resource management. Moreover, the SPCZ is best developed and closer to Tahiti during this season. Its meridional and zonal shifts, associated with the IPO and ENSO, directly impact Tahitian rainfall amounts and affect water supplies.

After the seasonal cycle had been removed and focus placed on the wet season months, two rainfall regimes emerged from the overall analysis. The first regime depicted common behaviour of the stations, suggesting a large scale precipitation organization over Tahiti. The positive phase of the IPO is known to imply higher air temperature, lower pressure in the central-eastern tropical Pacific and a northward shift of the SPCZ (Folland et al. 2002, Griffiths et al. 2003). In agreement with Folland et al. 2002, Griffiths et al. 2003, it was shown that, during the positive IPO phase, the SPCZ is situated 4° further north from the negative IPO position and lay very close to Tahiti. The IPO composites indeed showed a general rainfall increase (decrease) during the IPO positive (negative) phase.

The second regime was related to an orographic contrast between windward and leeward stations. This pattern arose from a coherent combination of interactions. The robust mechanism explaining that regime has been discussed in the previous section : a positive IPO phase in addition to a strong

El Niño event favour orographic precipitation on the southern coasts of Tahiti. The analysis did not identify other clear links concerning low frequency variability modes and the precipitation anomalies.

Beyond the interannual to interdecadal modulation of rainfall in Tahiti, climate change detection has also been addressed in this study. The TOD method (Ribes et al. 2010) applied to annual homogenized rainfall amounts indicated that no climate trend signal was detected. According to the TOD statistical test applied over the 51-year time series, climate trend was not significant at 95% of confidence.

So, no climate trend has been detected in the last half century and the question of climate trend detection slides over to the 21st century. Investigating this issue proved to be a difficult task. The island is too small to be resolved by the CMIP5 global models and is, unfortunately, not covered by any multi-model downscaling exercise such as the CORDEX experiment. Answering this question implied defining a specific strategy, hopefully suitable for similar South Pacific islands, and the present study over rainfall regimes may be useful in such future work.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Meteorological Service of French Polynesia (DIRPF – CER Etude) for performing the homogenization procedure on Tahiti's precipitation records and making the data available. They are also grateful to Aurélien Ribes, for his help and advice in using the TOD detection algorithm, to Michel Déqué, whose useful comments helped to improve the present manuscript, and to Anthony Jamelot who provided the topography map.

References

Allan RJ (2006) ENSO and related teleconnections. In: Oliver JE & Bridgman H (ed) The Global Climate System: Patterns, Processes and Teleconnections, Cambridge Univ. Press, New York, pp. 38 – 58

Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro R, Xie P-P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, others (2003) The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). Journal of Hydrometeorology 4:1147–1167

Brown JR, Moise AF, Colman RA (2013) The South Pacific Convergence Zone in CMIP5 simulations of historical and future climate. Climate dynamics 41:2179–2197

Brown JR, Power SB, Delage FP, Colman RA, Moise AF, Murphy BF (2011) Evaluation of the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 climate model simulations of the twentieth century. Journal of Climate 24:1565–1582

Cai W, Lengaigne M, Borlace S, Collins M, Cowan T, McPhaden MJ, Timmermann A, Power S, Brown J, Menkes C, others (2012) More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. Nature 488:365–369

Caussinus H, Mestre O (2004) Detection and correction of artificial shifts in climate series. Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics) 53:405–425

Folland CK, Renwick JA, Salinger MJ, Mullan AB (2002) Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone. Geophysical Research Letters 29:21–1

Folland CK, Salinger MJ, Jiang N, Rayner NA (2003) Trends and variations in South Pacific island and ocean surface temperatures. Journal of Climate 16:2859–2874

Griffiths GM, Salinger MJ, Leleu I (2003) Trends in extreme daily rainfall across the South Pacific and relationship to the South Pacific Convergence Zone. International Journal of Climatology 23:847–869

Hurrell JW, Vincent DG (1987) Significance of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) in the energy budget of the southern hemisphere tropics. Monthly weather review 115:1797–1801

Jovanovic B, Braganza K, Collins D & Jones D (2012) Climate variations and change evident in high-quality climate data for Australia's Antartic and remote island weather stations. Aust. Meteorol. Oceanogr. J.62: 247–261.

Kiladis GN, Storch H Von, Loon H (1989) Origin of the South Pacific convergence zone. Journal of Climate 2:1185–1195

Lau K-M, Lim H (1984) On the dynamics of equatorial forcing of climate teleconnections. Journal of the atmospheric sciences 41:161–176

Laurent V, Maatuaiahutapu K, Maiau J & Varney P (2004) Atlas climatolologique de la Polynésie Française. Météo-France – Direction Interrégionale de Polynésie Française - ISBN : 2-9522946-0-7

Lintner BR, Neelin JD (2008) Eastern margin variability of the South Pacific convergence zone. Geophysical Research Letters 35

Lorrey A, Dalu G, Renwick J, Diamond H, Gaetani M (2012) Reconstructing the South Pacific

convergence zone position during the presatellite era: a La Niña case study. Monthly Weather Review 140:3653–3668

Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bulletin of the american Meteorological Society 78:1069–1079

Matthews AJ (2012) A multiscale framework for the origin and variability of the South Pacific Convergence Zone. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 138:1165–1178

Matthews AJ, Li HYY (2005) Modulation of station rainfall over the western Pacific by the Madden-Julian oscillation. Geophysical research letters 32

McGree S, Whan K, Jones D, Alexander LV, Imielska A, Diamond H, Ene E, Finaulahi S, Inape K, Jacklick L, others (2013) An updated assessment of trends and variability in total and extreme rainfall in the western Pacific. International Journal of Climatology

Meehl GA (1987) The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. Monthly Weather Review 115:27–50

Murphy BF, Power S, McGree S (2014) The varied impacts of El Niño-Southern Oscillation on Pacific island climates. Journal of Climate

Murphy BF, Timbal B (2008) A review of recent climate variability and climate change in southeastern Australia. International journal of Climatology 28:859–879

Parker D, Folland C, Scaife A, Knight J, Colman A, Baines P, Dong B (2007) Decadal to multidecadal variability and the climate change background. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 112

Power S, Casey T, Folland C, Colman A, Mehta V (1999) Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. Climate Dynamics 15:319–324

Power SB, Kociuba G (2011) The impact of global warming on the Southern Oscillation Index. Climate dynamics 37:1745–1754

Power SB, Smith IN (2007) Weakening of the Walker Circulation and apparent dominance of El Niño both reach record levels, but has ENSO really changed? Geophysical Research Letters 34

Rasmusson EM (1985) El Niño and Variations in Climate: Large-scale interactions between the ocean and the atmosphere over the tropical Pacific can dramatically affect weather patterns around the world. American Scientist:168–177

Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 108

Ribes A, Azaïs J-M, Planton S (2010) A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. Climate dynamics 35:391–406

Salinger MJ, McGree S, Beucher F, Power SB, Delage F (2014) A new index for variations in the position of the South Pacific convergence zone 1910/11–2011/2012. Climate Dynamics:1–12

Salinger MJ, Renwick JA, Mullan AB (2001) Interdecadal Pacific oscillation and south Pacific climate. International Journal of Climatology 21:1705–1721

Streten NA (1973) Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. Monthly Weather Review 101:486–495

Takahashi K, Battisti DS (2007) Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part II: The SPCZ and the southeast Pacific dry zone. Journal of Climate 20:5696–5706

Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. Bulletin of the American Meteorological Society 93:485–498

Trenberth KE (1976) Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 102:639–653

Trenberth KE (1991) Storm tracks in the Southern Hemisphere. Journal of the Atmospheric Sciences 48:2159–2178

Vincent DG (1994) The South Pacific convergence zone (SPCZ): A review. Monthly Weather Review 122:1949–1970

Vincent EM, Lengaigne M, Menkes CE, Jourdain NC, Marchesiello P, Madec G (2011) Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. Climate dynamics 36:1881–1896

Vincent DG, North KH, Velasco RA, Ramsey PG (1991) Precipitation Rates in the Tropics Based on the Q 1-Budget Method: 1 June 1984-31 May 1987. Journal of climate 4:1070–1086

Whan K, Alexander LV, Imielska A, McGree S, Jones D, Ene E, Finaulahi S, Inape K, Jacklick L, Kumar R, others (2013) Trends and variability of temperature extremes in the tropical Western Pacific. International Journal of Climatology

Widlansky MJ, Timmermann A, Stein K, McGregor S, Schneider N, England MH, Lengaigne M,

Cai W (2013) Changes in South Pacific rainfall bands in a warming climate. Nature Climate Change 3:417–423

Widlansky MJ, Webster PJ, Hoyos CD (2011) On the location and orientation of the South Pacific Convergence Zone. Climate dynamics 36:561–578

3.3 Synthèse

Les principaux résultats de l'article (1) soumis à Climate Research : Hopuare et al, 2014, Climate change, IPO, ENSO, SPCZ and observed precipitation variability in Tahiti, French Polynesia sont présentés ci-après.

Les effets inter-corrélés de la SPCZ, de l'ENSO et de l'IPO sur les précipitations à Tahiti ont été examinés. La détection d'une tendance à long terme révélatrice d'un changement de climat est également évaluée.

Premièrement, il ressort de cette étude que l'IPO influence les précipitations à Tahiti à des échelles de temps interdécennales. En phase positive de l'IPO, la SPCZ est déplacée de quelques degrés vers le nord, ce qui la rapproche de Tahiti. Les précipitations sont alors plus abondantes. A l'inverse, la phase négative de l'IPO implique une migration vers le sud de la SPCZ qui l'éloigne de l'île. Il en résulte des cumuls de pluie plus faibles à Tahiti.

Deuxièmement, les épisodes El Niño intenses, qui apparaissent uniquement pendant la phase positive de l'IPO, favorisent un déplacement radical de la SPCZ vers le nord (12°S) et vers l'est (142°W). Ce faisant, la zone de basses pressions associée à la SPCZ et conjointement déplacée vers le nord-est, perturbe vraisemblablement la trajectoire des alizés de sud-est. Déviés vers le nord au voisinage de Tahiti, ils génèrent d'importantes précipitations orographiques sur les versants sud et est de l'île.

Troisièmement, la détection d'un changement climatique dans les précipitations de Tahiti est effectuée grâce à l'outil de détection TOD (Ribes et al, 2010). Aucun changement significatif des précipitations n'est détecté sur la période 1961-2011.

Les conclusions robustes émanant de l'article sont relativement limitées. On peut notamment signaler la difficulté à caractériser les effets combinés de l'ENSO et de l'IPO sur la SPCZ et sur les précipitations à Tahiti dans le cas des événements La Niña et pendant la phase négative de l'IPO. Contrairement au cas des événements El Niño intenses durant l'IPO positive, aucune relation équivalente n'a été identifiée entre les épisodes La Niña intenses et la phase IPO négative. Dans l'échantillon considéré, les intervalles de temps correspondants à la phase négative de l'IPO sont plus courts que pour la phase positive. Les conclusions concernant la phase négative de l'IPO ne sont donc pas significatives. Ensuite, le paramètre de précipitations est connu pour sa grande variabilité spatiale. Or, dans notre étude, aucune station des côtes nord et est de l'île n'est prise en compte (car non homogénéisées). Un meilleur échantillonnage spatial aurait permis de mieux caractériser la distribution spatiale des précipitations sur l'île.

A part les précipitations, les séries de température minimale et maximale sont également disponibles. Cependant, elles sont actuellement en cours d'homogénéisation. Nous avons donc à notre disposition des températures non traitées. La tendance linéaire de la température moyenne à la station de Faaa a été estimée sur la période 1962-2010, elle correspond à un réchauffement de 3°C/siècle. Ce résultat n'est qu'indicatif car il provient de données brutes dont le degré de confiance est faible. La disponibilité prochaine des températures homogénéisées permettra d'effectuer une détection TOD dont les résultats

seront fiables.

Ce premier travail a permis d'établir l'état des lieux des précipitations à Tahiti, il sera utilisé pour forger le lien avec les données issues des modèles climatiques.

Chapitre 4 Vers les projections climatiques pour le 21ème siècle : application d'une descente d'échelle sur les précipitations à Tahiti

L'analyse des projections climatiques des modèles globaux (CMIP5) semble être un exercice simple et tout trouvé pour appréhender le climat futur en Polynésie française. Toutefois, ces modèles ont une résolution horizontale d'environ 150 km, ce qui implique qu'une île de petite taille n'est pas résolue par le modèle et est considérée comme un point d'océan. On ne peut donc ni étudier l'effet du relief de l'île sur l'organisation spatiale des précipitations, ni exploiter directement les informations produites pour étudier la ressource en eau pourtant cruciale dans les études d'impacts. La descente d'échelle consiste à imbriquer un modèle régional de résolution plus fine dans un modèle global afin d'augmenter la résolution sur une région choisie. L'utilisation de deux descentes d'échelles successives a été nécessaire pour accroître la résolution sur Tahiti à 12 km. On peut ainsi exploiter, à 12 km de résolution, les projections des scénarios RCP4.5 et RCP8.5 du GIEC pour les précipitations. Dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison des modèles régionaux CORDEX, le globe est divisé en plusieurs régions d'études. Les modèles à haute résolution de plusieurs centres modélisateurs proposent ainsi des simulations du climat passé dans ces régions. Cependant, le Pacifique central ne fait pas partie des régions définies par le projet CORDEX. La méthode que nous avons retenue, est à ce jour, le seul moyen d'accéder au climat passé et futur à Tahiti, à la résolution de 12 km.

Le travail sera présenté dans ce chapitre sous la forme de l'article (2) soumis dans Climate Research : A small island downscaling to assess the impact of climate change on austral summer precipitation : application to Tahiti. Cet article décrit et évalue la méthode de descente d'échelle retenue pour projeter les changements de précipitations futurs à Tahiti.

4.1 Résumé de l'article

Dans cet article, l'idée de base est d'établir un lien entre les précipitations réellement observées (issues des stations météorologiques) et les précipitations modélisées passées. Une fois ce lien établi, on fait l'hypothèse qu'il reste identique dans le futur. Ainsi, on peut l'utiliser pour déduire les précipitations futures à partir des sorties de modèles pour plusieurs scénarios d'émission de gaz à effet de serre. Étant donné la résolution actuelle trop grossière des modèles climatiques globaux et l'absence de domaine CORDEX, une méthode spécifique à cette étude est mise au point pour pouvoir distinguer l'île de Tahiti dans les simulations et donc la représenter par des « points de terre ». Elle consiste en deux descentes d'échelle successives faisant intervenir 3 simulations successives :

- le modèle couplé global CNRM-CM fournissant la simulation globale couplée CMIP5,
- le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat 50km fournissant une simulation spécifique globale et à haute résolution,
- et le modèle à aire limitée ALADIN-Climat dans sa version hydrostatique,

fournissant la simulation à la résolution plus fine (12 km) permettant de « voir » l'île de Tahiti.

Compte-tenu de l'importance déjà soulignée (Lin, 2007) des biais dans les gradients de SSTs, un traitement spécifique est réalisé sur les SSTs de la simulation CMIP5. En effet, les valeurs de SST sont issues du couplage et ne correspondent donc pas aux valeurs observées du 20ème siècle. Les SST du modèle couplé global sont alors débiaisées puis interpolées avant d'être utilisées comme conditions aux limites pour le modèle atmosphérique global ARPEGE à 50 km. La correction de biais de SST appliquée est une correction de biais moyen. En effet, la climatologie du CNRM-CM s'écarte de la climatologie réelle observée. Cette erreur moyenne est alors retirée aux sorties de modèle. On fait l'hypothèse qu'elle reste inchangée au cours du temps et quel que soit le scénario considéré. On applique la même correction de SST à la période historique et aux scénarios du 21ème siècle RCP4.5 et RCP8.5 du CNRM-CM. On dispose ainsi d'une simulation atmosphérique globale à haute résolution couvrant la période historique et le 21ème siècle. Concrètement, la correction de SST permet d'améliorer la distribution spatiale des précipitations dans le Pacifique, en particulier dans le Pacifique est, au sud de l'équateur. Cependant, l'orientation de la SPCZ reste encore trop zonale au centre du Pacifique.

La seconde descente d'échelle permet, à partir de la simulation ARPEGE à 50 km et du modèle à aire limitée ALADIN, d'obtenir une simulation sur un domaine de taille réduite (500 x 500 km^2), centré sur Tahiti à une résolution de 12 km.

Six points de terre au centre du domaine représentent l'île de Tahiti et le point le plus haut du modèle atteint 992 mètres (contre 2241 mètres en réalité). Bien qu'ALADIN distingue désormais l'île de l'océan qui l'entoure, sa représentation reste encore très simplifiée, voire grossière.

L'analyse des précipitations simulées par le modèle régional révèle un signal cohérent, prenant en compte un effet orographique. Le signal de précipitations qui affecte habituellement les côtes exposées aux alizés (côtes sud et est) se retrouve sur quelques points « mer » situés au sud-est des points « terre » définissant l'île. Ce positionnement erroné des précipitations est un biais « classique » hérité de plusieurs facteurs. Tout d'abord, à 12 km de résolution, le relief de Tahiti est, d'une part, déformé et, d'autre part, pas correctement positionné (cf Figure 3.2b de l'article). En effet, des points « mer » d'altitude élevée se trouvent à l'ouest et au sud est des points « terre ». Le flux d'alizés de sud-est à l'approche de l'île rencontre l'obstacle constitué par ces points « mer » surélevés. L'approximation hydrostatique (atmosphère en équilibre sur la verticale) implique la convergence de masses d'air humides au niveau de ces points « mer », qui, selon le schéma de convection du modèle (Bougeault, 1985), favorise le déclenchement de la convection. Des pluies orographiques sont ainsi générées au niveau de ces points « mer », au sud-est de l'île. Malgré cette position erronée, une méthode a été recherchée pour exploiter les cumuls de pluie simulés en établissant un lien avec les observations. En pratique, le point mer d'intérêt est caractérisé par un maximum de contraste pluviométrique entre les phases El Niño et La Niña du CNRM-CM. En effet, il reflète au mieux le comportement des stations météorologiques du sud de Tahiti, plus (moins) arrosées que la normale pendant un

événement El Niño (La Niña).

Le lien entre les anomalies de cumuls de pluie de l'été austral observés et modélisés se fait après un ajustement quantile-quantile (quasi-linéaire). Une relation quasi-linéaire existe entre les anomalies de précipitations observées et modélisées. Cette relation est supposée constante dans le futur et est utilisée pour déterminer les anomalies de précipitations futures liées au phénomène ENSO. Plusieurs études (Yeh et al, 2013 ; IPCC, 2013) ont démontré que l'impact dû réchauffement climatique sur le Pacifique se caractérise par un réchauffement plus important de la bande équatoriale, ressemblant à la signature spatiale d'El Niño. La relation linéaire précédente est donc également appliquée, pour estimer les anomalies de précipitations causées par le réchauffement à plus long terme dû à l'augmentation des gaz à effet de serre.

Cette étude permet d'avoir un premier aperçu de l'évolution future des précipitations à Tahiti. Il semble qu'avec le réchauffement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre les côtes au vent de l'île soient de plus en plus arrosées au fil du 21ème siècle. Superposé au changement climatique, le phénomène ENSO influence les précipitations à des intervalles de temps interannuels. Les événements El Niño accentuent ponctuellement les anomalies positives des stations au vent. Au contraire, les événements La Niña inversent la tendance à long terme de l'augmentation des pluies induite par le changement climatique en générant des anomalies négatives. On note une réduction de l'impact des événements El Niño sur les pluies à la fin du 21ème siècle dans le cas du scénario RCP8.5. L'hypothèse proposée pour expliquer ce phénomène est que le Pacifique est équatorial (de type El Niño) se réchauffe plus que le reste du bassin avec le changement climatique et contribue à réduire les gradients de SST entre l'ouest et l'est du bassin. C'est le cas des SSTs débiaisées du scénario RCP8.5 du CNRM-CM, qui montrent un réchauffement plus important du Pacifique est équatorial. Ce réchauffement assymétrique pourrait être causé par la saturation des SSTs dans la warm pool. Les eaux de la warm pool ayant atteint un seuil critique de température, c'est au niveau des eaux les plus froides du bassin, que le réchauffement a lieu. Ce réchauffement assymétrique vient confirmer les résultats de Yeh et al, 2013 et du dernier rapport du GIEC. A la fin du scénario RCP8.5, les SST du Pacifique équatorial semblent être plus homogènes entre l'est et l'ouest du bassin. De ce fait, une anomalie chaude dans l'est du bassin, caractéristique d'El Niño, s'écarte peu de la situation « normale » à la fin du 21ème siècle, d'où un impact réduit sur les précipitations.

L'application de la méthodologie proposée à partir d'autres modèles globaux permettrait d'évaluer la pertinence de ces premiers éléments du climat futur. Ces travaux soulignent également les nombreux biais des modèles globaux et régionaux. On peut citer la mauvaise représentation de la SPCZ dans les modèles couplés globaux, résultant de la paramétrisation de la convection profonde et de biais dans les rétroactions couplées, défaut qu'il est difficile de corriger même en améliorant la représentation des SSTs. De plus, la résolution actuelle des simulations CORDEX, de 10 à 50 km, paraît inadaptée pour les îles de petite taille comme Tahiti.

Quelques indications chiffrées seront rappelées à la suite de l'article.

4.2 Article soumis dans Climate Research

A small island downscaling to assess the impact of climate change on austral summer precipitation : application to Tahiti

M. Hopuare[1,2], M. Pontaud[2], J. -P. Céron[3], M. Déqué[2], P. Ortéga[1]

[1]{GePaSud Laboratory, Tahiti, French Polynesia}

[2]{CNRM GAME UMR 3589, Météo France/CNRS, Toulouse, France}

[3]{Direction de la Climatologie, Météo France, Toulouse, France}

Correspondence to: M. Hopuare (marania.hopuare@meteo.fr)

Abstract

This study addresses the 21st century projected changes in austral summer precipitation and the future rainfall anomalies related to the El Niño Southern Oscillation (ENSO) for a South Pacific island : Tahiti, French Polynesia. An approach involving two successive downscaling steps is proposed here as a first attempt to simulate rainfall over a small orographic island. First, the 50 km mesh atmospheric model ARPEGE is forced by bias corrected Sea Surface Temperatures (SSTs) from a CMIP5 scenario. This model drives the limited area model ALADIN. This 12 km mesh regional simulation coarsely captures the island of Tahiti. Historical and scenario runs (RCP4.5 and RCP8.5) are therefore available at the island-scale. Linking station data and historical model outputs using quantile-quantile plots allows to correct the biases of the regional simulation and assess the precipitation changes over the 21st century. For both scenarios, mean austral summer rainfall tends to increase along the century on the south-east side of Tahiti, following the present El Niño-like rainfall pattern. This trend could be a local manifestation of the large-scale drift of the tropical Pacific ocean towards an El Niño-like spatial structure. This drift is indeed verified in the SST fields. Then, superimposed to this slowly evolving mean state, future El Niño events would cause positive rainfall anomalies whereas future La Niña events would cause negative rainfall anomalies. However, in the last period of RCP8.5, future El Niño events do not seem to affect rainfall anymore, suggesting a damping of the warm events, probably due to a warmer mean state.

4.2.1 Introduction

People living in Pacific islands are already experiencing changes in their climate such as higher temperatures, shifts in rainfall regimes, changing frequencies of extreme events and rising sea levels (IPCC, 2013). These changes are affecting the local population's well-being, water resources management, security and habitable zone. Although sea level rise is a major concern for Pacific islands as demonstrated in Becker et al (2012), the focus here has been put on the atmospheric component. Firstly for practical data availability reasons, rainfall gauges provide observed datasets long enough to conduct climate change studies. Secondly because it holds another crucial aspect for local populations, future water resources. Although global climate models (GCMs) are particularly helpful tools for climate change study, as they provide global climate scenarios, they still fail to simulate realistic precipitation spatial patterns in the South Pacific (Brown et al, 2012). They are hence unable to adequately resolve precipitation signals at the island scale.

Downscaling is a necessary step to derive high resolution information from the coarse resolution of the GCMs. In the last few decades, many downscaling techniques have been experienced and documented. Two main categories emerged. The first category, statistical downscaling, uses empirical relations between climate model outputs and historical observed data (Hewitson & Crane 1996; Wilby et al. 2004). Dynamical downscaling, on the other hand, consists of the use of a regional climate model (RCM hereafter) (Fowler et al., 2007). When nested in a GCM, an RCM provides a response that is in coarse agreement with the host GCM but with spatially consistent details. Recently, a joint effort of the international scientific community towards a coordination of Regional Climate Downscaling has led to the CORDEX experiment, inspired by the CMIP5 framework. Unfortunately, the central Pacific region is not included in any CORDEX domain, which means no downscaled experiments at ~50 km are available over Tahiti.

Despite the increase in resolution, the need for bias correcting RCM projections is well known (Christensen et al., 2008), and the influence of such biases on impact modeling (hydrological and crop) has been the topic of many studies by Wood et al. (2004), Baigorria et al.(2007), Ghosh & Mujumdar (2009), and Teutschbein & Seibert (2010). They argued that the application of model outputs to impact models may be unsuitable, unless model outputs are corrected. By construction, statistical downscaling has no bias, because the bias correction is included in the learning process.

Several techniques for adjusting biases in GCM and RCM daily precipitation have been published. These techniques can be grouped into four classes: (1) linear (e.g. using a seasonally and spatially varying change factor; Lenderink et al., 2007), (2) nonlinear (e.g. using a seasonally and spatially

varying change factor and exponent; Leander & Buishand, 2007), (3) distribution-based quantile mapping (e.g. γ -distribution, Hay et al., 2002; Déqué et al., 2007; Piani et al., 2010) and (4) distribution-free quantile mapping (e.g. empirical distribution, Wood et al., 2002, 2004; Ashfaq et al., 2010).

Situated in the middle of south Pacific ocean, Tahiti, the largest island of French Polynesia (~30 x 30 km²) is a volcanic island with steep topography in its central part (the highest point reaches 2241 m asl). Wind-swept by the trade winds all year long, the south-east side of Tahiti is prone to orographic precipitation and hence, wetter than the north-west part. The island is also located at the south-eastern edge of the climatological South Pacific Convergence Zone (SPCZ), which can be seen as a persistent cloud band stretching from Papua New Guinea to French Polynesia. Rainfall regimes in Tahiti are therefore linked to the migrations of the SPCZ, which vary from intraseasonal to inter-decadal timescales (Folland et al. 2002, Matthews 2012, Vincent et al. 2011, Salinger et al. 2013).

Hopuare et al. (submitted) have recently described Tahiti's rainfall seasonal cycle, which is composed of two main seasons. The wet season from November to April, during which precipitation records are the highest, consistently with the diagonal extension of the SPCZ towards Tahiti. The dry season from May to October is characterized by lower amounts of rainfall.

Then, the El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) involve rainfall anomalies on interannual to interdecadal time scales. For instance, the positive phase of the IPO (~20 years long) is known to imply a northward shift of the SPCZ (Folland et al. 2002) which lies closer to Tahiti and generates positive rainfall anomalies to the entire island (Hopuare et al., submitted). Conversely, the negative phase of IPO induces a southward shift of the SPCZ and hence, lower rainfall records for Tahiti. Strong El Niño events, more frequent during the positive IPO phase, favour a quasi-zonal orientation of the SPCZ along the equator, which alters the trade winds trajectory and causes anomalous positive precipitation on the south-east side of Tahiti. In La Niña case, the SPCZ migrations and the role of the IPO are less clear.

The scope of the paper arose from the need to assess the impacts of climate change over a remote and isolated South Pacific island, Tahiti, French Polynesia. As mentioned above, in the CORDEX share of the world, none of the domains encompass Tahiti and French Polynesia. Therefore, the present method was developed to overcome this lack of regional climate simulations over the region. In this study, a two step downscaling method is proposed to spatially resolve the island of Tahiti, firstly from 150 km to 50 km and then from 50 km to 12 km resolution. Observed

precipitation records are used to build a statistical relationship between observed and RCM rainfall in the historical simulation. This relationship is then applied to 21st century greenhouse gas (GHG) emission scenario runs (RCP4.5 and RCP8.5) to derive Tahiti's rainfall projections up to 2100.

The paper is structured as follows. Section 4.2.2 describes the principle of the method used to perform the island downscaling. In Section 4.2.3 the modelling tools, bias correction technique and observation dataset are presented. The statistical linkage between observed rainfall and historical RCM rainfall is developed in Section 4.2.4. The projected changes in precipitation induced by future GHG warming and future El Niño and La Niña anomalies are evaluated in Section 4.2.5.

4.2.2 Methodology

The idea is to test a set of dynamical downscaled simulations until the RCM detects the presence of the island and consequently takes the orographic effect and soil characteristics into account.

Obviously, it can also be applied to any other small island country that does not benefit from a CORDEX domain, or which is too small for the standard CORDEX resolution (50 km). The first step is the use of a CMIP5 model, in this case the CNRM-CM5, which translates greenhouse gas and aerosol concentration scenarios into SST for all oceans. Its horizontal resolution is about 150 km.

A first downscaling is performed using the atmospheric model ARPEGE at 50 km resolution. The SST fields simulated by the CNRM-CM (historical and scenario runs) are used as boundary conditions for ARPEGE, after the application of a SST bias correction procedure (see subsection 4.2.3.4). Even with a 50 km mesh, the island of Tahiti remains unresolved.

A second downscaling is then produced using the Limited Area Model ALADIN(12 km mesh) nested in ARPEGE 50 km. This higher resolution simulation allows the representation of Tahiti up to 6 land grid-points.

The new 12 km mesh simulation over the historical and 21st century periods provides a suitable dataset to perform a study of climate change. It should be noted that the regional model carries its own intrinsic biases in addition to the systematic biases inherited from the global host model.

The left part of the diagram in Figure 4.1. shows the statistical linkage established over the historical period between modelled and available observed precipitations.

The major hypothesis made is that this relationship remains unchanged throughout the 21st century period, although it is subject to debate. A previous work of Christensen et al (2008) indeed

suggested that biases may not be invariant in a warming climate.

The future changes of precipitation along the 21st century are derived from the modelled changes of precipitation using the statistical relationship established (right part of the diagram in Figure 4.1).

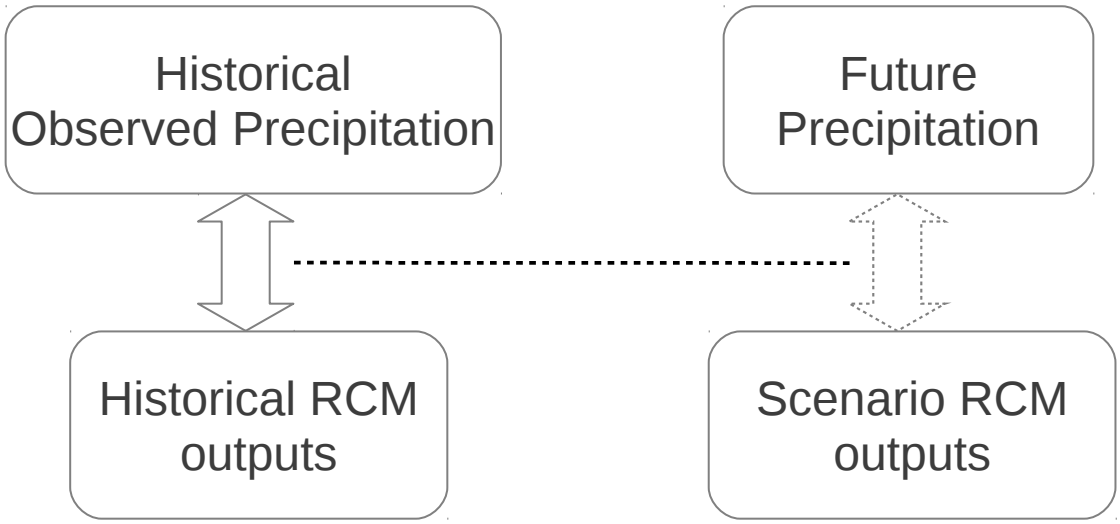


Figure 4.1 - Model and observation relationship over the past and future diagram

4.2.3 Tools and datasets

4.2.3.1 The global climate model CNRM-CM

The CNRM-CM version used is the latest version of the general circulation model CNRM-CM5.1. A description of this model is available in Voldoire et al. (2012). CNRM-CM5.1 includes the atmospheric model ARPEGE-Climat v5.2 , the ocean model NEMO v3.2 (Madec, 2008), the land surface scheme ISBA (Noilhan & Planton, 1989 ; Noilhan & Mahfouf, 1996) and the sea ice model GELATO (v5) (Salas y Mélia, 2002).

The land surface scheme ISBA has been externalised from the atmospheric model through the SURFEX platform. The total run-off simulated by SURFEX feeds the TRIP river routing model. All the components are put together through the OASIS coupler.

4.2.3.2 The ARPEGE 50 km atmospheric climate model

For the first atmospheric downscaling we use the atmospheric spectral model ARPEGE 50 km that uses a triangular truncation T359, which corresponds to a horizontal resolution of about 50 km. The model uses a hybrid σ-pressure vertical coordinate discretized onto 31 vertical levels, as in its CNRM-CM component.

The principal characteristics are :

- the statistical cloud scheme developed by Ricard & Royer (1993), that is used to compute stratiform cloud fraction, stratiform liquid water content and coefficients of turbulent vertical mixing

- the statistical precipitation scheme described in Smith (1990) that computes large-scale precipitation

- the deep convection scheme described in Bougeault (1985), in which convection is parameterized by a mass-flux scheme where the vertical ascent in the cloud is compensated by a large-scale subsidence

- the land surface scheme, based on the Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere (ISBA) model (Noilhan and Planton 1989 ; Noilhan and Mahfouf 1996)

The radiation transfer parameterization is the radiation package of Morcrette (1990) and the exchanges coefficients at the air-water interface are derived from Louis' functions (1979). These last two parameterizations differ from the ARPEGE component in CNRM-CM, for practical reasons. This choice has not a strong impact on ARPEGE climate.

Then, the global atmospheric ARPEGE 50 km model fields are used as lateral boundary conditions for the Limited Area Model (LAM) ALADIN-Climate. Indeed, a 6-hourly lateral forcing by vorticity, divergence, temperature, relative humidity and surface pressure logarithm is performed. ARPEGE and ALADIN share the same semi-implicit semi Lagrangian dynamics.

4.2.3.3 The limited area model ALADIN

The RCM used, ALADIN, is a spectral limited area model developed for short-range regional weather forecasting (Bubnova et al., 1995, Horányi et al., 1996).

Horizontally, the model domain represents an area with uniform spacing between the grid cells in both horizontal directions. In this study the “Tahiti” domain used covers 15.5°S to 20.5°S of latitude and 152.5°W to 147.5°W of longitude (see Figure 4.2a). The orography of Tahiti, as seen in ALADIN is altered, indeed the real highest point of Tahiti reaches 2241 m whereas in ALADIN it is only 992 m (see Figure 4.2b). Also, only 6 grid cells are considered as “land” points. The neighbouring grid cells are therefore “sea” points aloft. The tangent version of the Lambert conformal projection is used. The vertical coordinate system is the same as in ARPEGE. The large scale meteorological information is forced on the inner model solution by a classical relaxation scheme (Davies, 1976). With the application of an additional relaxation zone, the method is also capable of damping the artificial reflection and transmission of small scale waves on the boundaries

of the domain of interest. Model prognostic variables are zonal and meridional wind components, temperature, specific humidity, and surface pressure.

The physical parameterization package of the ALADIN-Climate model corresponds to that of the ARPEGE 50 km global model. Athough it has a non-hydrostatic version, ALADIN has been used here as a hydrostatic model.

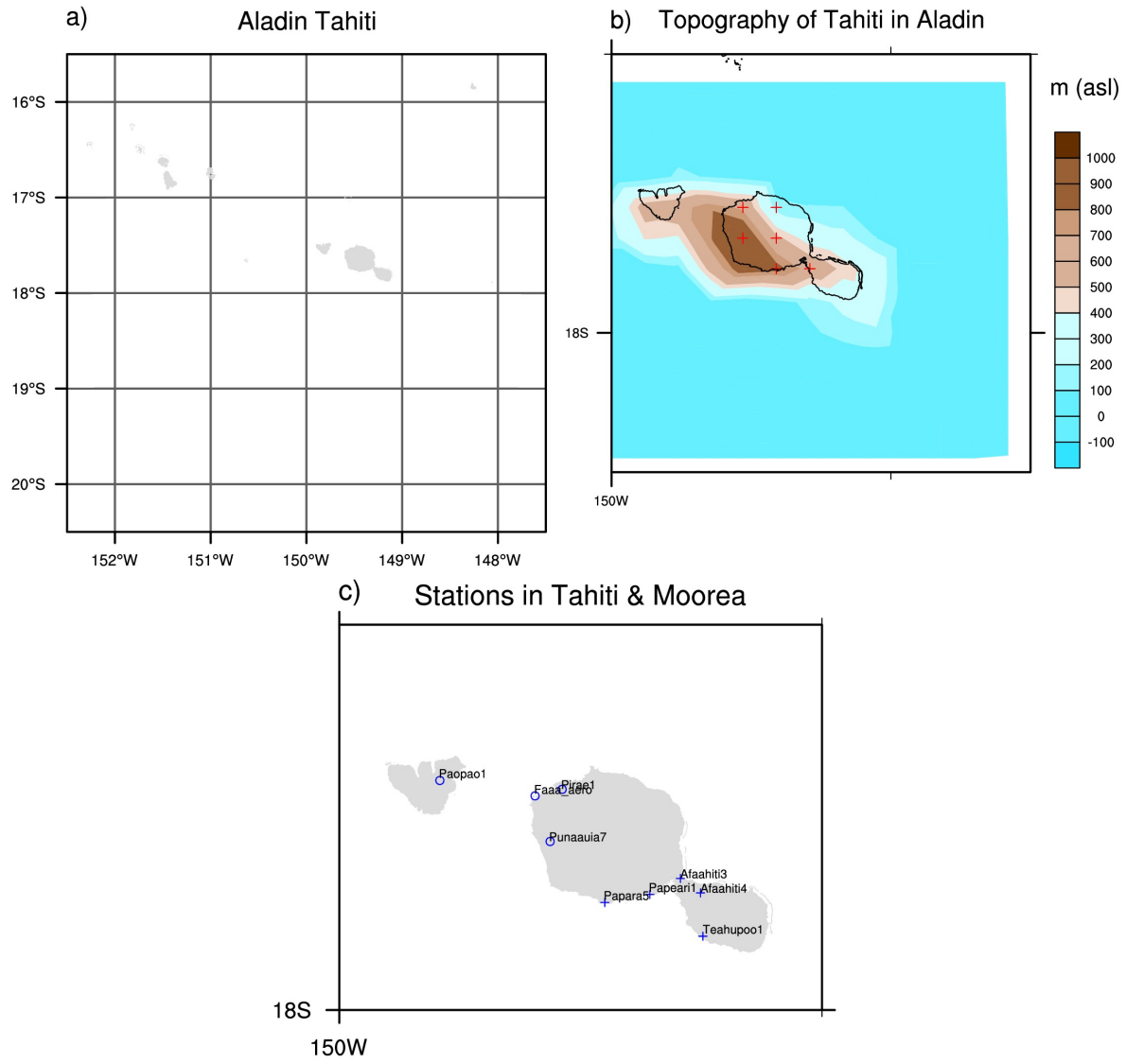


Figure 4.2 - a) The Aladin domain over Tahiti at 12 km : 45 x 45 grid cells.b) The topography of Tahiti as seen by Aladin in meters above sea level. "Land" grid-points are represented by red crosses, the neighbouring grid-points are considered as "sea" grid-points aloft.c) Location of the rainfall gauges over Tahiti and Moorea. Windward stations are represented by crosses and leeward stations by empty circles.

4.2.3.4 The SST bias correction

A common bias of global coupled models participating in the IPCC's 5th Intercomparison Project concerns the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) (Dai, 2006 ; Brown et al., 2012). Instead of stretching towards French Polynesia, the convergence zone is extending zonally towards South

America. The consequent overestimated precipitation signal in the far eastern Pacific just south of the equator is called the double-ITCZ syndrome. Oueslati et al. (2012) showed with the CNRM-CM model that an increase of lateral convective entrainment improves the south-east orientation of the SPCZ. However, these improvements are made at the expense of rainfall in the convergence zone that is overestimated, particularly in the case of the atmospheric-only experiment (AMIP) of the CNRM-CM. Hence, no calibration of lateral convective entrainment has been made in this study. Besides, the double ITCZ syndrome is often associated with a cold bias over the equatorial cold tongue that is extending too far in the western part of the basin. Even though atmospheric models have been pointed out to be the cause of this spurious SST pattern, coupled ocean-atmosphere feedbacks also play a significant role by increasing it. Indeed, Lin (2007) showed the impacts of the SST - wind-induced surface fluxes feedback, the SST - stratus feedback and the SST-gradient - trade-wind feedback associated with vertical upwelling on the erroneous SST signal. In the present method, these feedbacks are suppressed by considering solely the atmospheric component of the earth system.

To assess the impacts of global warming on Tahiti's climate up to 2100, SSTs from the historical run of CNRM-CM and from two greenhouse gas emission scenarios, the RCP4.5 and RCP8.5 runs are used in this study. As seen above, the erroneous SST pattern is amplified by ocean-atmosphere feedback. A correction method is thus applied to prescribe boundary conditions that are as close to the observations as possible. An observed SST climatology has been calculated based on the 1958-2001 period.

The coupled climatological error E is defined as the difference between the CNRM-CM SST historical climatology and the observed SST 1958-2001 climatology (computed for each grid cell of the global SST field). The error E has 12 fields, one for each month of the year. This mean error is then removed from the model SST. For example, the mean January error is removed from all the January months of the historical run. An important assumption made is that E remains the same throughout the historical and RCP periods, which may not hold at the end of the 21st century (Meehl et al. 2007, Milly et al. 2008). Finally, the ARPEGE 50 km atmosphere model is forced by interpolated (150 km to 50 km) bias corrected SSTs from the global coupled model CNRM-CM.

An improvement of the SPCZ position is achieved in austral summer (see Figure 4.3 a to c) thanks to the SST bias correction. The GPCP dataset (Figure 4.3a) allows the comparison of simulated austral summer precipitation between CNRM-CM5 and ARPEGE 50 km. Despite a slight overestimation of rainfall in the tropical Pacific, the SPCZ spatial extension is better simulated in

ARPEGE 50 km (Figure 4.3c) than in CNRM-CM5 (Figure 4.3b). The spurious eastward extension of the convergence zone south of the equator is reduced in the eastern Pacific but its orientation is still too zonal in the central Pacific. Furthermore, no progress has been achieved for austral winter. For this reason, the focus will be put on austral summer, which is the wet season and corresponds to the maximum amplitude of ENSO.

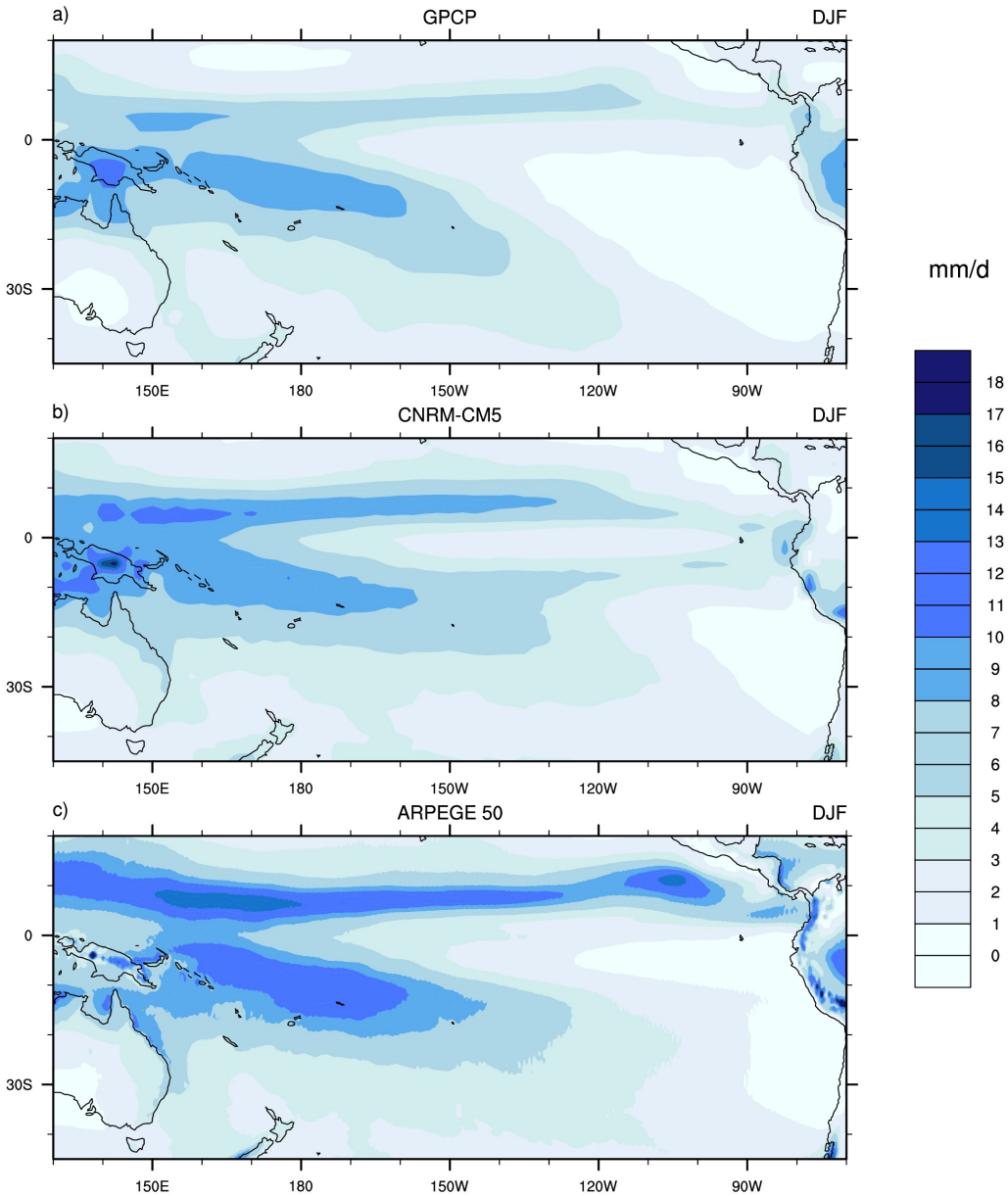


Figure 4.3 - a) GPCP austral summer (DJF) mean rainfall rate in mm per dayb) CNRM-CM5 austral summer (DJF) mean rainfall ratec) ARPEGE 50 km austral summer (DJF) mean rainfall rate

4.2.3.5 Observed precipitation dataset

A newly available high quality dataset is used to conduct this study (courtesy of Météo France Regional Service in Tahiti). Homogenized monthly rainfall amounts from 9 meteorological stations over Tahiti and Moorea were made available by the meteorological service of French Polynesia. The records, which have undergone the homogenization procedure described in Caussinus & Mestre (2004) span the period from 1961 to 2011. The 9 stations are shown in Figure 4.2c. The stations are not regularly distributed, since the majority of them are located on the western part of the island and mainly on the coastline. An analysis of Tahiti's observed rainfall variability from seasonal to interdecadal time scales is available in Hopuare et al (submitted).

4.2.4 Historical period

In order to assess the future changes of real precipitation based on future modelled precipitation, the linkage between observations and model is made over the historical period.

A major comment concerns the historical forcing : the SST used does not refer to observational gridded datasets but from the CNRM-CM historical SST fields and consequently no common chronology is possible between observed and modelled variables (e.g. the El events occur at different years).

This linkage, based on a long learning period, is assumed to remain valid over the 21st century, details on the assumptions made are presented in subsection 4.2.4.2.

4.2.4.1 Relevant grid cell selection using the ENSO response

The absence of a common chronology implies no correlation is possible between model and observations. Besides, in order to reduce the RCM output to only relevant grid cells, the impact of ENSO is investigated over both observed and RCM rainfall.

Figure 4.4 shows warm (El Niño) and cold (La Niña) ENSO observed data composites (December, January and February months only) over the period 1961-2011.

The El Niño (La Niña) composite consists in the average of rainfall anomalies over El Niño (La Niña) dates. El Niño dates are selected according to the Niño3.4 index values. Typically, over 1961-2011, months for which Niño3.4 index is greater than 0.5 are defined as El Niño months. La Niña months correspond to Niño3.4 values lower than -0.5.

During warm events, windward stations get wetter while leeward stations are shielded by the

orography. Hopuare et al. (submitted) proposed that this orographic pattern results from the combined effects of the positive phase of IPO and El Niño on the position of the SPCZ. Displaced equatorward, the SPCZ and the associated low pressure zone modify the south-east trade winds trajectory, causing a northward flow responsible for the orographic precipitation at southernmost stations. Besides, cold events seem to favour an overall drying of the stations. Hopuare et al, (submitted), argued that this signal is possibly generated by the SPCZ north-westward contraction in the western part of the basin which deprives the island of convective precipitations. Consequently, a substantial and robust contrast of rainfall amount is seen at the southern windward stations (Papara5, Papeari1, Afaahiti3, Afaahiti4 and Teahupoo1) depending on the phase of ENSO. Since no clear relationship can be established between northern leeward stations and ENSO, these stations are not further considered in the rest of the study. The results are presented for Papara5 and Teahupoo1, as they show the most robust ENSO-related precipitation signal.

In order to characterize the modeled warm and cold ENSO events generated by the RCM, the following procedure has been applied :

1) A “model” Niño3.4 index is built following the procedure used to calculate the Niño3.4 index. The monthly SST anomalies used to force ARPEGE 50 km are spatially averaged over the Niño3.4 box (170°W – 120°W; 5°S - 5°N). These anomalies refer to the differences with respect to the SST monthly climatology based on the historical period 1951-2005.

2) Warm and cold events months are selected according to the “model” Niño3.4 index values.

El Niño months correspond to “model” Niño3.4 index greater than 0.5 ; La Niña months correspond to “model” Niño3.4 index lower than -0.5. This threshold allows to consider not only strong ENSO events but also weak and moderate events.

3) The model warm and cold ENSO rainfall composites were computed for the historical run following the methodology employed with the observations. The results are presented in Figure 4.5.

A behaviour similar to the southern stations is worth noticing for a few “sea” grid cells located to the south-east of the island. Warm (cold) events imply (negative) positive rainfall anomalies.

This spurious position of the ENSO-related rainfall signal could result from the combined effect of various biases such as insufficient resolution of the orography, hydrostatic approximation and deep convection parameterization.

Even though the orographic rainfall signal is misplaced over the sea, the modelling tools and downscaling method show the ability to capture a signal linked to the island's orography. To

establish a robust relationship between model and observation, the most contrasted grid-point, i.e the one which shows the greatest difference from El Niño to La Niña composites is chosen as the grid cell of interest.

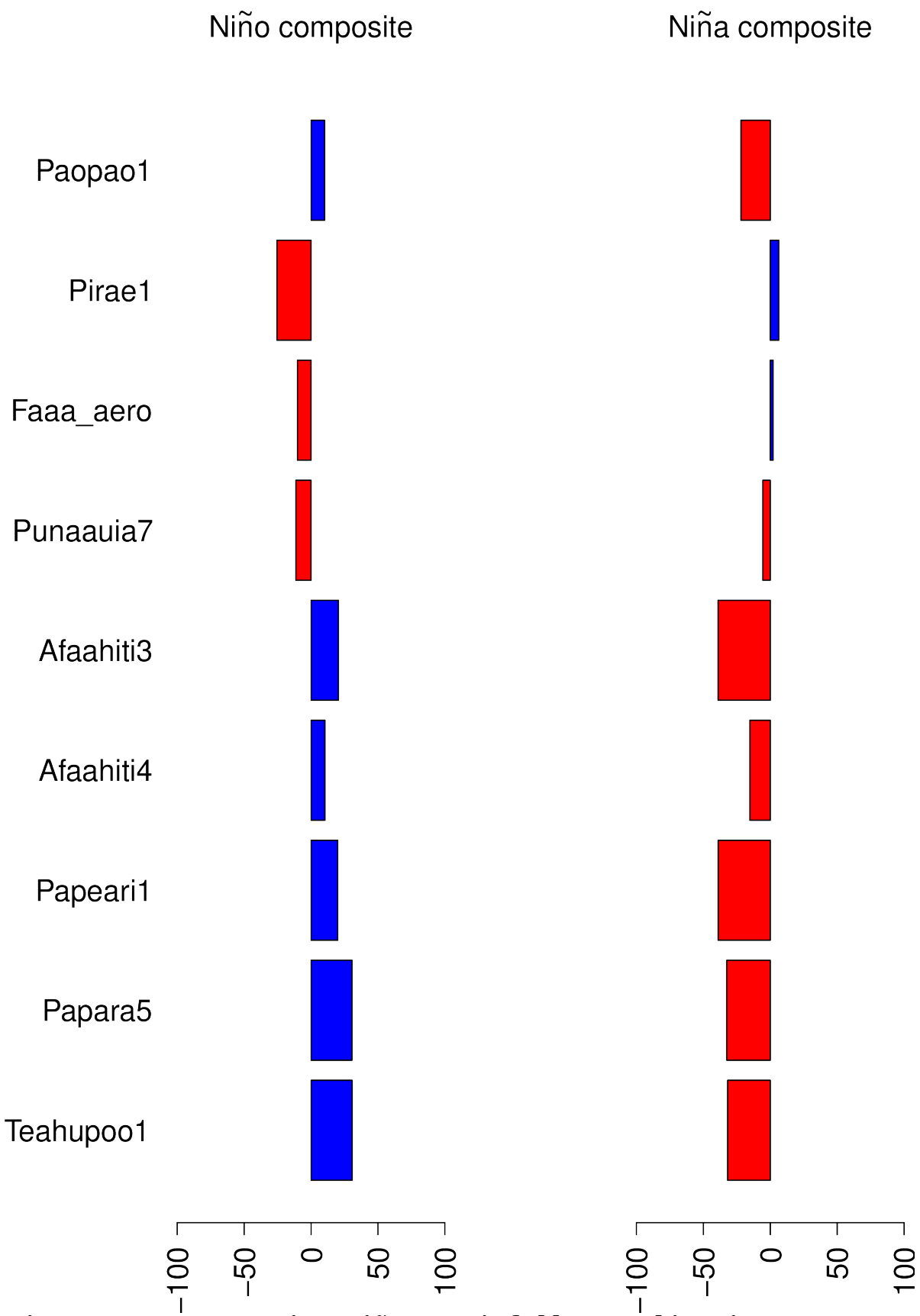


Figure 4.4 - Composite Niño : rainfall anomalies in mm at stations averaged over El Niño events of the period 1961-2011 ; Composite Niña : rainfall anomalies in mm at stations averaged over La Niña events of the period 1961-2011

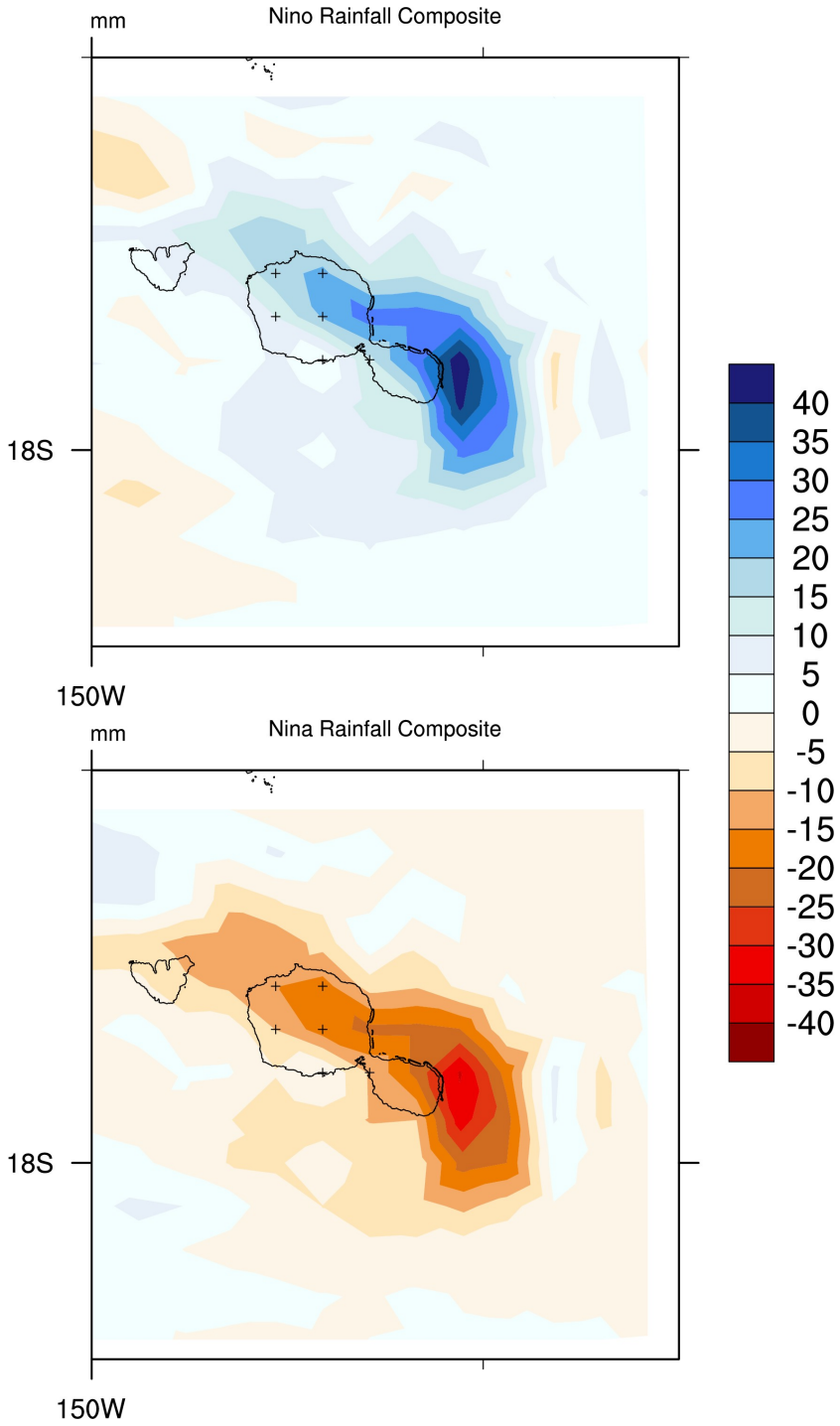


Figure 4.5 - Composite Niño : modelled rainfall anomalies in mm of Aladin Tahiti averaged over modelled El Niño events of the historical period (from ARPEGE 50 km) ; Composite Niña : modelled rainfall anomalies in mm of Aladin Tahiti averaged over modelled La Niña events of the historical period (from ARPEGE 50 km)Black crosses are plotted on the land grid points of the island, as resolved by Aladin

4.2.4.2 Statistical correction

The statistical relationship between stations and grid cell is carried out using *q-q* plots (Fig. 4.6) and adapting statistical transformations to adjust RCM DJF total precipitation to the station scale. A comparison of methods is provided by Gudmundsson et al. (2012). These *q-q* plots bring together DJF rainfall anomalies (with respect to the corresponding climatology) from station data and model grid cell, as proposed in Déqué et al (2007). The apparent linear relationship between model grid cell and each station has been fitted using linear regression writing :

$\Delta RRobs^i = A^i.\Delta RRmod + B^i$ (1)

with A and B the coefficients from the linear regression obtained for the i^{th} station.

Over the historical period, equation (1) expresses a linear relationship between DJF station rainfall anomaly (departure from the observed climatology) and DJF model grid cell rainfall anomaly (departure from the model climatology).

Figure 4.6 shows that linear regression successfully represents the relationship between the grid cell DJF anomalies and the other stations DJF anomalies. Not surprisingly the main bias of the model resides in the underestimation of extreme precipitation events. The lowest and highest quantiles are indeed less well-fitted.

However, a few assumptions should be made prior to using the statistical relationship established :

1) It is assumed that the rainfall anomalies are mainly caused by interannual variability through ENSO events. As seen in subsection 4.2.4.1, El Niño events bring positive rainfall anomalies while La Niña events cause negative rainfall anomalies onto the southernmost stations. This hypothesis seems quite reasonable as the seasonal means of DJF months are considered.

2) The statistical linkage established between observed and modeled anomalies remains valid in the future. For example, it is assumed that for the 2038-2069 period, the average of “real” El Niño DJF rainfall anomalies are derived from the corresponding average of model El Niño DJF 2038-2069 rainfall anomalies (with respect to the 2038-2069 climatology) .

3) This relationship is used to describe the changes in the mean state along the 21st century (wrt the historical mean state) due to greenhouse gas-induced climate change. Actually, it is assumed that, at large scale, the spatial structure of the Pacific SSTs is trending towards an El Niño-like pattern. The ARPEGE 50 km SST trends in the Pacific along the 21st century would confirm this assumption. Moreover, the conclusions from the IPCC's last report (IPCC, 2013) indicate that this hypothesis is somewhat reasonable. The equatorial warming of the Pacific is projected to enhance and is

consistent with the projected weakening of the Pacific Walker cell.

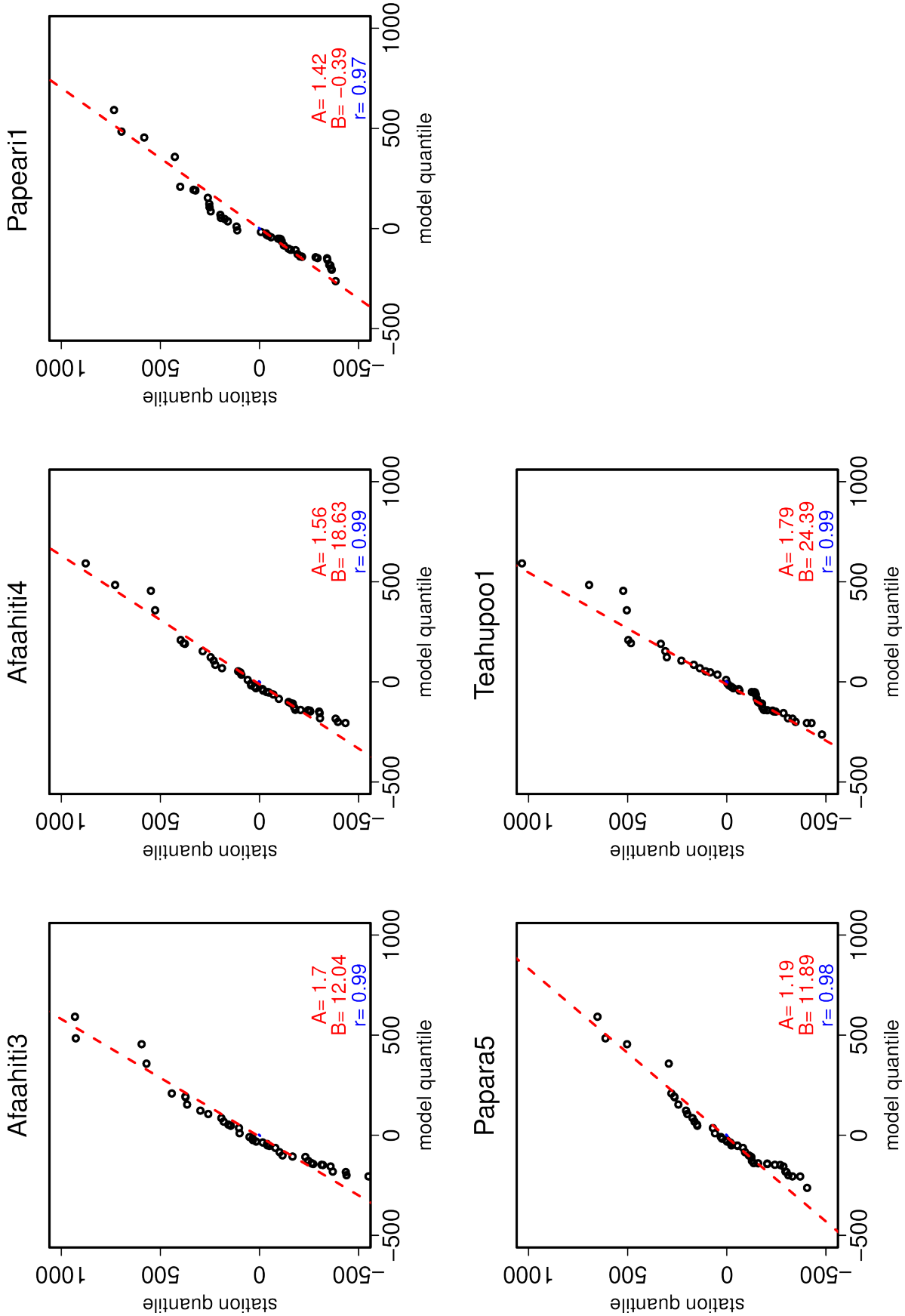


Figure 4.6 - Q-Q plots of observed rainfall DJF anomalies from each windward station against the modelled rainfall DJF anomalies from the grid cell exhibiting the maximum contrast between model El Niño and La Niña

Considering three scenario periods 2006-2037, 2038-2069 and 2070-2100, equation (1) would be used to derive the supposed DJF changes in the real world (~30 year average) with respect to the historical mean. In this case, the model anomalies in equation (1) correspond to 30-yr mean departures from the historical mean.

4.2.5 Future changes of precipitation in Tahiti according to RCP4.5 and RCP8.5

The future changes in Tahiti's rainfall are derived from future model changes thanks to available downscaled RCP4.5 and RCP8.5 scenarios runs and observation-based adaptation and RCM bias correction.

The evolution of DJF mean rainfall along the 21st century (wrt the 20th century mean) in response to greenhouse gas-induced climate change is assessed for three 30-year periods using the model grid cell of interest (defined in subsection 4.2.4.1). Basically, for this grid cell, the DJF rainfall amounts are averaged for the historical period and for each scenario time slice. As an example, the mean change of rainfall for the RCP8.5 over the 2006-2037 time slice is taken as the difference between the mean rainfall amount for the RCP8.5 over 2006-2037 and the mean rainfall amount for the historical period. Then, DJF rainfall anomalies due to ENSO events are computed. El Niño and La Niña events are determined according to the “model” Niño3.4 index values. Following the same example, El Niño (La Niña) rainfall anomalies for the RCP8.5 over 2006-2037 are computed as the difference between the rainfall amount averaged over all the El Niño (La Niña) events of the period and the mean rainfall amount for the same period (i.e RCP8.5 2006-2037 climatology).

Figure 4.7 shows the model grid-point and inferred DJF rainfall amounts for the two southernmost stations along the 21st century: Teahupoo1 and Papara5. These two stations indeed show the most robust ENSO-related signal. The historical mean DJF amounts are represented by black bars, the light grey bars and dark grey bars correspond respectively to RCP4.5 and RCP8.5 mean DJF amounts. The adjacent blue and red bars represent the average amount of rainfall occurring respectively during El Niño and La Niña events (these events being inferred from the CNRM-CM simulations).

The model rainfall changes of the mean state along the 21st century, are positive for both RCP4.5 and RCP8.5 scenarios and keep increasing with time. Interestingly, the two scenarios exhibit fairly similar long-range positive rainfall changes. RCP4.5 changes appear slightly greater than RCP8.5 but this feature revealed to be insignificant according to Wilcoxon's test. Superimposed on each time slice climatology, El Niño (La Niña) events cause an increase (decrease) of precipitation. The

amplitude of El Niño anomalies is significantly greater than that of La Niña (Wilcoxon's statistics) in both scenarios but becomes insignificant for the last period of the RCP8.5.

For the last 30 years of RCP8.5, the model El Niño and La Niña rainfall anomalies appear diminished. Actually, under the RCP8.5 scenario, the 2070-2100 El Niño events would imply a slight decrease of precipitation instead of the usual increase. The 2070-2100 La Niña events would cause smaller decrease of precipitation compared to La Niña events of earlier RCP8.5 periods. This behaviour suggests the impact of ENSO on rainfall (especially El Niño) is getting weaker along the 21st century for the RCP8.5.

The mean change of rainfall and corresponding ENSO anomalies at each station are derived using equation (1) and allow an assessment of future precipitation for stations in Tahiti thanks to *q-q* plot adjustment.

For example, Teahupoo1 station (see table 1), would register on average, 54.9 mm of excess precipitation (wrt the 1961-2011 DJF mean amount : 901.4 mm), hence an increase of about 6 % in the case of the RCP4.5 range of 2038-2069. During this period, El Niño events cause additional positive rainfall anomalies. The mean anomaly for the El Niño events of 2038-2069 reaches 188.8 mm, that is to say an increase of about +18.4 % with respect to the 2038-2069 RCP4.5 climatology. Conversely, La Niña events imply negative rainfall anomalies. The mean anomaly for the La Niña events of 2038-2069 reaches -102.7 mm, in other words, a decrease of about -10 % with respect to the 2038-2069 RCP4.5 climatology. For Teahupoo1 and Papara5 station, the values are summarized in Table 1 to 2 for each scenario and time slice.

In the particular case of RCP8.5 2070-2100, the wet season in Teahupoo1 would register, on average 185.8 mm of excess rainfall (20.6 % increase) due to GHG warming; only 9.3 mm more during El Niño events (~ 1 % increase) and 64.8 mm less (~ 6 % decrease) during La Niña events. In the case of Papara5 (see table 2), the wet season would count, on average, 119.2 mm of excess rainfall (17.2 % increase) due to GHG warming; only 1.9 mm more (~ 0.2 % increase) during El Niño events and 47.4 mm less (5.8 % decrease) during La Niña events. The El Niño rainfall anomalies for the period 2070-2100 are significantly reduced compared to anomalies of 2006-2037 and 2038-2069. In the La Niña case, the results are not significant.

To sum up, austral summer rainfall is expected to increase at windward stations along the twenty-first century. The regular increase of rainfall along the century is assumed to be the consequence of GHG warming, whereas interannual variability would imply further increase in the case of El Niño or decrease in the case of La Niña. These primary results suggest that future water resources would

not be a problem for the windward coasts of Tahiti. In the case of RCP8.5 at the end of the century, the increase of the wet season rainfall seems dominated by GHG warming while the impact of El Niño have substantially diminished. Along the twenty first century, the Pacific ocean surface slowly drifted towards an El Niño-like spatial structure. This drift should become such that, at the end of the century, the SST contrast between the western warm pool and the eastern equatorial cold tongue should be reduced. As the zonal SST gradient is smoothed, future El Niño SST anomalies would cause a weaker atmospheric response as well, which could explain a reduced impact on precipitation.

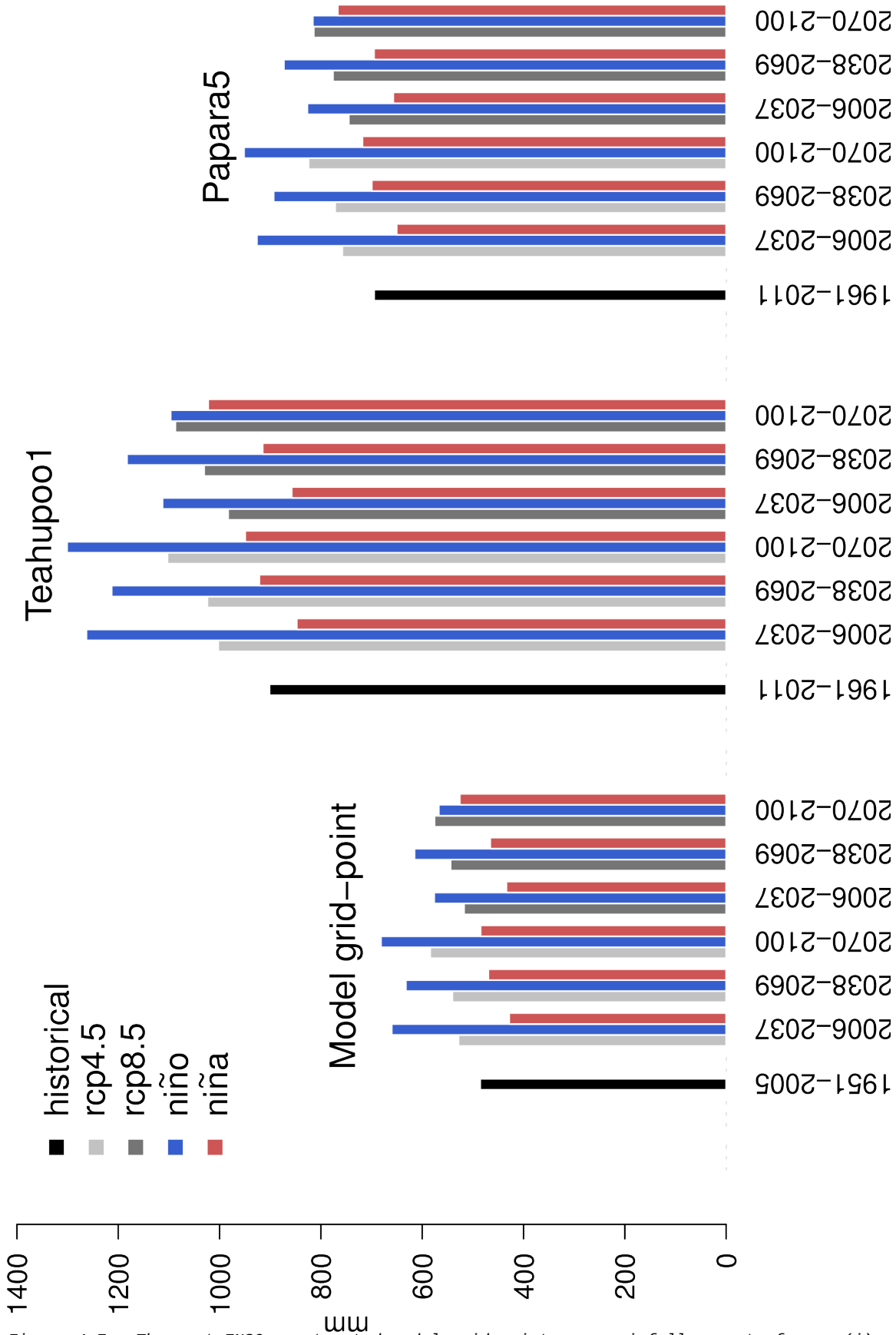


Figure 4.7 - The most ENSO-constrasted model grid point mean rainfall amounts for : (i) historical (black) : 1951-2005 ; (ii) RCP4.5 (light grey) : 2006-2037, 2038-2069 and 2070-2100 ; (iii) RCP8.5 (dark grey) : 2006-2037, 2038-2069 and 2070-2100. Mean rainfall amounts are averaged over modelled El Niño (blue) and La Niña (red). Warm and cold ENSO months are selected according to the model Niño3.4 index values. El Niño months correspond to SSTs from ARPEGE 50 km Niño3.4 index greater than 0.5 ; La Niña months correspond to Niño3.4 index lower than -0.5. Identical rainfall amounts have been calculated for Teahupoo1 and Papara5 stations using the linear relationship between each station and the model grid point, derived from q-q plots.

	2006-2037			2038-2069			2070-2100		
	Mean state	Niño	Niña	Mean state	Niño	Niña	Mean state	Niño	Niña
RCP4.5 (mm)	+101.3 +11.2 %	**+260.0** **+25.9 %**	**-155.2** **-15.5 %**	+122.7 +13.6 %	**+188.8** **+18.4 %**	**-102.7** **-10.0 %**	**+201.3** **+22.3 %**	**+198.2** **+18.0 %**	**-153.5** **-13.9 %**
RCP8.5 (mm)	+81.7 +9.1 %	+129.5 +13.2 %	**-125.5** **-12.8 %**	**+128.9** **+14.3 %**	**+152.3** **+14.8 %**	**-115.4** **-11.2 %**	**+185.8** **+20.6 %**	+9.3 +0.9 %	-64.8 -6 %

Table 2 - Teahupoo1 changes of precipitation in mm and % (bold values are statistically significant) with respect to historical mean and changes of precipitation in mm and % due to El Niño and La Niña events with respect to the corresponding climatology.

	2006-2037			2038-2069			2070-2100		
	Mean state	Niño	Niña	Mean state	Niño	Niña	Mean state	Niño	Niña
RCP4.5 (mm)	+63.0 +9.1 %	**+168.5** **+22.2 %**	**-107.5** **-14.2 %**	+77.2 +11.1 %	**+121.2** **+15.7 %**	**-72.6** **-9.4 %**	**+129.5** **+18.6 %**	**+127.4** **+15.5 %**	**-106.4** **-12.9 %**
RCP8.5 (mm)	+50.0 +7.2 %	+81.8 +11.0 %	**-87.8** **-11.8 %**	**+81.4** **+11.7 %**	**+96.9** **+12.5 %**	**-81.0** **-10.4 %**	**+119.2** **+17.2 %**	+1.9 +0.2 %	-47.4 -5.8 %

Table 3 - Papara5 changes of precipitation in mm and % (bold values are statistically significant) with respect to historical mean and changes of precipitation in mm and % due to El Niño and La Niña events with respect to the corresponding climatology.

4.2.6 Summary and conclusions

The present study proposed an island downscaling over a South Pacific French territory : Tahiti. Its main goal is to test an approach that could be used by other modelling groups to assess the climate change impacts at the island-scale. This method could be applied to other Pacific islands, not covered by any CORDEX domains. The use of at least two successive dynamical downscaling have been necessary to coarsely resolve the island of Tahiti (~30 x 30 km²) up to 6 land grid cells. The corrected and interpolated SST fields from the CNRM-CM historical, RCP4.5 and RCP8.5 runs were used to produce the first downscaling with a global 50 km atmospheric simulation (ARPEGE

50 km). The preliminary SST bias correction step has slightly improved the South Pacific Convergence Zone position in austral summer but no progress has been achieved for austral winter. The SPCZ position, which marks out a convective precipitation area and hence determines water supply is therefore crucial for small island territories scattered over the Pacific ocean. However, global coupled models participating in the IPCC's 5th assessment report struggle to adequately simulate the SPCZ features (Brown et al, 2012). Future improvements are expected in the forthcoming CMIP experiments regarding the representation of the SPCZ.

ARPEGE 50 km has then been used to drive the limited area model ALADIN 12 km which constitutes the 2nd downscaling step. The 12 km regional simulations provide historical, RCP4.5 and RCP8.5 runs up to 2100. The RCM holds various biases inherited from the ARPEGE 50 km and CNRM-CM models, such as the SPCZ spurious location. But it also has intrinsic biases due, for example, to hydrostatic equilibrium assumption that seems inappropriate when considering an island with steep topography at high resolution. The robust ENSO-related precipitation signal is indeed spuriously located over the sea, further south-east from the land grid cells. Improvements could be achieved by using a higher resolution non hydrostatic model which would be able to displace this signal over better resolved orography. But the huge computing resources implied could not be envisaged in the next few years for century-long scenario runs.

Nevertheless, the relevant values of this “sea” grid cell have been used to build a statistical linkage between the regional model and the station data. The statistical relationship computed over the historical period is based on quantile-quantile adjustment. This technique was chosen as the historical SSTs from the CNRM-CM did not refer to observed SSTs (AMIP type experiment), hence no chronology could be made between RCM and station precipitation data. The *q-q* plots reveal the deficiency of the RCM to simulate extreme rainfall. Therefore a coarse correction linking observed and modelled rainfall anomaly quantiles is applied. The relationship between observations and RCM is assumed to remain valid along the 21st century and allows to infer future station precipitation changes. As only one host global model is used for downscaling in this paper, the changes announced here are only a first guess of what the evolution of precipitation might be along the 21st century for two scenarios (RCP4.5 and RCP8.5). A multi-model approach is necessary to legitimate the results of our study. A possible improvement to make in linking grid cells and local stations would be to use the AMIP experiment that guarantees a common chronology with the stations. This would allow a more confident bias correction method.

The conclusions derived from this study indicate that the southern stations of Tahiti would likely

become wetter than they were in the second half of the 20th century. Additionally, future El Niño (La Niña) events would cause positive (negative) anomalies with respect to the future climatology. In the last 30 years of RCP8.5 case, the future El Niño and La Niña induce very weak rainfall anomalies, suggesting the impact of ENSO is greatly reduced. A possible explanation for this feature would be that the late RCP8.5 climatology corresponds to current El Niño conditions. This would mean that future El Niño would not cause substantial departures from the mean state. It should be reminded at this point that no conclusion could be derived for the northern stations, since they did not show a robust link to ENSO events. This work also reveals that the spatial resolutions used in the CORDEX experiment, at the moment, are still unsuitable for climate change impact studies over small orographic islands such as Tahiti. Downscaling at 12 km over Tahiti revealed insufficient, improvements could be made by using meso-scale Non Hydrostatic models and reach 2 km resolution. As it represents major computational costs, this additional downscaling should be restrained to specific present or future case studies. Besides these very high resolution aspects, a credible evaluation of climate change on Pacific islands such as Tahiti would involve the improvement of the SPCZ representation in the next generation of global models (CMIP6).

Acknowledgements

The authors would like to thank the Meteorological Service of French Polynesia (DIRPF – CER Etude) for performing the homogenization procedure on Tahiti's precipitation records and making the data available.

References

Ashfaq M, Bowling LC, Cherkauer K, Pal JS, Diffenbaugh NS (2010) Influence of climate model biases and daily-scale temperature and precipitation events on hydrological impacts assessment: A case study of the United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 115(D14)

Baigorria GA, Jones JW, Shin D-W, Mishra A, O Brien JJ (2007) Assessing uncertainties in crop model simulations using daily bias-corrected Regional Circulation Model outputs. Climate Research 34:211

Becker M, Meyssignac B, Letetrel C, Llovel W, Cazenave A, Delcroix T (2012) Sea level variations at tropical Pacific islands since 1950. Global and Planetary Change 80:85–98

Bougeault P (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. Monthly Weather Review 113:2108–2121

Brown JR, Moise AF, Colman RA (2013) The South Pacific Convergence Zone in CMIP5 simulations of historical and future climate. Climate dynamics 41:2179–2197

Bubnová R, Hello G, Bénard P, Geleyn J-F (1995) Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. Monthly Weather Review 123:515–535

Caussinus H, Mestre O (2004) Detection and correction of artificial shifts in climate series. Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics) 53:405–425

Christensen JH, Boberg F, Christensen OB, Lucas-Picher P (2008) On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. Geophysical Research Letters 35(20)

Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. Journal of Climate 19(18)

Davies H (1976) A laterul boundary formulation for multi-level prediction models. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 102:405–418

Déqué M (2007) Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. Global and Planetary Change 57:16–26

Folland CK, Renwick JA, Salinger MJ, Mullan AB (2002) Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone. Geophysical Research Letters 29:21-1–21-4

Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. International Journal of Climatology 27:1547–1578

Ghosh S, Mujumdar PP (2009) Climate change impact assessment: Uncertainty modeling with imprecise probability. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 114(D18)

Gudmundsson L, Bremnes JB, Haugen JE, Engen-Skaugen T (2012) Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations–a comparison of methods. Hydrology & Earth System Sciences 16(9)

Hay LE, Clark MP (2003) Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. Journal of Hydrology 282:56–75

Hewitson BC, Crane RG (1996) Climate downscaling: techniques and application. Climate Research 7:85–95

Horányi A, Ihász I and Radnóti G (1996) ARPEGE/ALADIN: A numerical weather prediction model for Central-Europe with the participation of the Hungarian Meteorological Service. Idojárás, 100(4), 277-301.

Leander R, Buishand TA (2007) Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. Journal of Hydrology 332:487–496

Lenderink G, Buishand A, Deursen W van (2007) Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. Hydrology and Earth System Sciences 11:1145–1159

Lin J-L (2007) The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs: Ocean–Atmosphere Feedback Analysis. Journal of Climate 20(18)

Louis J-F (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Boundary-Layer Meteorology 17:187–202

Madec G (2008) the NEMO ocean engine, Note du Pôle de Modlisation de L'IPSL. Online access: http://www nemo-ocean eu/content/download/15482/73217/file/NEMO book v3 3

Matthews AJ (2012) A multiscale framework for the origin and variability of the South Pacific Convergence Zone. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 138:1165–1178

Meehl GA and co-authors (2007) Global climate projections, in Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et al., pp. 749–845, Cambridge Univ. Press, New York.

Milly PCD, Betancourt J, Falkenmark M, Hirsch RM, Kundzewicz ZW, Lettenmaier DP, and Stouffer RJ (2008) Stationarity is dead: Whither water management? Science, 319, 573–574, doi:10.1126/science.1151915.

Morcrette J-J (1990) Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical. Properties in the ECMWF model. Monthly Weather Review 118:847–873

Noilhan J, Mahfouf J-F (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme. Global and Planetary Change 13:145–159

Noilhan J, Planton S (1989) A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Monthly Weather Review 117:536–549

Oueslati B, Bellon G (2013) Convective Entrainment and Large-Scale Organization of Tropical Precipitation: Sensitivity of the CNRM-CM5 Hierarchy of Models. Journal of Climate 26(9)

Piani C, Haerter JO, Coppola E (2010) Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. Theoretical and Applied Climatology 99:187–192

Ricard JL, Royer JF (1993) A statistical cloud scheme for use in an AGCM. In: Annales Geophysicae.p 1095–1115

Salas Mélia D (2002) A global coupled sea ice–ocean model. Ocean Modelling 4:137–172

Salinger MJ, McGree S, Beucher F, Power SB, Delage F A new index for variations in the position of the South Pacific convergence zone 1910/11–2011/2012. Climate Dynamics:1–12

Smith RNB (1990) A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 116:435–460

Stocker TF, Dahe Q, Plattner G-K (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Summary for Policymakers (IPCC, 2013)

Teutschbein C, Seibert J (2010) Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: a review of recent modeling strategies. Geography Compass 4:834–860

Teutschbein C, Seibert J (2012) Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. Journal of Hydrology 456:12–29

Vincent EM, Lengaigne M, Menkes CE, Jourdain NC, Marchesiello P, Madec G (2011) Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. Climate dynamics 36:1881–1896

Voldoire A, Sanchez-Gomez E, Salas y Mélia D, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M, Déqué M, Deshayes J, Douville H, Fernandez E, Madec G, Maisonnave E, Moine M-P, Planton S, Saint-Martin D, Szopa S, Tyteca S, Alkama R, Belamari S, Braun A, Coquart L, Chauvin F (2013) The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic

evaluation. Climate Dynamics 40:2091–2121

Wilby RL, Charles SP, Zorita E, Timbal B, Whetton P, Mearns LO (2004) Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods.

Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP (2004a) Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. Climatic change 62:189–216

Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP (2004b) Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. Climatic change 62:189–216

Wood AW, Maurer EP, Kumar A, Lettenmaier DP (2002) Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 107(D120) ACL–6

4.3 Synthèse

La méthode proposée dans cet article, a permis d'établir deux projections des précipitations à Tahiti pour le siècle à venir. Les résultats concernent les côtes sud.

A Papara, les cumuls climatologiques en été austral (DJF) de la période 1961-2011

s'élèvent à 695 mm, à Teahupoo, ils atteignent 901 mm. Les conclusions de l'étude sont à prendre avec précaution, car il s'agit de résultats issus des scénarios d'un seul modèle global. Avec le réchauffement climatique, les cumuls d'été austral augmenteraient progressivement au cours du 21ème siècle. Ils s'élèveraient en moyenne à 825 mm à Papara et 1102 mm à Teahupoo sur les trente dernières années du 21ème siècle, dans le scénario RCP4.5. Dans le cas du scénario RCP8.5, ils seraient de 814 mm à Papara et 1087 mm à Teahupoo. A cette augmentation à long terme se superposent, tous les 2 à 7 ans, les effets des événements ENSO. Tout au long du 21ème siècle, les événements El Niño(La Niña) impliqueraient un excédent(déficit) de précipitations par rapport à la climatologie considérée. Cependant, ce ne serait plus le cas pour les 30 dernières années du scénario RCP8.5, le plus pessimiste. En effet, sur cette période, les épisodes El Niño n'auraient plus d'impact sur les précipitations. Ce phénomène pourrait être la conséquence du réchauffement plus marqué du Pacifique équatorial est, qui favoriserait la réduction du gradient zonal de SST à l'équateur.

Pour déterminer ces résultats avec une plus grande confiance, il conviendrait d'entreprendre d'autres travaux, comme confronter ces résultats avec ceux issus d'autres modèles (approche multi-modèle), ou encore améliorer les schémas de convection dans les modèles de grande échelle et pouvoir traiter ces nuages avec une approche non-hydrostatique dans les modèles régionaux. Toutes ces pistes d'amélioration sont reprises et développées dans le chapitre suivant « Conclusions et perspectives ».

Chapitre 5 Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse s'inscrit dans la thématique du changement climatique dans le cas d'une île française du Pacifique, Tahiti. L'objectif était double, dans la mesure où il s'agissait :

- de valider les principes d'une méthodologie élaborée avec des moyens réalistes pour estimer l'impact du changement climatique à l'échelle d'une île,
- d'obtenir les premiers résultats sur l'évolution du climat sur l'île de Tahiti, en particulier les précipitations, dont la mesure est la plus courante et les séries de données les plus longues.

L'approche mise en œuvre est schématisée en figure 5.1.

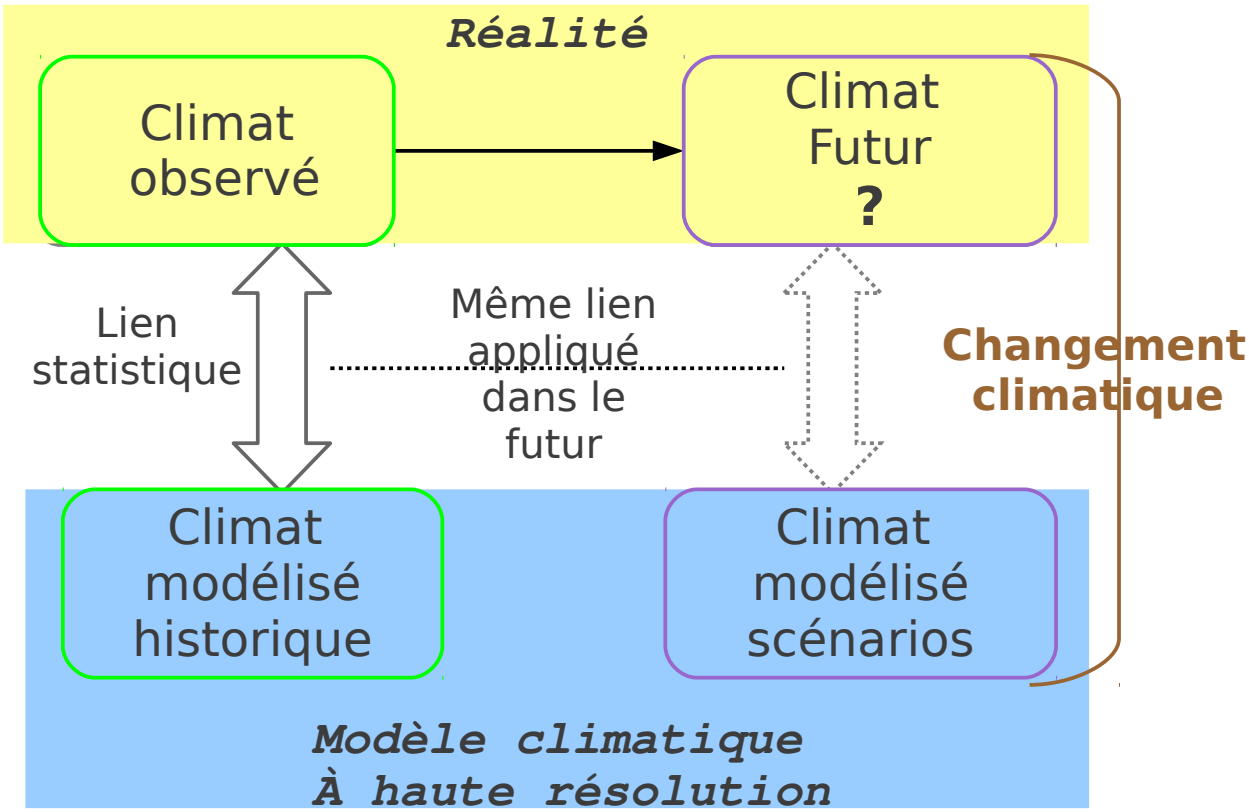


Figure 5.1 - Schéma récapitulatif du travail de thèse

Les « précipitations modélisées » ne sont pas historiques au sens chronologique du terme mais expriment un comportement climatique représentatif de cette période.

Dans la perspective d'évaluer l'impact du changement climatique sur la ressource en eau future à Tahiti, nous avons :

(i) étudié les précipitations observées à Tahiti (1961-2011),

(ii) proposé une méthodologie faisant intervenir deux descentes d'échelles successives permettant d'obtenir une simulation régionale à 12 km de résolution. Cette simulation représente l'île par des points de terre sur la période historique et le 21ème siècle pour deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5),

(iii) établi le lien entre précipitations observées et précipitations modélisées,

(iv) extrapolé l'évolution des précipitations à partir des précipitations modélisées, pour les différents scénarios, grâce au lien établi sur la période passée.

Après avoir rappelé les étapes de la méthode utilisée et les principaux résultats nous verrons que ceux-ci suscitent plusieurs perspectives.

5.1 Synthèse générale

5.1.1 Etat des lieux des précipitations observées

L'article (1) soumis à Climate Research (chapitre 3) présente en premier lieu les caractéristiques du cycle saisonnier. La « saison des pluies » s'étend de novembre à avril tandis que la SPCZ diagonale s'étire vers les moyennes latitudes. C'est la saison importante lorsqu'on s'intéresse à la ressource en eau, car c'est la période de l'année où les cumuls de précipitations sont les plus élevés. La variabilité des précipitations pendant cette saison est analysée à des échelles de temps interannuelles à interdécennales. Cette étude montre que la SPCZ, l'ENSO et l'IPO, éléments « clés » du climat du Pacifique, interagissent ensemble pour moduler les pluies à Tahiti. L'article tente d'expliquer les régimes de précipitations observés à Tahiti à partir des interactions entre ces éléments clés.

Premièrement, l'IPO influence la position de la SPCZ sur des échelles de temps interdécennales. En effet, en phase positive (négative) de l'IPO, la SPCZ est située plus au nord (sud) que sa position climatologique. Plus proche de Tahiti en phase IPO positive, la SPCZ implique des précipitations plus élevées sur toute l'île. A l'opposé, l'éloignement de la SPCZ en phase IPO négative induit une diminution des pluies généralisée.

Dans le jeu de données de précipitations à Tahiti, l'analyse conduite dans le cadre de cette thèse a montré que les épisodes El Niño forts ne se produisent que pendant la phase positive de l'IPO. Ces événements s'accompagnent d'une migration nette de la SPCZ vers l'équateur. Ce décalage l'éloigne de Tahiti qui se trouve privée des précipitations associées à la zone de convection profonde. Néanmoins, en migrant vers le nord, la zone de basses pressions associée à la SPCZ se décale également et semble dévier la trajectoire des alizés de sud-est car d'abondantes précipitations orographiques intéressent les côtes sud de l'île. Les conclusions concernant La Niña ne sont pas aussi claires, les épisodes forts et faibles se produisent aussi bien en IPO positif qu'en IPO négatif. Les interactions entre la SPCZ et les événements ENSO durant la phase négative de l'IPO sont également difficiles à déchiffrer étant donné le nombre restreint d'événements.

5.1.2 Détection d'un changement climatique dans les précipitations

Ce même article (1) propose également la détection d'un changement de climat dans les précipitations grâce au test statistique TOD de Ribes et al (2010). Plusieurs hypothèses sont formulées avant d'effectuer le test. D'une part le signal temporel du changement climatique est supposé linéaire compte tenu de la courte période d'étude (1961-2011). D'autre part, l'effet mémoire du climat, qui exprime la corrélation existant entre une année quelconque et l'année qui la précède, est supposé faible mais non nul pour les précipitations à Tahiti. Sur la période 1961-2011, aucun changement de climat n'affecte les cumuls annuels de précipitations.

5.1.3 Une méthodologie pour augmenter la résolution sur Tahiti

L'article (2) du chapitre 4, présente et évalue une méthode de descente d'échelle appliquée à l'île de Tahiti. La mise au point de cette méthode est motivée par l'absence d'outils de modélisation appropriés pour étudier les effets du changement climatique sur un territoire insulaire. D'une part, la résolution actuelle des modèles globaux avoisine les 150 km, ce qui implique que Tahiti est considérée par le modèle comme un point d'océan. D'autre part, le projet CORDEX qui rassemble plusieurs modèles régionaux, ne possède pas de domaine d'étude sur le Pacifique central.

La méthodologie proposée fait intervenir le modèle couplé global du CNRM-CM, le modèle atmosphérique global ARPEGE-Climat à 50 km de résolution et le modèle à aire limitée ALADIN-Climat à 12 km de résolution. Les SSTs du CNRM-CM sont corrigées d'un biais moyen avant d'être interpolées puis utilisées comme conditions aux limites du modèle atmosphérique ARPEGE-Climat. Ce biais est supposé inchangé dans le futur. La correction du biais permet d'améliorer la représentation de la SPCZ. Malgré tout, elle reste encore trop zonale dans le Pacifique central. L'information liée à l'évolution du réchauffement climatique, tout au long du 21ème siècle, et pour chaque scénario, est transmise à travers les profils de gaz à effet de serre et d'aérosols provenant de l'exercice CMIP d'une part, et à travers les champs de SST corrigés du CNRM-CM d'autre part. L'application des SSTs à la surface d'ARPEGE-Climat permet d'obtenir un modèle global à une résolution suffisante pour pouvoir servir d'hôte au modèle ALADIN-Climat. On dispose ainsi d'un modèle régional à 12 km de résolution qui représente Tahiti par six points de terre et couvre la partie historique (1951-2005) et les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (2006-2100). Il faut toutefois rappeler que les SSTs appliquées sont issues du couplage. Le climat simulé par le modèle correspond donc à un climat possible du 20ème siècle, mais sans lien avec le déroulement chronologique du climat observé. Il n'est donc pas possible de rattacher les données observées aux données modélisées du point de vue chronologique. Les événements El Niño du modèle ne correspondent donc pas aux El Niño observés.

5.1.4 Le lien entre précipitations observées et précipitations simulées

Sur la partie historique, les sorties du modèle régional révèlent un signal de précipitation cohérent avec les observations mais mal positionné. Le modèle fait apparaître un signal robuste de précipitations au point de grille situé au sud-est de l'île au-dessus de l'océan. On observe un fort contraste de pluie entre un événement El Niño et un événement La Niña. Un comportement similaire est observé aux stations du sud de l'île (Teahupoo1 et Papara5). Le lien statistique entre les précipitations des stations du sud et les précipitations simulées au point de grille d'intérêt est établi sur la partie passée. Ce lien quasi-linéaire est utilisé pour déduire les changements futurs de précipitations aux stations du sud à partir des données du point de grille. Il est utilisé pour évaluer, d'une part les anomalies futures de précipitations générées par les événements El Niño et La Niña et d'autre part pour estimer les tendances à long terme dues au changement climatique.

5.1.5 Projections de l'évolution des précipitations suivant deux scénarios du GIEC : RCP4.5 et RCP8.5

L'impact du changement climatique sur les précipitations à Tahiti se manifeste sur des échelles de temps très longues. La méthodologie proposée dans cette thèse permet de déduire les changements de précipitations pour les stations du sud de l'île. D'après les projections suivant les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 du modèle régional, une augmentation graduelle des précipitations pendant l'été austral (DJF) est attendue au sud de l'île. Dans le cas de la station de Teahupoo1, les cumuls de précipitations pendant la saison des pluies augmenteront d'environ 22.3 % d'ici la fin du 21ème siècle pour le scénario RCP4.5 et 20.6 % pour le scénario RCP8.5. Ajouté à ces quantités de pluie croissantes, un événement El Niño accentuera la tendance à long terme en apportant un surplus de précipitations aux côtes sud. A l'inverse, un événement La Niña réduira la tendance à long terme, en causant des déficits de précipitations. Cependant, dans le cas du scénario RCP8.5, l'effet des événements El Niño semble réduit à la fin du 21ème siècle. En moyenne sur la période 2070-2100, l'augmentation de pluie due à un épisode El Niño est négligeable. L'hypothèse proposée pour expliquer ce phénomène est qu'avec le changement climatique, le réchauffement du Pacifique est inégal. Le Pacifique équatorial est se réchauffe beaucoup plus que les régions voisines, ce qui implique une réduction du gradient de SST entre l'est et l'ouest du bassin. De ce fait, l'anomalie chaude dans l'est du bassin, caractéristique d'El Niño, s'écarte peu de la situation « normale » du champ de SST, d'où un impact réduit sur les précipitations. Les tendances à long terme sur le 21ème siècle, des SST appliquées en surface du modèle à 50 km ARPEGE-Climat, supportent cette hypothèse.

5.2 Perspectives

5.2.1 Dans un futur proche

La méthodologie employée au cours de cette thèse est loin d'être aboutie et plusieurs améliorations peuvent être apportées pour étayer les résultats.

Concernant les changements futurs de précipitations prévus par les scénarios, il convient de les critiquer par une approche multi-modèle. Par exemple, en utilisant les SST provenant d'autres modèles couplés du projet CMIP5.

La disponibilité prochaine des températures homogénéisées pourrait permettre d'intégrer ce paramètre dans l'étude du changement climatique à Tahiti. D'une part, on pourra réaliser la détection du changement climatique, avec l'outil TOD, sur ces nouvelles données. D'autre part, suivant la méthodologie employée pour les précipitations, on pourra établir le lien entre températures observées et modélisées. Ce dernier permettra d'extrapoler l'évolution des températures au cours du 21ème siècle suivant les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

On a vu que le signal robuste de précipitations du modèle régional est mal positionné en mer au sud-est de Tahiti. Ce biais peut être corrigé en utilisant un modèle de méso-échelle (MesoNH) d'une résolution de 2 km. Ce type de modèle est non hydrostatique et sa résolution permet de résoudre explicitement la convection. La combinaison de toutes ces caractéristiques permettra de repositionner les pluies orographiques du modèle sur le relief, qui sera également beaucoup plus précis qu'à 12 km. Toutefois, le coût en temps de calcul est évidemment beaucoup plus élevé. Les études climatiques sur tout le 21ème siècle sont actuellement hors d'atteinte à méso-échelle. Il faudra restreindre l'utilisation du modèle de méso-échelle à des cas spécifiques, extraits des scénarios de la simulation ALADIN sur Tahiti. On pourrait également étendre l'utilisation du modèle non hydrostatique à d'autres îles hautes telles que Moorea, Raiatea, Huahine qui sont comprises dans le domaine ALADIN centré sur Tahiti.

On pourrait envisager, dans la continuité du passage à méso-échelle de traiter le cas des atolls de l'archipel des Tuamotu. Ces îles basses, constituées d'une barrière corallienne entourant un lagon, pourraient être modélisées grâce au modèle de lac F Lake. Plusieurs aspects techniques seraient à prévoir, notamment les échanges entre le lagon et l'océan. La méthode consisterait à implanter un modèle de lac dans le modèle de méso-échelle, qui serait lui-même forcé par les SST d'un modèle couplé global. Evidemment, les contraintes en temps de calculs limitent la durée des simulations, il faudra se restreindre à quelques cas spécifiques. Les lagons des atolls des Tuamotu renferment une biodiversité marine très riche et abritent le secteur de la perliculture. Si elle est trop élevée, la température des lagons peut provoquer le blanchiment des coraux et mettre à mal la productivité des fermes perlières. L'impact du réchauffement climatique au 21ème siècle sur la température des lagons constitue donc un enjeu important.

5.2.2 A plus long terme

La Polynésie française ne se limite pas à l'île de Tahiti. Évaluer les effets de changement climatique en Polynésie française nécessite donc d'avoir des données fiables pour les autres

archipels. A ce jour, les séries de données prélevées dans les archipels ne sont pas exploitables en l'état en raison des discontinuités temporelle et spatiale. Les contraintes imposées par les techniques d'homogénéisation ne permettent pas, à l'heure qu'il est, de traiter ces données dans l'état. En l'absence de nouvelles techniques d'homogénéisation, les données provenant des archipels ne pourront pas être utilisées pour des études climatiques fiables.

La zone de convergence du Pacifique sud (SPCZ) est un élément assez mal représenté par les modèles climatiques (Brown et al, 2012). Elle intéresse pourtant de nombreux états insulaires du Pacifique, dont la Polynésie française. Sa mauvaise représentation est attribuée en grande partie aux biais de SST qui résultent des rétroactions couplées océan-atmosphère (Lin, 2007). Cependant des améliorations peuvent également être obtenues en ajustant le schéma de convection profonde (Oueslati and Bellon, 2013). Une meilleure représentation de la SPCZ, attendue dans le prochain exercice CMIP, impliquera peut-être des résultats plus réalistes concernant les pluies de Tahiti, et, d'une manière générale, dans le Pacifique sud.

Bibliographie

Allan RJ (2006) ENSO and related teleconnections. In : Bridgman H & Oliver JE (ed) The Global Climate System : Patterns, Processes and Teleconnections. Cambridge Univ. Press, New York, pp. 38-58

Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro R, Xie P-P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, others (2003) The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). Journal of Hydrometeorology 4:1147–1167

Ashfaq M, Bowling LC, Cherkauer K, Pal JS, Diffenbaugh NS (2010) Influence of climate model biases and daily-scale temperature and precipitation events on hydrological impacts assessment: A case study of the United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 115

Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 112(C11)

Baigorria GA, Jones JW, Shin D-W, Mishra A, O Brien JJ (2007) Assessing uncertainties in crop model simulations using daily bias-corrected Regional Circulation Model outputs. Climate Research 34:211

Barry RG, Chorley RJ (2009) Atmosphere, weather and climate. Routledge

Battisti DS, Hirst AC (1989) Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. Journal of the Atmospheric Sciences 46:1687–1712

Becker M, Meyssignac B, Letetrel C, Llovel W, Cazenave A, Delcroix T (2012) Sea level variations at tropical Pacific islands since 1950. Global and Planetary Change 80:85–98

Belamari S, Pirani A (2007) Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the ORCA2-LIM global ocean-ice model. Marine environment and security for the European area Integrated Project (MERSEA IP)

Beucher F (2010) Météorologie tropicale: des alizés au cyclone tropical. Météo France. ISBN 978-2-11-099391-5

Birner T (2010) Recent widening of the tropical belt from global tropopause statistics: Sensitivities. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 115

Bjerknes J (1960) Ocean temperatures and atmospheric circulation. WMO Bull 9:151–157
Bjerknes J (1966) A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. Tellus 18:820–829
Bjerknes J (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific 1. Monthly Weather Review 97:163–172
Bougeault P (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. Monthly Weather Review 113:2108–2121
Brown JR, Moise AF, Colman RA (2013) The South Pacific Convergence Zone in CMIP5 simulations of historical and future climate. Climate dynamics 41:2179–2197
Brown JR, Power SB, Delage FP, Colman RA, Moise AF, Murphy BF (2011) Evaluation of the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 climate model simulations of the twentieth century. Journal of Climate 24:1565–1582
Bubnová R, Hello G, Bénard P, Geleyn J-F (1995) Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. Monthly Weather Review 123:515–535
Cai W, Lengaigne M, Borlace S, Collins M, Cowan T, McPhaden MJ, Timmermann A, Power S, Brown J, Menkes C, others (2012) More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. Nature 488:365–369
Callaghan J, Power SB (2011) Variability and decline in the number of severe tropical cyclones making land-fall over eastern Australia since the late nineteenth century. Climate dynamics 37:647–662
Caussinus H, Mestre O (2004) Detection and correction of artificial shifts in climate series. Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics) 53:405–425
Christensen JH, Boberg F, Christensen OB, Lucas-Picher P (2008) On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. Geophysical Research Letters 35(20)
Comiso JC, Parkinson CL, Gersten R, Stock L (2008) Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. Geophysical Research Letters 35(1)
Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. Journal of Climate 19:4605–4630
Davidson NE, Hendon HH (1989) Downstream development in the Southern Hemisphere monsoon during FGGE/WMONEX. Monthly weather review 117:1458–1470

Davies H (1976) A laterul boundary formulation for multi-level prediction models. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 102:405–418
Déqué M (2007) Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. Global and Planetary Change 57:16–26
Déqué M, Dreveton C, Braun A, Cariolle D (1994) The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. Climate Dynamics 10:249–266
Fauchereau N, Trzaska S, Rouault M, Richard Y (2003) Rainfall variability and changes in southern Africa during the 20th century in the global warming context. Natural Hazards 29:139–154
Folland CK, Renwick JA, Salinger MJ, Mullan AB (2002) Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone. Geophysical Research Letters 29:21–1
Folland CK, Salinger MJ, Jiang N, Rayner NA (2003) Trends and variations in South Pacific island and ocean surface temperatures. Journal of Climate 16:2859–2874
Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. International Journal of Climatology 27:1547–1578
Ghosh S, Mujumdar PP (2009) Climate change impact assessment: Uncertainty modeling with imprecise probability. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 114
Gill A (1980) Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 106:447–462
Gouriou Y, Toole J (1993) Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 98:22495–22520
Griffiths GM, Salinger MJ, Leleu I (2003) Trends in extreme daily rainfall across the South Pacific and relationship to the South Pacific Convergence Zone. International Journal of Climatology 23:847–869
Gudmundsson L, Bremnes JB, Haugen JE, Engen-Skaugen T (2012) Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations–a comparison of methods. Hydrology and Earth System Sciences 16:3383–3390
Hasselmann K (1993) Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change. Journal of Climate 6:1957–1971

Hay LE, Clark MP (2003) Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. Journal of Hydrology 282:56–75
Hewitson BC, Crane RG (1996) Climate downscaling : techniques and application. Climate Research 7:85-95
Holton JR, Dmowska R, Philander SG (1989) El Niño, La Niña, and the southern oscillation. Academic press
Horányi A, Ihász I, Radnóti G (1996) ARPEGE/ALADIN: A numerical weather prediction model for Central-Europe with the participation of the Hungarian Meteorological Service. Idojárás 100:277–301
Hu Y, Fu Q (2007) Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. Atmospheric Chemistry and Physics 7:5229–5236

Hurrell JW, Vincent DG (1990) Relationship between tropical heating and subtropical westerly maxima in the Southern Hemisphere during SOP-1, FGGE. Journal of Climate 3:751–768
Hurrell JW, Vincent DG (1992) A GCM Case Study On the Maintenance of Short-Term Subtropical Wind Maxima In the Summer Hemisphere During SOP-1, FGGE. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 118:51–70
Jovanovic B, Braganza K, Collins D, Jones D (2012) Climate variations and change evident in high-quality climate data for Australia's Antarctic and remote island weather stations. Australian Meteorological and Oceanographic Journal 62:547-261
Jin F-F (1997a) An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. Journal of the Atmospheric Sciences 54:811–829
Jin F-F (1997b) An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. Journal of the Atmospheric Sciences 54:830–847
Johnson GC, Sloyan BM, Kessler WS, McTaggart KE (2002) Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. Progress in Oceanography 52:31–61
Kiladis GN, Storch H Von, Loon H (1989) Origin of the South Pacific convergence zone. Journal of Climate 2:1185–1195
Kiladis GN, Weickmann KM (1992) Circulation anomalies associated with tropical

convection during northern winter. Monthly weather review 120:1900–1923
Lander MA (1994) An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO. Monthly Weather Review 122:636–651
Lau K-M, Lim H (1984) On the dynamics of equatorial forcing of climate teleconnections. Journal of the atmospheric sciences 41:161–176
Lau KM, Weng H (2001) Coherent modes of global SST and summer rainfall over China: An assessment of the regional impacts of the 1997-98 El Nino. Journal of Climate 14:1294–1308
Lau N-C, Nath MJ (2000) Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments. Journal of Climate 13:4287–4309
Laurent V, Maamaatuaiahutapu K, Maiau J, Varney P (2004) Atlas Climatologique de la Polynésie Française. Météo France – Direction Inter-régionale de Polynésie Française – ISBN:2-9522946-0-7
Leander R, Buishand TA (2007) Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. Journal of Hydrology 332:487–496
Lenderink G, Buishand A, Deursen W van (2007) Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. Hydrology and Earth System Sciences 11:1145–1159
Lim Y-K, Kim K-Y (2007) ENSO impact on the space-time evolution of the regional Asian summer monsoons. Journal of climate 20:2397–2415
Lin J-L (2007) The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-atmosphere feedback analysis. Journal of Climate 20:4497–4525
Lintner BR, Neelin JD (2008) Eastern margin variability of the South Pacific convergence zone. Geophysical Research Letters 35(16)
Louis J-F (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Boundary-Layer Meteorology 17:187–202
Lu J, Vecchi GA, Reichler T (2007) Expansion of the Hadley cell under global warming. Geophysical Research Letters 34(6)
Lucas C, Timbal B, Nguyen H (2014) The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 5:89–112
Ma J, Xie S-P (2013) Regional Patterns of Sea Surface Temperature Change: A Source of

Uncertainty in Future Projections of Precipitation and Atmospheric Circulation*. Journal of Climate 26:2482–2501
Madec G (2008) NEMO ocean engine. Note du pôle de modélisation 27, Institut Pierre-Simon Laplace, France.
Mantua NJ, Battisti DS (1994) Evidence for the delayed oscillator mechanism for ENSO: The "observed" oceanic Kelvin mode in the far western Pacific. Journal of physical oceanography 24:691–699
Mantua NJ, Hare SR, Zhang Y, Wallace JM, Francis RC (1997) A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bulletin of the american Meteorological Society 78:1069–1079
Matthews AJ (2012) A multiscale framework for the origin and variability of the South Pacific Convergence Zone. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 138:1165–1178
McGree S, Whan K, Jones D, Alexander LV, Imielska A, Diamond H, Ene E, Finaulahi S, Inape K, Jacklick L, others (2013) An updated assessment of trends and variability in total and extreme rainfall in the western Pacific. International Journal of Climatology
Meehl GA (1987) The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. Monthly Weather Review 115:27–50
Meehl GA, Stocker TF, Collins WD, Friedlingstein P, Gaye AT, Gregory JM, Kitoh A, Knutti R, Murphy JM, Noda A, others (2007) Global climate projections. Climate change 3495:747–845
Meinen CS, McPhaden MJ (2000) Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. Journal of Climate 13:3551–3559
Meyssignac B, Cazenave A (2012) Sea level: a review of present-day and recent-past changes and variability. Journal of Geodynamics 58:96–109
Milly PCD, Julio B, Malin F, Robert M, Zbigniew W, Dennis P, Ronald J (2007) Stationarity is dead. Ground Water News & Views 4:6–8
Morcrette J-J (1990) Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical. Properties in the ECMWF model. Monthly Weather Review 118:847–873
Morlière A, Rebert J-P (1986) Rainfall shortage and El Niño-Southern Oscillation in New Caledonia, Southwestern Pacific. Monthly weather review 114:1131–1137

Murphy BF, Timbal B (2008) A review of recent climate variability and climate change in southeastern Australia. International journal of Climatology 28:859–879

Neelin JD (1990) A hybrid coupled general circulation model for El Nino studies. Journal of the Atmospheric Sciences 47:674–693

Nguyen H, Evans A, Lucas C, Smith I, Timbal B (2013) The Hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability, and change. Journal of Climate 26:3357–3376

Power S, Delage F, Chung C, Kociuba G, Keay K (2013) Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. Nature 502:541–545

Noilhan J, Mahfouf J-F (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme. Global and Planetary Change 13:145–159

Noilhan J, Planton S (1989) A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Monthly Weather Review 117:536–549

Oki T, Sud YC (1998) Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)-A global river channel network. Earth interactions 2:1–37

Oueslati B, Bellon G (2013) Convective entrainment and large-scale organization of tropical precipitation: sensitivity of the CNRM-CM5 hierarchy of models. Journal of Climate 26:2931–2946

Parker D, Folland C, Scaife A, Knight J, Colman A, Baines P, Dong B (2007) Decadal to multidecadal variability and the climate change background. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 112

Philander SGH, Pacanowski RC, Lau N-C, Nath MJ (1992) Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high-resolution, tropical Pacific Ocean GCM. Journal of Climate 5:308–329

Piani C, Haerter JO, Coppola E (2010) Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. Theoretical and Applied Climatology 99:187–192

Picaut J, Masia F, Penhoat Y Du (1997) An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. Science 277:663–666

Pontaud M, Thual O (1998) Coupled processes for equatorial Pacific interannual variability. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 124:527–555

Power S, Casey T, Folland C, Colman A, Mehta V (1999) Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. Climate Dynamics 15:319–324

Power SB, Kociuba G (2011a) The impact of global warming on the Southern Oscillation

Index. Climate dynamics 37:1745–1754
Power SB, Kociuba G (2011b) What caused the observed twentieth-century weakening of the Walker circulation? Journal of Climate 24:6501–6514
Rasmusson EM, Carpenter TH (1982) Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. Monthly Weather Review 110:354–384
Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 108
Revell CG, Goulter SW (1986) South Pacific tropical cyclones and the Southern Oscillation. Monthly Weather Review 114:1138–1145
Ribes A, Azaïs J-M, Planton S (2010) A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. Climate dynamics 35:391–406
Ricard JL, Royer JF (1993) A statistical cloud scheme for use in an AGCM. In: Annales Geophysicae.p 1095–1115
Salas Mélia D (2002) A global coupled sea ice–ocean model. Ocean Modelling 4:137–172
Salinger MJ, McGree S, Beucher F, Power SB, Delage F (2014) A new index for variations in the position of the South Pacific convergence zone 1910/11–2011/2012. Climate Dynamics:1–12
Salinger MJ, Renwick JA, Mullan AB (2001a) Interdecadal Pacific oscillation and south Pacific climate. International Journal of Climatology 21:1705–1721
Smith RNB (1990) A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 116:435–460
Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (2007) IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. SD Solomon (Ed)
Stevenson SL (2012) Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5. Geophysical Research Letters 39(17)
Stocker TF, Dahe Q, Plattner G-K (2013) Climate Change 2013: The Physical Science

Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Summary for Policymakers (IPCC, 2013)
Suarez MJ, Schopf PS (1988) A delayed action oscillator for ENSO. Journal of the atmospheric Sciences 45:3283–3287
Szoeke SP De, Xie S-P (2008) The Tropical Eastern Pacific Seasonal Cycle: Assessment of Errors and Mechanisms in IPCC AR4 Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Models*. Journal of Climate 21:2573–2590
Takahashi K, Battisti DS (2007) Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part II: The SPCZ and the southeast Pacific dry zone. Journal of Climate 20:5696–5706
Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2009) A Summary of the CMIP5 Experiment Design, ht tp. cmip llnl gov/cmip5/docs/Taylor CMIP5 design pdf (last access: 26 July 2010)
Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. Bulletin of the American Meteorological Society 93:485–498
Teutschbein C, Seibert J (2010) Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: a review of recent modeling strategies. Geography Compass 4:834–860
Teutschbein C, Seibert J (2012) Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. Journal of Hydrology 456:12–29
Timbal B, Jones DA (2008) Future projections of winter rainfall in southeast Australia using a statistical downscaling technique. Climatic Change 86:165–187
Tourre YM, Rajagopalan B, Kushnir Y, Barlow M, White WB (2001) Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific Basin during the 20th century. Geophysical Research Letters 28:2069–2072
Trenberth KE (1976) Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 102:639–653
Valcke S (2013) The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software. Geoscientific Model Development 6:373–388
Vecchi GA, Soden BJ (2007) Global warming and the weakening of the tropical circulation. Journal of Climate 20:4316–4340
Venema VK, Mestre O, Aguilar E, Auer I, Guijarro JA, Domonkos P, Vertacnik G, Szentimrey T, Stepanek P, Zahradnicek P, others (2012) Benchmarking homogenization

algorithms for monthly data. Climate of the Past 8:89–115
Verdon DC, Wyatt AM, Kiem AS, Franks SW (2004) Multidecadal variability of rainfall and streamflow: Eastern Australia. Water Resources Research 40(10)
Vincent DG (1982) Circulation features over the South Pacific during 10-18 January 1979. Monthly Weather Review 110:981–993
Vincent DG (1994) The South Pacific convergence zone (SPCZ): A review. Monthly Weather Review 122:1949–1970
Vincent EM, Lengaigne M, Menkes CE, Jourdain NC, Marchesiello P, Madec G (2011) Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. Climate dynamics 36:1881–1896
Voldoire A, Sanchez-Gomez E, Mélia DS y, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M, others (2013) The CNRM-CM5. 1 global climate model: description and basic evaluation. Climate Dynamics 40:2091–2121
Vuuren DP Van, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A, Hibbard K, Hurtt GC, Kram T, Krey V, Lamarque J-F, others (2011) The representative concentration pathways: an overview. Climatic Change 109:5–31
Walker G (1928) World weather. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 54:79–87
Wang C, Weisberg RH (2000) The 1997-98 El Niño evolution relative to previous El Niño events. Journal of Climate 13:488–501
Webster PJ, Magana VO, Palmer TN, Shukla J, Tomas RA, Yanai M u, Yasunari T (1998) Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 103:14451–14510
Weisberg RH, Wang C (1997) A Western Pacific Oscillator Paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. Geophysical research letters 24:779–782
Widlansky MJ, Webster PJ, Hoyos CD (2011) On the location and orientation of the South Pacific Convergence Zone. Climate dynamics 36:561–578
Wilby RL, Charles SP, Zorita E, Timbal B, Whetton P, Mearns LO (2004) Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), prepared on behalf of Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis (TGICA).
Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP (2004) Hydrologic implications of

dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. Climatic change 62:189–216
Wood AW, Maurer EP, Kumar A, Lettenmaier DP (2002) Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 107:ACL–6
Wu R, Kirtman BP (2004) Understanding the impacts of the Indian Ocean on ENSO variability in a coupled GCM. Journal of climate 17:4019–4031
Wyrtki K (1975) El Niño-The dynamic response of the equatorial Pacific oceanto atmospheric forcing. Journal of Physical Oceanography 5:572–584
Wyrtki K (1979) El Niño. La Recherche, 10, N°106:1212-1220
Wyrtki K (1989) Some thoughts about the west Pacific warm pool. In: Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE.p 99–109
Xavier PK, Marzin C, Goswami BN (2007) An objective definition of the Indian summer monsoon season and a new perspective on the ENSO–monsoon relationship. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 133:749–764
Yeh S-W, Ham Y-G, Lee J-Y (2012) Changes in the Tropical Pacific SST Trend from CMIP3 to CMIP5 and Its Implication of ENSO*. Journal of Climate 25:7764–7771