Variations climatiques interannuelles à interdécennales dans le Pacifique Tropical telles qu'enregistrées par les traceurs géochimiques contenus dans les coraux massifs

Timothée Ourbak

▶ **To cite this version:**

Timothée Ourbak. Variations climatiques interannuelles à interdécennales dans le Pacifique Tropical telles qu'enregistrées par les traceurs géochimiques contenus dans les coraux massifs. Milieux et Changements globaux. Université de Bordeaux 1, 2006. Français. NNT : 3193 . tel-01172163

HAL Id: tel-01172163
https://ird.hal.science/tel-01172163

Submitted on 7 Jul 2015

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.

N° d'ordre : 3193

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

Ecole Doctorale Sciences du Vivant,
Géosciences, Sciences de l'Environnement

Par M[r] Timothée OURBAK

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : Océanographie/Paléocéanographie

Variations climatiques interannuelles à interdécennales dans le Pacifique Tropical telles qu'enregistrées par les traceurs géochimiques contenus dans les coraux massifs.

Soutenue le 10 Juillet 2006

Après avis de :

Mme. **Catherine Jeandel**, Directeur de Recherche CNRS, Université Toulouse.
M. **Gilles Reverdin**, Directeur de Recherche CNRS, Université Paris

Devant la commission d'examen formée de :

M. **Guy Cabioch,** Directeur de Recherche IRD	invité
M. **Thierry Corrège,** Directeur de Recherche IRD	Co-directeur de thèse
Mme. **Mary Elliot**, Lecturer, University of Edinburgh	Examinateur
Mme. **Catherine Jeandel**, Directeur de Recherche CNRS, Université Toulouse	Rapporteur
Mme. **Anne Juillet-Leclerc**, Directeur de Recherche CNRS, LSCE	Examinateur
M. **Bruno Malaizé**, Maître de Conférence, Université Bordeaux 1	Co-directeur de thèse
M. **Jean Pierre Peypouquet**, Professeur EPHE, Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. **Gilles Reverdin**, Directeur de Recherche CNRS, Université Paris	Rapporteur

Travaux effectués en collaboration avec
L'INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT (IRD)
L'ECOLE PRATIQUE DES HAUTES ETUDES (EPHE)

- 2006 -

Remerciements

La fin d'une très belle aventure et quelques lignes qui sont l'occasion de dire un grand Merci à pas mal de monde…

Je voudrais tout d'abord remercier Thierry Corrège, Bruno Malaizé et Jean-Pierre Peypouquet qui ont été depuis le Master les piliers des mes recherches. Qu'ils trouvent dans ces lignes mes sincères remerciements. Leur soutien, leurs encouragements et la chance qu'ils ont bien voulu me laisser à des moments où faire des choix peut s'avérer particulièrement difficile resteront gravés dans ma tête chercheuse. Merci donc pour votre patience face à mon impatience et pour les longues heures de travail durant toute cette aventure.

Thierry, les langoustes de Clipperton se souviennent encore de nos chasses. Bruno, les nombreuses évasions verbales vers les montagnes et les glaces d'ici ou d'ailleurs m'ont accompagné pendant ces dernières années… Jean-Pierre, un grand merci d'avoir bien voulu prendre la responsabilité de diriger cette thèse, et aussi de m'avoir permis dés le DEA de faire des coraux une passion qui dure… Je garde notamment des souvenirs impérissables des soirées sur le Marion Dufresne, en Méditerranée, dans l'Atlantique ou encore en Antarctique.

Je tiens également à remercier tout particulièrement les nombreux membres du jury.

En premier lieu Anne Juillet Leclerc, Madame corail, qui m'a fait l'honneur de présider le jury. Nos échanges de points de vue tout au long de ces 4 années de thèse ont été pour moi une source de remise en question permanente.

Mme Catherine Jeandel et Monsieur Gilles Reverdin ont accepté d'être rapporteurs de ce travail. Je les remercie grandement pour le temps et l'investissement fourni. Ils ont énormément contribué par leurs commentaires et remarques au manuscrit tel que vous l'avez sous les yeux.

Mary Elliot m'a fait le plaisir de venir d'Edinburgh afin d'assister à cette soutenance. Là encore, qu'elle en soit remerciée, notamment pour ses analyses critiques.

Guy Cabioch m'a permis de travailler dans d'excellentes conditions au centre IRD de Nouméa. Il manquait une vision "sédimentologique" à mes recherches et de nombreuses remarques de sa part ont permis l'amélioration de nombreux points.

Je tiens également à remercier beaucoup de personnes qui ont permis l'aboutissement d'heures de manips et de réflexion. Que Florence Le Cornec, Karine Charlier, Isabelle Billy, Marta Garcia, Léocadie Jamet et Sandrine Caquineau croient en mes remerciements sincères.

Merci également à Jean Louis Turon, Xavier Crosta, Luc Ortlieb, Francis Grousset, Jacques Giraudeau, John Butscher, Boris Dewitte, Jacques Massia, Alexandre Ganachaud...

Cette thèse s'est effectuée au sein de différents laboratoires, notamment l'UMR 5805 EPOC de l'Université de Bordeaux 1 mais également l'équipe UR 055 Paleotropique de l'IRD, aux centres de Nouméa et de Bondy et je tiens à remercier les différentes personnes avec qui j'ai pu avoir des échanges tout au long de ses années. Egalement les équipes enseignantes de l'UFR Sciences de la Terre et de la Mer pour leurs aides/conseils durant les années de monitorat et d'ATER.

Un clin d'œil particulier aux hordes de thésards (« Guess this collectivity of animals ») qui font la vie des labos, à Nouméa, à Bondy et à Bordeaux où j'ai passé le plus clair de mon temps. Merci donc, pour votre soutien, vos encouragements ou même votre présence, les cafés, les bières, les séances de squash et de course, le surf, les teufs et les voyages à, dans le désordre, Fred, Stéphane, Franck, Matthieu, Vincent et Vincent, Elsa, Manue, Jonathan, Marc-Vincent, Bobo, Julie et la next generation, ainsi que Benoît, Marion, Gugga…

Il en reste plein d'autres…

Voila, ces dernières lignes sont également pour que soient remerciés mes parents voyageurs sans qui les coraux et cet amour de l'océan ne seraient pas dans ma vie à l'heure actuelle. Marion a partagé 4 années avec un thésard, j'imagine que c'est sympa au début et très très pénible sur la fin…Keep on moving sœurette…

Enfin, Mélo, on part maintenant ensemble de l'autre côté de l'Atlantique pour continuer à construire de belles choses tous les deux. Merci de ton soutien sans faille.

MERCI

Une petite parenthèse pour citer Paul Emile Victor:

Don't say : "This is the truth"

Say: "Here are the things as I think I see the things I think I see"

Paul Emile Victor, Dialogue à une voix

Table des Matières

REMERCIEMENTS **3**

TABLE DES MATIERES **5**

TABLE DES FIGURES **9**

PREAMBULE, NOTE A L'INTENTION DES LECTEURS **13**

INTRODUCTION **15**

CHAPITRE 1 . PROBLEMATIQUE GENERALE DE L'ETUDE **20**

1.1. La climatologie et la paléoclimatologie **20**
1.1.a. Climat, bilan radiatif et effet de serre 20
1.1.b. A l'échelle des temps géologiques 21
1.1.c. A l'échelle humaine 22

1.2. Contexte climatique du Pacifique **25**
1.2.a. Climatologie générale dans l'océan Pacifique 25
i. Conditions atmosphériques moyennes 25
ii. Conditions océaniques moyennes 28
iii. Situation moyenne aux basses latitudes 29
1.2.b. Variations interannuelles : le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) 30
i. El Niño 31
ii. La Niña 34
iii. Répercussions mondiales 34
iv. Théories oscillatoires expliquant ENSO 35
1.2.c. Variations interdécennales de type PDO (Pacific Decadal Oscillation) 38
i. Origine extratropicale et téléconnections atmosphériques 40
ii. Origine intertropicale 41
iii. Interactions entre basses latitudes (tropiques) et extra tropiques 42
1.2.d. Autres phénomènes climatiques 42

1.3. Zones d'Etudes **44**
1.3.a. Présentation de la Nouvelle-Calédonie 46
i. La Nouvelle-Calédonie : histoire, géographie et géologie 46
ii. Présentation des sites d'étude néo calédoniens 47
Le site de Uitoé 49
Le site de l'île des Pins 49
iii. Synthèse 50
1.3.b. Présentation de l'île de Wallis 53
i. L'île de Wallis : histoire, géographie et géologie 53
ii. Climatologie 54
1.3.c. Deux zones contrastées 57

1.4. Synthèse du Chapitre 1 ..... **59**

CHAPITRE 2 . ETAT DE L'ART, MATERIEL ET METHODES 62

2.1. Les coraux : triple identité..... 62

2.2. Matériel corallien étudié..... 65
2.2.a. Description 65
i. Carotte de Uitoé..... 65
ii. Carottes de l'île des Pins 66
iii. Carottes de Wallis 66
2.2.b. Présentation du micro échantillonnage et choix de la résolution d'échantillonnage 67
i. Présentation du micro échantillonnage 67
ii. Choix de la résolution d'échantillonnage 69
Choix de la série de température..... 69
Description des données 69
Méthode de filtrage..... 70
iii. Application aux analyses géochimiques..... 74
2.2.c. Obtention d'une chronologie relative 76
i. Comptage des bandes de croissance..... 77
ii. SCOPIX..... 79
iii. Technique de datation radiométrique : l'U/Th 80
iv. Chronologie isotopique corallienne..... 80

2.3. Analyses géochimiques..... 81
2.3.a. Mesures élémentaires 81
i. Les éléments traces sur les carottes de Nouvelle-Calédonie 81
ii. Les éléments traces sur les carottes de l'île de Wallis..... 82
iii. Procédures analytiques et qualité des données..... 82
2.3.b. Les Isotopes Stables 84
i. Procédure analytique et qualité des données 85
2.3.c. Choix des éléments mesurés dans chaque carotte..... 85

2.4. Quels renseignements deduit on des analyses géochimiques des coraux ?..... 86
2.4.a. SST (Sea Surface Temperature) 86
i. Le paléothemomètre $\delta^{18}O$..... 86
Le cycle marin des isotopes de l'Oxygène..... 87
Incorporation des isotopes lors de la squelettogenèse corallienne..... 88
ii. Les éléments trace 90
iii. Limites d'interprétation des méthodes de reconstruction des SST, notamment via le rapport Sr/Ca..... 92
2.4.b. SSS (Sea Surface Salinity) 93
i. ENSO et la salinité 94
ii. La quête des paléosalinités en paléoclimatologie..... 95
iii. Limites d'interprétation des reconstructions des SSS 99
2.4.c. D'autres traceurs, d'autres applications..... 100
i. Le rapport Ba/Ca 100
ii. Les Isotopes du Carbone 100
iii. Autres traceurs 101
iv. Informations « non géochimiques » 102

2.5. Limites des méthodes :..... 103
i. Contrôle biologique de la calcification..... 103
ii. Diagenèse 103
iii. Hiatus d'enregistrement, maladies coralliennes..... 107

2.6. Synthèse du Chapitre 2..... 109

CHAPITRE 3 . CALIBRATION DES TRACEURS GEOCHIMIQUES 112

3.1. Calibration très haute résolution : relation entre proxies géochimiques et paramètres environnementaux 112
3.1.a. Présentation et synthèse de l'article 112
3.1.b. Article "A high resolution investigation of temperature, salinity and upwelling activity proxies in corals" publié le 29 Mars 2006 dans *Geochemistry, Geosphysics, Geosystems* 114

3.2. Calibrations haute résolution à Wallis et l'Île des Pins et leurs applications sur le dernier siècle..... 128
3.2.a. Présentation et synthèse de l'article 128
3.2.b. Article "ENSO and interdecadal variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific. Publié le 9 Janvier 2006 dans *Advances in Geosciences* 129

3.3. Synthèse du Chapitre 3 135

CHAPITRE 4 . CINQ SIECLES D'ENREGISTREMENTS CLIMATIQUES A L'ILE DES PINS, NOUVELLE-CALEDONIE. 138

4.1. Cinq siécles de reconstitutions des températures et des salinités de surface de l'océan à l'Île des Pins, Nouvelle-Calédonie 138
4.1.a. Présentation et synthèse de l'article 138
4.1.b. Article "Five centuries of interannual to multidecadal sea surface parameters reconstruction from southwest Pacific coral" soumis à *Paleoceanography* 140

4.2. Le signal des Isotopes du Carbone, lien avec les variations de l'intensité solaire via les processus métaboliques internes au corail 174
4.2.a. Présentation et synthèse de l'article 174
4.2.b. Article "Potential imprint of Spörer and Maunder minima on coral skeleton carbon isotopes" à soumettre à *Geophysical Research Letters* 175

4.3. Synthèse du Chapitre 4 185

CHAPITRE 5 . RECONSTITUTIONS PALEOCLIMATIQUES A WALLIS 188

5.1. Trois siécles de croissance corallienne : étude multitraceurs à Wallis, cœur de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (SPCZ) 188
5.1.a. Présentation et synthèse de l'article 188
5.1.b. Article "A new coral archive in the South Pacific Convergence Zone reveals climate changes over the last centuries" en préparation pour la revue *Coral Reef.* 191

5.2. Synthèse du chapitre 5 222

CHAPITRE 6 . SYNTHESE DES DONNEES PALEOCLIMATIQUES 224

6.1. Préambule 224

6.2. Choix et présentation de la base de données 224

6.3. Series coralliennes 225
6.3.a. Comparaison entre les deux sites d'étude Wallis et l'Ile des Pins 225
6.3.b. Les différentes carottes coralliennes dans le Pacifique Sud 229
i. Description des séries 230
ii. Traitement mathématique et procédé d'homogénéisation des données 233
iii. Les tendances générales et les phénomènes basses fréquences 235

6.4. Exemples de résultats obtenus à partir de séries autres que coralliennes 238
6.4.a. Séries issues des cernes de croissance d'arbres 238
6.4.b. Séries issues des carottes de glace 239
6.4.c. Bilan préliminaire 240
6.4.d. Autres types de données 242

6.5. Séries issues de reconstitutions grâce aux modèles 243

6.6. Conclusions du Chapitre 6 246

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 247

ANNEXE 1: LE FILTRE HANNING 270

ANNEXE 2 : RAPPORT DE MISSION CLIPPERTON 271

ANNEXE 3 : LOGICIEL WINDENDRO 277

ANNEXE 4 : MEB 278

Table des Figures

Figure 1.1 Reconstitution de l'évolution de la température de la surface de la Terre à l'échelle des temps géologiques (Nesme-Ribes and Thuiller 2000). 21
Figure 1.2 Différentes fréquences des cycles climatiques montrant l'hétérogénéité des échelles de temps qui régissent les variations climatiques (Nesme-Ribes and Thuiller 2000). 24
Figure 1.3 Vue schématique des principales zones de convergence dans le Pacifique: l'ITCZ et la SPCZ, ainsi que des zones de hautes (H) et de basses (L) pressions. Les flèches symbolisent les principaux vents de surface, notamment les alizés (d'après Trenberth, 1991). 26
Figure 1.4 Représentation schématique de la climatologie moyenne dans le Pacifique Sud Ouest pendant l'été austral (Salinger 1995) 27
Figure 1.5 Représentation schématique de la climatologie moyenne dans le Pacifique Sud Ouest pendant l'hiver austral (Salinger 1995). 27
Figure 1.6 Carte des températures de surface du globe (moyennes annuelles, source NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998 http://www.cdc.noaa.gov/). Les principaux courants océaniques (C) dans le Pacifique tropical sont schématisés à l'extrême (McGregor and Nieuwolt 1998). Les limites de la West Pacific Warm Pool sont définies par l'isotherme 28°C du au phénomène de convection. La WPWP est composée des eaux supérieures à 28°C (en rouge). 28
Figure 1.7 Contexte climatique du Pacifique en conditions moyennes (Ruddiman 2001). Les gradients de couleurs désignent les gradients de températures, H (High), les Hautes pressions et L (Low), les Basses pressions. Les flèches représentent le sens des courants océaniques et atmosphériques (vents). 29
Figure 1.8 La circulation de Walker au dessus du bassin Pacifique. Source http://www.bom.gov.au 31
Figure 1.9 Contexte climatique du Pacifique en condition El Niño (Ruddiman 2001) 31
Figure 1.10 Carte des anomalies de température de surface de l'océan sur le bassin Est Pacifique avec le réchauffement caractéristique d'un événement el Niño. 32
Figure 1.11 Variation du SOI (Southern Oscillation Index) entre 1880 et 2005. Les Niños correspondent aux valeurs négatives et sont donc ici en rouge. (Source: http://www.cgd.vcar.edu/cas/catalog/climind) 33
Figure 1.12 Position des différentes boîtes permettant de caractériser des événements ENSO en terme d'anomalies de température de surface de l'océan. 33
Figure 1.13 Contexte climatique du Pacifique en conditions La Niña (source laboratoire ECOP IRD (Institut de Recherche pour le Développement, Nouméa)). 34
Figure 1.14 Répercussions mondiales du phénomène El Niño dues aux téléconnections (source ECOP IRD). 35
Figure 1.15 Modèle de l'oscillateur retardé (Cibot 2004). 36
Figure 1.16 Variations des SST (Sea Surface Temperature, boite Niño 3.4 indicateur d'ENSO, Figure 1.12) et la fluctuation décennale (filtrage des périodes supérieures à 7 ans Fedorov et al. (2000). 38
Figure 1.17 Phase chaude (à gauche) et phase froide (à droite) de la PDO et leur répercussion en terme de température (source JISAO). 39
Figure 1.18 Evolution mensuelle de l'index PDO depuis 1900 (source JISAO). 40
Figure 1.19 Représentation schématique du mode décennal faisant intervenir le Pacifique Sud comme zone clef (Luo and Yamagata 2001). 41
Figure 1.20 Carte du Pacifique Sud Ouest et détail des zones d'étude: l'île de Wallis et celle de la Nouvelle-Calédonie avec l'île des Pins (IP) à l'extrême Sud. Les étoiles représentent les lieux de prélèvement des carottes. 44
Figure 1.21 Division du Pacifique en quatre zones suivant les tendances des précipitations et des températures de l'air (Salinger 1995). 45
Figure 1.22 Comparaison entre les enregistrements des températures de l'air du phare Amédée (rose) et de Moué, à l'île des Pins (bleu). 48
Figure 1.23 Image satellite, à gauche, et cartographie de la Zone de Gadjii (Nord Est de l'Ile des Pins) zone de prélèvement de la carotte IP. 50

Figure 1.24 Carte proposant une synthèse géographique des différents sites de prélèvements de carottes coralliennes du Sud de l'île de la Nouvelle-Calédonie dont il est fait référence dans la suite du manuscrit. Les sites de Uitoé (étoile) et de l'île des Pins (carré plein) sont nos sites d'étude, le phare Amédée (carré) a été étudié par d'autres auteurs, Quinn et al (1998) ou Corrège et al (2001) par exemple. 51

Figure 1.25 Variations quotidiennes (bleu) et moyennes mensuelles (rouge) des températures de l'air enregistrées à la station Météo France de Hihifo. 54

Figure 1.26 Normales des températures et précipitations mensuelles à Hihifo (Wallis) calculées sur la période 1971-2000, d'après les données de Météo France Nouvelle-Calédonie. Extrait de Juncker (2005). 55

Figure 1.27 Courantologie à l'intérieur des trois bassins qui compartimentent le lagon de Wallis. Le lieu de prélèvement est symbolisé par un cercle rouge. Figure élaborée à partir des informations disponibles dans le rapport de Richard et al. (1982), modifiée, d'après Juncker (2005)..... 56

Figure 1.28 Moyennes mensuelles des températures au niveau des pentes externes de Wallis (enregistrées à 10 m de profondeur, sur trois sites respectivement à l'Est, à l'Ouest et au Nord Ouest de l'île, ainsi que dans le lagon). Ces moyennes de températures sont calculées sur la période 2002-2004. Sources : IRD Nouvelle-Calédonie et Service de l'Environnement de Wallis et Futuna. 56

Figure 1.29 Variations des SST enregistrées par les thermosalinographes de l'IRD sur l'île de Wallis et en Nouvelle-Calédonie (site de Uitoé)..... 58

Figure 1.30 Variations des SSS enregistrées par les thermosalinographes de l'IRD sur l'île de Wallis et en Nouvelle-Calédonie (site de Uitoé). NB les données de Wallis ne sont pas validées, il faut notamment être prudent quant à l'interprétation des deux fortes diminutions début 1999 et fin 2002 visibles sur l'enregistrement, où les SSS perdent parfois plus de 2 psu en quelques jours. 58

Figure 1.31 Structures spatiale et temporelle associées aux phases chaudes de la PDO et d'ENSO. Les gradients de couleur représentent les anomalies de SST ; les vecteurs représentent les tensions de vent et les contours représentent les pressions de surface (http://tao.atmos.washington.edu/pdo/graphics.html)..... 59

Figure 2.1 Photographie sous marine d'un des coraux massifs échantillonné pour cette étude en Nouvelle-Calédonie. Crédit photo : Timothée Ourbak 63

Figure 2.2 Structure du corail: association de l'animal (en rouge) et de l'ectoderme (en vert) qui est la partie contenant les végétaux pour former le minéral (en gris) (Veron 2000). 64

Figure 2.3 Répartition géographique des récifs coralliens de par le monde (source www.coris.noaa.gov). 65

Figure 2.4 : Extrait de la carte de l'île de Wallis et zone de prélèvement, en rouge (SHOM). 67

Figure 2.5 Appareil de micro échantillonnage. La plaque de corail vient au contact de la mèche selon les paramètres rentrés dans le programme (ordinateur au deuxième plan). 67

Figure 2.6 Radiographie des plaques de corail composant la carotte de l'île des Pins. On voit clairement les stries de croissance et les alternances de bandes de haute et de faible densité. Les lignes d'échantillonnage sont également visibles avec des marqueurs spatiaux (points plus profonds). Une alternance de bandes de croissance représente une année. La partie sommitale de la carotte est située en haut à gauche (la première tranche mesure 15,5 cm), la base en bas à droite..... 68

Figure 2.7 Variations au cours du temps des anomalies de températures de surface selon la série de Kaplan (Kaplan et al. 1998) centrée sur l'Ile des Pins..... 70

Figure 2.8 Comparaison des différents filtrages : en vert la série initiale, les triangles oranges représentent le signal moyenné à 2 mois ; en bleu la moyenne à 3 mois et en rouge la moyenne à 6 mois. 71

Figure 2.9 Filtrage faisant ressortir les variations interannuelles pour les données Kaplan moyennées en mensuelles (vert), trimestrielles (bleu) et bi annuelles (rouge). 72

Figure 2.10 Filtrage faisant ressortir les variations interdécennales pour les données Kaplan moyennées en mensuel, trimestriel et bi annuel. Les données aux extrémités représentent les données brutes et de ce fait présentent une variabilité accrue. 73

Figure 2.11 Figure extraite de Quinn et al (1996) comparant les résolutions d'échantillonnage issues des mesures des isotopes de l'oxygène (en ‰) du corail du phare Amédée. On retrouve des résolutions mensuelles (a), bi mensuelles (b), trimestrielles (c) et bi annuelles (d). 74

Figure 2.12 Comparaison entre les données basse résolution (bleu) et les données haute résolution (rose) 76

Figure 2.13 Radiographie d'une tranche de corail (IP5-1a). Deux stries de croissance (l'alternance d'une bande de faible et d'une de forte densité) représentent en moyenne 1 cm. 77
Figure 2.14 Radiographie de la plaque IP1/11 où l'on distingue difficilement les stries de croissance. 78
Figure 2.15 Radiographie d'une tranche de corail avec en surimpression la courbe d'intensité des pixels. On notera également que deux lignes continues d'échantillonnage sont visibles, une correspondant aux échantillons haute résolution, l'autre à ceux basse résolution. 79
Figure 2.16 Variations isotopiques de l'oxygène dans le cycle de l'eau. 88
Figure 2.17 Illustration des processus de fractionnement cinétiques et métaboliques des isotopes dans les coraux, d'après le modèle de McConnaughey et al (1986). Pavona Clavus est un corail avec des algues photosynthétiques, contrairement au Tubastrea sp. La covariation des deux isotopes est la relation cinétique classique pour des coraux hermatypiques, alors que l'écart des données pour Pavona (sur l'axe du carbone) représente le fractionnement métabolique du aux processus métaboliques (i.e. photosynthèse et respiration). 90
Figure 2.18 Exemples de différentes calibrations entre le Sr/Ca contenu dans le squelette des coraux massifs et la température de surface; la droite en orange correspond à de l'aragonite inorganique. 91
Figure 2.19 Carte de répartition des prélèvements d'eau (5 métres supérieurs de la colonne d'eau) qui constituent la base de données de la NASA, d'après les travaux de Schmidt et al (1999), carte extraite de LeGrande et al. (2006). On notera que notre zone d'étude est quasiment entièrement dépourvue de données. 98
Figure 2.20 Valeurs des salinités et de la composition isotopique de l'eau de mer (correspondant à des mesures effectuées lors de la campagne Alizé 2, données extraites de la thèse de E Laube-Lenfant). Ces données proviennent d'échantillons collectés en surface entre 160.55 W et 165 E et entre 2 S et 2.5 N. 99
Figure 2.21 Comparaison des rapports isotopiques ainsi que du taux de Sr/Ca dans un corail de Papouasie Nouvelle-Guinée, figure extraite de Quinn et Taylor (2006). 105
Figure 2.22 Diffractogramme de poudre issue de la plaque IP1/35. Les pics noirs correspondent à la mesure, les pics bleus sont les pics théoriques de l'aragonite et de la calcite en rouge. 106

Figure 5.1 Relation spatiale entre le δ^{18}Osw et les salinités de surface; ces données proviennent du GISS (Schmidt 1999; Bigg and Rohling 2000). L'ellipse signale les données des eaux intertropicales. Figure extraite de la thèse de Roche (Roche 2005). 189

Figure 6.1 Comparaisons des différents traceurs géochimiques mesurés dans les carottes à Wallis (en ligne continue noire) et à l'île des Pins (en gris discontinu). 226
Figure 6.2 Carte de localisation des différentes carottes présentées dans le Tableau 2. Les couleurs en arrière plan indiquent le champ moyen des températures de surface de l'océan (Levitus et al. 1994). 229
Figure 6.3 Comparaison de différents enregistrements coralliens à l'échelle du bassin Pacifique et ce sur les derniers siècles. Le rectangle montre la zone où approximativement tous les enregistrements montrent une tendance vers des SST plus chaudes et/ou des précipitations plus importantes. La flèche en 1883 indique l'éruption du Krakatau, qui semble avoir eu un impact sur la quasi-totalité des carottes. L'échelle des ordonnées est en anomalie de δ^{18}O. 234
Figure 6.4 Evolution temporelle des enregistrements issus de stries de croissance d'arbres et reconstitutions des signaux de type interannuel, indices Niño 3 et SOI (Southern Oscillation Index), et interdécennaux (PDO, Pacific Decadal Oscillation). Toutes ces données sont des moyennes annuelles. 239
Figure 6.5 Comparaison de quatre enregistrements provenant de carottes de glace. Les données (en anomalies) des carottes péruviennes du Huascaran (9°S, 77°W) (Thompson et al. 1995) et de Quelccaya (13°S, 71°W) (Thompson 1980) sont des isotopes stables de l'oxygène de la glace. La carotte de Dunde, en Chine (38°N, 96°E) (Thompson et al. 1989), présente également l'évolution du δ^{18}O tandis que l'enregistrement de Talos Dome (72°S, 169°E) (Stenni et al. 2002), en Antarctique de l'Est représente l'évolution du δD. Les 4 échelles sont en ‰. 240

Figure 6.6 Les courbes montrent des données instrumentales ainsi que des reconstitutions provenant de diverses données paléoclimatiques traitant de la variabilité décennale dans le Pacifique. Les données sont normalisées. Figure extraite de Labeyrie et al (2003). 242

Figure 6.7 Figure extraite de Hegerl et al (2006) montrant des enregistrements paléoclimatiques (essentiellement des données issues des arbres : CH-blend : données de Hegerl et al. (2006)); ref 14 : Cook et al. (2004), ref 11 : Mann and Jones (2003), ref 12 : Briffa et al. (2001)), comparés à une simulation de modèle climatique ainsi que des données instrumentales. Toutes les courbes se réfèrent à des données de l'hémisphère Nord. Pour plus de détails concernant les différents enregistrements se référer à l'article de Hegerl et al. (2006). 244

Figure 6.8 Changements de température mais dans l'Hémisphère Sud cette fois, avec en jaune les incertitudes. L'histoire des températures a été reconstituée sur 1800 années. En rouge, les données instrumentales sont également montrées (Jones et al. 2004). 244

Figure 6.9 Figure extraite du rapport IPCC 2001 (International Panel on Climate Change) montrant les différents scenarii proposé pour les années à venir (Projection 2000-2100). Sont également montrées les données instrumentales 1861-2000 soumises à de faibles incertitudes comparées aux données de 1000 à 1861 reconstruites à l'aide de divers traceurs. 245

Tableau 1 Récapitulatif des séries de données environnementales existantes. Uitoé est un enregistrement thermosalinographe, Amédée comporte des prélévements d'eau de mer dans lesquelles sont mesurés les SST et les SSS, les données des températures de l'air proviennent des stations Météo France de Moué et du phare Amédée et contiennent également des données telles que les précipitations, la force et l'intensité de vents. On notera que la plupart des series ne sont pas continues. Les cases vides correspondent à l'absence de donnés. 52

Tableau 2 Récapitulatif des différentes séries sélectionnées. 229

Tableaux 3 et 4 Matrices de corrélation des différents enregistrements circum Pacifique entre la période 1886-1957, réalisées grâce au logiciel Statview. NB, les données issues de la Grande Barrière de corail ont été exclues car possédant des résolutions bi-annuelles ou pent-annuelles et donc ne s'accordant pas avec les séries annuelles pour des confrontations statistiques. Le premier tableau présente les corrélations issues des données brutes tandis que le second présente celles des moyennes glissantes sur 7 années. 236

Préambule, note à l'intention des lecteurs

La thèse de doctorat constitue l'aboutissement d'une vie d'étudiant. C'est en effet le dernier diplôme de troisième cycle que propose le système universitaire français. Ainsi, c'est un exercice académique qui fait suite à une série d'années de recherche, formalisées par le présent manuscrit.

Mais la thèse c'est aussi et surtout un passeport, une clé nécessaire (mais pas suffisante à l'heure actuelle) vers le monde de la recherche. En effet, une thèse en elle-même ne s'avère pas suffisante si elle n'est pas accompagnée de production d'articles scientifiques.

La quasi-totalité des résultats obtenus est destinée à être publiée dans des revues scientifiques. Ce manuscrit comporte donc une grande partie de chapitres rédigés en anglais (chapitres 3, 4 et 5), correspondant à cinq articles publiés, soumis ou à soumettre à des revues internationales. Une présentation synthétique accompagne ces publications. Il est à noter que les articles 4 et 5 sont encore en cours de travaux et ne sont pas encore publiés à l'heure de l'impression de ce manuscrit, des changements pourront donc être opérés entre les versions publiées dans ce manuscrit et celles qui seront publiées dans des revues scientifiques.

Avec un tel schéma d'écriture, certaines redondances ne peuvent être évitées.

Les versions pdf ou papier des différents articles peuvent être obtenues sur simple demande à timourbak@yahoo.fr.

Introduction

La Climatologie, ou science du temps qu'il fait, « science des saisons » est d'un impact implicite dans la vie de tout un chacun et sa prévision s'avère précieuse. A l'heure actuelle, il existe un paradigme qui se résume très simplement.

A la question : « quel temps fera t'il demain ? », les météorologues au service des prévisions atmosphériques vous répondront sans hésitation et avec une fiabilité sans cesse accrue. En effet, depuis l'avènement des super calculateurs, la météorologie a fait des progrès considérables.

D'un autre côté, à la question : quel climat dans 50 000 à 100 000 ans ? les climatologues vous répondront également sans hésiter que la terre sera entrée dans une phase de glaciation et qu'en moyenne, il y fera beaucoup plus froid qu'aujourd'hui (Berger et al. 2002). En effet, depuis les travaux de Milankovicth (1941), on sait que les variations climatiques d'ordre millénaire de l'ère Quaternaire dans laquelle nous vivons peuvent être comprises grâce aux lois mathématiques relatives à certains paramètres orbitaux (excentricité, obliquité, précession).

Entre les deux, à l'échelle de l'année, de la décennie, si importante pour l'Humanité, les sciences météorologiques et climatologiques ne sont pas encore assez précises pour donner des réponses fiables. Les scientifiques travaillent pour affiner leurs modèles prédictifs qui, s'ils s'accordent dans les tendances générales, sont encore loin d'être satisfaisants quant à l'amplitude des changements à venir. Ainsi les projections pour 2100 donnent des fourchettes de prévision des températures moyennes à l'échelle du globe, toutes plus chaudes, mais comprises entre 1.4 et 5.8°C (cf. à ce sujet le rapport du GIEC, Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, 2001).

L'une des causes des larges incertitudes dont sont entachées les projections futures, outre celles dont sont affectés les processus mis en œuvre quant à l'évolution climatique, est le manque de recul dans le temps. En effet, afin d'appréhender un système aussi complexe que le système climatique terrestre, les données instrumentales sont éparses et restent confinées dans le temps aux dernières décennies en général. Devant la complexité du système naturel terrestre, récemment modifié par l'avènement de la perturbation anthropique[1], les modélisateurs cherchant à prévoir le climat se tournent vers les paléoclimatologues afin de mieux cerner les variabilités passées à l'échelle séculaire.

[1] Liée à l'homme. L'impact des civilisations humaines sur les climats est maintenant quasiment unanimement reconnu à l'heure actuelle par la communauté scientifique.

« Mieux comprendre le passé pour prévoir le futur »…

C'est dans cette optique que s'inscrit ce doctorat à savoir l'étude des mécanismes de la variabilité climatique interannuelle et interdécennale passée, et ce, dans une zone d'intérêt capital pour le climat planétaire : les Tropiques et plus particulièrement le Pacifique. Ce vaste océan est le siège du phénomène climatique le plus important à l'échelle du globe : le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation). ENSO, par son essor dans un océan faisant plus de la moitié de la circonférence du globe à l'équateur, et par un jeu complexe de téléconnections atmosphériques et océaniques, a des impacts climatiques tout autour de la planète (sécheresse, pluies diluviennes, cyclones inhabituels...). Ces impacts ont des conséquences socio-économiques importantes. Dans l'optique d'améliorer la compréhension de ce phénomène, il est primordial d'étendre la base de données instrumentales mise en place depuis une cinquantaine d'années autour du Pacifique.

Pour étudier les climats du passé, différentes approches existent depuis une cinquantaine d'années, chacune avec ses particularités. On citera pour information les archives historiques, les carottes de glace et de sédiment ou encore l'étude des stries de croissance des arbres (dendrochronologie) qui restent les plus utilisés de nos jours. En parallèle, spécialement sous les Tropiques, il est possible d'utiliser les coraux comme enregistreur du climat passé. Si cela fait plus de 30 ans que les scientifiques croient aux potentialités des archives coralliennes (Knutson et al. 1972; Smith et al. 1979), c'est seulement depuis 1992 que les développements techniques permettent de démontrer la fiabilité, la robustesse et la haute précision des traceurs géochimiques contenus dans les coraux, témoins des variations climatiques (Beck et al. 1992).

Notre étude s'inscrit également dans l'optique de la compréhension des répercussions des variations climatiques passées sur les écosystèmes que sont les environnements récifaux. Ces derniers étant extrêmement important, notamment d'un point de vue socio économique pour les populations, notamment sur des îles isolées comme celles caractérisant la majorité du Pacifique Sud.

Objectifs de l'étude et synopsis

Dans un récent article publié par Henderson et collaborateurs en 2002, « New oceanic proxies[2] for paleoclimate » les auteurs concluent en attirant l'attention sur les challenges suivants :

Comprendre les observations empiriques avec une compréhension chimique et biologique des processus contrôlant les proxies et générer suffisamment de données pour tester les modèles climatiques.

Nos objectifs s'insèrent dans ce cadre, bien qu'étant plus ciblés et plus spécifiques. Ils s'articulent autour de deux thèmes centraux :

1/ L'amélioration de la compréhension de la géochimie du corail en fonction des variations des facteurs environnementaux qui l'affectent.

2/ La transposition de ces connaissances à des enregistrements coralliens longs afin de comprendre l'évolution des variations paléoclimatiques dans le Pacifique Sud.

Le premier chapitre concernera une introduction générale et permettra la description de notions de climatologie régionale essentielles et nécessaires à la compréhension de l'ensemble du manuscrit. En outre, la description des différents sites d'étude (l'île des Pins et Uitoé, en Nouvelle-Calédonie et Wallis) sera abordée.

La diversité des sites entraînant une diversité des approches, le deuxième chapitre s'attachera à la description du matériel corallien et des différentes méthodes géochimiques utilisées au cours de cette étude. Ceci nous amènera à voir de quelle manière les traceurs ou proxies géochimiques contenus dans le squelette calcaire des coraux sont reliés aux paramètres environnementaux.

Nous confirmerons la fiabilité des paléothermomètres coralliens existant d'une part et améliorerons la compréhension du signal de salinité dans les coraux d'autre part, ce qui constitue un élément novateur dans le domaine de la paléoclimatologie corallienne (chapitre 3). Ainsi, une étude multiproxies a été produite à très haute résolution (quasi mensuelle) sur un corail néo-calédonien qui possède la particularité d'être au contact immédiat d'un thermosalinographe.

Le chapitre 4 traitera de l'évolution des paléoclimats de l'île des Pins, au sud de la Nouvelle-Calédonie, et ce depuis plus de cinq siècles. On verra notamment comment la

[2] Le terme de proxies en anglais peut être traduit par traceur ou encore indicateur. Les trois termes seront couramment employés dans la suite du manuscrit.

mémoire des coraux permet d'argumenter en faveur d'un phénomène climatique ayant eu un impact sur la Grande Révolte Kanaque de 1878. Nous verrons également que cette étude apporte la première preuve dans cette zone du Pacifique d'événements « mega ENSO » aux alentours de 1600, qui apparaît comme une période climatique particulière de part le monde. Cette étude est la première à reconstruire en continu presque cinq siècles d'évolution des salinités. On abordera également le potentiel lien existant entre les isotopes du carbone et les minima solaires, via une variation des processus métaboliques au sein du corail.

Cette étude sera complétée par l'étude des variations de multiples traceurs géochimiques à l'île de Wallis, et ce depuis prés de trois siècles L'étude multiproxies conduite révèle la nécessité de calibrations systématiques, ainsi que l'utilité des isotopes de l'oxygène pour rendre compte des variations dues aux intenses précipitations dans la zone. Par contre, les variations de température sont trop faibles pour permettre une reconstruction grâce aux outils géochimiques contenus dans les coraux (chapitre 5).

Enfin, nous effectuerons une synthèse des résultats majeurs de ces études, et les comparerons avec les différents enregistrements déjà publiés dans la littérature scientifique afin de développer un modèle conceptuel du « paléoPacifique » lors des derniers siècles (chapitre 6).

CHAPITRE 1
Problématique générale de l'étude

CHAPITRE 1 . Problématique générale de l'étude

1.1. LA CLIMATOLOGIE ET LA PALEOCLIMATOLOGIE

1.1.a. Climat, bilan radiatif et effet de serre

Etymologiquement, climat (Klima en grec) désigne l'inclinaison du rayonnement solaire qui arrive sur terre. Le climat peut être défini comme l'état moyen de l'atmosphère résultant de la succession de différentes conditions météorologiques pendant une longue période dans une région donnée (Encyclopedia-Universalis 2000). Ce sont donc les caractères statistiques du temps, moyennes et écarts à la moyenne qui définissent les climats (Jousseaume 1993). Par abus de langage, cette définition est étendue à l'océan.

C'est le bilan radiatif qui gouverne, au premier ordre, la répartition des climats terrestres (Trompette 2000; Ruddiman 2001). La quantité d'énergie transmise au sol étant maximale au niveau de l'équateur et diminuant en allant vers les pôles, un déficit énergétique est ainsi crée (en moyenne l'équateur reçoit deux fois et demi plus d'énergie solaire que les Pôles). Annuellement, ce déficit est estimé à 100 $W.m^{-2}$ (Jousseaume 1993; Beer et al. 2000; Ruddiman 2001). La planète répartit cette énergie sous forme d'énergie radiative, thermique et mécanique grâce à des systèmes complexes de circulations océaniques et atmosphériques. Les échanges de chaleur (sous forme sensible et latente[3]) et la dynamique du couple océan-atmosphére jouent un rôle clé dans l'établissement de zones climatiques sur Terre.

L'océan est donc chauffé en surface par les rayons solaires qui pénètrent jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. L'action combinée des rayons du soleil, des échanges thermiques et des mouvements mécaniques crée des courants superficiels. Ceux-ci transportent de la chaleur de la zone intertropicale vers les zones polaires.

L'apparition des premières traces de vie[4] dans l'océan, il y a près de 3,55 milliards d'années avec notamment le phénomène biologique de photosynthèse a eu une influence sur la composition chimique de l'atmosphère. C'est dans les premiers océans que s'est fixé le gaz carbonique atmosphérique sous forme de carbonate de calcium ($CaCO_3$) et qu'on a assisté à la

[3] La chaleur sensible est exportée par les masses d'air chaudes et les courants marins ; la chaleur latente, elle, est exportée uniquement par évaporation et transport de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

[4] Il est à ce sujet intéressant de noter que les stromatolites, les premières structures organisées se sont fixés dés le Protérozoïque en structures « accumulées », les premiers récifs coralliens datent, eux, d'environ 2 milliards d'années :Wood, R. (1999). Reef evolution.

production d'oxygène (Encrenaz 2000). Si l'on en croit la théorie de Gaïa (Lovelock 1979), des phénomènes de rétroactions (feedback) existent et il y a « concertation » de la biologie et de la géochimie atmosphérique afin de donner à la terre des conditions climatiques « viables ». Des millions d'années d'évolution ont permis l'aboutissement de la composition atmosphérique telle que nous la connaissons. L'effet de serre[5] permet une augmentation de température d'environ 28°C, rendant la température globale moyenne de 15°C, au lieu des -13°C attendus (Jousseaume 1993; Ducroux et al. 2004).

Il existe donc une relation intime entre l'évolution de la planète, et de la vie qui y règne, et le climat terrestre.

1.1.b. A l'échelle des temps géologiques

Le paramètre primordial dans l'étude des climats est la température. Si l'on considère la Figure 1.1, on remarque que la terre a subit de très fortes fluctuations thermiques au cours de son histoire.

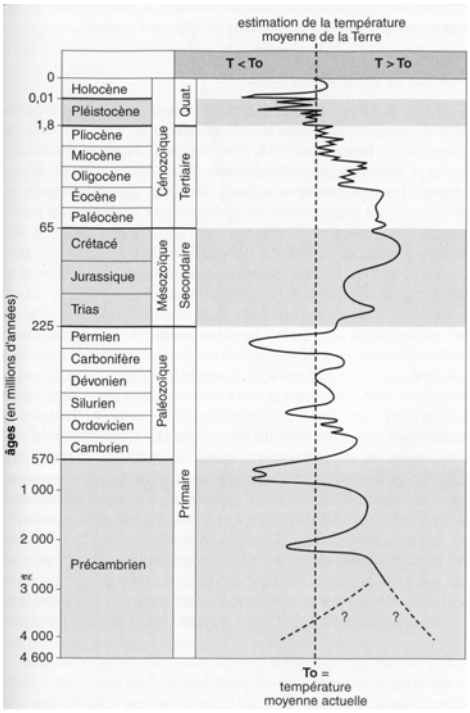


Figure 1.1 Reconstitution de l'évolution de la température de la surface de la Terre à l'échelle des temps géologiques (Nesme-Ribes and Thuiller 2000).

[5] Le nom de l'effet de serre est dû au fait que l'atmosphère se comporte comme la vitre d'une serre en laissant passer le rayonnement solaire incident tout en retenant une partie du rayonnement infrarouge solaire émis par la terre vers l'espace

Le Pléistocène, entre 1,8 et 0,01 millions d'années, entame la période dite Quaternaire dont les caractéristiques géologiques sont la succession des périodes glaciaires/interglaciaires et l'apparition de l'Homme. C'est grâce au travail pionnier des géologues de terrains du 19 éme siècle, notamment suisses, qu'on a pris conscience de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires. En effet, les alternances de retrait et d'avancement des glaciers laissent des traces multiples (lacs, blocs dits erratiques, stries de roches par action mécanique de rochers pris dans la glace, moraines…(Duplessy 1996)). D'abord controversée, l'idée est petit à petit reconnue, appuyée par des théories astronomiques, (Adhémar notamment) jusqu'à ce que la théorie de Milankovitch, écrite dans les années 1940, fasse référence.

Ce mathématicien serbe a en effet postulé que l'origine de la cyclicité climatique millénaire était due à des variations de paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession astronomique).

Cette théorie a, depuis lors, été confirmée par l'analyse de carottes sédimentaires (Hays et al. 1976; Imbrie et al. 1984; Bassinot et al. 1994; Ruddiman 2001).

De récentes recherches sur les carottes de glace peuvent également être citées. En 2004, la communauté EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica, (EPICA 2004)) a réussi à reconstituer les variations des proportions de Deutérium (isotopes de l'Hydrogène) qui dépendent, entre autres, de la température atmosphérique de cristallisation des précipitations qui forment les glaces en Antarctique. Sur les derniers 740 000 ans que couvre cet enregistrement les périodes des huit derniers cycles glaciaires/interglaciaires prévues par Milankovitch peuvent être observées.

Ces recherches sont un exemple marquant de la théorie orbitale des climats sur de longues échelles de temps.

1.1.c. A l'échelle humaine

D'un point de vue historique, on se rend compte de l'extrême importance des phénomènes climatiques. Nombres d'historiens du climat ont tenté de corréler d'importants faits de société au climat (Le Roy Ladurie 1967; Acot 2003; Le Roy Ladurie 2004). Par exemple, Grove (Grove 1998) mit en avant la rigueur de l'hiver 1787/1788, suivi par un printemps tardif et humide pour expliquer le mécontentement français à l'origine de la Révolution Française.

Depuis la fin du 18 éme siècle, l'espèce humaine semble avoir un impact sur le climat terrestre, en particulier en changeant la concentration des gaz à effet de serre par les diverses

activités qu'elle produit : combustion des réserves fossiles, agriculture et changements d'affectation des terres principalement. Les différents rapports du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, http://www.ipcc.ch/) ont souligné des questions scientifiques de première importance, dont celle de connaître l'ampleur et les répercussions du réchauffement global, largement avéré (Mann et al. 1998; Watson et al. 2001).

Déterminer la part de l'homme dans la variabilité naturelle est donc une question d'actualité, à l'heure où l'humanité vit à l'ère de l'Anthropocène[6] (Crutzen 2002).

Afin de mieux cerner la variabilité climatique actuelle et notamment son évolution future, les scientifiques s'attachent à comprendre la variabilité climatique du passé. En effet, la base de tout travail de prévision est d'être capable de comprendre le climat actuel, mais aussi de reconstruire les climats du passé. Les modélisateurs se servent en effet des synthèses paléoenvironnementales afin de tester leurs modèles dans des conditions différentes de celles du présent (Kohfeld et al. 2000).

Pour la compréhension des phénomènes actuels, les efforts consentis par les gouvernements, notamment depuis l'année 1958 (année internationale de la géophysique), permettent des mesures fiables et systématiques, essentiellement atmosphériques mais aussi océaniques (stations automatisées, réseaux de surveillance, satellites).

Parallèlement à ces mesures et à ces recherches concernant les dynamiques actuelles, la communauté des paléoclimatologues s'efforce de reconstruire de plus en plus précisément les variations climatiques des derniers millénaires.

Le travail du paléoclimatologue à cet égard est double :

Améliorer la compréhension des paléoclimats, mais également fournir des bases de données aux modélisateurs afin de pouvoir documenter les conditions environnementales dans le passé. Ces « conditions aux limites » seront utilisées pour simuler l'évolution climatique avec une plus grande précision.

Ces reconstructions paléoenvironnementales se font sur différentes échelles de temps, de l'échelle saisonnière à l'échelle du million d'années selon la fréquence des phénomènes que l'on cherche à observer (Figure 1.2).

Les travaux portant sur des archives sédimentaires ou glaciaires sont souvent orientés vers de longues échelles temporelles. Par contre, de part la nature intrinsèque de son outil de

[6] L'Anthropocéne peut être défini comme la période ayant débuté vers la fin du dix huitième siècle, moment où l'augmentation de la concentration en dioxyde de carbone (CO_2) et du méthane (CH_4) dans l'atmosphère a été avérée par l'analyse des bulles d'air piégées dans les carottes de glace. Crutzen, P. (2002). "Geology of Mankind." Nature **415**: 23.

travail, la paléoclimatologie corallienne se focalise sur des études à courte échelle temporelle, de l'ordre de la dizaine à la centaine d'années (Gagan et al. 2000; Felis et al. 2004; Corrège 2006).

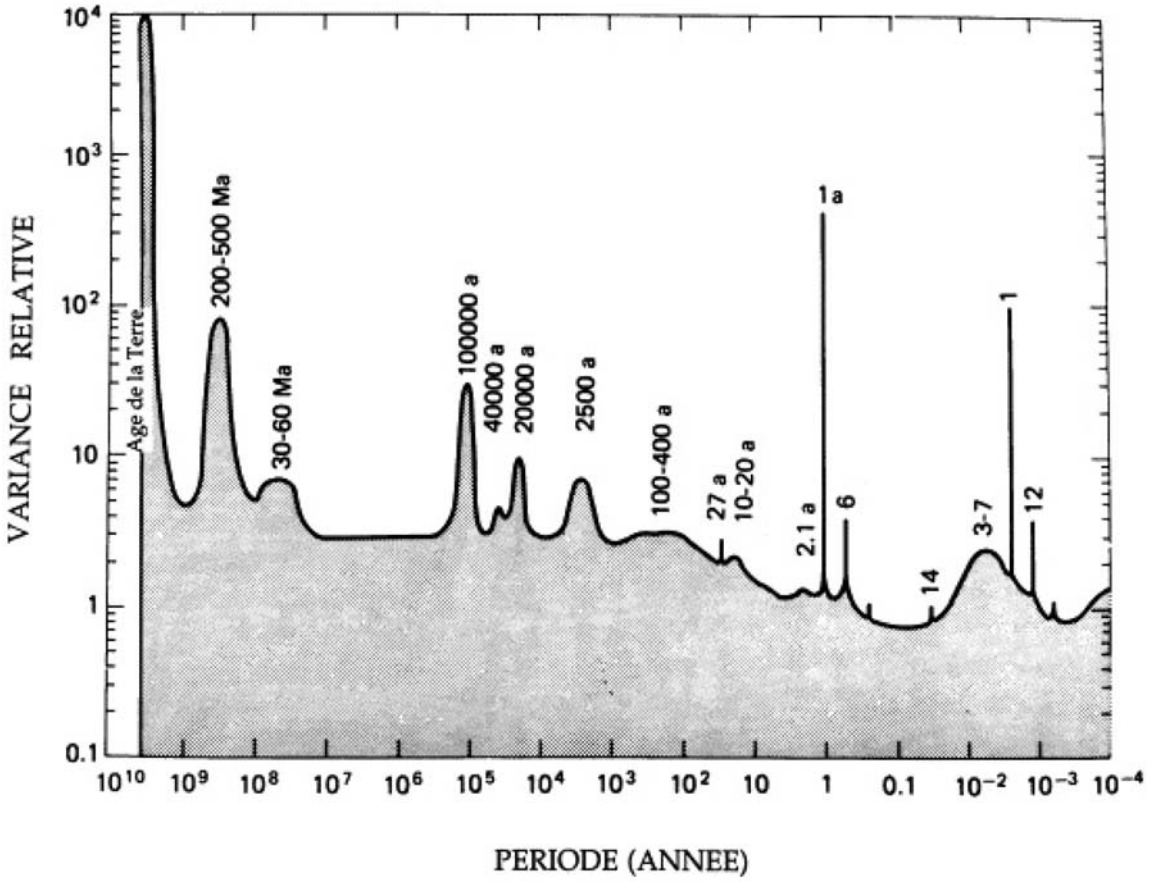


Figure 1.2 Différentes fréquences des cycles climatiques montrant l'hétérogénéité des échelles de temps qui régissent les variations climatiques (Nesme-Ribes and Thuiller 2000).

Les zones tropicales sont importantes au niveau climatique (McGregor et al. 1998). C'est dans ces latitudes que l'excès du bilan radiatif est crée. Ce dernier est le point de départ de la machine climatique, l'origine des principales circulations océaniques et atmosphériques.

Nous allons nous intéresser plus particulièrement au plus grand des océans extrêmement important d'un point de vue climatique (Cane 1998): le Pacifique, et à une résolution temporelle comprise entre 0.04 années (15 jours) et quelques centaines d'années.

1.2. CONTEXTE CLIMATIQUE DU PACIFIQUE

1.2.a. Climatologie générale dans l'océan Pacifique

A l'équateur, l'océan Pacifique représente la moitié de la circonférence terrestre, soit près de 17 000 kilomètres ce qui en fait le plus grand océan mondial (Figure 1.6). Il représente quasiment la taille des océans Atlantique et Indien à l'équateur.

i. Conditions atmosphériques moyennes

Au niveau atmosphérique, deux cellules anticycloniques majeures centrées sur les îles d'Hawaï au Nord et l'Ile de Pâques au Sud sont présentes. Ces zones sont couplées à la large zone dépressionnaire centrée sur le continent maritime (Papouasie Nouvelle-Guinée, Indonésie) comme montré sur la Figure 1.3. Schématiquement, ces zones créent des différences de potentiel de pression atmosphérique et il en résulte la création de vents de surface allant des hautes vers les basses pressions. Dans la bande intertropicale, on nomme ces vents les alizés. Ce sont des vents de surface réguliers dirigés Est Ouest (les trade winds ou easterlies des anglo-saxons). Il existe une zone de convergence des alizés qui se retrouve tout autour de la terre, centrée au nord de l'équateur: c'est l'ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone).

Plus localement, dans le Pacifique Sud, on retrouve une zone de convergence allant de la Papouasie Nouvelle-Guinée en direction du Sud Est jusqu'à environ 30°S, 120°W (Vincent 1994) et dénommée SPCZ (South Pacific Convergence Zone).

La Figure 1.3 montre la climatologie moyenne dans le Pacifique Sud Ouest, notre zone d'intérêt.

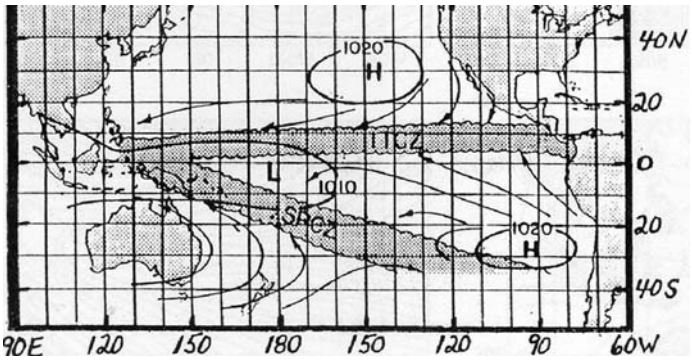


Figure 1.3 Vue schématique des principales zones de convergence dans le Pacifique: l'ITCZ et la SPCZ, ainsi que des zones de hautes (H) et de basses (L) pressions. Les flèches symbolisent les principaux vents de surface, notamment les alizés (d'après Trenberth, 1991).

En Janvier, c'est-à-dire durant l'été austral, la position de l'ITCZ est basse en latitude, proche de l'équateur (Figure 1.4). La SPCZ a une répartition « quasi zonale », c'est à dire peu étendue en latitude comparée à la situation hivernale. En comparant avec la situation hivernale (Figure 1.5), on remarque une migration saisonnière de ces deux zones de convergence et des zones de précipitations associées. Cela entraîne également une migration des vents de surface en fonction des saisons, symbolisées par des flèches positionnées différemment sur les figures 1.4 et 1.5. On remarque également le positionnement d'un front dépressionnaire, donnant lieu au phénomène de moussons sur le continent maritime, ainsi que les schémas des anticyclones et des dépressions qui se déplacent au Sud de l'Australie.

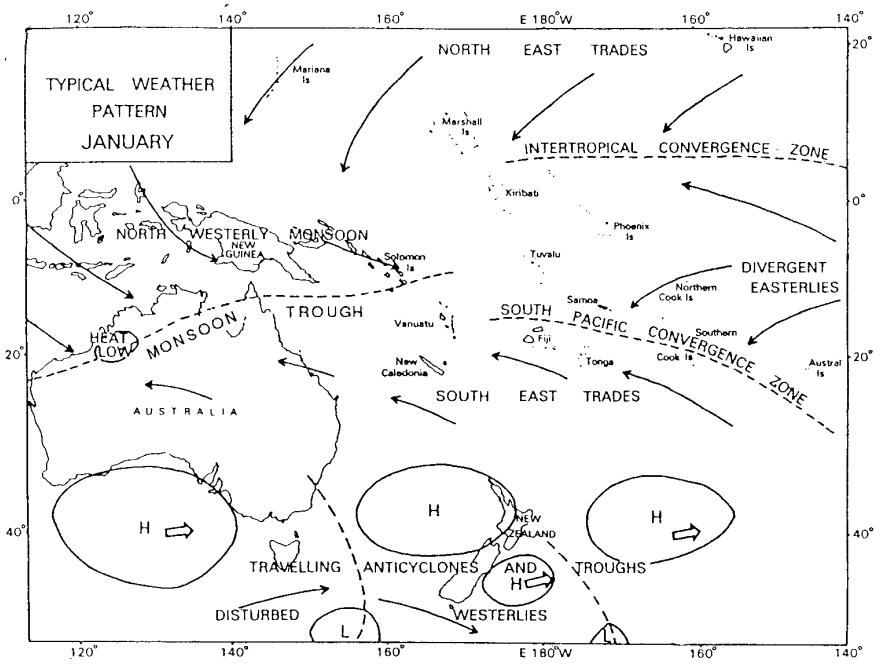


Figure 1.4 Représentation schématique de la climatologie moyenne dans le Pacifique Sud Ouest pendant l'été austral (Salinger 1995)

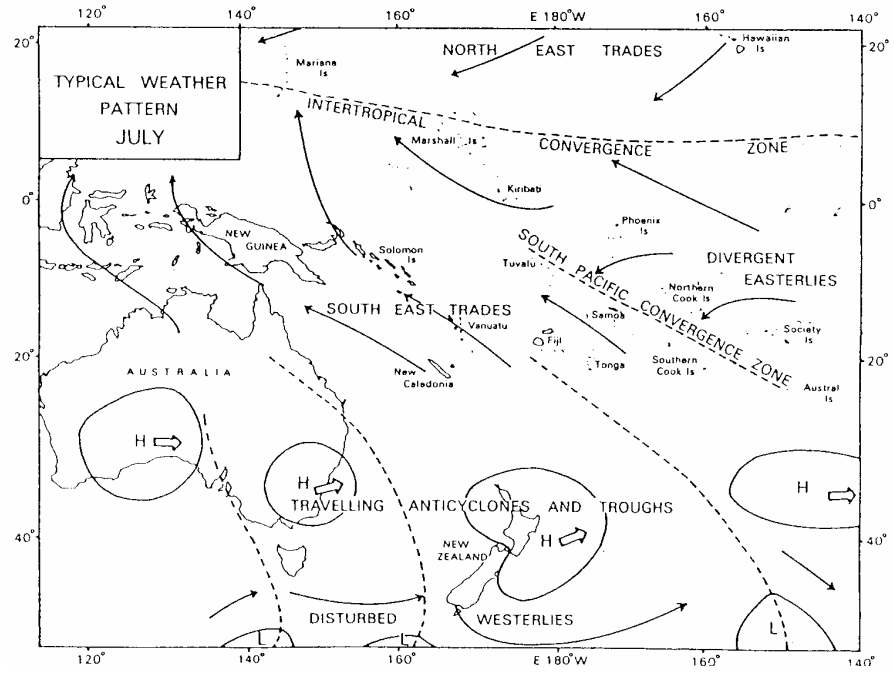


Figure 1.5 Représentation schématique de la climatologie moyenne dans le Pacifique Sud Ouest pendant l'hiver austral (Salinger 1995).

ii.Conditions océaniques moyennes

Au niveau océanique, le Pacifique est caractérisé par ce que les océanographes physiciens nomment la West Pacific Warm Pool (WPWP), zone contenant les eaux les plus chaudes de l'océan mondial (Figure 1.6). Confinée sur le bord Ouest du bassin, elle provient de l'accumulation des eaux chaudes de surface sous l'effet des alizés. Ces alizés entraînent les eaux de surface, créant un déficit hydrique à l'Est du bassin Pacifique. Les eaux ainsi chassées vont être remplacées grâce à l'arrivée d'eaux froides, rétablissant ainsi l'équilibre. Celles-ci proviennent des remontées d'eaux profondes par un phénomène nommé upwelling le long de l'équateur mais également par le courant de Humboldt, relayé par le courant du Pérou, qui remonte le long des cotes Sud Américaines. A l'Est du bassin, on retrouvera ainsi la cold tongue composée d'eaux froides (Dijkstra et al. 1995).

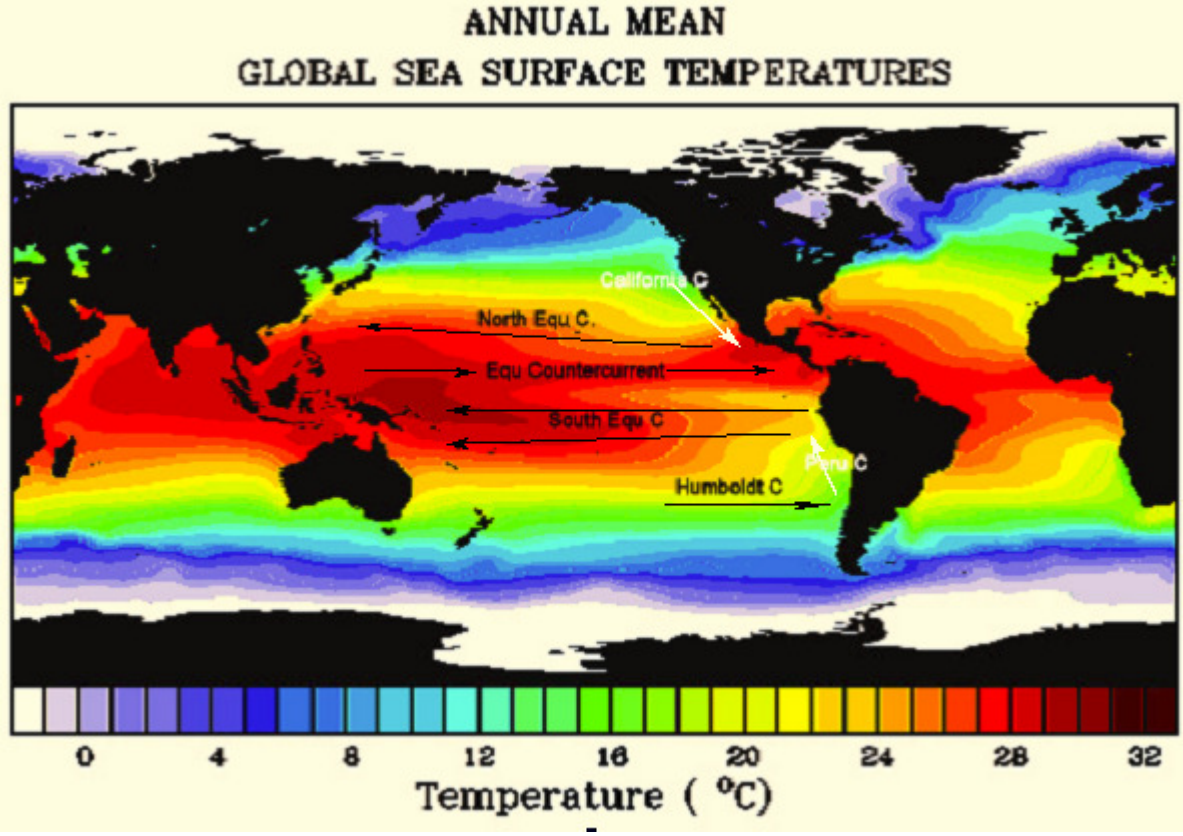


Figure 1.6 Carte des températures de surface du globe (moyennes annuelles, source NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998 http://www.cdc.noaa.gov/). Les principaux courants océaniques (C) dans le Pacifique tropical sont schématisés à l'extrême (McGregor and Nieuwolt 1998). Les limites de la West Pacific Warm Pool sont définies par l'isotherme 28°C du au phénomène de convection. La WPWP est composée des eaux supérieures à 28°C (en rouge).

iii.Situation moyenne aux basses latitudes

L'océan et l'atmosphère interagissent continuellement, on parle de couplage. Si l'on s'intéresse aux basses latitudes, on peut définir le schéma normal ou moyen comme suit. Le long des côtes de l'Amérique du Sud, les Alizés sont orientés Sud Est - Nord Ouest (Figure 1.3 et Figure 1.7). Ce flux d'air produit à la surface de l'océan un mouvement d'eau dévié vers le large par la force de Coriolis due à la rotation de la Terre. Ce flux est compensé par un phénomène d'upwelling ramenant à la surface des eaux plus profondes, plus froides et chargées en éléments nutritifs : c'est une conséquence de la théorie d'Ekman.

A une plus grande échelle, ces alizés soufflent vers l'Ouest du bassin (Figure 1.7).

Cela empêche l'expansion vers l'Est des eaux de la West Pacific Warm Pool (en rouge foncé sur la Figure 1.7) qui restent alors positionnées à l'Ouest du bassin.

Sous cette Warm Pool, la profondeur de la thermocline[7] est alors abaissée (150 m environ) alors qu'elle est remontée du fait des upwellings à l'Est (50m environ) créant ainsi une forte pente entre l'Est et l'Ouest du Pacifique (Figure 1.7).

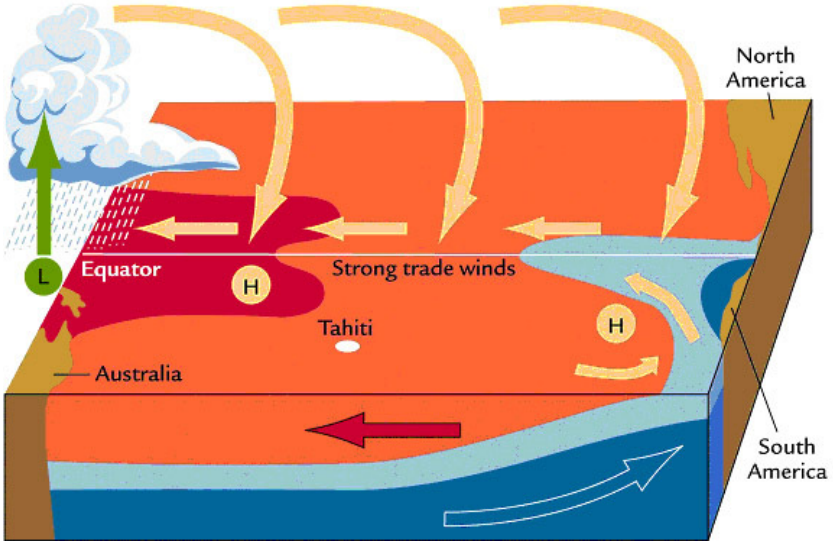


Figure 1.7 Contexte climatique du Pacifique en conditions moyennes (Ruddiman 2001). Les gradients de couleurs désignent les gradients de températures, H (High), les Hautes pressions et L (Low), les Basses pressions. Les flèches représentent le sens des courants océaniques et atmosphériques (vents).

[7] Couche interface entre deux masses d'eau de température très différentes, donc caractérisée par un fort gradient thermique.

1.2.b. Variations interannuelles : le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation)

Le couple océan/atmosphère dans le Pacifique est soumis à de fortes perturbations: l'ENSO.

ENSO est l'acronyme d'El Niño Southern Oscillation. C'est l'interaction majeure du système couplé océan atmosphère : El Niño étant la partie océanique et l'oscillation australe la partie atmosphérique.

Dans le Pacifique équatorial, les modes de circulations atmosphériques sont connus sous les noms des cellules de Hadley (cellule méridienne de circulation, schématiquement entre l'équateur et 30° de latitude, de part et d'autre de l'équateur) et de Walker. Cette dernière, zonale, s'organise entre une région de basse pression, qui va de la Nouvelle-Guinée à la Polynésie, et une zone de subsidence aux environs de l'île de Pâques.

L'Oscillation Australe, définie par Sir Walker en 1937, peut être interprétée comme l'évolution d'une boucle de circulation atmosphérique matérialisée sur la Figure 1.8. C'est le phénomène oscillatoire entre les pressions atmosphériques à l'Est et à l'Ouest du Pacifique qui définit l'Oscillation Australe.

Au dessus de la Warm Pool, d'intenses phénomènes de convection réchauffent et chargent en vapeur d'eau les masses d'air. Les masses d'air réchauffées et chargées d'humidité s'élèvent et se condensent sous forme de cumulo-nimbus tropicaux donnant lieu à de fortes précipitations au dessus de l'Indonésie. Puis elles repartent vers l'Est en perdant petit à petit leur chaleur latente. Elles subissent alors un phénomène de subsidence, notamment à l'approche du continent.

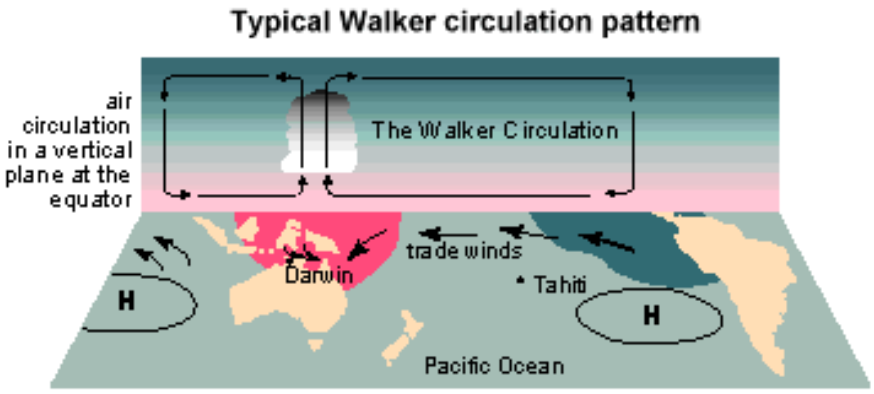


Figure 1.8 La circulation de Walker au dessus du bassin Pacifique. Source http://www.bom.gov.au

i.El Niño

El Niño est défini historiquement comme étant un courant océanique de surface, chaud, qui longe les côtes de l'Amérique du Sud à la période de Noël. Les pêcheurs avaient en effet remarqué que certaines années, les eaux au large de Chili/Pérou, habituellement froides et poissonneuses devenaient chaudes et pauvres en poissons. Ces changements trouvent leur origine dans la circulation océanique. La Figure 1.9 présente les traits caractéristiques d'un phénomène El Niño.

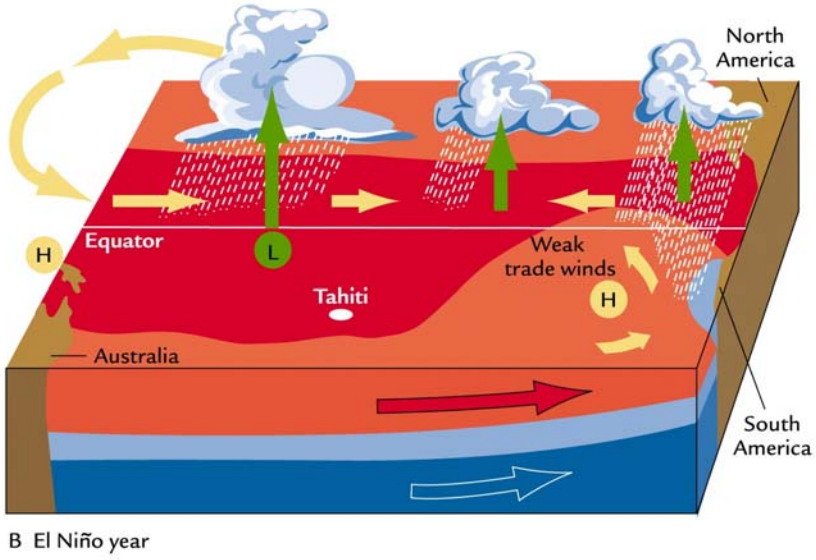


Figure 1.9 Contexte climatique du Pacifique en condition El Niño (Ruddiman 2001).

El Niño peut être défini comme une panne épisodique du système de circulation classique, correspondant à une destruction ou une inversion des traits climatiques dominants. (Voituriez et al. 2000). De manière plus ou moins périodique, on assiste à un affaiblissement voire une inversion des alizés au niveau de l'équateur. Ceci entraîne une diminution, voire une disparition des upwellings à l'Est ainsi qu'un déplacement de la Warm Pool qui ne reste plus confinée sur le continent maritime.

Cette WPWP va se rétrécir latitudinalement et surtout s'étendre longitudinalement, donnant lieu au phénomène El Niño, caractérisé sur la Figure 1.10 où l'on voit le réchauffement des eaux de surface équatoriales s'opérer sur la quasi-totalité de l'Est du Pacifique.

Au niveau sous marin, on assiste à une diminution de la pente Est Ouest de la thermocline, notamment du à l'affaiblissement des remontées d'eaux profondes à l'Est (Figure 1.9).

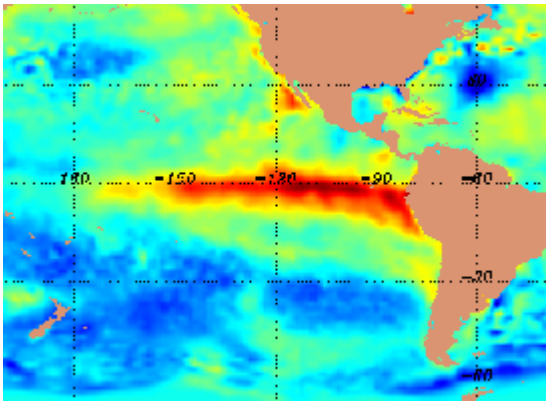


Figure 1.10 Carte des anomalies de température de surface de l'océan sur le bassin Est Pacifique avec le réchauffement caractéristique d'un événement el Niño.

C'est donc ce courant froid qui disparaît à la période de Noël, amenant un réchauffement « exceptionnel » tous les 2 à 7 ans.

Il existe plusieurs indices d'ENSO. La Figure 1.11 présente l'évolution du Southern Oscillation Index qui mesure essentiellement la différence de pression mensuelle et normalisée entre Tahiti en Polynésie Française et Darwin en Australie (Figure 1.8). On peut voir une alternance de phénomènes El Niño, caractérisés par une valeur négative du SOI (Southern Oscillation Index), et son corollaire, La Niña. Il existe également des mesures

d'anomalies de températures dans des zones caractéristiques du Pacifique qui peuvent servir d'indices d'ENSO : les indices Niño 2, Niño 3.4 (Figure 1.12), TNI (Trans Niño Index).

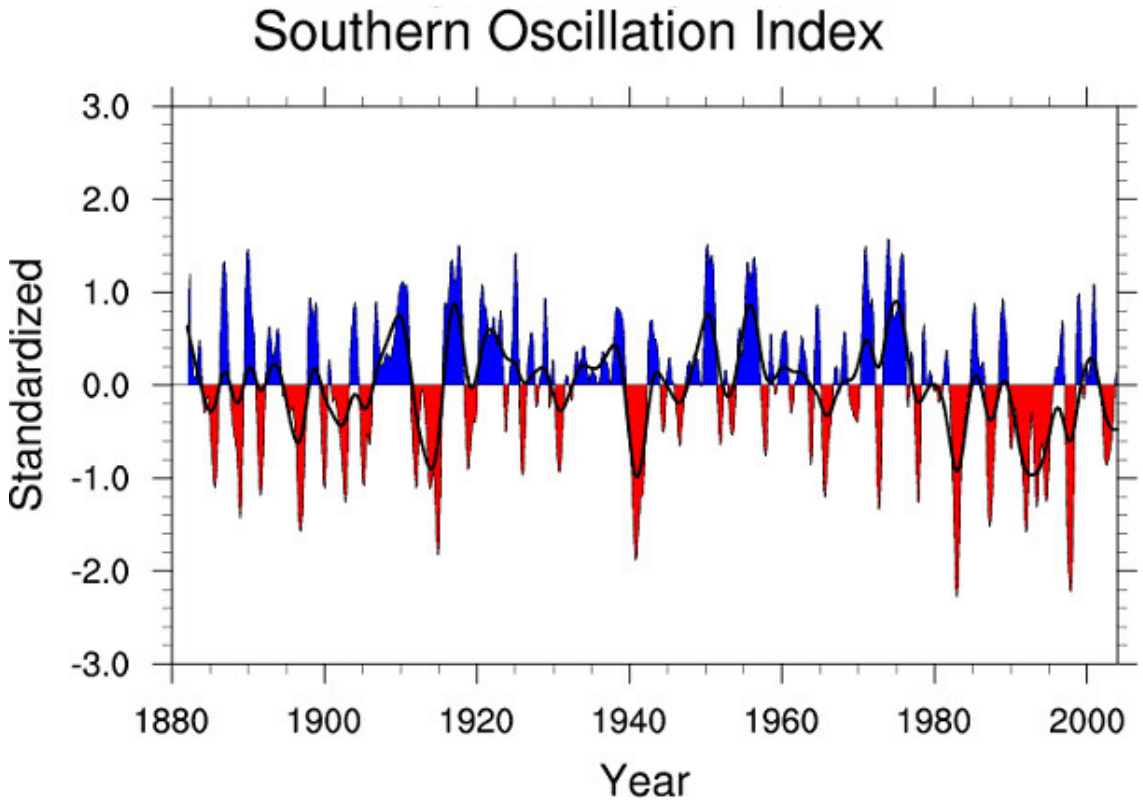


Figure 1.11 Variation du SOI (Southern Oscillation Index) entre 1880 et 2005. Les Niños correspondent aux valeurs négatives et sont donc ici en rouge. (Source: http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind)

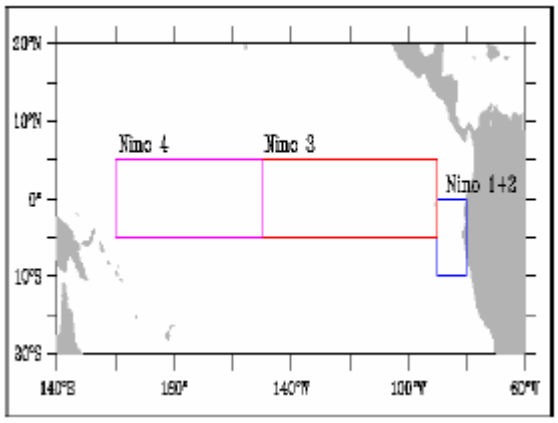


Figure 1.12 Position des différentes boîtes permettant de caractériser des événements ENSO en terme d'anomalies de température de surface de l'océan.

ii.La Niña

Le phénomène La Niña, encore nommé anti el Niño ou el Viejo, est décrit sur la Figure 1.13. On assiste à un renforcement des alizés, la Warm Pool se retrouve confinée complètement à l'Ouest du bassin Pacifique ainsi que la zone de convection et de précipitation qui lui est associée. A l'Est du bassin, les upwellings s'étendent au large de la côte Chili/Pérou. Enfin, au niveau sous-marin la pente de la thermocline devient plus abrupte.

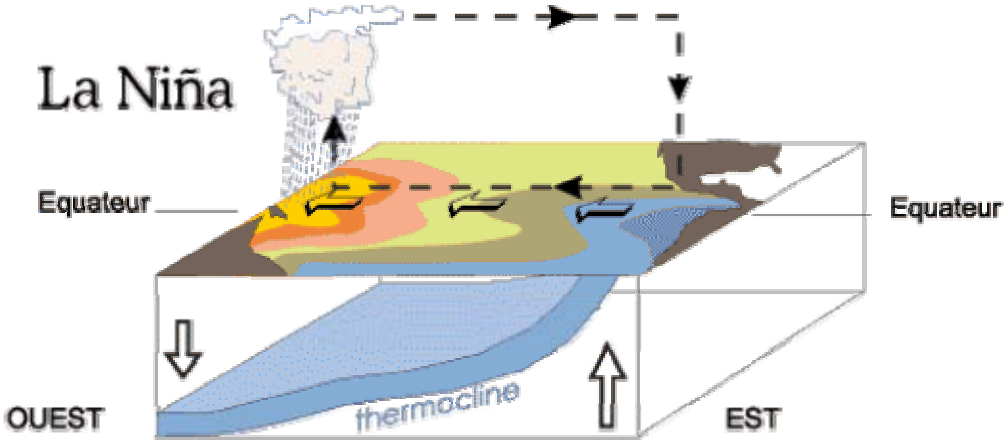


Figure 1.13 Contexte climatique du Pacifique en conditions La Niña (source laboratoire ECOP IRD (Institut de Recherche pour le Développement, Nouméa)).

iii.Répercussions mondiales

Les phénomènes ENSO ont des impacts planétaires. On parle de **téléconnections**, par exemple entre les cellules de Hadley, se trouvant sur un « plan » latitudinal et les cellules de Walker, se trouvant quant à elles, plus sur un plan longitudinal, qui vont répercuter à l'échelle du globe ce phénomène (Figure 1.14).

Au niveau du Pacifique, allant de pair avec le déplacement de la Warm Pool, la zone de convection et donc les précipitations associées vont se décaler, donnant lieu à un fort déficit pluviométrique dans la partie ouest du Pacifique tropical (l'Australie de l'Est et l'Indonésie, notamment) et des précipitations intenses sur les îles du Pacifique central et le continent sud américain.

Aux latitudes tempérées, la plupart des hivers El Niño sont doux sur le Canada occidental et sur des régions du nord-ouest des Etats-Unis. Le sud des États-Unis (du Texas à la Floride) connaît un climat plus pluvieux. Il existe des répercussions plus lointaines sur

l'Afrique du Sud, le Japon, l'Antarctique ou encore le Sud du Brésil (Bertler et al. 2006; Holmgren et al. 2006; Kane 2006; Nurmohamed et al. 2006).

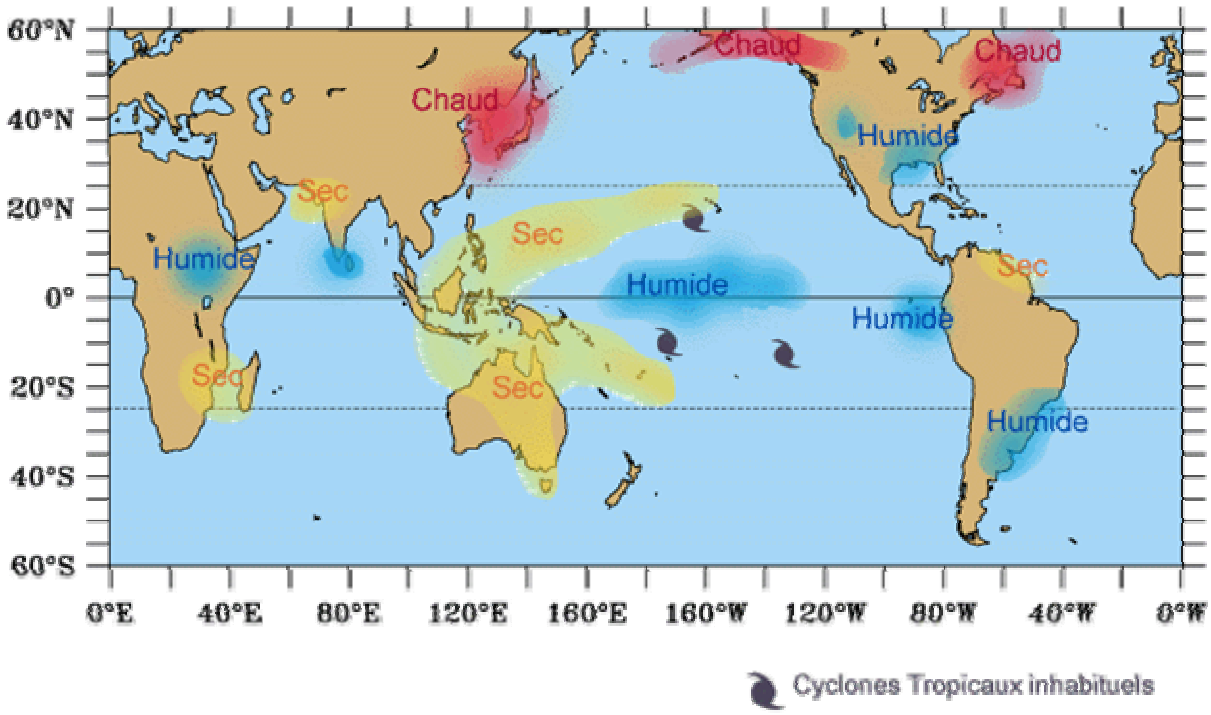


Figure 1.14 Répercussions mondiales du phénomène El Niño dues aux téléconnections (source ECOP IRD).

iv.Théories oscillatoires expliquant ENSO

Il convient de savoir que nombre de théories ont été formulées pour rendre compte de la nature pseudo oscillatoire du phénomène. Ces théories font suite aux travaux pionniers de Bjerkness en 1969 (Bjerkness 1969); elles seront brièvement décrites ici.

L'oscillateur retardé est la première théorie sur la nature oscillatoire d'ENSO. C'est, à la base, une anomalie éolienne. Des anomalies de vents d'Ouest génèrent des Ondes de Rossby et de Kelvin[8] dans le centre du bassin Pacifique (Figure 1.15). Ces dernières se propagent vers l'Est, approfondissant la thermocline (ondes de downwelling) et un réchauffement, entraînant ainsi le début d'un phénomène ENSO. Parallèlement, les ondes de Rossby se propagent vers l'Ouest et élèvent la thermocline (ondes d'upwelling, Figure 1.15). C'est lors de la réflexion

[8]Ce sont des ondes équatoriales longues qui sont des solutions mathématiques aux équations de la dynamique des fluides appliquées à l'océan équatorial du Pacifique. Les ondes de Kelvin se propageant vers l'Est et celles de Rossby vers l'Ouest.

de ces ondes de Rossby d'upwelling (au bord Ouest du Pacifique) sous forme d'ondes de Kelvin qu'elles contrent l'effet de downwelling initial, rétablissant ainsi les conditions « normales » et pouvant même entraîner des événements Niña (Battisti et al. 1989).

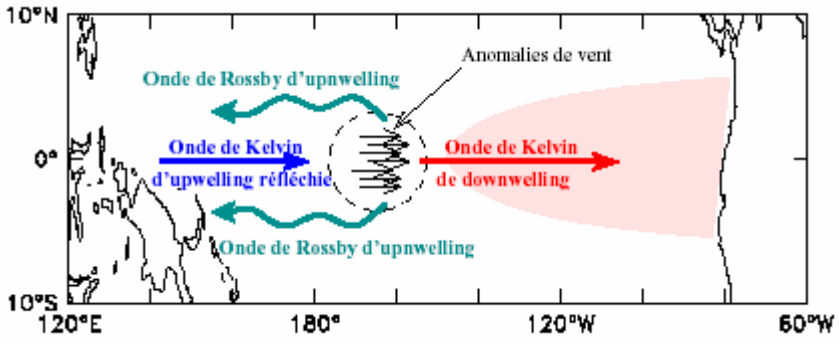


Figure 1.15 Modèle de l'oscillateur retardé (Cibot 2004).

L'oscillateur rechargé-déchargé (Jin 1997).

Cette théorie est basée sur la décharge puis la recharge du contenu thermique équatorial. Schématiquement, c'est l'accumulation d'eau chaude dans le bord Ouest, sous l'effet des alizés qui, à la suite d'une baisse de ces alizés, se relâche et permet l'expansion de cette langue d'eau chaude, alors confinée, et le début d'une phase chaude d'ENSO. Lorsque les masses d'eau chaude arrivent sur le bord Est, elles sont redistribuées vers les hautes latitudes.

L'oscillateur advectif-réflectif (Picaut et al. 1997).

Cette théorie reprend les grands traits de l'oscillateur retardé mais prenant en compte le rôle du Pacifique central, notamment les déplacements du bord est de la Warm Pool. Toujours sur base d'anomalies de vents d'Ouest, les ondes de Kelvin de downwelling et de Rossby d'upwellings permettent la naissance de courants qui déplacent la Warm Pool vers l'Est et donc des conditions favorables à la naissance d'un El Niño.

L'oscillateur unifié

Faisant la synthèse des travaux précédents, Wang, a unifié les théories en proposant un système d'équations de la physique de chaque théorie qui prend en compte les anomalies observées à travers tout le bassin Pacifique (Wang 2001).

La barrière de sel

Enfin, la théorie de la barrière de sel pourrait être une des clefs afin de comprendre le développement des ENSO. Le rôle de la salinité est en fait celui d'une structure particulière, la "couche barrière de sel", caractéristique du Pacifique tropical Ouest, qui se situe entre les eaux de surface chaudes et peu salées de la Warm Pool et les eaux plus froides et plus salées situées sous la thermocline. En surface, la Fresh Pool (SSS (sea surface salinity) ≤ 35) est une lentille d'eaux moins salées issue des fortes précipitations caractérisant la zone de convergence des alizés. La barrière de sel limite les mélanges verticaux en jouant le rôle d'un isolant entre les couches. Ainsi, elle contribue à maintenir dans la Warm Pool les températures nécessaires au déclenchement d'un Niño. Elle peut également concentrer l'action des coups de vents d'ouest (les « West Wind Bursts ») dans une couche océanique superficielle, intensifiant ainsi le déplacement des eaux chaudes vers le centre et l'est du bassin, favorisant le déclenchement d'un Niño (Vialard et al. 1998; Picaut et al. 2001). Des mesures expérimentales ont montré des changements drastiques de SSS dans la région de la Warm Pool pendant une période d'alternance Niña/Niño (Delcroix et al. 1998). La variabilité interannuelle de cette couche barrière est donc bien liée à l'ENSO (Delcroix 2002).

La position et l'intensité du front de salinité peuvent donc être capitaux dans le démarrage d'un événement El Niño. Des études de modèles « couplé » de circulation générale confirment ces résultats (Maes et al. 2002; Vialard et al. 2002; Maes et al. 2004).

Si la compréhension du cycle ENSO est à l'heure actuelle de mieux en mieux établie, pour preuve les capacités de prévision, que ce soit les modèles américains ou encore ceux français conduits notamment par les équipes du LEGOS (Université Paul Sabatier, Toulouse) en partenariat avec l'équipe d'ECOP (IRD, Institut de Recherche pour le Développement) : la chronologie des ENSO dans le passé est loin d'être claire.

Les recherches basées sur des documents historiques entreprises par Quinn et al (1987) ont permis de dresser une première chronologie, pionnière en la matière permettant de retracer ENSO sur le continent Sud Américain à partir des anomalies météorologiques et hydrologiques de la région péruvienne et avoisinante.

Ortlieb a montré qu'il fallait examiner avec précaution les archives écrites et que la chronologie de Quinn était pour certaines années peu fiable (Ortlieb 2000). Seule la période débutant dans les années 1840-50 jusqu'à nos jours apparaît comme fiable au niveau des paléoENSO.

Nous verrons comment les coraux peuvent servir d'archives précieuses, notamment pour reconstruire les paléoENSO.

1.2.c. Variations interdécennales de type PDO (Pacific Decadal Oscillation)

L'étude poussée du phénomène ENSO a permis de se rendre compte que la variabilité du Pacifique se caractérisait également sur de plus grandes échelles de temps. On note ainsi des modulations à des échelles de temps décennales à interdécennales qui changent l'évolution, les caractéristiques spatiales, l'amplitude et la fréquence d'ENSO.
Par exemple, un filtrage basses fréquences des données de SST (sea surface temperature) du Pacifique Equatorial Est fait apparaître une variabilité décennale (Figure 1.16).

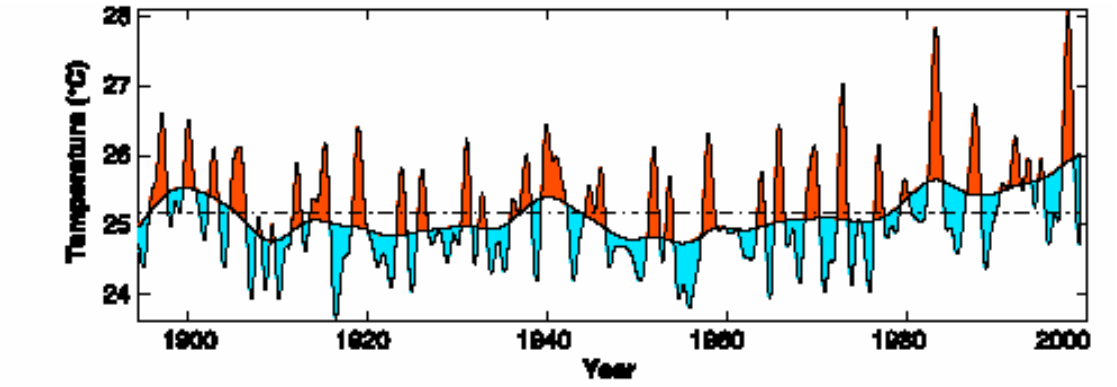


Figure 1.16 Variations des SST (Sea Surface Temperature, boite Niño 3.4 indicateur d'ENSO, Figure 1.12) et la fluctuation décennale (filtrage des périodes supérieures à 7 ans Fedorov et al. (2000).

Le mode de variabilité décennal à interdécennal le plus connu dans le Pacifique est la PDO (pour Pacific Decadal Oscillation). Historiquement, le terme de PDO se réfère à une analyse fréquentielle de séries climatiques concernant les prises de saumons dans le Pacifique Nord et c'est en 1997 que furent publiées les deux études pionnières concernant les modalités climatiques de la PDO dans le Pacifique Nord (Mantua et al. 1997; Zhang et al. 1997). Des études ont néanmoins prouvé l'existence d'un signal équivalent dans l'hémisphère Sud caractérisant ainsi l'ensemble du Pacifique par une signature en forme de fer à cheval (White et al. 1998; Garreaud et al. 1999). On le retrouve également sous l'acronyme d'IPO (Interdecadal Pacific Oscillation (Power et al. 1999; Folland et al. 2002)). Cependant, la PDO n'est pas le seul mode de variabilité basse fréquence. Il a ainsi été montré qu'il existait un

mode décennal de période 9-12 ans et un mode interdécennal de mode 12-25 ans, le mode interdécennal ayant des caractéristiques proches de la PDO (Tourre et al. 2001).

Au niveau temporel : si l'ENSO se caractérise classiquement par des durées de vie de 6 à 18 mois, on estime que les PDO persistent entre 20 et 30 ans.

La structure spatiale de la PDO est proche de la structure de l'ENSO dans la bande intertropicale mais s'en distingue aux plus hautes latitudes, notamment par des anomalies de vents et de températures (Tourre et al. 2001). Les caractéristiques spatiales de la PDO peuvent être schématisées en deux phases, une froide et une chaude ayant chacune des caractéristiques thermiques bien particulières (Figure 1.17).

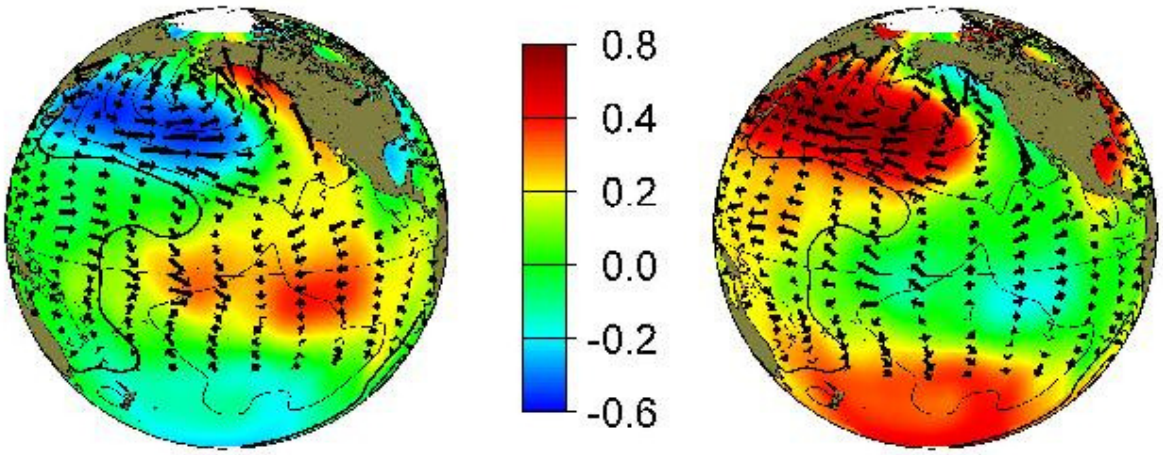


Figure 1.17 Phase chaude (à gauche) et phase froide (à droite) de la PDO et leur répercussion en terme de température (source JISAO).

Un index PDO a été crée Mantua (Mantua et al. 1997, Figure 1.18) qui caractérise des tendances multidécennales, coupées par de changements abrupts, faisant basculer le système d'une phase à une autre. Les plus notables changements de phase au cours du XX^{éme} siècle ont eu lieu en 1947-48, 1976-77 et, dans une moindre mesure, en 1924-25.

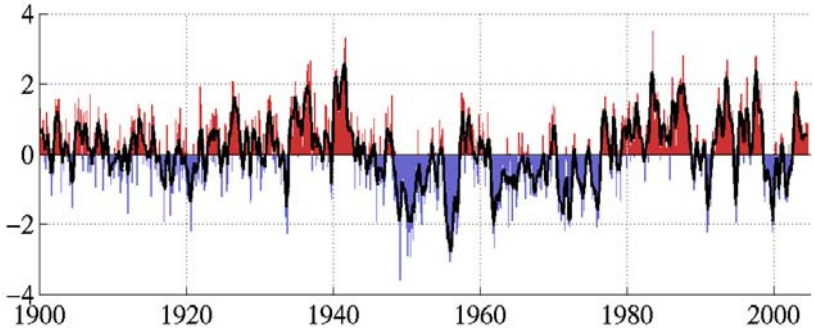


Figure 1.18 Evolution mensuelle de l'index PDO depuis 1900 (source JISAO).

Dans la zone qui nous intéresse, Power et al (1997, 1999) ont montré que pour le climat de la zone Est Australienne, les phases chaudes de la PDO donnaient des conditions plus chaudes et plus sèches. En 1999, Power et al ont proposé le terme d'IPO comme la manifestation quasi symétrique à l'échelle du bassin Pacifique de la PDO. De plus, il a été montré (Folland et al. 2002) que l'IPO était une source significative de variabilité climatique aux échelles de temps décennales à travers la région du Pacifique Sud Ouest. L'IPO induit également une modulation de la variabilité climatique (précipitations et températures) d'ENSO à l'échelle interannuelle (Power et al. 1999; Folland et al. 2002).

Enfin, au niveau des causalités, si l'ENSO est de mieux en mieux cerné, il en est tout autrement pour la PDO dont on ignore à l'heure actuelle les mécanismes moteurs, même si les coraux ont apporté la preuve de son existence depuis quelques siècles (Linsley et al. 2000; Evans et al. 2001; Linsley et al. 2004)

Il existe néanmoins de nombreuses théories décrites quant à l'origine de l'existence de la PDO dans le Pacifique intertropical dont nous allons dresser un panel non exhaustif.

i.Origine extratropicale et téléconnections atmosphériques

De nombreuses études ont montré ((Gu et al. 1997; Miller et al. 2000), entre autres) que des variations décennales de SST et de courants pouvaient avoir lieu aux hautes latitudes et être transmises ensuite aux tropiques par des jeux complexes de transmissions atmosphériques, notamment les alizés ou encore les cellules méridiennes de Hadley.

ii.Origine intertropicale

Ce sont les analogies temporelles et spatiales PDO-ENSO qui font penser que la signature de la PDO aux hautes latitudes, notamment de l'hémisphère Nord, proviendrait essentiellement des téléconnections atmosphériques de phénomènes intertropicaux précédemment cités. La PDO serait alors une composante intrinsèque du Pacifique tropical, au même titre qu'ENSO (Alory 2002). On pourrait donc appliquer les théories ondulatoires d'ENSO (oscillateur retardé, rechargé) aux phénomènes interdécennaux. Certains auteurs proposent notamment le Pacifique tropical Sud comme zone clef de la variabilité climatique interdécennale (Chang et al. 2001; Luo et al. 2001; Luo et al. 2003). La Figure 1.19 présente le scénario de Luo et Yamagata (Luo and Yamagata 2001). Ainsi, un réchauffement anormal du Pacifique tropical Est induirait, par le biais d'une téléconnection atmosphérique une anomalie négative de rotationnel du vent dans le Pacifique Sud Ouest. Cette dernière provoquerait la remontée de la thermocline et donc des anomalies de température de subsurface. Ces anomalies froides se propageraient alors vers le nord-ouest par ondes de Rossby et/ou advection par les courants moyens. Arrivées à l'Equateur, elles repartiraient vers l'est le long de la thermocline équatoriale pour finalement renverser la perturbation initiale, après une période d'une quinzaine d'année.

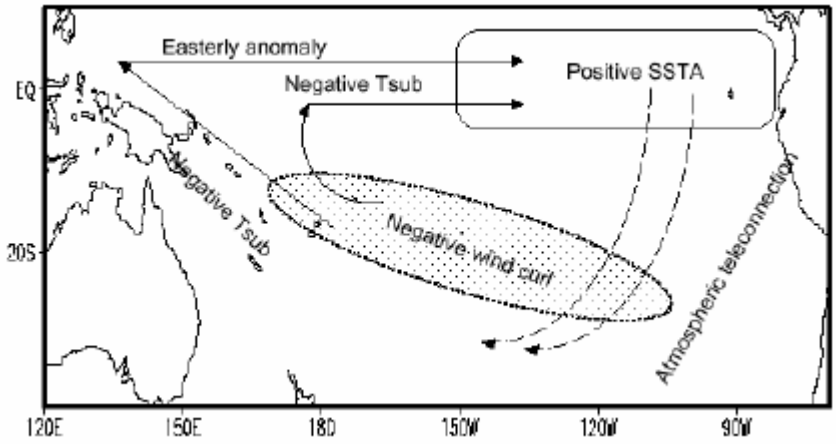


Figure 1.19 Représentation schématique du mode décennal faisant intervenir le Pacifique Sud comme zone clef (Luo and Yamagata 2001).

iii.Interactions entre basses latitudes (tropiques) et extra tropiques

Enfin, un dernier groupe d'hypothèses considère les **interactions entre basses latitudes (tropiques) et extra tropiques par le biais de cellules de circulation océaniques et/ou atmosphériques**. Les sources de la variabilité décennale peuvent être assimilées aux connections océaniques tropiques/extra tropiques par le biais des STCs (Shallow subTropical Cells). Schématiquement, les eaux hivernales entre 20 et 30° de latitude subissent un downwelling, elles plongent jusqu'à rencontrer des surfaces de densité constantes (les isopycnes vers 150-250 m de profondeur). Ces eaux suivent lentement ces isopycnes jusqu'à la thermocline équatoriale (Luyten et al. 1983). Elles rejoignent alors le sous-courant équatorial et sont remontées vers la surface par upwelling. Ensuite, la divergence d'Ekman les entraîne vers les Pôles, finissant alors la boucle de circulation. L'étude de Gu et Philander (Gu and Philander 1997) a popularisé cette théorie en couplant océan et atmosphère. Au niveau océanique, deux types de mécanismes rendent compte de cette influence des tropiques par les extra tropiques : les mécanismes $\overline{V}T'$ faisant intervenir des anomalies de température transportées par advection des courants moyens et les mécanismes $V'\overline{T}$ qui font état de modulation d'intensité des cellules de circulation océaniques. L'inertie de l'océan serait alors la source de la variabilité décennale due à ces connexions entre hautes et basses latitudes. Ces dernières seraient la source des perturbations affectant les tropiques.

De par son importance climatique et sa relative méconnaissance, un des buts de cette thèse est d'améliorer la compréhension des phénomènes décennaux à interdécennaux, que nous qualifierons de basses fréquences.

1.2.d. Autres phénomènes climatiques

Outre les phénomènes pseudo-périodiques décrits, il existe une multitude d'autres phénomènes climatiques dont certains vont être brièvement décrits ici et qui seront détaillés au besoin dans la suite de ce manuscrit.

La première cause de variabilité au niveau climatologique est le cycle saisonnier.

Le phénomène de mousson, c'est-à-dire l'inversion saisonnière du sens des vents entre continent et océan, amenant régulièrement des précipitations intenses sur certaines côtes, peut

être considéré comme un des phénomènes climatiques potentiellement enregistrable dans la mémoire des coraux (Charles et al. 2003; Peng et al. 2003).

Au niveau des fréquences, vient ensuite la Quasi Biennial Oscillation (QBO). Elle fut observée à l'origine par Reed et al en 1961 au niveau des vents d'Ouest et d'Est (Westerlies et Easterlies) de la stratosphère équatoriale, mais est depuis décrite au niveau de paramètres océaniques (SST, SLP Sea Level Pressure) (Rasmusson et al. 1990).

Certaines études font état de cyclicités climatiques qui pourraient être liées à des variations solaires (Friis-Christiansen et al. 1991; Hoyt et al. 1997; Beer et al. 2000; Rind 2002), notamment les cycles de Schwabe (cycles de 11 ans), les cycle de Hale (22 ans) et les cycles de Gleissberg (80-90 ans). Grâce aux stries de croissance des arbres, des cycles plus basses fréquences ont pu être observé de manière indirecte, il s'agit de cycles de 88 et 208 ans (Stuiver et al. 1993). Ces variations d'activité se manifestent également par des périodes de faible activité solaire qui sont connues sous le nom du Minimum de Spörer (1416-1534), Maunder (1645-1715) et de Dalton (1800-1820).

Il existe donc une multitude de phénomènes plus ou moins bien connus, plus ou moins périodiques qui peuvent potentiellement être enregistrés dans des archives coralliennes.

1.3. ZONES D'ETUDES

Pour cette étude, deux sites ont été choisis dans le Pacifique Sud Ouest. Il s'agit de la Nouvelle-Calédonie et de l'île de Wallis (Figure 1.20).

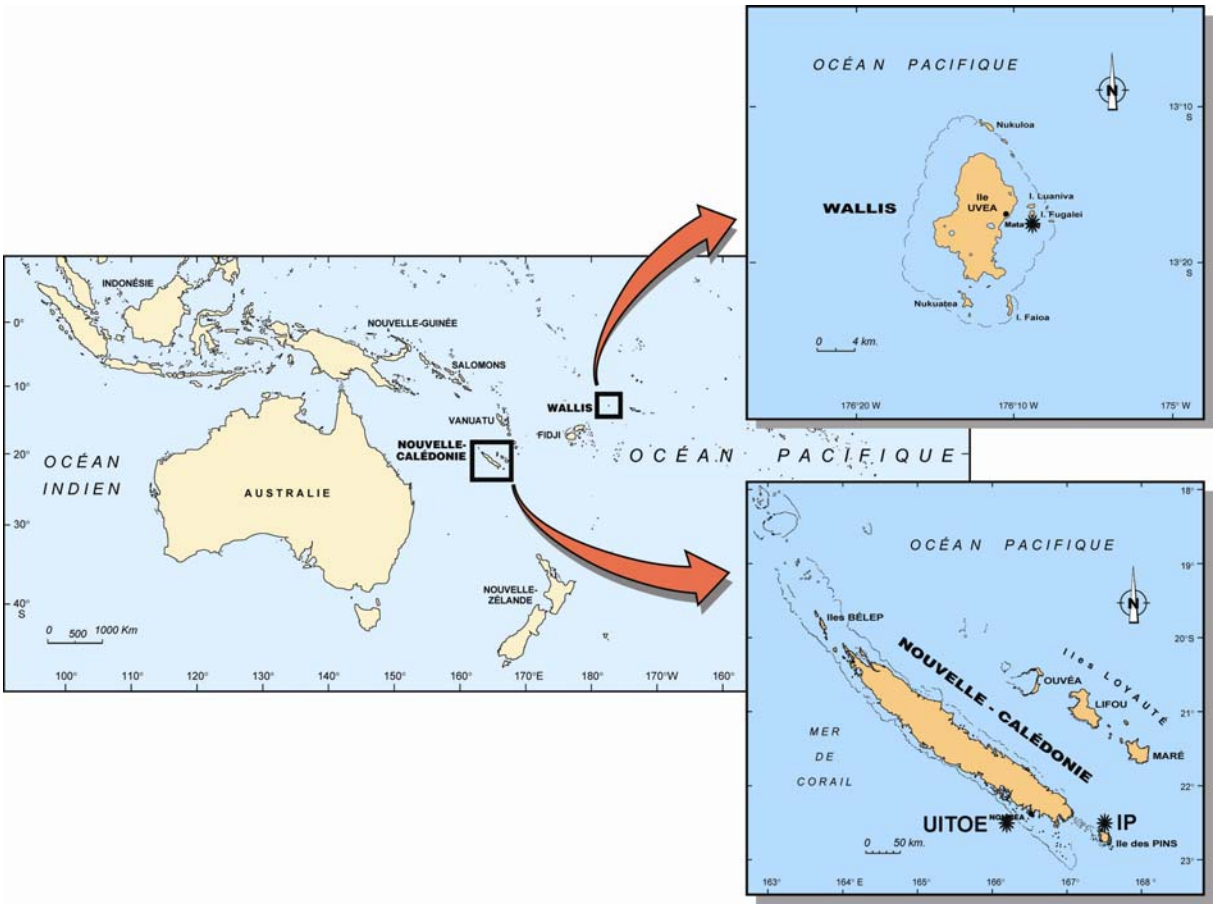


Figure 1.20 Carte du Pacifique Sud Ouest et détail des zones d'étude: l'île de Wallis et celle de la Nouvelle-Calédonie avec l'île des Pins (IP) à l'extrême Sud. Les étoiles représentent les lieux de prélèvement des carottes.

Salinger et al en 1995 ont pu mettre au point un schéma des différentes zones climatiques régissant le Pacifique Sud Ouest (Figure 1.21).

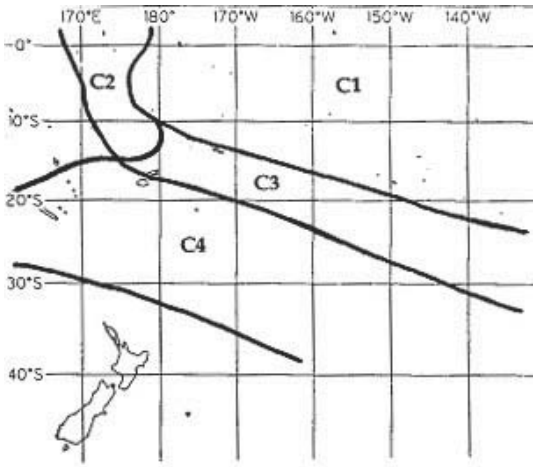


Figure 1.21 Division du Pacifique en quatre zones suivant les tendances des précipitations et des températures de l'air (Salinger 1995).

Le classement en quatre zones distinctes suit l'analyse temporelle de séries de températures et de précipitations (1951-1990) extraites de 41 sites couvrant un carré de 1°N à 53°S et de 166°E à 144°W (Salinger 1995).

La zone C4 nous intéresse car elle contient notre premier site d'étude, l'île de la Nouvelle-Calédonie. Elle se situe en deçà de la SPCZ, dans la ceinture des alizés de Sud-Est. Les anomalies annuelles de température sont corrélées à l'oscillation australe (r=0.42). Ceci veut dire que des températures plus fraîches que la normale sont ressenties pendant les épisodes Niños, phases « chaudes » du phénomène ENSO.

Au niveau des précipitations, la zone C4 est clairement affectée par ENSO, donnant lieu à des précipitations plus importantes pendant les Niños.

Cependant, il convient de moduler ces dernières informations. En effet, en analysant précisément les pluies provenant des enregistrements de la station météorologique de Nouméa, dans le Sud Ouest de la Nouvelle-Calédonie, Salinger et al (1995) se sont rendus compte que le schéma classique des précipitations décrivant la zone C4 ne s'applique pas au Sud de l'île, que l'on doit plutôt rapprocher de l'influence du Nord-est de l'Australie et de la mer de Corail, donc plus sec pendant un événement El Niño.

Ce schéma est confirmé par les analyses locales des océanographes faisant ressortir l'effet inverse : El Niño est caractérisé par des sécheresses en Nouvelle-Calédonie (Nicet et al. 2000).

Notre deuxième zone d'intérêt est la zone de Wallis, située à la limite entre la zone C1 et la zone C3 (13°S, 176°W).

A l'échelle interannuelle, dans cette région du Pacifique central, les événements El Niño correspondent à des températures plus fortes et il pleut plus qu'en temps normal.

La migration saisonnière de la position de la SPCZ est également ressentie, donnant une saison des pluies très fortement marquée par la présence de cette zone au fort couvert nuageux et une saison moins pluvieuse.

Nous venons de décrire la climatologie saisonnière moyenne affectant le Pacifique. Il est fait référence au phénomène ENSO, qui est la première cause de variabilité interannuelle.

1.3.a. Présentation de la Nouvelle-Calédonie

i.La Nouvelle-Calédonie : histoire, géographie et géologie

Des datations de sites de type Lapita ont permis de déterminer l'âge des premiers peuplements de la Nouvelle-Calédonie, remontant à environ 3500 ans (Sand 1996). L'île de La Nouvelle-Calédonie doit sa « découverte » au navigateur anglais James Cook, en 1774. Après quelques tractations entre les Canaques, mélanésiens habitants ces îles, et les Français, la Nouvelle-Calédonie devint un protectorat français en 1853. Actuellement c'est une collectivité d'Outre Mer.

La Nouvelle-Calédonie est en fait composée de 5 îles majeures : l'île principale d'environ 400 kilomètres de long sur une cinquantaine de large, est orientée Nord Ouest / Sud Est.

Elle est prolongée au Sud par l'île des Pins (Kunié en langage local) et intègre également l'archipel des îles Loyautés, à l'Est (Figure 1.20). L'ensemble est compris entre 18 et 23°S et 163-168°E.

Au niveau géologique : la Nouvelle-Calédonie est une ancienne partie du Gondwana initial, qui s'est détachée. Si notre zone a été extrêmement active sismiquement au cours des temps géologiques, comme le témoigne la diversité des roches rencontrées sur l'archipel (Paris 1981; Picard 1999), les enregistrements actuels de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) révèlent une très faible activité sismique contrairement à l'archipel voisin des Vanuatu. On enregistre néanmoins une surrection des récifs, notamment dans la zone Sud, les îles Loyautés et l'île des Pins. Sur cette dernière, on estime le soulèvement à 1.2 m/10 000 ans (Picard 1999).

Actuellement, la Nouvelle-Calédonie est le plus grand lagon du monde. C'est également la seconde barrière de corail, mesurant plus de 1600 kilomètres quasiment continus, et ouverte aux extrémités Nord et Sud (Guilcher 1988). Une particularité à noter est que le lagon est très large, la barrière récifale se retrouvant parfois à une vingtaine de kilomètres de l'île principale.

Un forage de 128 m, conduit sur l'îlot corallien Amédée (récif barrière), montre des séquences récifales caractérisant les périodes de haut niveau marin, favorables à l'établissement de récifs coralliens. La dernière période montre l'établissement de récifs « actuels » depuis au mieux 8200 ans sur une base de récifs datant du dernier interglaciaire (Eemien, il y a environ 125 000 ans). On retrouve cette séquence sur la quasi-totalité des récifs frangeants néo calédoniens, mais décalée dans le temps (initiation des récifs frangeants entre 7.6 et 4 ka (Coudray 1976; Cabioch et al. 1999; Cabioch 2003)).

Tant au niveau des variations du niveau marin que de la tectonique des plaques, on considérera notre zone d'étude calédonienne comme stable, au moins sur notre période d'étude, c'est-à-dire les dernières centaines d'années.

ii.Présentation des sites d'étude néo calédoniens

La Figure 1.22 regroupe les données de température de l'air enregistrées à Moué (Ile des Pins) par la station de Météo France. On y voit l'alternance de cycles saisonniers, caractérisés par une saison chaude entre Décembre et Mars (l'été austral) associée à d'intenses précipitations, suivie d'une courte intersaison qui amène la saison fraîche (Mai à Octobre), plus sèche. Une deuxième intersaison boucle le schéma classique. Ce schéma est globalement valable sur l'étendue de la zone calédonienne (comme le montre par exemple l'enregistrement du phare Amédée (Figure 1.22), site se situant sur la côte Ouest (Figure 1.24), à proximité de la barrière récifale).

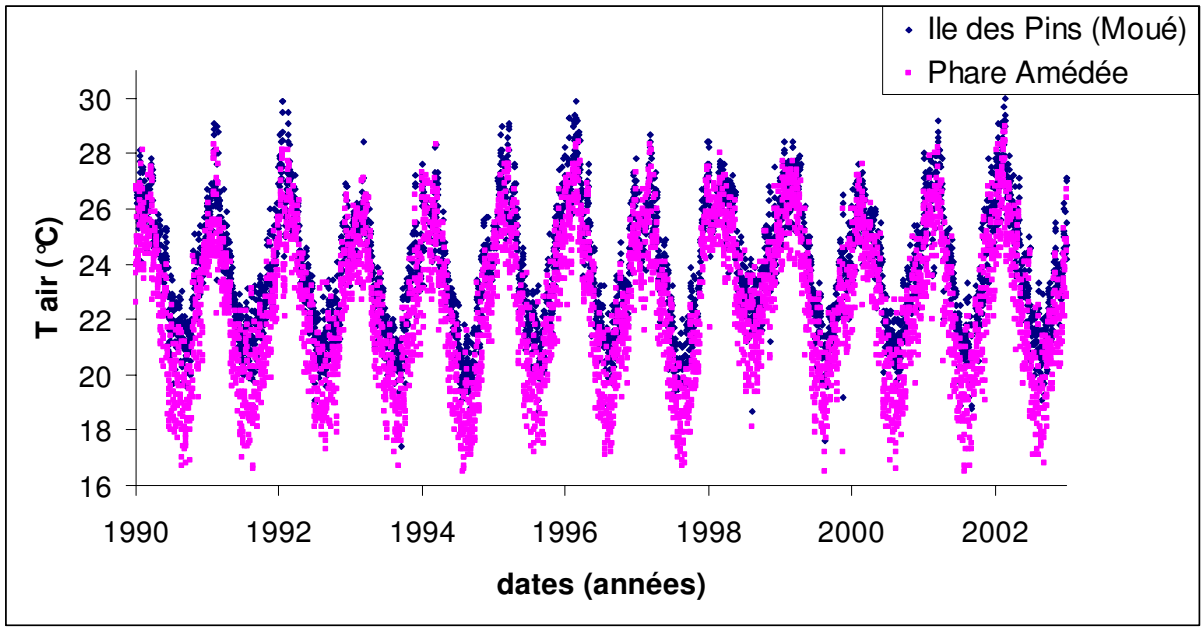


Figure 1.22 Comparaison entre les enregistrements des températures de l'air du phare Amédée (rose) et de Moué, à l'île des Pins (bleu).

D'un point de vue de la courantologie, les analyses de la climatologie moyenne de la zone néo calédonienne Vega et al. (2005) montrent que les eaux calédoniennes dans leur ensemble sont soumises à une variabilité saisonnière impliquant deux masses d'eau.

Un courant provenant du SEC (Courant Sud Equatorial) amène des eaux chaudes et peu salines. Ce courant est principalement actif aux abords de la Nouvelle-Calédonie entre Juin et Octobre. De Janvier à Mai, c'est essentiellement l'influence du STCC (Contre Courant Sub Tropical), branche du EAC (Courant Est Australien) qui prédomine, amenant de l'eau froide et saline (cf. figure 1 de l'article 1 du chapitre 4). Entre ces périodes, les deux courants majeurs se confrontent sans que l'un ne prédomine majoritairement sur l'autre. L'étude de la climatologie des vents indique que leur direction est à l'opposée de celle des courants. Ainsi, Vega et al (2005) concluent que c'est la circulation zonale grande échelle, et notamment le SEC et le STCC qui forcent la circulation de la zone calédonienne.

Le site de Uitoé

Sur la Figure 1.20 et la Figure 1.24, on peut voir le site de la fausse passe de Uitoé[9], sur la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie. Ce site a été choisi en 1992 pour l'installation d'un thermosalinographe par les équipes d'océanographes physiciens de l'IRD. Il en résulte une base de données conséquente, puisque l'appareil enregistre tous les quart d'heures la SST et la SSS. La climatologie du site de Uitoé est visible en figure 2 (ch. 3). Ce site présente des variations thermiques bien marquées, modulées par de brusques variations de SST. Ces dernières correspondent à des phénomènes d'upwelling, remontées d'eaux profondes, froides et chargées d'éléments nutritifs (Henin et al. 2005; Alory et al. 2006). De plus, des variations de salinité sont enregistrées. De l'ordre de 1 ‰, sans apparente saisonnalité, elles sont néanmoins susceptibles de faire varier la composition géochimique du squelette corallien.

Le site de l'île des Pins

« C'est peut être le climat le plus sain et le plus agréable qui existe au monde » écrivait en 1864, Jules Garnier, l'ingénieur des mines français qui découvrit les gisements de nickel néo-calédoniens, en parlant de l'île des Pins. « De nos jours, on peut le décrire pareillement » (Pissier 1972).

Sur la Figure 1.23, on voit qu'il existe au niveau de la zone de prélèvement une barrière de corail au large qui protége partiellement des houles et des courants océaniques. Elle prend fin avant la passe de Gadjii, à proximité de notre lieu de prélèvement. L'influence est donc mixte, avec d'une part l'océan ouvert, avec des courants venant globalement de l'Est et du Nord-Est. Ces deux courants sont deux branches du SEC (South Equatorial Current). L'une arrivant directement de l'Est, l'autre provenant de la bifurcation de ce même courant (SEC) à l'approche de la Nouvelle-Calédonie (Théorie de l'île, (Godfrey 1989)). Les océanographes physiciens ont montré l'existence du courant de Vauban, longeant le côte Est calédonienne et venant du nord (Henin et al. 1984). D'autre part les courants de vidange du lagon, sortant par la passe, au Nord, influent probablement également sur la zone de prélèvement. C'est en tout cas ce que l'on peut penser au vue de la configuration géographique de la zone (Figure 1.23) et c'est ce qui ressort des discussions avec les

[9] Pour plus d'informations sur la climatologie du site de Uitoé (22°17. S, 166°11. E), le lecteur pourra se référer au ch 3 ainsi qu'à Ourbak, T. (2002). Calibration des traceurs de température et de salinité dans les coraux massifs. UMR 5805 EPOC. Bordeaux, Université de Bordeaux**:** 30 p.

plongeurs du Kunie Scuba Center de l'île des Pins, sans qu'aucune étude quantitative ait été menée sur le terrain. Il n'existe néanmoins pas de cours d'eau important dans la zone.

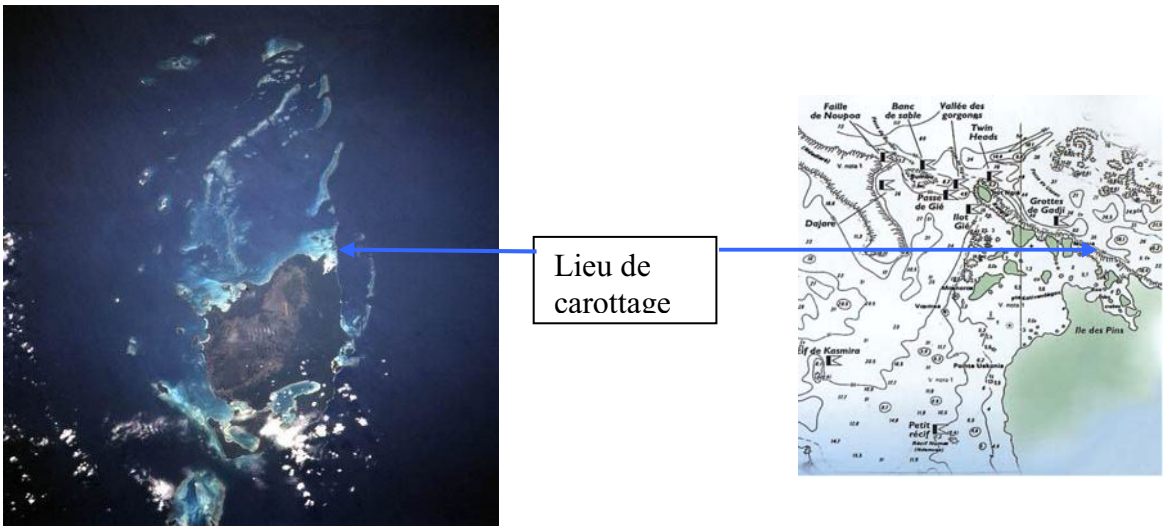


Figure 1.23 Image satellite, à gauche, et cartographie de la Zone de Gadjii (Nord Est de l'Ile des Pins) zone de prélèvement de la carotte IP.

iii.Synthèse

Dans la suite du manuscrit, il sera régulièrement fait référence à des carottes provenant de trois sites d'étude néo calédoniens, Uitoé et l'île des Pins, brièvement introduits ci dessus et le site du phare Amédée. Il est nécessaire de définir les caractéristiques propres à chacun de ces sites afin d'en expliquer les points communs mais aussi les différences sur les plans géographiques, climatologiques et océanographiques.

La carte présentée ci-dessous présente la localisation géographique des trois sites.

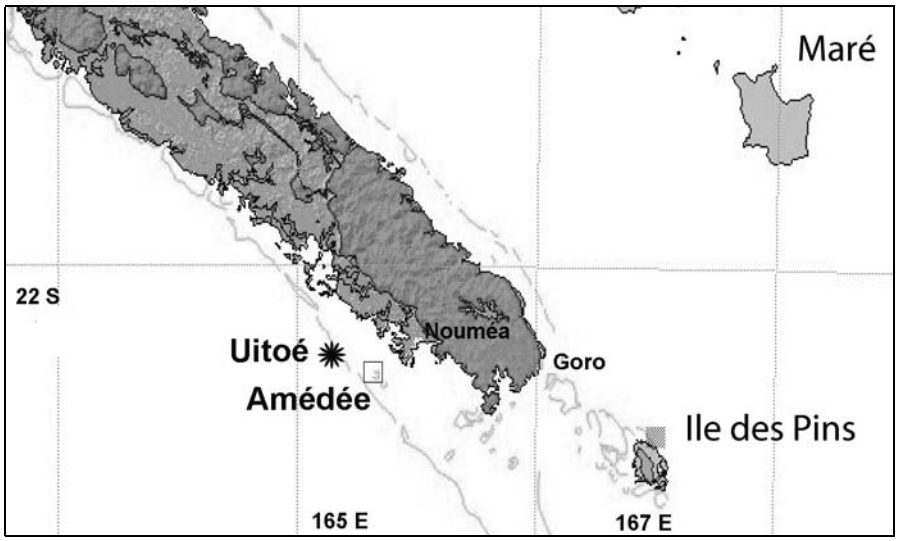


Figure 1.24 Carte proposant une synthèse géographique des différents sites de prélèvements de carottes coralliennes du Sud de l'île de la Nouvelle-Calédonie dont il est fait référence dans la suite du manuscrit. Les sites de Uitoé (étoile) et de l'île des Pins (carré plein) sont nos sites d'étude, le phare Amédée (carré) a été étudié par d'autres auteurs, Quinn et al (1998) ou Corrège et al (2001) par exemple.

Les sites de la fausse passe de Uitoé et du phare Amédée sont distants de quelques kilomètres seulement et se trouvent sur la côte Ouest, aux abords de Nouméa, alors que le site de prélèvement de l'île des Pins est situé sur la côte Est de l'île la plus australe de l'archipel calédonien.

La présence d'alizés, soufflant vers le Nord Ouest, va créer des upwellings le long de la côte Sud-Ouest calédonienne. En effet, les vents chassent les masses d'eau globalement vers le Sud-ouest (théorie d'Ekman déviant les mouvements sur la gauche dans l'hémisphère Sud), laissant ainsi un déficit comblé par l'apport d'eau plus froide, plus salée et riche en éléments nutritifs, car provenant d'une profondeur (estimée entre 150 et 200 m). Ce phénomène est visible sur les enregistrements des températures de surface de l'eau de mer à haute résolution (Figure 1.29), aussi bien avec des cartes satellites qu'avec des données in situ (Henin and Cresswell 2005; Alory et al. 2006).

	Uitoé	Amédée	Ile des Pins
T air (°C)		Janv 90 Quot 17.4/30	Dec 1972 Quot 15.8/29
SST (°C)	Mai 92 Quot 20.89/29.42	Dec 74 Mens (bucket) 19.49/27.56	
SSS (psu)	Mai 92 Quot 34.64/35.80	Dec 74 Mens (bucket) 34.88/36.88	Prélèvements d'eau de mer sur 3 mois

Tableau 1 Récapitulatif des séries de données environnementales existantes. Uitoé est un enregistrement thermosalinographe, Amédée comporte des prélévements d'eau de mer dans lesquelles sont mesurés les SST et les SSS, les données des températures de l'air proviennent des stations Météo France de Moué et du phare Amédée et contiennent également des données telles que les précipitations, la force et l'intensité de vents. On notera que la plupart des series ne sont pas continues. Les cases vides correspondent à l'absence de donnés.

D'un point de vue de la comparaison des sites, le phare Amédée présente la particularité d'avoir des relevés des principaux paramètres climatiques et océanographiques (vents, SST, SSS…) et ce depuis 1974. Un *Porites* massif, situé à proximité du phare, a été prélevé et intensivement étudié depuis une dizaine d'années (Quinn et al. 1998; Corrège et al. 2001). Le phare Amédée, bien que situé loin des côtes, est néanmoins situé à l'intérieur du lagon calédonien. Ce confinement n'est que relatif étant donné la proximité immédiate de deux passes permettant le renouvellement des eaux du lagon.

La fausse passe de Uitoé, lieu de prélèvement de la carotte ayant servi aux calibrations haute résolution (ch. 3) est située à quelques kilomètres du phare Amédée. D'autres études ont préalablement étudié ce site. Castellaro (1999), par exemple, conclue que le site de Uitoé présente des similarités avec les données publiées en ce qui concerne les calibrations traceurs géochimiques vs environnement et notamment la relation Sr/Ca=f(SST). Les traceurs géochimiques étudiés à résolution bimensuelle (1 échantillon pour deux mois de croissance) semblent être influencés par la température essentiellement.

Cependant, le régime océanographique y est différent avec une influence essentiellement océanique, le corail prélevé étant situé à l'extérieur du lagon.

Les enregistrements thermosalinographes, ainsi que les images satellites font état de la présence récurrente d'anomalies thermiques négatives, provoquées par des upwellings (Henin and Cresswell 2005). Cependant, ces upwellings touchent essentiellement l'extérieur de la barrière, bien qu'ils puissent atteindre avec une moindre influence le phare Amédée. De plus, le milieu marin est tamponné vis-à-vis des variations thermohalines à l'intérieur du lagon.
Le site de l'Ile des Pins, lui est situé sur la côte Est, où les upwellings ne sont qu'exceptionnels, lorsque la côte est soumise à de forts vents, comme ce peut être le cas lors de certaines dépressions tropicales et/ou cyclones (Henin and Cresswell 2005). Peu de données in situ sont disponibles, nous pouvons néanmoins utiliser les températures de l'air enregistrées sur le site de l'aéroport de Moué par Météo France. Il est à noter que les températures de l'air de Moué sont bien corrélées avec les données des SST marines données par IGOSS SST (r^2=0.87) bien qu'il y ait un décalage thermique, les températures de l'air étant systématiquement plus fraîches en saison hivernale. Enfin, concernant les données de salinité, une campagne d'échantillonnage a été entreprise dans le cadre de cette thèse. Des prélèvements d'eau ont été effectués à une fréquence hebdomadaire, et ce pendant trois mois. Les résultats ont permis de montrer une forte variabilité de salinité (variations 2.7 fois plus marquée que celles enregistrées à Uitoé, sur la base de 10 échantillons d'eau). Ce résultat conforte les résultats de Auzende et al. (1999) faisant état de fronts de salinité marqués dans la zone sud de la Nouvelle-Calédonie.

1.3.b. Présentation de l'île de Wallis

i.L'île de Wallis : histoire, géographie et géologie

L'île de Wallis a été découverte en 1767 par un navigateur anglais, Samuel Wallis. Ce n'est qu'avec l'arrivée des missionnaires Maristes en 1837 que l'île entretient des rapports avec l'Occident. Les îles de Wallis et Futuna, après avoir été un protectorat français entre 1887 et 1961 constituent actuellement un des territoires d'outre-mer français (TOM). Une particularité à noter est que ce protectorat s'établit sous la direction de rois coutumiers (un à Wallis, et deux à Futuna, les royaumes de Sigave et d'Alo).

Des fouilles archéologiques ont mis au jour des sites wallisiens datant de 1400 avant JC. Des tongiens, habitants du royaume de Tonga, colonisèrent ensuite l'archipel de Wallis, vers le XV^{éme} siècle.
L'île d'Uvea, la principale de Wallis (77,5 km²) est située par 13°S, 176°O, à 1100 miles nautiques (environ 2100 km) au nord-est de la Nouvelle-Calédonie, entre les Fidji et les

Samoa (Figure 1.20). Uvea est bordée d'une quinzaine d'îlots (81,5 km^2), dénommés motu en polynésien.

Wallis, de par sa position sur l'extension occidentale de la chaîne sous-marine des Samoa, est composée essentiellement d'épanchements basaltiques et pyroclastiques datées de moins de 0.5 M années (Aubert de la Rue 1935; Price et al. 1991). Ces roches volcaniques sont bordées de plateformes récifales.

ii.Climatologie

Malgré l'existence d'une base de données climatiques depuis 1971, le climat de Wallis et Futuna n'a été que peu étudié (Maîtrepierre, responsable de la division Climatologie de Météo France Nouvelle-Calédonie, dans Juncker 2005).

Nous allons dresser une vision globale des variations climatiques grâce aux données instrumentales recueillies auprès d'institutions telles que l'IRD, Météo France et le Service de l'Environnement de Wallis et Futuna. En totalité dans la zone intertropicale, Wallis subit un climat tropical maritime, chaud, humide, pluvieux et de forte nébulosité. Les variations des températures de l'air données par Météo France sur le site d'Hihifo (la capitale) sont représentées en Figure 1.25.

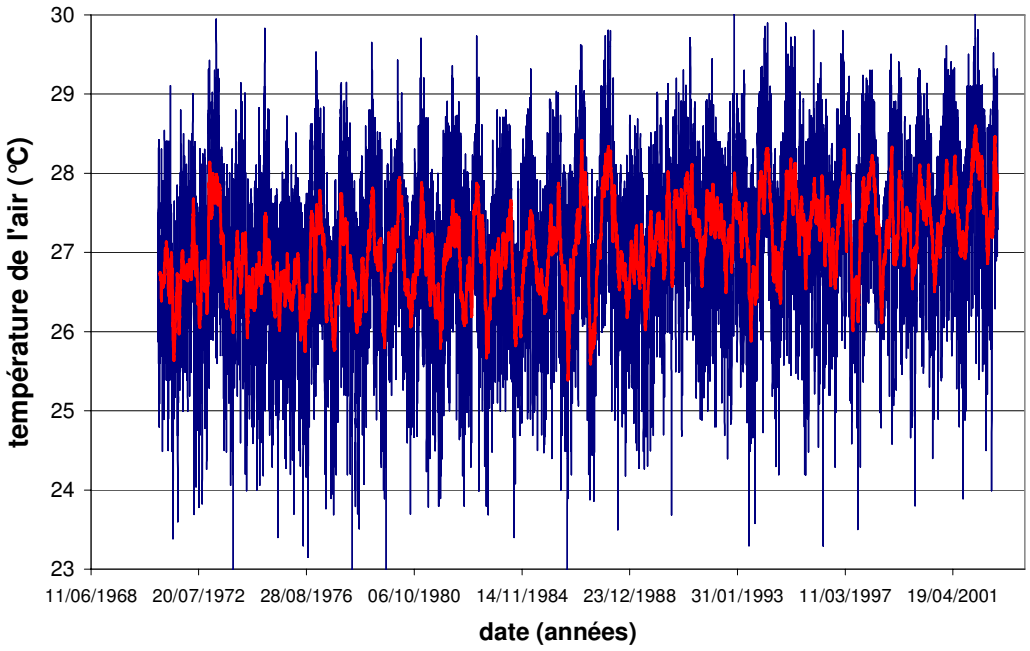


Figure 1.25 Variations quotidiennes (bleu) et moyennes mensuelles (rouge) des températures de l'air enregistrées à la station Météo France de Hihifo.

Ces variations saisonnières sont faibles, avec des extrema des températures de l'air dépassant rarement 30°C et des minima descendant rarement en dessous de 23°C.

Par contre, l'amplitude des précipitations est plus prononcée : les mois de juin à septembre affichent un déficit moyen de 150 mm en comparaison du reste de l'année.

Ces variations saisonnières sont pour l'essentiel liées à la migration Nord-sud de la zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ) qui passe deux fois par an sur la région de Wallis et Futuna (Alory et Delcroix, 1999, Figure 1.4 et Figure 1.5).

Le cycle saisonnier peut donc se résumer ainsi : la période d'octobre à mai, chaude et humide, correspond à l'été austral ; la période de juin à septembre, légèrement plus sèche correspond à l'hiver austral (Figure 1.26).

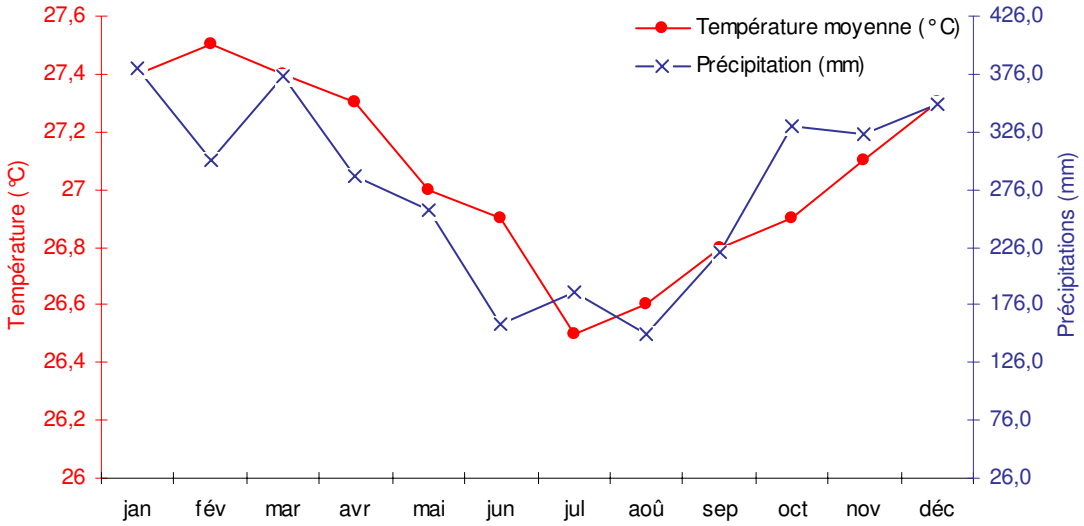


Figure 1.26 Normales des températures et précipitations mensuelles à Hihifo (Wallis) calculées sur la période 1971-2000, d'après les données de Météo France Nouvelle-Calédonie. Extrait de Juncker (2005).

La morphologie complexe des formations coralliennes et récifales lagonaires divise la courantologie du lagon de Wallis en trois bassins ((Richard 1982), Figure 1.27). Ces bassins fonctionnent de façon largement indépendante d'un point de vue hydrodynamique. Les eaux du bassin Est (qui nous intéressent particulièrement car elles baignent la carotte corallienne qui va servir pour la suite de cette étude) sont drainées jusqu'à l'océan au travers de la passe la plus large et la plus profonde (40 m), Honikulu, située au Sud de l'île. Cependant, les eaux lagonaires restent relativement confinées.

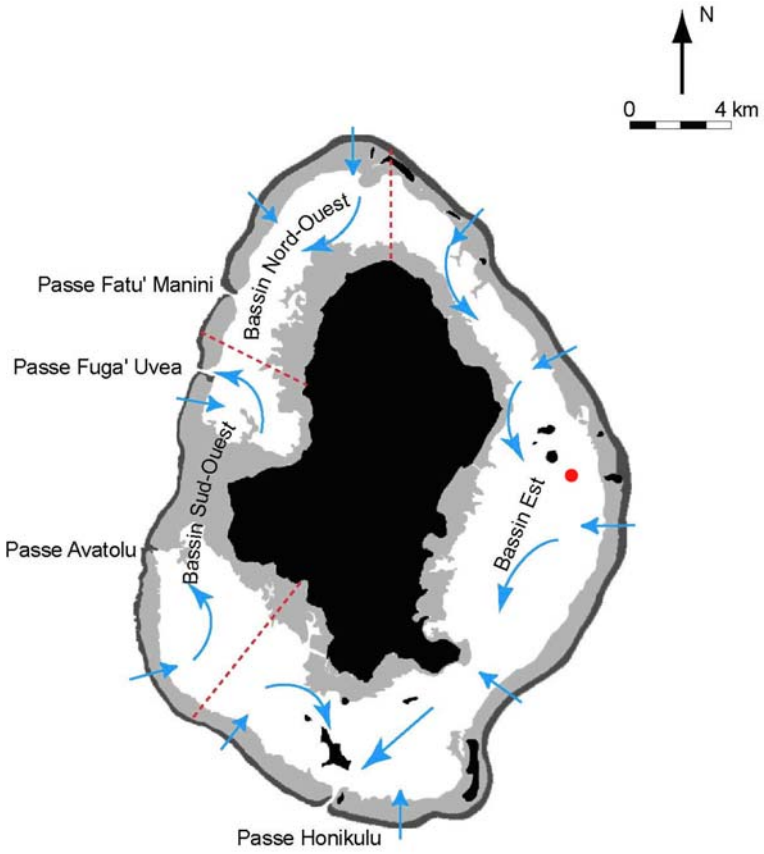


Figure 1.27 Courantologie à l'intérieur des trois bassins qui compartimentent le lagon de Wallis. Le lieu de prélèvement est symbolisé par un cercle rouge. Figure élaborée à partir des informations disponibles dans le rapport de Richard et al. (1982), modifiée, d'après Juncker (2005).

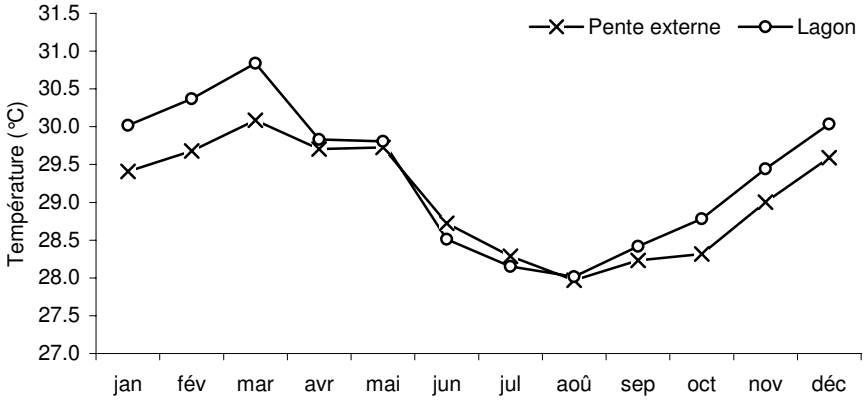


Figure 1.28 Moyennes mensuelles des températures au niveau des pentes externes de Wallis (enregistrées à 10 m de profondeur, sur trois sites respectivement à l'Est, à l'Ouest et au Nord Ouest de l'île, ainsi que dans le lagon). Ces moyennes de températures sont calculées sur la période 2002-2004. Sources : IRD Nouvelle-Calédonie et Service de l'Environnement de Wallis et Futuna.

La Figure 1.28 décrit les différences de SST entre les eaux du lagon et les eaux océaniques, telles que mesurées par différents thermomètres (Juncker, 2005).
Elle fait apparaître clairement un phénomène classique en océanographie physique tropicale, à savoir que les eaux lagonaires sont quasi-systématiquement plus chaudes que les eaux marines environnantes. Ce contraste étant saisonnier.

1.3.c. Deux zones contrastées

Les deux sites d'étude sélectionnés en vue des reconstructions paléoclimatiques, l'île des Pins et Wallis sont différents et ce sous divers aspects.

D'un point de vue faunistique et floristique, on notera que si Wallis possède des espèces typiques des îles tropicales, l'île des Pins est caractérisée par la présence d'espèces qui sont généralement absentes de ces zones tropicales, révélant l'influence des extra tropiques.

Il convient également de noter la position relative des lieux de carottage. A l'île des Pins, le carottage à l'extérieur au lagon principal associé à la présence d'une barrière récifale peu développé au large de notre site d'étude et l'absence de cours d'eaux majeurs sont des éléments laissant envisager une influence maritime prédominante. Par contre, à Wallis, le carottage à l'intérieur du lagon, associé à la présence de cours d'eau proximaux et l'éloignement de la passe, confine le site à une domination des signaux issus des eaux du lagon. Ensuite, une comparaison des données de SST (Figure 1.29) et de SSS (Figure 1.30) enregistrées par deux thermosalinographes de l'IRD en Nouvelle-Calédonie et à Wallis permet de mettre en évidence deux systèmes bien différents comme l'indiquent les Figures 1.27 et 1.28. On s'aperçoit que les variations sont non seulement décalées en termes de valeur absolue mais également dans d'amplitude de variations saisonnières. Le cycle saisonnier des SST est de 8,52°C d'amplitude maximale en Nouvelle-Calédonie contre 4°C à Wallis. Les variations de salinité sont elles aussi très différentes. Alors que les variations majeures ne sont que de 1 psu (practical salinity units) en Nouvelle-Calédonie, elles sont de près de 2.5 psu à Wallis, reflétant l'influence de la SPCZ sur les précipitations et la SSS.

Nous sommes donc en présence de deux zones climatiquement contrastées, idéalement placées pour permettre une étude paléoclimatique qui permettra, à terme, la comparaison des deux sites vis à vis des phénomènes climatiques que sont ENSO et la PDO.

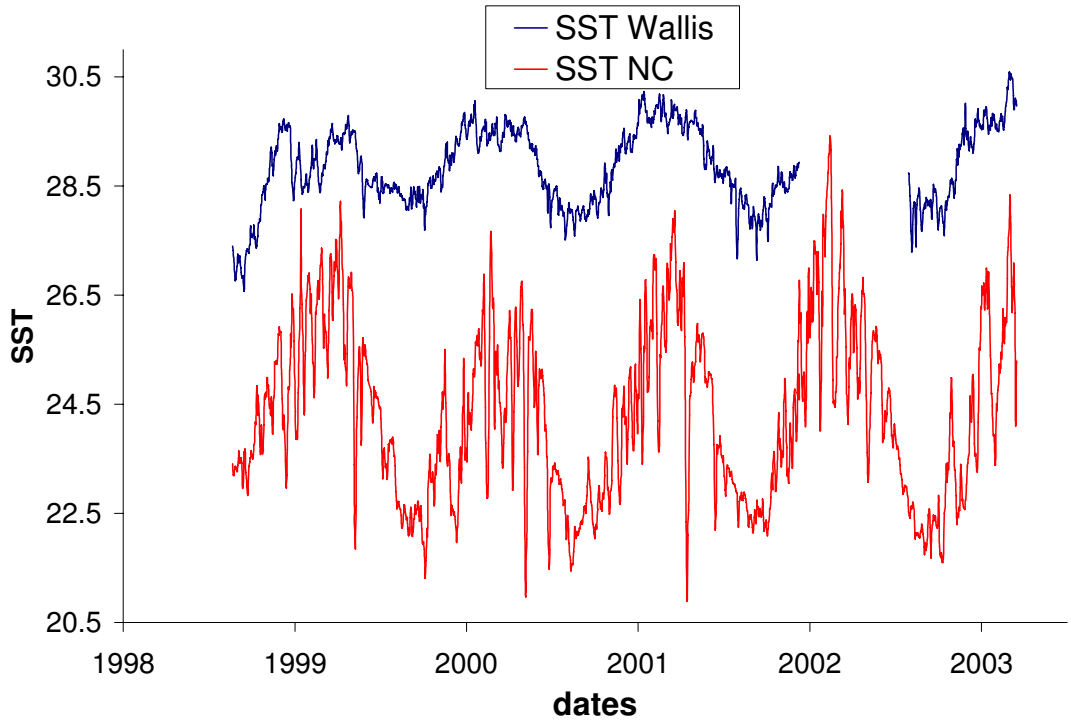


Figure 1.29 Variations des SST enregistrées par les thermosalinographes de l'IRD sur l'île de Wallis et en Nouvelle-Calédonie (site de Uitoé).

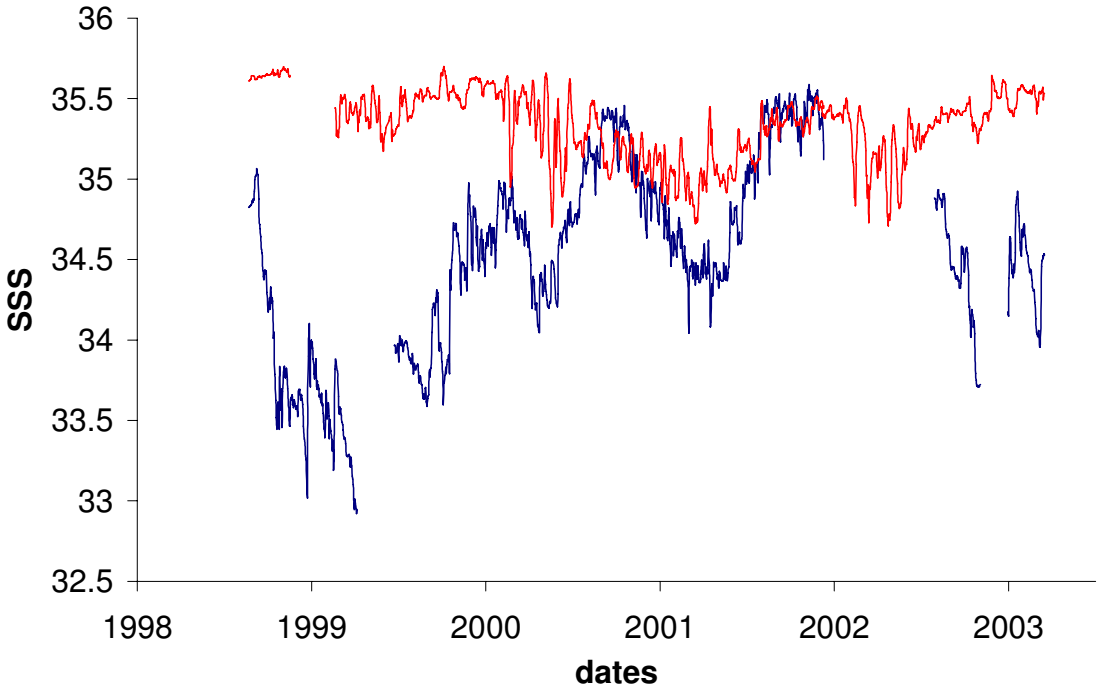


Figure 1.30 Variations des SSS enregistrées par les thermosalinographes de l'IRD sur l'île de Wallis et en Nouvelle-Calédonie (site de Uitoé). NB les données de Wallis ne sont pas validées, il faut notamment être prudent quant à l'interprétation des deux fortes diminutions début 1999 et fin 2002 visibles sur l'enregistrement, où les SSS perdent parfois plus de 2 psu en quelques jours.

1.4. SYNTHESE DU CHAPITRE 1

Au cours de ce chapitre, nous avons pu

- Introduire des notions de climatologie et d'étude des paléoclimats.

- Présenter les différents phénomènes climatiques affectant le Pacifique

    * La situation « moyenne ».

    * Les variations interannuelles de type ENSO (El Niño Southern Oscillation).

    * Les variations interdécennales de type PDO (Pacific Decadal Oscillation) ou IPO (Interdecadal Pacific Oscillation).

    * Les autres phénomènes climatiques tels les variations saisonnières, les cycles solaires.

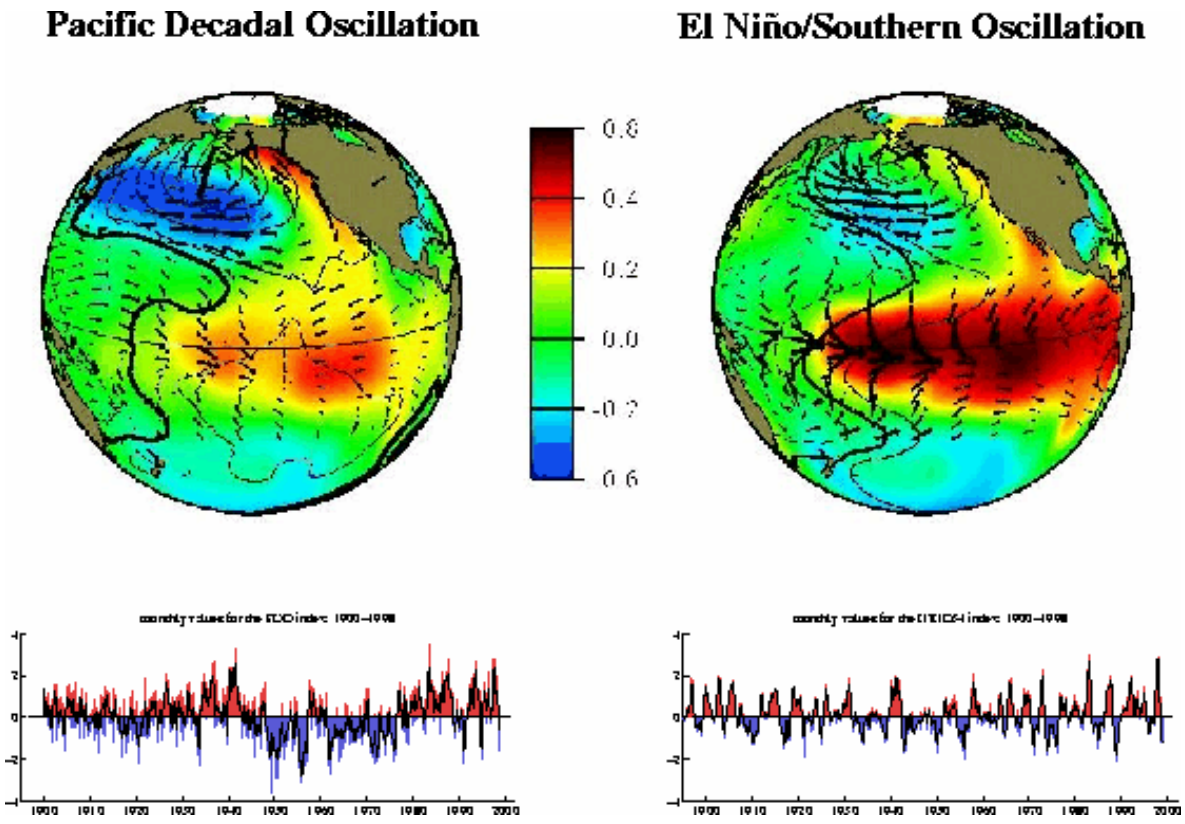


Figure 1.31 Structures spatiale et temporelle associées aux phases chaudes de la PDO et d'ENSO. Les gradients de couleur représentent les anomalies de SST ; les vecteurs représentent les tensions de vent et les contours représentent les pressions de surface (http://tao.atmos.washington.edu/pdo/graphics.html).

- Présenter et comparer nos sites d'étude climatiquement contrastés

  • La Nouvelle-Calédonie avec l'île des Pins (22°S, 167°E) et Uitoé (22°S, 166°E)

  • Wallis (13°S, 176°W)

Etudier et comprendre les variations climatiques passées est essentiel pour connaître son influence sur les écosystèmes passés mais également pour espérer comprendre et prévoir l'évolution climatique.

CHAPITRE 2
Etat de l'art, Matériel et Méthodes

CHAPITRE 2 . Etat de l'art, Matériel et Méthodes

2.1. LES CORAUX : TRIPLE IDENTITE

Le récif corallien est probablement l'entité biominéralisée la plus spectaculaire de la planète. Nos objets d'étude, les coraux (Figure 2.) font partie intégrante de ces récifs. Ils peuvent être abordés sous différents points de vue. Veron décrit bien cette situation dans son encyclopédie « Corals of the world »[10] (Veron 2000). Déjà le naturaliste Jean Fabre avait senti la symbiose si particulière instaurée au sein des colonies coralliennes : « La fleur est la sœur de l'animal » (Fabre 1876).

En effet, d'un point de vue taxonomique[11], les coraux appartiennent au règne animal des Métazoaires (possédant plusieurs cellules, Peyssonel 1726). Ils se classent dans l'embranchement des coelentérés. Ils ont en effet un caractère commun : la quasi-totalité des phénomènes physiologiques s'opère au sein d'une unique cavité (coelenteron en grec : boyau creux). Ils sont rattachés à l'ordre des scleractiniaires, appartenant au sous-embranchement des cnidaires, classe des anthozoaires, sous classe des hexacoralliaires[12].

Les coraux sont donc classés dans le règne animal. Cependant, dans une entité corallienne sont réunit les trois règnes présents dans la nature : **Minéral, végétal et animal.**

[10] : « Nowhere do the sciences of Biology and Geology come closer together than in the study of coral reef, for reefs are geological structure yet made by living organism », Veron, J. E. N. (2000). Corals of the World. Townsville.
[11] Taxonomie : étude théorique de la classification biologique.
[12] Hexacoralliaires : symétrie radiaire d'ordre six.

Figure 2.1 Photographie sous marine d'un des coraux massifs échantillonné pour cette étude en Nouvelle-Calédonie. Crédit photo : Timothée Ourbak

Les coraux sont pour la plupart constitués de colonies d'animaux : les polypes qui bioconstruisent un exosquelette minéral calcaire. C'est plus précisément la forme cristalline orthorhombique du carbonate de calcium ($CaCO_3$), l'aragonite, qui constitue le squelette. Le schéma de la Figure 2.2 nous montre un exemple de polypes et du squelette sur lequel va croître la colonie. On y voit notamment que seule la partie supérieure est vivante, elle repose sur un squelette purement minéral. Pour une grande majorité[13], les polypes vivent également en symbiose avec des micro-algues photosynthétiques : les zooxanthelles, des dinoflagellés qui sont des algues brunes unicellulaires de 10 µm de diamètre environ. On parle de coraux hermatypiques lorsqu'ils sont constructeurs de récifs.

[13] Il existe également des coraux profonds, extrêmement utiles en terme paléoclimatiques (Adkins, J. F., H. Cheng, E. A. Boyle, E. R. M. Druffel and R. L. Edwards (1998). "Deep-sea coral evidence for rapid change in ventilation of the deep North Atlantic 15,400 years ago." Science **280**(5364): 725-728.)

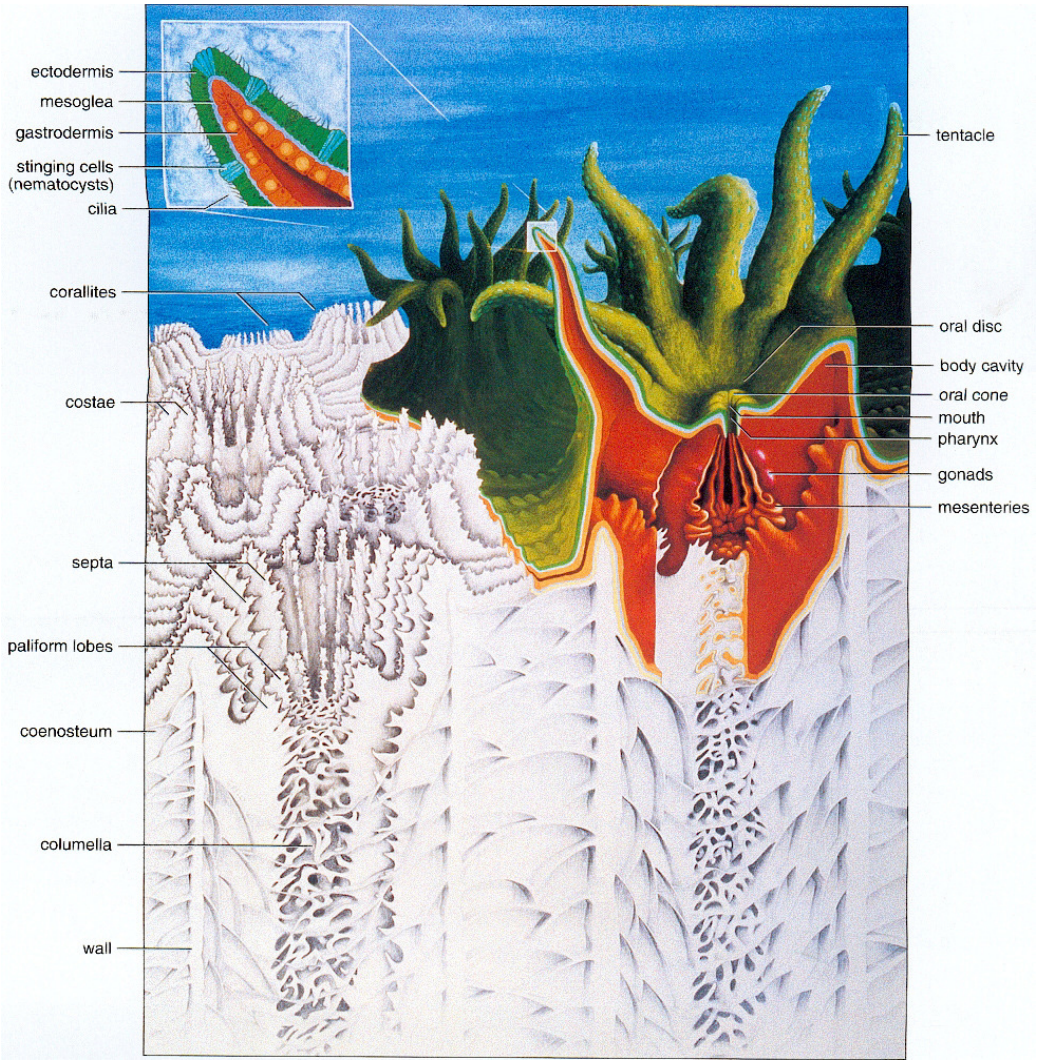


Figure 2.2 Structure du corail: association de l'animal (en rouge) et de l'ectoderme (en vert) qui est la partie contenant les végétaux pour former le minéral (en gris) (Veron 2000).

Au niveau écologique, les exigences des coraux vis-à-vis du milieu sont multiples. On retiendra qu'ils ont besoin d'une eau claire, bien oxygénée, chaude (entre 18 et 32°C avec un développement optimal entre 24 et 29°C). Il est primordial que l'environnement dans lequel vivent les coraux ne subisse pas d'importantes variations telles une rapide dessalure ou un rapide réchauffement qui pourrait stresser l'organisme et conduire au phénomène de blanchissement, susceptible d'entraîner la mort des colonies. Toutes ces contraintes écologiques entraînent une répartition biogéographique relativement restreinte, limitant le développement actuel des coraux aux basses latitudes (Figure 2.3).

Les récifs coralliens dominent cependant la majeur partie des rivages tropicaux et couvrent environ 15% des fonds inférieur à 30 m (Smith 1978). On notera qu'un maximum de diversité est atteint au niveau du « continent maritime », et plus précisément la zone centrale

équatoriale de l'Indo Pacifique (Sumatra et Java au Sud-ouest, Sabah et les Philippines au Nord-ouest, l'Indonésie et la Papouasie Nouvelle-Guinée et les Philippine à l'Est), puis un gradient s'étire dans l'océan Indien et le Pacifique. L'Atlantique est beaucoup moins riche au niveau de la biodiversité.

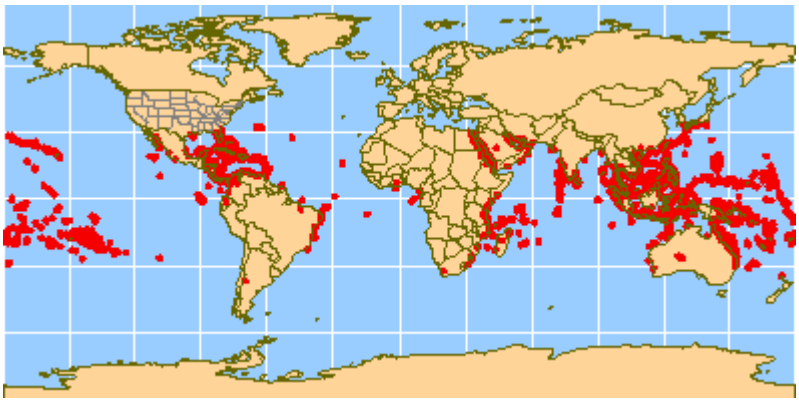


Figure 2.3 Répartition géographique des récifs coralliens de par le monde (source www.coris.noaa.gov).

D'un point de vue géologique, l'ordre des scleractiniaires est présent depuis le Trias (250 Millions d'années). Le squelette est secrété quasiment continuellement par le polype et sa composition dépend de la composition du milieu environnemental. Ceci est d'une importance capitale concernant l'utilisation des coraux en paléoclimatologie. Il apparaît par exemple que les coraux sont reconnus depuis une dizaine d'années comme étant d'excellents paléothermomètres. Par contre, la compréhension de la relation d'incorporation d'un signal halin en est encore à ses balbutiements. Nous verrons comment les méthodes existantes ont été utilisées afin de reconstruire les variations de température et quels sont les apports de notre travail concernant les reconstructions de salinité.

2.2. MATERIEL CORALLIEN ETUDIE

2.2.a. Description

i.Carotte de Uitoé

En janvier 2002, une carotte de 20 cm de long a été échantillonnée dans un *Porites* sur le site de Uitoé (22°17.148'S, 166°11.004'E), à quelques mètres du thermosalinographe de

l'IRD. Un *Porites* adjacent a également été échantillonné et les résultats ont été publié récemment (Corrège 2006).

ii.Carottes de l'île des Pins

La principale carotte, nommée IP1, mesure 6 m 93. Elle a été prélevée le 20 août 1999 dans la baie de Gadjii (22°31, 51' S; 167°25, 55' E) au Nord Est de l'île des Pins (Figure 1.23).

La mission « Pentes-Walpole » (N/O l'Alis de l'IRD du 28-02 au 07-03 2003, Cabioch et al (2003)) a permis de récolter 3 carottes sur la même tête corallienne (« patate » en jargon local) de respectivement 336, 60 et 374 cm permettant d'augmenter le nombre de carottes potentiellement exploitable et d'obtenir la portion 1999-2003 manquante.

iii.Carottes de Wallis

La principale carotte, Wal 4, mesure 365 cm. Elle a été prélevée le 17 Octobre 2000 dans le lagon Ouest de Wallis (13°17,412'S, 176°08,197' W, Figure 1.27 et Figure 2.4, Beck et al ; rapport de mission (2003)). Trois autres carottes ont également été prélevées lors de la mission PaléoTokelau entre le 16 et le 21 Octobre 2000 par les chercheurs de l'équipe Paléotropique de l'IRD. La carotte Wal 1 est la plus longue, mais un examen visuel plus attentif du squelette et des radiographies (RX) nous a amené à sélectionner la carotte Wal 4 pour les analyses géochimiques, en raison d'une morphologie de croissance mieux discernable. Wal 1 a servi pour les tronçons les plus profonds, c'est-à-dire les plus anciens, ceci afin d'étendre la série obtenue avec Wal 4 (le problème du recoupement chronologique entre Wal 1 et Wal 4 est traité en introduction de l'article concernant Wallis, au chapitre 5). Cette fois, contrairement à la zone néo calédonienne, la carotte a été prélevée directement dans le lagon où l'influence océanique est moindre, vu l'éloignement des passes (cf. ch. 1).

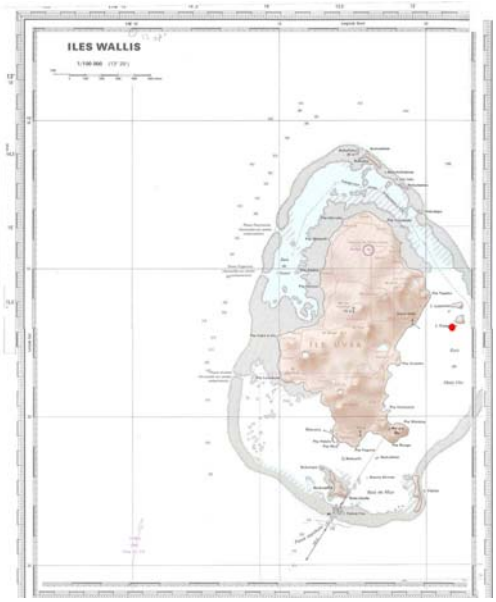


Figure 2.4 : Extrait de la carte de l'île de Wallis et zone de prélèvement, en rouge (SHOM).

2.2.b. Présentation du micro échantillonnage et choix de la résolution d'échantillonnage

i.Présentation du micro échantillonnage

Une fois les radiographies prises (cf. Figure 2.6), on sélectionne l'axe ou les axes de croissance optimaux. On utilise alors un système de perceuse couplée à un ordinateur, cette méthode a été en partie développée par Terry Quinn, puis adaptée par Thierry Corrège. A l'aide d'un programme, on abrase alors la plaque de corail de manière à récupérer une quantité de poudre nécessaire pour les analyses géochimiques. Le programme est réglable sur les 3 dimensions, on extrait à l'aide d'un pinceau un volume prélevé dans le corail. Cette poudre est alors récupérée dans une coupole puis mise dans des tubes à essais en perspective des analyses géochimiques. La Figure 2.5 présente l'appareil d'échantillonnage.

Figure 2.5 Appareil de micro échantillonnage. La plaque de corail vient au contact de la mèche selon les paramètres rentrés dans le programme (ordinateur au deuxième plan).

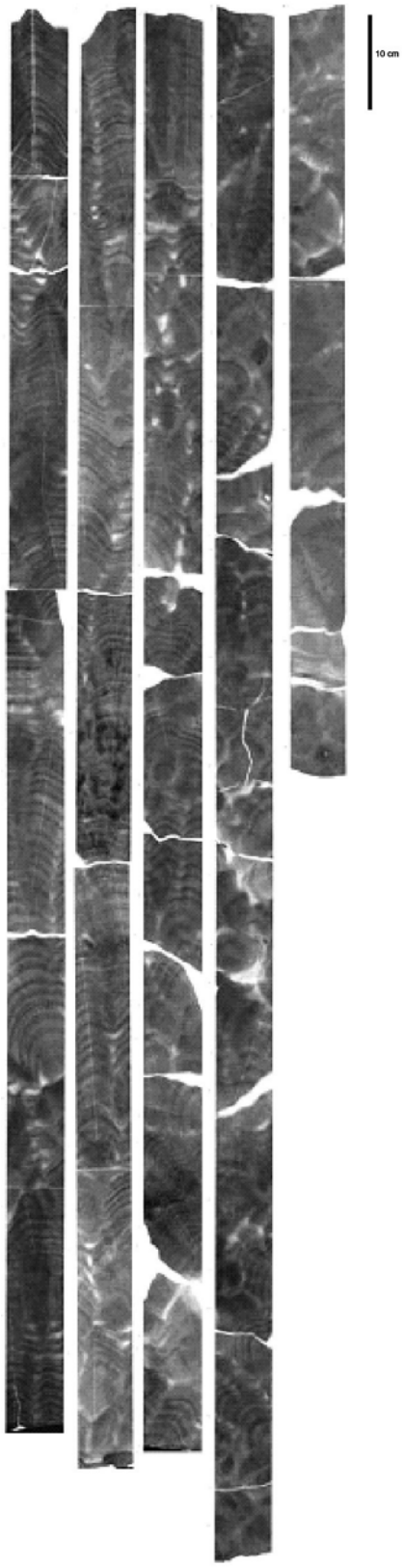


Figure 2.6 Radiographie des plaques de corail composant la carotte de l'île des Pins. On voit clairement les stries de croissance et les alternances de bandes de haute et de faible densité. Les lignes d'échantillonnage sont également visibles avec des marqueurs spatiaux (points plus profonds). Une alternance de bandes de croissance représente une année. La partie sommitale de la carotte est située en haut à gauche (la première tranche mesure 15,5 cm), la base en bas à droite.

ii.Choix de la résolution d'échantillonnage

Face à tout enregistrement géologique de variations climatiques, quelque soit sa nature (sédiments océaniques, accumulation de glace continentale ou coraux), une question primordiale est celle du choix de la résolution d'échantillonnage. On choisira en effet des résolutions adaptées selon les phénomènes climatiques à étudier. Les coraux permettent d'obtenir des résolutions très fines, typiquement mensuelles ou bimensuelles.

Une des toutes premières questions qui s'est posée dans le cadre de ce travail a été d'estimer la résolution minimale à laquelle nous pourrions échantillonner pour analyser les deux carottes, sachant que ce sont les phénomènes basse fréquence (typiquement décennaux) qui nous intéressent. Pour ce faire, nous avons effectué différents filtrages de séries temporelles présentes dans la littérature et les avons comparées entre elles. Cet exercice a pour but, en partant de séries existantes, de les filtrer selon différents pas de temps afin de quantifier les « pertes » d'informations par rapport à la série initiale selon le filtrage appliqué, pour de déterminer la résolution à adopter pour l'échantillonnage.

Choix de la série de température

La littérature fournit tout un éventail de séries de données reconstruisant les températures de surface de l'océan : ERSST, GISST, HADISST, KAPLAN. Nous avons choisi les données de Kaplan et al. (1998), qui reconstruisent entre 1856 et 1991 les SST (Sea Surface Temperature) mondiales. Ces données ont, depuis, été validées, notamment par un récent article paru dans la revue *Nature* en Avril 2004 (Chen et al. 2004). Le modèle couplé océan-atmosphére de Chen et al permet en effet de retracer les événements ENSO prédominants sur les 148 dernières années et valide ainsi les reconstructions de température de Kaplan et al.

Description des données

Ces données sont des moyennes mensuelles, couvrant une surface de 5 degrés sur 5 degrés soit environ 3000 km^2 centrées sur 167.5 E et 22.5 S. (position approximative de l'île des Pins).

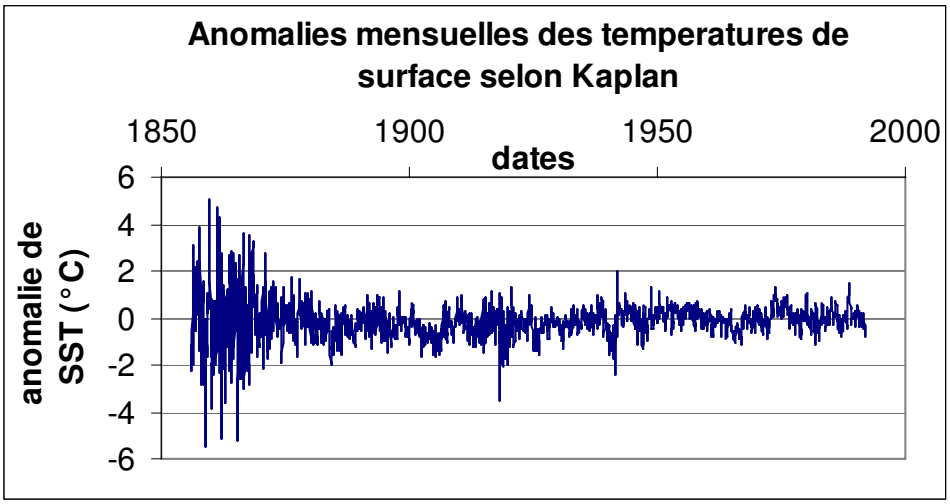


Figure 2.7 Variations au cours du temps des anomalies de températures de surface selon la série de Kaplan (Kaplan et al. 1998) centrée sur l'Ile des Pins.

La totalité de la série ne sera pas utilisée dans cet exercice, au vu des fortes variations concernant la période 1856-1871, et vu les incertitudes concernant ces données (les plus anciennes de la série). Notre analyse commencera donc en 1871 (Figure 2.7 et Figure 2.8).

Méthode de filtrage

Pour cela, on utilise la technique du filtre de Hanning:

Le filtre de Hanning est en quelque sorte une «moyenne glissante ». D'un point de vue technique, les facteurs pondérant sont normalisés et compensés de manière à ce que la somme soit égale à l'unité (pour plus de détails, se référer à l'annexe 1 décrivant le travail de Joseph Cali de l'Australian National University, qui a servi de base au présent travail).

Dans un premier temps, les données brutes de la série de Kaplan ont été moyennées, de manière à obtenir des données tous les 3 mois (trimestrielles), et tous les 6 mois (bi annuelles).

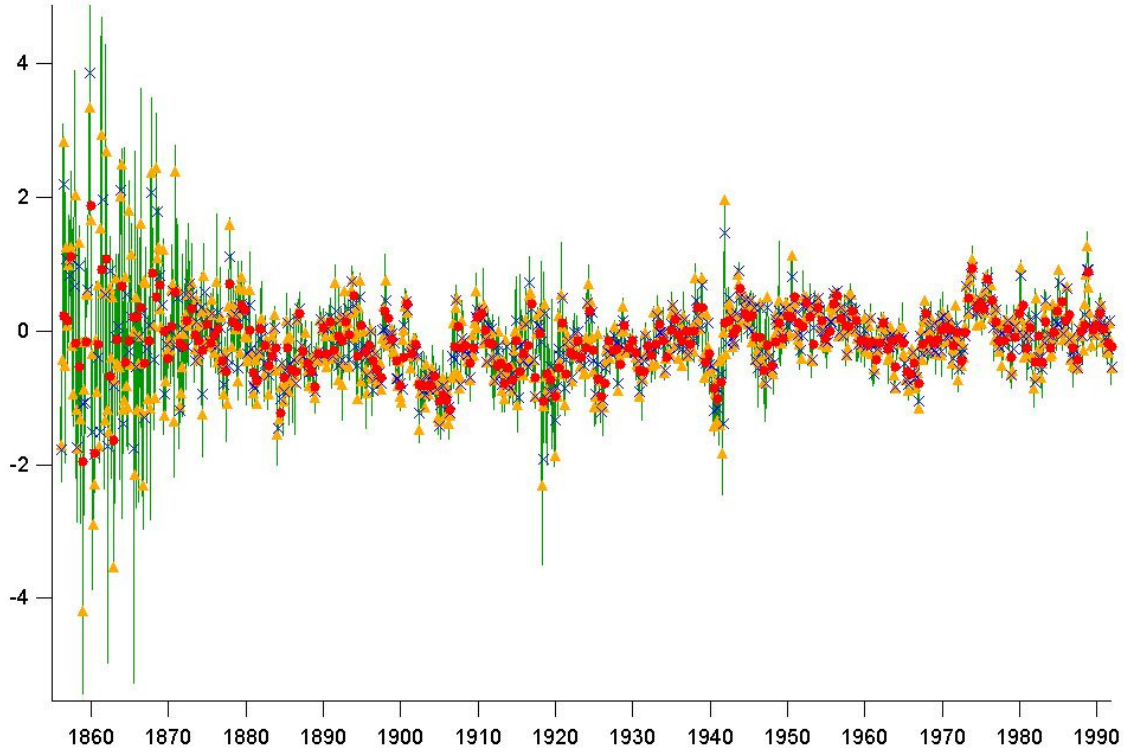


Figure 2.8 Comparaison des différents filtrages : en vert la série initiale, les triangles oranges représentent le signal moyenné à 2 mois ; en bleu la moyenne à 3 mois et en rouge la moyenne à 6 mois.

Ainsi, en analysant les différences entre la courbe verte (série initiale) et les points rouges (moyennes sur 6 mois), on s'aperçoit que l'on perd jusqu'à 20 % de la variabilité des variations mensuelles en effectuant un filtrage à 6 mois. Cependant, la tendance de la courbe est conservée même si l'on voit ici que la variabilité saisonnière n'est pas clairement enregistrée en moyennant sur 6 mois.

Qu'en est-il des phénomènes qui nous intéressent ?

Des filtrages ont été effectués de manière à faire ressortir le signal « pseudo-ENSO ou ENSO-like», c'est-à-dire que l'on filtre les fréquences inférieures à un an, de manière à enlever le signal saisonnier. Nous avons également effectué des filtrages « pseudo inter décennaux ou IPO-like ». Cette fois, on ne garde que les fréquences supérieures à 7 ans, c'est à dire que l'on filtre les saisons, mais également les phénomènes allant jusqu'à la bande de fréquences d'ENSO (typiquement 2-7 ans, Philander, 1990).

Le graphique ci-dessous (Figure 2.9) représente les filtrages effectués sur les données brutes (en vert), moyennées sur 3 mois (en bleu) et moyennées sur 6 mois (en rouge). Ce premier filtrage est choisi de manière à faire ressortir les signaux dont la périodicité est supérieure à 1 an, en isolant le signal saisonnier et en faisant ressortir l'interannuel (i.e. typiquement l'ENSO).

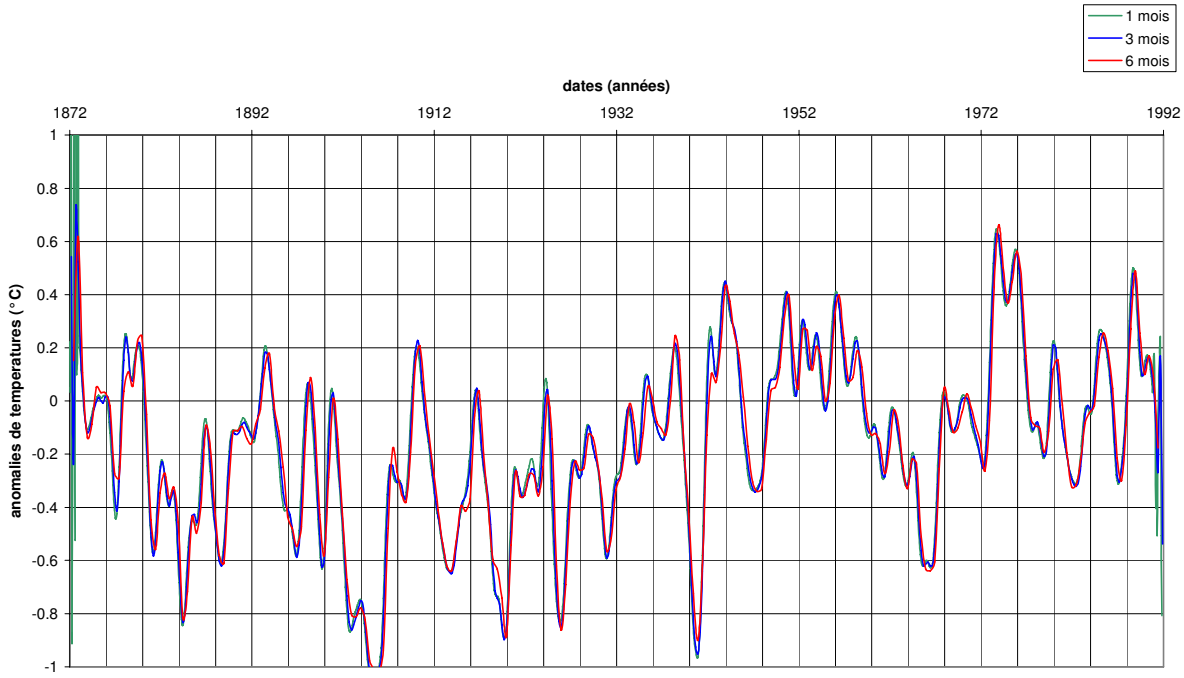


Figure 2.9 Filtrage faisant ressortir les variations interannuelles pour les données Kaplan moyennées en mensuelles (vert), trimestrielles (bleu) et bi annuelles (rouge).

On ne remarque pas de différence notable, quelle que soit la série, brute ou moyennée. Jusqu'à l'obtention d'une résolution biannuelle, nous avons bien des tendances similaires.

La Figure 2.10 représente les variations des anomalies de température toujours selon les mêmes moyennes mais cette fois ci avec un filtre faisant ressortir les phénomènes interdécennaux.

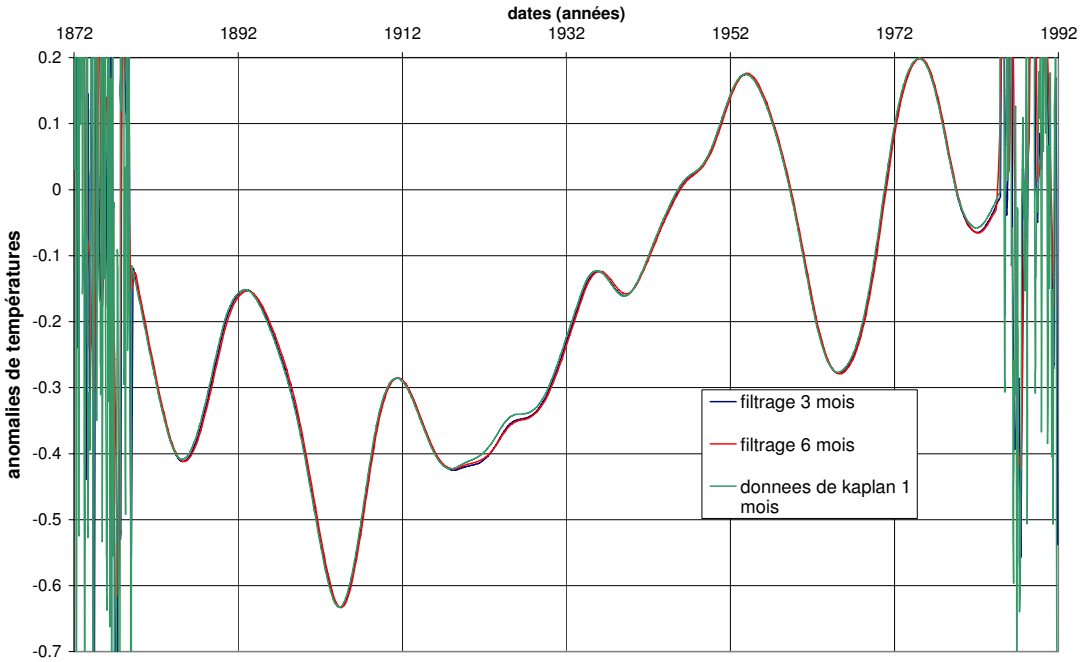


Figure 2.10 Filtrage faisant ressortir les variations interdécennales pour les données Kaplan moyennées en mensuel, trimestriel et bi annuel. Les données aux extrémités représentent les données brutes et de ce fait présentent une variabilité accrue.

Les résultats sont similaires en terme d'écart entre les courbes. Le filtrage interdécennal des données mensuelles trimestrielles et bi annuelles donne des courbes quasi identiques. Pour s'intéresser aux phénomènes interdécennaux, les données bi annuelles semblent donc convenir parfaitement à notre étude.

iii.Application aux analyses géochimiques

-Etude de Quinn et al (1996).

Une étude a évalué les possibilités de différentes résolutions d'échantillonnage applicables aux isotopes stables coralliens de Nouvelle-Calédonie et de Tarawa (Quinn et al. 1996). Ils ont en effet comparé les résolutions mensuelles, bi-mensuelles, trimestrielles et bi-annuelles (Figure 2.11) et arrivent à la conclusion que les signaux bi-annuels dégradent le signal isotopique et les tendances. En effet, une diminution dans la résolution spatiale d'échantillonnage entraîne une estimation réduite de l'amplitude du cycle annuel, où les variations environnementales maximales et minimales sont de courte période. L'équipe de Terry Quinn note également, tant dans les données géochimiques coralliennes que dans les données instrumentales, une diminution notable (56 % dans le cas des isotopes de l'oxygène) du signal annuel par rapport au mensuel.

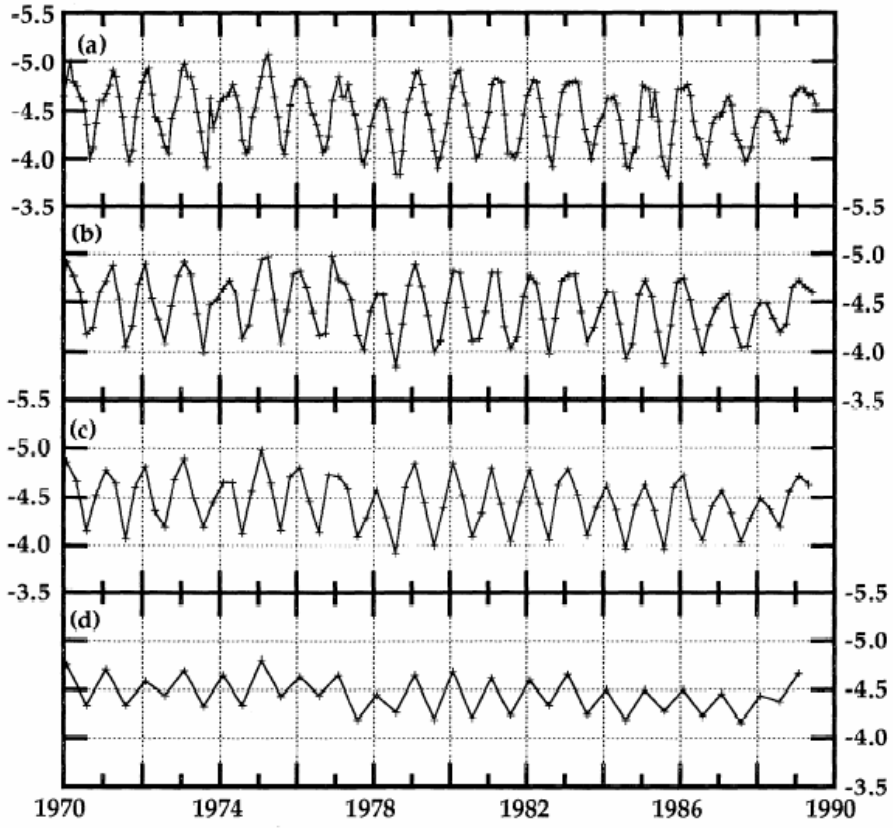


Figure 2.11 Figure extraite de Quinn et al (1996) comparant les résolutions d'échantillonnage issues des mesures des isotopes de l'oxygène (en ‰) du corail du phare Amédée. On retrouve des résolutions mensuelles (a), bi mensuelles (b), trimestrielles (c) et bi annuelles (d).

Notre étude sur les données de Kaplan semble donc être en contradiction avec celle de Quinn et al (1996) puisque avec les données de Kaplan, des mesures bi-annuelles suffisent pour conserver les signaux climatiques basses fréquences. Quinn et al s'intéressent typiquement aux signaux climatiques à haute résolution. Or le but de notre travail est bien de retracer non seulement les ENSO, mais surtout les variations inter et multidécennales, et en aucun cas la variabilité saisonnière, la contradiction étant donc à nuancer.

-Données géochimiques issues de ce travail.

Dans la suite de cette étude, les carottes ont été échantillonnées en continu. Nous avons choisi de ne pas laisser d'espaces entre les points de mesure de manière à ce que la poudre récoltée pour un échantillon soit directement adjacente à l'échantillon précédent ainsi qu'à l'échantillon suivant. Cette technique permet d'éviter les éventuels problèmes d'aliasing de variations hautes fréquences vers les basses fréquences lors d'un échantillonnage ponctuel mais par contre peut engendrer des phénomènes de lissage au cas où l'échantillonnage spatial ne représenterait pas directement 6 mois, ou bien que les 6 mois soient moyennés entre des mois froids et des mois chauds auquel cas la valeur finale ferait apparaître une moyenne peu représentative de la variabilité saisonnière.

Quantitativement, choisir une résolution bi annuelle revient à enlever 53 % de la variabilité saisonnière (comparaison entre les données haute résolution mensuelles et les données basse résolution bi annuelles à l'Ile des Pins) pour le $\delta^{18}O$ et 59 % pour les données Sr/Ca. Les moyennes sont distinctes de 0.072‰ contre 0.015 mmol/mol. La Figure 2.12 montre par exemple les données de Sr/Ca acquises en basse et en haute résolution, pour les dernières années de croissance du corail. On y voit que la gamme de variations est bien plus faible pour les échantillons basse résolution. De plus, si les variations sont bien synchrones à certains endroits, comme par exemple entre 1991 et 1995, on trouve des périodes où l'échantillonnage basse résolution moyenne les cycles saisonniers (entre 1995 et 1999 par exemple).

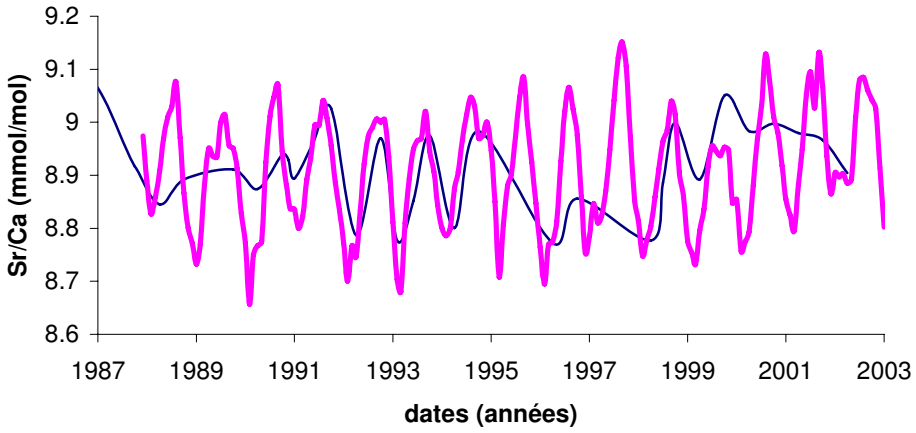


Figure 2.12 Comparaison entre les données basse résolution (bleu) et les données haute résolution (rose)

Néanmoins, dans une certaine mesure ces résultats vont dans le sens des précédents, obtenus avec les données de Kaplan et al et les données géochimiques de Quinn et al. Ils confirment en tout cas la possibilité d'échantillonner nos carottes avec une résolution pseudo bi-annuelle, les signaux climatiques et géochimiques étant certes altérés mais reproduisant néanmoins les variations basses fréquences. On retiendra que la résolution choisie moyenne les signaux saisonniers à haute résolution mais permet d'avoir un enregistrement des signaux à basse fréquence.

2.2.c. Obtention d'une chronologie relative

Pour tout type de travaux où intervient la variable temps, il est nécessaire et même primordial d'obtenir une chronologie la plus fine et fiable possible. Pour cela, les coraux possèdent la particularité d'avoir des bandes de croissance supposées annuelles (Knutson et al. 1972). Pour obtenir une chronologie relative, nous verrons qu'il est possible, par « simple » comptage de bandes sur radiographies, de déterminer une chronologie relative, dite schlérochronologie. On peut associer à cette technique l'utilisation de la technique SCOPIX développée à l'unité mixte de recherche UMR 5805 EPOC (Université Bordeaux 1). On peut également se servir de la chronologie isotopique, et enfin faire appel à la technique de datation de l'U/Th.

i.Comptage des bandes de croissance

C'est la technique élémentaire, applicable directement sur les radiographies.

Les tronçons de carotte sont préalablement découpés en « tranches » d'environ un cm d'épaisseur, puis séchées et amenées sur un banc de radiographie (dans notre cas, la Clinique de la baie des Citrons à Nouméa). Une fois le négatif obtenu, on obtient l'image suivante (Figure 2.13) qui fait clairement apparaître les différentes bandes de densités.

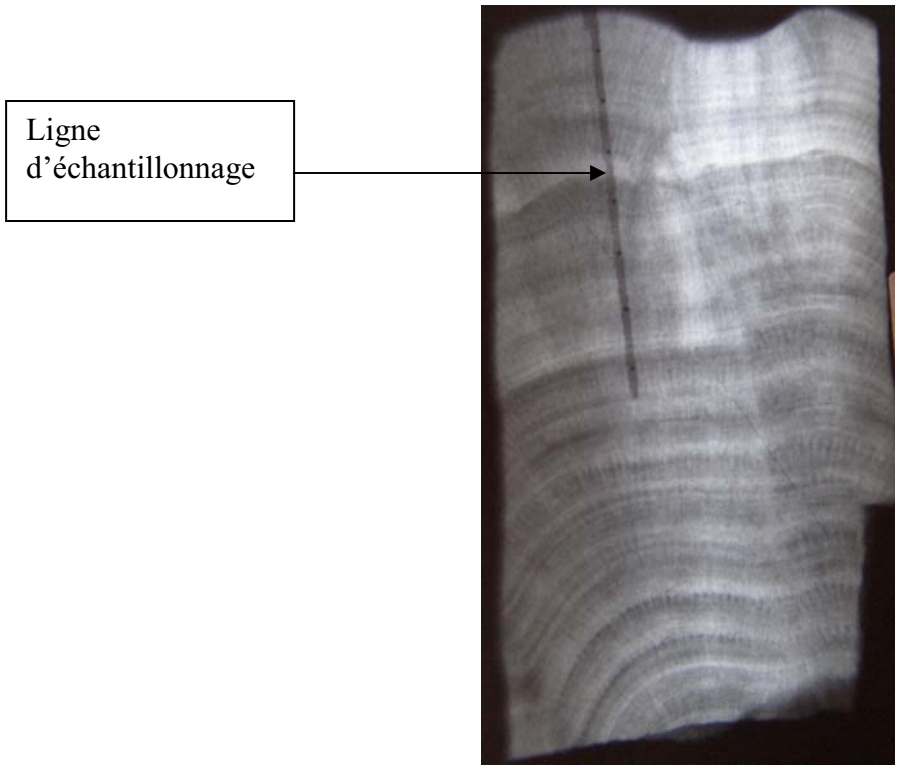


Figure 2.13 Radiographie d'une tranche de corail (IP5-1a). Deux stries de croissance (l'alternance d'une bande de faible et d'une de forte densité) représentent en moyenne 1 cm.

On notera sur cette image une ligne d'échantillonnage contenant, des points plus sombres espacés régulièrement et correspondant à des perforations plus profondes effectuées lors de la phase d'échantillonnage et servant de repères/marqueurs. Sur l'exemple ci-dessus, la chronologie est facilement établie, les lignes de croissance étant aisément distinguables les unes des autres. Cependant, comme le montre la Figure 2.14, ce n'est pas toujours le cas. En effet, la croissance du corail n'est pas unidirectionnelle et il arrive que le carottage se fasse parfois transversalement à l'axe de croissance de l'organisme. Dans ce cas, une étude géochimique haute résolution a été entreprise sur les zones où la lecture visuelle ne permettait pas l'établissement d'une chronologie fiable.

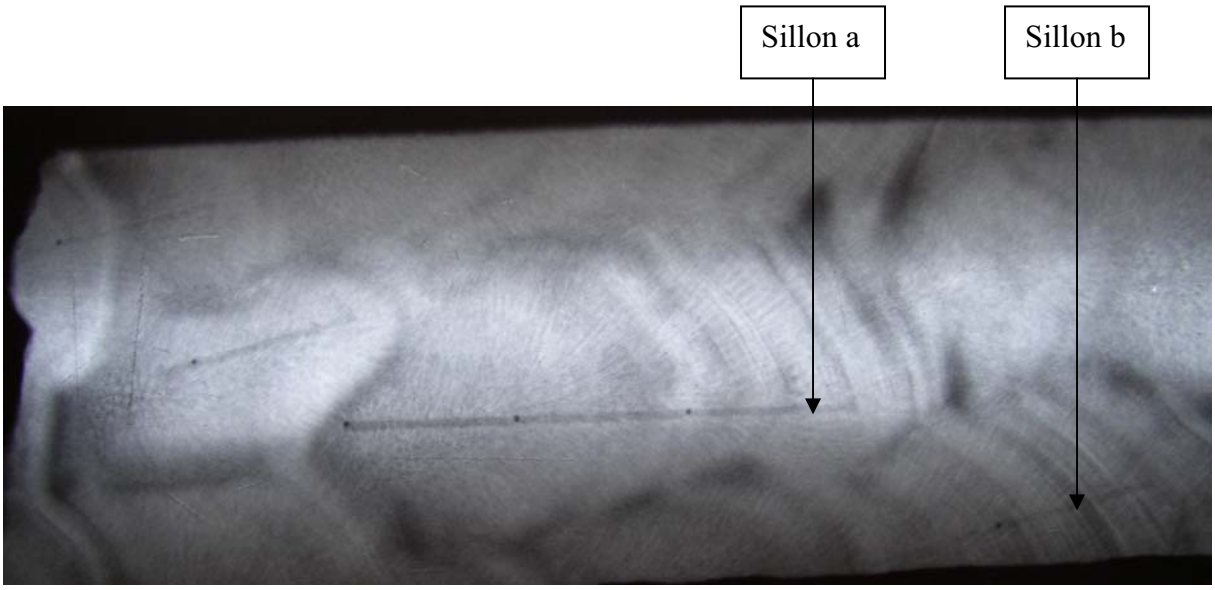


Figure 2.14 Radiographie de la plaque IP1/11 où l'on distingue difficilement les stries de croissance.

La technique du comptage visuel est laborieuse, puisqu'elle demande de compter successivement les bandes tous les 0,5 cm environ sur la totalité de la longueur de la carotte.

C'est néanmoins la méthode qui a été choisie afin d'établir nos chronologies.

Pour nos carottes coralliennes, dans un premier temps, à l'aide des radiographies et des marqueurs effectués lors de l'échantillonnage, chaque échantillon s'est vu attribué une durée. Par exemple : un échantillon englobant la totalité d'une strie de croissance claire compte pour 0.5 an. Si trois bandes de densité alternées (ex : sombre, clair, sombre) sont contenues dans deux échantillons, ces derniers se verront assigner la durée 0.75 années. Ensuite, de manière à éviter les doublons, un point important est de relier entre eux la totalité des sillons d'échantillonnage, tant de manière intra qu'inter plaques (ex Figure 2.14: sillons a et b). C'est ici la plus grande source d'imprécisions. A la fin des 5 m exploitables de la carotte IP 1 (soit 1225 échantillons), les potentielles erreurs commises lors de la phase de comptage des bandes de croissance nous permettent d'estimer à ± 30 ans l'incertitude commise quant à la datation de la base de la carotte. Cette incertitude est d'autant plus faible que l'on se rapproche du sommet de la carotte et donc de la période actuelle.

ii.SCOPIX

Le banc de radioscopie est constitué d'un ensemble radiographie/radioscopie avec une sortie numérisée connectée à une plate-forme informatique. Dans une enceinte de protection plombée, un rayonnement X issu d'un tube (puissance et intensité modulables (maximum 160 KV - 19 mA typiquement)), traverse l'échantillon qui peut être déplacé latéralement à l'aide d'un chariot motorisé. Il est ensuite récupéré par un ensemble de radioscopie (amplificateur de brillance–caméra -moniteur) permettant de visualiser au mieux l'organisation de la plaque. L'image est améliorée en scopie en temps réel en fonction des structures recherchées. Une sortie numérisée permet alors de l'enregistrer sur support informatique pour être analysée sur un PC aux moyens de logiciels adaptés. Les paramètres d'acquisition de l'image sont conservés pour une sortie radiographique haute résolution. L'intérêt principal de cette technique est que l'on a des résultats quantitatifs donnant l'intensité des pixels, proportionnelle aux niveaux de gris et donc à la densité des couches. Un exemple d'une radiographie et de la série d'intensité des pixels associée est présenté en Figure 2.15.

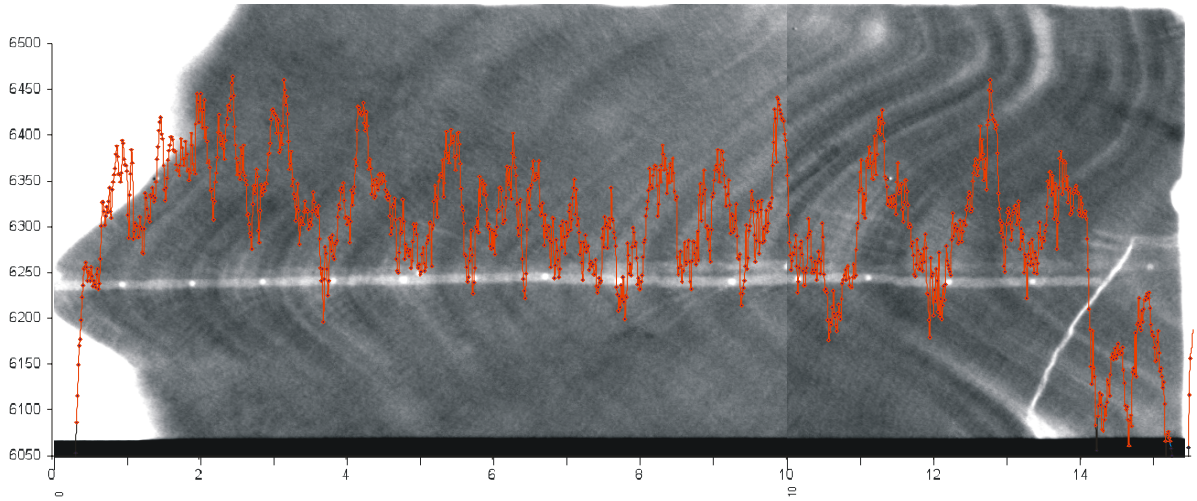


Figure 2.15 Radiographie d'une tranche de corail avec en surimpression la courbe d'intensité des pixels. On notera également que deux lignes continues d'échantillonnage sont visibles, une correspondant aux échantillons haute résolution, l'autre à ceux basse résolution.

On visualise bien la superposition des bandes de croissance et des lignes de densité. L'étude est ici haute résolution puisque on a une mesure tous les 0.012 cm. Soit 80 points de mesure pour 1 cm, c'est à dire typiquement une année de croissance. Cette technique, quantitative, permet d'affiner les zones quand la lecture visuelle ne donne pas de résultats satisfaisants.

iii.Technique de datation radiométrique : l'U/Th

Principe de la technique :

Un élément radioactif (radiogène) est instable et se désintègre au cours du temps en donnant un élément fils stable (élément radiogénique). On peut quantifier, par les lois de désintégration radioactive, les quantités d'isotopes résultant de la désintégration de l'élément père au cours du temps. Dans notre cas, et pour correspondre au mieux aux âges « récents », i.e. 500 ans, l'étude des isotopes 234 et 238 de l'Uranium (^{234}U et ^{238}U) ainsi que ^{23O}Th furent nécessaires.

Tout d'abord, une mesure précise des rapports $^{230}Th/^{229}Th$ et $^{230}Th/^{238}U$ est effectuée ainsi qu'une mesure moins précise du rapport $^{234}U/^{238}U$. Ces mesures ont été effectuées à l'Australian National University, dans la Research School of Earth Sciences sous la conduite de Graham Mortimer et Malcom Mc Culloch.

Un Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICP-MS) NEPTUNE a été utilisé pour ces analyses. Le MC ICP-MS permet d'associer la possibilité d'ionisation de la plupart des éléments d'un ICP-MS et la précision de la détection grâce à un multicollecteur. 4 mesures ont été effectuées, elles ont permis de contraindre les chronologies sur les deux sites d'étude et de vérifier l'âge établit par le comptage visuel des stries de croissance par schlerochronologie.

iv.Chronologie isotopique corallienne

Classiquement, en paléoclimatologie, les résultats des mesures des isotopes de l'oxygène sont utilisés afin de ramener l'échelle des profondeurs à une échelle de temps, on parle de **chronologie isotopique**. C'est une méthode couramment utilisée, se servant de courbes de référence afin de corréler les données et d'obtenir une chronologie la plus fiable possible. Dans notre cas, il existe bien une carotte déjà étudiée et provenant du phare Amédée (Quinn et al. 1998; Corrège et al. 2001) soit une centaine de kilomètres à peine du lieu de prélèvement de la carotte corallienne de l'Ile des Pins. S'identifier directement à ce travail apparaît néanmoins délicat, et nous avons préféré bâtir notre propre chronologie indépendante, effectuant des comparaisons à posteriori. Dans cette étude, nous avons volontairement choisi, dans un premier temps, de faire abstraction des valeurs isotopiques, de n'effectuer que des mesures visuelles et d'utiliser Scopix (2.2.C.ii), afin de ne pas biaiser notre interprétation à la lumière des résultats géochimiques. C'est donc lors d'une deuxième étape de « vérification » que nous avons utilisé les mesures géochimiques afin d'affiner la

chronologie sur certaines zones. Nous avons d'ailleurs utilisé corollairement au $\delta^{18}O$ les mesures Sr/Ca.

2.3. ANALYSES GEOCHIMIQUES

2.3.a. Mesures élémentaires

i.Les éléments traces sur les carottes de Nouvelle-Calédonie

On définit par élément trace : « tout élément à concentration inférieure à 0,1%, soit 1000 parties par million (ppm) » (Vidal 2000). A ce titre, le Strontium (Sr) ne constitue pas à proprement parler un élément trace mais plutôt un élément mineur. Par contre, le Magnésium (Mg), le Baryum (Ba) ou encore l'Uranium (U) peuvent être considérés comme des éléments traces dans les coraux.

Les différentes mesures ont été effectuées par spectrométrie de masse avec deux systèmes sensiblement différents : l'ICP-MS et l'ICP-AES.

Le principe général des spectromètres de masse par plasma à couplage inductif est le suivant : les échantillons coralliens sont dissous dans de l'acide nitrique (HNO_3, le volume variant entre 6 et 10 mL selon la quantité de poudre échantillonnée). L'échantillon liquide est alors injecté et nébulisé dans une torche (à 8000 K) en quartz maintenant un plasma d'argon (ICP). Celui-ci ionise les éléments contenus dans la solution par transfert d'énergie par collision. Les ions traversent ensuite une interface en Nickel de 1 mm de diamètre, dont le rôle est d'extraire les ions de la torche vers le spectromètre de masse (MS) par un vide permanent. Les ions traversent ensuite des lentilles polarisées, puis les isotopes sont séparés dans les spectromètres de masse quadripôles par déviation, en fonction de leur rapport masse/charge. Le détecteur enregistre le nombre d'ions d'un isotope ayant traversé le spectromètre, puis effectue toute une série de calcul et donne les valeurs élémentaires.

Les carottes IP1 et IP5 ont été traitées entièrement au sein de l'Unité des Moyens Analytiques au centre IRD de Nouméa, et principalement par Léocadie Jamet. Au total, 1446 échantillons ont été mesurés en ce qui concerne les analyses Sr/Ca et Mg/Ca. L'appareil utilisé est un ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer) de marque OPTIMA 3000 DV Perkin Elmer qui convient pour mesurer les rapports Sr/Ca et Mg/Ca mais ne permet pas les détections des rapports U/Ca et Ba/Ca.

Le principe de fonctionnement de l'ICP-AES est relativement similaire à l'ICP-MS : la spectrométrie d'émission atomique utilisant également une source à plasma généré par couplage inductif (ICP). La technique d'émission spectrophotométrique est basée sur le fait que les électrons excités émettent de l'énergie à des longueurs d'ondes particulières selon leurs caractéristiques géochimiques. L'intensité de l'énergie émise à une longueur d'onde donnée est proportionnelle à la concentration de l'élément dans l'échantillon analysé.

ii.Les éléments traces sur les carottes de l'île de Wallis

Le principe de la méthode est le même que celui détaillé ci-dessus, l'appareil utilisé étant un ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Les mesures ont été effectuées au sein de l'UR 55 Paléotropique du centre IRD Bondy, sous la direction de Florence Le Cornec et assistée de Marta Garcia. Cette technique permet d'obtenir outre les variations des taux de Sr, Mg et de Ca ainsi que le Ba et l'U ; ces derniers s'obtiennent grâce à la méthode mise au point par Le Cornec et Corrège (1997).

iii.Procédures analytiques et qualité des données

Concernant les éléments traces, des blancs sont passés systématiquement chaque journée d'analyses. Ils correspondent à des chimies et/ou des dépôts réalisés sans échantillon. Ainsi, les éventuelles pollutions peuvent être évitées et la valeur du bruit de fond connue.

Concernant les rapports Sr/Ca et Mg/Ca, la calibration s'effectue grâce à une gamme de standards passée tous les 30 échantillons à Nouméa sur l'ICP-AES et tous les 20 échantillons sur l'ICP-MS à Bondy.

La reproductibilité est mesurée grâce au passage quotidien de standards. Ainsi, il existe un standard interne aux laboratoires de l'IRD, une poudre de corail (NC20) de composition connue (la justesse de la mesure a été déterminée à partir de mesures sur ICP-MS, ICP-AES et TIMS ainsi que grâce au matériel de référence CCH-1 (Le Cornec et al. 1997)). Le standard NC 20 est passé tous les 5 échantillons afin de corriger les déviations. Un standard supplémentaire est passé tous les 3 échantillons à Nouméa, le NC20 ne passant alors que tous les 10 échantillons. Les reproductibilités trouvées pour les mesures Sr/Ca de l'île des Pins à l'ICP-AES sont de 0.05 mmol/mol tandis que celles pour l'ICP-MS sont de 0.06 mmol/mol et 0.03 μmol/mol (1σ) pour la série de Wallis et 0.1 mmol/mol et 0.03 μmol/mol pour le site de Uitoé, concernant Sr/Ca et U/Ca respectivement.

La justesse a été vérifiée en comparant les résultats obtenus sur le NC20 (corail témoin) grâce à la technique de Le Cornec et Corrège (1997) ainsi que des mesures effectuées sur TIMS et ICP-AES.

De plus, le NC20 a été passé à intervalle régulier afin de contrôler la bonne marche de l'appareil ainsi que pour contrôler la justesse des solutions standards et des solutions HNO_3 spikées utilisées dans lesquelles sont mis en solution les échantillons. Ainsi on peut corriger les très faibles dérives qui se produisent au cours du temps.

Enfin, des interférences potentielles existent sur l'ICP-MS. Elles concernent l'interférence poly-atomique, les espèces doublements chargées et enfin l'interférence isobarique.

L'interférence poly-atomique concerne les associations d'atomes, préférentiellement avec l'O, formant ainsi des oxydes.

Le problème des doublements chargés concerne certaines espèces chimiques pouvant subir une double ionisation (due à leur énergie de double ionisation faible) et peuvent ainsi interférer avec d'autres atomes.

Pour limiter ces interférences, on effectue quotidiennement des réglages des systèmes optiques (les différentes lentilles ou le « photon stop ») mais aussi concernant le plasma (positionnement de la torche…). On visualise en direct le résultat des ces réglages notamment concernant le taux d'oxydes (CeO) et les doublements chargés ($Ba^{138\,++}$).

Enfin, l'interférence isobarique concerne essentiellement le calcium et l'argon, Ainsi, l'isotope ^{40}Ca, le plus abondant dans les coraux, interfère avec le ^{40}Ar. En conséquence, et étant donné que les isotopes ^{44}Ca et ^{42}Ca saturent le détecteur (la dilution étant impossible car on mesure également des éléments traces, l'U et le Ba) on utilise le ^{43}Ca.

Il convient également de noter qu'il peut exister des biais entre les méthodes d'analyses.

L'absence de standard international limite l'inter comparaison entre les données brutes issues de mesures des éléments traces. Cependant, même avec un standard commun, les mêmes techniques sur les mêmes échantillons peuvent donner des résultats différents. Ainsi, Linsley et al. (2006) analysent les mêmes échantillons sur des ICP-OES de Harvard et du Laumont Doherty et trouvent un décalage analytique de 0.014 mmol/mol. Sans expliquer cette différence, ils corrigent les valeurs d'un écart systématique.

2.3.b. Les Isotopes Stables

Les isotopes sont des atomes dont les noyaux contiennent le même nombre de protons mais un nombre de neutrons différents. (Isotope signifie littéralement « même place », sous-entendu dans le tableau de Mendeleïev (tableau périodique des éléments)). On distingue les isotopes stables (env. 300) des isotopes radioactifs (env. 1200), qui se « dégradent » suivant une loi dite de décroissance radioactive (2.2.c.iii). On s'intéressera ici uniquement aux isotopes stables. Dans la nature, seuls 21 éléments sont des éléments dits « purs », c'est-à-dire composé d'un unique isotope (Hoefs 2004). Tous les autres sont des « mélanges » d'au moins deux isotopes. Les proportions des différents isotopes sont différentes selon les réservoirs géochimiques mais ces rapports n'évolueront pas au sein du même réservoir, si celui-ci reste fermé. Dans la nature, il existe trois isotopes stables de l'oxygène, ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O, dont les proportions relatives sont 99,763 %, 0,0375 % et 0,1995 %. L'isotope 16 est donc largement majoritaire. Cependant les ~0,2 % de l'isotope 18 vont être d'une importance capitale.

Des processus thermodynamiques, cinétiques et biologiques peuvent produire des fractionnements isotopiques entre les différents isotopes de l'oxygène.

On peut noter le terme de fractionnement isotopique entre deux milieux, et on définit alors le facteur de fractionnement $\alpha_{CaCO3\text{-}H2O} = (^{16}O/^{18}O)_{CaCO3} / (^{16}O/^{18}O)_{H2O}$ qui est égal à 1.031 à 25°C. Une notation fréquemment utilisée en géochimie isotopique consiste à exprimer la composition isotopique sous forme d'un δ. Pour un composé A, mesuré par spectrométrie de masse conventionnelle, on a

$\delta_A \approx ((R_A / R_{std})-1)*1000$

avec R_A étant le rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger mesuré. Le contenu isotopique est généralement exprimé en pour mille (‰).

Pour les isotopes de l'oxygène par exemple on aura la notation suivante, classique en géochimie isotopique :

$$\delta^{18}O‰ = \left[\left(\frac{\left(^{18}O/_{16}O\right)_{sample}}{\left(^{18}O/_{16}O\right)_{PDB}}\right)-1\right]\times 1000$$

L'échelle δ exprime donc la déviation du rapport des isotopes 18 et 16 de l'oxygène d'un échantillon par rapport à un standard. Un δ négatif signifie que le réservoir considéré est appauvri en isotope lourd, un δ positif signifie que le réservoir est enrichi en isotope lourd.

i.Procédure analytique et qualité des données

Entre 50 et 100 µg de poudre de corail sont passés dans le spectromètre de masse pour chaque échantillon. Dans une série de 60 échantillons, 12 standards de NBS 19 sont passés afin de vérifier la reproductibilité et d'effectuer les corrections entre la valeur certifiée et attendue (-2.2‰ pour le $\delta^{18}O$) du NBS 19 et la valeur mesurée. Une série de 48 échantillons est mesurée en prés de 48 h.

Chaque valeur qui sort de l'appareil constitue une moyenne de 3 mesures. Lorsque la valeur n'entre pas dans la gamme attendue, on procède à un duplicat voir un triplicat si nécessaire afin de s'assurer du bon fonctionnement de la machine. La précision analytique donnée par le spectromètre est de 0.006 ‰ pour le $\delta^{13}C$ et de 0.010 ‰ pour le $\delta^{18}O$. La reproductibilité a varié entre 0.04 à 0.085 ‰ selon les carottes mesurées au cours de travaux présentés ici.

2.3.c. Choix des éléments mesurés dans chaque carotte

Pour des raisons techniques, il a fallu utiliser l'ICP-MS situé au centre IRD de Bondy pour une carotte et l'ICP-AES situé à Nouméa pour l'autre carotte.

L'ICP-MS permet de mesurer sur le même échantillon à la fois les rapports Sr/Ca, U/Ca et Ba/Ca. Nous avons choisi de mesurer la carotte de Wallis sur ICP-MS car ce site subit de fortes précipitations, induisant de fortes variations de salinité mais également des potentiels apports terrigènes sur lesquels les rapports U/Ca et Ba/Ca sont susceptibles d'apporter des informations.

Concernant les deux carottes, les mesures des deux isotopes ont été effectuées à l'Université de Bordeaux 1.

J'ai effectué la plus grande majorité de ces mesures, que ce soit sur l'ICP-MS et le spectromètre de masse et ai pris part aux séances de réglage de l'ICP-AES à Nouméa.

2.4. QUELS RENSEIGNEMENTS DEDUIT ON DES ANALYSES GEOCHIMIQUES DES CORAUX ?

2.4.a. SST (Sea Surface Temperature)

Selon certains auteurs, la température de l'eau de mer est la variable la plus importante du système climatique terrestre (Henderson 2002). Elle est en tout cas un paramètre essentiel aussi bien en océanographie biologique que physique. C'est par exemple le facteur essentiel qui va gouverner l'établissement ou non d'une colonie corallienne. Au niveau de la dynamique océanique, c'est l'un des paramètres qui contrôle la densité de l'eau de mer. L'eau froide, devenant plus dense, va plonger sous les masses d'eau moins denses. Inversement, une eau chaude va être facilement mobilisable, notamment pour échanger de la chaleur latente avec l'atmosphère et entraîner des phénomènes de convection.

Reconstruire les températures est un exercice classique au sein de la communauté des paléoclimatologues (CLIMAP par exemple, est un programme ayant eu lieu durant les années 1970-1980 dont le but était de reconstruire les températures de l'océan de surface lors du dernier maximum glaciaire).

i.Le paléothemomètre $\delta^{18}O$

L'utilisation du $\delta^{18}O$ en tant qu'outil paléoclimatique fait suite aux travaux d'Epstein (Epstein et al. 1953) qui les premiers ont relié la composition isotopique des carbonates de calcium à la température et au contenu isotopique de l'eau de formation, décrivant ainsi l'équation de calibration des carbonates de calcium inorganiques. C'est en 1955 que les travaux d'Emiliani (Emiliani 1955) appliquent la théorie paléothermométrique à une carotte sédimentaire, posant ainsi les bases de la paléoclimatologie isotopique. Concernant les organismes aragonitiques (polymorphe métastable du carbonate de calcium), les études de Taratuni et al (1969), entre autres, montrèrent qu'il existe un déséquilibre lors du fractionnement conduisant à la sécrétion de l'aragonite inorganique. D'autres études sur des tests d'organismes (foraminifères, mollusques, bénitiers, éponges calcifiantes) ont montré des différences avec l'aragonite inorganique ; l'aragonite inorganique étant appauvrie d'environ 2 ‰ par rapport à l'aragonite biogénique.

Concernant les coraux, c'est Weber et collaborateurs (Weber and Woodhead 1972) qui, les premiers, font état d'un lien potentiel entre, d'une part les propriétés géochimiques des squelettes coralliens, et d'autre part la température de surface de l'océan. En mesurant les compositions isotopiques de différentes espèces de coraux, ils sont arrivés à la conclusion qu'il existe un déséquilibre isotopique entre la composition de l'eau de mer et le squelette aragonitique. Néanmoins, ce déséquilibre est constant (à T constante) pour la même espèce et donc potentiellement utilisable comme paléothermomètre. Les relations linéaires reliant le $\delta^{18}O$ à la température sont en réalité des approximations à basse température (typiquement entre 0 et 30°C) des relations de type $1000 \ln \alpha = aT^{-2}+b$ données par la thermodynamique.

Le cycle marin des isotopes de l'Oxygène

En raison de leur différence de masse, les différents isotopes de l'eau ont des comportements thermodynamiques différents lors des processus de changement de phase. Les contenus en ^{18}O dans l'eau sur Terre sont la conséquence d'un équilibre complexe entre les apports d'eau provenant de différentes sources. Prenons un exemple (Figure 2.16): considérons une masse d'eau s'évaporant aux alentours des tropiques d'un océan, là où se produit la majeure partie des phénomènes de convection. En ce point, les eaux de surface ont une composition isotopique théorique nulle. La vapeur d'eau issue de cet océan a une composition isotopique nettement appauvrie (typiquement -13‰, les ^{16}O ayant tendance à s'évaporer préférentiellement). Lors de l'ascension de la masse d'air, il y a condensation d'une partie de l'eau pour former des nuages. Des gouttes d'eau peuvent se former, avec un fractionnement isotopique en équilibre avec la vapeur environnante. Lors du transport de la vapeur vers des hautes latitudes, le refroidissement de la masse d'air provoque une perte continuelle d'eau par précipitation. Une perte en ^{18}O lui est associée et la vapeur d'eau va s'appauvrir continuellement, c'est la distillation de Rayleigh.

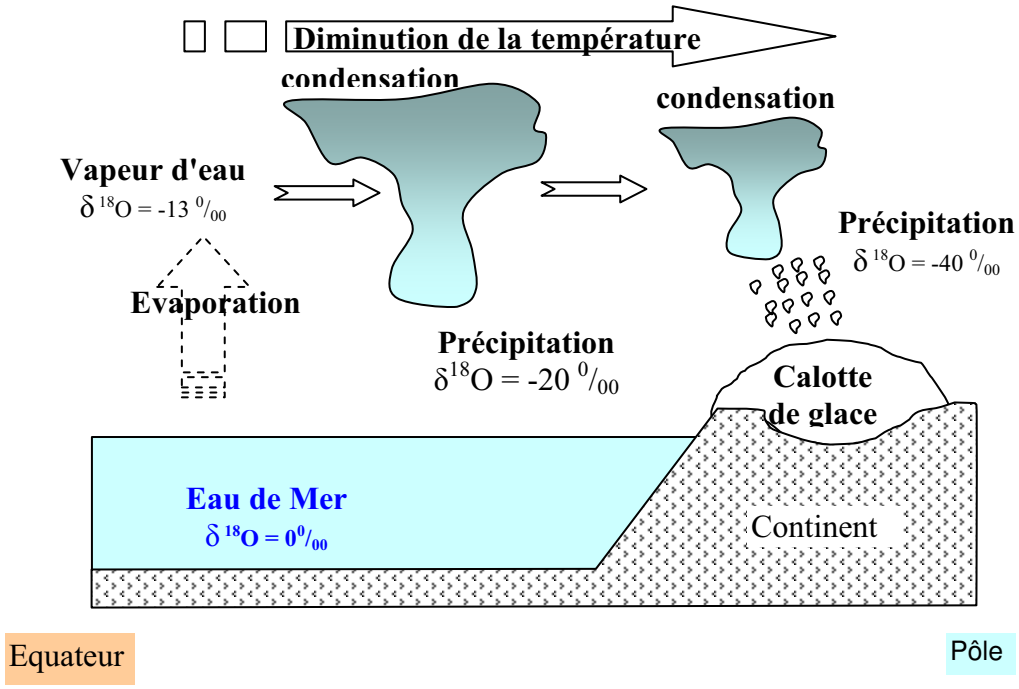


Figure 2.16 Variations isotopiques de l'oxygène dans le cycle de l'eau.

Si l'on considère le système océanique, la température (par exemple via les processus d'évaporation) mais également la salinité (via les processus de précipitation par exemple) vont donc être des facteurs influant sur la composition isotopique de l'eau de mer.

A l'échelle des temps géologiques (notamment les cycles glaciaires/interglaciaires), le volume des glaces va également influer sur la composition isotopique de l'eau de mer. En effet, l'eau accumulée dans les calottes glaciaires en période glaciaire est appauvrie en ^{18}O (Figure 2.16), l'océan est donc d'autant plus enrichi que les calottes glaciaires sont épaisses. Ce phénomène sera à prendre en compte lors des reconstructions paléoclimatiques basées sur des études du Pléistocène notamment. Cependant, dans notre cas, travaillant sur les derniers siècles, on estimera que l'influence du volume des glaces est négligeable vis-à-vis des deux autres paramètres : **température et salinité**.

Incorporation des isotopes lors de la squelettogenèse corallienne

Les processus d'incorporation des ions de l'eau de mer pour former le squelette via l'activité du polype restent encore mal compris, ce phénomène étant encore plus complexe lorsqu'il s'agit de coraux hermatypiques possédant des symbiontes. Les études théoriques (thermodynamiques) ainsi que celles effectuées sur des organismes marins à coquille

carbonatée ont montré que si la calcite fractionne à l'équilibre isotopique, l'aragonite, elle, fractionne en déséquilibre. Cependant, ce déséquilibre est considéré comme constant, pour un même organisme.

Les atomes d'oxygène des carbonates provenant de ceux de l'eau dans laquelle vit l'animal, il y a un lien entre la composition isotopique du carbonate de calcium et celle de l'eau. On sait que les précipitations des carbonates dépendent de la température et s'effectuent en déséquilibre isotopique avec l'eau de mer.

L'équation bilan de cette réaction peut s'écrire :

$$Ca^{2+} + 2\ HCO_3^- <=> CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

Pour un même $\delta^{18}O$ de l'eau de mer, on constate que le $\delta^{18}O$ des carbonates augmente si la température diminue, via un contrôle thermodynamique. Le rapport dans les coraux varie majoritairement entre -0.14 et -0.22 ‰ pour 1 °C.

Dans le cas de l'aragonite des coraux, on retrouve un appauvrissement en isotopes lourds (^{13}C 2.4.c.ii) et ^{18}O) comparé à de l'aragonite inorganique (-3.7‰ pour le $\delta^{18}O$ des scleractiniaires (Weber et al. 1972)). Les causes sont de deux types : métaboliques et cinétiques.

Il existe tout d'abord un fractionnement d'ordre cinétique, lié à la vitesse de précipitation et donc au taux de croissance. Ce fractionnement se produit durant les phases d'hydratation du CO_2 et d'hydroxylation. Plus l'organisme croît rapidement et plus le fractionnement va être important. Les variations des isotopes du carbone et de l'oxygène seraient alors simultanées (McConnaughey 1989).

L'autre fractionnement est d'ordre métabolique, et il n'affecte que le rapport isotopique du carbone (Swart 1983; McConnaughey 1989, 2.4.c.ii)). L'augmentation du taux de photosynthèse conduit à une utilisation préférentielle par les algues photosynthétiques de l'isotope léger, le ^{12}C. Ainsi, proportionnellement, plus de ^{12}C est disponible pour la calcification et le $\delta^{13}C$ varie corollairement avec le taux de photosynthèse.

Ces différents fractionnements sont décrits par la Figure 2.17.

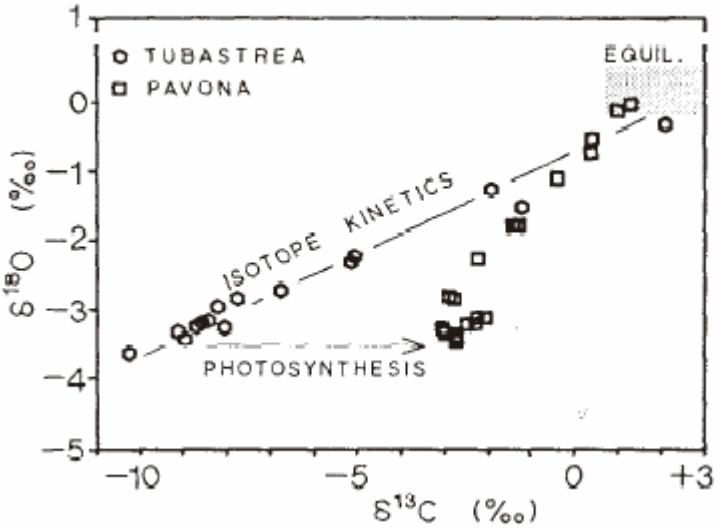


Figure 2.17 Illustration des processus de fractionnement cinétiques et métaboliques des isotopes dans les coraux, d'après le modèle de McConnaughey et al (1986). Pavona Clavus est un corail avec des algues photosynthétiques, contrairement au Tubastrea sp. La covariation des deux isotopes est la relation cinétique classique pour des coraux hermatypiques, alors que l'écart des données pour Pavona (sur l'axe du carbone) représente le fractionnement métabolique du aux processus métaboliques (i.e. photosynthèse et respiration).

Pour la majorité des auteurs, la photosynthèse dépend du taux d'insolation. On notera que cette dernière hypothèse a été remise en cause par les travaux expérimentaux de Swart et (1996). Ces auteurs concluent notamment que du CO_2 appauvri en ^{13}C pourrait être incorporé dans le squelette pendant les périodes de photosynthèse active.

ii. Les éléments trace

Point de vue théorique.

Concernant les éléments traces, la thermodynamique nous renseigne sur la relation linéaire existant entre l'inverse de la température absolue et le logarithme du rapport élément trace/Ca lors de la précipitation d'aragonite (Kinsman and Holland 1969, Gaetani and Cohen 2006). Cependant, la faible gamme d'application thermique ne nécessite pas l'utilisation de la forme logarithmique, la rendant peu usitée et souvent remplacée par une approximation linéaire. Comme pour les isotopes, des processus cinétiques peuvent néanmoins venir perturber cette relation purement thermodynamique.

De nombreuses études empiriques montrent que le rapport Sr/Ca dans les coraux peut être relié à la température (Kinsman et al. 1969; Weber 1973; Smith et al. 1979). Il faut néanmoins attendre l'amélioration des techniques de mesure pour voir des études haute

résolution reliant clairement le rapport Sr/Ca et la SST (Beck et al. 1992; de Villiers et al. 1994), grâce au TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer).

La relation entre le rapport Sr/Ca enregistré dans les coraux et la température de l'eau de mer est maintenant acceptée par la communauté entière et les droites de calibration publiées suivent toutes la même tendance semblant révéler une relation linéaire de type elt/Ca=a*SST+b (Figure 2.18).

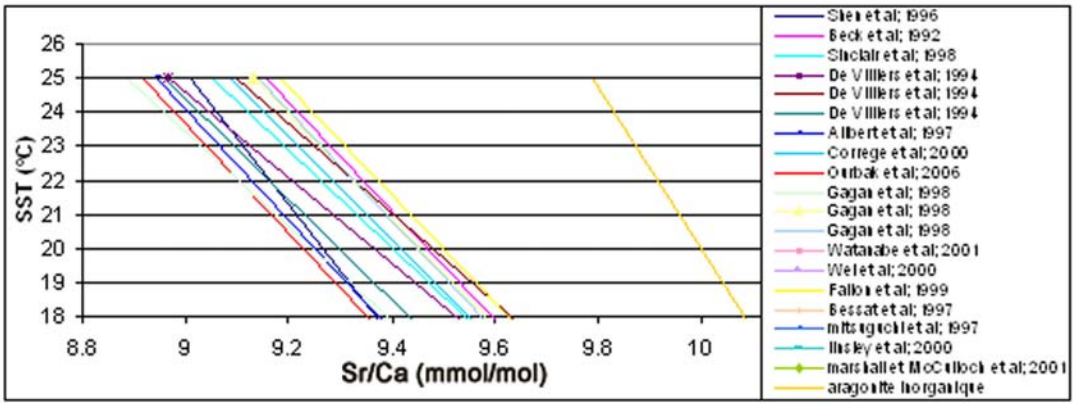


Figure 2.18 Exemples de différentes calibrations entre le Sr/Ca contenu dans le squelette des coraux massifs et la température de surface; la droite en orange correspond à de l'aragonite inorganique.

Les différences observées (tant dans la pente que dans l'ordonnée à l'origine) peuvent s'expliquer par différents points. Entre autre, la nature du jeu de données utilisé lors de la calibration. En effet, peu d'études ont des données in situ, et souvent les auteurs utilisent des sites de mesures à des dizaines de kilomètres du lieu de prélèvement ou des données représentant une vaste surface. D'autre part, le traitement chimique subit lors du lavage de la plaque de corail (Boiseau et al. 1997), ainsi que la phase d'échantillonnage et donc le nombre d'échantillons par an (Quinn et al. 1996) peut affecter la valeur des mesures. On peut également envisager que différentes espèces de *Porites* et/ou différentes formes de zooxanthelles symbiontes peuvent entraîner des différences ce comportement vis à vis de l'incorporation des éléments géochimiques et donc des calibrations. La différence entre l'aragonite inorganique (droite orange sur la Figure 2.18) et l'aragonite organique des coraux pourrait s'expliquer par « l'effet vital » dont il est régulièrement question dans les publications relatives aux organismes marins dont le squelette est carbonaté (Erez 1978; de Villiers et al. 1995; Cohen et al. 2002; Sinclair 2005, cf.2.5.i). Quoiqu'il en soit, il apparaît nécessaire de calibrer systématiquement nos échantillons par l'étude d'un corail actuel, ceci

afin d'avoir des résultats quantitatifs précis au niveau des reconstructions paléothermométriques. Néanmoins, la compréhension du mécanisme d'incorporation reste encore, à l'heure actuelle, un vif sujet de débat (Alibert et al. 1997; Juillet-Leclerc et al. 1997; Cohen et al. 2001) et les relations linéaires ne sont en aucun cas universelles mais bien caractéristiques d'un lieu bien précis.

Il faut savoir que d'autres traceurs sont susceptibles de refléter des variations de température. On citera les rapports U/Ca, Mg/Ca, qui seront plus amplement détaillés dans le chapitre suivant. Certaines études font état du lien entre le Bore et les SST (Hart et al. 1996; Sinclair et al. 1998; Fallon et al. 1999).

Les éléments trace font l'objet de recherches de plus en plus poussées à l'heure actuelle et de nombreux travaux sont régulièrement publiés concernant leur utilisation, comme le prouvent notamment les articles de synthèse publiés récemment (Fairbanks et al. 1997; Gagan et al. 2000; Felis and Patzold 2004; Corrège 2006).

iii.Limites d'interprétation des méthodes de reconstruction des SST, notamment via le rapport Sr/Ca

Il est important de noter les barres d'erreurs affectant les reconstructions des paramètres géophysiques issus des mesures géochimiques coralliennes.

Il est admis dans la bibliographie que le rapport Sr/Ca, le plus utilisé des paléothermomètres coralliens, permet de reconstruire des paleoSST avec une précision de l'ordre de ±0.5-1°C (cette barre d'erreur peut s'élever jusqu'à ±3°C (Castellaro 1999)). La précision analytique permettant cependant de descendre à une précision théorique de ±0.05°C (Gagan et al. 2000). Le Sr/Ca est considéré comme un traceur de température quasiment pur, c'est à dire très peu affecté par d'autres paramètres.

Néanmoins, certains auteurs notent une variabilité spatiale du Sr dans l'eau de mer, avec notamment des gradients spatiaux de 2-3 % (essentiellement entre le fond et la surface, ainsi qu'entre les hautes et les basses latitudes) pouvant induire des erreurs de reconstitutions des températures (de Villiers et al ; 1999).

D'un point de vue des variations temporelles à grande échelle de temps, les variations du niveau marin et les différences de productivité peuvent entraîner des phénomènes de dissolution/précipitation et faire varier la concentration du rapport Sr/Ca dans l'eau de mer. Ces variations peuvent entraîner des biais de 1.5°C lors des reconstructions des températures du dernier maximum glaciaire (Stoll et al. 1998). Néanmoins, aux échelles de temps sur

lesquelles nous travaillons, les variations temporelles (séculaires au maximum) sont généralement considérées comme négligeables.

Des mesures de Sr/Ca ont été conduites en Nouvelle-Calédonie (Beck et al. 1992; Castellaro 1999; Montaggioni et al. In press). Les données de Castellaro (1999) mesurées sur différents sites, montrent de faibles variations, les rapports étant enrichis à l'extérieur du lagon (8.421 mmol/mol) contre 8.398 mmol/mol prés des côtes. Ce résultat concernant la variabilité spatiale n'influencerait que très peu les reconstitutions des températures.

Le suivi quasi mensuel couvrant plus de 3 années et demi au Phare Amédée (Montaggioni et al; In press) fait apparaître de fortes variations (gamme variant de 8.42 à 9.28 mmol/mol, avec une déviation standard de 0.2) plus élevées que les valeurs trouvées dans le Pacifique Sud Ouest par de Villiers et al (1999). La gamme de variation trouvée (prés de 10 %) est extrêmement importante comparée à la variabilité spatiale (profondeur vs surface notamment) et temporelle (comparaison entre cycles haut et bas niveaux marins) de 1 à 3 %. Il semble qu'il existe une forte variabilité saisonnière, au moins au niveau local à proximité du phare Amédée, avec des valeurs maximales en Décembre Janvier puis en Juillet. Cette variabilité n'est pas discutée par les auteurs, ces résultats n'étant pas le thème principal de l'article. Il apparaît néanmoins à la vue de ces valeurs qu'il existe un facteur autre que la température qui affecte le rapport Sr/Ca dans l'eau de mer et que celui-ci est susceptible de provoquer de fortes variations élémentaires qui peuvent biaiser le paleothermométre Sr/Ca. D'autres sites d'étude doivent être testés avant de savoir s'il s'agit ici de résultats locaux ou bien de résultats montrant une variabilité temporelle valable à d'autres sites et qui aurait alors de grandes conséquences sur le paleothermométre Sr/Ca.

2.4.b. SSS (Sea Surface Salinity)

Historiquement, c'est en 1884 que Dittmar formule la loi qui porte son nom et qui peut se résumer en ces termes : « Dans l'eau de mer, quelle que soit la salinité, à condition qu'elle ne soit pas trop faible, les proportions relatives des principaux constituants sont pratiquement constantes et le dosage de l'un d'eux donne la teneur des autres et aussi la salinité». En pratique, cela revient à donner la définition suivante : la salinité est le poids en grammes de résidu solide contenu dans un kilogramme d'eau de mer quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacés par le chlore, et que toute la matière organique a été complètement oxydée. On voit apparaître ici le terme de poids. Il est réellement important car c'est ce qui va représenter, de manière triviale, « la charge de

l'eau ».

La salinité est donc le deuxième facteur, juste après la température, qui va influencer la densité de l'eau de mer et donc diriger les mouvements des masses océaniques. Au niveau du Pacifique tropical Ouest, la salinité joue un rôle essentiel sur la stratification verticale. A un niveau local, à l'échelle d'une île et plus particulièrement d'un corail, la salinité de surface va représenter l'état moyen de la masse d'eau environnante. Elle subit des variations, pouvant être affectée par divers phénomènes :

- au niveau océanique: un apport de masse d'eau extérieure consécutive à un changement de circulation à l'échelle d'un bassin ou d'un upwelling (remontée d'eaux profondes plus froides et chargées en nutriments), et induite par des seuils bathymétriques et/ou des vents soutenus le long des côtes, par exemple.
- au niveau atmosphérique : c'est au premier ordre le reflet du rapport évaporation/précipitation. En cas de fortes intempéries, l'apport d'eau météoritique va diluer les sels présents dans l'eau de mer et entraîner une diminution de la salinité. A l'inverse, de fortes chaleurs associées à une sécheresse, par exemple, vont provoquer de fortes évaporations et concentrer les sels entraînant une augmentation de la salinité. En conséquence, on assiste, de manière plus ou moins marquée à des variations de salinité liées aux saisons.

De plus, de nombreuses études de modélisation font état de l'importance de la salinité dans la dynamique de l'océan, notamment en ce qui concerne le phénomène ENSO (Schmidt 1998; Maes 2000; Maes et al. 2000; Maes et al. 2002). Des variations à long terme en salinité affecteraient le niveau de la mer sur de larges parties de l'océan. Enfin, les changements de la salinité peuvent être un indicateur des changements locaux et/ou globaux des cycles hydrologiques.

i.ENSO et la salinité

Dans le contexte général d'ENSO, la salinité joue un rôle à travers la « barrière de sel » qui prend en compte la composante haline de l'océan.

Comme de l'huile à la surface de l'eau, une couche chaude supérieure moins salée, donc moins dense, flotte sur une couche froide inférieure plus salée, donc plus dense. On a, dans le Pacifique occidental, deux couches d'eau superposées, de température relativement homogène mais de salinité différente: la couche d'eau supérieure moins salée (34,5 psu de salinité) et la couche d'eau inférieure plus salée (35,5 psu).

Le flux d'Est naturel d'eau chaude salée rencontre la nappe d'eau douce du Pacifique

Ouest, plonge sous celle-ci et réchauffe sa partie inférieure.

Le contact entre les deux, appelé « Barrière de sel », constitue une interface isolante qui empêche le mélange des eaux profondes avec les eaux de surface qui atteignent alors des températures proches des 30°C. Il en résulte une augmentation de l'évaporation et un nouvel affaiblissement des pressions atmosphériques au dessus de la zone. Ce renforcement du système convectif est accompagné de forts vents d'Ouest qui entraînent dans leur mouvement la couche d'eau superficielle peu salée qui glisse alors sur la couche inférieure en direction du Pacifique central avec des vitesses pouvant atteindre le mètre par seconde, et on peut ainsi avoir naissance d'un ENSO (cf. partie ENSO).

Maes et al (2002, 2004, 2005) ont modélisé l'importance de la stratification haline sur le déclenchement d'un phénomène El Niño.

ii.La quête des paléosalinités en paléoclimatologie

A ce jour, il n'y a pas de méthode valable pour l'estimation directe des paléosalinités (Wefer et al. 1999). Dans le domaine des fossiles carbonatés provenant de carottes de sédiments profonds, l'utilisation des rapports d'isotopes de l'oxygène permet de reconstruire les SSS de manière quantitative sur de longues périodes de temps (Duplessy et al. 1992). Cependant, ces reconstitutions ont des limites. Cette utilisation des isotopes comme paléoproxy de SSS est rendue difficile par le fait que le $\delta^{18}O$ mesuré est fonction non seulement de la SST mais aussi du $\delta^{18}O_{SW}$, lui-même dépendant de la SSS mais aussi, à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires, du volume des glaces.

Par exemple, Wolff et al. (1999) proposent des reconstructions de paléosalinités à partir de carottes de sédiments marins. Les SSS finales sont obtenues en assumant une relation SSS-$\delta^{18}O$ pour l'eau de mer. La propagation des erreurs (par l'utilisation d'équations de calibration pour reconstruire les SST puis les SSS) conduit à de larges déviations, spécialement sous les tropiques où les pentes de la relation SSS-$\delta^{18}O$ sont faibles. Une incertitude de SST de ± 1°C conduit à des reconstructions de SSS biaisées de ±0,5 à ±1,2‰.

Rohling et al. (1998) ont effectué une revue critique des relations entre la SSS et le $\delta^{18}Osw$. Il en ressort que, dans beaucoup de régions, c'est l'advection qui serait le mécanisme principal influençant la salinité et non le budget local en eau douce (le « freshwater budget »). Cette supposition remettrait en cause la relation de calibration dans l'actuel qui sert à calculer les paléosalinités et qui relie les SSS aux anomalies de $\delta^{18}O$. Selon les régions, le biais introduit varierait entre 0.2 et serait même supérieur à 4 ‰. De plus, comme nous le verrons

plus tard (chapitre 5) même si les courbes de variations du $\delta^{18}O$ en fonction des SSS sont dans l'ensemble en accord (corrélation positive entre les deux variables) il existerait des régions et des masses d'eaux qui ne semblent pas suivre ce schéma (Bigg et al. 2000).

Dans les colonies coralliennes, les reconstitutions quantitatives de la balance hydrologique (Bilan Evaporation-Précipitation) sont effectives depuis quelques années. Trois méthodes sont actuellement répertoriées, toutes nécessitant des études multiéléments, quasiment systématiquement Sr/Ca et le $\delta^{18}O$.

La première méthode, que nous nommerons la technique australienne, car mise en avant par l'équipe de l'ANU (Australian National University, (McCulloch et al. 1994; Gagan et al. 1998; Gagan et al. 2000)) est la suivante.

En retranchant du signal $\delta^{18}O$ mesuré dans les coraux l'influence thermique (lisible dans le rapport Sr/Ca) on obtient un résiduel. Ce résiduel, définit comme la différence entre les courbes de $\delta^{18}O$ du corail et le rapport Sr/Ca, peut être relié aux changements du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer ($\delta^{18}O_{sw}$) et peut donc donner des indications sur les cycles hydrologiques. Ainsi, en couplant les analyses isotopiques et élémentaires, il est possible de déterminer un résiduel retraçant les variations de la balance hydrologique. Cette méthode s'inspire des travaux des paléoclimatologues travaillant sur les foraminifères (Duplessy et al. 1992).

La seconde, issue de la thèse de Nolwenn Le Bec, permet également de reconstruire les salinités dans des conditions particulières. En filtrant les données brutes avec un filtre adéquat, il est possible de faire ressortir des variations interannuelles (cf. Delcroix et al. 1998), ainsi que d'obtenir des variations saisonnières en soustrayant aux données brutes les données filtrées. Dans certaines régions telles les Fiji ou encore les Vanuatu, situées dans des zones de fortes précipitations dues aux zones de convergence, les variations interannuelles des SSS sont plus importantes que les variations saisonnières des SSS. De plus, l'effet des SST est faible à l'échelle interannuelle, contrairement aux cycles saisonniers. Ainsi, à l'échelle interannuelle, l'impact des SSS sur le $\delta^{18}O$ du corail, quantifiable via des calibrations, permet potentiellement de retracer les SSS (Le Bec et al. 2000; Le Bec 2001).

Enfin, il existe une troisième méthode, détaillée dans l'article de Ren (Ren et al. 2003), et qui s'inspire de la méthode australienne (Huppert et al. 2004). Cette fois, afin d'éliminer les problèmes de variation du paramètre b (ordonnée à l'origine cf. 2.4.a), les auteurs calculent des variations instantanées. Ils peuvent alors utiliser le système d'équation ci-dessous.

Équation 1 $\Delta\delta^{18}Oc = \Delta\delta^{18}Oc_{(sst\ contri)} + \Delta\delta^{18}Oc_{(sw\ contri)}$

Équation 2 $\Delta\delta^{18}Oc = (d\delta^{18}Oc/dSST) * \Delta SST + (d\delta^{18}Oc/d\delta^{18}Osw) * \Delta\delta^{18}Osw$

Équation 3 $\Delta SST = \underline{\Delta(Sr/Ca)c} / (d(Sr/Ca)/dSST)$

Équation 4 $\underline{\Delta\delta^{18}Oc} = \delta^{18}Oc\ t_0 - \delta^{18}Oc\ t_1$

L'Équation 1 sous-entend que les variations instantanées du $\delta^{18}O$ corallien (mesurées par spectrométrie de masse sur le matériel corallien, Équation 4) sont la somme des variations instantanées du $\delta^{18}O$ dues à la SST et des variations instantanées du $\delta^{18}Oc$ dues au $\delta^{18}Osw$.

Or les variations instantanées du $\delta^{18}O$ due à la SST sont le produit du gradient de variation du $\delta^{18}Oc$ en fonction des SST $(d\delta^{18}Oc/dSST)$ par les variations des SST (ΔSST) (Équation 2)

Les variations de SST étant les variations du Sr/Ca $(\Delta(Sr/Ca)c$ mesurés sur ICP-MS ou ICP-AES) divisées par le gradient de Sr/Ca par rapport aux SST $(d(Sr/Ca)/dSST)$ (Équation 3).

Pour résumer, on peut accéder à des reconstructions des variations des $\delta^{18}Osw$ si l'on mesure le rapport Sr/Ca et le $\delta^{18}O$ de la colonie corallienne (termes soulignées des équations 3 et 4) et que l'on a préalablement effectué une calibration de manière à connaître les gradients $(d\delta^{18}Oc/dSST)$ et $d(Sr/Ca)/dSST$. Si on connaît une valeur du $\delta^{18}Osw$, les résultats deviennent quantitatifs, car on peut passer du terme $\Delta\delta^{18}Osw$ (variations du $\delta^{18}Oc$ instantanées dues au $\delta^{18}Osw$) au terme $\delta^{18}Osw$. Ce dernier point est soumis à caution : dans leur article, Ren et al ne détaillent pas cette reconstruction quantitative. Ces reconstitutions ne donnent pas les valeurs absolues de SSS, en effet, il n'existe pas de relation univoque entre le $\delta^{18}Osw$ et les SSS (spécialement sous les tropiques, (Rohling and Bigg 1998; Schmidt 1999)). Des variations spatiales ont été notées dans la littérature. En général, sous les tropiques, la majorité de la vapeur échangée entre l'océan et l'atmosphère reste dans la région, ce qui implique que la composition isotopique du pôle des eaux météoriques est proche de celle des eaux d'évaporation initiales, ceci entraînant des pentes plus faibles qu'aux hautes latitudes, typiquement de l'ordre de 0.1 à 0.3 ‰/psu.

De plus, les méthodes de reconstruction sont basées sur des hypothèses discutables (pas de variation de $\delta^{18}O_{SW,}$ et donc des SSS pendant l'hiver austral en raison du faible taux de pluviosité, gradients constants dans l'espace et le temps). Il existe probablement également

des variations temporelles de la pente de la relation, au moins à l'échelle saisonnière (Corrège et Stievenard, données non publiées).

Nous avons tenté de connaître la relation liant la salinité aux δ^{18}Osw des eaux de surface dans nos zones d'étude. Les travaux de la NASA et notamment de l'équipe de Gavin Schmidt répertorient et archivent les données de δ^{18}Osw valables de part le monde depuis 50 ans (prés de 22 000 mesures), néanmoins très peu de données existent dans le Pacifique Sud Ouest Figure 2.19).

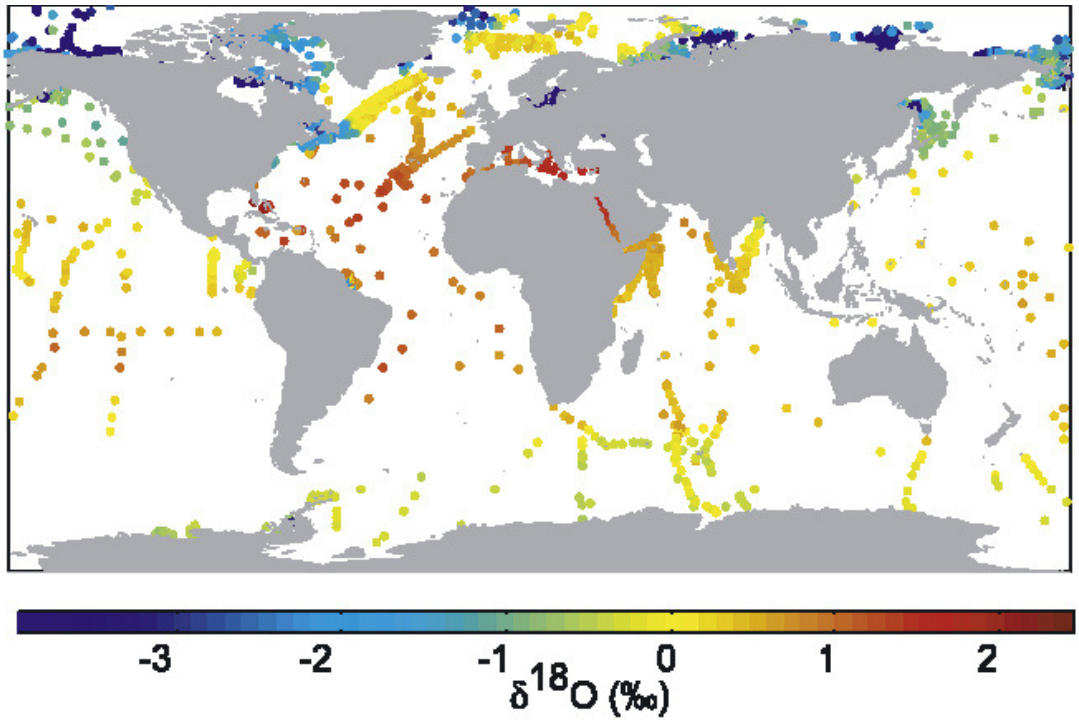


Figure 2.19 Carte de répartition des prélèvements d'eau (5 métres supérieurs de la colonne d'eau) qui constituent la base de données de la NASA, d'après les travaux de Schmidt et al (1999), carte extraite de LeGrande et al. (2006). On notera que notre zone d'étude est quasiment entièrement dépourvue de données.

Il existe néanmoins quelques données qui proviennent de campagnes de mesure et où des flacons d'eau de mer ont été échantillonnés et leur contenu isotopique analysé en laboratoire. On montrera, à titre d'exemple, les données issues de la campagne Alizé 2 (données de surface, échantillonnées au niveau de l'équateur, entre 160.55 W et 165 E). Sur la Figure 2.20, on ne voit pas apparaître de pente bien définie.

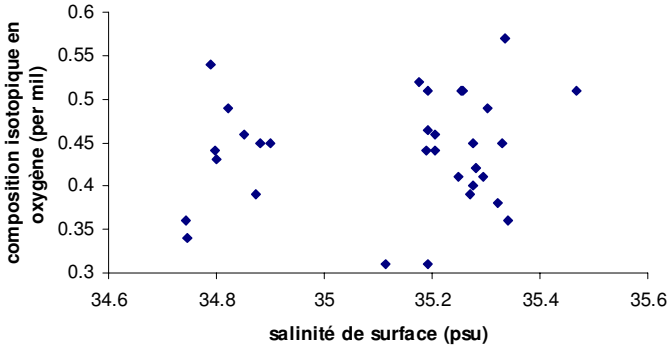


Figure 2.20 Valeurs des salinités et de la composition isotopique de l'eau de mer (correspondant à des mesures effectuées lors de la campagne Alizé 2, données extraites de la thèse de E Laube-Lenfant). Ces données proviennent d'échantillons collectés en surface entre 160.55 W et 165 E et entre 2 S et 2.5 N.

Concernant nos zones études, plus au Sud que celles de la Figure 2.20, les quelques données disponibles issues des campagnes FrontAlis (essentiellement 165°E), Westpalis (165°E mais également un rail effectué à 180°E) ne donnent que quelques données à quelques degrés de l'île de Wallis et ne permettent pas de nous renseigner sur la variabilité temporelle qui existe. Concernant la Nouvelle-Calédonie, un suivi temporel a été effectué au phare Amédée. Les données sont traitées spécifiquement dans le chapitre 3.

iii. Limites d'interprétation des reconstructions des SSS

Il faut tout d'abord rendre compte du nombre extrêmement limité de publications scientifiques qui reconstruisent de manière quantitative la salinité des eaux de surface grâce à des traceurs géochimiques contenus dans les coraux.

Jusqu'à présent, seule l'étude d'Ijima et al (2005) montre des reconstructions quantitatives des SSS, les autres études établissant des reconstructions des précipitations (Shen et al. 2005) ou bien des reconstructions donnant des indices des variations de salinité (Gagan et al. 1998).

En pratique, si le paléothermomètre corallien est précis est fiable, la situation est légèrement différentes concernant la salinité.

En effet, la technique de reconstitutions des SSS étant indirecte et faisant intervenir deux traceurs, il s'en suit une propagation des erreurs et une augmentation de le barre d'erreur qui a trait à une donnée. Ce problème est particulièrement bien adressé par deux articles techniques (Rohling et al. 1998; Schmidt 1999) récents. Ces articles ne détaillent pas l'outil corallien mais traitent des reconstructions issues des isotopes de l'oxygène provenant des organismes carbonatés en général et sont donc applicables aux coraux. Les auteurs concluent que les

barres d'erreurs peuvent s'élever entre 0.6 et 1.8 ‰ (Schmidt 1999), allant jusqu'à 2.5 ‰ dans le cas de reconstructions lors du dernier maximum glaciaire aux latitudes tropicales. Rohling et Bigg (1998) donnent des ordres de grandeur légèrement inférieurs, quoique les reconstructions soient rarement meilleures que ±0.6 ‰ mais concluent sur l'imprécision des méthodes basées sur les résiduels des isotopes de l'oxygène, notamment aux moyennes et basses latitudes (jusqu'à ±2.2 ‰) dans l'Atlantique Equatorial.

Un des objectifs de cette thèse est de tester et de développer des méthodes de reconstitution de salinité.

2.4.c. D'autres traceurs, d'autres applications

i.Le rapport Ba/Ca

Bien que thermodépendante, l'incorporation du Ba dans les coraux révèle de larges pics dont l'origine peut être multiple.

En 2005, Sinclair a synthétisé les différents processus affectant le rapport **Ba/Ca** dans les coraux en trois catégories selon leurs origines. Ainsi on distingue :

Les sources exogènes, abiotiques (telles que les upwellings (Lea et al. 1989) ou les apports terrigènes provenant des décharges fluviatiles (McCulloch et al. 2003)).

Les sources exogènes, biotiques telles que les efflorescences algales (plankton blooms).

Enfin, les sources endogènes, biotiques comme les pontes massives pendant les périodes de reproduction. On détaillera dans les chapitres suivants (3 et 5) les significations du Ba/Ca dans nos différents sites d'étude.

ii.Les Isotopes du Carbone

Le $\delta^{13}C$ des coraux est largement influencé par divers processus.

Ainsi, si l'on considère que les processus physiologiques tels la photosynthèse ou la respiration sont les principaux facteurs influençant la composition isotopique du carbone dans les polypes coralliens, des facteurs environnementaux (directement et/ou indirectement) peuvent également influencer les processus métaboliques et donc le contenu en $\delta^{13}C$. L'aragonite déposé par les coraux scléractiniaires est généralement appauvrie en ^{13}C par rapport à l'équilibre avec l'eau de mer. C'est le résultat des fractionnements cinétiques (lors de l'hydratation et l'hydroxylation du CO_2) et métaboliques (changements du taux de $\delta^{13}C$ dus à essentiellement la photosynthèse et à la respiration). Les deux sources de carbone

disponibles pour la calcification (le carbone inorganique dissous (DIC) et le zooplancton) ainsi que les trois processus physiologiques susceptibles d'altérer le pool de carbone disponible (photosynthèse, respiration et nutrition) font que le traceur $\delta^{13}C$ est particulièrement difficile à interpréter car dépendant de nombreux facteurs.

On citera par exemple la température, l'insolation, le couvert nuageux ou la profondeur qui influent sur l'activité photosynthétique des algues. Le taux d'activité hétérotrophe du corail, c'est-à-dire l'ingestion de zooplancton, le taux de croissance influent également sur le $\delta^{13}C$**.**

Les études réalisées jusqu'à présent (McConnaughey 1989; Swart et al. 1996; Juillet-Leclerc et al. 1997; McConnaughey et al. 1997; Grottoli 2000; Heikoop et al. 2000; Reynaud-Vaganay et al. 2001; Grottoli 2002) sont assez discordantes. En effet, il est généralement admis que les valeurs positives du $\delta^{13}C$ apparaissent en conditions de forte insolation et donc de fort taux d'activité photosynthétique et de taux de calcification présumés faibles. En effet, pendant les périodes de forte activité photosynthétique s'opère une discrimination importante vis-à-vis du $^{13}CO_2$ qui s'accumule préférentiellement dans le réservoir interne de CO_2 et est donc disponible pour la calcification (le ^{12}C étant lui préférentiellement utilisé par les zooxanthelles).

La seule étude ayant mesuré le rapport photosynthèse/respiration donne des résultats inverses à ceux attendus par les autres études (Swart et al, 1996). Cet exemple montre combien le signal du carbone dans le squelette des coraux est un traceur compliqué car dépendant de nombreux paramètres, rendant le $\delta^{13}C$ probablement le traceur géochimique le plus controversé de tous.

Il est néanmoins mesuré en routine lors des analyses au spectromètre de masse et permet d'obtenir des informations, même qualitatives, du plus grand intérêt (cf. chapitre 4).

Le $\mathbf{\Delta^{14}C}$ peut nous renseigner sur l'évolution des masses d'eau et donc des courants océaniques ainsi que sur les retombées radioactives des bombes thermo-nucléaires (Guilderson et al. 1998; Gagan et al. 2000).

iii.Autres traceurs

Le **Cadmium** (Cd) ou le **Manganèse** (Mn) peuvent renseigner sur les changements d'intensité des upwellings (Shen et al. 1989; Reuer et al. 2003). En effet, le Cd peut être considéré comme ayant des caractéristiques proches de celles d'un nutriment dans la colonne d'eau. La régénération des phytodétritus labiles lors de la dégradation de la matière organique entraîne des concentrations supérieures en profondeur par rapport à la surface. Ainsi, en cas

d'upwellings, Le Cd peut ré alimenter les eaux de surface comme c'est le cas dans le bassin de Cariaco et donc être enregistré dans les coraux (Reuer et al, 2003). Le manganèse, lui, renseigne également sur les phénomènes d'upwellings (Shen et al. 1991). Il est en effet considéré comme un micronutriment, avec une distribution caractérisée par un enrichissement en surface et un appauvrissement relatif en profondeur (Bruland 1983).

Le **Bore** (B) peut également être considéré comme un paléothermomètre (Hart and Cohen 1996). Il a également été montré qu'il était un potentiel marqueur de pH, car la spéciation du Bore et son fractionnement isotopique dans l'eau de mer dépendait du pH (Gaillardet et al. 1995).

Les **Terres Rares** contenues dans certains coraux de la grande barrière australienne ont été corrélé aux variations saisonnières de l'intensité des cours d'eaux et permettent d'avoir des informations sur l'activité biologique des eaux côtières (Wyndham et al. 2004). En effet, si les Terres Rares sont indicatrices de l'influence des apports des cours d'eaux en particules terrigènes, elles sont incorporées dans les coraux sous forme de ligands particulaires organiques pendant les périodes de forte productivité primaire.

Enfin, les métaux, tels le **Plomb** (Pb) permettent de retracer l'impact des activités humaines et les circulations atmosphériques et océaniques, par le biais notamment des isotopes du Plomb (Desenfant 2004; Ramos et al. 2004).

iv.Informations « non géochimiques »

Il existe également des informations qui peuvent être déduites du squelette des coraux sans avoir besoin de passer par les outils géochimiques précédemment cités.

Ainsi, les mesures des taux de densité du squelette et donc la calcification associée peut être reliée aux températures de surface de l'océan (Lough et al. 1997).

Des phénomènes de luminescence peuvent parfois être observés dans des bandes de croissance du squelette corallien (Isdale 1984 ; Lough et al. 2002; Barnes et al. 2003 ; Hendy et al. 2003). C'est notamment le cas quand le corail est sous l'influence du ruissellement des sols. Ainsi, il a été montré que l'incorporation de matériel humique provenant des particules terrigènes pouvait être à l'origine de telles bandes luminescentes (souvent peu épaisses). Des bandes luminescentes plus larges ont été répertoriées dans des coraux au large et donc sans influence terrigène. Il a ainsi été montré que les variations des densités annuelles pouvaient provoquer de telles bandes (Barnes et al. 2001). Ces bandes peuvent être un support chronologique précieux (Hendy et al. 2003).

2.5. LIMITES DES METHODES :

i.Contrôle biologique de la calcification

Le squelette corallien étant issu d'organismes vivants, sa géochimie est fortement contrainte par certains aspects biologiques. Si la plupart des éléments trace sont inclus dans le squelette corallien dans des proportions reflétant leur abondance dans l'eau de mer, l'enregistrement des isotopes est issu d'un fractionnement isotopique et les rapports enregistrés sont en déséquilibre avec le milieu ambiant. C'est le phénomène « d'effet vital ». Il provient du fait que les matériaux qui atteignent les sites de calcification sont d'un côté apportés par transport fluide (Sr, Ca ainsi que la plupart des éléments trace) ou bien par diffusion à travers les cellules coralliennes (carbone et oxygène sous forme de dioxyde de carbone essentiellement) et que ces processus sont intimement liés à l'activité biologique du corail.

On sait que les coraux calcifient une centaine de fois plus rapidement que la calcification inorganique dans les récifs, et également plus rapidement que la plupart des animaux (Cohen et al. 2002; Cohen et al. 2003). Il en résulte un fort impact sur les processus de biominéralisation et d'incorporation des traceurs géochimiques, la croissance rapide étant associée à des effets cinétiques qui perturbent les rapports isotopiques (de Villiers et al. 1995; McConnaughey et al. 1997; Heikoop et al. 2000; Cohen et al. 2002; Cohen and McConnaughey 2003).

A ces effets cinétiques viennent s'associer des effets métaboliques dus à la présence des zooxanthelles et des processus de photosynthèse associés. En conséquence, les algues symbiontes ont un effet sur la précision des paléothermomètres Sr/Ca et $\delta^{18}O$ (de Villiers et al. 1995). 65 % du signal du Sr/Ca pourrait être dû à l'activité des symbiontes et non aux cycles de température (Cohen et al. 2002).

ii.Diagenèse

Une autre perturbation potentielle est le phénomène de diagenèse.

Pour les coraux, la diagenèse se réfère à la précipitation d'aragonite secondaire ou de calcite (processus de cimentation) dans les zones initialement vides du squelette corallien, ou bien de la dissolution et du remplacement de l'aragonite initiale, habituellement par reprécipitation de la calcite (Bathurst 1975). Cela se traduit notamment au niveau minéralogique, structural et géochimique. Concernant le dernier point, durant la

transformation, les isotopes et les éléments trace sont échangés et parfois enlevés, bouleversant les propriétés géochimiques de la matrice corallienne. Si de nombreuses études (Schroeder et al. (1986), entre autres) se sont attachées à comprendre les mécanismes internes et les processus de diagenèse, peu rapportent les implications quant à l'interprétation paléoclimatique. Les résultats restent controversés et il apparaît que l'on peut trouver des variations géochimiques opposées selon les genres de coraux et les degrés d'altération (Ribaud-Laurenti et al. 2001; McGregor et al. 2003). Il a été montré (McGregor and Gagan 2003) que les *Porites* étaient affectés par la diagenèse calcitique. En conséquence, le rapport Sr/Ca et le $\delta^{18}0$ diminuent drastiquement (de plus de 6 mmol/mol pour le Sr/Ca et de plus de 3 ‰ pour les isotopes de l'oxygène). Il est à noter qu'il a également été montré qu'il existait des phénomènes de diagenèse très précoce pour le genre *Porites,* puisque des précipitations d'aragonite secondaire ont été observés quelques centimètres seulement sous la partie vivante de l'organisme. Concernant ce point, l' étude de Castellaro (1999) sur des *Porites* modernes de Nouvelle-Calédonie conclue que les figures de dissolution affectent principalement les centres de calcification, qui ne contribuent qu'à environ 3 % du squelette (Allison 1996) et sont donc d'un impact mineur sur la composition géochimique du squelette.

Des analyses isotopiques couplées $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ ou Sr/Ca-$\delta^{18}O$ permettent néanmoins de porter un regard particulier sur ces phénomènes d'effets vitaux et de diagenèse. On peut notamment comparer les signaux géochimiques mesurés dans les coraux avec celles que donneraient des précipitations inorganiques telles que les processus de cimentation (par exemple) peuvent en produire. Dans un récent article, Quinn et Taylor (2006) traitent de ce problème en traçant l'évolution d'un paramètre géochimique par rapport à un autre (Figure 2.21). Les valeurs classiques des colonies de *Porites* sont représentées par le « pristine pole», correspondant au fractionnement isotopique (cf. 2.3.b), tandis que les valeurs de l'aragonite inorganique sont déduites des équations de Grossman et al (Grossman et al. 1986) et de Romanek et al (Romanek et al. 1992). On trouve ainsi des valeurs de -1‰ pour la composition isotopique en oxygène de l'aragonite inorganique précipitée en Nouvelle-Calédonie et l'on peut ainsi observer le comportement de nos échantillons vis-à-vis des pôles d'aragonite originelle et d'aragonite abiotique à l'image de la Figure 2.21.

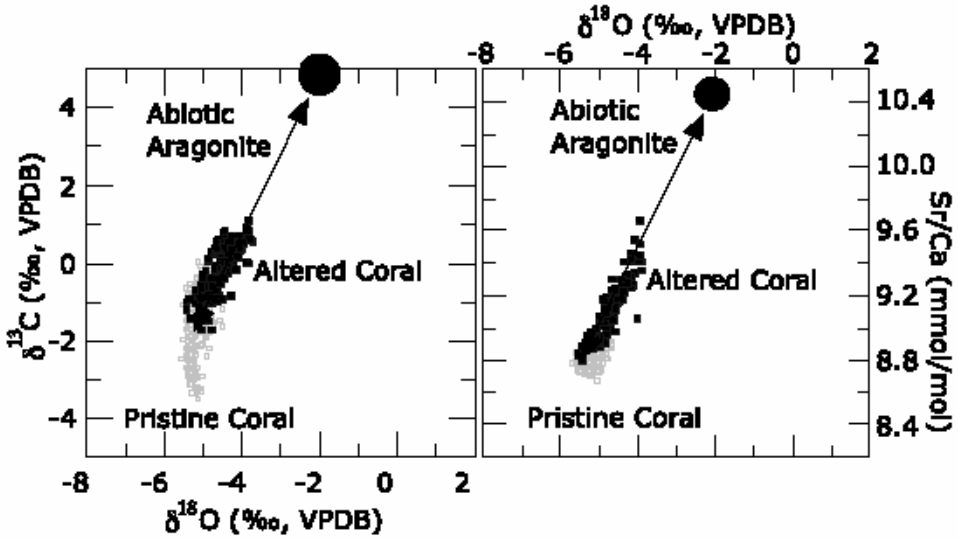


Figure 2.21 Comparaison des rapports isotopiques ainsi que du taux de Sr/Ca dans un corail de Papouasie Nouvelle-Guinée, figure extraite de Quinn et Taylor (2006).

Concernant nos carottes, si l'on observe bien des variations géochimiques importantes, elles n'atteignent jamais de tels ordres de grandeur et de plus ne sont pas synchrones (cf. ch. 4 et 5).

Il existe d'autres moyens de tester l'éventuelle de présence de diagenèse dans les carbonates. Ainsi, des diffractions aux rayons X, la technique du microscope à balayage électronique (MEB), des analyses de lames minces ou encore des mesures de porosité par injection de mercure sont couramment employées.

La diffraction des rayons X (DRX).

Cette technique d'analyse permet la caractérisation cristallographique des minéraux cristallins et dans notre cas de différencier l'aragonite et la calcite.

Basiquement, un rayonnement X monochromatique est diffracté à la surface d'un échantillon préalablement réduit à l'état de poudre. Les grains ainsi soumis au rayonnement réfléchissent les X en fonction de leur structure cristalline. Le résultat s'enregistre sur un diffractogramme tel que celui présenté en Figure 2.22. Celui-ci a été obtenu par Sandrine Caquineau au centre IRD de Bondy Ile de France. Un diffractomètre Siemens D500 avec une radiation CuKα (40 kV et 30 mA) a été utilisé. Les échantillons ont été scannés de 2 à 70 ° (2θ) à 0.02°/6s, dans un réceptacle rotatif en aluminium.

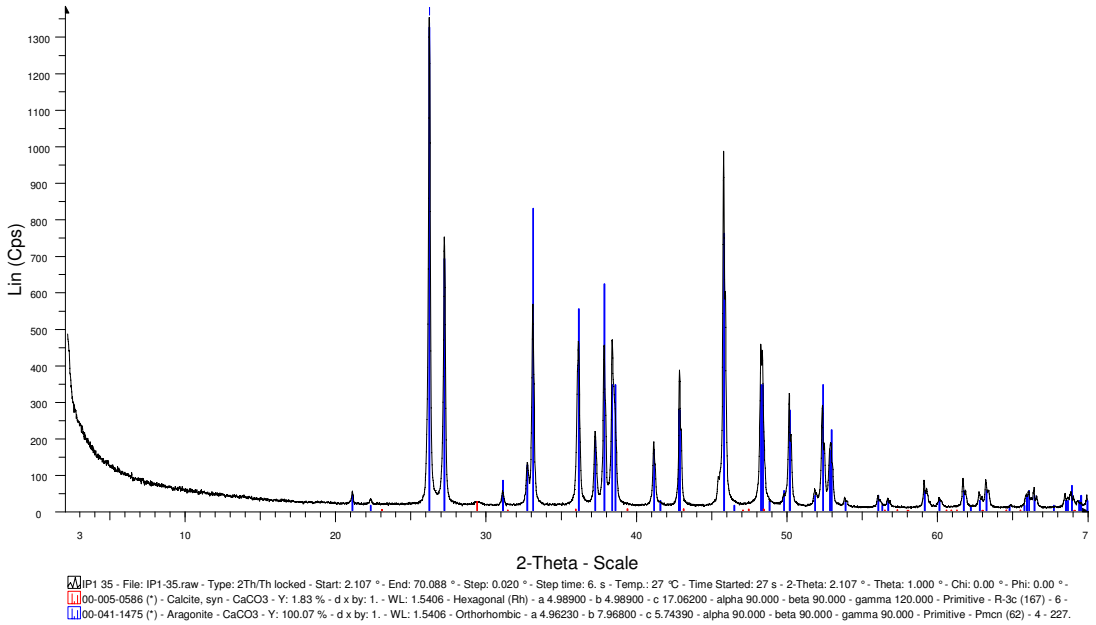


Figure 2.22 Diffractogramme de poudre issue de la plaque IP1/35. Les pics noirs correspondent à la mesure, les pics bleus sont les pics théoriques de l'aragonite et de la calcite en rouge.

On détecte différents pics issus de l'analyse de l'échantillon, tous sont superposables aux pics caractéristiques de l'aragonite. On notera néanmoins que le diffractogramme révèle des traces de calcite. Celles-ci peuvent être quantifiées. Quatre échantillons ont ainsi été passés aux XRD afin d'avoir une vision d'ensemble des carottes disponibles sur les deux sites. L'analyse semi quantitative des différentes surfaces de pics révèle que pour les 4 échantillons analysés (IP1/4, IP1/35, Wal 4/11 et Wal 1/19), la calcite représente moins de 0,4%. On notera que les 4 diffractogrammes sont similaires (superposition pic à pic) avec celui présenté en Figure 2.22. Nos carottes peuvent donc être considérées comme étant composées d'aragonite. Les variations des éléments chimiques contenus dans notre matériel d'étude peuvent donc être attribuées à des facteurs climatiques et non à des problèmes de diagenèse.

Il faut garder à l'esprit que plus le corail est ancien, plus le risque de diagenèse est important, et les estimations de paléoSST peuvent être biaisées de près de 10°C (Bar-Matthews et al. 1993; Enmar et al. 2000; McGregor and Gagan 2003; Quinn et al. 2006), notamment pour des coraux fossiles.

Microscopie Eléctronique à Balayage (MEB).

L'analyse initiale à la loupe binoculaire d'une partie d'une petite partie d'une carotte révélant des altérations en surface (présentant des résultats géochimiques hors de la gamme classique), ne permet pas de détecter la présence de diagenèse. Cette partie a donc été observée au MEB (microscope électronique à balayage).

Certaines des photographies produites (notamment les photographies 5, 6 et 7 de l'annexe 4) révèlent des transformations et donc des effets diagénétiques indiscutables. On peut notamment visualiser sur la photographie 6 de l'Annexe 4 qu'aucune des extrémités des aiguilles d'aragonite (que l'on rencontre par ailleurs sur les parties saines (photographies 1, 2, 3 et 4)) ne sont visibles. On peut émettre différentes hypothèses à ce sujet :

Soit les parties superficielles des aiguilles aragonitiques ont été tronquées par dissolution, soit il y a eu transformation des baguettes (aragonite secondaire). On a cependant du mal à appréhender s'il s'agit de transformation, d'altération ou même de dissolution partielle (Guy Cabioch, communication personnelle).

Ces résultats sont donc à interpréter avec prudence en termes d'impacts climatiques.

Cependant, ils ne représentent que quelques échantillons. En effet, seuls 3 cm soit 6 échantillons ont été prélevés dans cette zone. Les autres tests effectués au MEB reflètent que l'énorme majorité des tranches de corail sont saines.

Les observations visuelles, ainsi que les mesures DRX, les photographies MEB et les valeurs géochimiques trouvées, classiques par rapport aux résultats de la littérature, permettent de conclure qu'hormis les 6 échantillons cités ci-dessus, la majorité des plaques est saine, même si la possibilité d'une diagenèse précoce et donc de perturbations minimes n'est pas à exclure. On notera cependant que les mesures DRX et les photographies MEB ayant été produites tardivement, leurs interprétations via à vis des 6 échantillons n'ont pu être incluses dans les versions des publications telles que présentées dans la suite de ce manuscrit.

iii.Hiatus d'enregistrement, maladies coralliennes

Enfin, il existe trois derniers points qui peuvent venir perturber les informations contenues dans les squelettes coralliens.

Lors de la croissance d'une colonie, les conditions environnementales changent. Nous avons vu que les coraux sont des organismes extrêmement sensibles à ces variations. De plus, ils résistent peu à d'abrupts changements. En conséquence, lors d'un phénomène exceptionnel type cyclone ou variation thermique brutale, le fonctionnement du corail peut être perturbé.

Au cours de cette période, le corail est dans un état « végétatif ». Il n'enregistre donc plus les variations de l'environnement. Un phénomène extrêmement stressant peut conduire à l'expulsion des zooxanthelles, donnant lieu à ce que les spécialistes en biologie récifale appellent le phénomène de blanchissement des coraux. Ce phénomène est néanmoins réversible. Dans de tels cas, il résulte pour le paléoclimatologue une perte d'informations (potentiellement due à un arrêt momentané de la croissance) mais surtout l'impossibilité de connaître l'étendue du hiatus.

A ce premier problème peut venir s'en rajouter un autre qui a les mêmes conséquences bien que ses origines soient différentes.

Lors du prélèvement, la phase sous-marine de carottage, l'action mécanique de la « carotteuse » peut entraîner une perte de matériel entre deux tronçons. Dans ce cas, la perte est minime et ne concerne que quelques mois tout au plus.

Enfin, un dernier phénomène peut avoir une influence. C'est celui des organismes foreurs qui vivent au sein du corail. Ces organismes (les comatules par exemple) percent un trou dans le squelette qui leur sert de loge d'habitation. Peu de recherches à ce jour ont étudié les variations chimiques induites par des organismes perforeurs. Néanmoins, il semble possible que l'action abrasive de l'organisme sur le carbonate de calcium du corail ait un impact sur la composition chimique du squelette, au moins à proximité immédiate du terrier.

Conscient des potentialités mais aussi des limites inhérentes au matériel employé, nous allons étudier en détail quels types d'enregistrements sont présents dans nos coraux.

2.6. SYNTHESE DU CHAPITRE 2

Au cours de ce chapitre, nous avons pu

-Définir la nature de l'outil de travail, le corail.

-Décrire

* les différentes carottes coralliennes.
* la résolution d'échantillonnage appropriée.
* les méthodes d'obtention d'une chronologie

-Détailler les méthodes géochimiques employées pour les analyses des éléments trace et des isotopes stables.

Ainsi, les rapports Sr/Ca, U/Ca, Ba/Ca et Mg/Ca sont analysés sur la carotte de Uitoé.

Sr/Ca sur la carotte de l'île des Pins

Sr/Ca, U/Ca et Ba/Ca sur la carotte de Wallis

$\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont mesurés sur toutes les carottes.

-Faire le point sur l'état de l'art concernant les reconstructions de température et de salinité, ainsi que sur les différents indicateurs (proxies) contenus dans les squelettes coralliens. Les coraux tropicaux s'avèrent être des proxies idéaux. Les coraux du Pacifique Ouest sont idéalement placés pour comprendre l'évolution d'un système complexe tel « El Niño Southern Oscillation » mais aussi d'autres cycles climatiques à plus basses fréquences. De plus, leur composition chimique peuvent retranscrire les variations de certains paramètres environnementaux tels la température, mais aussi, potentiellement, de salinité de surface de l'océan.

CHAPITRE 3
Calibration des traceurs géochimiques

CHAPITRE 3 . Calibration des traceurs géochimiques

3.1. CALIBRATION TRES HAUTE RESOLUTION : RELATION ENTRE PROXIES GEOCHIMIQUES ET PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX

3.1.a. Présentation et synthèse de l'article

Préalablement à l'étude paléoenvironnementale proprement dite, il est nécessaire de comprendre les liens régissant les relations entre les traceurs géochimiques coralliens et l'environnement du corail. Pour cela, il est nécessaire de disposer d'un corail actuel, ainsi que d'un jeu de données environnemental précis et fiable. Nous avons choisi une étude multitraceurs à très haute résolution (~ 25 éch/an) sur une dizaine d'années de croissance corallienne. Ainsi, les rapports Sr/Ca, U/Ca, Mg/Ca et Ba/Ca ainsi que le $\delta^{18}O$ ont été mesurés dans une carotte prélevée à Uitoé. L'intérêt essentiel de cette calibration est qu'elle permet une comparaison entre les données extraites à très haute résolution du squelette corallien et les variables environnementales enregistrées in situ. En effet, le corail échantillonné provient de la fausse passe de Uitoé où se trouve depuis 1992 un thermosalinographe de l'IRD qui enregistre en continu les températures et les salinités de la surface de l'eau de mer. Le site de Uitoé, sur la côte Sud Ouest de la Nouvelle-Calédonie est à l'extérieur de la barrière de corail, directement baigné par les eaux du Pacifique évitant donc ainsi toute influence terrigène de l'île de la Nouvelle-Calédonie. De plus, il est régulièrement soumis à d'intenses upwellings (Alory et al. 2006).

Principaux résultats.

L'étude des divers composants géochimiques contenus dans le squelette corallien et les comparaisons qui ont pu être faîtes avec les enregistrements de température et de salinité

in situ ont permis de dresser les potentialités et les limites des différents traceurs en vue de leur application à des études paléoenvironnementales.

Les différents traceurs ont tout d'abord été comparés aux données de température issues d'un thermosalinographe situé à proximité immédiate du corail. Ce travail indique que les rapports Sr/Ca, U/Ca, Mg/Ca ainsi que les isotopes de l'oxygène sont influencés par les variations de température en Nouvelle-Calédonie (les coefficients de corrélation varient entre 0.74 et 0.84). Une équation de calibration, reliant de manière linéaire le traceur à la température de surface de l'océan permet alors d'utiliser ces analyses pour des applications paleothermométriques. Des validations ont également été produites sur un jeu de données indépendant, à savoir les reconstitutions des SST issues d'IGOSS SST provenant d'interpolation de données in situ et de données satellites. Notre étude tend à confirmer que la calibration systématique des traceurs de SST avec des données satellitaires peut permettre d'étendre la représentativité spatiale des reconstructions et de minimiser les effets locaux.

Concernant les reconstructions des SSS, les techniques existantes (basées essentiellement sur les techniques des résiduels des isotopes de l'oxygène (McCulloch et al., 1994 ; Gagan et al., 1998 ; Le Bec et al., 2000 ; Ren et al., 2003) ont été testées sans donner de résultats probants concernant les applications paleoclimatiques (seul 25 % de la variance de la SSS environnementale a pu être reconstruite). Ainsi, nous avons développé d'autres techniques et avons testé le lien potentiel entre la salinité et d'autres traceurs.

Notre étude lie quantitativement la variabilité du rapport U/Ca aux changements de salinité. La régression multivariée trouvée ici entre les SSS, les SST et le U/Ca donne un coefficient de corrélation de 0.84. Les processus d'incorporation de l'Uranium au sein des squelettes coralliens n'étant à l'heure actuelle pas bien définis, le lien trouvé entre Uranium et salinité reste exploratoire, sans que les mécanismes ne soient à l'heure actuelle connus. Afin de confirmer ces premiers résultats, des études sont nécessaires dans un site aux caractéristiques climatiques différentes avec notamment des variations salines plus marquées. En effet, si l'on s'intéresse à la figure 9 de l'article, on s'aperçoit qu'il existe des différences de l'ordre de 0.3 ‰ entre la courbe des salinités enregistrées et les salinités reconstruites. Il est probable qu'il reste un ou des paramètres supplémentaires (influence biologique, stress pendant des événements particuliers…) qui viendraient s'ajouter à la température et la salinité, provoquant ainsi les accidents de corrélations visibles sur la figure 9. Il est aussi envisageable que malgré la régression multivariée, une part du signal thermique reste tout de même inclus dans les signaux géochimiques.

Enfin, le rapport Ba/Ca dans le corail étudié apparaît comme étant un signal de post upwelling, due au ralentissement de croissance causé par les remontées d'eau froide. Ainsi, les upwellings ramènent des eaux froides et chargées en nutriments des profondeurs. Du Ba est probablement également amené en surface par ce biais et est ainsi disponible. La croissance du squelette est probablement stoppée ou au moins réduite lors de la phase d'upwelling, stressante pour l'organisme. Mais lors de la reprise de la croissance, du Ba est incorporé et l'on retrouve ainsi de forts pics de Ba/Ca dans le squelette. Ces résultats pourraient être validés par des mesures des concentrations du rapport Ba/Ca dans l'eau de mer ou d'autres traceurs caractéristiques des upwellings tel le rapport Cd/Ca.

Cette étude démontre l'intérêt de l'approche multiproxies qui permet de retracer les variations de SSS, de SST mais aussi l'intensité des upwellings. Les résultats encourageants trouvés ici permettent d'envisager des études paléoclimatiques.

Cette étude a fait l'objet de la publication suivante dans la revue *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

3.1.b. Article "A high resolution investigation of temperature, salinity and upwelling activity proxies in corals" publié le 29 Mars 2006 dans *Geochemistry, Geosphysics, Geosystems*

Geochemistry Geophysics Geosystems G3
AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES
Published by AGU and the Geochemical Society

Volume 7, Number 3
29 March 2006
Q03013, doi:10.1029/2005GC001064
ISSN: 1525-2027

A high-resolution investigation of temperature, salinity, and upwelling activity proxies in corals

Timothée Ourbak
UMR-CNRS 5805 EPOC, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, F-33405 Talence Cedex, France (timothee.ourbak@u-bordeaux1.fr)

Institut de Recherche pour le Développement, UR055 Paléotropique, 32 Avenue Henri Varagnat, F-93143 Bondy Cedex, France

Thierry Corrège
Institut de Recherche pour le Développement, UR055 Paléotropique, 32 Avenue Henri Varagnat, F-93143 Bondy Cedex, France

Bruno Malaizé
UMR-CNRS 5805 EPOC, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, F-33405 Talence Cedex, France

Florence Le Cornec
Institut de Recherche pour le Développement, UR055 Paléotropique, 32 Avenue Henri Varagnat, F-93143 Bondy Cedex, France

Karine Charlier and Jean Pierre Peypouquet
UMR-CNRS 5805 EPOC, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, F-33405 Talence Cedex, France

[1] We present a high-resolution study of five geochemical components of a New Caledonia coral core. Minor and trace elements (Sr/Ca, U/Ca, Mg/Ca, Ba/Ca), together with oxygen isotopes ($\delta^{18}O$), were investigated at near-fortnightly resolution. Geochemical measurements were compared to sea surface temperature (SST_{TSG}) and salinity (SSS_{TSG}) recorded by a thermosalinograph (TSG) located less than 10 m from the coral. Results show that Sr/Ca, Mg/Ca, and $\delta^{18}O$ are temperature-dependent (correlation coefficient to local SST_{TSG} between 0.74 and 0.84). Their robustness as SST tracers is tested against a satellite-based data set for a 4 year validation period. U/Ca has a more complex behavior and appears to be linked to both SST_{TSG} and SSS_{TSG}, despite relatively small local SSS variations. For the first time this salinity-related imprint is quantified in a U/Ca coralline ratio. In addition to SST and SSS tracers, Ba/Ca measurements provide a possible way to investigate upwelling activity occurrences.

Components: 6835 words, 10 figures, 1 table.

Keywords: corals; geochemical tracers; calibration; sea surface salinity; upwelling; climate and interannual variability.

Index Terms: 4916 Paleoceanography: Corals (4220); 4924 Paleoceanography: Geochemical tracers; 4954 Paleoceanography: Sea surface temperature.

Received 30 June 2005; **Revised** 7 October 2005; **Accepted** 19 December 2005; **Published** 29 March 2006.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier, and J. P. Peypouquet (2006), A high-resolution investigation of temperature, salinity, and upwelling activity proxies in corals, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *7*, Q03013, doi:10.1029/2005GC001064.

Copyright 2006 by the American Geophysical Union

1. Introduction

[2] In recent years, corals have emerged as one of the best marine proxies from tropical regions to study climate variability from seasonal to centennial timescales [*Tudhope et al.*, 2001; *Cobb et al.*, 2003]. Corals are used for different reasons to extend records of environmental parameters back in time. (1) They are widely distributed in the tropical belt [*Veron*, 2000]. (2) They can be accurately dated by U/Th and ^{14}C techniques [*Edwards et al.*, 1987; *Bard et al.*, 1990], and their seasonal banding provides a precise chronology [*Knutson et al.*, 1972]. (3) Their aragonitic skeleton contains various geochemical tracers that can be potentially linked to environmental parameters. Among these parameters, sea surface temperature (SST) is a key component of the climate system. Various geochemical tracers present in coral skeletons can be empirically linked to SST variations, e.g., Sr/Ca, $\delta^{18}O$, U/Ca and Mg/Ca [*Weber and Woodhead*, 1972; *Smith et al.*, 1979; *Beck et al.*, 1992; *Min et al.*, 1995; *Mitsuguchi et al.*, 1996]. Lately, the possibility of reconstructing sea surface salinity (SSS) with oxygen isotopes has been investigated [*McCulloch et al.*, 1994; *Gagan et al.*, 1998; *Le Bec et al.*, 2000; *Ren et al.*, 2003]. In specific areas, other tracers such as Ba, have also been used to reconstruct terrestrial runoff or upwelling occurrence [*Lea et al.*, 1989; *McCulloch et al.*, 2003]. In parallel to paleoreconstructions studies, there is still a need to improve the calibration of the different proxies available in corals. The aim of the present study is to test the robustness of selected geochemical tracers in corals (e.g., Sr/Ca, $\delta^{18}O$, U/Ca, Mg/Ca and Ba/Ca) against high-quality SST and SSS data obtained from a thermosalinograph (TSG). Since Sr/Ca, $\delta^{18}O$, U/Ca, and, to a lesser extent, Mg/Ca are already known to be relevant paleothermometers, attention will be given to the potential link between U/Ca and SSS, and to Ba/Ca ratio as a potential indicator of upwelling activity.

2. Studied Area and Materials

[3] New Caledonia is situated in the South West Tropical Pacific Ocean (Figure 1). The climate of New Caledonia is characterized by a hot and rainy season from December to March, and a cooler and drier season from June to September. The rest of the year experiences a mild climate. Southeasterly trade winds are the dominant pattern with seasonal variability in strength. Associated seasonal upwellings have been documented along the South West coast of New Caledonia [*Henin and Cresswell*, 2005]. New Caledonia is under the influence of ENSO, and there is an associated interannual variability of SST and SSS [*Delcroix and Lenormand*, 1997]. In May 1992, physical oceanographers from the IRD (Institut de Recherche pour le Développement) installed a TSG at 10 meter depth, on the ocean side of the barrier reef at Uitoé (22°17.148′S; 166°11.004′E). This site is about 30 km west of Nouméa (Figure 1). At Uitoé, SST_{TSG} varies from 20.9°C to 29.4°C (annual mean: 24.0°C) with a mean annual amplitude of 3.9°C. SSS varies from 34.6 to 35.8 psu (annual mean: 35.4 psu) (Figure 2). Although seasonality is weaker in SSS than in SST, both parameters are correlated (r = 0.42, monthly data). In January 2002, a 50 cm long core was extracted from a massive *Porites* specimen growing at Uitoé less than 10 meters from the TSG, at the same water depth. In parallel, water samples have been collected monthly since January 1999 at Amédée lighthouse, about 20 km from Uitoé, on the lagoonal side of the barrier reef (Figure 1).

3. Methods

3.1. Sampling

[4] The core was cut into 1 cm thick slices, then cleaned with deionized water in an ultrasonic bath and finally dried out at room temperature. X-ray radiographs were obtained for chronological purpose. Samples were taken along the major growth axis with a 0.4 mm increment, corresponding to near-fortnightly resolution (~20 samples per year). Simultaneous sampling on two adjacent lines gave two contemporaneous aliquots for trace elements and stable isotopes analyses.

3.2. Analytical Methods

[5] Trace elements were analyzed on a VARIAN ultramass ICP MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) at the IRD centre in Bondy (France), following the method developed by *Le Cornec and Corrège* [1997]. Sr and Ca were determined using ^{89}Y and ^{45}Sc as internal standards. U and Ba concentrations were measured by isotope dilution, using ^{236}U and ^{137}Ba as spikes. Measurement uncertainties are less than 1% for Sr, Mg and Ca and less than 2% for U and Ba. A coral standard labeled NC20 was measured repeatedly [*Corrège et al.*, 2000]. The standard deviation (2σ) of multiple samples (n = 82) was ±0.1 mmol/mol

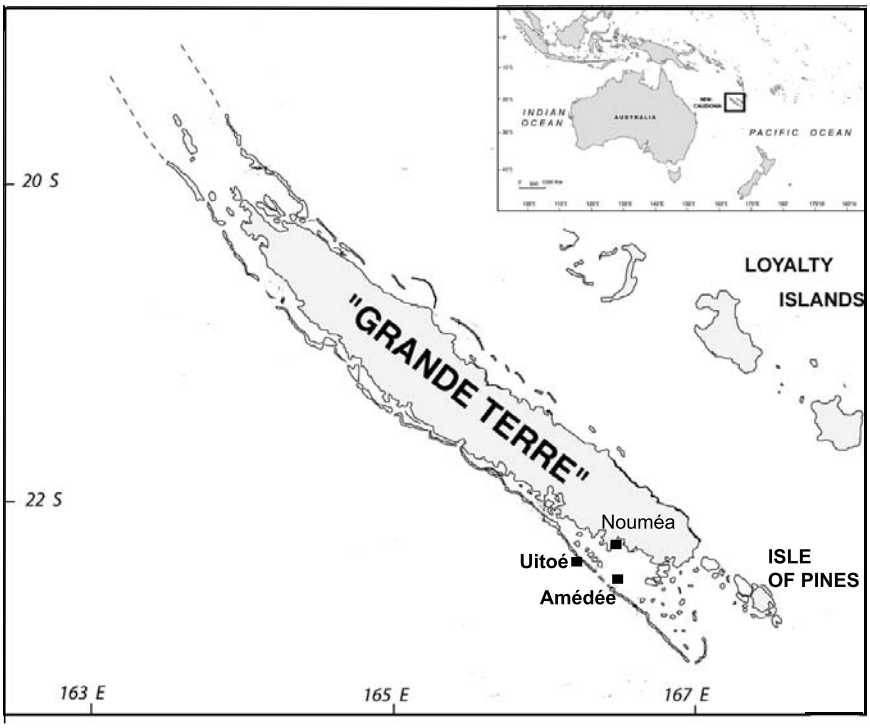


Figure 1. Map of New Caledonia. The studied core was extracted from the Uitoé site, outside of the barrier reef, at 10 m water depth. The Amédée lighthouse location, where water samples were collected and previous corals where studied, is also indicated.

for Sr/Ca and ±0.03 μmol/mol for U/Ca. In addition, 200 Sr/Ca measurements were also conducted on an ICP AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectro-photometer) at the IRD centre in Nouméa (New Caledonia) (2σ = ±0.14 mmol/mol, or 1.67%). Stable isotopes analyses were conducted at UMR 5805 EPOC (Bordeaux 1 University, France) with an IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer). A target weight of 40 to 100 μg was analyzed. CO_2 extracted from individual acid attack vials was measured and results are reported against Peedee Belemnite

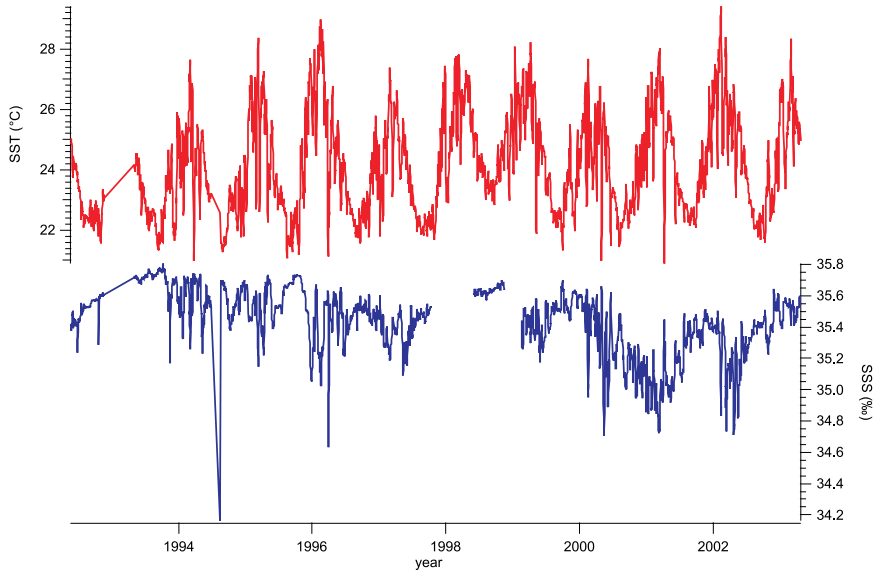


Figure 2. SST_{TSG} (in red) and SSS_{TSG} (in blue) data obtained with a thermosalinograph (TSG) installed by IRD scientists in 1992 at Uitoé (water depth: 10 m).

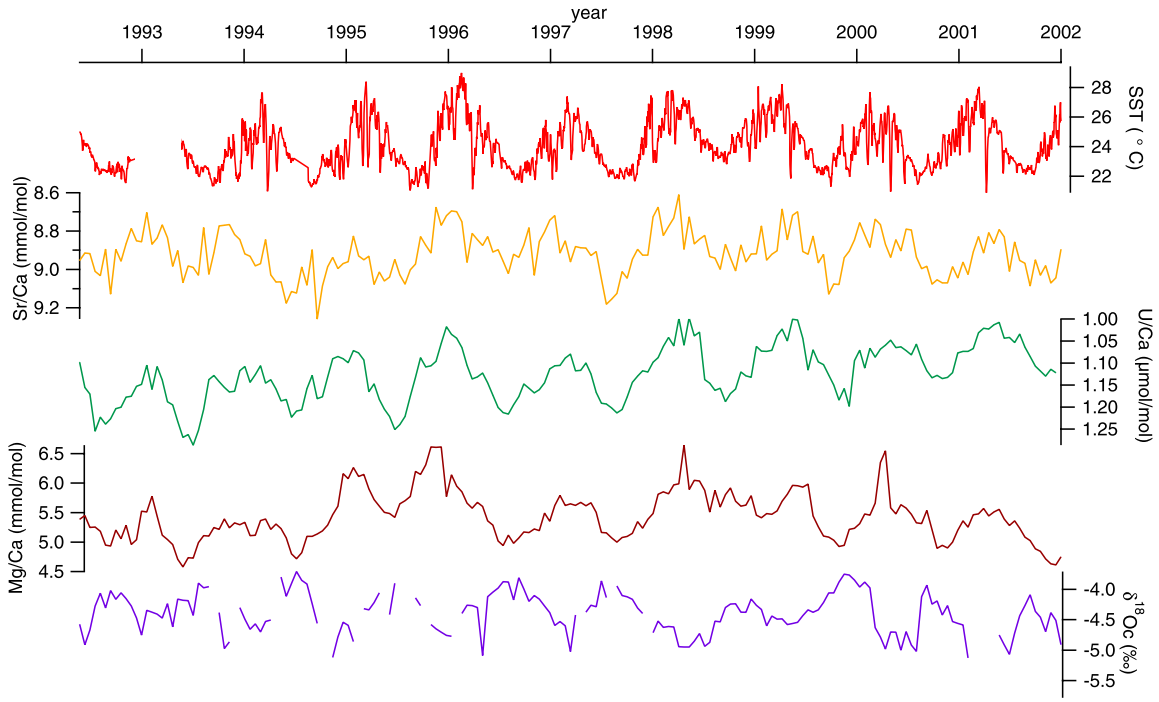


Figure 3. From top to bottom: daily SST record from the TSG (red) and *Porites* coral Sr/Ca (orange), U/Ca (green), Mg/Ca (brown), and $\delta^{18}O_c$ (purple) variations along the skeleton. Elemental ratio variations are aligned on SST variations using the Analyseries software [*Paillard et al.*, 1996] (see text for explanations). Gaps in $\delta^{18}O_c$ record are due to analytical problems.

(PDB). The standard deviation of 128 samples of the international reference NBS-19 was better than 0.085‰ (1 σ).

3.3. Chronology

[6] *Knutson et al.* [1972] showed that massive corals exhibit annual density bands. A systematic count of the bands on X-ray radiograph allowed us to elaborate a rough schlerochronology. A linear extension rate of 0.8 cm/year was found with this age model. Subsequently, good agreement between seasonal SST cycles and high-resolution geochemical ratios extracted from the aragonitic skeleton provided a more precise chronology. The final chronology is based on U/Ca ratios because it is the tracer with the best correlation coefficient to SST_{TSG}. We defined 3 to 4 anchor points per year and, with the Analyseries software [*Paillard et al.*, 1996], we assigned each SST_{TSG} extrema to the corresponding extrema in the elemental ratio record, as recommended for coral studies by *Quinn et al.* [1996]. Nevertheless, one has to keep in mind that systematic sampling does not take into account the non linear growth of corals. We evaluated an uncertainty of 1 to 2 months in the timescale, using this peak matching method.

4. Results

4.1. Trace Elements

[7] Variations in Sr/Ca, Mg/Ca and U/Ca ratios are plotted against in situ SST_{TSG} in Figure 3. The seasonal temperature pattern seems to be recorded in the three geochemical ratios. Using the Analyseries software [*Paillard et al.*, 1996], we correlated geochemical measurements with the SST_{TSG} record. Correlation coefficients (r) are in the range 0.74 to 0.84 (Table 1). The highest correlation coefficient is obtained for U/Ca. Only a few studies used U/Ca as a proxy for SST [*Min et al.*, 1995; *Corrège et al.*, 2000; *Wei et al.*, 2000; *Cardinal et al.*, 2001]. However, for a 1°C variation of SST, U/Ca variability is 4 to 5 times stronger than Sr/Ca variability, leading to a potentially more sensitive proxy. We propose the following equation to estimate SST variations (see Table 1, equation I):

$$U/Ca = -0.033(\pm 0.003) * SST + 1.9278(\pm 0.069).$$

Table 1. Parameters for the Equations Linking a Geochemical Proxy Measured in Coral Skeleton to SST, proxy = a (±σ) * SST + b (±σ), and the Correlation Coefficient, r[a]

	Geochemical Tracer	a	b	r
I	U/Ca	−0.033 (0.003)	1.928 (0.069)	−0.84
II	Sr/Ca (ICP AES)	−0.054 (0.007)	10.248 (0.180)	−0.80
III	Sr/Ca (ICP MS)	−0.062 (0.007)	10.451 (0.173)	−0.74
IV	Mg/Ca	0.218 (0.016)	0.142 (0.092)	0.81
V	δ^{18}Oc	−0.172 (0.010)	−0.220 (0.241)	−0.84

[a] Note: c in δ^{18}Oc represents coral.

Figure 4 shows the coralline Ba/Ca plotted against SST_{TSG}. The Ba/Ca record has seasonal variations like the other tracers, in the range 2 to 5 μmol/mol. In addition, some abrupt peaks, representing a fourfold increase compared to seasonal variations, are observed periodically, mostly during summer.

4.2. Oxygen Isotopes

[8] Oxygen isotopes variations in the coral skeleton (δ^{18}Oc) are expected to follow SST and δ^{18}O of surface seawater (δ^{18}Osw) changes. The latter depends also on SSS variations [*Craig and Gordon*, 1965]. In our coral, δ^{18}Oc values range from −5‰ to −3.8‰ with a strong interannual variability. In Figure 5, about 4 years of in situ δ^{18}Osw and SSS measurements from Amédée lighthouse water samples are plotted together with 10 years of SSS from Uitoé TSG. Amédée lighthouse and Uitoé salinity records are similar, indicating that SSS variations are homogeneous throughout the studied area. Salinity profiles exhibit small variations with maximal amplitude of 1.2 psu. The four-year measurements of δ^{18}Osw show a 0.357‰ maximal variation. We note a correlation factor of 0.62 between measured δ^{18}Osw and SSS.

5. Discussion

5.1. Temperature Proxies

[9] Temperatures are faithfully recorded in coral by Sr/Ca, U/Ca, Mg/Ca and δ^{18}O, as presented in Table 1. SST calibrations published so far for New Caledonia corals are summarized in Figure 6. In the past, several cores were investigated from Amédée lighthouse. It can be noted that our calibrations (Uitoé site) fall within the range of the previously published ones.

5.1.1. Sr/Ca

[10] Sr/Ca is often described as a robust SST proxy [*Beck et al.*, 1992; *Gagan et al.*, 2000; *Marshall and McCulloch*, 2002; *McCulloch et al.*, 2003; *Corrège*, 2006]. In New Caledonia, the maximum difference in calibration slope is 0.0153 mmol/mol (Sr/Ca) per °C. Since most studies are calibrated with in situ SST records, and given the geographical proximity of the two coring sites (Figure 1), we can conclude that there are small discrepancies among calibrations from the same genus. As mentioned by *Corrège* [2006], many artifacts can bias the strontium paleothermometer. First, sampling resolution varying from fortnightly to quarterly could smooth geochemical signals. Second, discrepancies could be explained by the lack of normalization between laboratories for trace elements analyses. The analytical technique used could also introduce some differences. For example, Sr measurements conducted by ICP-MS show a stronger variability than those carried out on the same material by ICP AES. The results lead to equations II and III noted in Table 1.

5.1.2. Mg/Ca, U/Ca, and δ^{18}Oc

[11] The potential use of Mg/Ca as a SST proxy in calcitic foraminifera is being intensively investi-

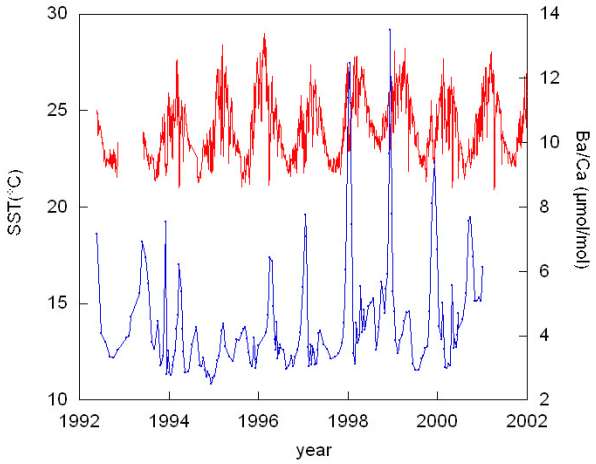


Figure 4. Daily SST record from the TSG at Uitoé (red) and *Porites* coral Ba/Ca (dark blue) variations along the skeleton.

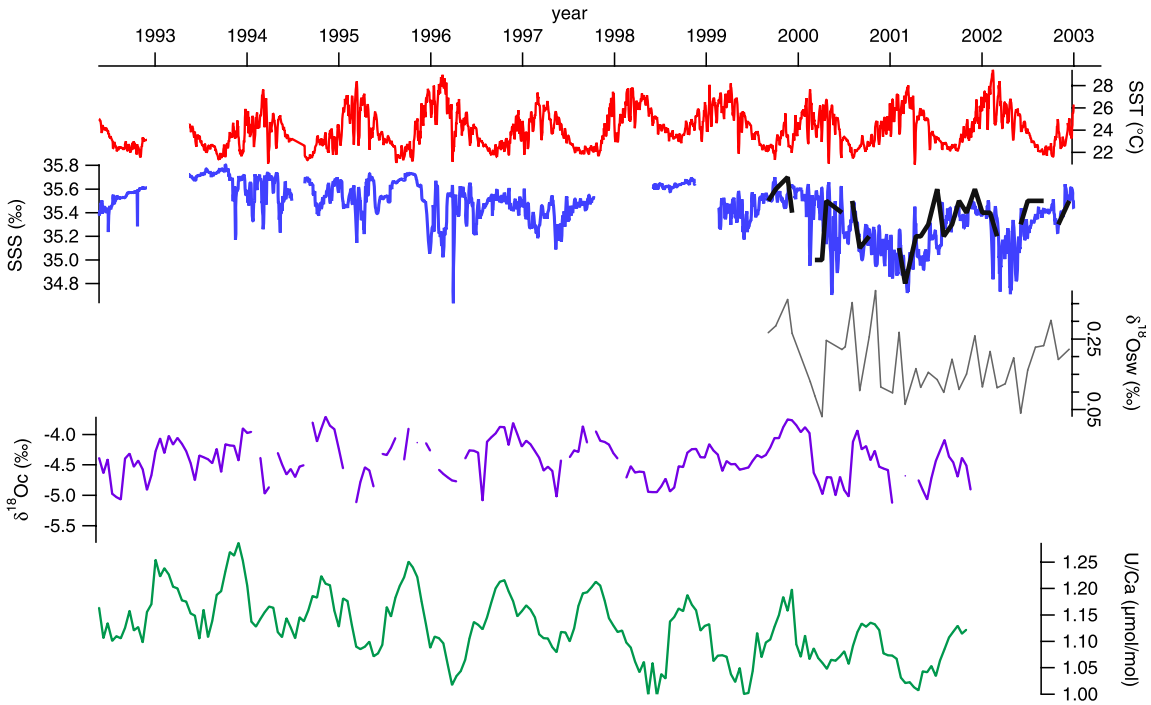


Figure 5. From top to bottom: daily SST record from Uitoé TSG (red), daily SSS_{TSG} (blue), and monthly SSS measurements in Amédée water samples (black). Monthly seawater δ^{18}Osw from Amédée (gray). *Porites* coral $\delta^{18}O_c$ (purple) and U/Ca variations (green) along the skeleton.

gated at present [*Nurnberg et al.*, 1996; *Elderfield and Ganssen*, 2000]. In aragonitic corals, the Mg/Ca signal shows a more erratic behavior than other paleotemperature proxies, possibly due to the nature of the Mg incorporation. As opposed to Sr, Mg does not appear to be entirely incorporated in the crystalline structure and 40% of Mg/Ca can be leached by repeated cleaning [*Mitsuguchi et al.*, 2001; *Watanabe et al.*, 2001].

[12] U/Ca, like Mg/Ca, shows clear seasonal cycles (Figure 3). Even though good correlation coefficients are found for empirical calibrations of U/Ca and Mg/Ca against SST_{TSG} (Table 1, equations I and IV), temperature is probably not the only parameter controlling the incorporation of U and Mg in corals. Nevertheless, this high-resolution study confirms that under specific conditions, Mg/Ca and U/Ca can be accurate and reliable proxies of past SST.

[13] δ^{18}Oc is a classical proxy for SST [*Weber and Woodhead*, 1972; *Wellington et al.*, 1996; *Stephans et al.*, 2004]. Our data confirm that δ^{18}Oc has a temperature-related imprint (Table 1, equation V). Nevertheless, δ^{18}Oc is also affected by δ^{18}Osw and possibly by kinetic effects [*Juillet-Leclerc and Schmidt*, 2001; *Stephans et al.*, 2004] which could be linked to the so-called "vital effect", also potentially present in trace elements [*de Villiers et al.*, 1995; *Cohen et al.*, 2002].

5.1.3. Validation

[14] Validation exercises for New Caledonian corals were previously carried out [*Crowley et al.*, 1999; *Quinn and Sampson*, 2002]. We present reconstructed SST (noted "proxy"-SST) against the IGOSS data set [*Reynolds and Smith*, 1994] over a 4 year period (Figure 7). $SST_{U/Ca}$ and $SST_{Sr/Ca}$ show similar pattern than IGOSS SST. However, although lower SSTs are well recorded by $SST_{U/Ca}$ and $SST_{Sr/Ca}$, a systematic difference is found for higher SST. *Corrège* [2006] shows that this shift is also observed among instrumental SST data sets, IGOSS SST is always hotter in summer than TSG SST in New Caledonia. In situ TSG data are recorded at 10 m depth, possibly recording colder temperatures than global (1° by 1°) sea surface temperatures. Therefore the discrepancy between "proxy-SST" and IGOSS data set could be attributed to a local effect. It shows that the choice of the SST database can have important implications on

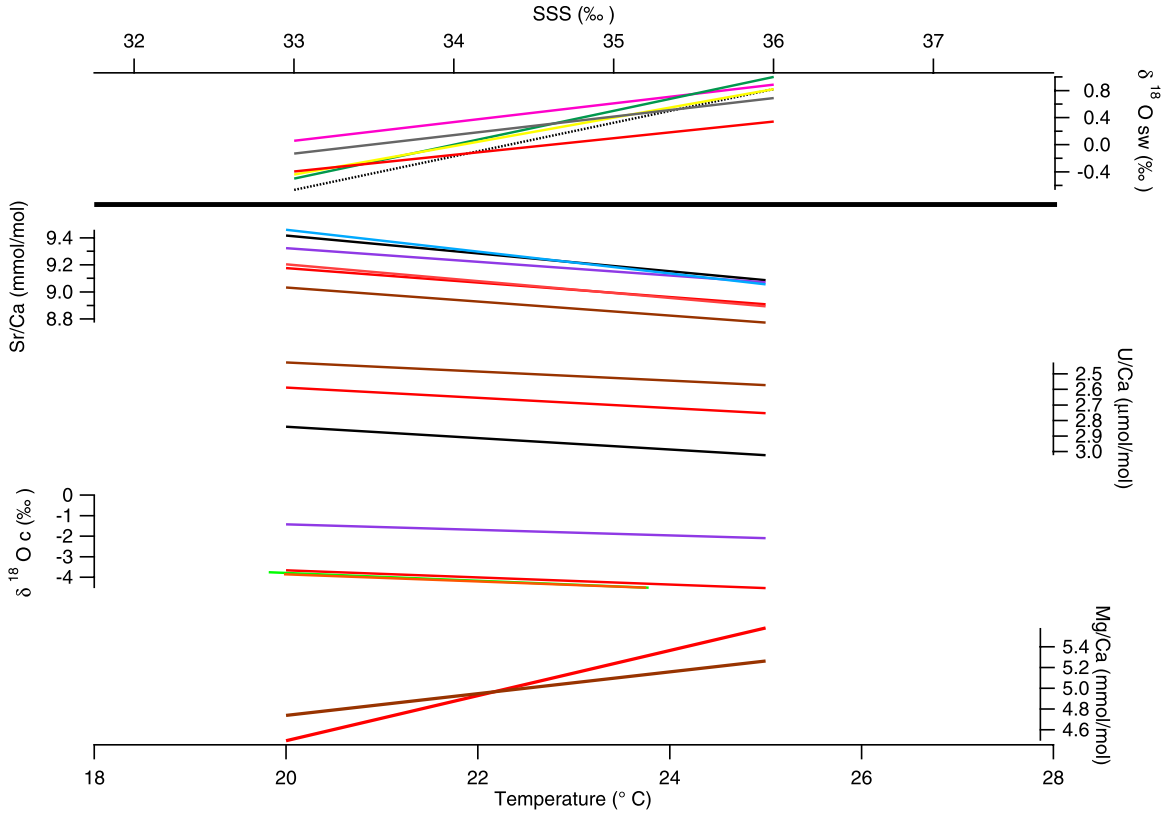


Figure 6. (top) Linear regression between δ^{18}Osw and SSS in the tropics: pink [*Rohling and Bigg*, 1998], black dashed line [*Schmidt*, 1999], green [*Wolff et al.*, 1999], yellow [*Morimoto et al.*, 2002], gray [*Fairbanks et al.*, 1997], red (this study). (bottom) Linear relationship obtained between different geochemical tracers in New Caledonia corals and SST. From top to bottom: Sr/Ca, U/Ca, δ^{18}Oc, and Mg/Ca. Sr/Ca: light blue [*Montaggioni et al.*, 2006], black [*Corrège et al.*, 2000], purple [*Stephans et al.*, 2004], red (this study, ICP AES, and ICP-MS), brown [*Quinn and Sampson*, 2002]. U/Ca: brown [*Quinn and Sampson*, 2002], red (this study), black [*Corrège et al.*, 2000]. δ^{18}Oc: purple [*Stephans et al.*, 2004], light green [*Quinn et al.*, 1998], orange [*Quinn et al.*, 1996], red (this study). Mg/Ca: brown [*Quinn and Sampson*, 2002], red (this study).

paleostudies, and could explain some bias found among published calibrations.

5.2. Salinity Proxies

5.2.1. Isotopic Methods

[15] Sea surface salinity is a key factor for physical oceanography, since it is mostly an oceanic response to meteorological forcing [*Delcroix et al.*, 2005]. For example, the presence of a strong salinity barrier layer could act on the buoyancy of the upper warm pool and play a role in the ENSO development [*Maes et al.*, 2002]. Finding an accurate salinity proxy in corals could extend the presently limited SSS database. δ^{18}O variations in carbonates are due to the combined effect of both SST and δ^{18}Osw. Thus it is, in theory, possible to retrieve information about the hydrological balance from δ^{18}Oc measurements. The main idea is to subtract the SST component from the δ^{18}Oc signal to obtain a residual isotopic signal. This residual reflects changes in the oxygen isotopic composition of seawater. It is therefore linked to surface hydrology, and varies as a function of precipitation, evaporation and water mass advection (river discharges, currents...). Therefore it could potentially indicate salinity variations. In peculiar conditions, it is possible to reconstruct qualitatively salinity from corals [*Le Bec et al.*, 2000; *Morimoto et al.*, 2002; *Ren et al.*, 2003; *Kilbourne et al.*, 2004; *Iijima et al.*, 2005], but only one study has produced a paleo-salinity scale [*Iijima et al.*, 2005]. In our aim to develop a potential paleosalinometer, we applied different protocols.

[16] First, we applied the "ANU method" in order to isolate a residual $\Delta\ \delta^{18}$O independent from temperature [*McCulloch et al.*, 1994; *Gagan et*

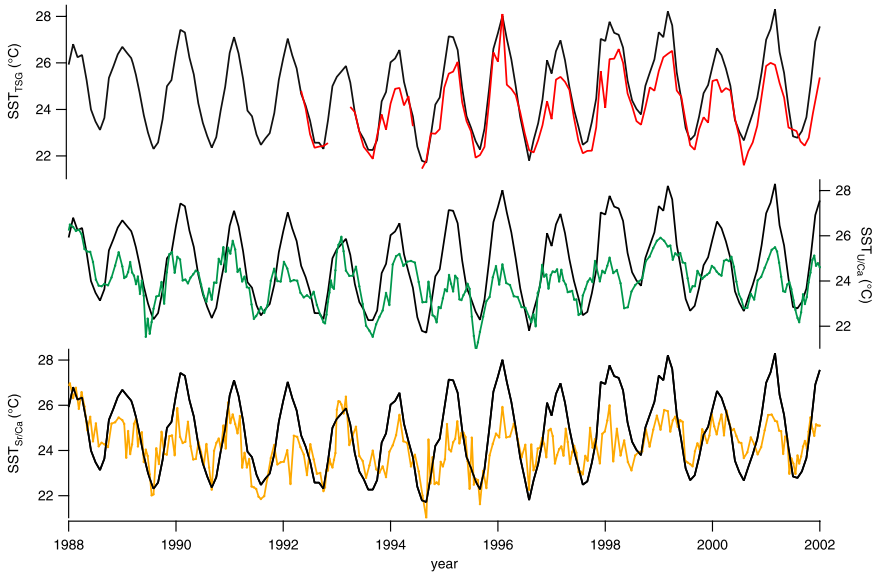


Figure 7. Validation of reconstructed SST. The three black lines are SST (IGOSS data set). From top to bottom: SST_{TSG} (monthly means, red), U/Ca derived SST ($SST_{U/Ca}$, green), and Sr/Ca derived SST ($SST_{Sr/Ca}$, orange).

al., 1998]. This residual is believed to be only influenced by seawater geochemical variations (δ^{18}Osw). This method leads to reconstructed salinities which share only 25% of variance with measured SSS. Although the relative standard deviation on NBS 19 (i.e., 0.0085) is higher on our machine than those reported in the literature, we do not believe that it could explain the poor result given by the "ANU method" in our case. Another method, based on the same theory but working with instantaneous changes instead of absolute values, was successfully applied in Rarotonga to provide qualitative information of paleo-δ^{18}Osw [*Ren et al.*, 2003]. We also tested this method without success. To test whether our disappointing results were site-related, we measured δ^{18}O on seawater samples from the Amédée site, and compared them to local SSS. We found the following equation:

$$\delta^{18}\mathrm{Osw} = 0.255 * \mathrm{SSS} + 34.76 (\mathrm{r} = 0.62, \mathrm{n} = 37). \quad (1)$$

[17] In Figure 6, different relationships between δ^{18}Osw and SSS in the tropics are shown. We can note that our relationship is in the range of previous ones. It appears that in New Caledonia, salinity variations are too low to have a significant and detectable impact on oxygen isotopes. However, the relationship between SSS and δ^{18}Osw is spatially and temporally variable [*Fairbanks et al.*, 1997; *Rohling and Bigg*, 1998; *Delaygue et al.*, 2000; *Morimoto et al.*, 2002]. In Convergence Zones, influenced by high rainfall, oxygen isotopes may have the potential to yield a quantitative salinity estimation [*Morimoto et al.*, 2002; *Iijima et al.*, 2005]. This study reinforces the assumption that, for an area dominated by a strong seasonal SST and weak SSS signal, δ^{18}Oc is a better proxy for temperature than for salinity [*Stephans et al.*, 2004] and that previous salinity reconstruction methods [*McCulloch et al.*, 1994; *Gagan et al.*, 1998] cannot provide accurate paleoSSS estimates for such areas.

5.2.2. U/Ca and Its Link With Salinity

[18] The complex uranium behavior in seawater has always been taken as a complication for the uranium paleothermometer in corals [*Shen and Dunbar*, 1995; *Wei et al.*, 2000; *Cardinal et al.*, 2001; *Quinn and Sampson*, 2002]. Assuming a uranium substitution as Uranyl (UO_2^{2+}) into the Ca^{2+}site, uranium incorporation into coralline aragonite can be written as [*Min et al.*, 1995]

$$UO_{2\,(\mathrm{seawater})}^{2+} + CaCO_{3(\mathrm{aragonite})} = UO_2CO_{3(\mathrm{aragonite})} + Ca_{(\mathrm{seawater})}^{2+}.$$

U/Ca in corals could be sensitive to pH and total CO_2 changes, as proposed by *Min et al.* [1995], but also to salinity changes [*Robinson et al.*, 2004]. Indeed, a linear variation is expected between U concentration in seawater and salinity [*Swarzenski et al.*, 1995; *Robinson et al.*, 2004]. On the contrary, Sr incorporation in aragonite has been shown to be independent on SSS over a wide range (5–44 psu [*Zhong and Mucci*, 1989]).

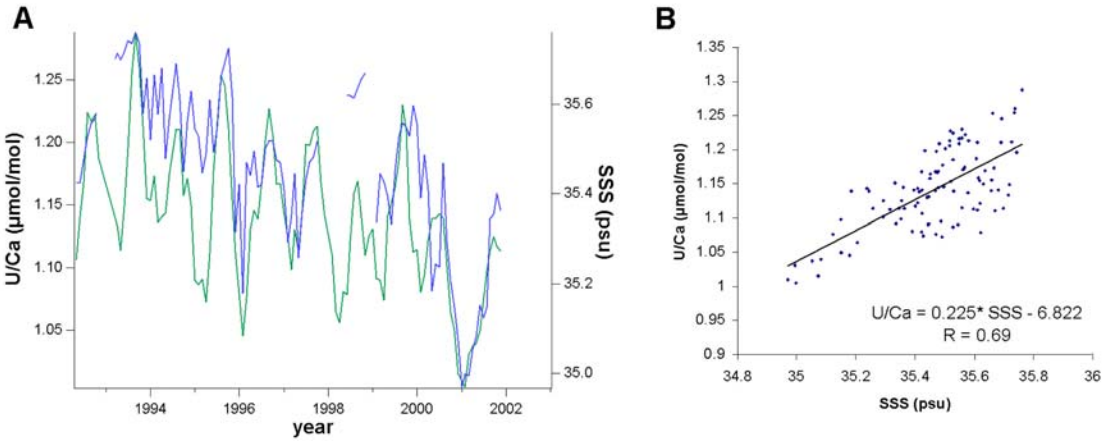


Figure 8. (a) Comparison of U/Ca variations from Uitoé coral record with sea surface salinity. (b) U/Ca and SSS data have been interpolated to 12 points per year to allow the linear regression shown (n = 101 points).

[19] First, we evaluated the possible link between SSS and U/Ca in corals and applied a linear regression between both parameters at near monthly resolution (Figure 8). The result assigns a correlation coefficient of 0.69 between SSS_{TSG} and U/Ca:

$$U/Ca(\mu mol/mol) = 0.225(\pm 0.023) * SSS_{TSG}(psu) - 6.822(\pm 0.817) \quad (2)$$

This result indicates that uranium incorporation in *Porites* skeleton could be salinity-dependent.

[20] Second, we took into account the thermal dependence of U/Ca. We applied multivariate regression using SST_{TSG}, SSS_{TSG} and U/Ca. This technique leads to the following equation:

$$U/Ca(\mu mol/mol) = 0.162(\pm 0.019) - 0.022(\pm 0.003) * SST_{TSG}(^{\circ}C) + 0.162(\pm 0.019) * SSS_{TSG}(psu) (r = 0.84). \quad (3)$$

[21] Figure 9 compares instrumental SSS_{TSG} with reconstructed SSS (using equation (3)). Reconstructed SSS are within the range of SSS_{TSG} variations (r = 0.69). There is a good agreement between both curves. Thus, isolating temperature and salinity influences by deconvolution of the U/Ca signal, we should be able to track paleosalinities.

[22] To test our method for paleoclimatic applications, when SST is reconstructed with geochemical paleothermometers, we substituted SST_{TSG} in the above equation by SST reconstructed from Sr/Ca analysis ($SST_{Sr/Ca}$) of the same coral samples. This time, reconstructed SSS have a correlation coefficient of 0.40 with instrumental SSS (Figure 9). This result shows that coupled U/Ca and Sr/Ca analysis offers a good potential to yield a paleoSSS proxy.

5.3. Ba/Ca and Upwellings

[23] Despite some promising earlier results, work on barium in coral remains rare [*Lea et al.*, 1989; *Shen and Sandford*, 1990; *McCulloch et al.*, 2003], its interpretation being sometimes problematic

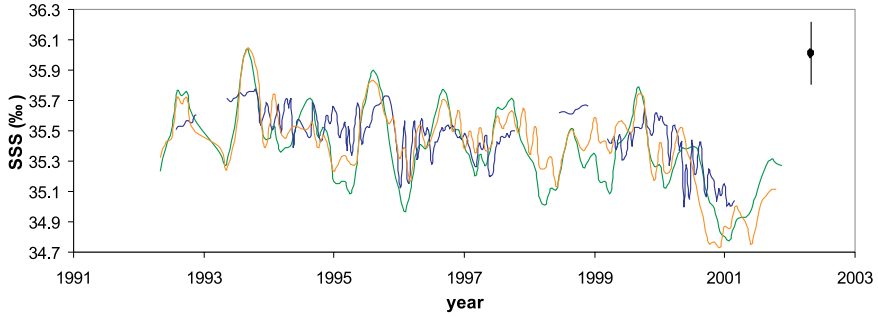


Figure 9. Comparison of SSS_{TSG} (smoothed to fit fortnightly geochemical data, blue), SSS reconstructed from paired U/Ca and SST_{TSG} (green), and SSS reconstructed using $SST_{Sr/Ca}$ and U/Ca (orange). Precision (2σ) on reconstructed SSS is also indicated in the top right.

[*Hart and Cohen*, 1996]. Ba^{2+} should in theory directly substitute for Ca^{2+} in the aragonite lattice. Ba concentration in seawater is highly variable and has a nutrient-like distribution, generally increasing from the surface to the deep ocean [*Bruland*, 1983]. In corals, barium has a small SST dependence [*Lea et al.*, 1989]. However, large spikes are often recorded. These high concentration peaks could be attributed to different factors.

[24] Ba/Ca could be an indicator of upwelled, nutrient-rich deep waters [*Lea et al.*, 1989]. Recently, *Reuer et al.* [2003] proved that Ba/Ca, associated with Cd/Ca, could record past upwellings but that modern calibration is systematically needed. Regime of Southeasterlies trade winds and associated Ekman transport dominate the West coast of New Caledonia. Occasional trade wind bursts can generate short but intense upwellings along the barrier reef [*Henin and Cresswell*, 2005]. Figure 4 shows abrupt SST decreases recorded by TSG and Ba/Ca measurements. It seems that upwellings are contemporaneous to Ba/Ca peaks, leading to the hypothesis that Ba/Ca in New Caledonian corals might be representative of upwelling activity.

[25] Ba/Ca could also reflect advection of terrigenous material from runoff [*Alibert et al.*, 2003; *McCulloch et al.*, 2003]. Our study site, located about 30 km off the coast, on the outer reef, avoids any flood plumes interferences (S. Ouillon, personal communication, 2005) and rules out the potential influence of terrestrial Ba on the Ba/Ca peaks.

[26] To assess the potential of the Ba/Ca signal as an upwelling indicator, we calculated differences between partial derivatives for SST and Ba/Ca (noted $\Delta\delta SST/\delta t$ and $\Delta\delta(Ba/Ca)/\delta t$, respectively). The partial derivative $\delta SST/\delta t$ provides an estimation of the rate of SST change through time. A high value of $\Delta\delta SST/\delta t$ indicates abrupt and substantial changes in SST.

[27] In our time series, highest $\Delta\delta SST/\delta t$ values seem to be contemporaneous with Ba/Ca peaks (Figure 10). The only discrepancy occurs in early 2000, but we believe that the two Ba/Ca peaks expected in 2000 are in fact merged to form one broad peak.

[28] To ensure synchronicity between geochemical signals in coral skeleton and TSG record, we also computed $\Delta\delta(Sr/Ca)/\delta t$ and $\Delta\delta(U/Ca)/\delta t$. The result does not show any large amplitude shifts in Sr/Ca or in U/Ca corresponding to shifts in SST_{TSG} and

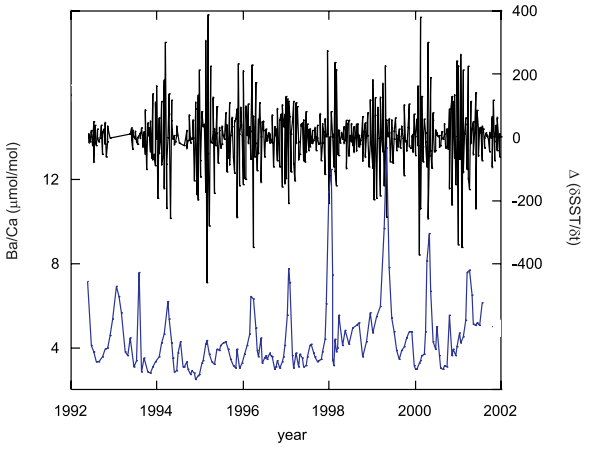


Figure 10. Time series of the difference between two consecutive SST partial derivatives (black) and Ba/Ca ratios (blue). High $\Delta(\delta SST/\delta t)$ absolute values denote a sudden change in SST, associated with upwelling activity.

Ba/Ca peaks, leading to an apparent paradox. In clear, cold SST related to upwelling activity are recorded by the TSG, and associated Ba/Ca peaks are recorded in *Porites* skeleton, but no indication of cooling is given by Sr/Ca ratios. We propose the following explanations to account for differences in geochemical signals.

[29] During upwelling events, barium is released in surface waters. The apparent stress of an upwelling event leads to temporal interruption in skeleton construction (strong upwellings are characterized by a 5.7°C decrease in SST happening in 5 days). This strong temperature decrease is therefore not recorded in term of Sr/Ca nor U/Ca ratios. After winds diminish, SST raises to initial levels in a few days. Ba, still present in surface waters in important concentrations, could then be incorporated by biological activity which starts up again.

[30] Another possible origin for Ba/Ca peak could be the incorporation of Ba-rich particles when tissues retract [*Brown et al.*, 1991]. Indeed, particulate phases often enriched in barium [*Lea and Boyle*, 1993] could be trapped in the skeleton when tissues retract due to stressing events like a sudden drop in SST [*Brown et al.*, 1991; *Sinclair*, 2005]. In our case, however, the presence of particulate phases has not been documented to date, and their source would be problematic.

[31] At present, our data set is not sufficient enough to fully ensure that Ba/Ca peaks are directly linked to upwellings. To test this hypothesis, Ba measurements in seawater during and after upwellings

period, together with in situ measurements of coral growth would be needed. Nevertheless, the good agreement between SST_{TSG} and Ba/Ca in Figures 4 and 10 lead us to conclude that upwelling activity is the most likely explanation for the Ba/Ca peaks.

6. Conclusions

[32] Ten years of high-quality thermosalinograph data associated with high-resolution measurements of geochemical proxies in coral and water samples data were investigated. Our work indicates that Sr/Ca, U/Ca, Mg/Ca and δ^{18}Oc are accurate temperature proxy in New Caledonia corals. Small differences in calibrations are found among different but adjacent sites, revealing small variations induced by local phenomena. As recommended by *Crowley et al.* [1999] and *Corrège* [2006], the systematic calibration of proxies against satellite-based SST would extend the representativeness of reconstructions on a large area and minimize local effects.

[33] Uranium in corals has been shown to be useful in paleoclimatology, for dating purposes but also to reconstruct paleotemperatures [*Bard et al.*, 1990; *Min et al.*, 1995; *Shen and Dunbar*, 1995]. For the first time, we show that U/Ca variability in corals can be quantitatively linked to salinity changes. Multivariate regression between SSS, SST and U/Ca gives a correlation coefficient of 0.84. To improve quantitative salinity reconstructions, a site with great precipitations and larger salinity variations is needed. Work is under progress on a coral from Wallis island (13°N, 176°W), in the heart of the SPCZ (South Pacific Convergence Zone), to better constrain the relationships documented here.

[34] Ba/Ca ratios measured in corals reveal annually spaced peaks that appear to be related to a post-upwelling signal. Stress induced by rapid thermal decrease may stop coral growth, leading to Ba incorporation a few days after the upwelling event. Further work involving tracers such as Cd/Ca [*Reuer et al.*, 2003] or Δ^{14} C [*Guilderson et al.*, 1998] coupled with Ba concentrations in seawater and coral growth parameters appear necessary to validate the link between Ba/Ca peaks and upwellings.

[35] This study demonstrates the interest of a multiproxy approach to yield accurate SST reconstructions and to give additional information on salinity and upwelling activity. Nevertheless, further research should be carried out to better constrain the complex significance of geochemical coralline tracers, particularly uranium and barium.

Acknowledgments

[36] The authors thank the ECOP team from IRD for providing the sea surface salinity data set, J. Butscher for field assistance, G. Cabioch, P. Genthon, and S. Ouillon (all at IRD Nouméa), and H. Dupuis and F. Desmazes (UMR EPOC, Bordeaux University). This work is supported by the Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat (PNEDC) and by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). We thank A. Juillet Leclerc and an anonymous reviewer for insightful reviews that helped improve the manuscript. This is EPOC-DGO contribution 1563.

References

Alibert, C., L. Kinsley, S. J. Fallon, M. T. McCulloch, R. Berkelmans, and F. McAllister (2003), Source of trace element variability in Great Barrier Reef corals affected by the Burdekin flood plumes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *67*(2), 231–246.

Bard, E., B. Hamelin, and R. G. Fairbanks (1990), U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130 000 years, *Nature*, *346*(6283), 456–458.

Beck, J. W., R. Edwards, E. Ito, F. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot, and C. Henin (1992), Sea surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios, *Science*, *257*(644–647).

Brown, B. E., A. W. Tudhope, M. D. A. Le Tissier, and T. P. Scoffin (1991), A novel mechanism for iron incorporation into coral skeletons, *Coral Reefs*, *10*, 211–215.

Bruland, K. (1983), Trace elements in sea water, *Chem. Oceanogr.*, *8*, 157–220.

Cardinal, D., B. Hamelin, E. Bard, and J. Patzold (2001), Sr/Ca, U/Ca and δ^{18}O records in recent massive corals from Bermuda: Relationships with sea surface temperature, *Chem. Geol.*, *176*(1–4), 213–233.

Cobb, K. M., C. D. Charles, R. L. Edwards, H. Cheng, and M. Kastner (2003), El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific climate during the last millennium, *Nature*, *424*, 271–276.

Cohen, A. L., K. E. Owens, G. D. Layne, and N. Shimizu (2002), The effect of algal symbionts of Sr/Ca paleotemperatures from coral, *Science*, *296*(5566), 331–333.

Corrège, T. (2006), Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, in press.

Corrège, T., T. Delcroix, J. Récy, W. Beck, G. Gabioch, and F. Le Cornec (2000), Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral, *Paleoceanography*, *15*, 465–470.

Craig, H., and L. I. Gordon (1965), Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. edited by T. Tongiorgi, pp. 9–130, CNR-Lab. di Geol. Nucl., Pisa, Italy.

Crowley, T., T. Quinn, and W. Hyde (1999), Validation of coral temperature calibrations, *Paleoceanography*, *14*(5), 605–615.

de Villiers, S., B. K. Nelson, and A. R. Chivas (1995), Biological controls on coral Sr/Ca and δ^{18}O reconstructions of sea surface temperatures, *Science*, *269*(5228), 1247–1249.

Delaygue, G., J. Jouzel, and J. C. Dutay (2000), Oxygen 18–salinity relationship simulated by an oceanic general

circulation model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *178*(1–2), 113–123.

Delcroix, T., and O. Lenormand (1997), ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, south-western Pacific, *Oceanol. Acta*, *20*, 481–491.

Delcroix, T., M. J. McPhaden, A. Dessier, and Y. Gouriou (2005), Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans, *Deep Sea Res., Part I*, *52*(5), 787–813.

Edwards, R. L., J. H. Chen, T.-L. Ku, and G. J. Wasserburg (1987), Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals, *Science*, *236*(4808), 1547–1553.

Elderfield, H., and G. Ganssen (2000), Past temperature and $\delta^{18}O$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios, *Nature*, *405*(6785), 442–445.

Fairbanks, R. G., M. N. Evans, J. L. Rubenstone, R. A. Mortlock, K. Broad, M. D. Moore, and C. D. Charles (1997), Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals, *Coral Reefs*, *16*(0), S93–S100.

Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, D. Hopley, J. A. Cali, G. E. Mortimer, J. Chappell, M. T. McCulloch, and M. J. Head (1998), Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific, *Science*, *279*, 1014–1018.

Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, J. W. Beck, J. E. Cole, E. R. M. Druffel, R. B. Dunbar, and D. P. Schrag (2000), New views of tropical paleoclimates from corals, *Quat. Sci. Rev.*, *19*(1–5), 45–64.

Guilderson, T. P., D. P. Schrag, M. Kashgarian, and J. Southon (1998), Radiocarbon variability in the western equatorial Pacific inferred from a high-resolution coral record from Nauru Island, *J. Geophys. Res.*, *103*(C11), 24,641–24,650.

Hart, S. R., and A. L. Cohen (1996), An ion probe study of annual cycles of Sr/Ca and other trace elements in corals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *60*(16), 3075–3084.

Henin, C., and G. R. Cresswell (2005), Upwelling along the western barrier reef of New Caledonia, *Mar. Freshwater Res.*, *56*, 1005–1010.

Iijima, H., H. Kayanne, M. Morimoto, and O. Abe (2005), Interannual sea surface salinity changes in the western Pacific from 1954 to 2000 based on coral isotope analysis, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L04608, doi:10.1029/2004GL022026.

Juillet-Leclerc, A., and G. Schmidt (2001), A calibration of the oxygen isotope paleothermometer of coral aragonite Porites, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(21), 4135–4138.

Kilbourne, K. H., T. M. Quinn, F. W. Taylor, T. Delcroix, and Y. Gouriou (2004), El Niño–Southern Oscillation–related salinity variations recorded in the skeletal geochemistry of a Porites coral from Espiritu Santo, Vanuatu, *Paleoceanography*, *19*, PA4002, doi:10.1029/2004PA001033.

Knutson, D. W., R. W. Buddemeier, and S. V. Smith (1972), Coral chronometers: Seasonal growth band in reef corals, *Science*, *177*, 270–272.

Le Bec, N., A. Juillet-Leclerc, T. Corrège, D. Blamart, and T. Delcroix (2000), A coral $\delta^{18}O$ record of ENSO driven sea surface salinity variability in Fiji (southwestern tropical Pacific), *Geophys. Res. Lett.*, *27*(23), 3897–3900.

Le Cornec, F., and T. Corrège (1997), Determination of uranium to calcium ratios in corals by inductively coupled plasma mass spectrometry, *J. Anal. At. Spectrom.*, *12*, 969–973.

Lea, D. W., and E. A. Boyle (1993), Determination of carbonate-bound barium in foraminifera and corals by isotope dilution plasma-mass spectrometry, *Chem. Geol.*, *103*(1–4), 73–84.

Lea, D. W., G. T. Shen, and E. A. Boyle (1989), Coralline barium records temporal variability in equatorial Pacific upwelling, *Nature*, *373*, doi:10.1038/340373a0.

Maes, C., J. Picaut, and S. Belamari (2002), Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(24), 2206, doi:10.1029/2002GL016029.

Marshall, J. F., and M. T. McCulloch (2002), An assessment of the Sr/Ca ratio in shallow water hermatypic corals as a proxy for sea surface temperature, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *66*(18), 3263–3280.

McCulloch, M. T., M. K. Gagan, G. E. Mortimer, A. R. Chivas, and P. J. Isdale (1994), A high-resolution Sr/Ca and $\delta^{18}O$ coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982–1983 El Niño, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *58*, 2747–2754.

McCulloch, M. T., S. J. Fallon, T. Wyndham, E. Hendy, J. M. Lough, and D. J. Barnes (2003), Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since European settlement, *Nature*, *421*, 727–730.

Min, R. G., L. R. Edwards, F. W. Taylor, J. Recy, C. D. Gallup, and W. J. Beck (1995), Annual cycles of U/Ca in coral skeletons and U/Ca thermometry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *59*(10), 2025–2042.

Mitsuguchi, T., E. Matsumoto, O. Abe, T. Uchida, and P. J. Isdale (1996), Mg/Ca thermometry in coral skeletons, *Science*, *274*, 961–963.

Mitsuguchi, T., T. Uchida, E. Matsumoto, P. J. Isdale, and T. Kawana (2001), Variations in Mg/Ca, Na/Ca, and Sr/Ca ratios of coral skeletons with chemical treatments: Implications for carbonate geochemistry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *65*(17), 2865–2874.

Montaggioni, L. F., F. Le Cornec, T. Corrège, and G. Cabioch (2006), Coral barium/calcium record of Mid-Holocene upwelling activity in New Caledonia, southwest Pacific, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, in press.

Morimoto, M., O. Abe, H. Kayanne, N. Kurita, E. Matsumoto, and N. Yoshida (2002), Salinity records for the 1997–98 El Niño from Western Pacific corals, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(11), 1540, doi:10.1029/2001GL013521.

Nurnberg, D., J. Bijma, and C. Hemleben (1996), Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *60*(5), 803–814.

Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou (1996), Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, *77*, 379.

Quinn, T. M., and D. E. Sampson (2002), A multiproxy approach to reconstructing sea surface conditions using coral skeleton geochemistry, *Paleoceanography*, *17*(4), 1062, doi:10.1029/2000PA000528.

Quinn, T. M., F. W. Taylor, T. J. Crowley, and S. M. Link (1996), Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: A case study using records from New Caledonia and Tarawa, *Paleoceanography*, *11*(5), 529–542.

Quinn, T. M., T. J. Crowley, F. W. Taylor, H. C. P. Joannot, and Y. Join (1998), A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D., *Paleoceanography*, *13*(4), 412–426.

Ren, L., B. K. Linsley, G. M. Wellington, D. P. Schrag, and O. Hoegh-Guldberg (2003), Deconvolving the $\delta^{18}O$ seawater component from subseasonal coral $\delta^{18}O$ and Sr/Ca at Rarotonga in the southwestern subtropical Pacific for the period 1726 to 1997, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *67*(9), 1609–1621.

Reuer, M. K., E. A. Boyle, and J. E. Cole (2003), A mid-twentieth century reduction in tropical upwelling inferred

from coralline trace element proxies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *210*(3–4), 437–452.

Reynolds, R. W., and T. M. Smith (1994), Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Clim.*, *7*, 929–948.

Robinson, L. F., N. S. Belshaw, and G. M. Henderson (2004), U and Th concentrations and isotope ratios in modern carbonates and waters from the Bahamas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *68*(8), 1777–1789.

Rohling, E. J., and G. R. Bigg (1998), Paleosalinity and $\delta^{18}O$: A critical assessment, *J. Geophys. Res.*, *103*(C1), 1307–1318.

Schmidt, G. A. (1999), Error analysis of paleosalinity calculations, *Paleoceanography*, *14*(3), 422–429.

Shen, G. T., and R. B. Dunbar (1995), Environmental controls on uranium in reef corals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *59*(10), 2009–2024.

Shen, G. T., and C. L. Sandford (1990), Trace elements indicators of climate variability in reef-buildings corals, in *Global Ecological Consequences of the 1982–83 El Niño-Southern Oscillation*, edited by P. W. Glynn, pp. 255–283, Elsevier, New York.

Sinclair, D. J. (2005), Non-river flood barium signals in the skeletons of corals from coastal Queensland, Australia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *237*, 354–369.

Smith, S. V., R. W. Buddemeier, R. C. Redalje, and J. E. Houck (1979), Strontium-calcium thermometry in coral skeletons, *Science*, *204*, 404–407.

Stephans, C. L., T. M. Quinn, F. W. Taylor, and T. Corrège (2004), Assessing the reproducibility of coral-based climate records, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L18210, doi:10.1029/2004GL020343.

Swarzenski, P. W., B. A. McKee, and J. G. Booth (1995), Uranium geochemistry on the Amazon shelf: Chemical phase partitioning and cycling across a salinity gradient, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *59*(1), 7–18.

Tudhope, A. W., C. P. Chilcott, M. T. McCulloch, E. R. Cook, J. Chappell, R. M. Ellam, D. W. Lea, J. M. Lough, and G. B. Shimmield (2001), Variability in the El Niño-Southern oscillation through a glacial-interglacial cycle, *Science*, *291*, 1511–1517.

Veron, J. E. N. (2000), *Corals of the World*, Aust. Inst. of Mar. Sci., Townsville, Australia.

Watanabe, T., A. Winter, and T. Oba (2001), Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and $^{18}O/^{16}O$ ratios in corals, *Mar. Geol.*, *173*(1–4), 21–35.

Weber, J. N., and P. M. J. Woodhead (1972), Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates, *J. Geophys. Res.*, *77*(3), 463–473.

Wei, G., M. Sun, X. Li, and B. Nie (2000), Mg/Ca, Sr/Ca and U/Ca ratios of a porites coral from Sanya Bay, Hainan Island, South China Sea and their relationships to sea surface temperature, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *162*(1–2), 59–74.

Wellington, G. M., R. B. Dunbar, and G. Merlen (1996), Calibration of stable oxygen isotope signatures in Galapagos corals, *Paleoceanography*, *11*(4), 467–480.

Wolff, T., B. Grieger, W. Hale, A. Durkoop, S. Multiza, J. Patzlod, and G. Wefer (1999), On the reconstruction of paleosalinities, in *Use of Proxies in Paleoceanography*, edited by G. Fischer and G. Wefer, pp. 207–228, Springer, New York.

Zhong, S., and A. Mucci (1989), Calcite and aragonite precipitation from seawater solutions of various salinities: Precipitation rates and overgrowth compositions, *Chem. Geol.*, *78*(3–4), 283–299.

3.2. CALIBRATIONS HAUTE RESOLUTION A WALLIS ET L'ÎLE DES PINS ET LEURS APPLICATIONS SUR LE DERNIER SIECLE

3.2.a. Présentation et synthèse de l'article

Après une première phase de calibration très haute résolution sur le site de Uitoé, les paramètres environnementaux tels que les températures et salinités de surface ont été corrélés aux différents traceurs géochimiques contenus dans l'aragonite du corail. Il est maintenant nécessaire de vérifier la validité de telles relations dans les deux sites d'étude choisis pour les reconstructions paléoclimatiques.

Un échantillonnage pseudo mensuel (env. 12 échantillons par an) sur les 20 dernières années a permis la comparaison des données géochimiques avec les données environnementales pour les sites de Wallis et de l'Ile des Pins. Les coraux ont également été échantillonnés à plus basse résolution (2 échantillons par an) durant le 20 éme siècle, et ce, en continu (cf. Figure 2.15). Des exercices de comparaison avec les principaux indices instrumentaux des variations climatiques aux échelles interannuelles (SOI) et interdécennales (IPO et PDO) ont également été entrepris afin de comprendre de quelle manière les coraux enregistrent ces variations climatiques. Ce travail préliminaire est nécessaire avant de pouvoir interpréter la totalité du signal le long des carottes.

Principaux résultats

Cet article constitue une première approche concernant les données paléoclimatiques des résultats trouvés dans les carottes de l'île des Pins et de Wallis. Seuls les signaux du 20 éme siècle y sont traités. Après une phase de calibration sur les 20 dernières années, avec des échantillons haute résolution, les échantillons basse résolution sont comparés aux principaux indices de variations climatiques, à savoir le SOI et le PDO index.

Les résultats montrent notamment que les paléoENSO sont potentiellement identifiables dans les coraux de Nouvelle-Calédonie et de Wallis, ceci à haute résolution (mensuelle). Néanmoins, les phénomènes ENSO ont (par essence même) des conséquences plus ou moins importantes en termes d'impact climatique et auront donc des signatures géochimiques différentes selon les événements. C'est par exemple clairement visible sur la figure 3 où le rapport Sr/Ca n'enregistre pas les mêmes variations entre les ENSO de 1987-88 et celui de

1997-98. On verra dans le chapitre 5 que le signal Sr/Ca à Wallis est particulier comparé aux sites classiques d'étude.

Il faut bien garder à l'esprit les conclusions d'une telle étude : les phénomènes ENSO sont potentiellement enregistrés par les traceurs géochimiques mesurés à haute résolution dans les squelettes coralliens de nos deux sites d'étude. Mais les phénomènes peuvent avoir des intensités et donc des impacts différents selon les phénomènes. De plus, lors du dernier siècle, la résolution pseudo bi annuelle a tendance à moyenner, à filtrer les phénomènes interannuels de type ENSO.

Par contre, le choix d'une telle résolution fait alors ressortir des variations interdécennales. Les cycles classiques enregistrés par ailleurs au sein du Pacifique (1924–1947, 1947–1976 ainsi que le changement de 1976) sont notamment enregistrés aux deux sites d'étude. Le site de l'île des Pins enregistre les plus claires similitudes avec les indices de variations inter décennales tels que l'IPO.

Cette étude préliminaire sera suivie dans les chapitres suivants par des calibrations plus spécifiques sur les deux sites d'étude introduits dans cet article, afin de permettre des reconstitutions paléoclimatiques quantitatives.

Ce travail a fait l'objet de la publication suivante dans la revue *Advances in Geosciences*.

3.2.b. Article "ENSO and interdecadal variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific. Publié le 9 Janvier 2006 dans *Advances in Geosciences*

SRef-ID: 1680-7359/adgeo/2006-6-23
European Geosciences Union
© 2006 Author(s). This work is licensed
under a Creative Commons License.

Advances in Geosciences

ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific

T. Ourbak[1,2], T. Corrège[2], B. Malaizé[1], F. Le Cornec[2], K. Charlier[1], and J. P. Peypouquet[1]

[1]Département de Géologie et Océanographie (DGO), UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, Avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France
[2]Institut de Recherche pour le Développement (IRD) UR055 Paleotropique 32, avenue Henri Varagnat 93143 Bondy cedex, France

Received: 29 June 2005 – Revised: 5 October 2005 – Accepted: 18 October 2005 – Published: 9 January 2006

Abstract. The south west Pacific is affected by climatic phenomena such as ENSO (El Niño Southern Oscillation) or the PDO (Pacific Decadal Oscillation). Near-monthly resolution calibrations of Sr/Ca, U/Ca and δ^{18}Oc were made on corals taken from New Caledonia and Wallis Island. These geochemical variations could be linked to SST (sea surface temperature) and SSS (sea surface salinity) variations over the last two decades, itselves dependent on ENSO occurrences. On the other hand, near-half-yearly resolution over the last century smoothes seasonal and interannual climate signals, but emphasizes low frequency climate variability.

1 Introduction

The west Pacific Warm Pool (WPWP), the warmest oceanic waters in the world, plays a crucial role in climate as an intense convective zone, and also in ENSO development (Mc Phaden, 1999). During El Niño, due to the WPWP narrowing toward the equator, the south western Pacific is affected by cooling, contrasting with the well known eastern equatorial Pacific warm anomalies. In the southern part of the western Pacific, temperature and precipitation anomalies present different patterns, depending on the position with respect to a pivotal line along the SPCZ (South Pacific Convergence Zone) (Salinger, 1995). This study aims to calibrate proxies in relation with ENSO in two south west Pacific sites: New Caledonia and Wallis Island (Fig. 1).

Geochemical analyses of corals provide a powerful tool to reconstruct the variations of paleoenvironmental factors. Massive corals can live up to thousands years (Watanabe et al., 2003) and be accurately dated (Bard et al., 1990). During growth, the calcareous skeleton incorporates isotopes and chemical tracers reflecting environmental conditions in ambient sea water. Sr/Ca is linked to SST (Beck et al., 1992). Coral oxygen isotopic ratios (δ^{18}Oc) reflect some thermal imprint, but their variations also give information related to sea water isotopic composition (δ^{18}Osw), itself linked to SSS variations (McCulloch et al., 1994; Gagan et al., 1998). U/Ca has a complex behaviour, and is SST-dependent (Min et al., 1995) but also SSS-dependent (Ourbak et al., 2005). High-resolution measurements of tracers from two coral cores collected from New Caledonia and Wallis allow the calibration of proxies against environmental parameters for the past 20 years. Then, the last century is investigated with half-yearly resolution on the same cores.

2 Study Area

Figure 1 presents the study area. The two sites are situated in the Southwestern tropical Pacific, which is affected by seasonal to interdecadal displacements of the WPWP and the SPCZ. In the SPCZ, for the last 25 years, instrumental records suggest that La Niña impacts for both SST and SSS are slightly stronger in intensity than those of El Niño (Gouriou and Delcroix, 2002). Based on in situ measurements, physicians from the IRD (Institut de Recherche pour le Développement) have shown that SST and ENSO-related precipitation anomalies are of an order of magnitude smaller than seasonal patterns. On the contrary, ENSO-related SSS signal is twice as strong as seasonal signal, with a 2 months-lag signature (Gouriou and Delcroix, 2002). In our two coring sites, more detailed regional studies confirm similar ENSO-related patterns, but with differences in intensity. Thermosalinograph (TSG) data and satellite based SST provide climatic records for the last two decades (Fig. 2).

Correspondence to: T. Ourbak
(timothee.ourbak@u-bordeaux1.fr)

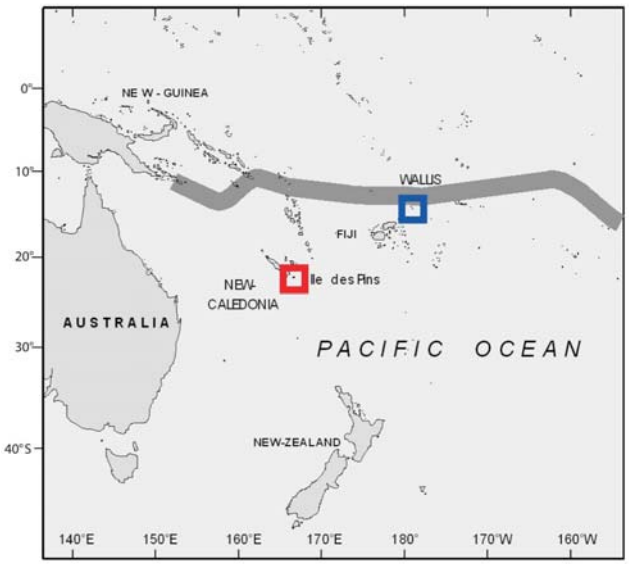


Fig. 1. South Pacific map with the location of Ile des Pins (New Caledonia, red square) and Wallis (Blue square) in relationship with the rainfall maximum axis of the South Pacific Convergence Zone (modified from Folland et al. (2002)).

In New Caledonia, December to February are the warmest months and correspond to the rainy season; July to September are colder and drier. Our coring site, Ile des Pins (22°31 S; 167°25 E, Fig. 1) has a clear seasonal climatic signal (Fig. 2). Nicet and Delcroix (2000) have shown a positive SSS (∼0.2‰) and negative SST (∼0.5°C) anomalies during El Niño events. Although some New Caledonia corals were previously investigated (Quinn et al., 1996; Quinn et al., 1998; Corrège et al., 2000), this is the first one from Ile des Pins.

Wallis Island (13°17 S, 176°08 W, Fig. 1), situated in the heart of the SPCZ, is subjected to small seasonal SST variations, but a large amount of rainfall has a great impact on SSS (Fig. 2). El Niño signature at Wallis generally consists in a stronger SSS anomaly (∼0.4‰), and in a 0.3°C cooling (Alory and Delcroix, 1999). Nevertheless, for the 1973–1995 period, not all El Niño events had a negative impact on precipitation and SSS.

3 Material and methods

In February 2003, we retrieved a continuous 3.4 m long core from a *Porites sp* colony growing on the Northeast side of Ile des Pins (IP thereafter), New Caledonia, at 8 m depth. In August 2000, a 3.65 m coral core was recovered from a *Porites sp* colony growing at 5 m depth inside the Wallis lagoon. Coral slabs (1 cm thick) were cut and cleaned with deionized water in an ultrasonic bath. Dry slabs were X-rayed for chronological purpose, and then sampled with a micro-drill along the main growth axis. Sr/Ca and δ^{18}Oc were measured continuously every 0.08 cm for the calibration period (1989–2003 for IP, 1982–1999 for Wallis). Then, taking a mean extension rate of 1 cm/year (based on X-rays), a 0.5 cm resolution was applied for the whole cores, in order to achieve a near half-yearly resolution. We measured oxygen isotope ratios with an Isotope Ratio Mass Spectrometer (Micromass Optima) at UMR 5805 EPOC, University of Bordeaux, with an individual acid reaction vessel system. Standard deviation on NBS19 international standard was 0.12‰. Sr/Ca at IP were measured with an Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES) at the IRD centre in Nouméa (New Caledonia). Wallis Sr/Ca and U/Ca measurements were achieved on an Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS) at the IRD centre in Bondy (France), following the method of Le Cornec and Corrège (1997). Standard deviation is ±0.05 mmol/mol for Sr/Ca and ±0.03 μmol/mol for U/Ca (ICP-MS). For ICP-AES, standard deviation on Sr/Ca is ±0.05 mmol/mol. Chronology for the calibration period is based on skeletal measurements, Sr/Ca for IP and U/Ca for Wallis. We tied extrema in trace element/Ca ratio to the corresponding SST annual extrema of each annual cycle, using a "peak to peak matching" technique.

4 Results and discussion

4.1 Calibration

For the calibration period, monthly Southern Oscillation Index (SOI), near-monthly Sr/Ca and δ^{18}Oc at IP, Sr/Ca, U/Ca and δ^{18}Oc at Wallis are represented in Fig. 3.

For the IP record, clear seasonal cycles are visible. The strong 1997–1998 Niño is clearly recorded: higher Sr/Ca in addition to heavier δ^{18}Oc values indicate colder and drier conditions compared to the mean climatic signal. As noted for instrumental data (Alory and Delcroix, 1999), the 1990–1994 period, known as a long, weak El Niño, has an atypical signature in corals, reducing the amplitude of δ^{18}Oc cycles. The 1988–1989 and the 1998–2000 La Niña phenomena are recorded in Sr/Ca and δ^{18}Oc. For example, the Sr/Ca peak in 1999 winter (the highest of the period) reflects warm winter anomalies.

Wallis coral exhibits less clear seasonal cycles. This result is in good agreement with instrumental TSG data. The SST cycle is weak and precipitation patterns are not cyclic, despite a strong seasonal variability due to SPCZ shifts. Signature of the strong 1997-98 El Niño is particularly visible on Sr/Ca, giving the highest values of the calibration period (i.e. lowest SST). The 1991–1994 event again has peculiar impacts, smoothing both U/Ca and Sr/Ca variability. In this coral, there is no signature for the strong 1982–1983 El Niño. Our hypothesis is that the 1982–1983 phenomenon (the highest SOI value of the period) has stressed the coral, inhibiting a normal growth without giving any peculiar geochemical signature. The only strong La Niña available on the studied period (1988–1989) is well recorded. It produces the highest δ^{18}Oc and the lowest U/Ca values, as well as low Sr/Ca ratio, indicating wetter and warmer conditions.

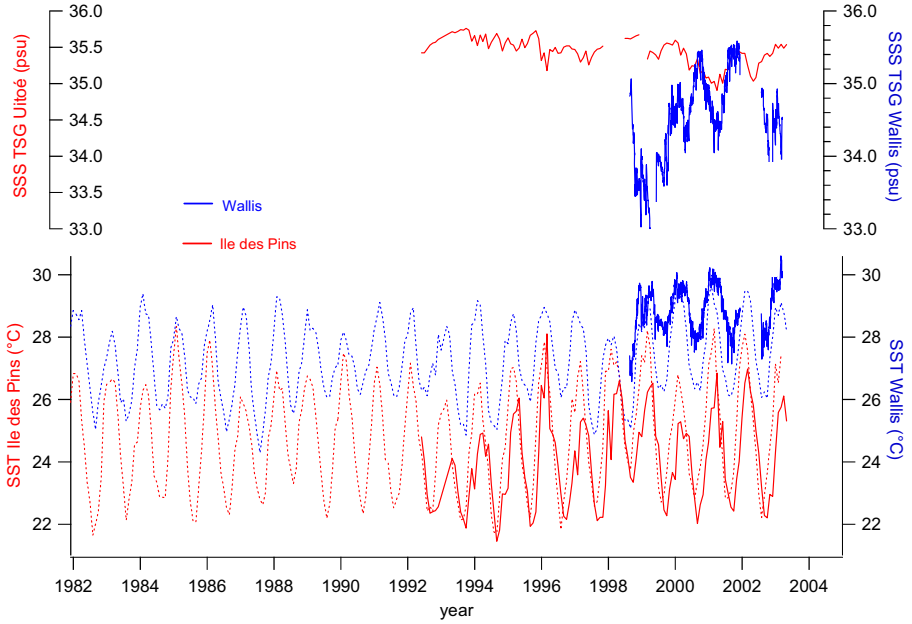


Fig. 2. Instrumental records available for the calibration period. From top (sea surface salinity) to bottom (sea surface temperature): in blue Wallis records, in red: Ile des Pins (New Caledonia). SSS from Institut de Recherche pour le Developpement (IRD) Thermosalinograph (TSG) datasets. SST : OI (Optimum Interpolation) SST (Reynolds and Smith, 1994; dashed lines) from 1982 to present, and TSG data (thick lines). TSG data are from Uitoé site, situated at about one hundred kilometres from Ile des Pins.

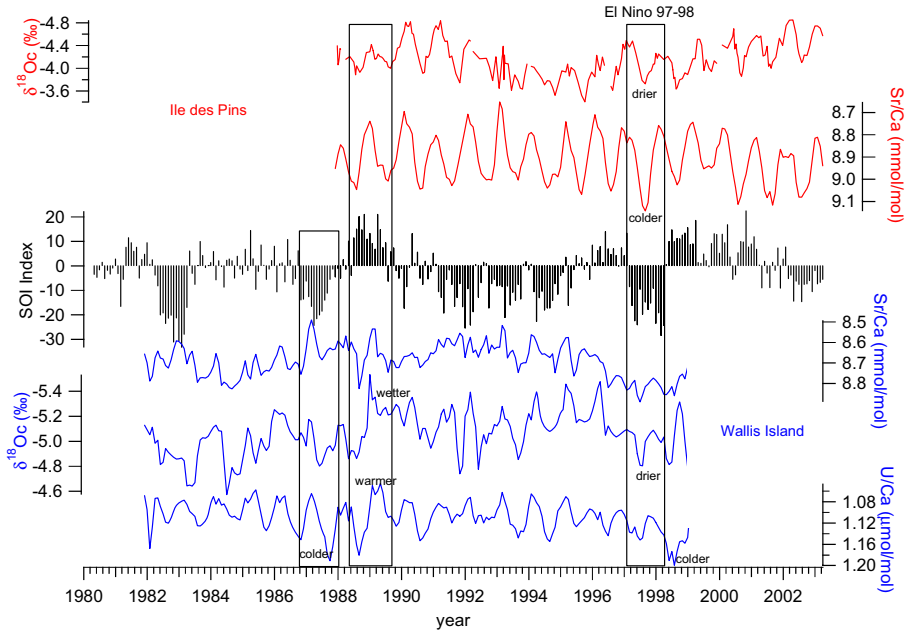


Fig. 3. Calibration of coral proxies at Ile des Pins (top, red) and Wallis Island (bottom, blue). The Southern Oscillation Index (SOI) is also shown. Negative values of the SOI represent El Niño.

This high resolution calibration study confirm previous works (Cole and Fairbanks, 1990; Evans et al., 1998; Cobb et al., 2003, among others). ENSO events can be recorded in corals, providing hope for the reconstruction of past ENSO.

4.2 The last century

On an interdecadal timescale, Mantua et al. (1997) showed the existence of a climatic signal they called the PDO (Pacific Decadal Oscillation). This signal was first described in the North Pacific, but probably has an imprint in the southern

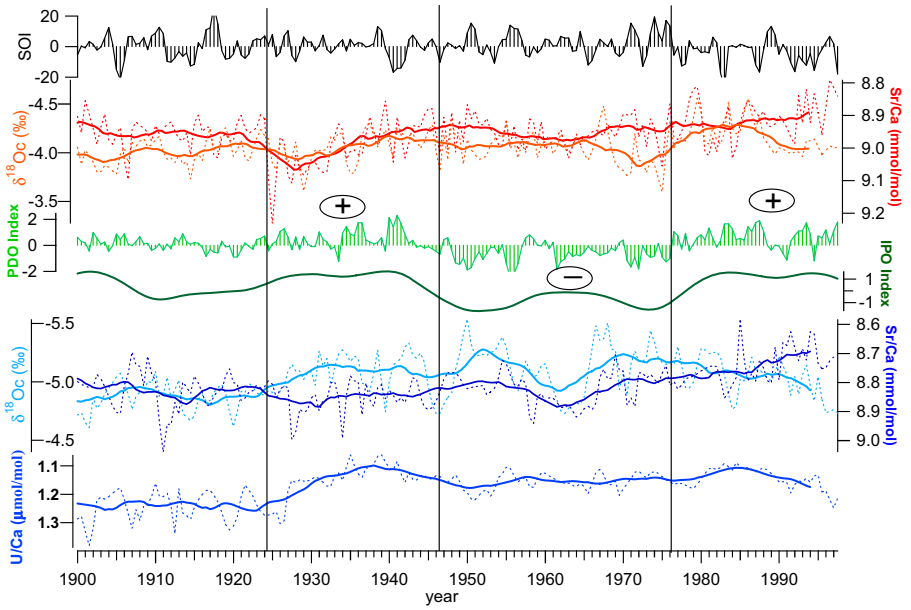


Fig. 4. Comparison of proxy data for IP and Wallis with indices of interdecadal climate variability: SOI (Southern Oscillation Index, black), PDO Index (Pacific Decadal Oscillation, green) (+ and − for positive and negative phases, respectively), IPO (Interdecadal Pacific Oscillation, courtesy of S. Power, dark green). Geochemical measurements: Ile des Pins Sr/Ca (red), δ^{18}Oc (orange). Wallis Sr/Ca (dark blue), δ^{18}Oc (light blue), U/Ca (medium blue). Dashed Lines represent geochemical data, thicker lines are 7 years running means of each series.

hemisphere under the name IPO (Interdecadal Pacific Oscillation, Power et al., 1999). Figure 4 presents coralline tracers (Sr/Ca, δ^{18}Oc at IP; Sr/Ca, δ^{18}Oc and U/Ca at Wallis), as well as the Southern Oscillation Index (SOI), the PDO index and the IPO index. To obtain a near six months resolution, we sampled our corals on a regular basis. However, corals are known to grow irregularly, growing faster in warm months than in cold ones. Thus, one sample could encompass between 3 to 9 months, leading to time scale heterogeneity. As a consequence, the ENSO signal, which has a 2 to 6 months impact, is smoothed and has not a clear signature in our low resolution samples (Fig. 4). However, low frequency climatic regimes of the last century are well recorded in our corals, especially in New Caledonia (Fig. 4). The PDO shift at about 1924–1925 started a positive phase. This shift seems to be recorded in geochemical records. As an example, in comparison with the 1900–1923 period, the 1924–1925 period shows a 0.12 mmol/mol shift in Sr/Ca (IP), reflecting a SST shift. Then, all geochemical signals show a global increase reflecting warmer and wetter conditions. The 1947–1976 period experienced a negative PDO phase. At IP, slight δ^{18}Oc increase, together with quasi constant Sr/Ca, denote precipitation anomalies, toward drier conditions. At Wallis, the signal is more complex. Sr/Ca and δ^{18}Oc show a PDO-like pattern first, then at the beginning of the 1960's, there is an abrupt change contrasting with the PDO pattern. Interestingly, the IPO Index is in antiphase with Sr/Ca and δ^{18}Oc Wallis, as well as, in a minor way, with IP Sr/Ca. After the 1976–1977 shift, PDO returned to a positive phase IP Sr/Ca, as well as Wallis Sr/Ca, followed the same pattern than in 1924. On the contrary, since the mid 1980's, δ^{18}Oc (IP and Wallis) and U/Ca Wallis have increased. This change in behaviour of tracers reveals a possible climatic perturbation, in comparison with the preceding 75 years. When taking into account Sr/Ca ratios, results suggest that this climatic perturbation is most probably linked to a change in hydrological balance, revealing a change in precipitation-evaporation ratios. Due to the position of the core, in the heart of the SPCZ, we believe it is mainly a decrease of rainfall amount.

5 Conclusion

Our results demonstrate that paleoENSO occurrences can potentially be identified with geochemical components of New Caledonia and Wallis corals. Nevertheless, only high resolution study allows the detection of ENSO impacts. In the last century, our pseudo-half yearly resolution smoothes ENSO signatures, but emphasizes interdecadal climatic modulations. The 1924–1947, 1947–1976 and 1976-to present periods are recorded at both sites. This preliminary study will be followed by the extension of both coral series over the last centuries. Another core in the same coral in New Caledonia is more than 500 years old, and will extend the understanding of decadal climate variability in this zone of the Pacific.

Acknowledgements. The authors would like to thank Theme 5 from UMR 5805 EPOC for financial support. S. Power kindly provides IPO data. We thank P. Aharon and an anonymous reviewer for insightful reviews that helped improve the manuscript. This is EPOC-DGO no. 1562 contribution.

Edited by: P. Fabian and J. L. Santos
Reviewed by: P. Aharon and another referee

References

Alory, G. and Delcroix, T.: "Climatic variability in the vicinity of Wallis, Futuna, and Samoa islands (13°–15° S, 180°–170° W), Oceanologica Acta, 22 (3), 249–263, 1999.

Bard, E., Hamelin, B., and Fairbanks, R. G.: U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130 000 years, Nature, 346 (6283), 456–458, 1990.

Beck, J. W., Edwards, R., Ito, E., Taylor, F., Recy, J., Rougerie, F., Joannot, P., and Henin, C.: Sea surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios, Science, 257, 644–647, 1992.

Cobb, K. M., Charles, C. D., Edwards, R. L., Cheng, H., and Kastner, M.: El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific climate during the last millennium, Nature, 424, 271–276, 2003.

Cole, J. E. and Fairbanks, R. G.: The Southern Oscillation recorded in the oxygen isotopes of corals from Tarawa Atoll, Paleoceanography, 5, 669–683, 1990.

Corrège, T., Delcroix, T., Récy, J., Beck, W. J., Gabioch, G., and Le Cornec, F.: Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral, Paleoceanography, 15, 465–470, 2000.

Evans, M., Fairbanks, R. G., and Rubenstone, J. L.: A proxy index of ENSO teleconnections, Nature, 394, 732–733, 1998.

Folland, C. K., Renwick, J., Salinger, M. J., and Mullan, A. B.: Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone, Geophys. Res. Lett., 29 (13), 1643, doi:10.1029/2001GL014201, 2002.

Gagan, M. K., Ayliffe, L. K., Hopley, D., Cali, J. A., Mortimer, G. E., Chappell, J., McCulloch, M. T., and Head, M. J.: Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific, Science, 279, 1014–1018, 1998.

Gouriou, Y. and Delcroix, T.: Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976–2000, J. Geophys. Res., 107 (C12), 8011, doi:10.1029/2001JC000830, 2002.

Le Cornec, F. and Corrège, T.: Determination of Uranium to Calcium ratios in corals by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, J. Analyt. Atomic Spectr., 12, 969–973, 1997.

Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. C.: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, Bulletin of American Meteorological Society, 78 (6), 1069–1079, 1997.

Mc Phaden, M. J.: Genesis and evolution of the 1997–1998 El Niño, Science, 283, 950–954, 1999.

McCulloch, M. T., Gagan, M. K., Mortimer, G. E., Chivas, A. R., and Isdale, P. J.: A high-resolution Sr/Ca and δ^{18}O coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982–1983 El Niño, Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 2747–2754, 1994.

Min, R. G., Edwards, L. R., Taylor, F. W., Recy, J., Gallup, C. D., and Beck, W. J.: Annual cycles of U/Ca in coral skeletons and U/Ca thermometry, Geochimica et Cosmochimica Acta, 59 (10), 2025–2042, 1995.

Nicet, J. B. and Delcroix, T.: ENSO-related Precipitation changes in New Caledonia, southwestern tropical Pacific 1969–98, Mon. Wea. Rev., 128, 3001–3006, 2000.

Ourbak, T., Corrège, T., Malaizé, B., Le Cornec, F., Charlier, K., and Peypouquet, J.: A High Resolution investigation of temperature, salinity and upwelling activity proxies in corals, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, in press, 2005.

Power, S., Casey, T., Folland, C., Colman, A., and Mehta, V.: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia, Clim. Dyn., 15 (5), 319–324, 1999.

Quinn, T. M., Crowley, T. J., Taylor, F. W., Joannot, P., and Join, Y.: A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D., Paleoceanography, 13 (4), 412–426, 1998.

Quinn, T. M., Taylor, F. W., Crowley, T. J., and Link, S. M.: Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: a case study using records from New Caledonia and Tarawa, Paleoceanography, 11 (5), 529–542, 1996.

Reynolds, R. W. and Smith, T. M.: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, J. Clim., 7, 929–948, 1994.

Salinger, M. J.: Southwest Pacific temperatures: trends in maximum and minimum temperatures, Atmos. Res., 37 (1–3), 87–99, 1995.

Watanabe, T., Gagan, M. K., Corrège, T., Scott-Gagan, H., Cowley, J., and Hantoro, W. S.: Oxygen isotope systematics in Diploastrea heliopora: new coral archive of tropical paleoclimate, Geochimica et Cosmochimica Acta, 67 (7), 1349–1358, 2003.

3.3. SYNTHESE DU CHAPITRE 3

Ce chapitre comportant 2 études distinctes et néanmoins complémentaires a permis d'établir les caractéristiques suivantes :

Sr/Ca, Mg/Ca, U/Ca et $\delta^{18}O$ apparaissent comme étant influencés par les SST et donc comme de paléothermomètres potentiels.

Si dans la littérature, le $\delta^{18}O$ est classiquement utilisé comme marqueur des SSS, notre étude très haute résolution à Uitoé (Nouvelle-Calédonie) fait apparaître l'U/Ca comme étant également un potentiel marqueur des SSS.

Le Ba/Ca, bien qu'ayant un signal complexe semble pouvoir être relié aux variations des intensités des upwellings, à Uitoé.

Enfin, les études haute résolution classiques, mensuelles par exemple, permettent de retracer les phénomènes ENSO dans nos deux sites d'étude. En choisissant une résolution bi annuelle, ce sont les essentiellement les signaux plus basse fréquence, c'est à dire interdécennaux à multidécennaux qui sont enregistrés. C'est ce qui ressort de l'interprétation des signaux au cours du dernier siècle sur les deux sites d'étude. La comparaison de nos résultats avec d'autres études, notamment en Nouvelle-Calédonie fait apparaître un bon accord dans les grandes lignes mais néanmoins une forte variabilité de résultats (variabilité des équations de calibration par exemple). Les équations trouvées sont dépendantes du site et du corail échantillonné. Ainsi, il est nécessaire de calibrer chaque corail avant toute application paléoclimatique.

CHAPITRE 4
Cinq siècles d'enregistrements climatiques à l'île des Pins, Nouvelle-Calédonie.

CHAPITRE 4 . Cinq siècles d'enregistrements climatiques à l'île des Pins, Nouvelle-Calédonie.

4.1. CINQ SIECLES DE RECONSTITUTIONS DES TEMPERATURES ET DES SALINITES DE SURFACE DE L'OCEAN A L'ÎLE DES PINS, NOUVELLE-CALEDONIE

4.1.a. Présentation et synthèse de l'article

La Nouvelle-Calédonie possède de nombreux récifs coralliens, c'est en effet le plus grand lagon du monde. Il renferme ainsi de nombreux coraux massifs qui ont été utilisés par le passé afin d'améliorer la compréhension des processus, de développer les techniques d'analyse géochimiques des traceurs contenus dans les coraux ainsi que de documenter la variabilité climatique passée (Beck et al. 1992; Quinn et al. 1996; Quinn et al. 1998; Corrège et al. 2000; Corrège et al. 2001; Quinn et al. 2002; Cabioch 2003; Stephans et al. 2004; Ourbak et al. 2006; Ourbak et al. 2006; Montaggioni et al. In press). De plus, la position géographique de la Nouvelle-Calédonie en fait un site d'étude privilégié car le climat subit de fortes variations thermiques et également des variations marquées de salinité, ceci dans la partie australe de l'archipel, comme le montrent les données d'eau de mer échantillonnées au cours cette thèse et traitées dans l'article. Dans ce chapitre, un massif corallien de prés de 7 m de haut a été échantillonné en continu. Malheureusement, la totalité de la carotte n'est pas exploitable due à une croissance anarchique dans la partie basale du massif corallien. Cependant, l'analyse des stries de croissance nous donne un âge de plus de 500 ans. Nous avons choisi d'effectuer une analyse multiproxies moins fournie que pour le site de Uitoé (ch. 3) et celui de Wallis (ch. 5), seules les mesures Sr/Ca et $\delta^{18}O$ sont présentées dans l'article ci après. En effet, il apparaît que sur le site de l'Ile des Pins, le Sr/Ca se révèle être un bon marqueur des températures (cf. partie calibration). Couplé au $\delta^{18}O$, on peut ainsi reconstruire les salinités de surface durant

les 5 derniers siècles. On notera que toutes les valeurs des coefficients de corrélation présentés par la suite sont significatives au seuil de 1%, au sens de Monjallon (1963).

Principaux résultats

Plus de 500 ans d'enregistrements des paramètres environnementaux ont pu être reconstitués. Ainsi, le Sr/Ca est lié à la température. Ce résultat dénote avec celui du chapitre précédent. Le $\delta^{18}O$ étant relié aux SST et aux SSS, il est possible d'obtenir un signal relié à la SSS en retirant du signal $\delta^{18}O$ brut la part thermique telle qu'indiquée par le Sr/Ca.

La phase de calibration ne donne pas d'aussi bons résultats que ceux trouvés pour le site de Uitoé (ch. 3). Ceci d'explique d'une part par le manque de séries environnementales de qualité afin de pouvoir comparer nos données mais également au fait que les données géochimiques représentent en « moyenne » prés de six mois de croissance corallienne. En réalité, cette moyenne n'est pas constante, car l'échantillonnage étant spatialement régulier (1 échantillon tout les 0.5 cm), nous sommes confrontés à de légères variations d'axe et de taux de croissance et donc à un échantillon qui peut représenter en moyenne entre 3 et 9 mois de croissance. Cependant, nous avons pu montrer que les variations géochimiques peuvent être interprétées d'un point de vue de la variabilité basse fréquence et en terme de tendance.

Le rapport Sr/Ca permet d'établir que les SST ont augmenté au cours du temps, et sont modulées par des variations inter décennales de type IPO. Le $\delta^{18}O$ a pu confirmer la tendance à la dessalure, observée dans plusieurs sites du Sud Ouest Pacifique depuis la fin du 19 éme siècle. De plus, cette tendance est également enregistrée depuis environ 1640 à l'île des Pins, étendant la période de temps couverte par les enregistrements précédents. Avant 1640, une tendance générale d'enrichissement des eaux en sel peut être mise en évidence. Ces phénomènes de variations de salinité des eaux néo calédoniennes peuvent être expliqués par un changement dans le régime des courants (confrontation du Courant Sud Equatorial (SEC) et du Contre Courant Sub Tropical (STCC)) et/ou un changement de position/intensité de la SPCZ.

De plus, la période aux alentours de 1570-1610 apparaît comme extrêmement particulière en terme climatique (tant SST que SSS). Le corail de l'île des Pins est ici en accord avec de nombreux traceurs du bassin Pacifique. On peut évoquer ici un signal cohérent circum-Pacifique expliquant des brusques variations interannuelles de type Niña/Niño. Les données des différents traceurs tendent à montrer que ces variations interannuelles étaient probablement plus fortes que celles enregistrées pendant la période couverte par les mesures instrumentales dont on dispose.

Enfin, une fenêtre temporelle pendant les débuts de croissance du corail fait apparaître une adaptabilité exceptionnelle de l'organisme puisque des variations tant des isotopes que du Sr/Ca révèlent des conditions environnementales extrêmement variables. Ceci laisse néanmoins en suspens la question du devenir des coraux et des organismes récifaux en général. En effet, les modifications de températures qui ont augmentées drastiquement ces dernières années tendent à produire des températures plus élevées que l'ont été les 523 dernières années.

L'article ci-dessous doit être soumis à la revue *Paleoceanography.*

4.1.b. Article "Five centuries of interannual to multidecadal sea surface parameters reconstruction from southwest Pacific coral" soumis à *Paleoceanography*

Five centuries of interannual to multidecadal sea surface parameters reconstruction from a southwest Pacific coral.

T Ourbak (1, 2, 3), T Corrège (1, 2), B Malaizé (1), JP Peypouquet (1, 3), F Le Cornec (2), B Dewitte (4), K Charlier (1).

(1) Département de Géologie et Océanographie (DGO), UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, Avenue des facultés, 33405 Talence cedex (France).
(2) UR055 Paleotropique. Institut de Recherche pour le Développement (IRD) 32, avenue Henri Varagnat 93143 Bondy cedex (France).
(3) Ecole Pratique des Hautes Etudes (EPHE), Laboratoire de paléoclimatologie et Paléoenvironnement marin, Université Bordeaux 1.
(4) LEGOS. Observatoire Midi Pyrénées. 14, Av Edouard Belin, Toulouse (France)

Abstract

The south west Pacific is a critical region concerning interannual to interdecadal climatic phenomena. Unfortunately, the length of meteorological data critically limits the understanding and analyses of such climatic variability. A 7m high coral core, corresponding to more than 500 years of environmental record from Ile des Pins, New Caledonia (22°S, 167°E) has been investigated with both trace elements and stable isotopes. This multiproxy approach allows reconstruction of sea surface temperature (SST) and salinity (SSS) over the last centuries. SST variations, estimated from Sr/Ca, robust paleothermometer, reveal a warming trend over the 1475-1998 period, modulated by interdecadal cycles. By removing SST component from the $\delta^{18}O$ signal, we have estimated the paleosalinity variability. SSS reconstructions show mean saltier conditions at the beginning of the record, and a slow increase of salt concentration through the whole record interrupted with even more freshening periods, like the one coinciding with a strong warming observed since ~1890. We argue that changes in wind intensity, together with advection processes have radically changed over the last centuries in New Caledonia. Moreover, this very long core has recorded very intense phenomena (strong ENSO: El Niño Southern Oscillation) during the end of the 16^{th} century and the beginning of the 17^{th} century which are attested by numerous proxies circum Pacific. Finally, for two decades the bottom of the core reveals great variability of environmental conditions, during the settlement period of the massive coral. It denotes great adaptability of coral, and raises a preoccupying question for the future of corals as 1998 has been the hottest year from the last 523 in our record.

1. Introduction

To improve ocean circulation models, scientists need precise instrumental data sets for SST (sea surface temperature) and SSS (sea surface salinity). These parameters are crucial in climatology since they play a major role in atmospheric and oceanic circulations. However, instrumental records are sparse and short in time, especially in the tropical Pacific. This is unfortunate because the western Pacific is the location of the warmest body of oceanic water on Earth, the West Pacific Warm Pool (WPWP, [*Levitus et al.*, 1994]). The WPWP plays a key role in the development of the ENSO (El Niño Southern Oscillation) phenomenon, a strong interannual disturbance of the Pacific climatic system with planetary impacts [*Philander*, 1990]. Since 1982 and the implementation of the TOGA program, advances have been made in the understanding of ENSO dynamics. Nevertheless, the 1997-1998 El Niño showed some limits of forecasting. The knowledge of ENSO behaviour remains incomplete, especially its interference with low frequency climate variability such as the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO, [*Power et al.*, 1999]). In this context, scientists need to look at geological or historical archives to generate long time series.

To study marine environmental variability from seasonal to multidecadal time scales, corals seem to be among the best archives. Both Sr/Ca and $\delta^{18}O$ incorporated in coral skeletons are considered to be robust paleothermometers [*Beck et al.*, 1992; *Fairbanks and Dodge*, 1979; *Smith et al.*, 1979; *Weber and Woodhead*, 1972]. These tracers were successfully used to reconstruct century-long records of SST, (see [*Corrège*, 2006; *Gagan et al.*, 2000] for a compilation of published records). When $\delta^{18}O$ of seawater and SSS co-vary, the combined use of Sr/Ca and $\delta^{18}O$ can yield paleoSSS reconstructions [*Gagan et al.*, 1998; *McCulloch et al.*, 1994; *Ren et al.*, 2003]. Here we present a long coral record from New Caledonia (Southwest Pacific Ocean), going back to 1475, with a near half-yearly resolution.

2. Environmental settings

New Caledonia is situated slightly north of the Tropic of Capricorn. It consists of a main island (“Grande Terre”) and four smaller islands, bordered by the Coral Sea on the eastern side (Figure 1).

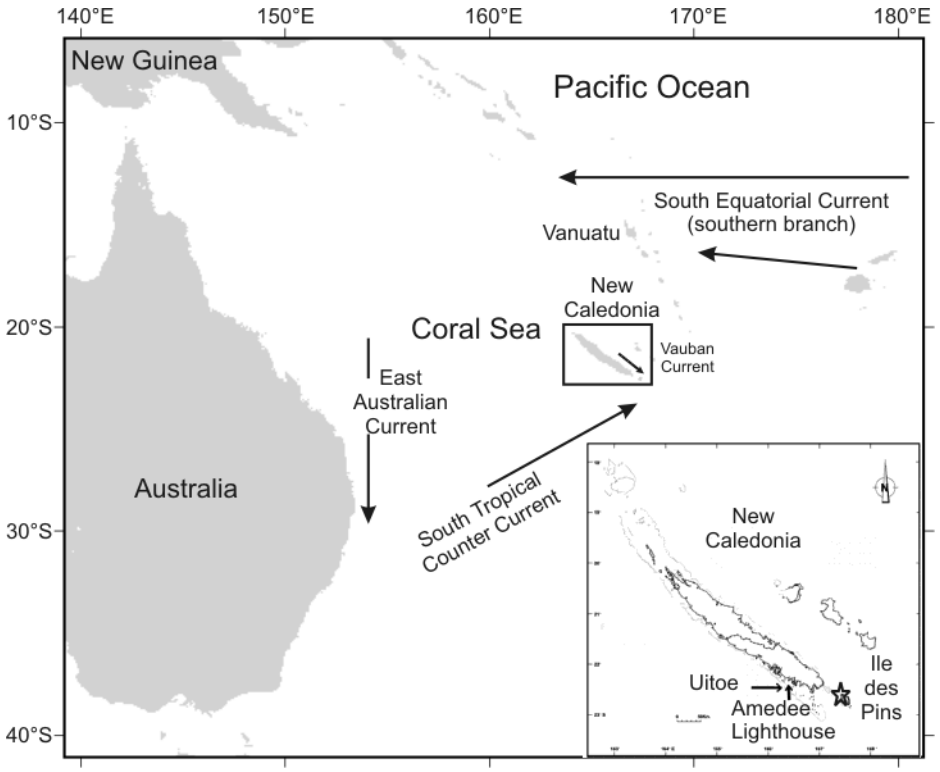


Figure 1: South West Pacific region with schematic positions of principal currents. Right corner: zoom on New Caledonia with black arrows showing Uitoé and Amédée sites, where previous studies where carried out. Our coral sample was extracted on the outer reef of Ile des Pins (22°31'S; 167°25'E, star), the southern island of New Caledonia.

This area is close to the ENSO's "heartland" border [*Cane*, 2005; *Nicet and Delcroix*, 2000], due to its position on the southern limit of the WPWP. Oceanic circulation surrounding New Caledonia shows an opposite seasonal pattern between two contrasting currents. The Sub Tropical Counter Current (STCC) is a branch of the East Australian Current (EAC) flooding eastward and bringing saltier waters from January to May. The South Equatorial Current (SEC) which is part of the subtropical gyre of the south Pacific floods westward [*Vega et al.*, 2005] all year long but with increase strength between June to October. Based on 13 years of data, Vega et al (2005) showed that, despite seasonal variability, the SEC is the main component of modern circulation around New Caledonia. More locally, the permanent Vauban Current that circulates from north west to south east on the East coast is the main coastal current affecting our study area, the Ile des Pins [*Auzende et al.*, 1999; *Henin and Cresswell*, 2005; *Henin et al.*, 1984]. This island is the southernmost island of the archipelago (Figure 1), and its surrounding zone is characterized by well defined SST and SSS fronts [*Auzende et al.*, 1999].

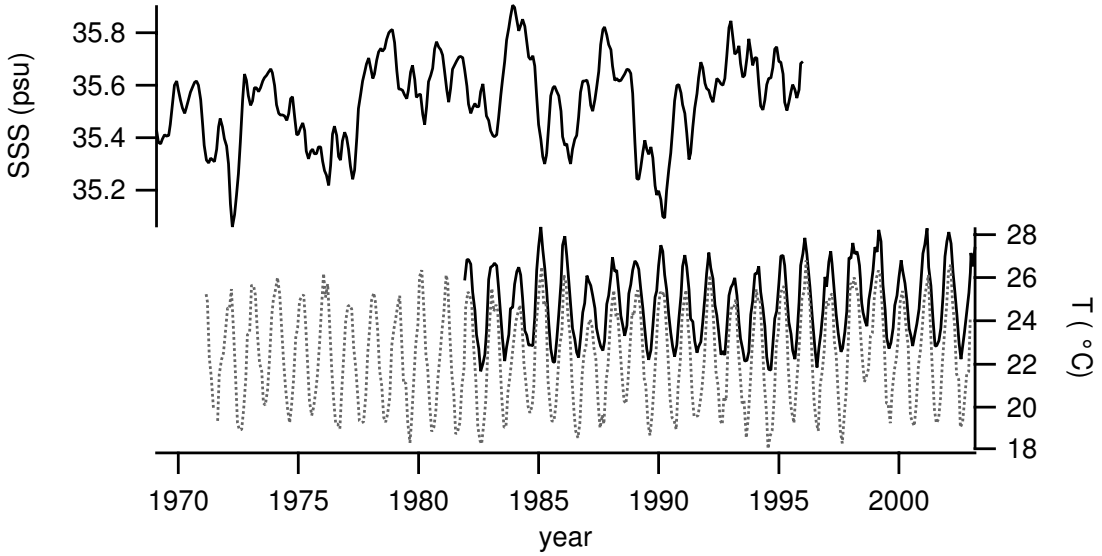


Figure 2: Environmental settings. Top: monthly gridded ship of opportunity SSS (2 by 10 degree) (Gouriou and Delcroix 2002). Bottom: a comparison of temperature data sets: Air temperatures (dotted line, courtesy of Meteo France New Caledonia) and IGOSS Sea Surface Temperatures (Reynolds and Smith 1994), in black.

The Ile des Pins surface waters are subjected to great seasonal variability, with respect to temperature and salinity (Figure 2). Daily meteorological records from Moué (located in the centre of Ile des Pins, less than 10 kilometres from the coring site, Figure 1) for the 1972-2002 period yield a mean annual air temperature of 22.3°C and a mean annual precipitation of 1452 mm (data used under permission of Meteo France, New Caledonia). No continuous local oceanic data are available for this area. Nevertheless, it is possible to obtain 1°x1° mean SST values from the monthly IGOSS dataset (Integrated Global Ocean Services System, [*Reynolds and Smith*, 1994], Figure 2). For the 1982-2003 period, a mean SST of 24.8°C is recorded, with an annual range of 6.7°C (from 21.6°C to 28.3°C). IGOSS SST data and atmospheric temperatures recorded at Moué are well correlated (r=0.93).

In the study area, 2°x10° gridded ship of opportunity monthly salinity data are available from 1969 to 1996 [*Gouriou and Delcroix*, 2002]. SSS ranges from 35.05 to 35.90 psu and has an annual mean of 35.54 psu. It has been shown that ENSO has a significant impact on the area [*Delcroix et al.*, 1998]. Typically, an El Niño event will decrease SST by about 0.5°C and increase SSS by about 0.2 psu. It is noteworthy that La Niña events have even a greater impact than El Niño events on the area and also that SSS interannual variability is much stronger than seasonal variability [*Delcroix et al.*, 1998; *Ouillon et al.*, 2005].

3. Material and Methods

3.1 Material

In August 1999, a 7 m long core was collected from a living *Porites sp* coral located on the north-east side of Ile des Pins (22°31'S; 167°25'E, Figure 1). The coral was sliced perpendicularly to density bands and parallel to growth axis. Prior to sampling, slabs were cleaned with distilled water in an ultrasonic bath and dried at room temperature. X-radiographs of coral slabs revealed mostly regular and well developed annual density bands [*Knutson et al.*, 1972] which were used to develop the chronology of the core and to determine sampling transects. Geochemical analyses were carried out on the upper 570 cm of the coral core. The remaining 125 cm were useless for climatic application because of erratic growth patterns, except for the bottom 25 cm, which gave a snapshot of the climatology at the time of settlement of our coral. Uncertainty in band counting and possible loss of information at section breaks lead into a precision of ±30 years at the bottom of the core, which according to our chronology is close to 1475 A.D.

On average, two samples per year were extracted continuously every 0.5 mm, using a drill connected to a computer-controlled three axis positioning system. When the annual density band pattern was not clear, 6 samples were taken per density band couplet to precisely constrain the chronology. Once chronology was achieved, we re-sampled the results to have a common timescale: each point corresponding to six months. Two parallel sampling lines were performed to obtain contemporaneous samples for both Sr/Ca and isotope analyses. For calibration purpose, we also sampled the top 20 years of the coral with a near monthly resolution.

3.2 Analytical methods

For Sr/Ca analyses, the coral powder was dissolved in 2% Nitric acid. Solutions were run on a Perkin-Elmer Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES), following a modified version of the method described by Schrag [*Schrag*, 1999].

All analyses were performed at the IRD centre in Nouméa. 147 replicate analyses of an inhouse *Porites* coral standard NC20 [*Corrège et al.*, 2000] yielded an external reproducibility of 0.05 mmol/mol (2σ).

Isotopes measurements were carried out with a Micromass isotope ratio mass spectrometer (IRMS) at UMR EPOC, Bordeaux University. Stable isotopic values are reported in standard δ notation relative to Pee Dee Belemnite standard. For isotope analyses, between 40 and 100 µg of aragonite powder were dissolved in ultra pure orthophosphoric acid H_3PO_4 (103%) at 90°C. Precision was monitored by daily analyses of a standard (National Bureau of Standards NBS-19). 373 measurements of NBS-19 indicate that the reproducibility for δ^{18}Oc and δ^{13}C are better than 0.07 ‰ and 0.05 ‰ (1σ) respectively.

4. Results

4.1 SST

4.1.1 Calibration

In New Caledonia, several high resolution calibrations have been proposed for Sr/Ca and δ^{18}O (see [*Ourbak et al.*, 2006b] for a review). Using the same protocol as in Ourbak et al. [*Ourbak et al.*, 2006b], we established the following linear relationship between Sr/Ca and IGOSS SST over the 1982-1998 period [*Reynolds and Smith*, 1994].

(Sr/Ca (mmol/mol) =-0.0528* * SST (°C) +10.222 r=0.82 (1).

This equation attests for the reliability of Sr/Ca thermometer in Ile des Pins core, which is formalized in figure 3.

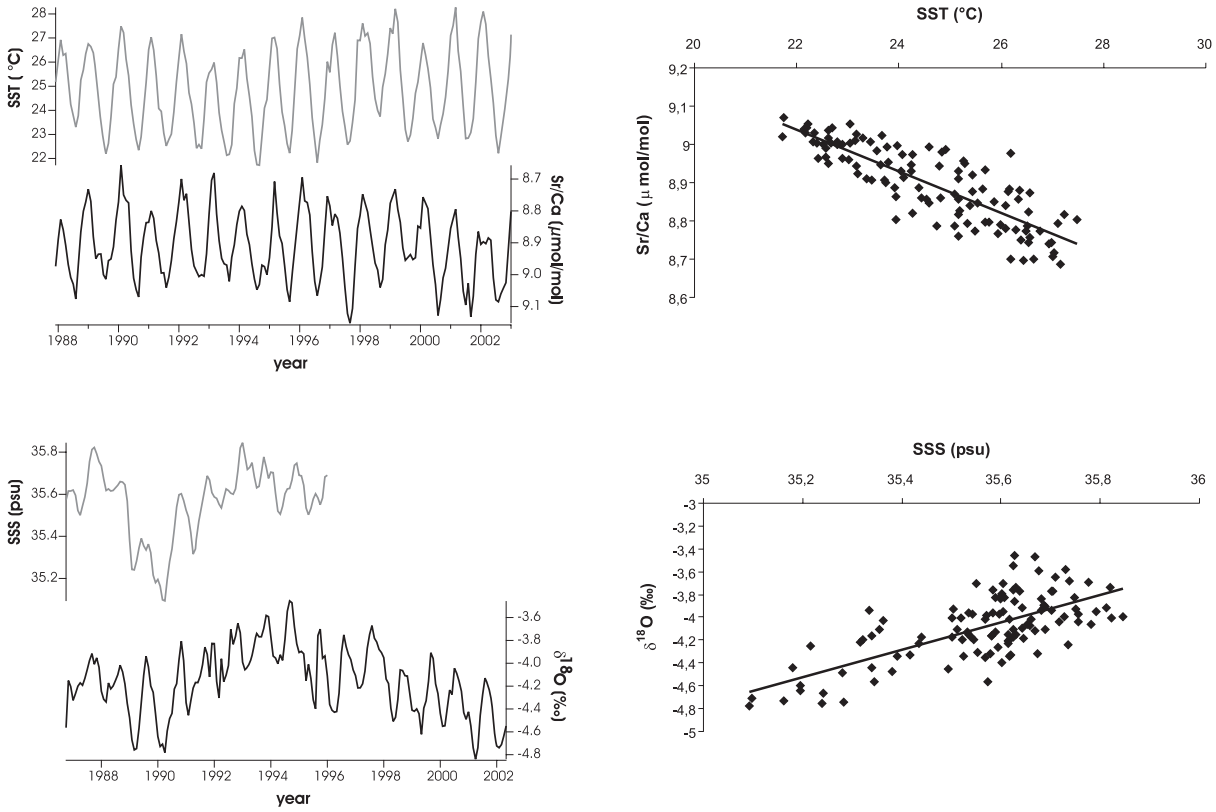


Figure 3: Geochemical proxies and environmental data over the calibration period. Time series of environmental IGOSS SST [*Reynolds and Smith*, 1994] and Sr/Ca, together with SSS [*Gouriou and Delcroix*, 2002] and $\delta^{18}O$. Regression curves of SST vs. Sr/Ca (r=0.82) and SSS vs. $\delta^{18}O$ (r=0.69) are also shown.

To ensure that our near half yearly resolution is adequate to record environmental variability, we performed another calibration exercise over the same period. Sr/Ca, as well as $\delta^{18}O$ and IGOSS SST data were interpolated to 2 points per year to allow calibration and equation (1') was produced.

Sr/Ca (mmol/mol) = -0.0528*SST (°C) + 10.224 r = 0.51 (1').

Comparison with monthly resolution calibration on the same core displays a good agreement in the equation terms. Moreover, by comparing monthly to half yearly resolution data, we calculated a 19% loss of the geochemical seasonal variability.

Notwithstanding the value of r, and given the similarity of equations (1 and 1') and the loss of seasonal variability when applying half yearly resolution, we conclude that temperature signal is well recorded by Sr/Ca with our low frequency resolution.

4.1.2 Validation

Once a calibration equation is obtained, it is necessary to validate it against an independent SST data set, preferably on an earlier period [*Crowley et al.*, 1999]. We chose

Kaplan reconstructed SST data set [*Kaplan et al.*, 1998], a 5° by 5° grid of monthly anomalies from 1856 to present. We selected this data set for various reasons. Its low spatial resolution will indicate whether our coral is representative of a large area. It is also a long record, even if the first decades of the reconstruction must be carefully interpreted due to the potential bias of observations available during this period. Lastly, this data set has been validated in a model study to predict ENSO [*Chen et al.*, 2004]. In Figure 4, reconstructed anomalies of SST using Sr/Ca coral ratios and equation (1) are compared to SST data from [*Kaplan et al.*, 1998]. It is conspicuous that our reconstructed data fall within the range of regional scale variability, described by Kaplan's data. Over the 1856-1992 period, the two curves differ by 0.44°C (mean of differences in anomalies). A relevant feature is the larger variability of the coral record. This could be explained by differences between a local record and a regional one, which smoothes the climatic signal. We also compared our results with instrumental South Pacific air temperature data from the New Caledonia area over the 1911-1990 period [*Salinger*, 1995]. Our warming trend for SST is about 1.25°C, slightly above the 0.9°C found by Salinger for air temperature. A comparison between air temperatures and IGOSS SST over the last 20 years reveals that sea water is warming more rapidly than air temperatures at Ile des Pins. This could explain at least part of the 0.35°C discrepancy. The correlation coefficient found is lower than in previous publications (see [*Corrège*, 2006] for recent compilation of Sr/Ca = f (SST) equations) and twice/year sampling has been shown to bias the estimate of total variance of the real mean [*Quinn et al.*, 1996]. However, the goal of this study is to study interdecadal cycles and we conclude that Sr/Ca at Ile des Pins could be used as a paleothermometer to study trends and frequency domain fluctuations.

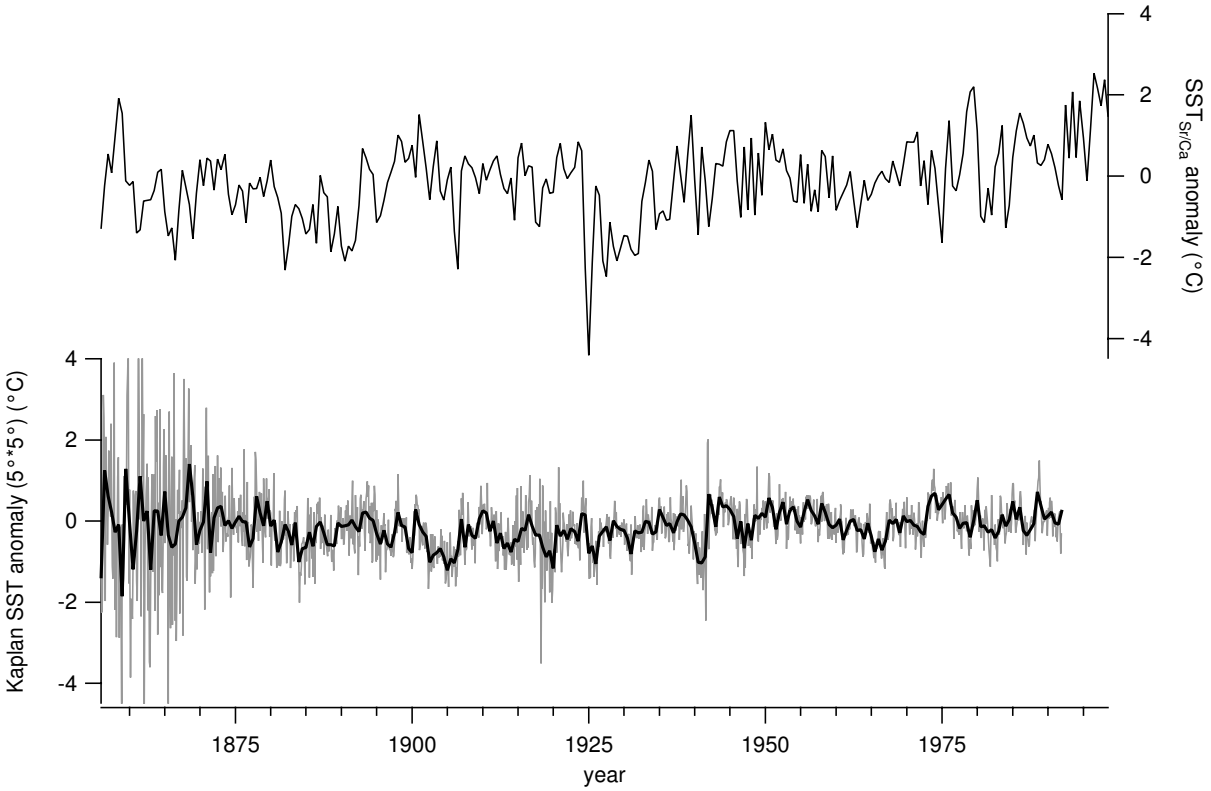


Figure 4: Validation of reconstructed SST. SST anomalies reconstructed from Sr/Ca ratios using equation (1'), on top, are compared to Kaplan et al SST anomalies (grey, monthly resolution and black, 6-months mean). Kaplan's data are 5°*5° gridded data. Despite some discrepancies (see text for further comment), relative good agreement prevails between the curves, indicating that coral SST reconstructions might be considered as regionally significant.

4.2 SSS

4.2.1 Calibration

Despite the large uncertainties associated with paleosalinity reconstructions [*Rohling and Bigg*, 1998; *Schmidt*, 1999], we attempted to quantify past salinity variations from our coral core. Although $\delta^{18}O$ is primarily driven by SST variations [*Weber and Woodhead*, 1972], it actually reflects a mixed influence of SST and $\delta^{18}O$ sea water ($\delta^{18}O_{sw}$). In surface waters, the latter responds primarily to change in the Precipitation/Evaporation ratio, and can therefore be linked to SSS. In previous studies of New Caledonia corals, $\delta^{18}O$ was shown to be only slightly influenced by $\delta^{18}O_{sw}$ due to small SSS variations [*Ourbak et al.*, 2006b; *Stephans et al.*, 2004]. At our study site, in the southern part of the New Caledonia archipelago, water samples were taken weekly over a three months period to monitor SSS changes. At Ile des Pins, SSS and $\delta^{18}O_{sw}$ show a greater variability than in other coring sites (Amédée, Uitoé, see Figure 1). Ten water samples taken at Ile des Pins indicate that SSS

variability is 2.7 times stronger there than at Uitoé over the same time period. This observation is in agreement with the recent description of well defined SSS fronts south of Ile des Pins (Auzende et al., 1999). Therefore, in contrast to Amédée and Uitoé sites, we expect that SSS variations at Ile des Pins will be strong enough to be discernible in our coral record.

We first looked at the relationship between monthly $\delta^{18}O$ and SSS data over the 1986-1996 period [*Gouriou and Delcroix*, 2002]. We found the following equation (2) with a significantly correlation between the two parameters, indicating that SSS has indeed a strong imprint on the $\delta^{18}O$ signal (Figure 3).

$\delta^{18}O$ (‰) = 1.194 (±0.119) * SSS (psu) - 46.559 (±4.249) r=0.69 (2)

Following previous methods [*Gagan et al.*, 1998; *McCulloch et al.*, 1994; *Ren et al.*, 2003], we then used coral Sr/Ca as a SST proxy (eq. 1) to deconvolve the $\delta^{18}O$ signal and determine a residual $\delta^{18}O$, independent from SST and only influenced by $\delta^{18}O_{sw}$. Considering the link between SSS and $\delta^{18}O_{sw}$, we developed a multivariate approach to obtain a salinity signal. We added monthly SST reconstructed from Sr/Ca (noted $SST_{Sr/Ca}$) as a new variable into equation (2) to obtain following bivariate regression:

$\delta^{18}O$ (‰) = 1.115 (±0.111) * SSS (psu) - 0.045 (±0.010) * $SST_{Sr/Ca}$ (°C) -42.612 (±3.996) r=0.75. (3)

4.2.2 Verification of the method

Unfortunately, long SSS time series are not available in our area. Thus, it is not possible to perform a classical validation exercise. We can nevertheless test the equations 2 and 3 on half yearly samples and calculate the limits. Linear regression (equation (2)) gives SSS reconstructed that have a 0.12 psu mean offset compared to the 1969-96 in situ gridded SSS data, with a stronger variability in extrema. On the contrary, for multivariate regression (equation (3)), SSS are reconstructed with only 0.004 psu difference in the mean, and extrema are in the same range (±0.060 psu, Figure 5). One should note however that, with the multivariate regression, a maximum 0.5 psu difference is sometimes found, which is more than 50% of uncertainty compared to the last 30 years SSS variability. When comparing partial derivatives (also called temporal gradients) of in situ and reconstructed SSS series, although inharmonious parts, rather good agreement is found between the series. Reconstructed SSS variations are essentially synchronous with instrumental SSS (Figure 5).

Knowing that our method is not as precise as paleoSST reconstructions, this multivariate approach enables us to document trends and shifts of paleosalinities over the last centuries.

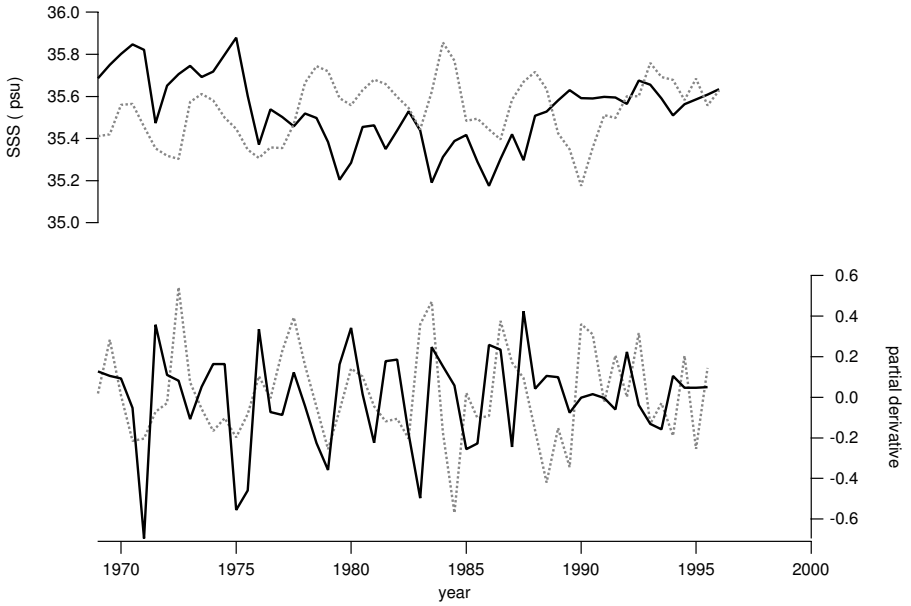


Figure 5: Top: Comparison between gridded in situ SSS (grey) [*Gouriou and Delcroix*, 2002] and SSS reconstructed with multivariate technique (black, equation (3)). Bottom: partial derivatives of SSS series shown on top. Partial derivatives, or temporal gradients, are an index of synchronicity of changes (see [*Ourbak et al.*, 2006b]).

4.3 Isotopes, Trace elements and environmental reconstructions over the last centuries

Figure 6 shows $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and Sr/Ca variations over the whole core at near half yearly resolution. $\delta^{13}C$ measurements ranged from -3.43 ‰ to 0.67 ‰, with a mean of -1.17 ‰ ($\delta^{13}C$ interpretation is presented in a separate paper, (see [*Ourbak et al.*, submitted]). $\delta^{18}O$ measurements ranged from -4.78 ‰ to -3.17 ‰ and Sr/Ca from 8.79 mmol/mol to 9.23 mmol/mol. Mean values are -3.98 ‰ and 8.99 mmol/mol, respectively. Hanning filters were applied (29 points window to emphasize periodicities higher than 7 years) and are also shown on Figure 6. Sr/Ca shows a well-marked decreasing trend averaging -0.02 mmol/mol per century and equivalent to a warming of about 1.7°C over the past 500 years. $\delta^{18}O$ also exhibits a trend towards negative values (indicative of warmer and/or fresher conditions), averaging-0.03 ‰ per century. These trends are modulated by interdecadal to centennial variability, particularly for $\delta^{18}O$ (Figure 6).

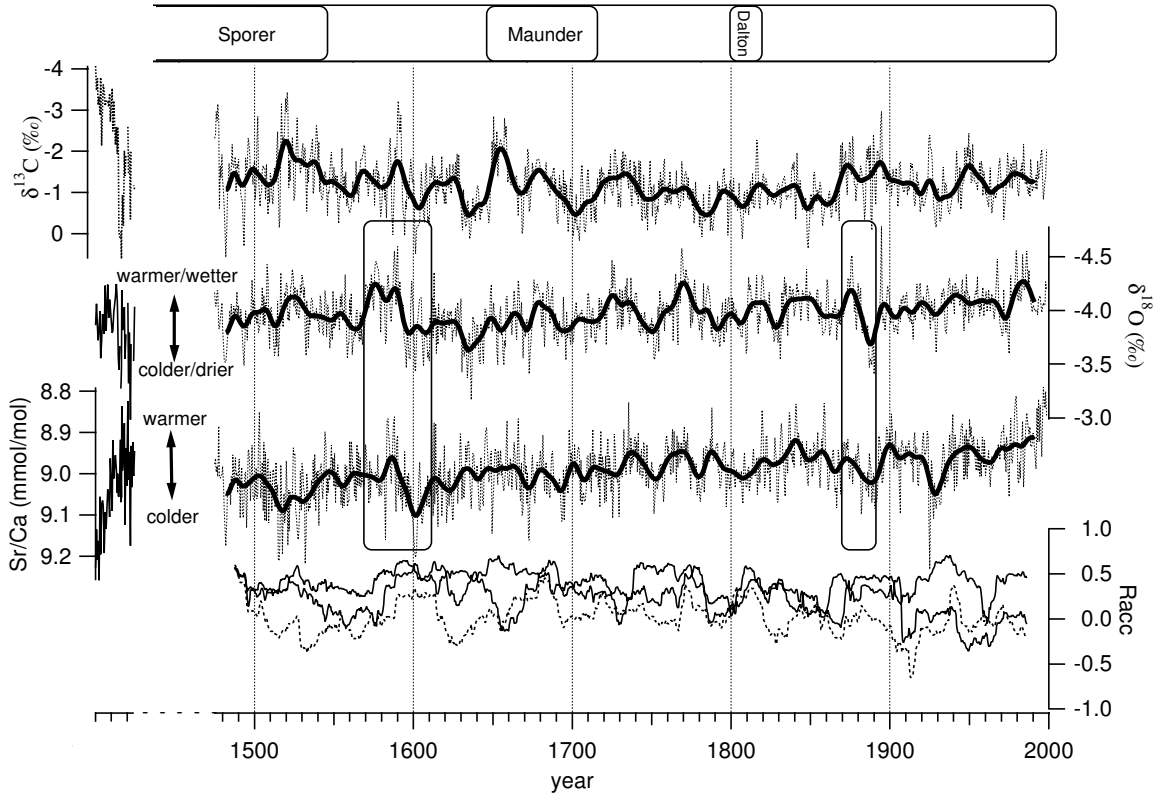


Figure 6: Geochemical proxies in a *Porites sp* from Ile des Pins and running average correlation coefficients (racc). Half yearly $\delta^{13}C$ (dotted line), $\delta^{18}O$ (grey) and Sr/Ca (black) variations. Hanning filter data are also shown in order to emphasize interdecadal variability (bold lines). On the left side, data represent time of settlement of coral, undated. The two boxes represent time periods of particular interest detailed in the text. Bottom: racc between the geochemical proxies ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and Sr/Ca). Racc ($\delta^{18}O$ -Sr/Ca) is black line while racc ($\delta^{13}C$ -Sr/Ca) is in dotted black, and racc ($\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$) is in grey.

Running averaged correlation coefficients (racc thereafter) inform of alternating phase and anti phase patterns between the three proxies (Figure 6). In other terms, positive racc reveal periods when interdecadal modes temporally align between each others (see [*Linsley et al.*, 2004]). They reveal that $\delta^{18}O$ and Sr/Ca are almost always positively correlated (racc on raw data over a 25 years window range from -0.01 to 0.70. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ covary, but with strong racc variability, sometimes positively correlated while anti correlated a few decades later. Finally, a clear link is difficult to establish between Sr/Ca and $\delta^{13}C$, racc range from -0.65 to 0.60.

Over the entire record, SST reconstructed from Sr/Ca using equation (1') range from 18.8 to 27.1°C, with a mean of 23.3°C (Figure 7). The warming trend estimated at 1.7°C over the whole period is modulated by alternations of warm and cold phases on an interdecadal timescale. The amplitude of these modulations is ~1°C on average, but can occasionally reach ~3°C on unfiltered data.

Figure 7 also shows the SSS reconstructed from equation (3) together with the modern SSS range according to Gouriou and Delcroix [*Gouriou and Delcroix*, 2002]. Reconstructed SSS values range from 34.9 to 36.3 psu, with a mean value of 35.6 psu. Two distinct trends are visible from the record.

Since the mid 17th century, SSS decrease towards present day values with a sometimes strong multidecadal modulation. Major freshening episodes occurred just after 1635 and after 1890. Between these, from 1690 until 1890, SSS oscillated with a strong interdecadal to multidecadal variability around a mean value of 35.6 psu. Since 1890, this modulation has been subdued and the freshening has been more regular. From 1475 until ~1635, SSS slightly increase and reach the highest value of the whole series in 1635. This trend is interrupted by a freshening episode between 1568 and 1588, when SSS decreased by ~0.7 psu before increasing again by ~0.8 psu between 1590 and 1598.

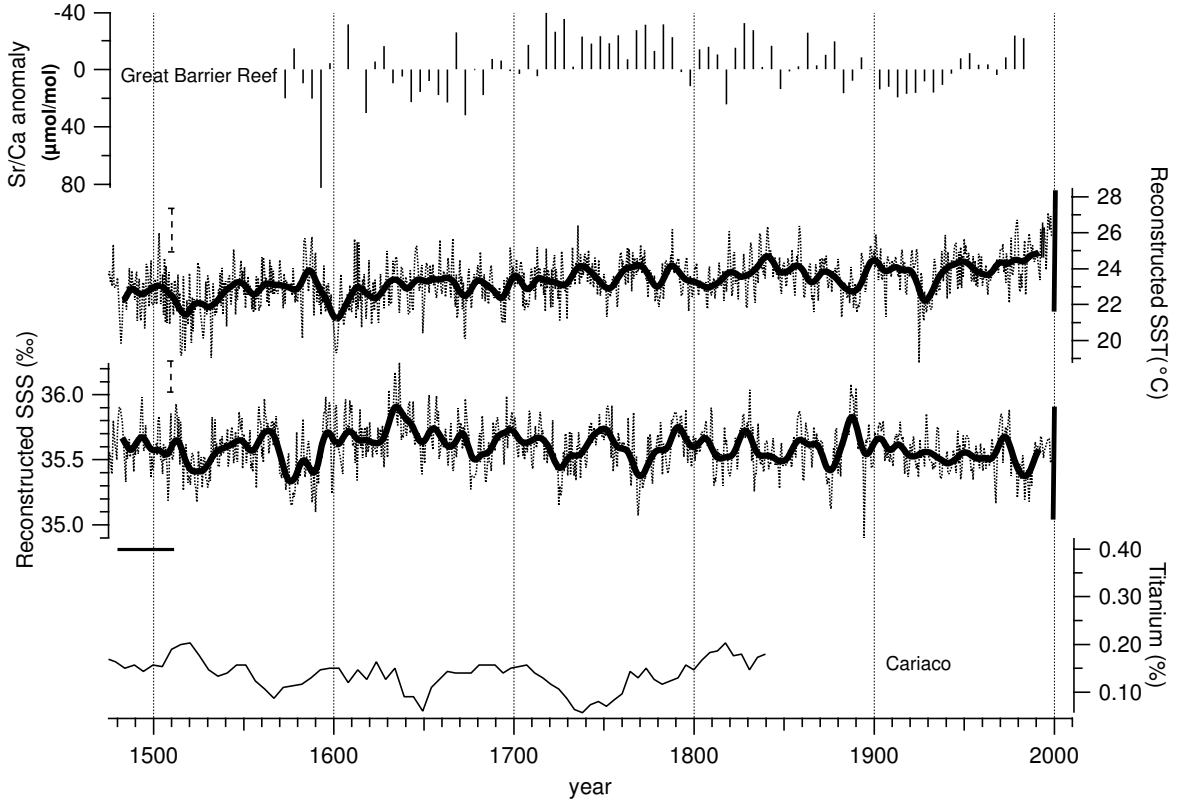


Figure 7: Sr/Ca anomaly from pentannual Great Barrier Reef composite record [*Hendy et al.*, 2002]. Half yearly reconstructed SST using Sr/ca data and equation (1'), in grey. Reconstructed SSS with multivariate regression (equation (3), using reconstructed SST) in black. For SST and SSS: thick lines represent a 29 points Hanning filter which emphasizes periods stronger than ENSO. Grey lines, on the right indicate modern SST and SSS variability and dashed lines, on the left, representing maximal discrepancy found for calibration interval are reconstructions incertitude index. Titanium (%) from Cariaco basin (Venezuela coast) provides a direct measure of rainfall and runoff [*Haug et al.*, 2001]. Note that scale is inverted to compare with reconstructed SSS at Ile des Pins. Chronological incertitude at the bottom of the core is also shown**.**

4.4 Spectral Analyses

A cross-spectral analysis (not shown here) was performed with the Analyseries software [*Paillard et al.*, 1996] on both SST and SSS derived from geochemical proxies. Spectrum was computed from detrented time series using a Bartlett window with 95% confidence interval. It reveals several coherent spectral bands. In the interannual frequency domain, several peaks ranging from 3.2 to 6.7 year-period are found. In the interdecadal band, two major frequency bands are recorded, the first one around a 17-20 year period, and the second one, less powerful, centred on a 12 year period. At lower frequency, we also found a 28 year period and a large peak around a 65-90 year period.

To go into further details, we performed wavelet analyses using the Torrence and Compo software [*Torrence and Compo*, 1997]. This technique establishes evolution pattern of periodicities within a time period (Figure 8).

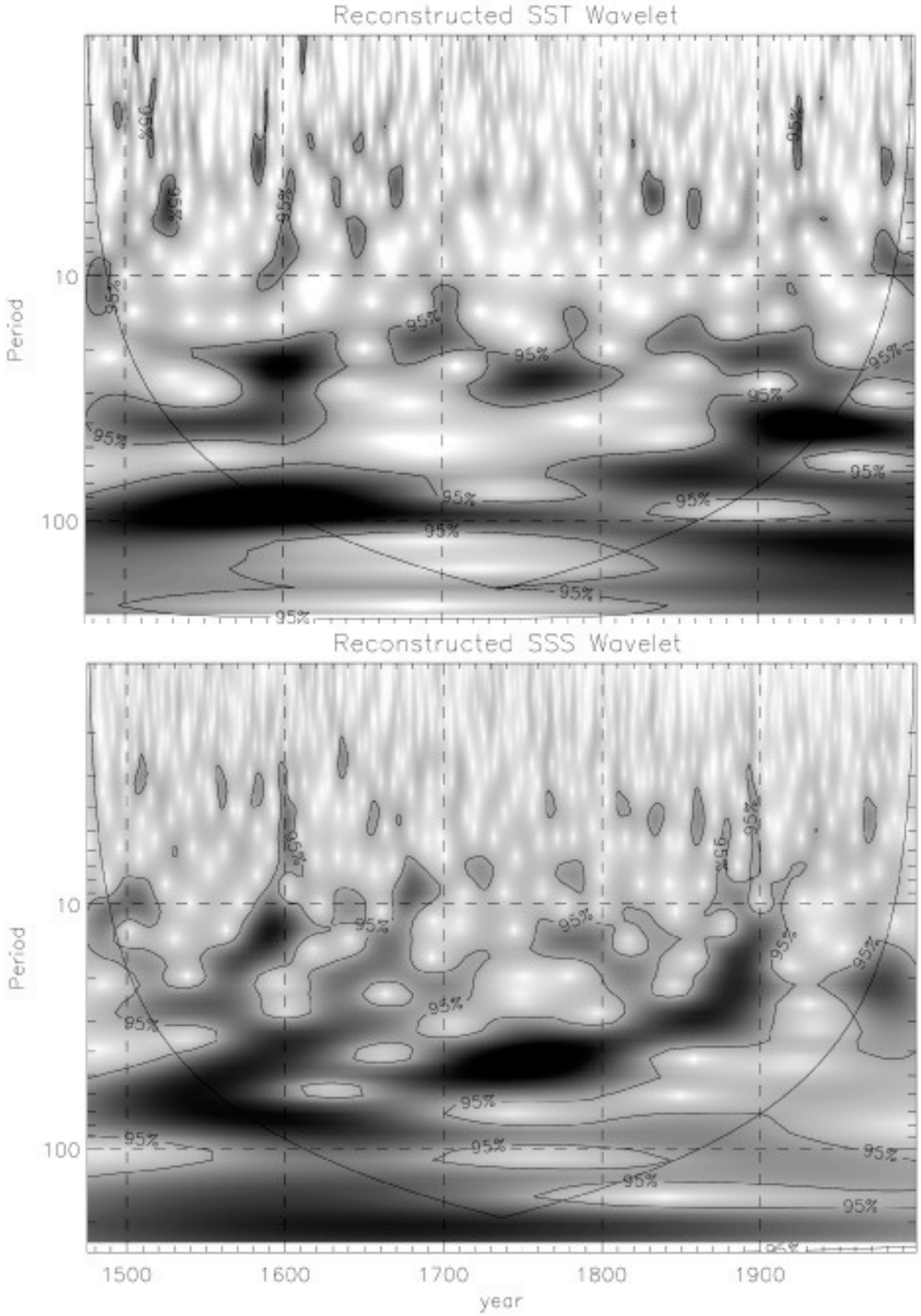


Figure 8: Wavelet amplitude maps with cone of influence (smooth curve) and significance level contour for 95%. Ile des Pins SST reconstructed is on the top while SSS reconstructed is on the bottom. Strong interdecadal and multidecadal periodicities are seen together with sparse interannual periodicity.

For the SST spectrum, signals are sporadic in the interannual band period. SST spectrum reveals several time periods when interdecadal fluctuations are particularly active. This is clearly visible around 1600 A.D., during most of the 1700's and during the 20th century. Lower frequency variability of SST (i.e. with a period greater than 30 years) is strong during 16th and 17th centuries for two frequency bands (30-50 year period and 50-100 year period). The latter band then diminishes in intensity. The 19th and 20th centuries have also strong multidecadal signals centred on 65 and 40 years. Figure 8 seems to reveal a change from low frequency band evolving towards higher frequency in the multidecadal band.

Figure 8 also reveals a clear pattern for the SSS spectrum. In the interannual band period, only a few time slots denote significant signals. One could note, for example, a strong interdecadal signal around 1600 A.D which is also present in the SST spectrum.

Interestingly, during the "18th century recovery" [*Crowley*, 2000] slight interannual variability is detected for SSS, while no signal appeared for SST (at 95% confidence level). Climatic scheme was completely different at this time with low interannual variability and strong multidecadal variability, particularly powerful for SSS. The multidecadal SSS signal shows an increase of frequency from the mid 1750 until the beginning of the 20th century. Then, there is no characteristic period during most of the 20th century except around 20 year period since 1940.

5 Discussion

5.1 Climatic trends and variability

-SST

The PDO (Pacific Decadal Oscillation) represents a spatial and temporal variability of North Pacific SST, sometimes described as a long-lived El Niño-like pattern of Pacific climate variability [*Mantua et al.*, 1997; *Zhang et al.*, 1997]. In our area, the IPO term (Interdecadal Pacific Oscillation) is more appropriate. IPO could be defined as the quasi-symmetric Pacific-wide manifestation of the PDO and has an important impact on the Australian region [*Folland et al.*, 2002; *Power et al.*, 1999]. Other authors refer to Pacific Decadal Variability (PDV) for a basin wide phenomenon originating in the tropics [*Evans et al.*, 2001]. For the rest of the study, we will use the common PDO terminology for interdecadal phenomena, as the most studied and understood yet. In a previous study focussed on the 20th century, Ourbak et al (2006a) have shown that interdecadal shifts characteristics of

PDO and IPO, respectively the 1924-1947, 1947-1976 and 1976-to-present oscillations are recorded in our New Caledonia coral. Major shifts recorded in our coral revealing changes in SST trends are situated around 1520, 1580-1600 and 1925 although many more shifts can be noted (figure 7).

One could also note that during the 1610-1750 period interdecadal SST variations are really reduced in amplitude. This period is in the heart of the Little Ice Age (LIA, AD ~1400-1850, [*Bradley and Jones*, 1993]) and encompasses the Maunder minimum which has been shown to affect $\delta^{13}C$ signal in this core [*Ourbak et al.*, submitted].

Interesting results were obtained by $\delta^{18}O$, Sr/Ca and U/Ca analyses at the neighbouring site of Amédée Lighthouse [*Corrège et al.*, 2001; *Quinn et al.*, 1998]. Firstly, when comparing Amédée SST reconstructions from $\delta^{18}O$ [*Quinn et al.*, 1998] and Ile des Pins SST reconstructions, a rather good agreement is found between the common 1658-1900 period against the 20th century average (0.3°C versus 0.4°C). But when focusing on particular periods, some shifts in our coral are not recorded in Amédée $\delta^{18}O$. The difference of localization (outside the eastern barrier and inside the western lagoon of New Caledonia) and the ~100 km distance between the two sites (Figure 1) introduce little climatic differences which could explain some discrepancies. These disagreements exist and denote a potential limit of coral reconstructions. Secondly, using Sr/Ca and U/Ca analyses at Amédée lighthouse, Corrège et al (2001) found a 1.4°C cooling during the 1701-1761 period compared to the last 30 years. In our core, between 1701 and 1761, SST are on average 1.35°C lower than during the last 30 years. It attests the reliability of neighbouring coral records for this specific period. Secondly, it denotes the ambiguity and the caution we have to use the LIA terminology (AD ~1400-1850) as discussed by several authors (e.g. [*Bradley and Jones*, 1993; *Jones and Mann*, 2004]). Other cores in the tropical Pacific have recorded 18th and 19th centuries warmer than the 20th century [*Hendy et al.*, 2002; *Linsley et al.*, 2004]. The so called LIA has not been homogeneous and had different effects throughout the southern tropics.

-SSS

We have noted rare time periods when Sr/Ca and $\delta^{18}O$ are in phase. In our study area, instrumental SST and SSS are not well correlated (r=0.23). Therefore, the discrepancy between Sr/Ca and $\delta^{18}O$ could be interpreted as the result of salinity changes.

From the bottom of the core to the more recent period, our SSS reconstructions could be divided in four parts. Our coral is the first long enough to record a ~120 years period with an increasing SSS trend between ~1520 and 1640. After 1640, our record demonstrates that a progressive freshening has taken place in different phases in southern New Caledonia. Our

reconstruction indicates that a first freshening appeared from 1640 to 1760. Then alternative phases of interdecadal increase and decrease of SSS prevailed without any marked trend before 1890. Finally, another salinity change occurred at the end of the 19th century (from 1890 until the end of the record). This freshening has been also documented in several coral cores in or close to the Coral sea [*Corrège et al.*, 2004; *Druffel and Griffin*, 1993; *Hendy et al.*, 2002; *Quinn et al.*, 1998; *Quinn et al.*, 1993].

When regarding peaks of salinity, especially high SSS values, an interesting comparison could be done with Cariaco basin. Haug et al [*Haug et al.*, 2001] have recently attributed regimes of precipitation and ITCZ position to Ti concentration in Cariaco's sediment. Their results show three majors peaks, indicating low precipitation in 1567, 1649 and 1738-1752. It falls within incertitude to some of the major SSS maxima found in our coral in 1560, 1636 and 1752 (figure 7). It could also indicate a phase lag for these peculiar dry periods. These peaks denote strong teleconnections between convergence zones (ITCZ and SPCZ).

-General Trends

Sea surface salinity variations are due to atmospheric and/or oceanic processes. For exemple, periods of freshening could be attributed to increase of precipitation, decrease of evaporation, or a combination of the two processes. It could also be due to a fresher water mass advection. Comparing Great Barrier Reef coral records to Quelccaya ice core [*Thompson et al.*, 1986] and models [*Rind*, 1998], Hendy et al (2002) have attributed the most recent salinity shift (i.e. ~ since 1870) to large scale changes in tropical atmospheric circulation. For these authors, a decrease of wind speed after the LIA, meaning decrease of evaporation may have lead to absence of sea water and coral ^{18}O enrichment compared to LIA situation. The atmospheric hypothesis proposed by Hendy et al seems to be expressed in our core since we also observe a general freshening trend since ~1890, and to a lesser extent, since ~1635. In addition to this atmospheric hypothesis, an oceanic hypothesis could be proposed. Despite strong rainfall influence on $\delta^{18}O_{sw}$, advection of water masses with contrasting salinity can also influence $\delta^{18}O$ records [*Cole*, 2003]. Ile des Pins belongs to such strong salinity contrast area [*Auzende et al.*, 1999].

The first striking SSS variation appeared after ~1520. The SSS enrichment between ~1520 and 1635 could be partly driven by oceanic currents. Two waters masses could have been the origin of such high salinity waters. According to Donguy and Henin (1977), nowadays only waters from south of the Coral Sea and from high evaporation region centred in Central Pacific are candidates. This result is also deduced by SSS climatology based on

observations over the 1900-1992 period [*Levitus et al.*, 1994]. High SSS reconstructions (figure 7) if primarily driven by oceanic currents should imply an increase of the strength of STCC and/or a reduction/modification of the SEC and the Vauban current. Nowadays, the branch of the SEC which reaches New Caledonia carrying high SSS from central Pacific pass through low salinity waters in the SPCZ (i.e. zone of high precipitation [*Vincent*, 1994]). During 1520-1635, our result show mostly warming associated to salt enrichment. Ile des Pins coral indicates that the oceanic conditions were completely different compared to nowadays and that the SEC was not the predominant current. A reduction of SPCZ intensity or the migration of this area might have happened during most of the 1520-1635 period. Alternatively, a southward displacement of the large scale anticyclonic gyre axis is proposed as warm and salty waters shown should have directly come without passing by the SPCZ.
During the early part of the record, there is also a particular period between 1590 and 1610 when coral Sr/Ca data reveal enrichment in salt that happened together with cooling, denoting with the global warming trend observed for the 1520-1635 period (figure 7). STCC current is a good candidate during this peculiar period as it is characterized by cold waters [*Vega et al.*, 2005]. Intensification of the STCC could have contributed together with a corollary decrease of the SEC. Today, the import of relatively cold water from the east due to anomalous westward transport is related to southerly wind anomalies and consistent with an El Niño scenario [*Delcroix and Lenormand*, 1997], see section 5.4.

For the first freshening period (from ~1635 to 1760), oceanic influences might have been different. Henin et al. (1984) have shown that nowadays, whatever the winds (trade winds from South-East or West winds from Tasman Sea), the South East Vauban current, is always active next to New Caledonia (Figure 1). It brings fresh waters [*Henin and Cresswell*, 2005] from the Vanuatu region. Our hypothesis is that the Vauban current with its actual strength and physical properties might have been (re)established in the vicinity of New Caledonia since this period. It could be due to a southward displacement of the anticyclonic gyre, giving a “SEC-equivalent” but with a southern position.

After this freshening, alternative phases of interdecadal increase and decrease of SSS should reveal confrontation of the two oceanographic systems, i.e. the Vauban current probably supplied via the SEC and the STCC. It is in agreement with several multi sites and multiproxies studies which have proposed a more complex interdecadal variability in the 1800’s compared to the last century [*Evans et al.*, 2001; *Labeyrie et al.*, 2003; *Linsley et al.*, 2004].

Since 1890's, the same explanation as for the first freshening could be adapted, as SST and SSS reveal the same pattern. It could reflect a predominance influence of the Vauban current compared to the STCC, in addition to the atmospheric hypothesis proposed by Hendy et al (2002). Similar freshening has been also documented in several coral cores in or close to the Coral sea, attesting for a large "freshening event" during this period [*Corrège et al.*, 2004; *Druffel and Griffin*, 1993; *Hendy et al.*, 2002; *Quinn et al.*, 1998; *Quinn et al.*, 1993].

5.2 Spectral analyses and climate variability.

Interannual frequency band

In the interannual band, SST and SSS periods found with cross spectral analyses show ENSO related frequencies (3.2 to 6.7 years). Wavelet analyses reveal a few time periods where ENSO-like signal is recorded in our coral, for example during the 1570-1680 period (see 5.5). This period falls within the 1570-1740 period which has been shown to contain some of the most severe ENSO in History [*Grove and Chappel*, 2000]. Near half yearly resolution, although not intended to study interannual variability shows that particularly active ENSO phenomena could be recorded in our coral.

Interdecadal frequency bands

For lower frequencies, coral cycles as revealed by spectral analyse could be compared with solar cycles. Indeed, typical solar cycle periods are 11, 22 and 90 years of periodicity (called respectively Schwabe, Hale and Gleissberg cycles, e.g. [*Thuillier*, 2001]). This result is partly consistent with SST wavelet spectrum which shows that there are three periods where periodicities are minimum in the 20-30 years band: at the beginning of the signal (1520-1570), during the 1650-1720 period and the beginning of the 19^{th} century. These periods are close to known low solar activity periods: the Spörer (~1450-1550), the Maunder (1645-1715) and the Dalton (1800-1820) minima, suggesting a possible link between solar activity and interdecadal (20-30 years) SST signals in the South West Pacific. It seems that our coral, like others (see [*Dunbar et al.*, 1994] study in Galapagos), reacts to modulations of solar forcing (see also the potential solar impact on the $\delta^{13}C$ of this core [*Ourbak et al.*, submitted]). Indeed, scleractinian coral skeleton is edified by biological activity of polyps in symbiosis with photosynthetic zooxanthellae [*Veron*, 2000] and thus could be potentially affected by change in solar activity.

When looking closely to the present day temporal variability of the PDO, which is characterized by persistence on the order of 20 to 30 years, one could also note that well developed patterns are clearly visible in our core. Clear SST interdecadal signals are found particularly around 1550-1650, from ~ 1720 to the beginning of the 19th century and during the end of the 19th and the 20th century.

The absence of a clear signal during most of the 1800's is consistent with a study based on tree rings and coral data from around the Pacific Ocean [*Gedalof and Smith*, 2001] which suggests that the PDO was not an important mode of variability over much of the 19th century. Linsley et al (2004), from central and west Pacific corals, and D'arrigo et al (2001), based on North American tree rings reached a similar conclusion. The present work points out to other periods of dampened interdecadal variability, such as the beginning of the 16th century and the second half of the 17th century (figure 8).

According to our coral, a PDO-like temporal pattern in the south west Pacific has been operating since at least 1550. Indeed, wavelet analyse shows similarities between 1550-1640 and the 20th century. Our coral thus confirms the long term interdecadal to multidecadal climatic variability over the Pacific [*Cole et al.*, 2000; *D'Arrigo et al.*, 2001; *Jacoby et al.*, 2004; *Linsley et al.*, 2000; *Urban et al.*, 2000] that has been present for at least five centuries in New Caledonia.

5.3 Abrupt shifts and ENSO-like variability

During the 1570-1610 period, SST and SSS variability is particularly strong compared to modern one. We must therefore ask ourselves whether this is real, or whether early diagenesis could be responsible for it. Diagenesis in *Porites* is believed to affect both Sr/Ca and $\delta^{18}O$ [*McGregor and Gagan*, 2003; *Muller et al.*, 2001] and we haven't recorded the same range of change in Sr/Ca and $\delta^{18}O$. Furthermore, as proposed by Quinn and Taylor (2006), we carried verification through X radiograph and geochemical cross-plots ($\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$, see [*Ourbak et al.*, submitted]), which comfort us for the absence of early diagenesis over the whole core and particularly over periods showing large SST changes. Ruling out any geochemical artefact, we attributed SST and SSS changes to abrupt climatic shifts.

Using tree rings, [*Cook*, 2000] has shown that the 1572-1593 period constitutes the most severe drought within the last 800 years in south-western United States. Tree rings studies also demonstrated that drought touched the east coast of the United States and that 1587-1589

was the driest period of the past 700 years [*Stahle et al.*, 1998]. Cole et al (2002) demonstrated a link between multi year La Niña and persistent drought over United States over the last 300 years. In South America, based on several sources, Cioccale reported droughts in Santa Fe province (Argentina) in the first years of the 1590 decade, which are correlated with central Andes (Peru) [*Cioccale*, 1999]. In Mexico, winter precipitations anomalies denote mega droughts in the mid late 16^{th} [*Cleaveland et al.*, 2003]. All these phenomena are today linked to La Niña events.

On the opposite, on Eastern island, disappearance of forests has been interpreted as "resulting from major climatic event, perhaps a prolonged drought" during the 1590-1610 period [*Orliac*, 2000]. Nowadays droughts in Eastern Island are linked to El Niño. Finally, ice core evidences from Peru and China show a "rapid alternation of the climate or environmental conditions occurring around 1590" [*Thompson*, 1992].

They are increasing evidences which illustrate that the 1570-1610 period was very peculiar in term of climate variability all around the world, with more frequent shifts between extreme climate events during this period known as the culmination of the LIA [*Lamb*, 1965]. In the Pacific Ocean, there are evidences on the eastern side to attest for atypical, strong variability. Our record is believed to be the first one from the west Pacific with sufficient resolution to complement and attest for a basin-wide phenomenon. Interestingly, Hendy et al (2002) also found significant Sr/Ca, U/Ca and $\delta^{18}O$ anomalies before 1600 but their 5 year resolution does not allow them to support any link to ENSO variations (see figure 7). Nevertheless, Hendy et al results from the Great Barrier Reef tend to confirm a very intense climatic phenomenon in the western Pacific basin.

To sum up, strong La Niña-like conditions from approximately 1568 to 1590 are attested by severe climatic perturbations affecting several sites in the west coast of Americas and New Caledonia. Based on works on historical records, 1578 is the first well documented (very) strong El Niño event [*Ortlieb*, 2000; *Quinn et al.*, 1987]. It is a huge climate shift in the so called La Niña-like conditions. Then, a long El Niño-like period followed from 1590 till 1610, as seen in Eastern Island and New Caledonia (Figures 6 and 7). According to SSS, these peculiar events could have lasted until 1640. Indices described here attest for one of the major ENSO phenomena over the last five centuries. All proxies noted above give coherent information. Also of particular interest is the archive-based chronology of El Niño by Grove and Chapell (2000). Based on several sources (India, Pacific coast of South America, Vietnam and southern Europe) they have found a climax of El Niño-related phenomena in 1596, confirming the strong El Niño found by Ortlieb (2000).

They are multiple evidences to propose such a conceptual model which explains the set of informations given above. We argue that the 1570-1610 changes are a conjunction of two forcing affecting geochemistry of corals.

First, solar radiative forcing was very peculiar at this time, as attested by a reconstruction using a "midrange" estimate of solar irradiance history based on Be^{10} cosmogenic evidence [*Mann et al.*, 2005]. Since about 1400, tropical solar forcing had been very low, including the lowest values over the past millennia. The radiative forcing started to increase at about 1560. As more energy reached into the tropics, the excess heat was dispatched to high latitudes and atmospheric circulation (the Hadley cell notably) was reinforced. Wind strength increased strongly and brought favourable conditions to set up strong La Niña conditions. To balance this event, its corollary, El Niño, could have started a few years after. By this simple conceptual model, involving changes in solar intensities received by the tropics, we could explain not only our coral result but also a few others high resolution records from the East side of the Pacific.

In addition to solar forcing, one has to notice that several volcanic eruptions happened near 1600's. The Huynaputina eruption (Peru) in 1600, which had a global impact, was recorded in both northern and southern hemisphere ice cores [*Ammann and Naveau*, 2003; *de Silva and Zielinski*, 1998], and in tree rings [*Briffa et al.*, 1998]. In addition five eruptions in Japan in 1600 and several other eruptions in the previous and following years have been recorded in Indonesia, Peru, Japan and Vanuatu (Smithsonian Catalogue, [*Simkin and Sibert*, 1994]). Volcanic forcing therefore could potentially have affected our coral record by lowering SST. Crowley et al (1997) reached a similar conclusion with Amédée coral (New Caledonia).

The two previous factors have played a role in ENSO dynamic and our coral record of the ENSO is in good agreement with the model study conducted by [*Gischler et al.*, 2005] about volcanic and solar forcing of ENSO. Despite near half yearly resolution smoothing interannual signals, strong ENSO phenomena are recorded in our core.

5.4 La Grande Révolte Kanaque and the 1870-1890 decades

Based on coral records, Bagnato et al (2005) have shown that the 1870-1890 decades present a relatively coherent signal throughout the South Pacific. In New Caledonia, this period has one very famous historical foot print, because in 1878 local people, the Kanaques, have revolted against French settlers in what was called: "La Grande Révolte Kanaque". In

our coral, in 1878, SSS were only slightly higher than normal, but we can see on Figure 7 that a first 0.9 psu increase from 1875 until 1890 is followed by an abrupt freshening (1.1 psu in four years). In term of SST, it coincides with a cooling signal, followed by a warming one.

First, the very strong 1877-1878 El Niño [*Ortlieb*, 2000] could have lead to cold and dry conditions in New Caledonia. Secondly, the eruption of Krakatau in 1883, recorded in coralline isotopes in New Caledonia [*Crowley et al.*, 1997], might have amplified the cooling, which, according to Ile des Pins coral proxies, have lasted until 1890. Moreover, after this cool and dry phase, two intense La Niña in 1890 and 1892 (some of the highest negative values of Niño3.4 index over the 1870-1972 period (source Climate Diagnostics Center)) could in a part explain the warming and freshening shift in New Caledonia. Several coral cores in the area have also recorded this decadal-scale warming (Amédée Island, New Caledonia [*Quinn et al.*, 1998], and Great Barrier Reef [*Lough and Barnes*, 1997]).

For this particular period, the reliability of coral records is attested in southwest Pacific. In New Caledonia, our coral is a proof of a lack of precipitations and colder temperatures. These conditions probably played a role in crops and amplified the rebellion movement which reached its paroxysm in 1878.

5.5 Time of coral settlement

The beginning of our long record in 1475 corresponds to the first 570 cm level in the 693 cm core. Temperature reconstructions showed that this period was just following a strong cooling in Northern hemisphere (~0.3°C SST anomaly shifts happened in less than a decade, [*Mann et al.*, 1998]). According to a network tree rings data from Northern boreal forest, a cooling phase took place just before 1450 [*Briffa et al.*, 1998]. Moreover, lake sediments from the Yucatan Peninsula points to an important hydrologic change in the mid 15th century. According to Hodell et al (2005), "the period from 1453 to 1473 marked some of the lowest temperatures of the last millennium" and is consistent with historical archives of the Mayapan collapse. All these dates are within the range of our chronological incertitude at the beginning of our record. If this cold event reached New Caledonia, it might have stressed the coral. This could explain why we found confusing banding pattern before ~1475.

At the bottom of the core, there is a 23 year window with clear banding patterns that gives some crucial information on the period of coral settlement. We can see on Figure 6 that the settlement period of our *Porites* was environmentally quite different from today. During this relatively short period of time our coral recorded the SST minimum over the whole core,

together with the saltier year. *Porites sp*, at least the specimen studied here, has shown a great adaptability to hostile environment in its early life. Nevertheless, questions remain for the future of coral reef and calcifying organisms in general, 1998 has been documented in our coral to be the hottest year of the past 500 years and anthropogenic acidification of the ocean via atmospheric CO_2 might profoundly affect the geochemical structure of coral reefs [*Kleypas et al.*, 1999; *Langdon et al.*, 2003].

6. Conclusions

Our record documents climate variability over more than 500 years in New Caledonia, providing new paleoclimatic information in a key region to study ENSO-like and PDO-like variability. Results show significant variability of all proxies (Sr/Ca, $\delta^{18}O$).

Using geochemical properties of Sr/Ca and $\delta^{18}O$ contained in *Porites* coral skeleton SST and SSS are reconstructed continuously since 1475.

In addition to warming and freshening trends over centuries, particularly visible over the last century, strong low frequency climatic modulations are noted from interannual to multidecadal scales.

ENSO-like periods (3.6-7 years) together with a 12 years period, a 18-20 years period and broad 75-90 years periods are recorded. These signals are coherent with solar cycles. These arguments are corroborated by wavelet analyses over SST and SSS, which suggest that low solar activity periods strongly affects inter and multidecadal coralline cycles.

PDO-like patterns were not coherent over space and time. A similar interdecadal pattern than nowadays is recorded during 1550-1650 and 1720-1800, within chronological incertitude. Salinity increased from 1520 until a maximum around 1635, probably conveyed in part by the SEC, but with a weakened influence of the SPCZ, which could have been shut down or have migrated. Alternatively, the SEC could have migrated due to southward position of the central Pacific anticyclonic gyre. Then, a freshening occurred in three phases. It could be explained by a combination of trade wind strength and evaporation associated, happening together with change of surface water mass advection. The latter explanation might be tested for the recent decades with $\Delta^{14}C$ measurements [*Druffel and Griffin*, 1993; *Guilderson et al.*, 1998]. SST and SSS reconstructions, focusing on the 1570-1610 period, reveal that ENSO events were extremely active over New Caledonia at the end of the 16^{th} century and the beginning of the 17^{th} century. These strong La Niña/El Niño events have in fact strongly affected the Pacific basin during the 1570-1610 decades. They could be linked to

solar and volcanic activities (at least around 1600 for the latter). In relation with human being, we have found climatic indices which could partly explain the “Grande Révolte Kanaque” in 1878. Finally, for the time of coral settlement, coral has demonstrated great adaptability to extremely variable conditions but questions remain for the future of coral communities, as 1998 has been the warmest year of the last 523 years.

Acknowledgments

This project was supported by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the Programme National d’Etude de la dynamique du Climat (PNEDC). We thank J. Butscher and all the team of the R.V Alis for assistance during the coring cruise, Kunie Scuba Diving for help in water sampling. We also want to thank the ECOP team (T. Delcroix, A. Ganachaud, Y. Gouriou, F. Massia), G. Cabioch, J. Cali, J. Giraudeau, V.Hanquiez, L. Jamet, L. Ortlieb and particularly V. Marieu for their help in analyses, data, advices and constructive comments and J. Cali for filter software. This is EPOC contribution number

References.

Ammann, C. M., and P. Naveau, Statistical analysis of tropical explosive volcanism occurrences over the last 6 centuries, *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2002GL016388, 2003.

Briffa, K. R., P. D. Jones, F. H. Schweingruber, and T. J. Osborn, Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, 393, 450-455, 1998.

Cioccale, M. A., Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years, *Quaternary International*, 62, 35-47, 1999.

Cleaveland, M. K., D. W. Stahle, M. D. Therrell, J. Villanueva-Diaz, and B. T. Burns, Tree-Ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico, *Climate Change*, 59, 369-388, 2003.

Cole, J. E., Holocene coral records: windows on tropical climate variability. in *Global change in the Holocene*, edited by London, U. C., pp. 169-184, London, 2003.

Cook, E. R., Southwestern USA Drought Index Reconstruction, *International Tree-Ring Data Bank, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology*, Data Contribution Series 2000-053 (NOAA/NGDC Paleoclimatology Programm, Boulder , CO), 2000.

Corrège, T., M. Gagan, B. J.W., G. S. Burr, G. Cabioch, and F. Le Cornec, Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event, *Nature*, 428, 927-929, 2004.

Crowley, T., T. Quinn, F. W. Taylor, C. Henin, and P. Joannot, Evidence for a volcanic cooling signal in a 335-year coral record from New Caledonia, *Paleoceanography*, 12, 633-639, 1997.

de Silva, S. L., and G. A. Zielinski, Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru, *Nature*, 393, 455-458, 1998.

Druffel, E. R. M., and S. Griffin, Large Variations of Surface Ocean Radiocarbon: Evidence of Circulation Changes in the Southwestern Pacific., *Journal of Geophysical Research*, 98, 20246-20259, 1993.

Gischler, E., A. J. Lomando, S. H. Alhazeem, J. Fiebig, A. Eisenhauer, and W. Oschmann, Coral climate proxy data from a marginal reef area, Kuwait, northern Arabian-Persian Gulf, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 86-95, 2005.

Guilderson, T. P., D. P. Schrag, M. Kashgarian, and J. Southon, Radiocarbon variability in the western equatorial Pacific inferred from a high-resolution coral record from Nauru Island, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24641-24650, 1998.

Hendy, E. J., M. K. Gagan, C. A. Alibert, M. T. McCulloch, J. M. Lough, and P. J. Isdale, Abrupt decrease in tropical pacific sea surface salinity at end of Little Ice Age, *Science*, 295, 1511-1514, 2002.

Kleypas, J. A., R. W. Buddemeier, D. Archer, J.-P. Gattuso, C. Langdon, and B. N. Opdyke, Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxyde on coral reefs, *Science*, 284, 118-120, 1999.

Lamb, H. H., The early medieval warm epoch and its sequel, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37, 1965.

Langdon, C., W. Broecker, D. Hammond, E. Glenn, K. Fitzsimmons, S. Nelson, T.-H. Peng, I. Hajdas, and G. Bonani, Effect of elevated CO2 on the community metabolism of an experimental coral reef., *Global Biogeochemical Cycles*, 17, 11-14, 2003.

Lough, J. M., and D. J. Barnes, Several centuries of variation in skeletal extension, density and calcification in massive Porites colonies from the Great Barrier Reef: A proxy for seawater temperature and a background of variability against which to identify unnatural change, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 211, 29-67, 1997.

Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes, Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, 1998.
Mann, M. E., M. A. Cane, S. E. Zebiak, and A. C. Clement, Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 Years., *Journal of Climate*, 18, 417 - 456, 2005.
McGregor, H. V., and M. K. Gagan, Diagenesis and geochemistry of porites corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2147-2156, 2003.
Muller, A., M. K. Gagan, and M. T. McCulloch, Early marine diagenesis in corals and geochemical consequences for paleoceanographic reconstructions., *Geophysical Research Letters*, 28, 4471– 4474, 2001.
Orliac, C., The woody vegetation of Easter island between the Early 14th and the mid 17th centuries AD. in *Easter Island Archaeology Research on early Rapanui culture*, edited by Stevenson C.M, A. W. S., pp. 211-220, Easter Island Foundation, 2000.
Ortlieb, L., The documented Historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn record (Sixteenth through Nineteenth centuries). in *El Niño and the Southern Oscillation*, edited by Diaz and Markraf, pp. 207-295, 2000.
Ourbak, T., B. Malaizé, T. Corrège, and J. Peypouquet, Potential imprint of Spörer and Maunder solar minima on coral skeleton carbon isotopes, *Geophysical Research Letters*, submitted.
Quinn, T. M., T. J. Crowley, F. W. Taylor, H. C., P. Joannot, and Y. Join, A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D, *Paleoceanography*, 13, 412–426, 1998.
Quinn, T. M., F. W. Taylor, and T. J. Crowley, A 173 year stable isotope record from a tropical South Pacific coral, *Quaternary Science Reviews*, 12, 407-418, 1993.
Quinn, W. H., V. T. Neal, and S. Antúnez de Mayolo, El Niño occurrences over the past four and a half centuries, *Journal of Geophysical Research*, 92, 14449-14461, 1987.
Simkin, T., and L. Sibert, *Volcanoes of the World: a Regional Directory, Gazetteer and chronology of Volcanism during the last 10 000 years*, 349 p pp., Geoscience Press, Tuscon, Arizona, 1994.
Stahle, D. W., M. K. Cleaveland, D. B. Blanton, M. D. Therrell, and D. A. Gay, The Lost Colony and Jamestown Droughts, *Science*, 280, 564, 1998.
Thompson, L. G., Ice core evidence from Peru and China. in *Climate since 1500 A.D*, pp. 517-548, Routledge, 1992.
Vega, A., A. Ganachaud, and J. Lefevre, *Rapport ZoNéCo 2004: Etude et prévisions de la circulation océanique dans la ZEE de Nouvelle Calédonie: courants, upwelling le long de la pente externe de Nouvelle Calédonie et conséquences sur les ressources naturelles.*, 39 pp., 2005.
mann, C. M., and P. Naveau, Statistical analysis of tropical explosive volcanism occurrences over the last 6 centuries, *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2002GL016388, 2003.
Auzende, J.-M., R. Grandperrin, E. Bouniot, C. Henin, Y. Lafoy, B. Richer de Forges, S. Van de Beuque, and S. Virly, Marine resources of the Economic Zone of New Caledonia, *Oceanologica Acta*, 22, 557-566, 1999.
Bagnato, S., B. K. Linsley, S. S. Howe, G. M. Wellington, and J. Salinger, Coral oxygen isotope records of interdecadal climate variations in the South Pacific Convergence Zone region, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, doi:10.1029/2004GC000879, 2005.
Beck, J. W., R. Edwards, E. Ito, F. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot, and C. Henin, Sea surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios, *Science*, 257, 1992.
Bradley, R. S., and P. D. Jones, "Little Ice Age" summer temperature variations: their nature

and their relevance to recent global warming trends, *The Holocene*, 3, 367-376, 1993.
Briffa, K. R., P. D. Jones, F. H. Schweingruber, and T. J. Osborn, Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, 393, 450-455, 1998.
Cane, M. A., The evolution of El Niño, past and future, *Earth and Planetary Science Letters*, 230, 227-240, 2005.
Chen, D., M. A. Cane, A. Kaplan, S. E. Zebiak, and D. Huang, Predictability of El Niño over the past 148 years, *Nature*, 428, 733-736, 2004.
Cioccale, M. A., Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years, *Quaternary International*, 62, 35-47, 1999.
Cleaveland, M. K., D. W. Stahle, M. D. Therrell, J. Villanueva-Diaz, and B. T. Burns, Tree-Ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico, *Climate Change*, 59, 369-388, 2003.
Cole, J. E., Holocene coral records: windows on tropical climate variability. in *Global change in the Holocene*, edited by London, U. C., pp. 169-184, London, 2003.
Cole, J. E., R. B. Dunbar, T. R. McClanahan, and N. A. Muthiga, Tropical Pacific Forcing of Decadal SST Variability in the Western Indian Ocean over the Past Two Centuries., *Science*, 287, 617-619, 2000.
Cole, J. E., J. T. Overpeck, and E. R. Cook, Multiyear La Niña events and persistent drought in the contiguous United States, *Geophysical Research Letters*, 29, 2002.
Cook, E. R., Southwestern USA Drought Index Reconstruction, *International Tree-Ring Data Bank, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology*, Data Contribution Series 2000-053 (NOAA/NGDC Paleoclimatology Programm, Boulder , CO), 2000.
Corrège, T., Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 404-428, 2006.
Corrège, T., T. Delcroix, J. Récy, W. Beck, G. Gabioch, and F. Le Cornec, Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral, *Paleoceanography*, 15, 465-470, 2000.
Corrège, T., M. Gagan, B. J.W., G. S. Burr, G. Cabioch, and F. Le Cornec, Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event, *Nature*, 428, 927-929, 2004.
Corrège, T., T. Quinn, T. Delcroix, F. Le Cornec, J. Récy, and G. Cabioch, Little Ice Age sea surface temperature variability in the southwest tropical Pacific, *Geophysical Research Letters*, 28, 3477-3480, 2001.
Crowley, T., T. Quinn, and W. Hyde, Validation of coral temperature calibrations, *Paleoceanography*, 14, 605-615, 1999.
Crowley, T., T. Quinn, F. W. Taylor, C. Henin, and P. Joannot, Evidence for a volcanic cooling signal in a 335-year coral record from New Caledonia, *Paleoceanography*, 12, 633-639, 1997.
Crowley, T. J., Causes of climate change over the last 1000 years, *Science*, 289, 270-277, 2000.
D'Arrigo, R., R. Villalba, and G. Wiles, Tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability, *Climate Dynamics*, 18, 219-224, 2001.
de Silva, S. L., and G. A. Zielinski, Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru, *Nature*, 393, 455-458, 1998.
Delcroix, T., L. Gourdeau, and C. Henin, Sea surface salinity changes along the Fiji-Japan shipping track during the 1996 La Niña and 1997 El Niño period, *Geophysical Research Letters*, 25, 3169-3172, 1998.
Delcroix, T., and O. Lenormand, ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, south-western Pacific., *Oceanologica Acta*, 20, 481-491, 1997.

Donguy, J. R., and C. Henin, Origin of the surface tropical waters in the Coral and Tasman Seas, *Australian Journal of Marine Freshwater Research*, 28, 321-332, 1977.
Druffel, E. R. M., and S. Griffin, Large Variations of Surface Ocean Radiocarbon: Evidence of Circulation Changes in the Southwestern Pacific., *Journal of Geophysical Research*, 98, 20246-20259, 1993.
Dunbar, R. B., G. M. Wellington, M. W. Colgan, and P. W. Glynn, Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D.: the $\delta^{18}O$ record of climate variability in Galapagos corals, *Paleoceanography*, 9, 291-315, 1994.
Evans, M., M. A. Cane, D. P. Schrag, A. Kaplan, B. Linsley, R. Villalba, and G. M. Wellington, Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence., *Geophysical Research Letters*, 28, 3689-3692, 2001.
Fairbanks, R. G., and R. E. Dodge, Annual periodicity of the $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios in the coral Montastrea annularis., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1009-1020, 1979.
Folland, C. K., J. Renwick, M. J. Salinger, and A. B. Mullan, Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone., *Geophysical Research Letters*, 29, 1643, 2002.
Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, J. W. Beck, J. E. Cole, E. R. M. Druffel, R. B. Dunbar, and D. P. Schrag, New views of tropical paleoclimates from corals, *Quaternary Science Reviews*, 19, 45-64, 2000.
Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, D. Hopley, J. A. Cali, G. E. Mortimer, J. Chappell, M. T. McCulloch, and M. J. Head, Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific., *Science*, 279, 1014-1018, 1998.
Gedalof, Z., and D. J. Smith, Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America, *Geophysical Research Letters*, 28, 1515-1518, 2001.
Gischler, E., A. J. Lomando, S. H. Alhazeem, J. Fiebig, A. Eisenhauer, and W. Oschmann, Coral climate proxy data from a marginal reef area, Kuwait, northern Arabian-Persian Gulf, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 86-95, 2005.
Gouriou, Y., and T. Delcroix, Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976-2000., *Journal of Geophysical Research*, 107, 8011, 2002.
Grove, R. H., and J. Chappel, El Niño chronology and the history of global crises during the Little Ice Age. in *El Niño History and crisis*, edited by Grove, R. H. and J. Chappel, pp. 5-35, The White Horse, Cambridge, UK, 2000.
Guilderson, T. P., D. P. Schrag, M. Kashgarian, and J. Southon, Radiocarbon variability in the western equatorial Pacific inferred from a high-resolution coral record from Nauru Island, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24641-24650, 1998.
Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, and U. Rohl, Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, *Science*, 293, 2001.
Hendy, E. J., M. K. Gagan, C. A. Alibert, M. T. McCulloch, J. M. Lough, and P. J. Isdale, Abrupt decrease in tropical pacific sea surface salinity at end of Little Ice Age, *Science*, 295, 1511-1514, 2002.
Henin, C., and G. R. Cresswell, Upwelling along the western barrier reef of New Caledonia, *Marine and Freshwater Research*, 56, 1005-1010, 2005.
Henin, C., J. M. Guillerm, and L. Chabert, Circulation superficielle autour de la Nouvelle-Calédonie, *Océanographie Tropicale*, 19, 113-126, 1984.
Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, R. Medina-Gonzalez, E. I. Can, A. Alboranz-Pat, and T. P. Guilderson, Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age, *Quaternary Research*, 63, 109-121, 2005.
Jacoby, G., O. Solomina, D. Frank, N. Eremenko, and R. D'Arrigo, Kunashir (Kuriles) Oak 400-year reconstruction of temperature and relation to the Pacific Decadal Oscillation,

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 209, 303-311, 2004.
Jones, P. D., and M. E. Mann, Climate over past millenia, *Reviews of Geophysics*, 42, RG2002, 2004.
Kaplan, A., M. A. Cane, Y. Kushnir, A. C. Clement, M. B. Blumenthal, and B. Rajagopalan, Analyses of global sea surface temperature 1856-1991, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103, 18567-18589, 1998.
Kleypas, J. A., R. W. Buddemeier, D. Archer, J.-P. Gattuso, C. Langdon, and B. N. Opdyke, Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxyde on coral reefs, *Science*, 284, 118-120, 1999.
Knutson, D. W., R. W. Buddemeier, and S. V. Smith, Coral chronometers: seasonal growth band in reef corals, *Science*, 177, 270-272, 1972.
Labeyrie, L., J. E. Cole, K. Alverson, and T. Stocker, The History of Climate Dynamics in the late Quaternary. in *Paleoclimate, global change and the future.*, edited by Series, T. I., pp. 33-71, Springer, Berlin, 2003.
Lamb, H. H., The early medieval warm epoch and its sequel, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37, 1965.
Langdon, C., W. Broecker, D. Hammond, E. Glenn, K. Fitzsimmons, S. Nelson, T.-H. Peng, I. Hajdas, and G. Bonani, Effect of elevated CO2 on the community metabolism of an experimental coral reef., *Global Biogeochemical Cycles*, 17, 11-14, 2003.
Levitus, S., R. Burgett, and T. Boyer, *World Ocean Atlas 1994*, 99 pp., Washington DC, 1994.
Linsley, B. K., G. M. Wellington, and S. D.P, Decadal sea surface temperature variability in the Subtropical South Pacific from 1726 to 1997 A.D., *Science*, 290, 1145-1148, 2000.
Linsley, B. K., G. M. Wellington, D. P. Schrag, L. Ren, M. J. Salinger, and A. W. Tudhope, Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years, *Climate Dynamics*, 22, 1-11, 2004.
Lough, J. M., and D. J. Barnes, Several centuries of variation in skeletal extension, density and calcification in massive Porites colonies from the Great Barrier Reef: A proxy for seawater temperature and a background of variability against which to identify unnatural change, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 211, 29-67, 1997.
Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes, Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, 392, 1998.
Mann, M. E., M. A. Cane, S. E. Zebiak, and A. C. Clement, Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 Years., *Journal of Climate*, 18, 417 - 456, 2005.
Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bulletin of American Meteorological Society*, 78, 1069-1079, 1997.
McCulloch, M. T., M. K. Gagan, G. E. Mortimer, A. R. Chivas, and P. J. Isdale, A high-resolution Sr/Ca and $\delta^{18}O$ coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982-1983 El Niño, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2747-2754, 1994.
McGregor, H. V., and M. K. Gagan, Diagenesis and geochemistry of porites corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2147-2156, 2003.
Muller, A., M. K. Gagan, and M. T. McCulloch, Early marine diagenesis in corals and geochemical consequences for paleoceanographic reconstructions., *Geophysical Research Letters*, 28, 4471- 4474, 2001.
Nicet, J. B., and T. Delcroix, ENSO-related precipitation changes in New Caledonia, southwestern tropical Pacific 1969-98, *Monthly Weather Review*, 128, 3001-3006, 2000.
Orliac, C., The woody vegetation of Easter island between the Early 14th and the mid 17th

centuries AD. in *Easter Island Archaeology Research on early Rapanui culture*, edited by Stevenson C.M, A. W. S., pp. 211-220, Easter Island Foundation, 2000.
Ortlieb, L., The documented Historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn record (Sixteenth through Nineteenth centuries). in *El Niño and the Southern Oscillation*, edited by Diaz and Markraf, pp. 207-295, 2000.
Ouillon, S., P. Douillet, R. Fichez, and J.-Y. Panche, Enhancement of regional variations in salinity and temperature in a coral reef lagoon, New Caledonia, *Comptes Rendus Geosciences*, 337, 1509-1517, 2005.
Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier, and J. Peypouquet, ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific., *Advances in Geosciences*, 6, 23-27, 2006a.
Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier, and J. Peypouquet, A high-resolution investigation of temperature, salinity and upwelling activity proxies in corals, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q03013 doi:03010.01029/02005GC001064, 2006b.
Ourbak, T., B. Malaizé, T. Corrège, and J. Peypouquet, Potential imprint of Spörer and Maunder solar minima on coral skeleton carbon isotopes, *Geophysical Research Letters*, submitted.
Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou, Macintosh Program Performs Time-Series Analysis, *Eos Transactions*, 77, 379, 1996.
Philander, S. G., *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*, 289 pp., San Diego, 1990.
Picaut, J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, and M. J. McPhaden, Mechanism of the Zonal Displacements of the Pacific Warm Pool: Implications for ENSO., *Science*, 274, 1486-1489, 1996.
Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia, *Climate Dynamics*, 15, 319-324, 1999.
Quinn, T. M., T. J. Crowley, F. W. Taylor, H. C., P. Joannot, and Y. Join, A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D, *Paleoceanography*, 13, 412-426, 1998.
Quinn, T. M., and F. W. Taylor, SST artifacts in coral proxy records produced by early marine diagenesis in a modern coral from Rabaul, Papua New Guinea, *Geophysical Research Letters*, 33, 10.1029/2005GL024972, 2006.
Quinn, T. M., F. W. Taylor, and T. J. Crowley, A 173 year stable isotope record from a tropical South Pacific coral, *Quaternary Science Reviews*, 12, 407-418, 1993.
Quinn, T. M., F. W. Taylor, T. J. Crowley, and S. M. Link, Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: a case study using records from New Caledonia and Tarawa, *Paleoceanography*, 11, 529-542, 1996.
Quinn, W. H., V. T. Neal, and S. Antúnez de Mayolo, El Niño occurrences over the past four and a half centuries, *Journal of Geophysical Research*, 92, 14449-14461, 1987.
Ren, L., B. K. Linsley, G. M. Wellington, D. P. Schrag, and O. Hoegh-guldberg, Deconvolving the $\delta^{18}O$ seawater component from subseasonal coral $\delta^{18}O$ and Sr/Ca at Rarotonga in the southwestern subtropical Pacific for the period 1726 to 1997, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 1609-1621, 2003.
Reynolds, R. W., and T. M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *Journal of Climate*, 7, 929-948, 1994.
Rigozo, N. R., D. J. R. Nordeman, E. Echer, L. E. A. Vieira, M. P. S. Echer, and A. Prestes, Tree-ring width wavelet and spectral analysis of solar variability and climatic effects on a Chilean cypress during the last two and a half millenia, *Climate of the Past Discussions*, 1, 121-135, 2005.

Rind, D., Latitudinal temperature gradients and climate change, *Journal of Geophysical Research*, 103, 5943-5971, 1998.
Rohling, E. J., and G. R. Bigg, Paleosalinity and $\delta^{18}O$: a critical assessment, *Journal of Geophysical Research*, 103, 1307-1318, 1998.
Salinger, M. J., Southwest Pacific temperatures: trends in maximum and minimum temperatures, *Atmospheric Research*, 37, 87-99, 1995.
Schmidt, G. A., Error analysis of paleosalinity calculations, *Paleoceanography*, 14, 422-429, 1999.
Schrag, D. P., Rapid analysis of high-precision Sr/Ca ratios in corals and other marine carbonates, *Paleoceanography*, 14, 97-102, 1999.
Simkin, T., and L. Sibert, *Volcanoes of the World: a Regional Directory, Gazetteer and chronology of Volcanism during the last 10 000 years*, 349 p pp., Geoscience Press, Tuscon, Arizona, 1994.
Smith, S. V., R. W. Buddemeier, R. C. Redalje, and J. E. Houck, Strontium-calcium thermometry in coral skeletons, *Science*, 204, 404-407, 1979.
Stahle, D. W., M. K. Cleaveland, D. B. Blanton, M. D. Therrell, and D. A. Gay, The Lost Colony and Jamestown Droughts, *Science*, 280, 564, 1998.
Stephans, C., T. Quinn, F. W. Taylor, and T. Corrège, Assessing the reproductibility of coral-based climate records, *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2004GL020343, 2004.
Thompson, L. G., Ice core evidence from Peru and China. in *Climate since 1500 A.D*, pp. 517-548, Routledge, 1992.
Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, Dansgaard.W., and P. M. Grootes, The "Little Ice Age" as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, *Science*, 234, 361-364, 1986.
Thuillier, G., Les relations entre le Soleil et la Terre: The Sun-Earth relationships, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333, 311-328, 2001.
Torrence, C., and G. P. Compo, A practical guide to wavelet Analysis, *Bulletin of American Meteorological Society*, 79, 61-78, 1997.
Urban, F. E., J. E. Cole, and J. T. Overpeck, Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record, *Nature*, 407, 989-993, 2000.
Vega, A., A. Ganachaud, and J. Lefevre, *Rapport ZoNéCo 2004: Etude et prévisions de la circulation océanique dans la ZEE de Nouvelle-Calédonie: courants, upwelling le long de la pente externe de Nouvelle-Calédonie et conséquences sur les ressources naturelles.*, 39 pp., 2005.
Veron, J. E. N., *Corals of the World*, Townsville, 2000.
Vincent, D., The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): a review, *Monthly Weather Review*, 122, 1949-1970, 1994.
Weber, J. N., and P. M. J. Woodhead, Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates, *Journal of Geophysical Research*, 77, 463-473, 1972.
Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, ENSO-like interdecadal variability: 1900-93., *Journal of Climate*, 10, 1004-1020, 1997.

4.2. LE SIGNAL DES ISOTOPES DU CARBONE, LIEN AVEC LES VARIATIONS DE L'INTENSITE SOLAIRE VIA LES PROCESSUS METABOLIQUES INTERNES AU CORAIL

4.2.a. Présentation et synthèse de l'article

La bibliographie concernant les isotopes du carbone dans les coraux est conséquente mais donne pourtant des résultats complexes et pas forcement toujours en accord les uns avec les autres (2.4.c.ii). Pourtant ce traceur est mesuré en routine lors des analyses au spectromètre de masse.

Les données de l'île des Pins peuvent apporter des informations supplémentaires puisqu'elles couvrent plus de 500 ans, correspondant aux 3 dernières périodes de minima solaire, soient le minimum de Dalton, mais surtout les minima de Maünder et de Spörer.

Principaux résultats

Il ressort trois conclusions essentielles de cette recherche :

Premièrement, nos données coralliennes révèlent un impact des variations d'insolation sur les isotopes du carbone contenus dans le corail de l'Ile des Pins. Ces variations peuvent s'expliquer par des changements de métabolisme, l'hétérotrophie étant le mode utilisé en réponse à une diminution de la lumière disponible pour la photosynthèse des algues symbiontes des polypes coralliens. De plus, d'autres diminutions de la valeur du $\delta^{13}C$ apparaissent indépendamment des variations solaires et peuvent être reliées à certaines éruptions volcaniques majeures sous les tropiques, par un processus d'abaissement de la lumière disponible du aux particules dégagées par les éruptions et présentes dans l'atmosphère. Cependant, il faut moduler ce dernier point, certaines éruptions n'ayant pas de signal clair dans ce corail (par exemple l'éruption du Krakatau, en 1883).

Troisièmement, nous avons montré l'utilité d'un simple graphique présentant les variations des isotopes du carbone en fonction des isotopes de l'oxygène. Ainsi, on peut déceler des valeurs provenant de l'altération diagénétique de l'aragonite corallienne ainsi que les périodes où l'on passe d'un mode de nutrition à l'autre (hétérotrophie vs. autotrophie).

L'article présenté ci-dessous va être soumis à la revue *Geophysical Research Letters* (GRL).

4.2.b. Article “Potential imprint of Spörer and Maunder minima on coral skeleton carbon isotopes” à soumettre à *Geophysical Research Letters*

Potential imprint of Spörer and Maunder solar minima on coral skeleton carbon isotopes.

T Ourbak (1, 2, 3), B Malaizé (1), T Corrège (1, 2), JP Peypouquet (1, 3).

(1) UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, Avenue des facultés, 33405 Talence cedex (France).

(2) UR055 Paleotropique, Institut de Recherche pour le développement (IRD), 32 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex (France).

(3) Ecole Pratique des Hautes Etudes (EPHE), Laboratoire de Paléoclimatologie et Paléoenvironnement marin, Université Bordeaux 1, Avenue des facultés, 33405 Talence cedex (France).

Abstract

Despite being routinely measured with $\delta^{18}O$ in corals, records of $\delta^{13}C$ are seldom presented in paleoceanographic studies. Numerous factors influence the biologically-mediated fractionation of carbon isotopes during skeletogenesis, resulting in a complex behaviour of this tracer. Here we present a long coral $\delta^{13}C$ series, dating back to 1475, and showing the potential impact of solar activity. We note a significant decrease of $\delta^{13}C$ during the Spörer and Maunder minima. We argue for a change in metabolical processes, from an autotrophical mode of feeding to a more heterotrophical pattern guided by change in sun irradiation. Nearby volcanic eruptions might also have an impact and cause $\delta^{13}C$ shifts, depending on the dust load associated with the eruption. Following previous work, we advocate the systematic presentation of $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ plots in coral studies to identify whether isotopic fractionation might have been affected by change in mode of feeding and/or by diagenesis processes.

Introduction.

Aragonite deposited by scleractinian corals is usually depleted in ^{13}C relative to ambient seawater as a result of kinetic and metabolic fractionation. Despite numerous investigations over the years, variations of coral $\delta^{13}C$ is still difficult to interpret, chiefly because it is influenced by complex physiological and environmental parameters (Fairbanks et al. 1979; Swart 1983; McConnaughey 1989; Quinn et al. 1993; Gagan et al. 1994; Swart et al. 1996; Juillet-Leclerc et al. 1997; McConnaughey et al. 1997; Felis et al. 1998; Reynaud-Vaganay et al. 2001; Grottoli 2002; Swart et al. 2005). Photosynthetic activity of zooxanthellae, level of zooplankton available, insolation, cloud cover, spawning or plankton blooms may be responsible for $\delta^{13}C$ change in corals. In addition the thermo-dependence of carbon isotopes partitioning between solution and solid should also be taken into account (Fairbanks and Dodge 1979).

In theory, symbiotic coral polyps acquire carbon by two main processes: heterotrophy and autotrophy. Ingestion of zooplankton (i.e. heterotrophy) decrease $\delta^{13}C$ values in coral skeleton because zooplankton typically has depleted $\delta^{13}C$ values (-15 to -21 ‰; (Grottoli 2002)). Autotrophy is related to photosynthesis activity, a light-driven metabolic reaction that causes isotopic fractionation via endosymbiotic algae. It has been shown that carbon isotopes in corals were strongly influenced by solar irradiance levels (McConnaughey 1989; McConnaughey et al. 1997; Boiseau et al. 1998; Reynaud-Vaganay et al. 2001). During photosynthesis, carbon is incorporated in the coral skeleton via endosymbiotic zooxanthellae (McConnaughey 1989). The more important the photosynthetic activity is, the more ^{13}C will be present in the inorganic pool available for skeletogenesis and the more positive the $\delta^{13}C$ might be recorded in coral skeleton. The hypothesis described above is widely accepted (Swart 1983; McConnaughey 1989; Grottoli 2000), but the complexity lies in the fact that numerous factors can affect light availability. Thus, on top of processes occurring in the atmosphere, water depth (Carriquiry et al. 1994), turbidity (Anthony et al. 2000) and also coral topography (Cohen et al. 1997) could influence carbon uptake. Autotrophy processes primarily governs growth of scleractinian reef corals, although they are known to be active heterotrophs.

Past studies on coral $\delta^{13}C$ dealt with daily (Weber et al. 1971) to seasonal variation (Swart et al. 1996) in light level, but no record was long enough to study the possible effect of long-term solar variations.

Study Area, Material and Methods

The studied coral comes from Ile des Pins (22°S, 167°E), the southernmost island of New-Caledonia, in the southwest Pacific Ocean. Large coral heads and relatively long series of instrumental data such as temperature and salinity have contributed to the success of New Caledonia as a coral sampling site (Beck et al. 1992; Quinn et al. 1996; Quinn et al. 1998; Corrège et al. 2000; Corrège et al. 2001; Quinn and Sampson 2002; Cabioch 2003; Stephans et al. 2004; Ourbak et al. 2006; Montaggioni et al. In press).

A 7 m high massive *Porites* was sampled in august 1999 and February 2003 near Ile des Pins. The core recovered in 2003 was primarily used to sample the years necessary to calibrate coral data against local environmental parameters. Chronology of the longest core was developed by X-radiographs, which also helped to choose the optimal sampling transects. Coral skeleton powder was extracted at quasi monthly resolution for calibration purpose, then 2 samples per year were extracted for the last five hundred years. Analyses were conducted on an isotope ratio mass spectrometer (IRMS) at UMR 5805 EPOC (University of Bordeaux 1). Precision calculated for 373 replicates of NBS 19 international standard was better than 0.05 ‰ for $\delta^{13}C$ and 0.07 ‰ for $\delta^{18}O$ (1σ).

Results and Discussion.

Modern Behaviour

Figure 1 shows six years of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ record, together with daily solar irradiance measured since 1996 at Moué, less than 10 kilometres from the coring site. Chronology was established with $\delta^{18}O$ for which clear annual variations mainly driven by change in sea surface temperature are visible. Both $\delta^{13}C$ and solar radiation reveal the same seasonal-shaped pattern, although some discrepancies are visible. Regression between the two parameters yields a correlation coefficient (r) of 0.56 ($n=85$; $p<0.001$), denoting a weak but significant relationship between solar activity and incorporation of carbon isotopes in coral skeleton. This result confirms previous studies ((Boiseau et al. 1998), among others) and indicates that this New Caledonia coral has the potential to bring information on past solar activity.

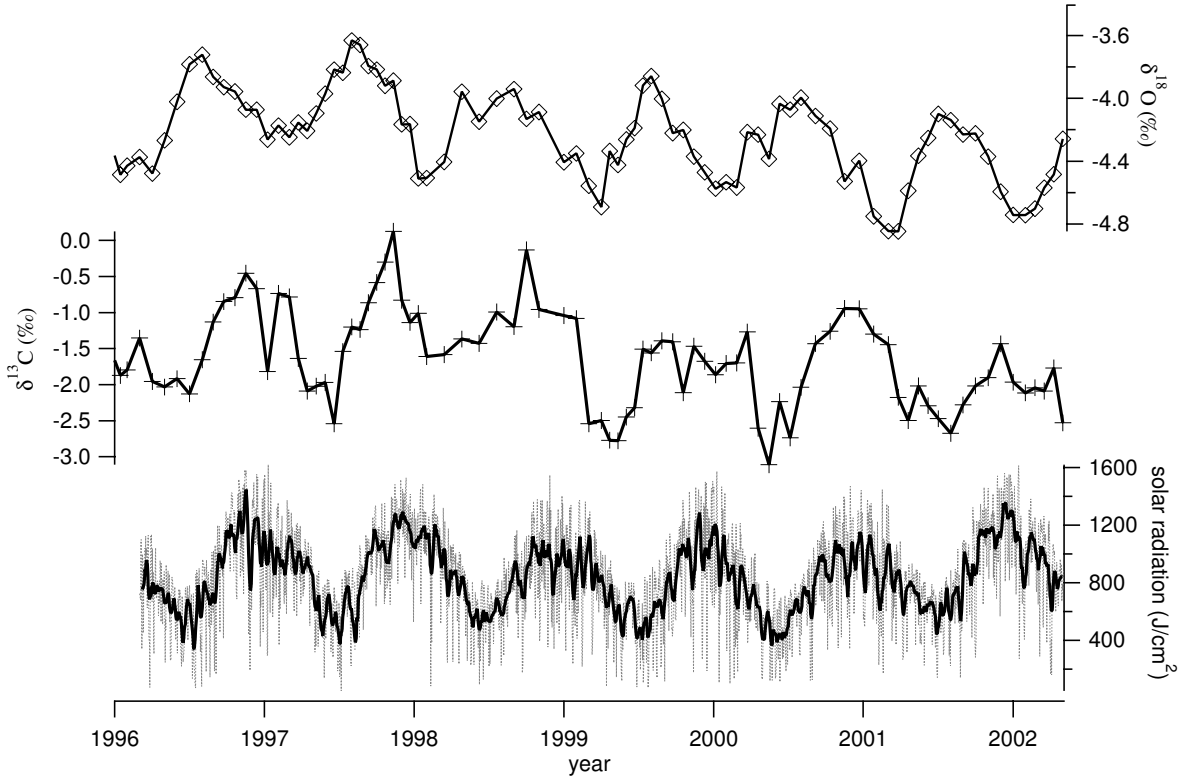


Figure 1: Time series of $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and insolation from Ile des Pins (data from Meteo France). Daily solar radiations data were smoothed to monthly resolution to enable linear regression against $\delta^{13}C$. Note that $\delta^{18}O$ is believed to be inversely correlated to SST.

Paleoclimatic Interpretation

Knowing that insolation is one of the main factors controlling photosynthesis, we expect low solar activity periods such as the Spörer minimum (which lasted from about 1420 to 1570 AD) and the Maunder minimum (1645-1715) to drive low $\delta^{13}C$ values in the coral skeleton. Figure 2 presents $\delta^{13}C$ variations along the core together with reconstructed solar irradiance (Bard et al. 2000). $\delta^{13}C$ measurements ranged from -3.43 ‰ to 0.67 ‰ with a mean of -1.17 ‰. We find a first broad negative $\delta^{13}C$ peak near 1515 (0.78 ‰ from the mean) and a second one (0.94 ‰ from the mean) at the beginning of the 1650's (Figure 2).

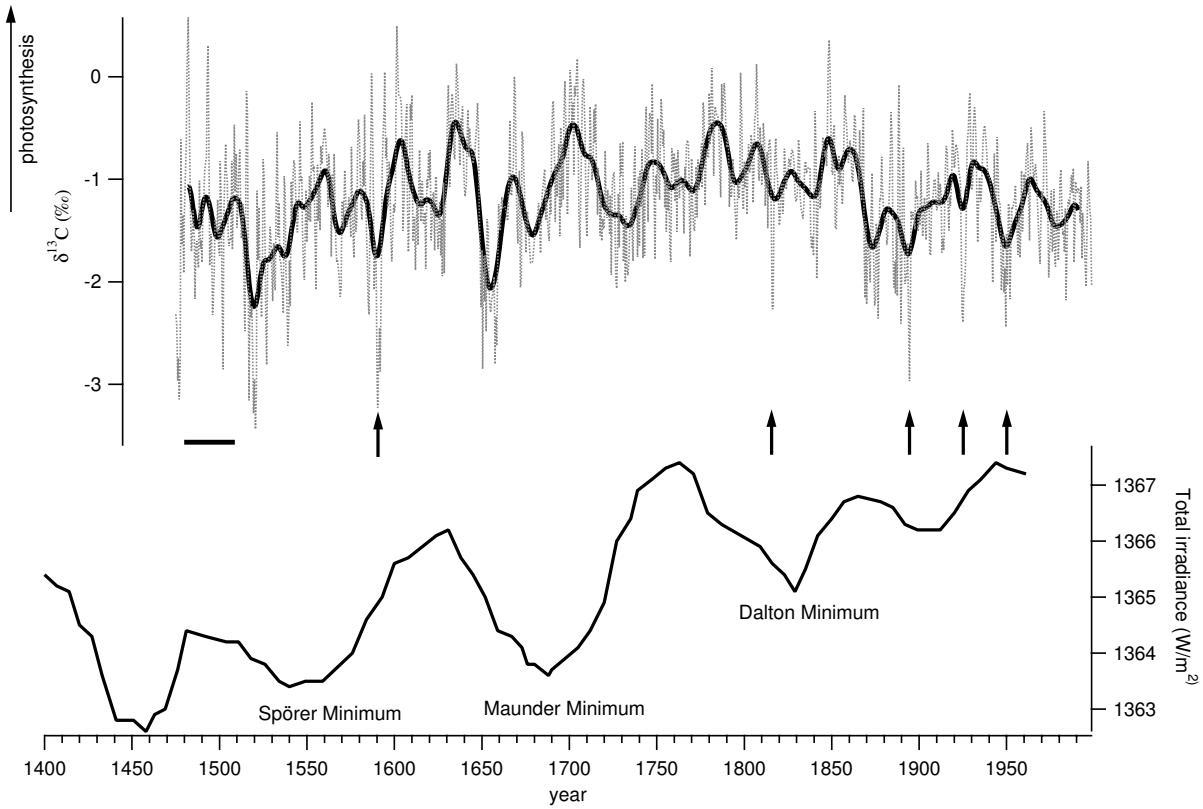


Figure 2: Time series of $\delta^{13}C$ signal over the whole core and reconstructed solar irradiance derived from South Pole ice core (Bard et al. 2000). Horizontal black bar represents chronological uncertainty range at the bottom of the core (see (Ourbak et al. submitted)). Arrows denote timing of tropical volcanic eruptions potentially affecting $\delta^{13}C$ signal.

We propose that, because of insufficient light availability, metabolic processes changed from an autotrophical driven pattern into a more heterotrophical driven pattern, decreasing $\delta^{13}C$ values ((Grottoli 2002), among others). We note, however, that the Dalton minimum (1800-1820), which was a shorter and less significant period of lower solar activity does not have a clear $\delta^{13}C$ signature in our coral record.

In theory, $\delta^{13}C$ values might have stayed low during the entire Spörer and Maunder minima, if metabolic processes had remained the same. Figure 2 shows that instead, $\delta^{13}C$ shows a gradual change to more positive values, arguing for a recovery to more classical conditions of feeding for our coral.

To differentiate the preferential metabolic processes, one can plot $\delta^{13}C$ against $\delta^{18}O$ (figure 3).

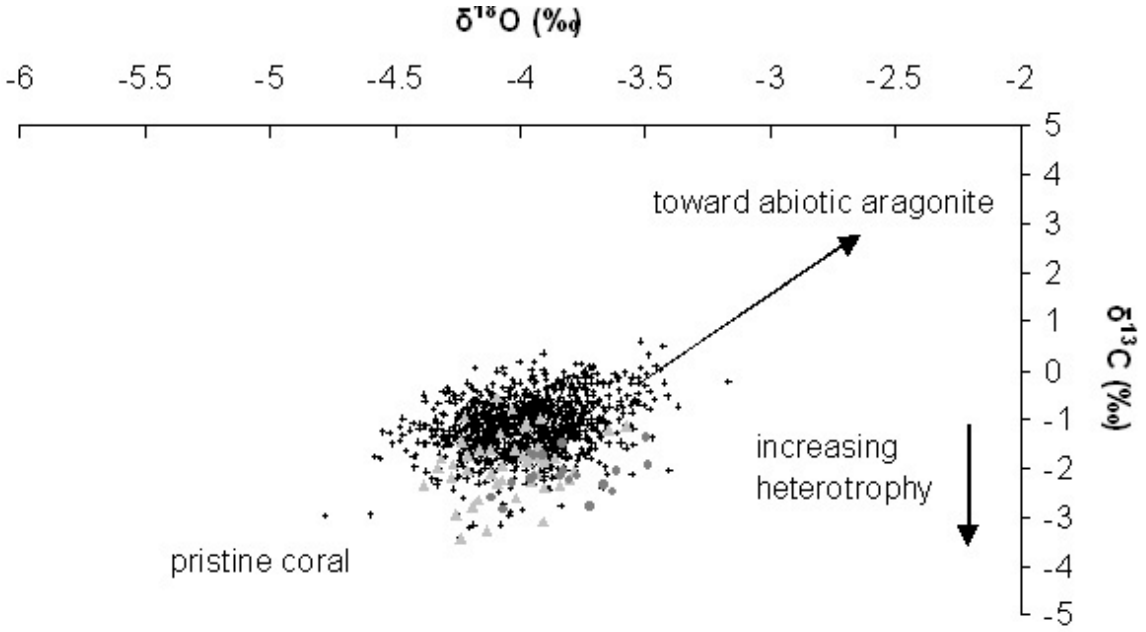


Figure 3: Cross-plot of $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ for the Ile des Pins coral. Raw data (cross) together with data corresponding to peaks attributed to Spörer (triangles) and Maunder minima (circles) are shown.

According to McConnaughey's model (McConnaughey 1989) metabolic processes shift values along the carbon axis, independent of oxygen. Therefore, quasi-systematic shifts toward more negative values of $\delta^{13}C$ corresponding to solar minima denote increase of heterotrophy (figure 3). Following this method, (Risk et al. 2003) showed a specific $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ signature of 'haze' events on Indonesian corals produced by wildfires during an intense El Niño event. Figure 3 confirms that minima in solar activity had a great impact on coral mode of feeding.

According to Quinn and Taylor (2006), a $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ plot, together with other tools such as X radiographs, Scanning Electron Microscopy and petrography images can also be used to separate pristine aragonite from altered one (i.e. diagenetically modified). The product of early diagenesis is abiotic aragonite, which tends to have more positive $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values than coralline aragonite. Therefore, plots such as Figure 3 gives the possibility to scrutinize for early diagenesis, which has been shown to potentially alter SST paleoreconstructions by as much as 10°C (Enmar et al. 2000; Muller et al. 2001; McGregor and Gagan 2003; Quinn and Taylor 2006).

In addition to the low frequency changes in $\delta^{13}C$ at Ile des Pins, short-term events are visible (figure 2). We note particularly light $\delta^{13}C$ values in 1590, 1815, 1895, 1925 and 1949. A comparison with Volcanic Eruption Index of tropical events (Smithsonian Catalogue

(Simkin and Sibert 1994)) shows a nice fit with these periods. Eruptions in Vanuatu and Indonesia in the years preceding 1590, the Tambora (1815 Indonesia) and finally several eruptions in Papua New Guinea, Indonesia, New Zealand and Vanuatu in 1894-1895, 1925 and 1949 all seem to have a $\delta^{13}C$ signature in the Ile des Pins coral. Volcanic dust-load to the atmosphere can affect the radiative balance, thus providing a mechanism to alter photosynthesis and $\delta^{13}C$ in corals. Our result confirms the work of Crowley et al for volcanic impact in isotopes contained in corals (Crowley et al. 1997).

Conclusions:

This study presents the potential impact of long-term solar radiation variations over metabolic processes in a coral from the southwest Pacific Ocean. Our $\delta^{13}C$ results show a rapid change of trophic activity from autotrophy toward heterotrophy when light availability becomes insufficient, during two periods of low solar activity (Spörer and Maunder minima). Other $\delta^{13}C$ negative peaks seem to correlate with tropical volcanic eruptions, confirming the link between light levels and mode of feeding in corals. We also support the idea that systematic presentation of $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ plots would give relevant information on heterotrophical versus autotrophical patterns but also on early diagenesis in corals.

References

Anthony, K. R. N. and K. E. Fabricius (2000). "Shifting roles of heterotrophy and autotrophy in coral energetics under varying turbidity." *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 252*(2): 221-253.

Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou and J. Jouzel (2000). "Solar irradiance during the last 1200 yr based on cosmogenic nuclides." *Tellus B 52*: 985-992.

Beck, J. W., R. Edwards, E. Ito, F. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot and C. Henin (1992). "Sea surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios." *Science 257*(644-647).

Boiseau, M., A. Juillet-Leclerc, P. Yiou, B. Salvat, P. Isdale and M. Guillaume (1998). "Atmospheric and oceanic evidences of El Niño-Southern Oscillation events in the south central Pacific Ocean from coral stable isotopic records over the last 137 years." *Paleoceanography 13*(6): 671-685.

Cabioch, G. (2003). "Postglacial reef development in the South-West Pacific: case studies from New Caledonia and Vanuatu." *Sedimentary Geology 159*: 43-59.

Carriquiry, J., M. J. Risk and H. P. Schwarcz (1994). "Stable isotope geochemistry of corals from Costa Rica as proxy indicator of the EL Niño/Southern Oscillation (ENSO)." *Geochimica et Cosmochimica Acta 58*(1): 335-351.

Cohen, A. L. and S. R. Hart (1997). "The effect of colony topography on climate signals in coral skeleton." *Geochimica et Cosmochimica Acta 61*(18): 3905-3912.

Corrège, T., T. Delcroix, J. Récy, W. Beck, G. Gabioch and F. Le Cornec (2000). "Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral." *Paleoceanography 15*: 465-470.

Corrège, T., T. Quinn, T. Delcroix, F. Le Cornec, J. Récy and G. Cabioch (2001). "Little Ice Age sea surface temperature variability in the southwest tropical Pacific." *Geophysical Research Letters 28*(18): 3477-3480.

Crowley, T., T. Quinn, F. W. Taylor, C. Henin and P. Joannot (1997). "Evidence for a volcanic cooling signal in a 335-year coral record from New Caledonia." *Paleoceanography 12*(5): 633-639.

Enmar, R., M. Stein, M. Bar-Matthews, E. Sass, A. Katz and B. Lazar13 (2000). "Diagenesis in live corals from the Gulf of Aqaba. I. The effect on paleo-oceanography tracers." *Geochimica et Cosmochimica Acta 64*(18): 3123-3132.

Fairbanks, R. G. and R. E. Dodge (1979). "Annual periodicity of the $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios in the coral Montastrea annularis." *Geochimica et Cosmochimica Acta 43*: 1009-1020.

Felis, T., J. Patzold, Y. Loya and G. Wefer (1998). "Vertical water mass mixing and plankton blooms recorded in skeletal stable carbon isotopes of a Red Sea coral." *Journal of Geophysical Research 103*: 30731-30739.

Gagan, M. K., A. R. Chivas and P. J. Isdale (1994). "High-resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers." *Earth and Planetary Science Letters 121*: 549-558.

Grottoli, A. G. (2000). "Stable Carbon isotopes ($\delta^{13}C$) in coral skeletons." *Oceanography 13*(2): 93-97.

Grottoli, A. G. (2002). "Effect of light and brine shrimp on skeletal $\delta^{13}C$ in the Hawaiian coral Porites compressa: a tank experiment." *Geochimica et Cosmochimica Acta 66*(11): 1955-1967.

Juillet-Leclerc, A., J.-P. Gattuso, L. Montaggioni and M. Pichon (1997). "Seasonal variation of primary productivity and skeletal $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in the zooxanthellate scleractinian coral Acropora formosa." *Marine Ecology Progress series 157*: 109-117.

McConnaughey, T. A. (1989). "^{13}C and ^{18}O isotope disequilibria in biological carbonates. 1. Patterns." *Geochimica et Cosmochimica Acta 53*: 151–162.

McConnaughey, T. A., J. Burdett, J. F. Whelan and C. K. Paull (1997). "Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis." *Geochimica et Cosmochimica Acta 61*(3): 611-622.

McGregor, H. V. and M. K. Gagan (2003). "Diagenesis and geochemistry of porites corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction." *Geochimica et Cosmochimica Acta 67*(12): 2147-2156.

Montaggioni, L. F., F. Le Cornec, T. Corrège and G. Cabioch (In press). "Coral Barium/Calcium record of Mid-Holocene upwelling activity in New Caledonia, South West Pacific." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Muller, A., M. K. Gagan and M. T. McCulloch (2001). "Early marine diagenesis in corals and geochemical consequences for paleoceanographic reconstructions." *Geophysical Research Letters 28*: 4471– 4474.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, B. Dewitte, M. T. Mc Culloch, K. Charlier, F. Le Cornec and J. Peypouquet (submitted). "Five centuries of interannual to multidecadal sea surface parameters reconstruction from southwest Pacific coral." *Paleoceanography*.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier and J. Peypouquet (2006). "ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific." *Advances in Geosciences 6*: 23-27.

Quinn, T. and D. Sampson (2002). "A multiproxy approach to reconstructing sea surface conditions using coral skeleton geochemistry." *Paleoceanography 17*(4): 1062, doi:10.1029/2000PA000528,.

Quinn, T. M., T. J. Crowley, F. W. Taylor, H. C., P. Joannot and Y. Join (1998). "A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D." *Paleoceanography 13*(4): 412–426.

Quinn, T. M. and F. W. Taylor (2006). "SST artifacts in coral proxy records produced by early marine diagenesis in a modern coral from Rabaul, Papua New Guinea." *Geophysical Research Letters 33*(4): 10.1029/2005GL024972.

Quinn, T. M., F. W. Taylor and T. J. Crowley (1993). "A 173 year stable isotope record from a tropical South Pacific coral." *Quaternary Science Reviews 12*(6): 407-418.

Quinn, T. M., F. W. Taylor, T. J. Crowley and S. M. Link (1996). "Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: a case study using records from New Caledonia and Tarawa." *Paleoceanography 11*(5): 529-542.

Reynaud-Vaganay, S., A. Juillet-Leclerc, J. Jaubert and J.-P. Gattuso (2001). "Effect of light on skeletal $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, and interaction with photosynthesis, respiration and calcification in two zooxanthellate scleractinian corals." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175*(1-4): 393-404.

Risk, M. J., O. A. Sherwood, J. M. Heikoop and G. Llewellyn (2003). "Smoke signals from corals: isotopic signature of the 1997 Indonesian 'haze' event." *Marine Geology 202*(1-2): 71-78.

Simkin, T. and L. Sibert (1994). *Volcanoes of the World: a Regional Directory, Gazetteer and chronology of Volcanism during the last 10 000 years*. Tuscon, Arizona, Geoscience Press.

Stephans, C., T. Quinn, F. W. Taylor and T. Corrège (2004). "Assessing the reproductibility of coral-based climate records." *Geophysical Research Letters 31*(L18210): doi:10.1029/2004GL020343.

Swart, P. K. (1983). "Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review." *Earth-Science Reviews 19*: 51-80.

Swart, P. K., J. J. Leder, A. M. Szmant and R. E. Dodge (1996). "The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals: II. Carbon." *Geochimica et Cosmochimica Acta 60*(15): 2871-2885.

Swart, P. K., A. Szmant, J. W. Porter, R. E. Dodge, J. I. Tougas and J. R. Southam (2005). "The isotopic composition of respired carbon dioxide in scleractinian corals: Implications for cycling of organic carbon in corals." *Geochimica et Cosmochimica Acta 69*(6): 1495-1509.

Weber, J. N. and P. M. J. Woodhead (1971). "Diurnal variations in the isotopic composition of dissolved inorganic carbon in seawater from coral reef environments." *Geochimica et Cosmochimica Acta 35*: 891-902.

4.3. SYNTHESE DU CHAPITRE 4

Le site de l'Ile des Pins est riche en informations. On retiendra :

-SST (déduites du Sr/Ca) augmentent au cours des siècles avec des modulations de type interdécennales.

-SSS (déduites du $\delta^{18}O$ et Sr/Ca) montrent une dessalure, active depuis la fin du 19 éme siècle.

-On observe également des variations de type interdécennal marquées.

-Un phénomène d'enrichissement en sel s'opére avant 1640.

-Les variations de SSS pouvant être expliquées par les oppositions entre 2 courants majeurs, le SEC et le STCC.

-De fortes variations de type ENSO sont observées aux alentours de 1600.

-Un lien avec un événement historiquea été suggéré : la grande révolte kanaque.

-On remarque une adaptabilité du corail pendant sa phase de colonisation initiale.

–Le $\delta^{13}C$ semble potentiellement lié aux variations solaires, aux éruptions volcaniques et ce visible grâce aux variations induites dans son métabolisme.

-Un moyen simple de vérifier une potentielle diagenèse précoce ainsi que les variations du métabolisme de l'organisme est proposé par l'intermediaire d'un graphique $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$.

CHAPITRE 5
Reconstitutions paléoclimatiques à Wallis.

CHAPITRE 5 . Reconstitutions paléoclimatiques à Wallis

5.1. TROIS SIECLES DE CROISSANCE CORALLIENNE : ETUDE MULTITRACEURS A WALLIS, CŒUR DE LA ZONE DE CONVERGENCE DU PACIFIQUE SUD (SPCZ)

5.1.a. Présentation et synthèse de l'article

Le choix de ce deuxième site d'étude est issu de discussions avec les océanographes physiciens ainsi que des choix disponibles dans la "carothèque" de l'IRD à Nouméa. Ainsi, il apparaît que Wallis est situé dans une zone d'intenses précipitations, et est donc idéalement situé pour enregistrer des variations de salinité (celles-ci étant importantes d'un point de vue de la dynamique océanique). En effet, comme il a été montré dans le chapitre 1, ainsi que dans l'article d'Alory et al. (1999), l'île de Wallis enregistre de faibles variations thermiques mais des modulations de salinité beaucoup plus marquées, notamment en basses fréquences.

La motivation première était donc, au début de cette thèse, d'effectuer une étude multitraceurs dans les coraux wallisiens, espérant que le site d'étude permettrait d'adapter et/ou de développer des relations entre les traceurs géochimique et la salinité. Des mesures de Sr/Ca, U/Ca, Ba/Ca, $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ ont ainsi été effectuées. Il faut cependant garder à l'esprit les conclusions de l'article du chapitre 3 concernant une première calibration de cette carotte de Wallis, notamment l'impact de certains événements ENSO forts (celui de 1982-1983 par exemple) pas forcément détectable et enregistrable dans les coraux.

Les données analytiques produites, associées à un choix stratégique de zone d'étude, devaient donc conduire à une amélioration des connaissances de l'incorporation du signal de salinité, répondant ainsi aux conclusions de la phase de calibration (cf. ch. 3). Cependant, la relation linéaire qui lie le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer (et donc, à fortiori le $\delta^{18}O$ des coraux) à la salinité est loin d'être équivoque. Suite aux travaux pionniers de Craig et al. (1965), de

nombreuses études ont montré l'existence d'une droite moyenne d'évolution telle que celle montrée en Figure 5.1. Cependant, d'autres auteurs ont montré que cette relation était variable dans l'espace et dans le temps. La Figure 5.1 montre, notamment grâce aux données récoltées par Schmidt (1999), Bigg and Rohling (2000), que les zones intertropicales réagissent de manière particulière en terme de relation δ^{18}Osw=f(SSS) compliquant la tache des paléoclimatologues « tropicalistes ».

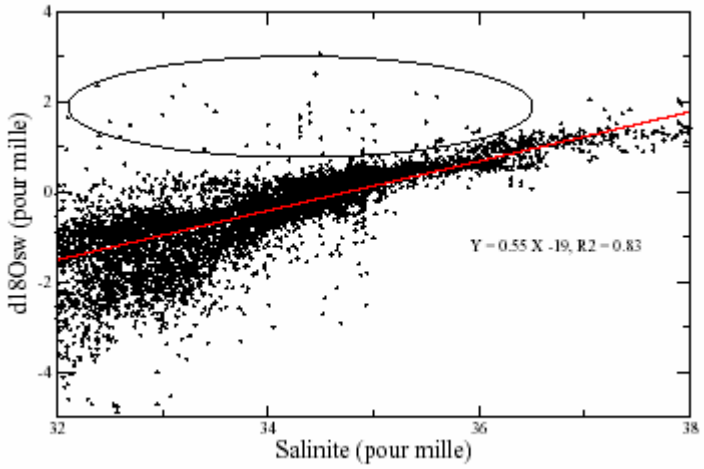


Figure 5.1 Relation spatiale entre le δ^{18}Osw et les salinités de surface; ces données proviennent du GISS (Schmidt 1999; Bigg and Rohling 2000). L'ellipse signale les données des eaux intertropicales. Figure extraite de la thèse de Roche (Roche 2005).

La chronologie de la période de calibration est légèrement modifiée par rapport à l'article publié dans *Advances in Geosciences*. En effet, il est apparu que les deux lignes d'échantillonnages sélectionnées se « superposaient » légèrement. Ainsi, deux zones spatiales correspondaient à la même période temporelle et il a été nécessaire de rectifier ce problème en enlevant quelques échantillons afin de ne pas avoir de redondance d'informations.

Enfin, une précision s'impose également concernant les datations U/Th faites à Wallis.

Les deux dates U/Th produites par le laboratoire de Malcom McCulloch pour les plaques Wal 4/12 (la dernière plaque de la carotte Wal 4) et Wal 1/17 (la plaque 17 de la carotte Wal 1, qui est mesurée comme étant « à la même profondeur » que la Wal 4/12) donnent des résultats proches (257 ±7 et 242 ±2 années). Ainsi on peut effectuer des tests de recouvrements (overlapping) afin de vérifier la consistance des résultats. Ces tests sont positifs et bien que la résolution bi annuelle ait tendance à moyenner les données, les traceurs Sr/Ca, U/Ca, δ^{18}O et δ^{13}C qui ont été comparés permettent de conclure que l'on peut effectuer

la jointure entre les deux carottes, la plaque Wal1/17 et les suivantes (Wal 1/18 et 19 venant donc compléter les 11 plaques de la carotte Wal 4. On étend ainsi les séries de 30 ans.

A l'heure de l'écriture de ce manuscrit, les datations finales viennent d'être reçues, elles font état d'un changement de date de 4 années pour Wal 1 et 2 années pour Wal 4, modifiant sensiblement la chronologie présentée dans ce chapitre.

Principaux Résultats

Le travail présenté ci dessus apporte de nombreuses conclusions.

Il a été démontré que l'utilisation du Sr/Ca en terme de reconstruction paléoclimatique en zone de convergence, c'est à dire sous des régimes soumis à d'intenses précipitations et surtout à de faibles variations thermiques, est à prendre avec beaucoup de précautions. Des apports terrigènes via des lessivages des roches volcaniques de l'île semblent hors de cause, même si des quantifications via des mesures des concentrations présentes dans l'eau de mer doivent être entreprises pour s'en assurer. Les contacts pris avec les instances wallisiennes ne révélant pas de suivi des conditions environnementales nous intéressant.

Cette étude montre une limite de l'utilisation du rapport Sr/Ca en temps que paleothermométre corallien. La gamme thermique rencontrée à Wallis semble trop faible pour être clairement enregistrée par le rapport Sr/Ca.

Cette conclusion pourrait s'étendre à d'autres systèmes où les écarts thermiques sont modérés, comme certaines zones de moussons ou certaines régions équatoriales.

L'utilisation de l'U/Ca a montré son utilité par le passé, souvent pour confirmer les données du paléothermomètre Strontium, mais également pour révéler des variations de salinité. Ici, la même conclusion que pour le rapport Sr/Ca s'applique. Le lien entre U/Ca et SSS est encore exploratoire, et le site de Wallis n'a pas confirmé les espoirs envisagés avec les données de Uitoé (chapitre 3).

Les signaux du $\delta^{13}C$ et du Ba/Ca sont un complément idéal aux mesures isotopiques classiques. Le $\delta^{13}C$, étant un élément complexe, apporte néanmoins des informations quant au comportement du Sr/Ca et au métabolisme des coraux. Le Ba/Ca est probablement un traceur des précipitations intenses et de leur déversement dans le lagon de Wallis (due à la position géographique particulière de notre enregistrement).

Enfin, le $\delta^{18}O$ révèle un schéma d'incorporation inconnu jusqu'à présent. Utilisé en temps que boîte noire du système environnemental, le $\delta^{18}O$ corallien apporte néanmoins des informations cohérentes sur l'ensemble des trois siècles d'enregistrements avec la synthèse bibliographique effectuée dans la zone. Il convient de moduler ces résultats, notamment car

l'impact thermique, aussi faible soit il, n'a pas pu être pris en compte et est donc présent dans le signal $\delta^{18}O$ dont la totalité des variations est attribué ici à la salinité.

Le chapitre qui suit est une « première version » d'un article qui est destiné à être publié dans la revue *Coral Reef*.

5.1.b. Article "A new coral archive in the South Pacific Convergence Zone reveals climate changes over the last centuries" en préparation pour la revue *Coral Reef.*

A new coral archive in the South Pacific Convergence Zone reveals climate changes over the last centuries.

T Ourbak (1, 2, 3), B Malaizé (1), T Corrège (1, 2), F Le Cornec (2), T Delcroix (4), Y Gouriou (4), JP Peypouquet (1, 3), M McCulloch (5), K Charlier (1).

(1) Département de Géologie et Océanographie (DGO), UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux 1, Avenue des facultés, 33405 Talence cedex (France).
(2) UR055 Paleotropique. Institut de Recherche pour le Développement (IRD) 32, avenue Henri Varagnat 93143 Bondy cedex (France).
(3) Ecole Pratique des hautes Etudes (EPHE), Laboratoire de paléoclimatologie et Paléoenvironnement marin
(4) LEGOS. Observatoire Midi Pyrénées. Université Paul Sabatier, Toulouse (France)
(5) Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra 0200 Australia.

Abstract

In order to enhance knowledge of paleoclimatic dynamic in convergence zones, we have produced geochemical measurements at Wallis Island (13°S, 167°E), situated in the heart of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ). We have produced a multiproxy study ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, Sr/Ca, U/Ca and Ba/Ca), trying to decipher the complex relation between climatic parameters and coral assimilation. Results of calibration exercises show that Sr/Ca, U/Ca and $\delta^{13}C$ proportions bare mixed influence of probably more than one factor. Thus, they are not directly interpretable in term of paleoenvironmental reconstructions. Sr/Ca, which is generally considered as a robust paleothermometer in coral is not much affected by slight temperature changes at Wallis. As a consequence, classical methods of SST and SSS deconvolution in $\delta^{18}O$ are not applicable at our site. Nevertheless, $\delta^{18}O$ denotes a strong link with SSS, which is not classically positively correlated with SSS and could be considered as a salinity-related proxy in this intense precipitation site. 282 years of record reveal a global salinification "trend" marked by clear interdecadal cycles and periods of freshening between ~1890 and ~1940 for example. Comparison with other Pacific corals suggests a possible South Pacific origin of ENSO-like interdecadal variability, at least during the 1850-1920 period. Comparison with corals from Indian Ocean support previous results showing a strong teleconnection between ENSO and monsoon systems.

1. Introduction

Massive corals are widely used to reconstruct paleoclimate conditions (Cole et al. 1993; Linsley et al. 1994; Gagan et al. 2000; Cobb et al. 2003; Cole 2003; Felis and Patzold 2004; Linsley et al. 2004; Corrège 2006). Geochemical proxies they own are responding to indices of environmental parameters such as sea surface temperature (SST) or sea surface salinity (SSS), which are fundamental in the understanding of climate dynamics. Corals are a unique opportunity to reconstruct tropical marine climate parameters far beyond instrumental data. This is especially true for Pacific islands regions where data series of more than one century are extremely rare. The wide Pacific Ocean is largely depleted in climatic data due to the proportion of islands/ocean. In the South West Pacific, the SPCZ (South Pacific Convergence Zone) area is of particular interest in regard to ENSO-like interdecadal variability (Luo and Yamagata 2001). Because of the presence of two critical oceanic and atmospheric phenomena, the west Pacific Warm Pool and the SPCZ, the climate there is complex. Recently, massive corals have recorded interdecadal changes in the SPCZ region (Linsley et al. 2004; Bagnato et al. 2005; Linsley 2006). Here we present Sr/Ca, U/Ca, Ba/Ca, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ series spanning nearly three centuries reconstructions obtained from Wallis Island situated in the heart of the SPCZ. The aim of this multiproxy reconstruction study is to assess the range of paleoclimatic changes in the last 300 years at Wallis.

2 Study Area, Material and Methods

2.1 Study Area

Wallis Island, situated at 13°S, 176°W, is under climatic conditions dominated by the presence of large scale atmospheric and oceanic features (Alory and Delcroix 1999). Climate fluctuations near Wallis area is mostly dominated by the presence of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ). SPCZ has been described as one of the most expansive and persistent convective cloud bands, playing significant role in global-scale circulation patterns and roughly located along a line stretching from French Polynesia to Papua New Guinea (Vincent 1994; Folland et al. 2002). But Wallis Island is also located within the southern edge of the Warm Pool, the warmest ocean waters on earth (Levitus et al. 1994). Mean position of the SPCZ and the Warm Pool can be viewed in Figure 1, which describes mean SST, SSS and precipitation during 1979-1992 period (Gouriou et al. 2002).

Regional climatology of South Pacific Islands climate has been described by numerous studies e.g. (Hay et al. 1993; Salinger et al. 1995; Folland et al. 1997; Salinger et al.

2001). One of the main conclusions is that the area surrounding our site does not underlie drastic seasonal changes in term of temperature and precipitations. It has also been shown that temperature in the Wallis area is not particularly influenced by the Southern Oscillation (denoted by poor coefficient correlation between SOI and temperature data sets (Salinger 1995; Salinger et al. 1995; Folland et al. 2003)). Nevertheless, these studies mostly deal about air parameters such as air temperature and precipitation aggregated and interpolated on large areas based on islands data sets, in order to draw large scale features.

In the only study focused on our study area, Alory and Delcroix (1999) have shown that for the last two decades, all ENSO events don't have the same signature, as ENSO events did not have regular magnitude and periodicity. Nevertheless, El Niño phenomena at Wallis are generally characterized by saltier SSS than average, consistent with rainfall deficit and colder surface anomalies. Preliminary study demonstrates that particular ENSO events could be recorded in Wallis coral if sufficient resolution (i.e. monthly) was chosen (Ourbak et al. 2006). Alory and Delcroix (1999) have also shown that a seasonal signal was predominant for SST, while for SSS interannual variability dominated. This is consistent with SPCZ position, strongly influencing rainfall, which has been shown to be closely connected with ENSO and IPO phenomena (Folland et al. 2002). Thus, interannual and interdecadal climate variability should produce larger shifts than seasonality in our coral.

Two distinct SSS data sets are disponible to compare with geochemical measurements. Ship track SSS data (2° longitude, 1° latitude, monthly data, (Delcroix et al. 2005)), corresponding to PX04 rail including data between 173°E-178°E, at 13°S), which is a broad region a few degree away from Wallis are used for calibration purpose during the 1989-2000 period (see figure 6). Another SSS dataset used for the validation exercise consists in a monthly 2° latitude by 10° longitude field over the 1969-1995 period, centred at 13°S, 175°E (Gouriou and Delcroix 2002).

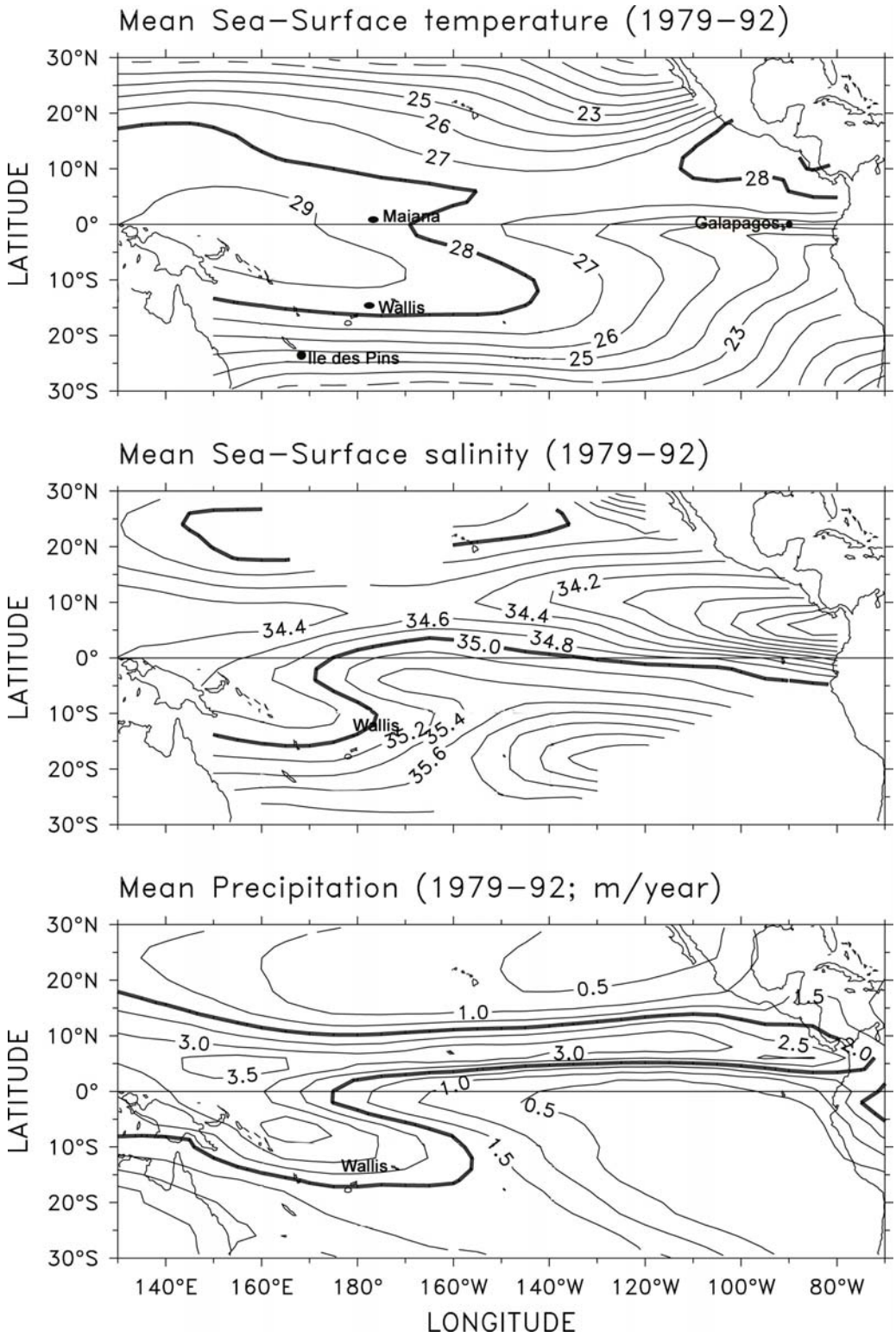


Figure 1: Pacific climatology over the 1979-1992 period (modified from Gouriou and Delcroix (2002). From top to bottom: mean sea surface temperature denoting the presence of the Warm Pool (SST>28°C) on the west side of the basin. Mean SSS and mean precipitation show the presence of two Convergence Zones: the ITCZ and the SPCZ. Wallis Island, the study area and other sites in the Pacific detailed in the text are also shown.

2.2 Coral sampling and analyses

Two cores (Wal 1 and Wal 4) were drilled on the same massive *Porites* coral, growing inside the Wallis lagoon (13°17'S, 176°08'W) in October 2000. The shorter core was chosen for sampling and analysing the younger part (248 cm), and the 70cm at the bottom of the second core (Wal 1) has been sampled to give additional informations over older decades as density band patterns were much clearer at the bottom of Wal 1. Prior to sampling processes, coral was 1 cm sliced. Based on X radiographs, sampling transects were determined following major growth axis. After ultrasonic probe cleaning, powder extraction was conducted with a drill connected to a computer-controlled three axis positioning system. First, we sampled every 83 μm over the last two decades for calibration purpose. This sampling resolution is equivalent to a ~1 sample/month resolution according to a skeletal expansion rate of 1 cm per year. 532 samples were collected at 500 μm intervals to give a quasi half yearly resolution. Two parallel sampling lines were performed to obtain contemporaneous samples for both isotopes and trace elements analyses.

For trace elements analyses, coral powder was dissolved in 2% spiked nitric acid, then solutions were run on an Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS), following a method described by Le Cornec and Corrège (1997). All analyses were performed at the IRD centre of Bondy. Multiple replicate analyses of an inhouse coral standard NC20 (Corrège et al. 2000) yielded an external reproducibility better than ±0.16 mmol/mol for Sr/Ca and ± 0.06 μmol/mol for U/Ca (2σ).

For isotope analyses, 40 to 100 μg of aragonite powder samples were reacted in ultra pure H_3PO_4 (103%) at 90°C and the resulting gas analysed using an OPTIMA Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS). Isotope analyses were carried out at UMR EPOC, University Bordeaux 1. Stable Isotopic values are reported in standard δ notation relative to PeeDee Belemnite standard. Precision was monitored by daily analyses of NBS-19 standard. 220 measurements of NBS-19 indicate $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ reproducibility better than ±0.04 ‰ and ±0.03 ‰ (1σ).

2.3 Chronostratigraphy and Potential Diagenesis

-Chronostratigraphy

X radiographs of most core sections reveal distinct density band couplets, allowing chronological scale establishment. Indeed, with the assumption that two alternative density bands represent one year of coral growth, schlerochronology allows an evaluation of the age

of corals (Knutson et al. 1972). In order to ensure overlapping between Wal 1 and Wal 4, one U/Th date has been produced at Australian National University following previous method (Edwards et al. 1987). It gives an age of 1748±7 years A.D. at 70 cm from the bottom of Wal 4 core. Thus we have counted density bands until 1748 for Wal 1 and then added the remaining 30 years of Wal 4. U/Th dating and bands counting are accurate enough (see Cobb et al. (2003) to address a chronological incertitude of ±15 years at the bottom of the record. Thus, we dated 282 years to 1717 A.D for the whole record.

-Potential diagenesis

Recent and fossil diagenesis can substantially alter geochemical tracer include in coral skeleton (Bar-Matthews et al. 1993; Enmar et al. 2000; Quinn and Taylor 2006). Following Quinn and Taylor (2006), we plotted $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$, which could reveal potential diagenesis together with metabolical patterns (McConnaughey 1989; Ourbak et al. submitted). Figure 2 demonstrates that neither diagenesis nor mode of feeding affect isotopic proxies in Wallis coral during most of the record. However, one can see very particular values near the theorical pristine pole. They correspond to modern data (see 3.1.4 and 3.2.2).

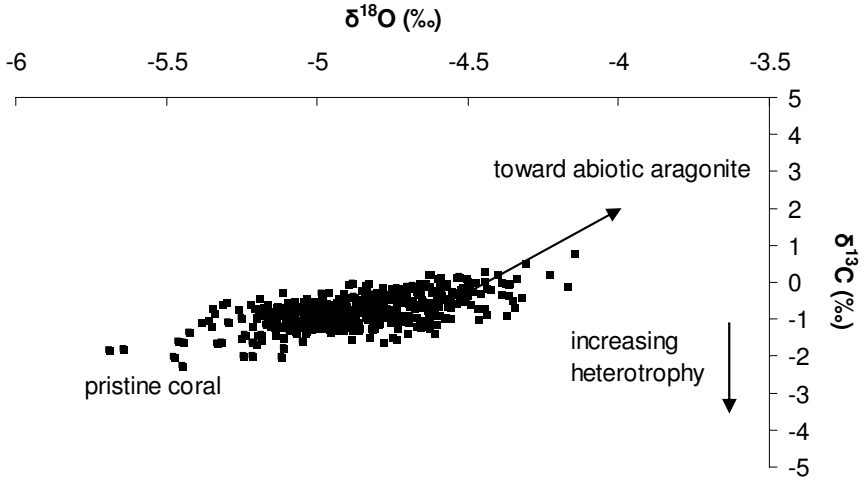


Figure 2: Cross plot of $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$. According to previous studies (McConnaughey et al. 1997; Quinn and Taylor 2006; Ourbak et al. submitted), informations related to early diagenesis and metabolical processes can be viewed with this cross plot. Schematically, heterotrophy shifts $\delta^{13}C$ toward negative values without affecting $\delta^{18}O$ and diagenesis tends to give positive values for both isotopes, as indicated by the arrows.

3 Results and Discussion

3.1 Modern behaviour of the proxies

3.1.1. Sr/Ca

Sr/Ca is believed to be a robust paleothermometer by most of the "paleocoral community" since the work of Smith et al. (1979) and Beck et al. (1992), even if some caution has to be taken into account (see Corrège (2006) for a review). Figure 3 presents, among other variables, SST extracted from IGOSS SST data set (a 5° by 5° SST reconstructions (Reynolds et al. 1994)) and Sr/Ca along the skeleton. With such dataset, we follow the common procedure calibrating Sr/Ca by pointing each SST maxima to the corresponding Sr/Ca minima (as Sr/Ca is inversely proportional to SST (Beck et al. 1992)). This work is presented in figure 4 where Wallis monthly calibration over the last 20 years is compared to Sr/Ca= a * (SST) +b relationships published for others areas. The good agreement between Wallis equation parameters and previous work might be interpreted as a sign of an acceptable calibration. Notwithstanding, Sr/Ca have stronger variability than SST (figure 3) and the correlation coefficient is not good enough (r=0.39) to allow quantitative SST reconstructions at our site.

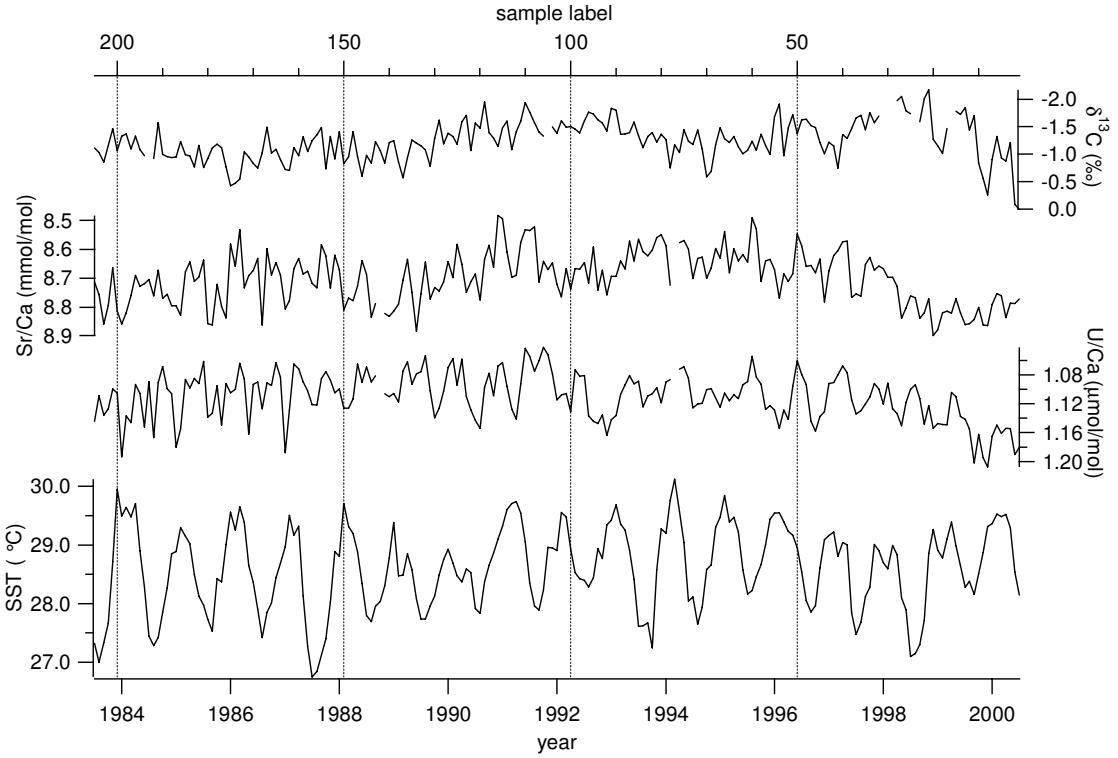


Figure 3: Environmental SST (from IGOSS SST dataset (Reynolds and Smith 1994)) is shown together with U/Ca and Sr/Ca, whom incorporation is believed to be thermo-related (scale inverted). Also shown is the $\delta^{13}C$ signal. Note the strong variability for both proxies together with the increase at the end of the record.

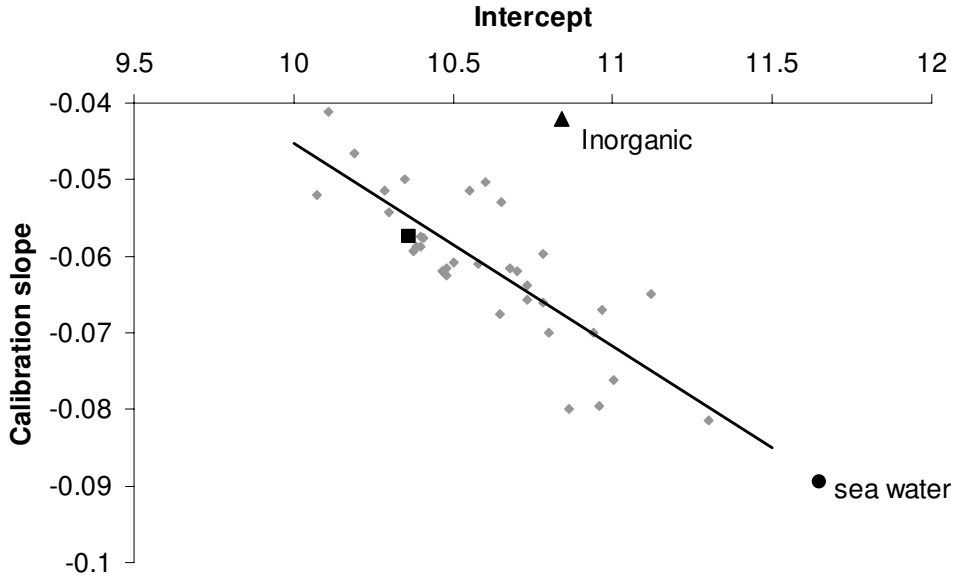


Figure 4: Calibration slope versus intercept relationship for Sr/Ca = a * (SST) +b (adapted from Marshall and McCulloch (2002)). Black square represents this study while grey points are published ones (see Corrège (2006), table 1), circle is for sea water (in Silenzi et al. (2005)) and triangle denotes inorganic theorical value (Kinsman and Holland 1969). Despite good agreement with previous studies, the Sr/Ca relationship with SST reaches a correlation coefficient (r) of 0.39, which is too low to reconstruct paleotemperatures (see text for comments).

3.1.2. U/Ca

In corals, U/Ca has been shown to be a potential paleothermometer (Min et al. 1995; Corrège et al. 2000; Hendy et al. 2002), although salinity signal might also play an important role in U/Ca behaviour (Shen et al. 1995; Ourbak et al. 2006). With the data set in our possession, it has been particularly difficult to find links with environmental parameters. Linear regression with SST does not show great potentiality for paleothermometry (r=-0.46). Bivariate regression between U/Ca, SST and SSS gives a correlation coefficient of 0.59, arguing for a very complex behaviour of this tracer. U/Ca tracer is less studied than Sr/Ca. The complex chemical behaviour of uranium in seawater and its incorporation in coral skeleton is still imperfect.

Coralline U/Ca sensitivity to marine carbonate concentration, pH and total CO_2 changes might complicate the problem (Min et al. 1995), as well as alkalinity (Shen and Dunbar 1995). We don't have enough data to go on this expertise. Precipitation of secondary aragonite could be one of the causes of the non classical result found here (Lazar et al. 2004). Nevertheless, according to Quinn and Taylor's method (Quinn and Taylor 2006) based on cross-plots of geochemical proxies (figure 2) and X radiographs (not shown) we can put aside this explanation.

3.1.3. Ba/Ca

Ba incorporation is thermodependent (Dietzel et al. 2004) and slight amplitude Ba/Ca changes are happening together with large amplitude variations. These large peaks are potentially representative of numerous and complex processes. Sinclair (Sinclair 2005) has classified Ba/Ca changes through three categories of influencing factors: "the exogenous, abiotic" sources (such as upwellings or terrigenous input from river floods), "the exogenous, biotic" sources (plankton blooms) and the "endogenous, biotic" origins (internal process such as mass spawning).

In Wallis coral, high resolution calibration over the 1989-2000 period presents 8 major peaks (not shown). Nevertheless, only one of them is recorded in a broad peak at low resolution (figure 5). We will concentrate our attention on the latter peak, recorded at low resolution, knowing that high resolution peaks will not be recorded in the rest of the core sampled at low resolution. The Ba/Ca peak corresponds to the association of the highest wind and rainfall peaks over the last twenty years, as revealed by daily meteorological measurements (Figure 5, data used under permission of Meteo France, New Caledonia).

Heavy rains with intense weathering and flooding could lead to brief Ba enrichment of coastal waters (e.g., (McCulloch et al. 2003)) provoked at Wallis by erosion of volcanic and carbonated rocks (Aubert de la Rue 1935). In addition, strong wind could lead to sediment resuspension over the ~6 meters water column which could lead to Ba desorption of particles (Esslemont et al. 2004). Such stressing events may also cause coral tissue to retract, trapping Ba-rich small particles within the skeleton (Brown et al. 1991). We don't deny any other effects, but due to the position of the core inside the lagoon and the lack of strong regular winds, this avoids upwelling effect (Delcroix, pers comm). Moreover, there are no reports of regular blooms at Wallis to compare timing, even if indices such as presence of manta rays in the austral winter (Juncker, pers comm) might attest for such blooms. Nevertheless, blooms at Wallis are not enough known to ensure a biotic source. Mass spawning is supposed to be regular, and no regularity in high resolution record is observed. Whatever the process involved, association of intense precipitation and high wind speed seems to lead to Ba incorporation in our coral. One could argue that similar environmental condition have been present in meteorological record at the end of 1986. It corresponds to the cyclone Raja. The reason why this severe event is not recorded by Ba/Ca incorporation in Wallis coral is not clear. This example shows that not all intense precipitation and/or windy phenomena produce Ba/Ca peak. Given the data in our possession, that Ba/Ca peaks are representative of intense weathering. Even if further measurements are necessary to ensure which factors are preponderant (such as luminescence or Y/Ca ratio to confirm/infirm the flood theory), we believe that Ba/Ca peaks in the recent past could be interpreted at Wallis as sign of intense precipitation/windy phenomenon, as it has been interpreted for other areas (McCulloch et al. 2003).

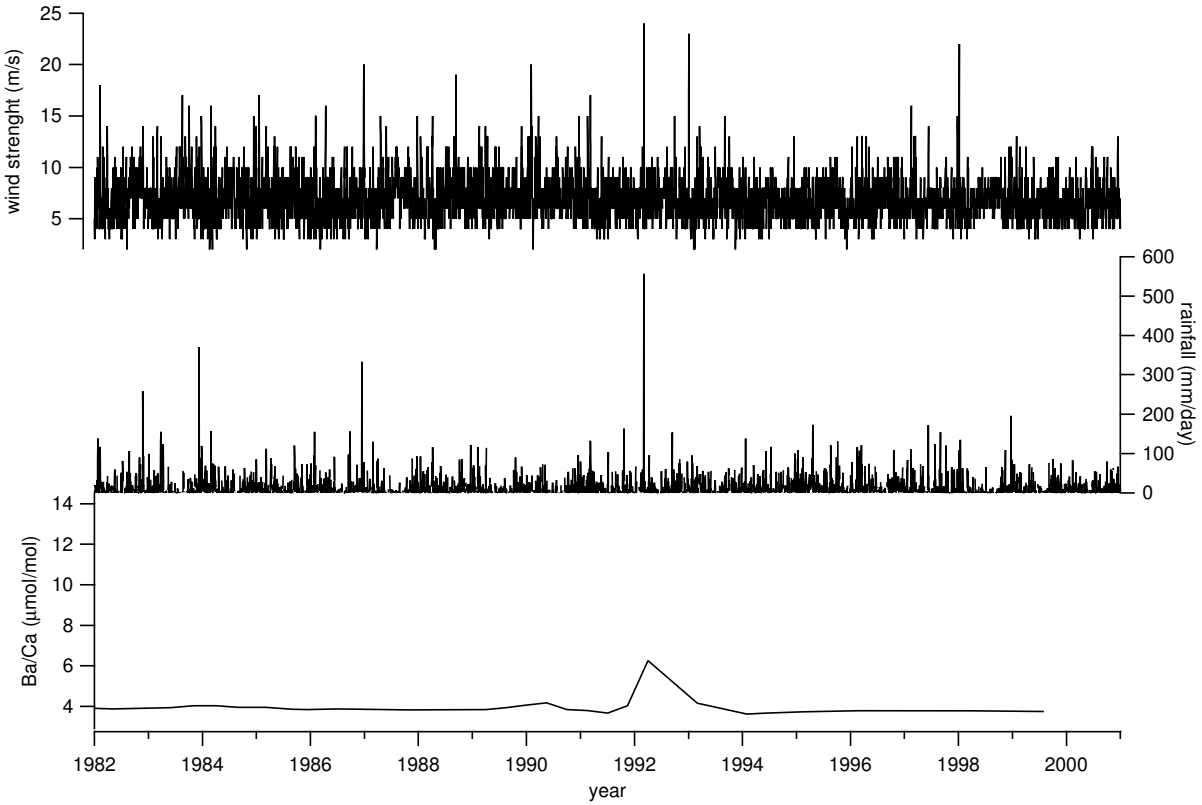


Figure 5: Wind strength and precipitation recorded at Wallis Island is shown together with Ba/Ca ratio at half yearly resolution. Note that due to sampling resolution, the Ba/Ca peak is not exactly in phase with rainfall and wind strength.

3.1.4. $\delta^{13}C$

Despite numerous investigations, no consensus prevails for the interpretation of the $\delta^{13}C$ signal in coral. Indeed, $\delta^{13}C$ is known to be influenced by complex physiological and environmental parameters (Fairbanks and Dodge 1979; McConnaughey 1989; Gagan et al. 1994; Swart et al. 1996; Reynaud-Vaganay et al. 2001; Grottoli 2002). Photosynthetic activity of zooxanthellae, level of zooplankton available, spawning, plankton blooms as well as insolation, cloud cover or depth may be responsible for $\delta^{13}C$ variations in corals. Moreover, one factor is often related to others, depth and light availability for example.

Wallis $\delta^{13}C$ record reveals high variability (figure 3), together with quasi systematic negative values. In addition to biological and/or change in cloudiness/light level interpretation, it has also been proposed that $\delta^{13}C$ signal could also reveal anthropogenic perturbation of the atmospheric $\delta^{13}C$ reservoir by anthropogenic impact (Quinn et al. 1998). High resolution study does not provide a record long enough but this hypothesis will be tested in regard to low resolution record over the whole core.

3.1.5. $\delta^{18}O$

In corals

$\delta^{18}O$ is a multi-information tracer, influenced by both temperature and isotopic composition of sea water, the latter varying with precipitation/evaporation and advection processes (e.g., Gagan et al. (2000)). $\delta^{18}O$ could record SST (Dunbar et al. 1994), SSS (Le Bec et al. 2000), or the two of them (Cobb et al. 2003).

As $\delta^{18}O$ is co-influenced by a thermal signal and $\delta^{18}Osw$ (sea water), itself depending on salinity, a classical procedure is to isolate the thermal imprint to extract an hydrological-related residual signal (McCulloch et al. 1994; Gagan et al. 1998; Hendy et al. 2002; Ren et al. 2003). Nevertheless, previous methods of deconvolution of $\delta^{18}O$ signal are not applicable to our study area, as there is no “pure” SST proxy available. The only information we could obtain from $\delta^{18}O$ is considering that it is mainly influenced by salinity changes via precipitation patterns, thermal effect being negligible, as suggested by Sr/Ca and U/Ca. In the context of Convergence Zones, climate at Wallis is dominated by intense precipitations. SSS should dominate $\delta^{18}O$ signal, even more with the half yearly resolution chosen, which emphasizes interdecadal signals which are SSS-printed (Alory and Delcroix 1999). Several studies have demonstrated the ability of coral to retrace hydrologically-related phenomenon

via $\delta^{18}O$, especially under area of intense precipitation, such as Convergence Zones (Linsley et al. 1994; Le Bec et al. 2000; Linsley et al. 2004; Bagnato et al. 2005).

Calibration

Figure 6 shows $\delta^{18}O$ and SSS for the 1989-2000 calibration period. One has to note that we are comparing data obtained from a coral positionned inside the lagoon, which mean potentiallt influenced by salinity changes due to terrestrial run offs and SSS data representing a large oceanic area. Nevertheless, regression between the two variables computed between PX04 SSS and $\delta^{18}O$, leads to equation (1), with a negative slope.

$$\delta^{18}O = -0.351\ (\pm 0.032)^{*}\ SSS + 7.035\ (\pm 1.092) \qquad r=0.73\ (1).$$

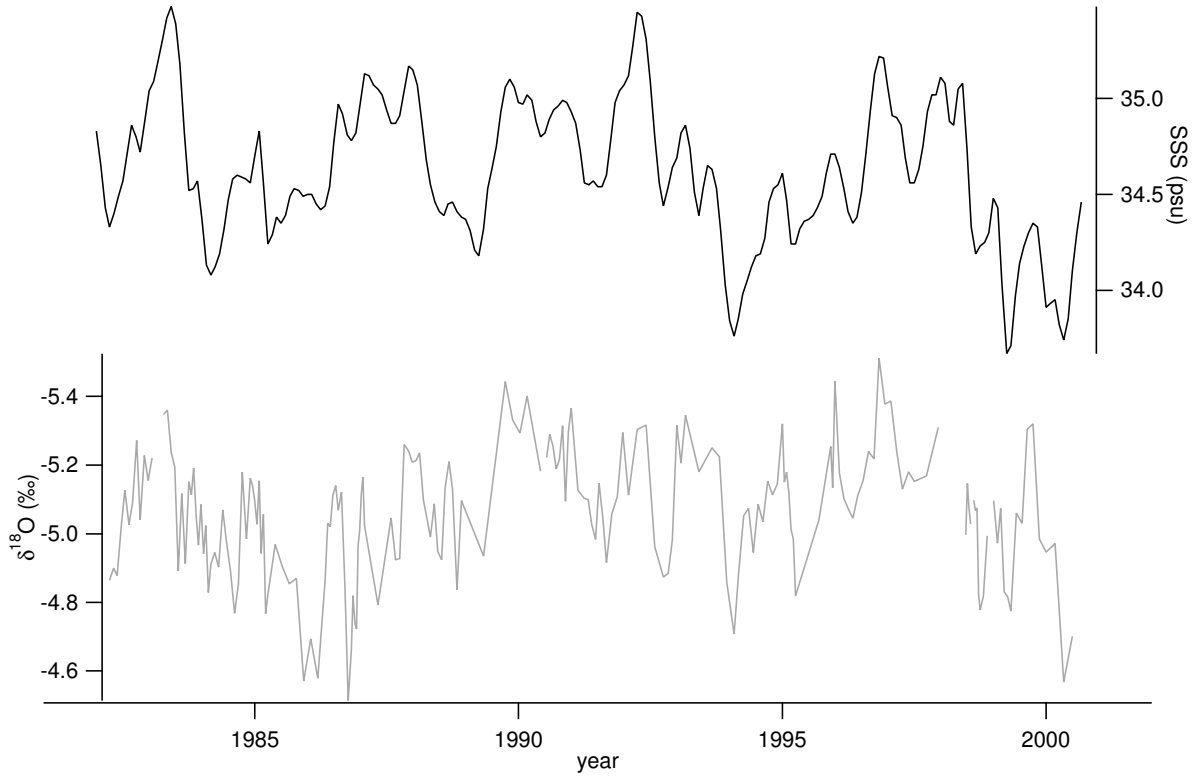


Figure 6: Ship of opportunity SSS data is shown (Delcroix et al. 2005) together with oxygen isotope ($\delta^{18}O$). Depth has been transformed in age scale according to calibration exercise (see text for more details).

In coral, oxygen isotopes are incorporated from the pool present in the nearby environment and $\delta^{18}O$ and $\delta^{18}Osw$ are believed to covary (Morimoto et al. 2002; Ourbak et al. submitted). Thus the slope of the equation $\delta^{18}O = f(\delta^{18}Osw)$ is believed to be positive.

In theory, $\delta^{18}Osw$ signal, related to evaporation-precipitation ratio is believed to be positively correlated to salinity (Craig and Gordon 1965; Rohling and Bigg 1998; Schmidt 1998; Schmidt 1999; Bigg and Rohling 2000; Delaygue et al. 2000) although this relation is complex in the tropics.

On the figure 7, Bigg and Rohling (2000) have compiled δ^{18}Osw and SSS data sets. Classical positive relationships are available in most part of the world, although spatially-variable. On the contrary, the so called "Pacific intermediate water mixing line", dealing withnsubsurface North Pacific waters, shows a negative correlation between δ^{18}Osw and SSS which could explain our result (equation (1)). Moreover, work in progress (Corrège and Stievenard, unpublished data) show a possible seasonal variability of the slope. To conclude, SSS-δ^{18}Osw relationships are dependent on the latitude, the ocean basin and probably the season. This study adds a new result, involving a negative slope for Pacific sea surface at Wallis, in the heart of the SPCZ.

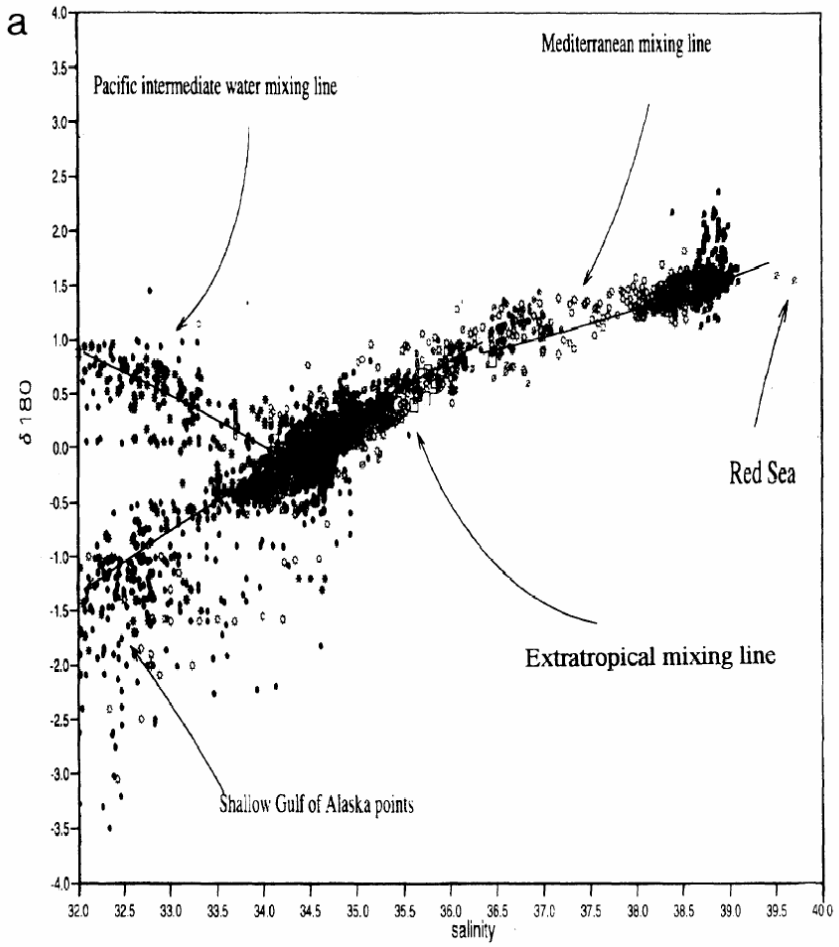


Figure 7: Scatter plot of δ^{18}Osw vs. SSS from Bigg and Rohling (2000). One can see the slope difference between Pacific intermediate water mixing line and the rest of the data.

In Convergence Zones, precipitation is stronger than evaporation. Rains contain a higher ratio of heavy oxygen than in the cloud water vapour, since ^{18}O condense more easily in liquid water than ^{16}O. Thus, high precipitation rate should provoke ^{18}O enrichment (δ^{18}O increase) together with freshening, i.e. decrease of SSS. Physical processes sustaining such a relationship are still hypothetic and require further studies, for example on the dependence of

convection altitude and the distance from evaporation areas. As $\delta^{18}O$ measurements (rainfalls and sea waters) in this area of intense precipitations are missing, we cannot go further in the explanation of such a relationship. Aware of the lack of explanation, we propose to use a naturalist approach and to use the coral as a black box recorder to apply the empirical equation (1) found to reconstruct salinity-related signal.

Validation

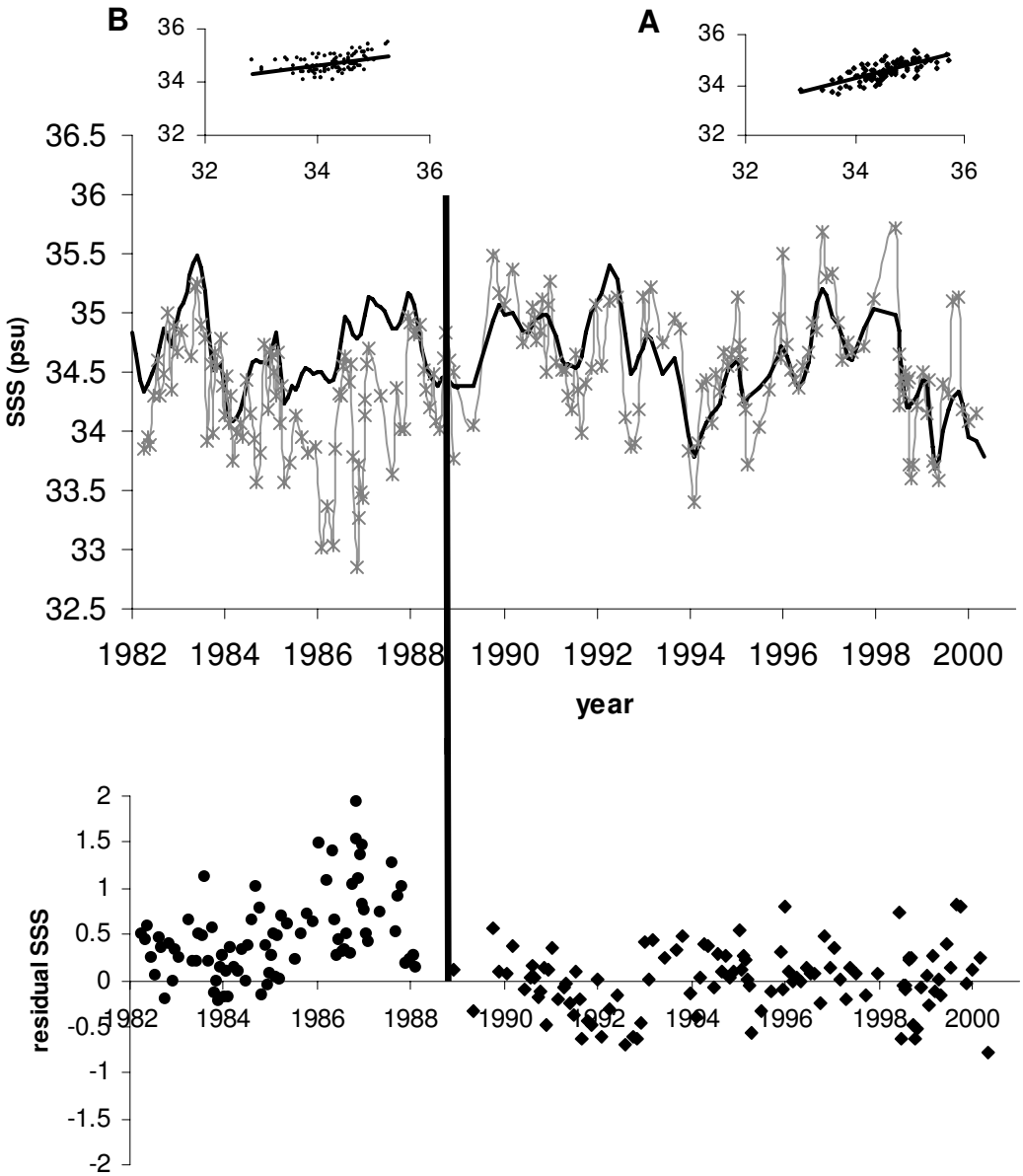


Figure 8: SSS series over the 1982-2000 period. PXO4 SSS (Delcroix et al. 2005) in black and SSS reconstructed in grey (pseudo monthly resolution). Regressions between the two series are shown for the calibration (A squares) and validation (B full circles) periods on the top of the figure. Residual SSS, i.e. difference between reconstructed and environmental is also shown. Two different extraction lines, one for calibration and one for validation exercises lead to differences in length of the period (calibration: 1989-2000, validation 1982-1989).

Figure 8 shows PXO4 SSS together with reconstructed SSS from $\delta^{18}O$ and equation (1). Two distinct periods are shown. The 1989–2000 interval corresponds to the calibration period. For the 1982-1989 period, equation 1 is applied in order to validate the relationship. In addition, regressions between reconstructed SSS and environmental SSS are also shown, together with SSS anomaly.

Regressions between SSS series denote relative good agreement between calibration and validation periods for the slopes. But one can see that regressions are not well fitted to theorical line (slopes equal to 0.54, 0.27 and 1 for calibration, validation and theorical lines, respectively, figure 8). Slope difference denotes a tendency for reconstructed SSS to be higher than environmental values. This is confirmed by residual SSS.

Despite a global agreement, reconstructed SSS have more pronounced variability than environmental SSS. This could be explained by two of factors. First, differences between local values inside the lagoon and ship track data corresponding to a 2° longitude by 1° latitude could bring discrepancies. Secondly, a small thermal imprint is also present in $\delta^{18}O$ signal, potentially aliasing SSS reconstructions. Strong residuals SSS are recorded for the 1986-1987 period. This period is very peculiar, as attested by precipitation pattern shown on figure 5. Indeed, this is a period characterized by relative deficit in precipitation in 1986 followed by intense precipitations in the rainy season of 1987 (from September to April), followed by again abnormal “dry months”. Despite this period, relative good agreement between SSS reconstructed and environmental SSS leads to the conclusion that SSS variations guided by precipitations. This result is confirmed by the significant relationship between $\delta^{18}O$ and Tropical Rainfall Index (r^2=0.45) over 7 years of record (1989-1996, not shown), coherently with SSS precipitation relationship in convergence zones (Delcroix et al. 1996). We suggest then that SPCZ position is rather well recorded by $\delta^{18}O$ in the Wallis coral.

Before any applications could be undertaken, a test has been done to check whether low resolution (i.e. half yearly) does permit qualitative SSS reconstructions. Figure 9 shows environmental SSS anomaly together with reconstructed SSS anomaly, at low resolution.

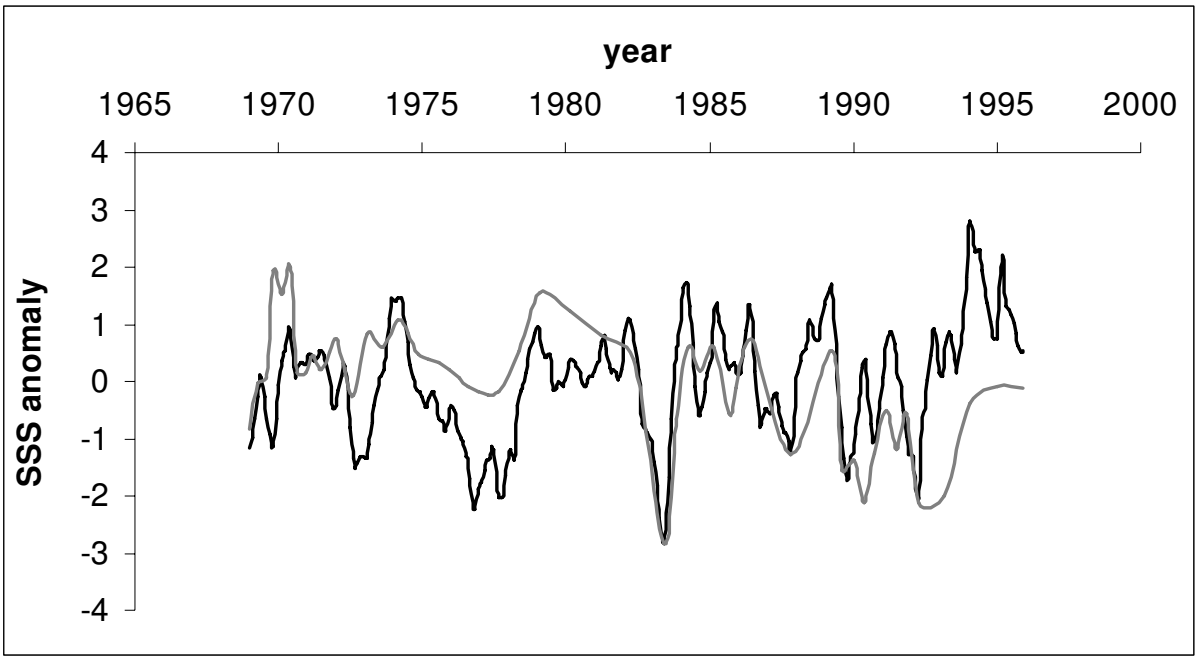


Figure 9: Validation of SSS reconstructions for low resolution data. Grey line is reconstructed SSS data and black line represents environmental SSS (gridded 10° longitude by 2° latitude centred on 175°E, 13°S, (Gouriou and Delcroix 2002))

Rather good agreement between reconstructed SSS and SSS from Gouriou et al is visible. Again, one has to keep in mind that a small SST signal is printed in $\delta^{18}O$ record and that comparison is achieved between low spatial resolution SSS data from open water environment and lagoon data from coral, therefore, some notable discrepancies are expressed. Stronger environmental SSS variability could also be explained by the fact that coral being biologically-mediated, geochemical incorporation is partly smoothed by the half yearly resolution chosen.

Nevertheless, calibration exercises at both monthly and half yearly resolution allows us to propose a qualitative interpretation in term of salinity-related signal.

3.2 Description and Interpretation of the records

3.2.1 Results over the whole core.

Figure 10 shows five geochemical proxies (U/Ca, Sr/Ca, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and Ba/Ca) over the last three centuries. Sr/Ca and U/Ca have a slight decreasing trend while only $\delta^{18}O$ trend is well marked toward negative values and $\delta^{13}C$ does not show any marked trend, except during the last decades. All these trends are nevertheless modulated by interdecadal variations, well marked during the 1700's to mid 1800's in $\delta^{18}O$ signal. The Ba/Ca ratio shows several peaks and notably a period with a concentration of several high values around 1890-1930.

U/Ca, Sr/Ca, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and Ba/Ca range from 0.88 µmol/mol to 1.36 µmol/mol, 8.58 mmol/mol to 9.01 mmol/mol, -2.19 ‰ to 0.24 ‰, -5.54 ‰ to -4.31 ‰ and 3.15 µmol/mol to11.30 µmol/mol, respectively. Means values of the series are 1.16 µmol/mol, 8.80 mmol/mol, -0.76 ‰, -4.88 ‰ and 4.14 µmol/mol, respectively.

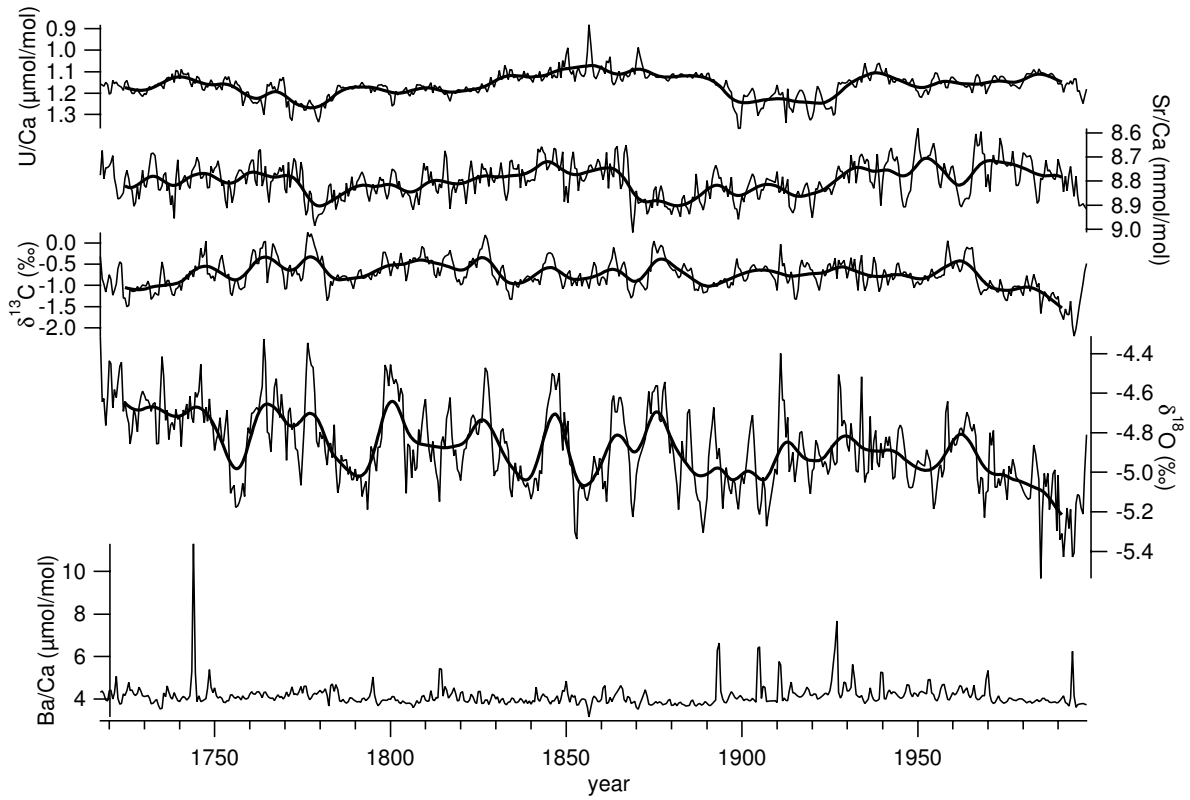


Figure 10: Multiproxies data at half yearly resolution, over the last three hundred years. Bold lines show 29 Hanning filters of the series which emphasize periodicities stronger than 7 years.

3.2.2 $\delta^{13}C$ and Sr/Ca behaviours.

If our calibration doesn't allow quantitative reconstruction, we can look at Sr/Ca signal to have a qualitative view of SST changes. Focussing on the recent part of the serie, the Sr/Ca signal should indicate a hypothetical SST decrease since 1970. This result is in disagreement with temperature patterns described by previous studies in South Pacific islands (Salinger 1995; Folland et al. 2002). Low resolution Sr/Ca record confirms the first outcome given by high resolution calibration exercise for the non classical Sr/Ca behaviour in our coral. This could be interpreted by several factors.

First, low seasonal and interannual SST variations observed at Wallis (3°C at maximum on monthly data) drive minor Sr/Ca changes in coral skeleton. Similar result has been shown for closeby sites with low seasonal temperature signal: thermal signal in trace elements from a Fiji coral is hidden by hydrological phenomena (Le Bec et al. 2000; Le Bec 2001) and thus Sr/Ca interpretation is complex.

In addition, other potential factors such as biological (kinetic and metabolic) controls (de Villiers et al. 1995; Cohen et al. 2001; Cohen et al. 2002) could influence Sr/Ca ratio. Cohen et al. have shown in 2002 that up to 65% of Sr/Ca variance could be due to algal symbiont's activity in polyps of *Astrangia sp*. These results accounting for a large part of the signal linked to photosynthetic activity are sustained in Wallis coral by a biologically mediated proxy: $\delta^{13}C$. Indeed, the latter, behind a complex signal, could be linked to level of insolation via endosymbiotic activity (Swart et al. 1996; Boiseau et al. 1998; Ourbak et al. submitted). Figure 10 shows that $\delta^{13}C$ (decrease) and Sr/Ca (increase) reveal patterns potentially interpretable in term of decrease of photosynthetic processes activity for the last 30 years. Indeed, Sr/Ca evolves toward asymbiotic-like values and $\delta^{13}C$ indicates potentially less autotrophy. This result is partly sustained by decrease of insolation between 1994-2000 at Wallis (Meteo France data not shown here), according to a north east shift of the SPCZ during warm phases of IPO (Folland et al. 2002). In that case, more clouds and potentially low level of light availability will decrease photosynthesis. Alternatively, $\delta^{13}C$ decrease observed during the last decades could be due to atmospheric $\delta^{13}C$ changes in the surface ocean due to human activities as recorded by Quinn et al. (1998) in New Caledonia.

We believe it is important to note here that even if some proxies are well adopted by the community, they are not systematically and directly useful for paleoenvironmental reconstructions and it is recommended to calibrate each proxy with regional environmental data when possible

3.2.3 $\delta^{18}O$ and SSS signal

Figure 11 shows $\delta^{18}O$ anomaly over the last centuries, directly related to precipitation patterns and SSS.

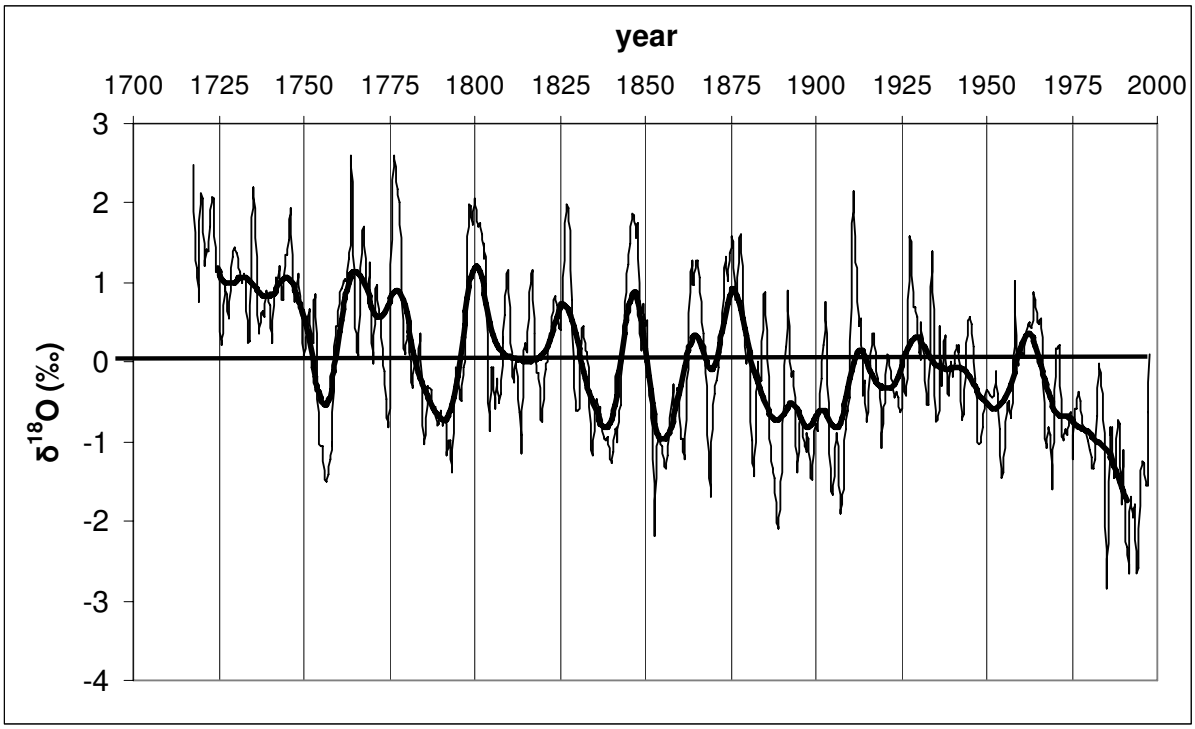


Figure 11 : $\delta^{18}O$ anomaly (normalized to unit variance), giving indication of SSS variability toward centuries and the relative displacement of the SPCZ. Bold line shows 29 points Hanning filter of the series.

The trend could be interpreted as a global SSS increase. In Wallis area, SSS is primarily related to SPCZ migration. A North East/South West SPCZ shift could happen over various timescales, i.e. at seasonal, interannual (ENSO) and interdecadal timescale (Vincent 1994; Alory and Delcroix 1999; Folland et al. 2002). A decrease of precipitation patterns and/or a modification of the actual scheme of SPCZ could explain changes seen in Figure 11. The trend is nevertheless modulated by several shifts, which could be interpreted by spectral and wavelet analyses. Blackman Tuckey spectrum (95% confidence interval, using Paillard et al's software (Paillard et al. 1996)) shows several peaks. A 16.5 year-period together with a broad 23-25 year-period peaks are found in the interdecadal band. Another, less powerful and broader peak is present at 12.5-13 year-period. 9-9.5 year-period dominates higher frequency together with a 8 year-period and several peaks at 6, 4.6 and 3.1 year, respectively.

In addition, wavelet analyse provides a possibility to look at evolution of periodicities over time. Figure 12 is obtained by a modified version of Torrence et al. (1997) software. The spectrum shows weak interannual variability, but is dominated by strong interdecadal

oscillations confirming spectral analyse. A relevant feature on figure 12 is the decreasing tendency of interdecadal periodicity with time. We can see that powerful periods were centred on 12 year-period at the end of the 18th century and then evolved toward a 10-11 year-period at the end of the 19th century. Interdecadal periodicity decrease over the 18th and 19th centuries is of primary importance, as it confirms previous work on New Caledonia core (Ourbak et al. submitted). It demonstrates a tendency for salinity-related signal to decrease in periodicities during most of the 18th and 19th centuries. Figure 11 shows for the same period stronger variability than nowadays, as if the SPCZ had a seesaw movement. The 20th century does not show marked periodicities according to Figure 12, hidden by strong decadal variability over the 18th and 19th centuries. But wavelet spectrum focused on the last century (not shown here) owns IPO-like variability, confirming previous work for the last century (Ourbak et al. 2006).

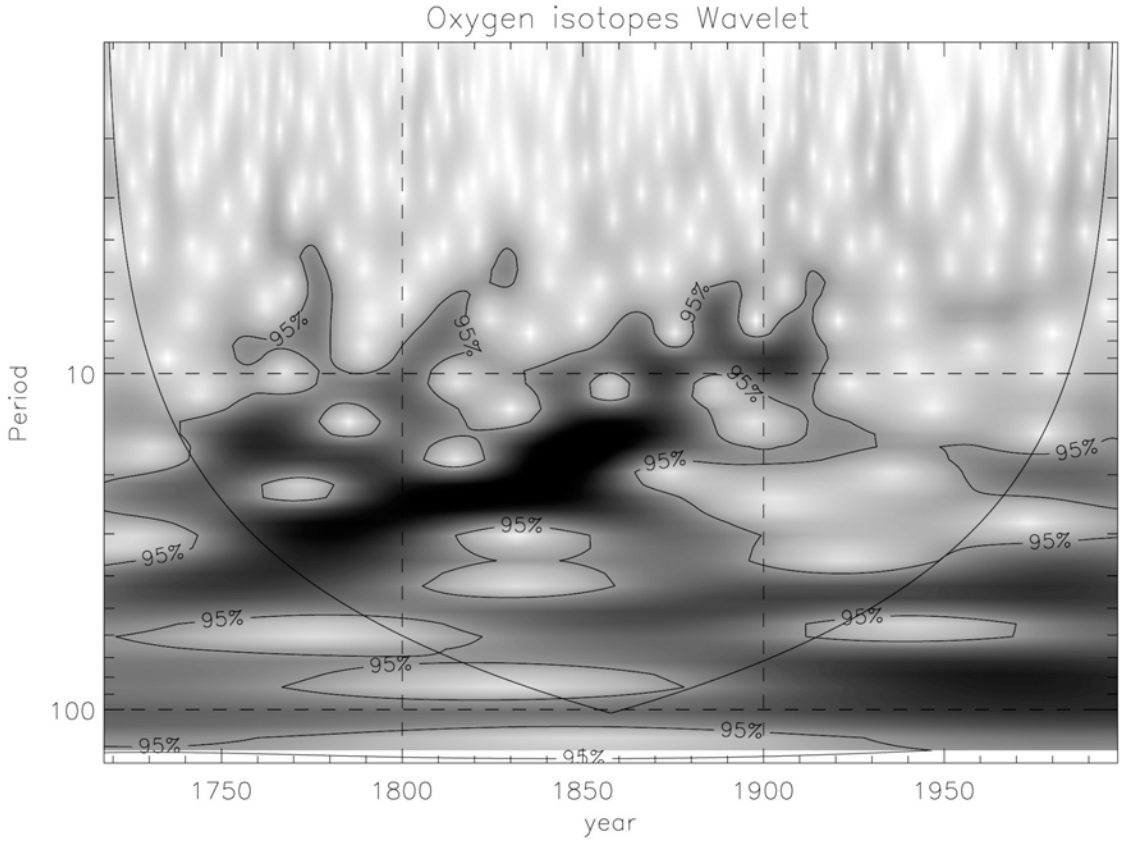


Figure 12: Wallis $\delta^{18}O$ wavelet amplitude map with cone of influence and significance level contour for 95%.

3.2.4 Ba/Ca-related informations: a coherent story with $\delta^{18}O$

On figure 10, a change in Ba/Ca behaviour happened after 1890. The 1890-1940 period was characterized by repetitions of high Ba/Ca peaks which could be interpreted by anomalous flood events. Intense precipitation over Wallis islands as suggested by Ba/Ca

peaks is coherent with $\delta^{18}O$ results which show a slight freshening happening during the ~1890-1930 period (figure 11). Ba/Ca results are a new index of precipitation-related history, consistent with $\delta^{18}O$ measurements.

The end of the 19th century has been shown to be characterised by freshening in several areas of South West Pacific (Great Barrier Reef, (Hendy et al. 2002), New Caledonia, (Ourbak et al. submitted), Vanuatu, (Quinn et al. 1993)). Wallis coral partly sustains such changes but only for the peculiar ~1890-1930 period.

Then a shift appeared at Wallis, showing SSS increase, instead of freshening in other part of the region. SPCZ is a source of moisture for south west Pacific. Thus it is possible that this source has moved through time, leading to SSS increase in our particular area.

To resume Wallis climate over the last centuries: during most of the 18th and 19th centuries Wallis island has sustained a highly variable precipitation regime. SPCZ has probably moved over Wallis Island, producing intense rainy periods and relative droughts periods. Such displacements have increased in periodicity until ~1900, attested by wavelet analyse. Then SPCZ activity has been more stable over Wallis area, but with a marked shift during the 1960's. Sea surface waters have become saltier in response to decrease in precipitation (as recorded by $\delta^{18}O$ and Ba/Ca).

3.3 Comparisons with other coral cores

Figure 13 proposes different coral records in the Pacific and Indian basin for the peculiar 1860-1920 period. Urvina Bay data from Galapagos Island (0°S, 91°W) are shown (Dunbar et al. 1994), representing East Pacific Basin. Three cores represent a transect from tropic to equator. L'Ile des Pins (New Caledonia, 23°S, 167°E, (Ourbak et al. submitted)) together with this study (13°S, 176°W) represent the south west Pacific basin. An equatorial core is represented by the Maiana core (1°N, 173°E), which comes from Republic of Kiribati (Urban et al. 2000). Mahe (Seychelles, 4°S, 55°E (Charles et al. 1997)) and Malindi (Kenya, 3°S, 40°E (Cole et al. 2000)) represent equatorial Indian Ocean and complement figure 13.

An East-West comparison confirms the opposite behaviour of the sites and attests for the presence of a zonal dipole. Variability of the tropical records is more important compared to equatorial records, attested by the South to North New Caledonia-Wallis-Maiana "meridional transect".

The second interesting pattern is the apparent temporal shift between series, which seems to move from tropic of Capricorn to equator and is also recorded in the Seychelles and

Kenya corals. This shift may be artificial and due to chronological controls. Nevertheless, Seychelles are monthly data, Maiana are bi monthly, arguing for a precise chronology. They could also represent local phenomena but none of these interpretations are given by respective authors. We interpret these differences as a qualitative proof a south-west Pacific leading influence on decadal timescale with a delayed signal going from tropical area toward the equator in the Pacific basin, then being propagated in the Indian Ocean. These records are in agreement with the model of Luo and Yamagata which proposes a leading role of South West Pacific for decadal ENSO-like variations (Luo and Yamagata 2001; Luo et al. 2003). Due to a temperature anomaly in eastern equatorial Pacific, wind perturbations propagate to the south west Pacific via atmospheric connections. Then, it induces a negative wind curl stress which causes the thermocline to shoal, producing temperature anomaly at the equator. This theory is not confirmed by the presented Galapagos data. Its chronology is not as precise as it is for other sites and Galapagos is situated in the upwelling system of the Humboldt Current which is not exactly inside the area defined by Luo and Yamagata (2001). Work is actually under progress at Clipperton atoll by our team to extend previous work (Linsley et al. 1999) and to attest Luo et al's theory. The figure 13 also proposes that Indian decadal variability is under influence of Pacific variability, probably via teleconnections similar to those operating on interannual time scales i.e. Walker circulation (Saravanan et al. 2000).

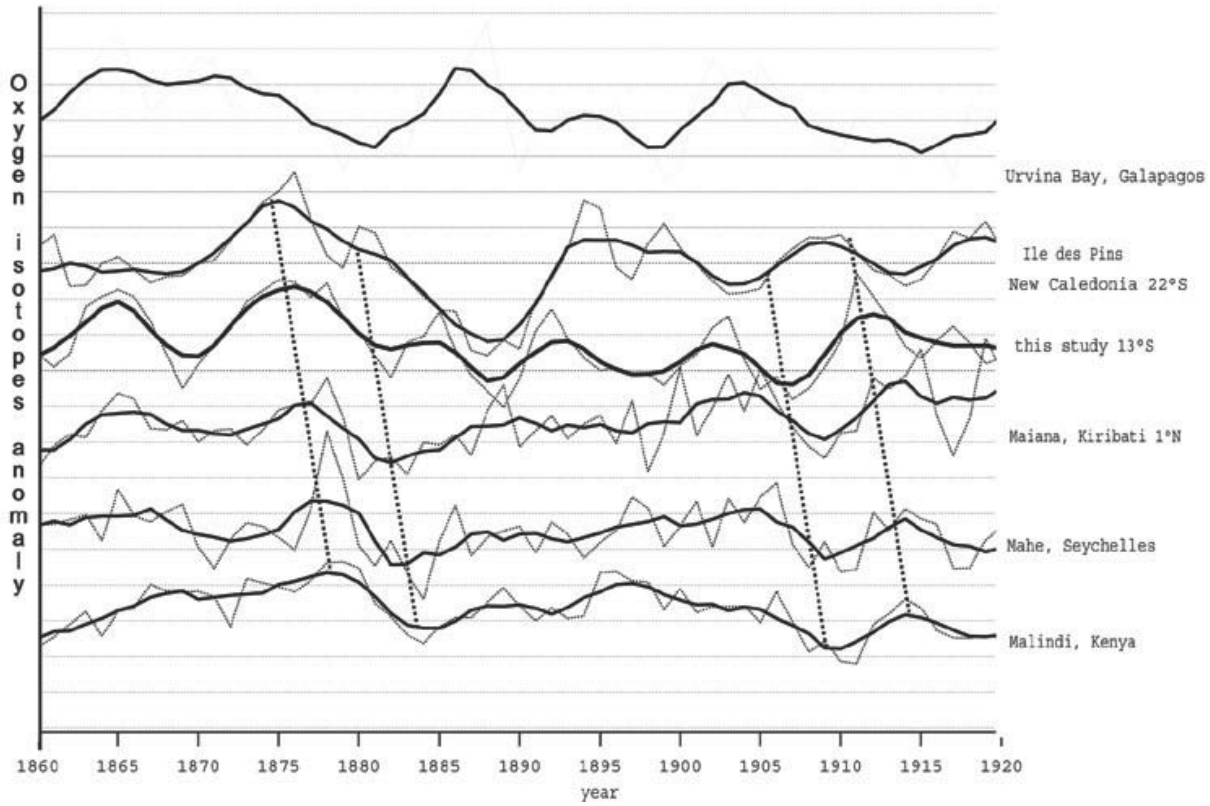


Figure 13: Oxygen isotopes anomaly for several coral all over the world (All data are annual mean normalized to unit variance). All corals except Wallis are inversely plotted to show warmer/drier conditions on top. See text for details of the series used. Bold lines represent 5 year filter.

Conclusion

Our results demonstrate that systematic calibration exercises are necessary before any paleoclimatic interpretation could be achieved. For example, Sr/Ca measurements are correlated to SST, but despite good agreement with previous studies, SST reconstructions with Sr/Ca should be distorted, as SST represent less than 16 % of the Sr/Ca variance in our core. Corals could not systematically record paleotemperatures in areas such as Wallis which is not influenced by a strong SST range.

The U/Ca has shown good promises in the past (Min et al. 1995; Shen and Dunbar 1995; Ourbak et al. 2006) but demonstrates here a complex behaviour, probably influenced by numerous factors.

On the other way, $\delta^{18}O$ is related to SSS and to a lesser to minor SST variations. We were first puzzled to find an inverted relationship between $\delta^{18}O$ and SSS and the interpretation of such founding must be sustained by future environmental measurements. Nevertheless, keeping a naturalist approach, we used Wallis coral as a "black box recorder" and attended to reconstruct qualitative SSS changes. We developed a conceptual model to explain our proxies

variability, adding Ba/Ca ratio, which is believed to represent weathering patterns. Together, $\delta^{18}O$ and Ba/Ca give coherent informations related to the evolution of the SPCZ over the last centuries. Decadal signals were less pronounced during the 20th century with a more stable SPCZ situation over Wallis Island, compared to precedent centuries. Accordingly larger variability dominates salinity-related signal during most of the 18th and 19th centuries together with decrease of periodicity, as seen with $\delta^{18}O$ spectral analyses. Numerous and important Ba/Ca peaks since 1890 are consistent with a freshening suggested by $\delta^{18}O$ during the 1890-1940 period.

If it is well demonstrated that Porites is a formidable archive of past oceanic conditions, coral studies will probably increasingly use the new *Diploastrea sp* archive which has demonstrated great potentiality (Watanabe et al. 2003; Bagnato et al. 2004) and has been successfully applied to fossils (Corrège et al. 2004). Moreover, Bagnato et al. (2005) have recently demonstrated that this specie contained a larger–amplitude interdecadal signal that was more adapted to SPCZ tracking.

References

Alory, G. and T. Delcroix (1999). "Climatic variability in the vicinity of Wallis, Futuna, and Samoa islands (13°-15° S, 180°-170° W)." Oceanologica Acta **22**(3): 249-263.

Aubert de la Rue, E. (1935). "La constitution géologique des îles Wallis et Futuna." Comptes Rendus de l'Academie des Sciences: 328-330.

Bagnato, S., B. Linsley, S. S. Howe, G. M. Wellington and J. Salinger (2004). "Evaluating the use of the massive coral Diploastrea heliopora for paleoclimate reconstruction." Paleoceanography **19**(PA1032).

Bagnato, S., B. K. Linsley, S. S. Howe, G. M. Wellington and J. Salinger (2005). "Coral oxygen isotope records of interdecadal climate variations in the South Pacific Convergence Zone region." Geochemistry Geophysics Geosystems **6**: doi:10.1029/2004GC000879.

Bar-Matthews, M., G. J. Wasserburg and J. H. Chen (1993). "Diagenesis of fossil coral skeletons: Correlation between trace elements, textures, and $^{234}U/^{238}U$." Geochimica et Cosmochimica Acta **57**(2): 257-276.

Beck, J. W., R. Edwards, E. Ito, F. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot and C. Henin (1992). "Sea surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios." Science **257**(644-647).

Bigg, G. R. and E. J. Rohling (2000). "An oxygen isotope data set for marine waters." Journal of Geophysical Research **105**(C4): 8527-8535.

Boiseau, M., A. Juillet-Leclerc, P. Yiou, B. Salvat, P. Isdale and M. Guillaume (1998). "Atmospheric and oceanic evidences of El Niño-Southern Oscillation events in the south central Pacific Ocean from coral stable isotopic records over the last 137 years." Paleoceanography **13**(6): 671-685.

Brown, B. E., A. W. Tudhope, M. D. A. Le Tissier and T. P. Scoffin (1991). "A novel mechanism for iron incorporation into coral skeletons." Coral Reefs **10**: 211-215.

Charles, C. D., D. E. Hunter and R. G. Fairbanks (1997). "Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of Tropical climate." Science **277**: 925-928.

Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng, M. Kastner and R. L. Edwards (2003). "U/Th-dating living and young fossil corals from the central tropical Pacific." Earth and Planetary Science Letters **210**(1-2): 91-103.

Cobb, K. M., C. D. Charles, R. L. Edwards, H. Cheng and M. Kastner (2003). "El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific climate during the last millennium." Nature **424**: 271-276.

Cohen, A. L., G. D. Layne, S. R. Hart and P. S. Lobel (2001). "Kinetic control of skeletal Sr/Ca in a symbiotic coral: Implications for the paleotemperature proxy." Paleoceanography **16**(1): 20-26.

Cohen, A. L., K. E. Owens, G. D. Layne and N. Shimizu (2002). "The effect of algal symbionts of Sr/Ca paleotemperatures from coral." *Science* **296**(5566): 331-333.

Cole, J. E. (2003). Holocene coral records: windows on tropical climate variability. Global change in the Holocene. U. C. London. London**:** 169-184.

Cole, J. E., R. B. Dunbar, T. R. McClanahan and N. A. Muthiga (2000). "Tropical Pacific Forcing of Decadal SST Variability in the Western Indian Ocean over the Past Two Centuries." Science **287**(5453): 617-619.

Cole, J. E., R. G. Fairbanks and G. T. Shen (1993). "Recent variability in the Southern Oscillation: Isotopic results from a Tarawa Atoll coral." Science **260**: 1790-1793.

Corrège, T. (2006). "Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **232**: 404-428.

Corrège, T., T. Delcroix, J. Récy, W. Beck, G. Gabioch and F. Le Cornec (2000). "Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral." Paleoceanography **15**: 465-470.

Corrège, T., M. Gagan, B. J.W., G. S. Burr, G. Cabioch and F. Le Cornec (2004). "Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event." Nature **428**(doi:10.1038/nature02506): 927-929.

Craig, H. and L. I. Gordon (1965). Deuterium and Oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. T. Tongiorgi**:** 9-130.

de Villiers, S., B. K. Nelson and A. R. Chivas (1995). "Biological controls on coral Sr/Ca and $\delta^{18}O$ reconstructions of sea surface temperatures." Science **269**(5228): 1247-1249.

Delaygue, G., J. Jouzel and J. C. Dutay (2000). "Oxygen 18-salinity relationship simulated by an oceanic general circulation model." Earth and Planetary Science Letters **178**(1-2): 113-123.

Delcroix, T., C. Henin, V. Porte and P. Arkin (1996). "Precipitation and sea-surface salinity in the tropical Pacific Ocean." Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers **43**(7): 1123-1141.

Delcroix, T., M. J. McPhaden, A. Dessier and Y. Gouriou (2005). "Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans." Deep Sea Research Papers Part I: Oceanographic Research **52**(5): 787-813.

Dietzel, M., N. Gussone and A. Eisenhauer (2004). "Co-precipitation of Sr^{2+} and Ba^{2+} with aragonite by membrane diffusion of CO^2 between 10 and 50°C." Chemical Geology **203**(1-2): 139-151.

Dunbar, R. B., G. M. Wellington, M. W. Colgan and P. W. Glynn (1994). "Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D.: the $\delta^{18}O$ record of climate variability in Galapagos corals." Paleoceanography **9**(2): 291-315.

Edwards, R. L., J. H. Chen, T.-L. Ku and G. J. Wasserburg (1987). "Precise timing of the last interglacial period from Mass Spectrometric determination of Thorium-230 in corals." Science **236**(4808): 1547-1553.

Enmar, R., M. Stein, M. Bar-Matthews, E. Sass, A. Katz and B. Lazar13 (2000). "Diagenesis in live corals from the Gulf of Aqaba. I. The effect on paleo-oceanography tracers." Geochimica et Cosmochimica Acta **64**(18): 3123-3132.

Esslemont, G., R. A. Russell and W. A. Maher (2004). "Coral record of harbour dredging: Townsville, Australia." Journal of Marine Systems **52**(1-4): 51-64.

Fairbanks, R. G. and R. E. Dodge (1979). "Annual periodicity of the $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios in the coral Montastrea annularis." Geochimica et Cosmochimica Acta **43**: 1009-1020.

Felis, T. and J. Patzold (2004). Climate Reconstructions from Annually Banded Corals. Global Environmental Change in the Ocean and on Land. e. a. Shiyomi, TERRAPUB**:** 205–227.

Folland, C., J. Salinger, N. Jiang and N. Rayner (2003). "Trends and variations in South Pacific Island and ocean surface temperatures." Journal of Climate **16**: 2859-2874.

Folland, C. K., J. Renwick, M. J. Salinger and A. B. Mullan (2002). "Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone." Geophysical Research Letters **29**(13): 1643.

Folland, C. K., M. J. Salinger and N. Rayner (1997). "A comparison of annual South Pacific island and ocean surface temperatures." Weather and Climate **17**(1.): 23-42.

Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, J. W. Beck, J. E. Cole, E. R. M. Druffel, R. B. Dunbar and D. P. Schrag (2000). "New views of tropical paleoclimates from corals." Quaternary Science Reviews **19**(1-5): 45-64.

Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, D. Hopley, J. A. Cali, G. E. Mortimer, J. Chappell, M. T. McCulloch and M. J. Head (1998). "Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific." Science **279**: 1014–1018.

Gagan, M. K., A. R. Chivas and P. J. Isdale (1994). "High-resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers." Earth and Planetary Science Letters **121**: 549-558.

Gouriou, Y. and T. Delcroix (2002). "Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976–2000." Journal of Geophysical Research **107**(C12): 8011.

Grottoli, A. G. (2002). "Effect of light and brine shrimp on skeletal $\delta^{13}C$ in the Hawaiian coral Porites compressa: a tank experiment." Geochimica et Cosmochimica Acta **66**(11): 1955-1967.

Hay, J., J. Salinger, B. Fitzharris and R. Basher (1993). "Climatological see saws in the Southwest Pacific." Weather and Climate **13**: 9-21.

Hendy, E. J., M. K. Gagan, C. A. Alibert, M. T. McCulloch, J. M. Lough and P. J. Isdale (2002). "Abrupt decrease in tropical pacific sea surface salinity at end of Little Ice Age." Science **295**(5559): 1511-1514.

Kinsman, D. J. J. and H. D. Holland (1969). "The co-precipitation of cations with CaCO3-IV. The co-precipitation of Sr2+ with aragonite between 16° and 96°C." Geochimica et Cosmochimica Acta **33**: 1-17.

Knutson, D. W., R. W. Buddemeier and S. V. Smith (1972). "Coral chronometers: seasonal growth band in reef corals." Science **177**: 270-272.

Lazar, B., R. Enmar, M. Schossberger, M. Bar-Matthews, L. Halicz and M. Stein (2004). "Diagenetic effects on the distribution of uranium in live and Holocene corals from the Gulf of Aqaba." Geochimica et Cosmochimica Acta **68**(22): 4583-4593.

Le Bec, N. (2001). Reconstitution des salinités et des températures des eaux de surface dans l'océan Pacifique tropical sud-ouest au cours du dernier siécle: Etude mulit-traceurs d'un corail scléractiniare massif (Porites sp.) des îles Fidji, Université de Paris Sud**:** 140.

Le Bec, N., A. Juillet-Leclerc, T. Corrège, D. Blamart and T. Delcroix (2000). "A coral $\delta^{18}O$ record of ENSO driven sea surface salinity variability in Fiji (south-western tropical Pacific)." Geophysical Research Letters **27**(23): 3897-3900.

Le Cornec, F. and T. Corrège (1997). "Determination of Uranium to Calcium ratios in corals by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry." Journal of Analytical Atomic Spectrometry **12**: 969-973.

Levitus, S., R. Burgett and T. Boyer (1994). World Ocean Atlas 1994. Washington DC.

Linsley, B., R. B. Dunbar, G. M. Wellington and D. A. Mucciarone (1994). "A coral-based reconstruction of Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707." Journal of Geophysical Research **99**(9977-9994).

Linsley, B. K. (2006). "Tracking the extent of the South Pacific Convergence Zone since 1619 AD." Geochemistry Geophysics Geosystems **in press**.

Linsley, B. K., R. G. Messier and R. B. Dunbar (1999). "Assessing between colony oxygen isotope variability in the coral Porites lobata at Clipperton Atoll." Coral Reefs **18**(1): 13-27.

Linsley, B. K., G. M. Wellington, D. P. Schrag, L. Ren, M. J. Salinger and A. W. Tudhope (2004). "Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years." Climate Dynamics **22**(1): 1-11.

Luo, J., S. Masson, S. Behera, P. Delecluse, S. Gualdi, A. Navarra and T. Yamagata (2003). "South Pacific origin of the decadal ENSO-like variation as simulated by a coupled GCM." Geophysical Research Letters **30**(24): 2250.

Luo, J. and T. Yamagata (2001). " Long-term El Niño-Southern Oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific." Journal of Geophysical Research **106**: 22211-22227.

McConnaughey, T. A. (1989). "^{13}C and ^{18}O isotope disequilibria in biological carbonates. 1. Patterns." Geochimica et Cosmochimica Acta **53**: 151–162.

McConnaughey, T. A., J. Burdett, J. F. Whelan and C. K. Paull (1997). "Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis." Geochimica et Cosmochimica Acta **61**(3): 611-622.

McCulloch, M. T., S. J. Fallon, T. Wyndham, E. Hendy, J. M. Lough and D. J. Barnes (2003). "Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since european settlement." Nature **421**: 727-730.

McCulloch, M. T., M. K. Gagan, G. E. Mortimer, A. R. Chivas and P. J. Isdale (1994). "A high-resolution Sr/Ca and $\delta^{18}O$ coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982–1983 El Niño." Geochimica et Cosmochimica Acta **58**: 2747–2754.

Min, R. G., L. R. Edwards, F. W. Taylor, J. Recy, C. D. Gallup and W. J. Beck (1995). "Annual cycles of U/Ca in coral skeletons and U/Ca thermometry." Geochimica et Cosmochimica Acta **59**(10): 2025-2042.

Morimoto, M., O. Abe, H. Kayanne, N. Kurita, E. Matsumoto and N. Yoshida (2002). "Salinity records for the 1997–98 El Niño from Western Pacific corals." Geophysical Research letters **29**(11): 10.1029/2001GL013521.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, B. Dewitte, M. T. Mc Culloch, K. Charlier, F. Le Cornec and J. Peypouquet (submitted). "Five centuries of interannual to multidecadal sea surface parameters reconstruction from southwest Pacific coral." Paleoceanography.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier and J. Peypouquet (2006). "ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific." Advances in Geosciences **6**: 23-27.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier and J. Peypouquet (2006). "A high-resolution investigation of temperature, salinity and upwelling activity proxies in corals." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **7**(3): Q03013 doi:10.1029/2005GC001064.

Ourbak, T., B. Malaizé, T. Corrège and J. Peypouquet (submitted). "Potential imprint of Spörer and Maunder solar minima on coral skeleton carbon isotopes." Geophysical Research Letters.

Paillard, D., L. Labeyrie and P. Yiou (1996). "Macintosh Program Performs Time-Series Analysis." Eos Transactions **77**: 379.

Quinn, T. M., T. J. Crowley, F. W. Taylor, H. C., P. Joannot and Y. Join (1998). "A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D." Paleoceanography **13**(4): 412–426.

Quinn, T. M. and F. W. Taylor (2006). "SST artifacts in coral proxy records produced by early marine diagenesis in a modern coral from Rabaul, Papua New Guinea." Geophysical Research Letters **33**(4): 10.1029/2005GL024972.

Quinn, T. M., F. W. Taylor and T. J. Crowley (1993). "A 173 year stable isotope record from a tropical South Pacific coral." Quaternary Science Reviews **12**(6): 407-418.

Ren, L., B. K. Linsley, G. M. Wellington, D. P. Schrag and O. Hoegh-guldberg (2003). "Deconvolving the $\delta^{18}O$ seawater component from subseasonal coral $\delta^{18}O$ and Sr/Ca at

Rarotonga in the southwestern subtropical Pacific for the period 1726 to 1997." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(9): 1609-1621.

Reynaud-Vaganay, S., A. Juillet-Leclerc, J. Jaubert and J.-P. Gattuso (2001). "Effect of light on skeletal $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, and interaction with photosynthesis, respiration and calcification in two zooxanthellate scleractinian corals." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **175**(1-4): 393-404.

Reynolds, R. W. and T. M. Smith (1994). "Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation." Journal of Climate **7**: 929-948.

Rohling, E. J. and G. R. Bigg (1998). "Paleosalinity and $\delta^{18}O$: a critical assessment." Journal of Geophysical Research **103**(C1): 1307-1318.

Salinger, M. J. (1995). "Southwest Pacific temperatures: trends in maximum and minimum temperatures." Atmospheric Research **37**(1-3): 87-99.

Salinger, M. J., R. E. Basher, B. B. Fitzharris, J. E. Hay, P. D. Jones, J. P. Macveigh and I. Schmidely-Leleu (1995). "Climate trends in the south-west Pacific." International Journal of Climatology **15**(3): 285-302.

Salinger, M. J., J. A. Renwick and A. B. Mullan (2001). "Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate." International Journal of Climatology **21**(14): 1705-1721.

Saravanan, R. and P. Chang (2000). "Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation." Journal of Climate **13**(13): 2177-2194.

Schmidt, G. A. (1998). "Oxygen-18 variations in a global ocean model." Geophysical Research Letters **25**(8): 1201-1204.

Schmidt, G. A. (1999). "Error analysis of paleosalinity calculations." Paleoceanography **14**(3): 422-429.

Shen, G. T. and R. B. Dunbar (1995). "Environmental controls on uranium in reef corals." Geochimica et Cosmochimica Acta **59**(10): 2009-2024.

Silenzi, S., E. Bard, P. Montagna and F. Antonioli (2005). "Isotopic and elemental records in a non-tropical coral (Cladocora caespitosa): Discovery of a new high-resolution climate archive for the Mediterranean Sea." Global and Planetary Change **49**(1-2): 94-120.

Sinclair, D. J. (2005). "Non-river flood barium signals in the skeletons of corals from coastal Queensland, Australia." Earth and Planetary Science Letters **237**(3-4): 354-369.

Smith, S. V., R. W. Buddemeier, R. C. Redalje and J. E. Houck (1979). "Strontium-calcium thermometry in coral skeletons." Science **204**: 404-407.

Swart, P. K., J. J. Leder, A. M. Szmant and R. E. Dodge (1996). "The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals: II. Carbon." Geochimica et Cosmochimica Acta **60**(15): 2871-2885.

Torrence, C. and G. P. Compo (1997). "A practical guide to wavelet Analysis." Bulletin of American Meteorological Society **79**(1): 61-78.

Urban, F. E., J. E. Cole and J. T. Overpeck (2000). "Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record." Nature **407**(6807): 989-993.

Vincent, D. (1994). "The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): a review." Monthly Weather Review **122**(9): 1949-1970.

Watanabe, T., M. K. Gagan, T. Corrège, H. Scott-Gagan, J. Cowley and W. S. Hantoro (2003). "Oxygen isotope systematics in Diploastrea heliopora: new coral archive of tropical paleoclimate." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(7): 1349-1358.

5.2. SYNTHESE DU CHAPITRE 5

Au cours de ce chapitre, nous avons vu

L'intérêt d'effectuer systématiquement une calibration préalablement à toute étude, ce qui est extrêmement important lorsqu'il s'agit d'étudier des coraux fossiles. De larges erreurs peuvent être commises sans cette étude préalable primordiale.

Par exemple, le Sr/Ca est influencé par le signal thermique mais également par d'autres facteurs, et ne constitue pas un paléothermomètre précis à Wallis.

Si cette conclusion est à moduler devant les faibles variations thermiques enregistrées sur l'île, il est probable qu'il n'existe pas de thermomètre corallien fiable dans de telles zones vu la gamme thermique couverte sur une année.

Le $\delta^{18}O$, associé au Ba/Ca, peut renseigner sur les variations des paramètres de surface dépendants de l'hydrologie. Le corail wallisien indique une tendance générale à l'augmentation des SSS, avec néanmoins des périodes de diminution de salinité comme entre 1890 et 1940.

De fortes modulations interdécennales sont visibles et indiquent des déplacements de la SPCZ plus importantes au cours des 18 et 19 éme siècles que pendant le 20 éme siècle.

CHAPITRE 6
Synthèse des données paléoclimatiques

CHAPITRE 6 . Synthèse des données paléoclimatiques

6.1. PREAMBULE

Une fois les phases de calibration (chapitre 3) et d'interprétation des mesures effectuées (carottes de l'Ile des Pins et de Wallis, Chapitres 4 et 5), il est intéressant de positionner ce travail dans une perspective plus globale d'évolution climatique. Ainsi, bien que déjà largement évoqué pour des périodes ou des zones particulières (cf. ch. 4 et 5), il est judicieux de procéder à l'examen précis des différentes données produites au cours de ces dernières années par les différentes équipes de recherche en paléoclimatologie de par le monde et de les comparer avec les données issues de cette thèse. Nous nous limiterons au bassin Pacifique pour tenter d'améliorer la compréhension de la dynamique climatique au cours des derniers siècles.

Il est à noter qu'un nombre limité de publications donnent des résultats novateurs et cohérents quant à la modélisation conceptuelle des variations climatiques lors des derniers siècles à partir d'enregistrements paléoclimatiques (Gagan et al. 2000; Cole 2003; Felis and Patzold 2004; Corrège 2006).

6.2. CHOIX ET PRESENTATION DE LA BASE DE DONNEES

Les données paléoclimatiques existantes pour la zone du Pacifique Sud Ouest sont éparses. Contrairement à certaines zones telles l'Atlantique Nord, le Pacifique Sud reste mal connu. Néanmoins, si les principaux travaux traitent de la zone australienne, des données paléoclimatiques du continent maritime et sur certaines îles Mélanésiennes, Polynésiennes ou Micronésiennes, ainsi que dans le bassin Est Pacifique, peuvent permettre de tenter une approche plus « globale ».

Les données utilisées proviennent en totalité de la base de données de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et sont en libre accès sur le site du National Climatic Data Center (NDCC http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html).

Ainsi, près de 14 séries de données provenant d'archives coralliennes forment la base de données présentée dans la suite de ce chapitre. Sont également décrites, dans un second temps, des données de cernes d'arbres (tree rings) et de carottes de glace afin de balayer la myriade de possibilités offertes par la communauté des paléoclimatologues. Ainsi, après avoir établi un bilan des séries coralliennes publiées à ce jour, nous dresserons un rapide tableau des potentialités des différents outils terrestres et marins à notre disposition, puis traiterons des reconstitutions multproxies et des simulations numériques.

6.3. SERIES CORALLIENNES

6.3.a. Comparaison entre les deux sites d'étude Wallis et l'Ile des Pins

Après avoir décrit les différences climatiques entre les deux sites d'étude (chapitre 1) et procédé à leur interprétation paléoclimatique grâce aux différents traceurs géochimiques (chapitres 4 et 5), l'étape suivante consiste à comparer les deux, et ce, afin d'en dégager d'éventuelles similitudes et/ou différences.

La Figure 6.1 présente les superpositions des traceurs Sr/Ca et les isotopes stables de l'oxygène et du carbone. Bien que chaque traceur donne lieu à des interprétations différentes, c'est la première étape de ce travail.

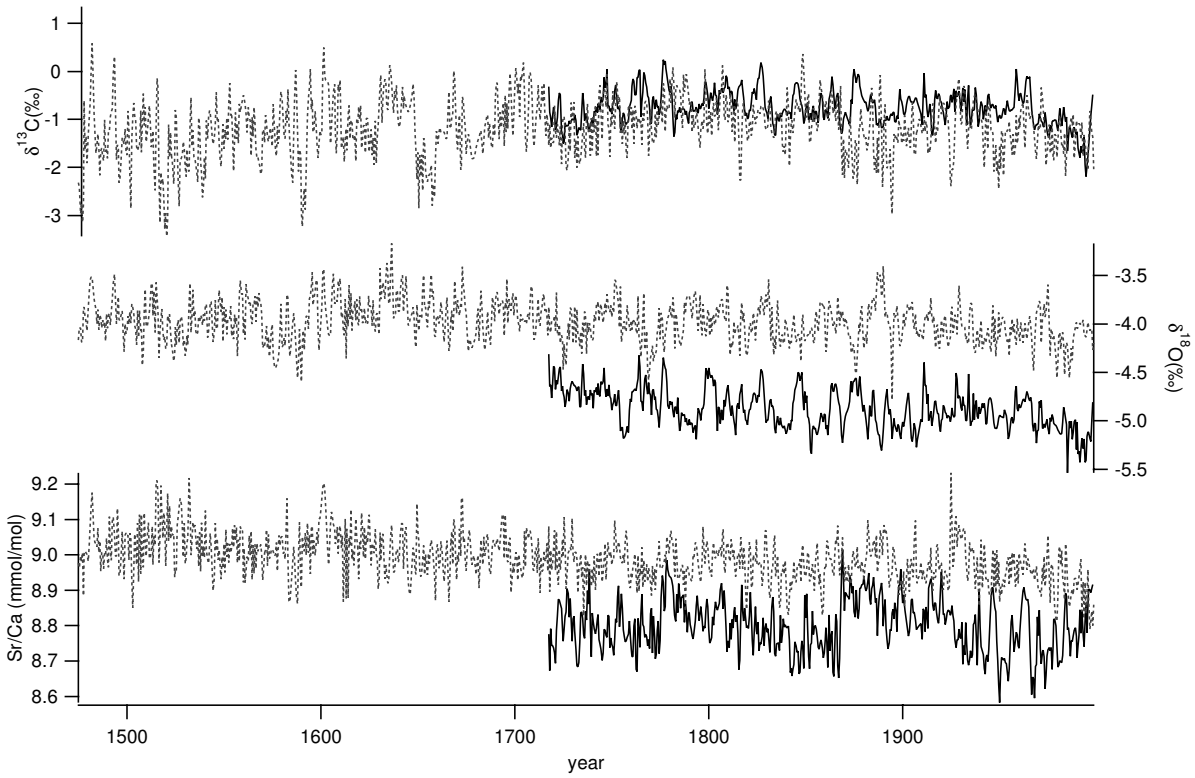


Figure 6.1 Comparaisons des différents traceurs géochimiques mesurés dans les carottes à Wallis (en ligne continue noire) et à l'île des Pins (en gris discontinu).

On note par exemple que les valeurs du Sr/Ca et du $\delta^{18}O$ de l'île de Wallis sont systématiquement plus faibles que celles de l'île des Pins.

Pour le $\delta^{18}O$, on peut expliquer ce décalage par une différence de position latitudinale. En effet, l'île des Pins est située près du Tropique du Capricorne. Ainsi on a un appauvrissement relatif en isotope lourd au fur et à mesure que les masses d'air effectuent le trajet basses-hautes latitudes, c'est à dire s'éloignent des zones d'intenses convection telles la Warm Pool et s'appauvrissant en ^{18}O au fur et à mesure des précipitations. La théorie classique (Craig and Gordon 1965) ainsi que les différences de température affectant les deux sites permettent d'expliquer les différences de $\delta^{18}Osw$ entre les deux sites.

La différence systématique entre les courbes de Sr/Ca semble être principalement reliée aux différences de température entre les sites. En appliquant les régressions trouvées précédemment, on peut recalculer les valeurs théoriques des valeurs de Sr/Ca selon la variabilité thermique actuelle. Ainsi, les nettes différences de SST (prés de 6 °C de différence en période fraîche) entraînent des différences théoriques de plus de 0.33 mmol/mol, typiquement de l'ordre de ce que l'on trouve sur le graphique (Figure 6.1). La différence purement thermique (cf. Figure 1.29) explique donc la majeure partie des différences

observées en Figure 6.1. Ainsi, sur les 315 années communes entre les deux séries, la différence maximale entre les données Sr/Ca s'élève à 0.397 mmol/mol, seule 0.057 mmol/mol proviendrait d'une autre origine que celle thermique. Ce rapide calcul serait valable si les variations du Sr/Ca à Wallis étaient dues (au moins principalement) aux variations thermiques, ce qui ne semble pas être le cas à la vue du coefficient de corrélation trouvé entre le Sr/Ca et les SST à Wallis (cf. ch. 5). Il faut donc rechercher d'autres explications concernant les différences observées.

Au niveau mondial, les courbes Sr/Ca produites à partir de l'aragonite des coraux sont difficilement comparables par manque d'un standard international reconnu, tel le NBS 19 pour les carbonates par exemple. Nous avons écarté ce problème en travaillant avec un standard commun, le NC 20 (Corrège et al. 2000) pour les deux sites d'étude. Des différences dues à l'utilisation de deux appareils de mesure différents et de deux méthodes distinctes peuvent être mises en cause (se référer à Ourbak et al. (2006) dans le chapitre 3 pour plus de détails). Ainsi, si l'on compare les reconstitutions des SST extrêmes issues des données haute résolution de Uitoé (ch. 3) en leur appliquant les équations données dans la table 1 de l'article 1 du chapitre 3, plus de 3 °C de variations existent entre les SST maximales et minimales, les valeurs trouvées à l'ICP-MS montrant une variabilité plus forte. Néanmoins par le passé des tests ont prouvé la justesse et la reproductibilité de l'ICP-MS de Bondy et de l'ICP-AES de Nouméa sur des séries d'échantillons identiques (Corrège, comm pers) ; même si les valeurs « théoriques » du NC 20 sont systématiquement décalées lors des mesures à Nouméa (Jamet, comm pers). Comme stipulé au chapitre 2, une récente publication (Linsley et al. 2006) présente des mesures des mêmes échantillons sur deux appareils similaires (ICP-AES) dans deux laboratoires mais présentant un décalage de 0.014 mmol/mol. Sans rapporter l'origine de ces différences, les auteurs de l'article apportent la preuve que même pour des techniques analytiques similaires, les coraux peuvent ne pas donner des résultats très reproductibles. Le biais analytique rencontré ici entre ICP-MS et ICP-AES n'est donc pas un cas isolé mais constitue une limite certaine aux applications paléoclimatiques.

De plus, le rapport Strontium/Calcium de l'eau de mer est censé être constant au cours des cycles glaciaires/interglaciaires bien que cette dernière hypothèse ait été remise en cause récemment, notamment par l'impact des variations du niveau marin sur les cycles « précipitation/dissolution » des carbonates (Stoll and Schrag 1998). A notre échelle de temps de la centaine d'année, on peut considérer le rapport Sr/Ca comme constant dans les océans. Cependant, il faut rappeler ici que le lagon de Wallis est quasiment fermé (cf. Figure 1.27 et Figure 2.4). Les données de Richard et al. (1982) estiment que l'eau du lagon est

complètement renouvelée tous les 3 cycles de marée, c'est à dire toutes les 36 heures environ. De plus, bien que l'environnement pétrographique de l'île composé essentiellement de roches basaltiques et carbonatées (Aubert de la Rue 1935) puisse potentiellement altérer localement le budget ionique du lagon en Sr^{2+} et Ca^{2+}, par exemple par un lessivage intensif, cette hypothèse peut être écartée notamment à cause du comportement conservatif du Sr dans l'eau de mer et de la dilution qui résulterait d'intenses précipitations, compensant ainsi l'apport ionique (Anshutz, comm pers). Si des quantifications sont pour l'heure impossibles étant donné le manque de données sur zone (suivi spatio-temporel des concentrations dans le lagon, précipitations et flux d'eau induits, flux d'entrée et de sortie du lagon etc.), nous disposons d'indices nous renseignant sur le rapport Sr/Ca dans le lagon de Wallis. Pour expliquer les différences entre les deux sites, nous retiendrons l'hypothèse de de Villiers (de Villiers et al. 1995; de Villiers 1999). Ces auteurs montrent qu'il existe des différences d'une part entre les eaux de surface et celles du fond, mais aussi en fonction de la latitude (variabilité de l'ordre de 2 à 3 %).

Il serait possible d'expliquer en partie les différences entre les deux courbes de Sr/Ca à Wallis et à l'île des Pins par ces différents points.

Enfin, le $\delta^{13}C$ montre des valeurs consistantes entre les deux sites, sans grandes différences comparées aux deux traceurs précédents, avec cependant une variabilité plus accrue en Nouvelle-Calédonie. Ce résultat est cohérent, bien qu'il ait été récemment montré que de faibles variations du $\delta^{13}C$ particulaire pouvait être dépendantes de la longitude (Chen et al. 2006). Le faible écart de longitude entre nos sites (i.e. 17°) n'influençant que très faiblement les valeurs des isotopes du carbone. Il convient de noter que les variations du $\delta^{13}C$ sont relativement similaires quasiment pendant les 280 années communes, avec cependant un décalage plus accentué entre 1850 et 1950. On peut noter également l'effet Suess, provenant de la combustion de l'énergie fossile qui rend les valeurs de $\delta^{13}C$ plus négatives à partir de 1950 environ.

Quoiqu'il en soit, la conclusion des observations brutes des données est qu'il faut soit observer les variations relatives des courbes les unes entre les autres, c'est-à-dire observer les tendances et/ou les éventuelles cyclicités, soit travailler en anomalies, c'est-à-dire en valeurs normalisées. Pour cela, on a recourt à de simples calculs mathématiques permettant de convertir les données brutes en anomalies, ainsi on normalise les séries.

6.3.b. Les différentes carottes coralliennes dans le Pacifique Sud

Le tableau ci-dessous compile 14 enregistrements coralliens (non exhaustif) présents dans le Pacifique et présentés dans la suite de ce chapitre.

label	site	latitude	longitude	reference	periode	proxy	resolution
1	Urvina Bay, Galapagos	0°S	91°W	Dunbar et al, 1994	1607-1981	$\delta^{18}O$	annuelle
2	Chiriqui, Secas island, Panama	7°N	82°W	Linsley et al, 1994	1707-1984	$\delta^{18}O$	10/an
3	Palmyra	5°N	162°W	Cobb et al, 2003	928 -1998	$\delta^{18}O$	mensuelle
4	Moorea, Polynésie Française	17°S	149°W	Boiseau et al, 1998	1852-1990	$\delta^{18}O$	2/an
5	Guam	13°N	144°E	Asami et al , 2005	1790-2000	$\delta^{18}O$	mensuelle
6	Rarotonga, Cook	21°S	159°W	Linsley et al, 2004, 2000	1726-1997	Sr/Ca	mensuelle
7	Fiji	16°S	179°E	Bagnato et al, 2005	1776-2001	$\delta^{18}O$	annuelle
8	Wallis	13°S	176°W	ce travail	1717-2000	$\delta^{18}O$	saisonniére
9	Vanuatu, Santo	15°S	167° E	Quinn et al, 1993-1996	1806-1979	$\delta^{18}O$	4 et 2/an
10	Australia, GBR composite	17-19°S	146°E- 147°E	Hendy et al, 2002	1565-2000	$\delta^{18}O$	pent-annuelle
11	Australia, Abraham Reef	21°S	153°E	Griffin et al, 1998; Druffel et al, 1993	1635-1957	$\delta^{18}O$	bi annuelle
12	New Caledonia	22°S	166°E	Quinn et al, 1998	1657-1992	$\delta^{18}O$	saisonniére
13-14	New Caledonia	22°S	167°E	ce travail	1475-1998	$\delta^{18}O$, Sr/Ca	2/an

Tableau 2 Récapitulatif des différentes séries sélectionnées.

Le choix de ces séries est purement subjectif, mais correspond en majorité aux travaux les plus pertinents ayant eu lieu au cours de ces dernières années. Leur position géographique peut être visualisée sur la Figure 6.2.

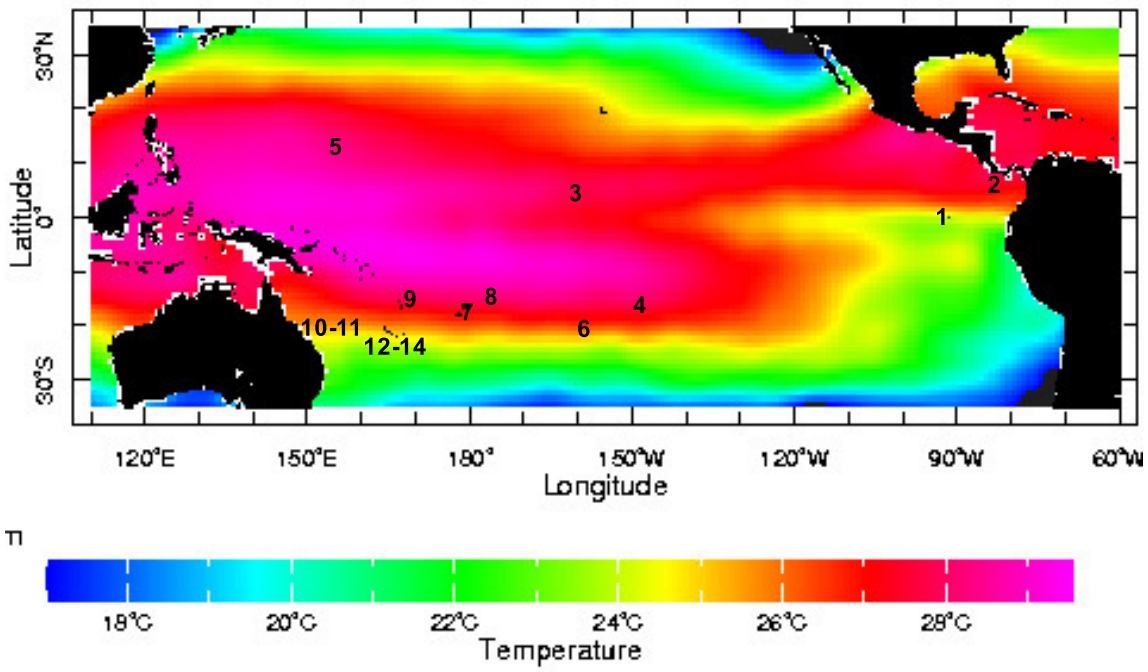


Figure 6.2 Carte de localisation des différentes carottes présentées dans le Tableau 2. Les couleurs en arrière plan indiquent le champ moyen des températures de surface de l'océan (Levitus et al. 1994).

i.Description des séries

Parmi les 14 séries sélectionnées, les deux premières sont positionnées dans le Pacifique Est, trois dans le Pacifique central, les autres sont à l'Ouest du bassin.

-La série issue des Galápagos (1, Figure 6.2) est une des pionnières en la matière. Elle a été publiée en 1994 par Dunbar et al. (1994) et consiste en ~400 années (1586-1982, avec cependant des lacunes dans la partie récente de l'enregistrement) de mesures annuelles du $\delta^{18}O$, lié essentiellement au signal thermique. Bien que la chronologie soit soumise à caution, les auteurs font ressortir des oscillations de type ENSO et liées à l'activité solaire.

-La série des îles Secas (2, Panama) a été échantillonnée à 10 ech/an. Le signal du $\delta^{18}O$ reflète principalement le $\delta^{18}Osw$ qui est contrôlé par les précipitations (Linsley et al. 1994). Le régime des précipitations est en liaison avec les variations saisonnières et interannuelles de la position latitudinale de l'ITCZ. Cette série commence en 1707 et est dominée par un fort signal interdécennal.

-Palmyra (3). Dans la communauté des paléoclimatologues, l'étude fournie par Cobb et al. (2003) est pionnière en la matière. Ainsi, grâce aux prélèvements de coraux modernes et fossiles ainsi qu'au développement de méthodes de plus en précises de datation U/Th, ces auteurs ont pu effectuer des recouvrements temporels entre les différents coraux et reconstituer l'évolution climatique de cet atoll du Pacifique sur le dernier millénaire ; ceci à résolution mensuelle. Les résultats principaux de cette étude traitent de l'évolution du phénomène ENSO, Palmyra étant dans une zone sensible aux variations interannuelles d'El Niño.

Cette technique d'ajuster des coraux modernes avec des coraux fossiles est en cours à l'UMR 5805 EPOC, puisque suite à l'expédition Clipperton (cf. Annexe 2), près de 13 coraux fossiles et 3 coraux modernes ont été forés. Le plus grand fossile mesure 2m30, donnant potentiellement une fenêtre de près de deux siècles probablement datant du dernier millénaire. Cette étude devrait permettre de constituer une nouvelle série de référence quant à l'évolution climatique de la position de l'ITCZ.

-Une des études conduite en Polynésie Française en dehors des résultats de Mururoa (Bessat et al. 2001) et avant le leg d'IODP conduit à Tahiti en Octobre/Novembre 2005, s'est

effectué sur le site d'Atiha, à Moorea (4), « l'île sœur » de Tahiti. (Boiseau et al. 1998; Boiseau et al. 1999) ont pu relié les variations bi annuelles du $\delta^{18}O$ aux SST et ainsi retracer l'évolution des ENSO entre 1852 et 1990.

-Le site de Guam (5) propose 213 années d'enregistrement mensuel de $\delta^{18}O$ (Asami et al. 2005) qui montrent une influence mixte des paramètres océanographiques SST et SSS aux échelles saisonnières, interannuelles et interdécennales.

-La série issue de l'étude de Bagnato et al. (2005) présente les variations isotopiques obtenues sur l'île de Fidji (7). L'étude démontre d'une part le potentiel de l'outil corallien *Diploastrea sp*, qui a déjà été appliqué avec succès pour reconstruire les conditions climatiques lors du Younger Dryas aux Vanuatu (Corrège et al. 2004), et également que le *Diploastrea sp* fidjien enregistre un signal interdécennal de plus grande amplitude, et qui est plus en accord avec les indices instrumentaux que le *Porites sp*.

-La série issue de l'île d'Espiritu Santo (9), république des Vanuatu présente un enregistrement saisonnier du $\delta^{18}O$. Cette série est également dominée par des signaux interdécennaux (Quinn et al. 1993; Quinn et al. 1996).

-Deux séries sont issues de la grande barrière de corail, l'édifice corallien le plus important de la planète, qui s'étend sur près de 2000 kms.

-La première est celle produite par Hendy et al. (2002) (10) qui est un composite de 8 carottes issues d'un panel géographique étendu, les carottes étant distantes de 12 à 120 km. Cette série retrace 420 années d'évolution climatique. L'approche multitraceurs (Sr/Ca, U/Ca et $\delta^{18}O$) apporte la possibilité de reconstituer les variations liées à la salinité. De plus, la chronologie « masterisée », notamment grâce à l'étude des bandes luminescentes (Hendy et al. 2003) se révèle efficace. Ainsi, nos résultats préliminaires ont montré que les données d'Hendy et al (normalisées sur la période 1807-1953, dont les tendances ont été retirées (detrended) et normalisées à la variance unitaire (procédure utilisée par Corrège (2006)) sont celles qui sont le mieux corrélées, en moyenne, avec les autres dans le Pacifique. Ces résultats mènent à la conclusion que les reconstructions « multi-carottes » permettent le développement d'une chronologie maîtresse qui moyenne les effets locaux et/ou de croissance d'un unique organisme. C'est d'ailleurs la technique couramment utilisée par les dendroclimatologues. Cependant, elle est coûteuse en temps et en moyens matériels.

-D'autre part, l'autre série issue de la Grande Barrière Australienne est proposée par Druffel and Griffin (1993) (11). Ces auteurs focalisent essentiellement leur étude sur les données du $\Delta^{14}C$, et ce pour rendre compte des mouvements des masses d'eau, bien que les données des isotopes soient une des plus longues séries produite à l'époque. Un résultat notable de l'étude est une période anormale entre 1875 et 1920.

-Une autre carotte est présente aux abords de la Nouvelle-Calédonie (12). Il s'agit d'un *Porites* carotté au large de l'îlot Amédée et dont les isotopes stables de l'oxygène ont été mesuré avec une résolution saisonnière, datée de 1657. Les résultats de l'étude de Quinn et al. (1998) font ressortir un lien fort avec les SST locales et régionales, notamment des fluctuations décennales essentiellement aux débuts des 18 éme et 19 éme siècles. Une autre étude sur la même carotte (Crowley et al. 1997) montre également le possible impact des éruptions volcaniques tropicales, notamment les éruptions au cours du 19éme siècle (1808, 1813-1821 et 1883) ainsi qu'en 1963. Enfin, Corrège et al. (2001) concluent à la présence d'un Petit Age Glaciaire (LIA) entre 1701 et 1761, toujours sur cette même carotte grâce à l'utilisation couplée du Sr/Ca, de l'U/Ca et du $\delta^{18}O$.

-L'unique série présentée ici et montrant des données de Sr/Ca provient de Rarotonga (6), aux Iles Cook. Cette série a une résolution mensuelle. Le Sr/Ca, représentant un signal de température, est dominé par une variabilité décennale. L'enregistrement couvre la période 1726-1996. Certaines des variations de SST à Rarotonga sont cohérentes avec les régimes de SST du Pacifique Nord, résultat attesté par l'index instrumental de la PDO valable sur les dernières 100 ans. Les conclusions apportées par Linsley et al.(2000) et Evans et al. (2001) sont qu'étant donné la symétrie inter hémisphérique, le forçage tropical pourrait jouer un rôle important quant à la variabilité décennale observée à l'échelle du bassin Pacifique.

-Enfin, les séries largement présentées dans les pages précédentes de ce manuscrit sont également reproduites, à savoir les données de Wallis (8) ainsi que celles de l'île des Pins (13).

Ces 14 enregistrements coralliens représentent une gamme de latitude comprise entre ~13°N et ~22°S dans l'océan Pacifique.

ii.Traitement mathématique et procédé d'homogénéisation des données

Devant la disparité des traceurs, et des échelles d'âge, une procédure classique de traitement des données a été produite afin d'homogénéiser les données et de pouvoir ainsi tenter des corrélations statistiques. Pour ce faire, nous avons normalisé les différentes séries de données en notre possession. Ainsi, on sélectionne un période temporelle de référence correspondant à la partie commune à toutes les données. Nous avons sélectionné la période 1886-1957. Ensuite, par défaut, le pas de temps utilisé (correspondant à la résolution d'échantillonnage) sera l'année. En effet, devant l'hétérogénéité des résolutions temporelles, allant des résolutions mensuelles (pour les courtes séries) jusqu'à la résolution pent-annuelle (une seule série, celle de Hendy et al. (2002)), nous avons décidé de sélectionner une résolution annuelle qui correspond donc à notre fenêtre de référence. Ainsi, on « re-échantillonne » quand nécessaire les données afin d'avoir, pour toutes les séries[14], des données annuelles. Ce reéchantillonnage annuel est une estimation conservative vis-à-vis des signaux que l'on cherche à comparer (Gedalof et al. 2002). En effet, le fait de passer de moyennes mensuelles à des données annuelles par exemple n'est pas censé altérer le signal originel, celui-ci étant simplement moyenné. Par contre, créer artificiellement des données mensuelles à partir de données annuelles est beaucoup plus « dangereux », et peut résulter en la création d'informations qui seraient issues des procédures de ré échantillonnage et non des informations climatiques.

Une fois ce pas de temps, cette résolution temporelle annuelle, déterminée, il reste à procéder à la normalisation des données. Ceci est fait en effectuant le ratio de l'écart à la moyenne sur l'écart type (cf. Cole (2003) par exemple), et ce sur la période de référence choisie. Le choix de la fenêtre de référence n'a que peu d'influences sur le résultat final, puisque l'on s'intéresse ici aux tendances et aux variations basses fréquences, c'est à dire typiquement interdécennales. On trouve, dans la littérature, des normalisations par rapport à d'autres périodes (1924-1980, Cole (2003), normalisation sur la série totale, quelque soit sa durée (Corrège 2006). Enfin, différents traceurs sont présents. Nous avons choisi de ne sélectionner que les traceurs géochimiques classiques, c'est à dire le $\delta^{18}O$ mais également pour deux séries (Rarotonga et l'île des Pins) le rapport Sr/Ca, qui représentent à l'heure actuelle la grande majorité des mesures effectuées.

[14] Exceptées celles de la GBR (Grande barrière Australienne), ayant des résolutions bi annuelles et pent annuelles.

En résumé, les 14 séries ont été converties en moyennes annuelles (âge calendaire) et normalisées sur l'intervalle commun 1886-1957. De plus, on a effectué des filtres glissant sur des périodes de 7 ans afin de faire ressortir les signaux supérieurs à ENSO, c'est à dire à mettre l'accent sur les variations interdécennales.

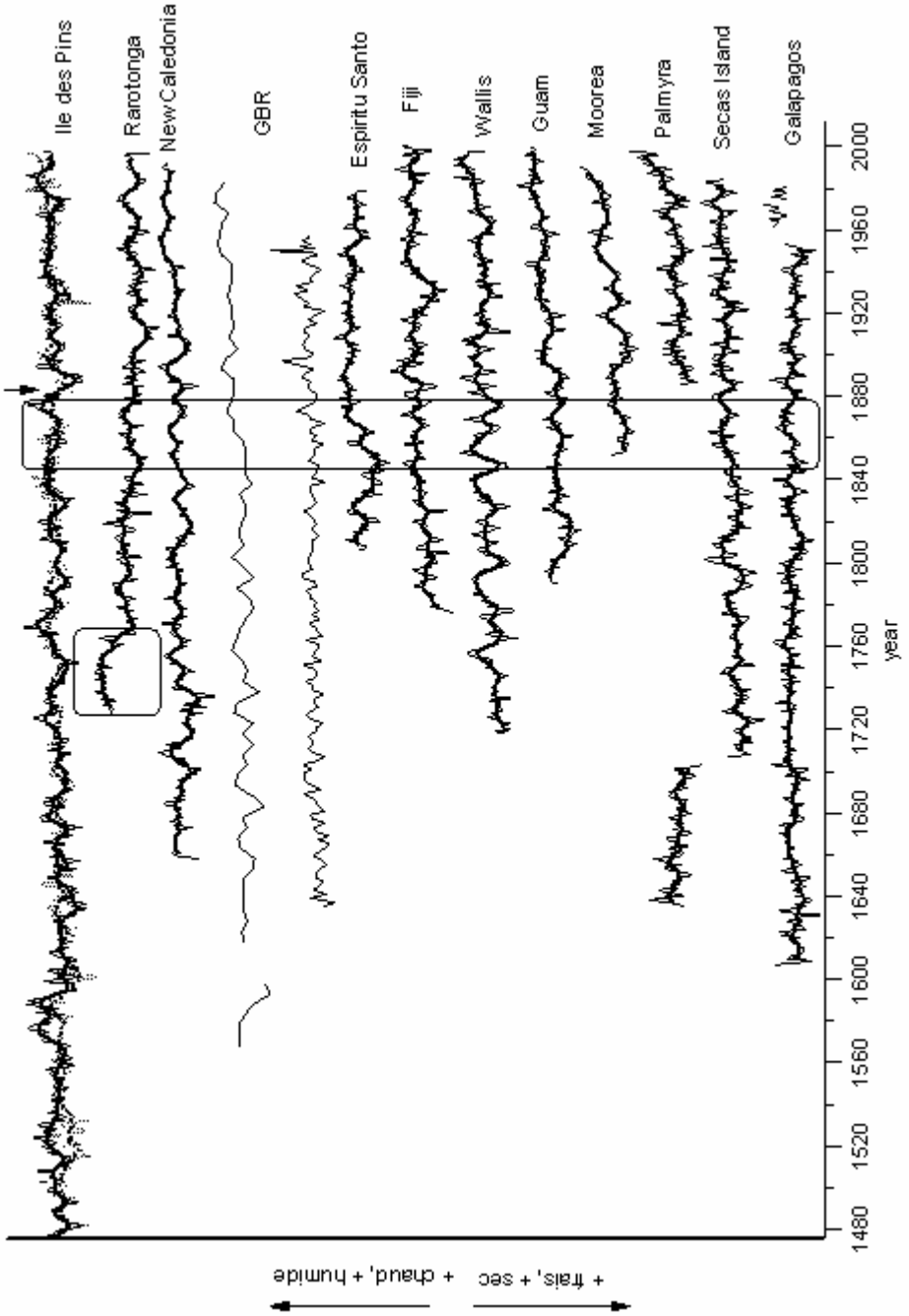


Figure 6.3 Comparaison de différents enregistrements coralliens à l'échelle du bassin Pacifique et ce sur les derniers siècles. Le rectangle montre la zone où approximativement tous les enregistrements montrent une tendance vers des SST plus chaudes et/ou des précipitations plus importantes. La flèche en 1883 indique l'éruption du Krakatau, qui semble avoir eu un impact sur la quasi-totalité des carottes. L'échelle des ordonnées est en anomalie de $\delta^{18}O$.

iii.Les tendances générales et les phénomènes basses fréquences

Toutes les courbes montrent une tendance prononcée vers un réchauffement et/ou climat plus humide pendant le dernier siècle.

Crowley et al. (1997) avaient proposé le « warm-cold-warm-cold » phénomène des décades de 1805 à 1840. Ils avaient suggérer de l'utiliser comme repère chronologique, considérant cet intervalle temporel comme étendu, se basant sur diverses carottes coralliennes dans le Pacifique mais également en se reportant au travail de Bradley (Bradley et al. 1993) dans l'hémisphère Nord. L'examen de la Figure 6.3 montre que cet événement n'est pas global mais ne concerne que certains sites (spécialement les Vanuatu et la Nouvelle-Calédonie (Amédée)). Ce résultat n'est donc pas un repère chronologique aussi puissant que l'on espérait.

Par contre, certaines éruptions volcaniques peuvent être considérées comme des marqueurs chronologiques. Par exemple, l'éruption du Krakatau, en 1883 semble avoir eu un impact quasiment sur la totalité du Pacifique.

Il existe également des périodes où il est possible de dégager des phénomènes avec les mêmes conséquences sur l'ensemble des carottes du bassin, ou au moins d'une partie du bassin. Par exemple, les carottes de Nouvelle-Calédonie, de la grande barrière australienne et du Vanuatu s'accordent quant aux anomalies de SST et/ou de précipitations aux alentours de 1850. De même, on aperçoit une dichotomie entre les évolutions climatiques à l'Ouest et à l'Est du bassin. Entre ~1930 et ~1950 la totalité des carottes à l'est du bassin (Galapagos, Secas et également, plus à l'Ouest, Palmyra) montre une phase de « réchauffement-refroidissement » (i.e une période de réchauffement suivi d'une période de refroidissement) alors que les carottes de tout les autres enregistrements (à défaut de Guam, qui se situe dans l'hémisphère Nord) indiquent des tendances inverses, à savoir un « refroidissement-réchauffement ». Cette dichotomie, ce dipôle présente les conditions climatiques moyennes actuelles avec d'un côté la Warm Pool, et de l'autre la Cold Tongue (cf. chapitre 1).

Egalement, les brusques changements en 1766 trouvés dans la carotte de Rarotonga, après une période anormalement forte en terme de Sr/Ca (i.e. des SST fraîches) ne se retrouvent dans aucunes des autres carottes. Il se pourrait donc qu'ils ne représentent qu'un phénomène climatique extrêmement localisé, les auteurs écartant les possibles phénomènes d'altération géochimique (Linsley et al. 2000).

Afin de chercher à étudier quantitativement les variations a l'échelle du bassin, on a calculé les divers coefficients de corrélation, et ce, dans un premier temps sur la fenêtre

temporelle commune à toutes les séries (1886-1957). Les Tableaux 3 et 3 synthétisent les résultats des corrélations entre les données circum Pacifique, avec les données brutes, puis moyennées tous les 7 ans.

	Galapagos	Secas island	Palmyra	Moorea	Guam	Rarotonga	Fiji	Wallis	Vanuatu	Amédée	Ile des Pins Sr/Ca	Ile des Pins $\delta^{18}O$
Galapagos	1	-0.258	0.13	-0.15	-0.159	-0.031	-0.17	0.119	-0.097	-0.0184	-0.137	-0.248
Secas island		1	0.274	-0.013	-0.022	0.027	-0.061	-0.003	0.107	-0.034	-0.137	-0.0003
Palmyra			1	-0.042	0.192	-0.286	-0.386	-0.023	-0.458	-0.389	-0.072	0.099
Moorea				1	-0.106	0.282	0.12	0.09	0.118	0.592	0.081	0.203
Guam					1	0.03	-0.215	-0.165	-0.169	-0.178	0.12	0.418
Rarotonga						1	0.12	0.301	0.247	0.354	0.077	-0.049
Fiji							1	0.073	0.241	0.406	0.377	0.029
Wallis								1	0.197	0.12	0.051	-0.185
Vanuatu									1	0.33	-0.128	-0.147
Amédée										1	0.114	0.246
Ile des Pins Sr/Ca											1	0.389
Ile des Pins $\delta^{18}O$												1

	Galapagos	Secas island	Palmyra	Moorea	Guam	Rarotonga	Fiji	Wallis	Vanuatu	Amédée	Ile des Pins Sr/Ca	Ile des Pins $\delta^{18}O$
Galapagos	1	-0.55	0.187	-0.615	-0.243	-0.223	-0.048	0.314	0.29	-0.533	-0.148	-0.445
Secas island		1	0.235	-0.129	0.035	0.256	-0.147	-0.17	0.08	0.049	-0.34	-0.233
Palmyra			1	-0.288	0.665	-0.324	-0.388	-0.218	-0.754	-0.549	0.116	0.317
Moorea				1	-0.022	0.378	0.206	-0.193	0.163	0.763	0.047	0.31
Guam					1	0.69	-0.544	-0.312	-0.611	-0.193	0.18	0.58
Rarotonga						1	0.117	0.448	0.311	0.501	-0.32	-0.2
Fiji							1	0.574	0.251	0.434	0.586	-0.018
Wallis								1	0.323	0.56	0.406	-0.195
Vanuatu									1	0.42	-0.337	-0.491
Amédée										1	-0.2	0.237
Ile des Pins Sr/Ca											1	0.466
Ile des Pins $\delta^{18}O$												1

Tableaux 3 et 4 Matrices de corrélation des différents enregistrements circum Pacifique entre la période 1886-1957, réalisées grâce au logiciel Statview. NB, les données issues de la Grande Barrière de corail ont été exclues car possédant des résolutions bi-annuelles ou pent-annuelles et donc ne s'accordant pas avec les séries annuelles pour des confrontations statistiques. Le premier tableau présente les corrélations issues des données brutes tandis que le second présente celles des moyennes glissantes sur 7 années.

La première conclusion qui s'impose est que globalement les données brutes annuelles ne sont pas bien corrélées entre elles. Ainsi, la meilleure corrélation obtenue sur les données brutes reste inférieure à 0.5 (tableau 3). Par contre, les données filtrées (tableau 4) montrent d'assez bonnes corrélations.

Ainsi, on trouve 11 séries corrélées avec un coefficient supérieur à 0.5. Il est donc évident que concernant les variations interdécennales, les données coralliennes peuvent apporter des données en terme de précisions et de longueur d'enregistrement. Il est intéressant de focaliser sur certaines périodes particulières révélant une certaine cohérence entre les données comme on l'a fait dans le chapitre 5, entre 1860 et 1920.

Un point mérite d'être détaillé, il concerne la comparaison entre deux sites d'étude proches, celui de l'île des Pins et celui d'Amédée. Les corrélations trouvées donnent des résultats décevant de prime abord (Tableaux 3 et 3). Ils s'expliquent tout d'abord par des différences géographiques et climatiques (cf. 1.3.a.iii): les variations climatiques étant amplifiées en zone lagonaire et tamponnées en zone extérieure du lagon, de plus, la côte Est subit moins de variations thermiques, notamment car les upwellings y sont moins fréquents (ils ne sont qu'exceptionnels). Les erreurs potentiellement induites par l'attribution de la chronologie (notamment sur la carotte de l'île des Pins) peuvent également réduire les corrélations trouvées. Enfin, des décalages des valeurs moyennes des valeurs de $\delta^{18}O$ provenant des mêmes espèces de *Porites* provenant des mêmes lieux ont déjà été observés et ont été attribués à des effets vitaux différents selon les colonies (Tudhope et al. 1995; Linsley et al. 1999; Cobb et al. 2003; Linsley et al. 2004). L'étude récente de Linsley et al. (2006) montre qu'entre des carottes distinctes de quelques kilomètres au sein de la même île, Rarotonga, les coefficients de corrélation entre les données moyennées (annuelles) varient entre 0.006 et 0.18 pour le Sr/Ca et entre 0.50 et 0.60 pour le $\delta^{18}O$. Le résultat trouvé ici entre les carottes d'Amédée et de l'île des Pins n'est donc pas un cas unique et pose des questions sur la représentativité spatiale des sites d'étude. Enfin, la qualité des mesures n'est pas la même puisque si les données d'Amédée font état d'une précision (2σ) de 0.08‰ (passage du NBS 20), nous trouvons des valeurs deux fois plus fortes avec le spectromètre de masse pour les échantillons de l'île des Pins (0.085, 1σ).

L'analyse entreprise ici reste succincte. Cependant, il est possible d'appliquer d'autres traitements telles les ACP (Analyses en Composantes Principales). On pourrait également envisager des corrélations décalées dans le temps (lagged correlations) afin de suivre de potentielles évolutions temporelles des signaux. Enfin, des études fréquentielles systématiques (analyses spectrales, analyses en ondelettes et analyses croisées (cross

spectral)) pourraient également aider à l'interprétation des variations climatiques, comme nous l'avons montré dans les chapitres précédents.

6.4. EXEMPLES DE RESULTATS OBTENUS A PARTIR DE SERIES AUTRES QUE CORALLIENNES

6.4.a. Séries issues des cernes de croissance d'arbres

La dendrochronologie est extrêmement riche en informations comme le montre la revue des développements récents de cette discipline, lors des dix dernières années (Martinelli 2004). Des reconstructions des températures sont possibles, ainsi que l'étude de l'humidité relative (précipitations)... Néanmoins, une difficulté spécifique est rencontrée sous les Tropiques, due à l'absence de stries de croissance bien marquées. Cependant, il a récemment été démontré que l'analyse des isotopes stables de la cellulose peut permettre de palier aux problèmes liés au développement de chronologies (Evans et al. 2004 ; Poussart et al. 2004). La majorité des études sont néanmoins faites sur des arbres des hautes latitudes et/ou d'altitude, dans des environnements aux contrastes saisonniers bien marqués.

La banque de données des stries de croissance des arbres permet d'estimer les changements des oscillations climatiques dominantes que sont l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) et la PDO (Pacific Decadal Oscillation).

Dans cette partie, nous avons sélectionné certaines reconstructions des indices Niño et PDO disponibles dans la littérature. Ainsi, la Figure 6.4 montre les reconstitutions du SOI (Southern Oscillation Index) de Stahle et al. (1998) et de l'indice Niño 3 (Cook 2000) ainsi que les reconstitutions de Biondi et al.(2001) et de D'Arrigo et al.(2001) concernant la PDO.

Ces données consistent en :

-une reconstruction expérimentale des saisons hivernales (mois de décembre à Février, quand ENSO a le plus d'influence) basée sur des analyses spectrales de 14 séries dendrochronologiques issues d'arbres du Mexique, du Sud Ouest des Etats Unis et de Java (Indonésie, Stahle et al. (1998)).

-une base de 175 séries de données d'arbres des USA et du Mexique (Cook 2000).

-Les séries de la PDO sont des reconstitutions annuelles basées sur des cernes d'arbres de 9 sites du Nord des Amériques (D'Arrigo et al. 2001) tandis que Biondi et al. (2001) utilisent des données issues de l'état de Californie.

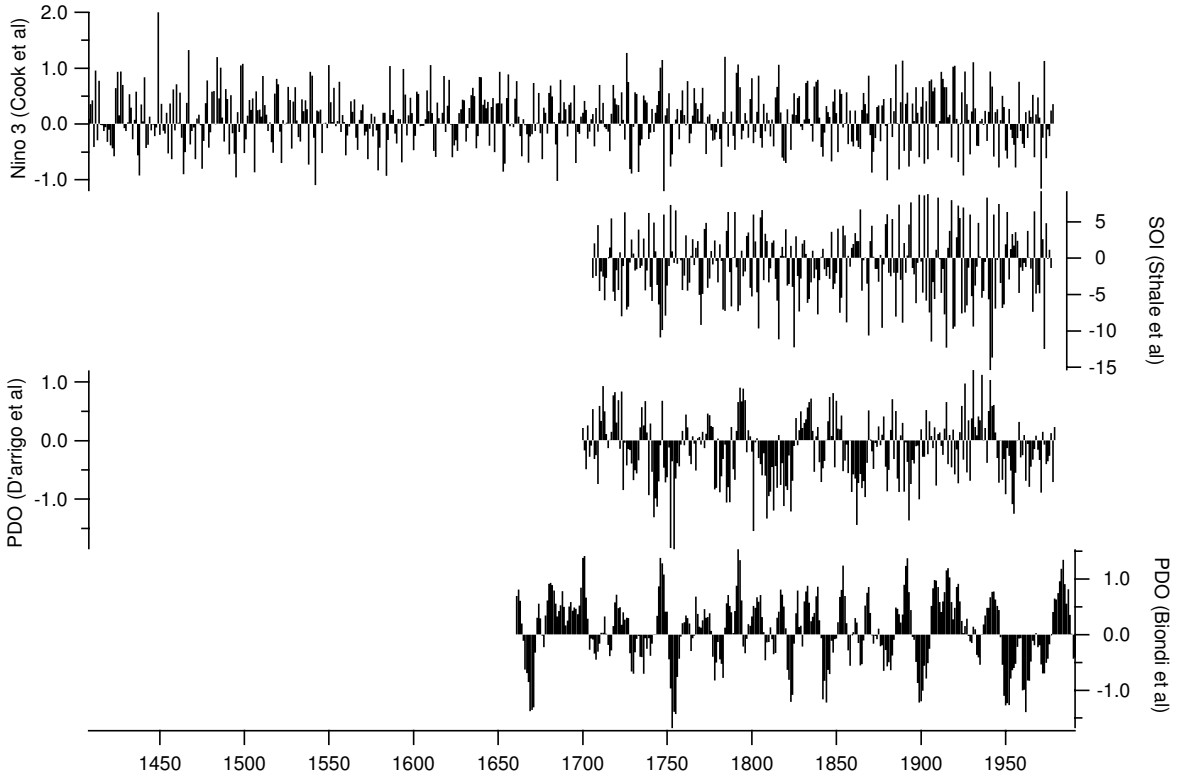


Figure 6.4 Evolution temporelle des enregistrements issus de stries de croissance d'arbres et reconstitutions des signaux de type interannuel, indices Niño 3 et SOI (Southern Oscillation Index), et interdécennaux (PDO, Pacific Decadal Oscillation). Toutes ces données sont des moyennes annuelles.

6.4.b. Séries issues des carottes de glace

Peu de carottes de glaces existent dans les régions intertropicales. Nous nous intéresserons principalement aux données des glaciers andins. Seuls deux enregistrements accessibles sur la base de données NDCC présentent une résolution suffisante pour permettre des comparaisons avec nos sites d'étude : les données issues des carottages des dômes glaciaires du sommet des montagnes Quelccaya (13°S, 71°W) (Thompson 1980) et Huascaran (9°S, 77°W) (Thompson et al. 1995). La Figure 6.5 montre également un enregistrement provenant du site de Dunde, en Chine (38°N, 96°E) (Thompson et al. 1989). Enfin, l'essentiel du travail des glaciologues s'effectue aux deux Pôles (Dôme C, EPICA, GISP et GRIP), mais ces données ne seront pas présentées dans le cadre de ce travail. Seul le site de Talos Dome (Antarctique, 72°S, 159°E) (Stenni et al. 2002), qui correspond au lieu le plus « proche » géographiquement de notre site d'étude est représenté. L'enregistrement donne des moyennes

décennales. Les isotopes de ces glaces nous renseignent à la fois sur les modifications des températures atmosphériques au dessus du site, mais également sur le cycle hydrologique (bilan précipitation).

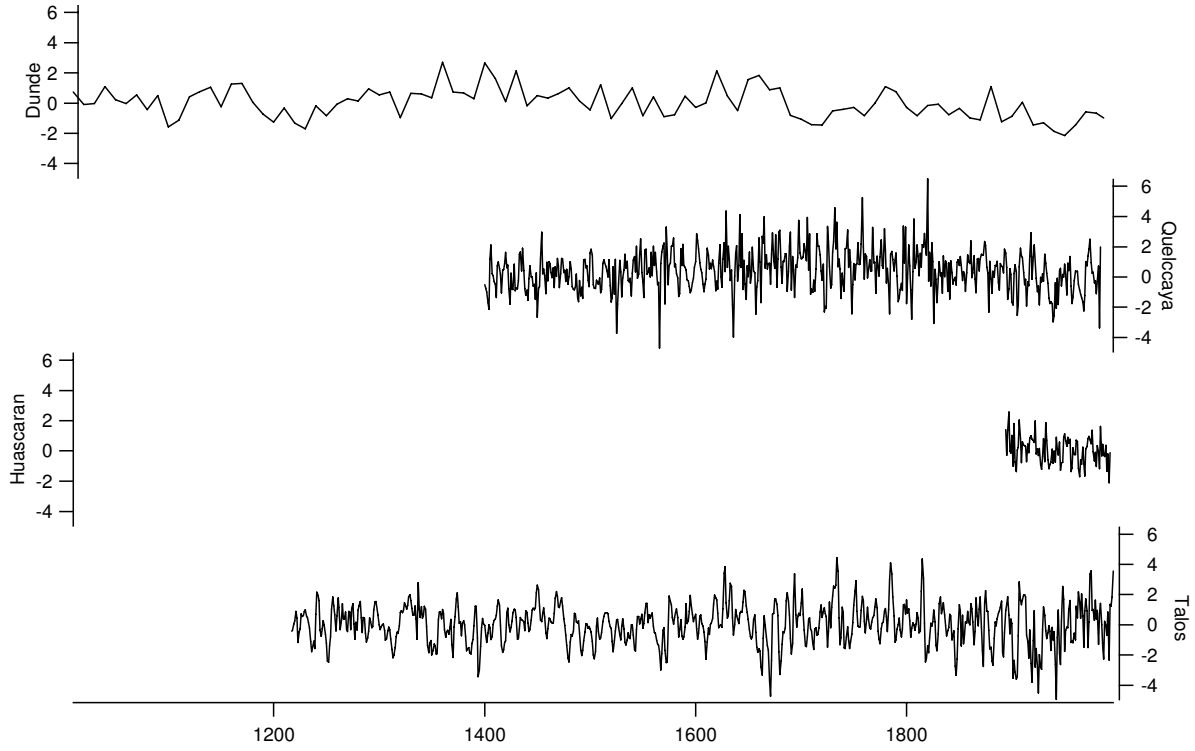


Figure 6.5 Comparaison de quatre enregistrements provenant de carottes de glace. Les données (en anomalies) des carottes péruviennes du Huascaran (9°S, 77°W) (Thompson et al. 1995) et de Quelccaya (13°S, 71°W) (Thompson 1980) sont des isotopes stables de l'oxygène de la glace. La carotte de Dunde, en Chine (38°N, 96°E) (Thompson et al. 1989), présente également l'évolution du $\delta^{18}O$ tandis que l'enregistrement de Talos Dome (72°S, 169°E) (Stenni et al. 2002), en Antarctique de l'Est représente l'évolution du δD. Les 4 échelles sont en ‰.

6.4.c. Bilan préliminaire

Le bref aperçu dressé dans les deux parties précédentes (6.4.a et 6.4.b) révèle toute l'étendue et la complexité qui émane de comparaisons entre les différents outils.

Ainsi, les reconstitutions des cernes d'arbres donnent une idée des variations des phénomènes interannuels (de type ENSO) et interdécennaux (de type PDO). La Figure 6.4 montre des périodes où l'évolution semble être en phase (pics aux alentours de l'année 1750). Cependant, il existe des zones de franc désaccord entre les séries (1900-1930 ou 1800-1820).

Notons néanmoins la puissance des reconstitutions dendrochronologiques permettant de lier des panels de mesures par l'emploi de composites lissant les effets purement régionaux

et/ou liés à la variabilité interne des cernes d'arbre. Les outils développés par les équipes de dendroclimatologie sont, à l'heure actuelle, beaucoup plus puissants et performants que ceux développés pour les coraux et ce pour l'établissement de chronologies. Ainsi, dans le cadre de cette thèse, un début de collaboration a été entrepris avec des collègues de l'INRA Bordeaux Pierroton pour utiliser le logiciel Windendro (cf. exemple en annexe 3) qui permet une étude systématique et rigoureuse des stries de croissance. Les résultats sont prometteurs et devraient être poursuivis.

Les données issues des carottes de glace sont difficilement comparables avec nos enregistrements. En effet, les plus proches données auxquelles on peut accéder, synthétisées dans la Figure 6.5, nous montrent, au mieux, des données distantes de milliers de kilomètres de notre site d'étude. De plus, la complexité des relations atmosphériques tropiques/extra-tropiques complique une interprétation et une comparaison directe avec nos données. Elles sont cependant un outil de choix pour reconstruire les éruptions volcaniques (Ammann and Naveau 2003).

Certaines études ont cependant réalisé avec succès des comparaisons et établi des liens entre coraux de la Mer Rouge et les oscillations polaires (Rimbu et al. 2001). A ce stade de mon travail de recherche, cette entreprise apparaît comme prématurée et risquée.

Il apparaît donc extrêmement difficile, à première vue, de sortir des informations cohérentes dans le temps et dans l'espace des différentes séries proposées ci-dessus. Par exemple, les séries de reconstitutions de la PDO (Figure 6.4) ne s'accordent pas réellement ($r=0.21$). Pour améliorer la comparaison, certaines études ont montré que moyennant certains traitements mathématiques de normalisation (cf.6.3.b.ii), il était possible d'expliquer des variations cohérentes au niveau des variations interdécennales. Ainsi la Figure 6.6 représente des séries présentées ci-dessus ainsi que certaines nouvelles (Linsley et al. 1994; Trenberth et al. 1994; Mantua et al. 1997; Linsley et al. 2000; Gedalof et al. 2001). Ces dernières sont des reconstitutions de la PDO (Gedalof and Smith 2001), du North Pacific Index (NPI) qui a trait aux variations des pressions du niveau de la mer (SLP) dans le Pacifique Nord (latitudes supérieures à 30°N) (Trenberth and Hurrell 1994), ainsi que l'index PDO (Composante Principale de la variabilité mensuelle des SST entre 1900-1993, aux latitudes supérieures à 20°N (Mantua et al. 1997)), ainsi que deux séries coralliennes provenant respectivement de Clipperton (Linsley et al. 1994) et de Rarotonga (Linsley et al. 2000).

On remarque ainsi le relatif accord dans les tendances et les variations décennales sur les 150 dernières années. Ainsi, on peut observer des variations cohérentes sur le dernier

siècle, avec notamment les changements enregistrés au milieu des années 1920, 1940 et 1970. Par contre avant 1925 les différentes courbes présentées ici s'accordent beaucoup moins bien.

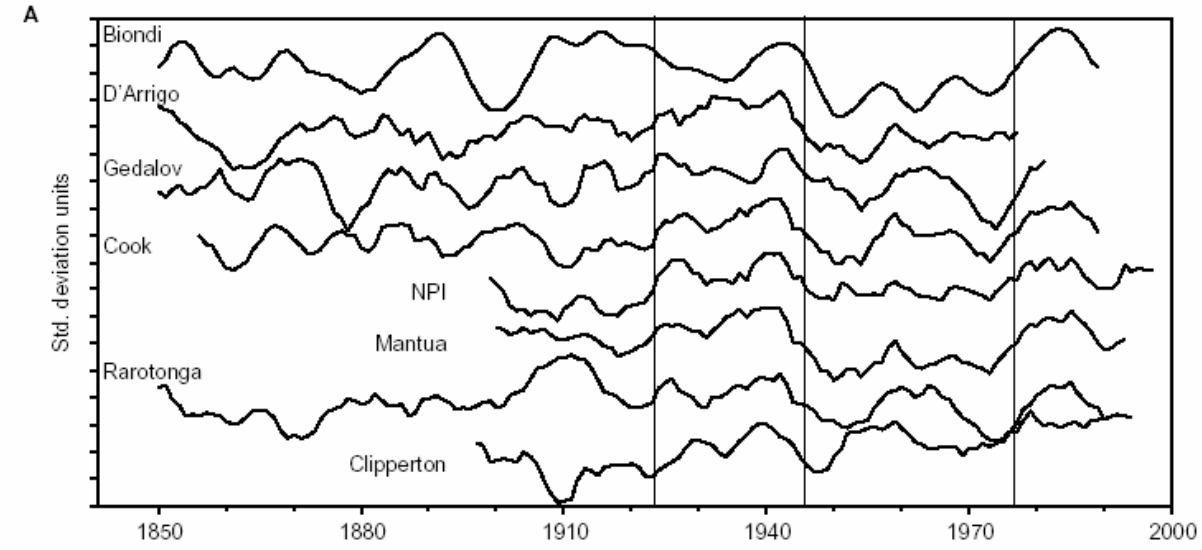


Figure 6.6 Les courbes montrent des données instrumentales ainsi que des reconstitutions provenant de diverses données paléoclimatiques traitant de la variabilité décennale dans le Pacifique. Les données sont normalisées. Figure extraite de Labeyrie et al (2003).

Beaucoup de différences existent entre les coraux et les cernes d'arbres (signal marin de basse latitude vs. signal terrestre de moyenne, haute latitude ; signal continu vs. signal uniquement des saisons de croissance ; signal individuel et affecté d'incertitude chronologique importante vs. signal moyenné sur plusieurs sites et doté d'une chronolgie bien repliquée). Des comparaisons entre les enregistrements ont néanmoins été réalisées en effectuant des analyses en composantes principales qui extraient le mode de variance commun entre les chronologies (Gedalof et al. 2002).

6.4.d. Autres types de données

Certaines séries marines sédimentaires auraient également pu être comparées à nos enregistrements. Néanmoins il est apparu que sur une échelle de temps décennale à séculaire, y compris les séries à lamines sub-annuelles (typiquement des varves lacustres ou marines) n'étaient pas échantillonnées à une résolution suffisante pour effectuer les exercices mathématiques de comparaison sur lesquelles se fondent les recherches de ce dernier chapitre. Les traceurs géochimiques et micropaléontologiques (isotopes stables, éléments trace, foraminifères, ostracodes, pollens...) contenus dans les archives sédimentaires peuvent néanmoins être extrêmement utiles et comparées aux coraux quand le taux de sédimentation le

permet (voir à ce propose le chapitre 4 et les données de la Cariaco trench, ou encore de la baie de Mejillones (Vargas 2002)).

Les spéléothèmes et les concrétions calcaires tels les tufs (McDermott 2004; Andrews 2006; Fairchild et al. 2006), les sclerosponges (Haase-Schramm et al. 2005; Rosenheim et al. 2005), ainsi que divers bivalves, tels les tridacna (bénitiers), les mercenaria (palourdes), les nautiles (Elliot et al. 2003; Auclair et al. 2004; Carre et al. 2005; Gillikin et al. 2005; Lazareth et al. in press) peuvent également apporter des informations quant aux variations climatiques. A ce sujet, des marquages fluorescents ont été effectué sur l'île de Clipperton (cf. annexe 2) et ce afin de mieux cerner la potentialité des bivalves de cet atoll.

Enfin, des données historiques peuvent venir appuyer les informations paléoclimatiques, même si leur interprétation restent subjectives et soumises à caution (Ortlieb 2000). Dans notre cas, elles peuvent permettre néanmoins d'appuyer les informations produites par les données géochimiques (chapitre 4).

Les potentialités sont nombreuses pour reconstruire l'évolution climatique dans le passé. Des données, comme celles issues des stries d'arbres, des carottes glaciaires et des coraux peuvent néanmoins servir à améliorer et/ou tester des modèles numériques.

6.5. SERIES ISSUES DE RECONSTITUTIONS GRACE AUX MODELES

En guise de conclusions sur cette partie, devant la difficulté rencontrée quant à l'établissement d'un modèle conceptuel de variations climatiques pendant les derniers siècles à l'échelle du bassin, nous allons nous intéresser aux synthèses de paléoreconstitutions issues de la littérature ainsi qu'à des scenarii de simulations climatiques issus de modèles numériques, à l'aide de quelques exemples.

Le travail de Mann (Mann et al. 1998) a été parmi les premiers à synthétiser les différentes données concernant l'évolution climatique lors des derniers siècles. Depuis, de nombreuses études ont repris et sensiblement amélioré ces travaux. Les figures 6.7 et 6.8 montrent par exemple des reconstructions des températures de surface des deux hémisphères.

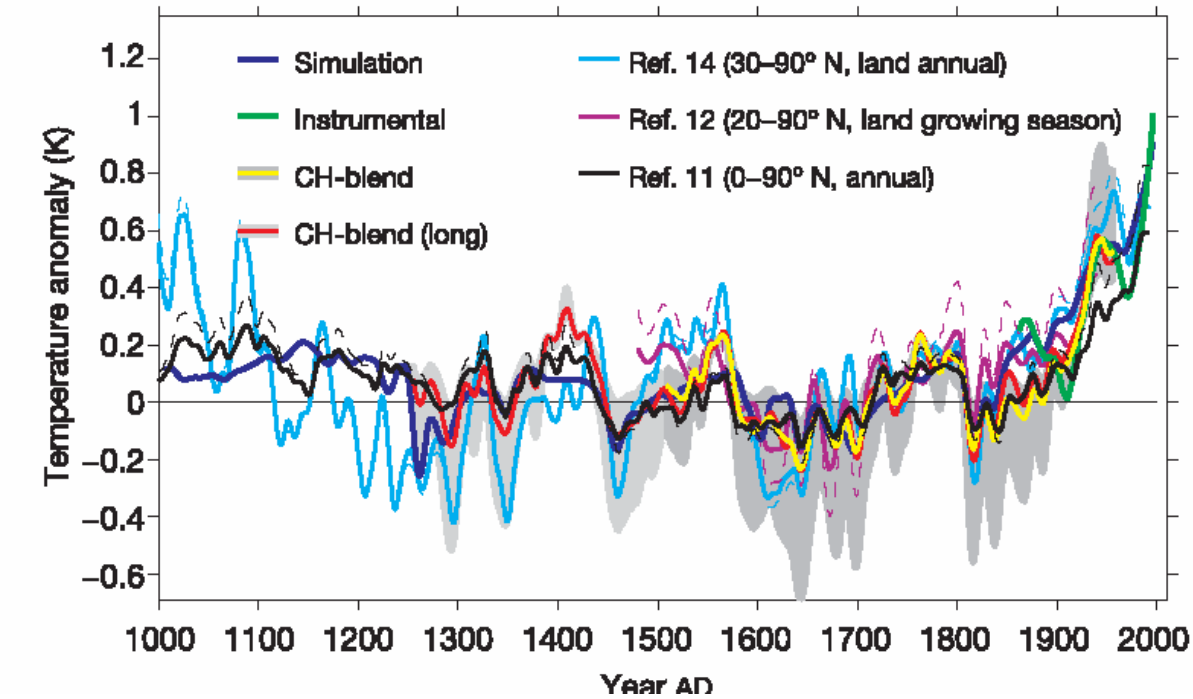


Figure 6.7 Figure extraite de Hegerl et al (2006) montrant des enregistrements paléoclimatiques (essentiellement des données issues des arbres : CH-blend : données de Hegerl et al. (2006)); ref 14 : Cook et al. (2004), ref 11 : Mann and Jones (2003), ref 12 : Briffa et al. (2001)), comparés à une simulation de modèle climatique ainsi que des données instrumentales. Toutes les courbes se réfèrent à des données de l'hémisphère Nord. Pour plus de détails concernant les différents enregistrements se référer à l'article de Hegerl et al. (2006).

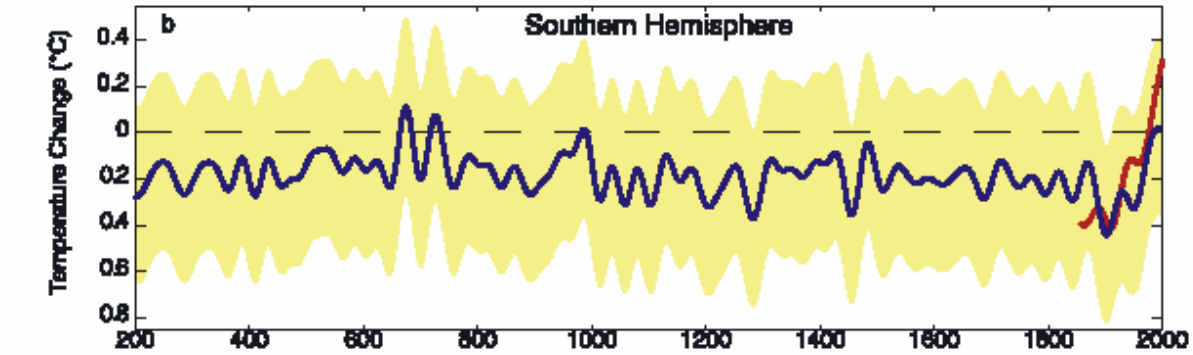


Figure 6.8 Changements de température mais dans l'Hémisphère Sud cette fois, avec en jaune les incertitudes. L'histoire des températures a été reconstituée sur 1800 années. En rouge, les données instrumentales sont également montrées (Jones et al. 2004).

Les deux figures précédentes sont reconstruites grâce aux données issues des différents outils des paléoclimatologues présentés en début de chapitre. On notera l'évolution extrêmement rapide des températures montrant un réchauffement depuis environ un siècle. Les incertitudes dont sont affectées les courbes moyennes sont de l'ordre de ±1°C pour les deux hémisphères.

Depuis quelques années, la communauté scientifique s'est dotée de moyens informatiques puissants afin d'effectuer les simulations numériques des évolutions climatiques Les potentialités des modèles sont immenses. De plus, ces modèles sont en progression et les conclusions du « Working group 1 » de l'IPCC sont que la confiance dans la possibilité des modèles ainsi que les projections quant aux climats futurs ont augmenté.

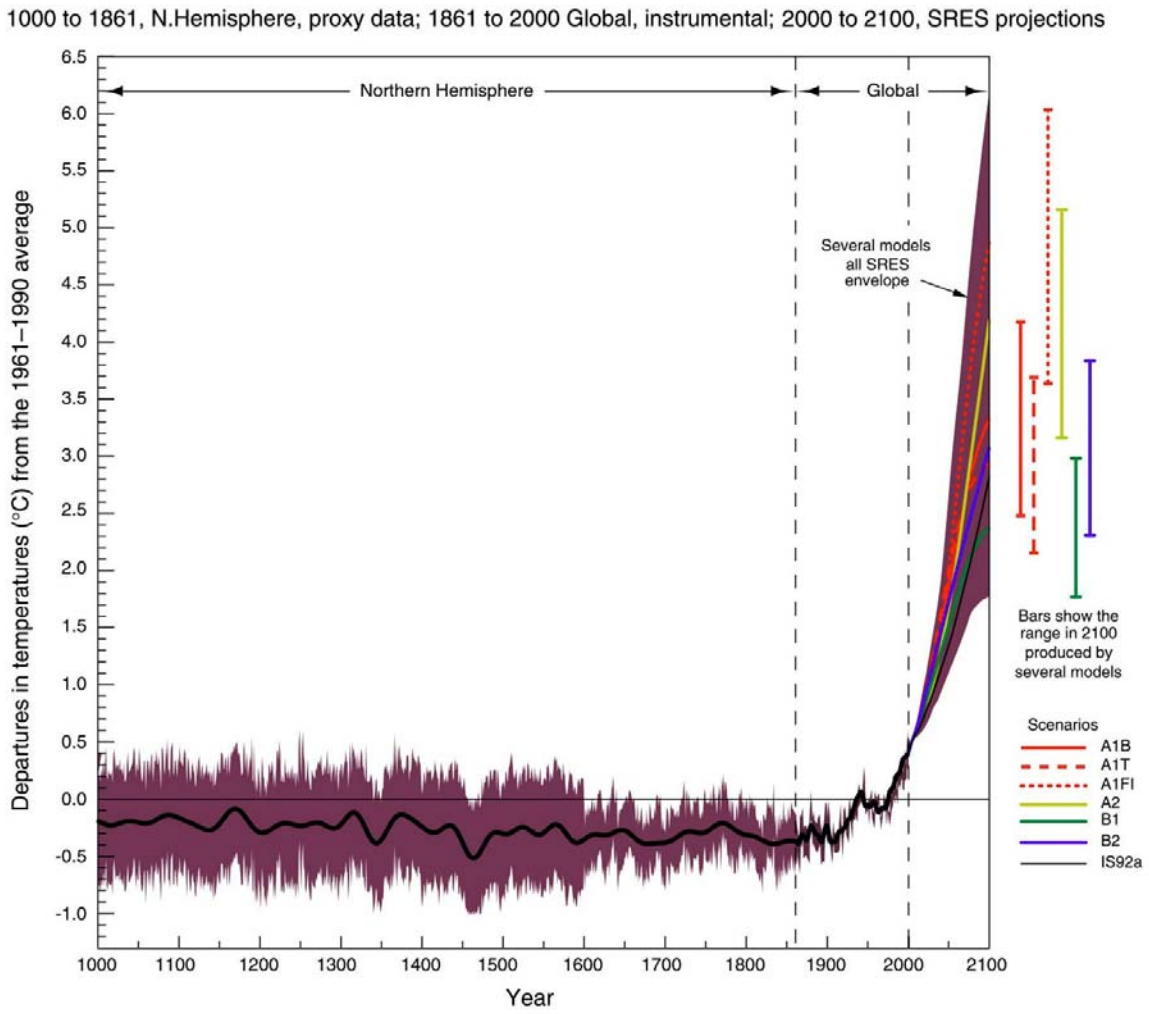


Figure 6.9 Figure extraite du rapport IPCC 2001 (International Panel on Climate Change) montrant les différents scenarii proposé pour les années à venir (Projection 2000-2100). Sont également montrées les données instrumentales 1861-2000 soumises à de faibles incertitudes comparées aux données de 1000 à 1861 reconstruites à l'aide de divers traceurs.

La Figure 6.9 représente pour l'essentiel des résultats similaires à ceux présentés en Figure 6.7. Sont également incluses les différentes projections issues des modèles numériques prédictifs jusqu'en 2100. Une des raisons pour lesquelles on retrouve une fourchette de projections de quasiment 5°C tient au fait que la connaissance des climats dans le passé reste imparfaite, pour preuve l'augmentation des incertitudes dès que l'on sort des bases de

données instrumentales, c'est-à-dire en deçà de 1861. Il apparaît donc que, parallèlement à la production de séries de reconstructions climatiques telles que celles produites dans le cadre de ce travail, (ceci afin d'augmenter la base de données disponibles pour les modélisateurs), l'amélioration des processus est une voie de recherche primordiale. Enfin, il apparaît désormais nécessaire de travailler en étroite collaboration avec les modélisateurs. Il est impératif, et ce en réponse à une demande sociétale forte, de concilier travaux paléoclimatiques et modélisation afin de comprendre la variabilité climatique naturelle ainsi que la part due aux actions humaines dans cette variabilité. Ceci permettant de proposer des scenarii de plus en plus précis et fiables pour les années à venir. Il serait alors envisageable de faire pression sur les instances dirigeantes qui refusent pour le moment de prendre les décisions induites par les travaux des climatologues et des paléoclimatologues. Désormais, la quasi unanimité dans la communauté de chercheurs s'accorde quant au réchauffement global, probablement accentué par les activités humaines et notamment l'augmentation des gaz à effet de serre.

6.6. CONCLUSIONS DU CHAPITRE 6

Comparer des séries paléoenvironnementales entre elles sans avoir accès à la totalité des données (notamment la procédure d'établissement de la chronologie, paramètre critique des études paléoclimatiques) s'avère décevant de prime abord. Ainsi, les procédures de comparaison utilisées lors de ce travail révèlent leur faiblesse. Afin d'extraire des signaux temporels communs, l'extraction des composantes principales (ACP) ou encore l'étude par des fonctions orthogonales empiriques (EOF) semblent être des moyens prometteurs (Evans et al. 1998 ; Evans et al. 2001; Gedalof et al. 2002 ; Linsley et al. 2004). L'utilisation de techniques de corrélations décalées dans le temps permettrait également de révéler d'éventuelles évolutions spatiales et donc de tester certaines des théories relatives aux variations de type décennal. La modélisation numérique s'avère également extrêmement intéressante et permet d'obtenir de précieux résultats. Cette étude préliminaire débutée ici, doit être poursuivie afin d'exploiter au mieux le fabuleux jeu de données produit depuis une dizaine d'années.

Conclusions générales et perspectives

Ce travail est le fruit de la succession d'étapes dans lesquelles j'ai pu m'investir dans leur intégralité. Ainsi, de la récolte des échantillons par carottage sous-marin au micro échantillonnage, des analyses à l'interprétation des données, j'ai pu me former tant d'un point de vue de l'océanographie de « terrain », mais également aux phases techniques (analytique et de traitement des données) et enfin au travail interprétatif. Le tout s'est effectué en travaillant au sein de différents laboratoires et équipes de recherche.

En survolant l'ensemble du travail, on constate que plus de 2200 mesures isotopiques ainsi que 3370 analyses d'éléments trace ont été effectuées, soit près de 5600 échantillons analysés. Ces résultats ne prennent en compte ni les passages de standard, ni les éventuels réplicats quand le premier résultat semblait donner une valeur suspecte. Ainsi, près de 8500 analyses ont été produites (~1/4 de standard par série pour les isotopes contre ~2/3 pour les traces). Ce lourd travail analytique a permis l'exploitation d'un jeu de donnée conséquent et a également permis d'établir une évolution paléoclimatique en continu et avec une haute résolution.

Un des buts de cette thèse était d'apporter des visions novatrices quant à la quête des paléosalinités. Les chapitres 3, 4 et 5 répondent à cette problématique. Ainsi, nous avons pu démontrer l'utilité des méthodes existantes (déconvolution du signal isotopique, méthode des résiduels) et également développer nos propres méthodes de reconstitution des paléosalinités, grâce à l'uranium dans un premier temps (chapitre 3) mais surtout grâce aux régressions bivariées (Chapitres 3, 4 et 5).

Les conclusions qui s'imposent sont qu'il existe bel et bien une empreinte saline dans les squelettes coralliens et que cette empreinte est décelable par certaines techniques analytiques de spectrométrie de masse. Cependant, les trois sites d'étude ont montré des résultats différents et les méthodes de reconstitution des salinités appliquées au cours de cette thèse ont montré des incertitudes plus ou moins fortes. Ainsi, l'utilisation de l'uranium doit être pondérée. Les résultats U/Ca à Wallis, quoique prometteurs en théorie vue la position géographique et donc les variations climatiques qui en découlent, ont donné des résultats en deçà des espérances escomptées. Des recherches sont encore nécessaires afin de cerner l'exacte mode d'incorporation de l'uranium et ainsi de confirmer/infirmer les travaux du chapitre 3 révélant un fort lien entre U/Ca et SSS. L'évolution de la salinité peut être reconstruite grâce aux isotopes de l'oxygène, et ce avec des relations différentes selon les

sites. Les reconstitutions des salinités à l'île des Pins, sur les 475 dernières années constituent la première courbe de reconstructions des SSS à partir de l'outil corallien.

Si on continue le bilan des études menées lors de ce travail de recherche, en ce qui concerne les reconstitutions de températures, on notera que l'on retrouve dans nos coraux les potentialités des paléothermométres coralliens (Sr/Ca, Mg/Ca, U/Ca et $\delta^{18}O$). Ces mesures ont permis, à des résolutions bimensuelles à bi-annuelles, de reconstruire des variations thermiques en Nouvelle-Calédonie. Le cas de Wallis est particulier (chapitre 5). Ainsi, la climatologie actuelle ne montre pas de forts écarts thermiques, et donc les signaux géochimiques ne permettent pas de reproduire convenablement l'histoire des températures. Cette limite a des implications pour les futures applications. Elle conclue notamment que la calibration est une nécessité absolue préalablement à toute application paléoenvironnementale. Le non respect de ce principe de base peut entraîner de larges erreurs dans les reconstitutions. Deuxièmement, multiplier les proxies dans une zone où les variations thermiques sont faibles ne permet pas forcément d'améliorer la compréhension du signal.

Les interprétations des variations géochimiques en terme de reconstruction des signaux paléoclimatiques donnent donc nombreuses informations, et ce à diverses échelles temporelles.

Ainsi, les variations des divers traceurs géochimiques ont pu être reliées aux phénomènes de type Interdecadal Pacific Oscillation (chapitres 3 et 4). Cependant, il s'avère que les tendances interdécennales dans le Pacifique sont à l'heure actuelle encore mal connues et les différents enregistrements ne s'accordent pas encore quant à l'évolution spatio-temporelle de ces signaux (chapitre 6). Ainsi, pour paraphraser Julie Cole : « la synthèse définitive des données paléoclimatiques du Pacifique concernant la variabilité décennale reste encore a écrire, et les enregistrements coralliens sont prometteurs quant à l'extension des enregistrements de ce phénomène » (Cole 2003).

Bien que le but premier de cette thèse n'était pas de focaliser sur les phénomènes interannuels, l'étude de la carotte de l'île des Pins a permis de mettre en évidence probablement les événements ENSO les plus forts jamais enregistrés dans les enregistrements géologiques, au moins lors du dernier millénaire (chapitre 4). La paléoclimatologie corallienne peut également apporter des informations quant aux événements historiques marquants, telle la révolte canaque de 1878, probablement liée à des anomalies de températures et de salinité (précipitation) enregistrées par les coraux de l'île des Pins.

Le traceur $\delta^{13}C$, bien que controversé, a prouvé son utilité (chapitre 4). Il peut être relié aux variations solaires via les changements de processus métaboliques du corail. Il

renseigne donc sur le mode de nutrition mais permet également, conjointement à d'autres techniques et/ou traceurs, de vérifier les effets potentiels de la diagenèse précoce dans les coraux.

Le Ba/Ca, lui aussi signal complexe, a montré des influences différentes selon le milieu. Il peut représenter l'influence des upwellings, c'est le cas en océan ouvert à Uitoé (chapitre 3) mais peut également être lié aux intenses lessivages issus des précipitations importantes. C'est le cas à Wallis (chapitre 5). L'utilisation conjointe du Ba/Ca et du $\delta^{18}O$ à Wallis a permis d'apporter une pierre à l'édifice de la compréhension des mécanismes de variabilité de la zone de Convergence du Pacifique Sud.

Une limite capitale mérite d'être exposée et devrait comporter un champ d'investigation à approfondir dans le futur. L'établissement de chronologies fiables constitue, à mon avis, « le talon d'Achille » de la paléoclimatologie. Ainsi, le comptage de bandes de croissance, bien qu'étant un argument de choix pour les « coralophiles », peut apparaître comme difficile et ardu quand la croissance est non linéaire comme c'est le cas dans de nombreux enregistrements. De plus, il dépend du libre arbitre du chercheur et est sujet à caution. Ce problème est limité lorsqu'on a recourt à des études à résolution mensuelle où la chronologie géochimique permet d'avoir des indices supplémentaires. Cependant, elles sont coûteuses, en temps comme en moyens, et ne sont envisageables que lorsque les séries sont courtes. Par exemple, si les deux sites d'étude avaient été étudiés avec une résolution mensuelle, cela aurait représenté prés de 30 000 échantillons. Les techniques d'U/Th peuvent éventuellement permettre d'améliorer ce problème (Edwards et al. 1987; Cobb et al. 2003). Cependant, des tests ont été produits dans le cadre de cette thèse par l'Australian National University à Canberra. Les résultats préliminaires de ces études montrent un désaccord avec les comptages effectués. L'utilisation de la fluorescence de certaines bandes de croissance, ainsi que certaines éruptions volcaniques (Crowley et al. 1997; Hendy et al. 2003) peut permettre de préciser la chronologie. De même, l'utilisation des logiciels de traitement d'images comme le banc d'analyse SCOPIX, mais surtout tels que ceux utilisés pour les développements de dendrochronologies peuvent apporter une aide précieuse. Il convient de cibler les incertitudes et d'établir des procédures systématiques de comptage optique de bandes de croissance, techniques encore très peu développées dans les laboratoires coralliens.

Une des voies futures pour les recherches coralliennes est également de s'appliquer à comprendre les processus d'incorporation des signaux géochimiques qui influencent et constituent les squelettes coralliens. Ainsi, la compréhension des liens entre les contenus

isotopiques des différents réservoirs (précipitations, eaux de mer, squelettes coralliens et tests carbonatés en général) s'avère une étape décisive de la paléoclimatologie tropicale. Cette remarque est également valable, dans une moindre mesure, pour les éléments traces.

Les coraux profonds ont l'énorme avantage d'être peu influencé par les effets vitaux et en tout cas les phénomènes de symbiose puisqu'ils grandissent sans activité photosynthétique. Ainsi, de récentes études ont montré les potentialités de tels outils (Adkins et al. 1998; Adkins et al. 2003). De même, le perfectionnement des techniques analytiques (microsonde ionique ou ablation laser (Fallon et al. 1999; Rollion-Bard et al. 2003)) par exemple permet désormais d'aller plus loin dans la compréhension des processus d'incorporation des différents éléments constitutifs du squelette calcaire.

Une autre voie de recherche qui est à privilégier concerne les croissances coralliennes dans des conditions environnementales contrôlées. Pour cela, des collaborations scientifiques sont à envisager, notamment avec les équipes du Centre Scientifique de Monaco. En effet, les équipes du CSM possèdent des aquariums de culture où il est possible de contrôler les paramètres de croissance des scléractiniaires.

La plupart des perspectives traitées ici ne sont pas restreintes à l'utilisation de l'outil corallien mais bien applicable à l'ensemble des organismes à tests carbonatés.

Parallèlement à l'amélioration des processus, il convient de poursuivre l'effort de reconstitutions des paléoclimats et d'amélioration qualitative et quantitative des bases de données, et ce, dans des zones clefs. Quoique controversée, les théories de Leroux (Leroux 1996) quant à la gouvernance des hautes latitudes et du froid sur les basses latitudes sont séduisantes et certaines hypothèses demandent à être approfondies. La zone asiatique m'intéresse particulièrement étant donné son lien avec les moussons, phénomènes clefs de la climatologie planétaire, ainsi que les impacts répétés des anticyclones en provenance du Nord et affectant les zones proches de la Warm Pool. La mer de Chine me semble être un lieu d'étude privilégié afin de comprendre un peu mieux les liens tropiques-extra tropiques, elle est à l'heure actuelle très peu étudiée. Ce résultat est supporté par l'étude d'Evans et al. (1998) modélisant les sites optimaux relatifs aux reconstructions coralliennes. Il me semble également important d'aller récolter des coraux à leurs limites septentrionales et australes, afin de déceler l'apport du froid via les Pôles, et leur rôle dans la gouvernance des climats terrestres.

D'un point de vue strictement corallien, l'utilisation d'autres espèces de coraux tels les *Diploastrea heliopora* pourrait être l'évolution naturelle des recherches des paléoclimatologues (cf. par exemple l'étude de Corrège et al. (2004)). En effet, leur faible

taux de croissance permettra d'obtenir des reconstituions climatiques millénaires. Ils sont en quelque sorte l'équivalent du séquoia terrestre.

Une autre direction prometteuse est celle suivie récemment par Kim Cobb et son équipe (Cobb et al. 2003) qui ont joint des séries modernes et fossiles grâce aux datations U/Th et à des périodes de recouvrement. Les carottages effectués à Clipperton, par Thierry Corrège, John Butscher et moi-même vont dans ce sens et devraient permettre d'obtenir une reconstitution paléoclimatique étendue sur le dernier millénaire.

Enfin, il semble important de se pencher sur la synthèse des différentes séries produites dans les différents laboratoires de recherche, et de continuer le travail entrepris dans le chapitre 6. Les résultats prometteurs abordés dans ce manuscrit pourraient trouver leur place dans un état de l'art des connaissances acquises, une synthèse des enregistrements afin d'en dégager des voix d'évolution. Cette synthèse s'avère plus que nécessaire afin de faire naître une symbiose entre paléoclimatologie et modélisation. Il apparaît néanmoins que la modélisation purement conceptuelle est limitée et que l'apport des modèles numériques pourrait aider à la compréhension des phénomènes. Ainsi, des études sont en cours à l'heure actuelle (Brown et al. 2006) ainsi que dans les équipes des collègues de l'UR 065 de l'IRD afin d'intégrer les données coralliennes directement dans les modèles.

Finalement, certaines périodes climatiques clefs, tels le Younger Dryas ou encore les optimums climatiques (stades isotopiques 5 et 11) font à l'heure actuelle l'objet de recherches poussées (Sanchez Goni et al. 2005). La recherche de coraux fossiles est aussi une voie de recherche prometteuse (Tudhope et al. 2001) et ce notamment pour avoir un analogue des conditions climatiques actuelles. Les coraux, de par leur résolution temporelle pouvant atteindre l'hebdomadaire permettent d'obtenir des informations en terme de saisonnalité qu'aucun autre traceur marin n'est capable de donner avec une telle précision.

Bibliographie.

Acot, P. (2003). Histoire du climat.

Adkins, J. F., E. A. Boyle, W. B. Curry and A. Lutringer (2003). "Stable isotopes in deep-sea corals and a new mechanism for "vital effects"." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(6): 1129-1143.

Adkins, J. F., H. Cheng, E. A. Boyle, E. R. M. Druffel and R. L. Edwards (1998). "Deep-sea coral evidence for rapid change in ventilation of the deep North Atlantic 15,400 years ago." Science **280**(5364): 725-728.

Alibert, C. and M. T. McCulloch (1997). "Strontium/Calcium ratios in modern *Porites* corals from the Great Barrier Reef as a proxy for sea surface temperature : Calibration of the thermometer and monitoring of ENSO." Paleoceanography **12**(3): 345-363.

Allison, N. (1996). "Geochemical anomalies in coral skeletons and their possible implications for palaeoenvironmental analyses." Marine Chemistry **55**(3-4): 367-379.

Alory, G. (2002). Redistribution zonale et méridienne de masse aux échelles ENSO et décennale dans le Pacifique Tropical. Paris, Université Paris VI**:** 145.

Alory, G. and T. Delcroix (1999). "Climatic variability in the vicinity of Wallis, Futuna, and Samoa islands (13°-15° S, 180°-170° W)." Oceanologica Acta **22**(3): 249-263.

Alory, G., A. Vega, A. Ganachaud and M. Despinoy (2006). "Influence of upwelling, subsurface stratification, and heat fluxes on coastal sea surface temperature off southwestern New caledonia." Journal of Geophysical Research **111**(doi:10.1029/2005IC003401).

Ammann, C. M. and P. Naveau (2003). "Statistical analysis of tropical explosive volcanism occurrences over the last 6 centuries." Geophysical Research Letters **30**(5): doi:10.1029/2002GL016388.

Andrews, J. E. (2006). "Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review." Earth-Science Reviews. ISOtopes in PALaeoenvironmental reconstruction (ISOPAL) **75**(1-4): 85-104.

Anthony, K. R. N. and K. E. Fabricius (2000). "Shifting roles of heterotrophy and autotrophy in coral energetics under varying turbidity." Journal of Experimental Marine Biology and Ecology **252**(2): 221-253.

Asami, R., T. Yamada, Y. Iryu, T. Quinn, C. P. Meyer and G. Paulay (2005). "Interannual and decadal variability of the western Pacific sea surface conditionb for the years 1787-2000: Reconstruction based on stable isotope record from a Guam coral." Journal of Geophysical Research **110**: CO5018.

Aubert de la Rue, E. (1935). "La constitution géologique des îles Wallis et Futuna." Comptes Rendus de l'Academie des Sciences: 328-330.

Auclair, A. C., C. Lecuyer, H. Bucher and S. Sheppard (2004). "Carbon and oxygen isotope composition of Nautilus macromphalus: a record of thermocline waters off New Caledonia." Chemical Geology **207**(91-100).

Auzende, J.-M., R. Grandperrin, E. Bouniot, C. Henin, Y. Lafoy, B. Richer de Forges, S. Van de Beuque and S. Virly (1999). "Marine resources of the Economic Zone of New Caledonia." Oceanologica Acta **22**(6): 557-566.

Bagnato, S., B. Linsley, S. S. Howe, G. M. Wellington and J. Salinger (2004). "Evaluating the use of the massive coral Diploastrea heliopora for paleoclimate reconstruction." Paleoceanography **19**(PA1032).

Bagnato, S., B. K. Linsley, S. S. Howe, G. M. Wellington and J. Salinger (2005). "Coral oxygen isotope records of interdecadal climate variations in the South Pacific Convergence Zone region." Geochemistry Geophysics Geosystems **6**: doi:10.1029/2004GC000879.

Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou and J. Jouzel (2000). "Solar irradiance during the last 1200 yr based on cosmogenic nuclides." Tellus B **52**: 985-992.

Bar-Matthews, M., G. J. Wasserburg and J. H. Chen (1993). "Diagenesis of fossil coral skeletons: Correlation between trace elements, textures, and 234U/238U." Geochimica et Cosmochimica Acta **57**(2): 257-276.

Barnes, D. J. and R. B. Taylor (2001). "On the nature and causes of luminescent lines and bands in coral skeletons." Coral Reefs **19**: 221-230.

Barnes, D. J., R. B. taylor and J. M. Lough (2003). "Measurement of luminescent in coral skeletons." Journal of Experimental Marine Biology and Ecology **295**: 91-106.

Bassinot, F. C., L. D. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackleton and Y. Lancelot (1994). "The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal." Earth and Planetary Science Letters **126**(1-3): 91-108.

Bathurst, R. G. C. (1975). 12 Carbonate Sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology. Elsevier.

Battisti, D. S., A. C. Hirst and E. S. Sarachik (1989). "Instability and Predictability in Coupled Atmosphere-Ocean Models." Phil. Trans. R. Soc. London **329**(A): 237-247.

Beck, J. W., R. Edwards, E. Ito, F. Taylor, J. Recy, F. Rougerie, P. Joannot and C. Henin (1992). "Sea surface temperature from coral skeletal Strontium/Calcium ratios." *Science* **257**(644-647).

Beer, J., W. Mende and R. Stellmacher (2000). "The role of the sun in climate forcing." Quaternary Science Reviews **19**: 403-415.

Berger, A. and M. F. Loutre (2002). "An exceptionally long Interglacial ahead?" Science **297**(5585): 1287-1288.

Bertler, N. A. N., T. R. Naish, P. A. Mayewski and P. J. Barrett (2006). "Opposing oceanic and atmospheric ENSO influences on the Ross Sea Region, Antarctica." Advances in Geosciences **6**(680-7359/adgeo/2006-6-83): 83-86.

Bessat, F. and D. Buigues (2001). "Two centuries of variation in coral growth in a massive Porites colony from Moorea (French Polynesia): a response of ocean-atmosphere variability from south central Pacific." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **175**(1-4): 381-392.

Bigg, G. R. and E. J. Rohling (2000). "An oxygen isotope data set for marine waters." Journal of Geophysical Research **105**(C4): 8527-8535.

Biondi, F., A. Gershunov and D. R. Cayan (2001). "North Pacific decadal climate variability since 1661." Journal of Climate **14**(1): 5-10.

Bjerkness, J. (1969). "Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific." Monthly Weather Review **97**: 163-172.

Boiseau, M., M. Ghil and A. Juillet-Leclerc (1999). "Climatic trends and interdecadal variability from South-Central Pacific coral records." Geophysical Research Letters **26**(18): 2881-2884.

Boiseau, M. and A. Juillet-Leclerc (1997). "H2O2 treatment of recent coral aragonite: oxygen and carbon isotopic implications." Chemical Geology **143**(3-4): 171-180.

Boiseau, M., A. Juillet-Leclerc, P. Yiou, B. Salvat, P. Isdale and M. Guillaume (1998). "Atmospheric and oceanic evidences of El Niño-Southern Oscillation events in the south central Pacific Ocean from coral stable isotopic records over the last 137 years." Paleoceanography **13**(6): 671-685.

Bradley, R. S. and P. D. Jones (1993). ""Little Ice Age" summer temperature variations: their nature and their relevance to recent global warming trends." The Holocene **3**: 367-376.

Briffa, K. R., P. D. Jones, F. H. Schweingruber and T. J. Osborn (1998). "Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years." Nature **393**(6684): 450-455.

Brown, B. E., A. W. Tudhope, M. D. A. Le Tissier and T. P. Scoffin (1991). "A novel mechanism for iron incorporation into coral skeletons." Coral Reefs **10**: 211-215.

Brown, J., M. Collins and A. W. Tudhope (2006). "Coupled model simulations of mid-Holocene ENSO and comparisons with coral oxygen isotope records." Advances in Geosciences **29-33**.

Bruland, K. (1983). "Trace elements in sea water." Chemical Oceanography **8**: 157–220.

Cabioch, G. (2003). "Postglacial reef development in the South-West Pacific: case studies from New Caledonia and Vanuatu." Sedimentary Geology **159**: 43-59.

Cabioch, G., T. Correge, L. Turpin, C. Castellaro and J. Recy (1999). "Development patterns of fringing and barrier reefs in New caledonia (Southwest Pacific)." Oceanologica Acta **22**(6): 567-578.

Cane, M. A. (1998). "A role for the Tropical Pacific." Science **282**: 60-61.

Carre, M., I. Bentaleb, D. Blamart, N. Ogle, F. Cardenas, S. Zevallos, R. M. Kalin, L. Ortlieb and M. Fontugne (2005). "Stable isotopes and sclerochronology of the bivalve Mesodesma donacium:

Potential application to Peruvian paleoceanographic reconstructions." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **228**(1-2): 4-25.

Carriquiry, J., M. J. Risk and H. P. Schwarcz (1994). "Stable isotope geochemistry of corals from Costa Rica as proxy indicator of the EL Niño/Southern Oscillation (ENSO)." Geochimica et Cosmochimica Acta **58**(1): 335-351.

Castellaro, C. (1999). Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales à l'Holocéne et au Pléistocéne terminal en Nouvelle Calédonie et aux Seychelles (région indo Pacifique) : L'enregistrement par les coraux. Centre de sédimentologie et de Paléontologie, Aix marseille 2**:** 205.

Chang, P., B. Giese, L. Ji, H. Seidel and F. Wang (2001). "Decadal change in the south tropical Pacific in a global assimilation analysis." Geophysical Research Letters **28**(18): 3461-3464.

Charles, C. D., K. Cobb, M. D. Moore and R. G. Fairbanks (2003). "Monsoon-tropical ocean interaction in a network of coral records spanning the 20th century." Marine Geology **201**(1-3): 207-222.

Charles, C. D., D. E. Hunter and R. G. Fairbanks (1997). "Interaction between the ENSO and the Asian monsoon in a coral record of Tropical climate." Science **277**: 925-928.

Chen, D., M. A. Cane, A. Kaplan, S. E. Zebiak and D. Huang (2004). "Predictability of El Niño over the past 148 years." Nature **428**(6984): 733-736.

Chen, M., L. Guo, Q. Ma, Y. Qiu, R. Zhang, E. Lv and Y. Huang (2006). "Zonal patterns of $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and ^{210}Pb in the tropical and subtropical North Pacific." Geophy. Res. Let. **33**: L04609.

Cibot, C. (2004). Variabilité décennale dans le Pacifique tropical et modulation basse fréquence de l'activité ENSO. Toulouse, Université Paul Sabatier**:** 176.

Cioccale, M. A. (1999). "Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years." Quaternary International **62**(1): 35-47.

Cleaveland, M. K., D. W. Stahle, M. D. Therrell, J. Villanueva-Diaz and B. T. Burns (2003). "Tree-Ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico." Climate Change **59**: 369-388.

Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng, M. Kastner and R. L. Edwards (2003). "U/Th-dating living and young fossil corals from the central tropical Pacific." Earth and Planetary Science Letters **210**(1-2): 91-103.

Cobb, K. M., C. D. Charles, R. L. Edwards, H. Cheng and M. Kastner (2003). "El Niño-Southern Oscillation and Tropical Pacific climate during the last millennium." Nature **424**: 271-276.

Cohen, A. L. and S. R. Hart (1997). "The effect of colony topography on climate signals in coral skeleton." Geochimica et Cosmochimica Acta **61**(18): 3905-3912.

Cohen, A. L., G. D. Layne, S. R. Hart and P. S. Lobel (2001). "Kinetic control of skeletal Sr/Ca in a symbiotic coral: Implications for the paleotemperature proxy." Paleoceanography **16**(1): 20-26.

Cohen, A. L. and T. A. McConnaughey (2003). "Geochemical perspectives on coral mineralization." Rev. Mineral. Geochem **54**: 151-187.

Cohen, A. L., K. E. Owens, G. D. Layne and N. Shimizu (2002). "The effect of algal symbionts of Sr/Ca paleotemperatures from coral." *Science* **296**(5566): 331-333.

Cole, J. E. (2003). Holocene coral records: windows on tropical climate variability. Global change in the Holocene. U. C. London. London**:** 169-184.

Cole, J. E., R. B. Dunbar, T. R. McClanahan and N. A. Muthiga (2000). "Tropical Pacific Forcing of Decadal SST Variability in the Western Indian Ocean over the Past Two Centuries." Science **287**(5453): 617-619.

Cole, J. E., R. G. Fairbanks and G. T. Shen (1993). "Recent variability in the Southern Oscillation: Isotopic results from a Tarawa Atoll coral." Science **260**: 1790-1793.

Cook, E. R. (2000). Niño 3 Index Reconstruction. International Tree-Ring Data Bank. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series #2000-052. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

Cook, E. R. (2000). "Southwestern USA Drought Index Reconstruction." International Tree-Ring Data Bank, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology **Data Contribution Series 2000-053 (NOAA/NGDC Paleoclimatology Programm, Boulder , CO)**.

Corrège, T. (2006). "Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **232**: 404-428.

Corrège, T., T. Delcroix, J. Récy, W. Beck, G. Gabioch and F. Le Cornec (2000). "Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral." Paleoceanography **15**: 465-470.

Corrège, T., M. Gagan, B. J.W., G. S. Burr, G. Cabioch and F. Le Cornec (2004). "Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event." Nature **428**(doi:10.1038/nature02506): 927-929.

Corrège, T., T. Quinn, T. Delcroix, F. Le Cornec, J. Récy and G. Cabioch (2001). "Little Ice Age sea surface temperature variability in the southwest tropical Pacific." Geophysical Research Letters **28**(18): 3477-3480.

Coudray, J. (1976). Recherche sur le Néogène et le quaternaire marins le la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène de la Nouvelle Calédonie. Expéd. Fr. sur les récifs coralliens de Nouvelle Calédonie. Paris.

Craig, H. and L. I. Gordon (1965). Deuterium and Oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. T. Tongiorgi**:** 9-130.

Crowley, T., T. Quinn, F. W. Taylor, C. Henin and P. Joannot (1997). "Evidence for a volcanic cooling signal in a 335-year coral record from New Caledonia." Paleoceanography **12**(5): 633-639.

Crutzen, P. (2002). "Geology of Mankind." Nature **415**: 23.

D'Arrigo, R., R. Villalba and G. Wiles (2001). "Tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability." Climate Dynamics **18**(3 - 4): 219-224.

de Silva, S. L. and G. A. Zielinski (1998). "Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru." Nature **393**(6684): 455-458.

de Villiers, S. (1999). "Seawater strontium and Sr/Ca variability in the Atlantic and Pacific oceans." Earth and Planetary Science Letters **171**(4): 623-634.

de Villiers, S., B. K. Nelson and A. R. Chivas (1995). "Biological controls on coral Sr/Ca and $\delta^{18}O$ reconstructions of sea surface temperatures." Science **269**(5228): 1247-1249.

de Villiers, S., G. T. Shen and B. K. Nelson (1994). "The Sr/Ca-temperature relationship in coralline aragonite: influence of variability in (Sr/Ca)seawater and skeletal growth parameters." Geochimica et Cosmochimica Acta **58**(1): 197-208.

Delaygue, G., J. Jouzel and J. C. Dutay (2000). "Oxygen 18-salinity relationship simulated by an oceanic general circulation model." Earth and Planetary Science Letters **178**(1-2): 113-123.

Delcroix, T., L. Gourdeau and C. Henin (1998). "Sea surface salinity changes along the Fiji-Japan shipping track during the 1996 La Niña and 1997 El Niño period." Geophysical Research Letters **25**(16): 3169-3172.

Delcroix, T., C. Henin, V. Porte and P. Arkin (1996). "Precipitation and sea-surface salinity in the tropical Pacific Ocean." Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers **43**(7): 1123-1141.

Delcroix, T., McPhaden M (2002). "Interannual sea surface salinity and temperature changes in the western Pacific Warm Pool during 1992-2000." Journal of Geophysical Research **107**(C12): 1-17.

Delcroix, T., M. J. McPhaden, A. Dessier and Y. Gouriou (2005). "Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans." Deep Sea Research Papers Part I: Oceanographic Research **52**(5): 787-813.

Desenfant, F. (2004). Tracage des circulations atmospherqiues et océaniques en Atlantique Nord Subtropical à partir d'enregistrements géochimiques (isotopes du Plomb et de l'oxygéne) contenus dans le squellete des coraux massifs. Geosciences de l'Environnement. Marseille, Aix Marseille III**:** 353.

Dietzel, M., N. Gussone and A. Eisenhauer (2004). "Co-precipitation of Sr^{2+} and Ba^{2+} with aragonite by membrane diffusion of CO^2 between 10 and 50°C." Chemical Geology **203**(1-2): 139-151.

Dijkstra, H. A. and J. D. Neelin (1995). "Ocean-Atmosphere interaction and the tropical climatology. Part 2: Why the cold tongue is in the East." Journal of Climate **8**: 1343-1359.

Druffel, E. R. M. and S. Griffin (1993). "Large Variations of Surface Ocean Radiocarbon: Evidence of Circulation Changes in the Southwestern Pacific." Journal of Geophysical Research **98**(c11): 20246-20259.

Ducroux, R. and P. Jean Baptiste (2004). L'effet de serre.

Dunbar, R. B., G. M. Wellington, M. W. Colgan and P. W. Glynn (1994). "Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D.: the $\delta^{18}O$ record of climate variability in Galapagos corals." Paleoceanography **9**(2): 291-315.

Duplessy, J. (1996). Quand l'Océan se fâche. Histoire naturelle du climat. Paris.

Duplessy, J., L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc and J. Duprat, Eds. (1992). A new method to reconstruct sea surface salinity : application to the north Atlantic ocean during the younger Dryas. NATO ASI Series. Berlin, Springer-verlag Berlin Heidelberg.

Duplessy, J., L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, M. Paterne and J. Duprat (1992). "Changes in surface salinity of the North Atlantic ocean during the last deglaciation." Nature **358**: 485-488.

Edwards, R. L., J. H. Chen, T.-L. Ku and G. J. Wasserburg (1987). "Precise timing of the last interglacial period from Mass Spectrometric determination of Thorium-230 in corals." Science **236**(4808): 1547-1553.

Elliot, M., P. B. deMenocal, B. K. Linsley and S. S. Howe (2003). "Environmental controls on the stable isotopoic composition of Mercenaria mercenaria: Potential application to paleoenvironmental studies." Geochemistry Geophysics Geosystems **4**(7): doi:10.1029/2002GC00425.

Emiliani, C. (1955). "Pleistocene temperatures." Journal of Geology **63**(6): 538-577.

Encrenaz, T. (2000). Atmosphéres planétaires. Origine et evolution.

Encyclopedia-Universalis (2000). Dictionnaire des Sciences de la Terre continents, océans, atmosphére.

Enmar, R., M. Stein, M. Bar-Matthews, E. Sass, A. Katz and B. Lazar13 (2000). "Diagenesis in live corals from the Gulf of Aqaba. I. The effect on paleo-oceanography tracers." Geochimica et Cosmochimica Acta **64**(18): 3123-3132.

EPICA (2004). "Eight glacial cycles from an Antractic ice core." Nature **429**: 623-628.

Epstein, S. and T. Mayeda (1953). "Variation of $\delta^{18}O$ of waters from natural sources." Geochimica et Cosmochimica Acta **4**(5): 213-224.

Erez, J. (1978). "Vital effect on stable isotope composition seen in foraminifera and coral skeletons." Nature **273**: 199-202.

Esslemont, G., R. A. Russell and W. A. Maher (2004). "Coral record of harbour dredging: Townsville, Australia." Journal of Marine Systems **52**(1-4): 51-64.

Evans, M., M. A. Cane, D. P. Schrag, A. Kaplan, B. Linsley, R. Villalba and G. M. Wellington (2001). "Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence." Geophysical Research Letters **28**(19): 3689-3692.

Evans, M., R. G. Fairbanks and J. L. Rubenstone (1998). "A proxy index of ENSO teleconnections." Nature **394**: 732-733.

Evans, M., A. Kaplan and C. M.A (1998). "Optimal sites for coral-based reconstruction of global sea surface temperature." Paleoceanography **13**(5): 502-516.

Evans, M. and D. P. Schrag (2004). "A stable isotope-based approach to tropical dendroclimatology." Geochimica et Cosmochimica Acta **68**(16): 3295-3305.

Fabre, J. H. (1876). 1/ Le Polypier et l'Arbre. la Plante, leçons à mon fils sur la botanique**:** 19-27.

Fairbanks, R. G. and R. E. Dodge (1979). "Annual periodicity of the $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios in the coral Montastrea annularis." Geochimica et Cosmochimica Acta **43**: 1009-1020.

Fairbanks, R. G., M. N. Evans, J. L. Rubenstone, R. A. Mortlock, K. Broad, M. D. Moore and C. D. Charles (1997). "Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals." Coral Reefs **16**(0): S93-S100.

Fairchild, I. J., C. L. Smith, A. Baker, L. Fuller, C. Spotl, D. Mattey, F. McDermott and E.I.M.F. (2006). "Modification and preservation of environmental signals in speleothems." Earth-Science Reviews. ISOtopes in PALaeoenvironmental reconstruction (ISOPAL) **75**(1-4): 105-153.

Fallon, S. J., M. T. McCulloch, R. van Woesik and D. J. Sinclair (1999). "Corals at their latitudinal limits: laser ablation trace element systematics in Porites from Shirigai Bay, Japan." Earth and Planetary Science Letters **172**(3-4): 221-238.

Fedorov, A. V. and S. G. Philander (2000). "Is El Niño changing?" Science **288**(5473): 1997-2002.

Felis, T. and J. Patzold (2004). Climate Reconstructions from Annually Banded Corals. Global Environmental Change in the Ocean and on Land. e. a. Shiyomi, TERRAPUB**:** 205–227.

Felis, T., J. Patzold, Y. Loya and G. Wefer (1998). "Vertical water mass mixing and plankton blooms recorded in skeletal stable carbon isotopes of a Red Sea coral." Journal of Geophysical Research **103**: 30731-30739.

Folland, C., J. Salinger, N. Jiang and N. Rayner (2003). "Trends and variations in South Pacific Island and ocean surface temperatures." Journal of Climate **16**: 2859-2874.

Folland, C. K., J. Renwick, M. J. Salinger and A. B. Mullan (2002). "Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone." Geophysical Research Letters **29**(13): 1643.

Folland, C. K., M. J. Salinger and N. Rayner (1997). "A comparison of annual South Pacific island and ocean surface temperatures." Weather and Climate **17**(1.): 23-42.

Friis-Christiansen, E. and K. Lassen (1991). "Lenght of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate." Science **254**: 698-700.

Gaetani, G.A., Cohen, A.L (2006). "Element partitioning during precipittion of aragonite from seawater: a framework for understanding paleoproxies". Geochimica et Cosmochimica Acta **70**: 4617-4634

Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, J. W. Beck, J. E. Cole, E. R. M. Druffel, R. B. Dunbar and D. P. Schrag (2000). "New views of tropical paleoclimates from corals." Quaternary Science Reviews **19**(1-5): 45-64.

Gagan, M. K., L. K. Ayliffe, D. Hopley, J. A. Cali, G. E. Mortimer, J. Chappell, M. T. McCulloch and M. J. Head (1998). "Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific." Science **279**: 1014–1018.

Gagan, M. K., A. R. Chivas and P. J. Isdale (1994). "High-resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers." Earth and Planetary Science Letters **121**: 549-558.

Gaillardet, J. and C. J. Allegre (1995). "Boron isotopic compositions of corals: Seawater or diagenesis record?" Earth and Planetary Science Letters **136**(3-4): 665-676.

Garreaud, R. D. and D. S. Battisti (1999). "Interannual ENSO and Interdecadal ENSO-like Variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation." J. Climate **12**: 2113-2123.

Gedalof, Z., N. J. Mantua and D. L. Peterson (2002). "A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: new insights from tree rings and coral." Geophysical Research Letters **29**(24): 2204.

Gedalof, Z. and D. J. Smith (2001). "Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America." Geophysical Research Letters **28**(8): 1515-1518.

Gillikin, D. P., F. De Ridder, H. Ulens, M. Elskens, E. Keppens, W. Baeyens and F. Dehairs (2005). "Assessing the reproducibility and reliability of estuarine bivalve shells (Saxidomus giganteus) for sea surface temperature reconstruction: Implications for paleoclimate studies." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **228 (Looking back over Skeletal Diaries - High-resolution Environmental Reconstructions from Accretionary Hard Parts of Aquatic Organisms)**(1-2): 70-85.

Gischler, E., A. J. Lomando, S. H. Alhazeem, J. Fiebig, A. Eisenhauer and W. Oschmann (2005). "Coral climate proxy data from a marginal reef area, Kuwait, northern Arabian-Persian Gulf." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **228**(1-2): 86-95.

Godfrey, J. S. (1989). "A sverdrup^model of the depth integrated flow for World Ocean allowing for island circulation." Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn **45**: 89-112.

Gouriou, Y. and T. Delcroix (2002). "Seasonal and ENSO variations of sea surface salinity and temperature in the South Pacific Convergence Zone during 1976–2000." Journal of Geophysical Research **107**(C12): 8011.

Grossman, E. L. and T. L. Ku (1986). "Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects." Chemical Geology **59**: 59-74.

Grottoli, A. G. (2000). "Stable Carbon isotopes ($\delta^{13}C$) in coral skeletons." Oceanography **13**(2): 93-97.
Grottoli, A. G. (2002). "Effect of light and brine shrimp on skeletal $\delta^{13}C$ in the Hawaiian coral Porites compressa: a tank experiment." Geochimica et Cosmochimica Acta **66**(11): 1955-1967.
Grove, R. (1998). "Global impact of the 1789-93 El Niño." Nature **393**: 318-319.
Gu, D. and S. G. Philander (1997). "Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges betwen, the tropics and extratropics." Science **275**(5301): 805-807.
Guilcher, A. (1988). Coral reef geomorphology. Coastal Morphology and Research. New York.
Guilderson, T. P., D. P. Schrag, M. Kashgarian and J. Southon (1998). "Radiocarbon variability in the western equatorial Pacific inferred from a high-resolution coral record from Nauru Island." Journal of Geophysical Research **103**(C11): 24641-24650.
Haase-Schramm, A., F. Bohm, A. Eisenhauer, D. Garbe-Schonberg, W.-C. Dullo and J. Reitner (2005). "Annual to interannual temperature varibility in the Carribean during the maunder sunspot minimum." Paleoceanography **20**(4): PA4015.
Hart, S. R. and A. L. Cohen (1996). "An ion probe study of annual cycles of Sr/Ca and other trace elements in corals." Geochimica et Cosmochimica Acta **60**(16): 3075-3084.
Hay, J., J. Salinger, B. Fitzharris and R. Basher (1993). "Climatological see saws in the Southwest Pacific." Weather and Climate **13**: 9-21.
Hays, J. D., J. Imbrie and N. J. Shackleton (1976). "Variations in the Earth's Orbit : Pacemaker of the Ice Ages." Science: 1121-1132.
Hegerl, G. C., T. J. Crowley, W. T. Hyde and D. J. Frame (2006). "Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries." Nature **440**: 1029-1032.
Heikoop, J. M., J. J. Dunn, M. J. Risk, H. P. Schwarcz, T. A. McConnaughey and I. M. Sandeman (2000). "Separation of kinetic and metabolic isotope effects in carbon-13 records preserved in reef coral skeletons." Geochimica et Cosmochimica Acta **64**(6): 975-987.
Henderson, G. M. (2002). "New oceanic proxies for paleoclimate." Earth and Planetary Science Letters **203**: 1-13.
Hendy, E., M. Gagan and J. M. Lough (2003). "Chronological control of coral records using luminescent lines and evidence for non stationnarity ENSO teleconnections in northeast Australia." The Holocene **13**(2): 187-189.
Hendy, E. J., M. K. Gagan, C. A. Alibert, M. T. McCulloch, J. M. Lough and P. J. Isdale (2002). "Abrupt decrease in tropical pacific sea surface salinity at end of Little Ice Age." Science **295**(5559): 1511-1514.
Henin, C. and G. R. Cresswell (2005). "Upwelling along the western barrier reef of New Caledonia." Marine and Freshwater Research **56**: 1005-1010.
Henin, C., J. M. Guillerm and L. Chabert (1984). "Circulation superficielle autour de la Nouvelle Calédonie." Océanographie Tropicale **19**(2): 113-126.
Hoefs, J. (2004). Stable isotopes geochemistry. Berlin, Springer.
Holmgren, M., P. Stapp, C. R. Dickman, C. Gracia, S. Graham, J. R. Gutiérrez, C. Hice, F. Jaksic, D. A. Kelt, M. Letnic, M. Lima, B. C. López, P. L. Meserve, W. B. Milstead, G. A. Polis, M. A. Previtali, M. Richter, S. Sabaté and F. A. Squeo (2006). "A synthesis of ENSO effects on drylands in Australia, North America and South America." Advances in Geosciences **6**(1680-7359/adgeo/2006-6-69): 69-72.
Hoyt, D. V. and K. H. Schatten (1997). The role of the sun in climate change. New York.
Huppert, A. and A. R. Solow (2004). "Comment on "Deconvolving the $\delta^{18}O_{seawater}$ component from subseasonal coral $\delta^{18}O$ and Sr/Ca at Rarotonga in the southwestern subtropical Pacific for the period 1726 to 1997," by L. Ren, B. K. Linsley, G. M. Wellington, D. P. Schrag, and O Hoegh-Guldberg (2003)." Geochimica et Cosmochimica Acta **68**(14): 3137-3138.
Imbrie, J. et al. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support for a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. Milankovitch and climate. A. Berger, Reidel Publishing company**:** 269-305.
Isdale, P. (1984). "Fluorescent bands in massive corals record centuries of coastal rainfall." Nature **13**: 187-199.
Jin, F.-F. (1997). "An equatorial recharge paradigm for ENSO. I: Conceptual Model." J. Atmos. Sci. **54**: 811-829.

Jones, P. D. and M. E. Mann (2004). "Climate over past millenia." Reviews of Geophysics **42**(2): RG2002.

Jousseaume, S. (1993). Climats d'hier à demain.

Juillet-Leclerc, A., J.-P. Gattuso, L. Montaggioni and M. Pichon (1997). "Seasonal variation of primary productivity and skeletal $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in the zooxanthellate scleractinian coral Acropora formosa." Marine Ecology Progress series **157**: 109-117.

Kane, R. P. (2006). "El Niño effects on rainfall in South America: comparison with rainfalls in india and other parts of the world." Advances in Geosciences **6**(1680-7359/adgeo/2006-6-35): 35-41.

Kinsman, D. J. J. and H. D. Holland (1969). "The co-precipitation of cations with CaCO3-IV. The co-precipitation of Sr2+ with aragonite between 16° and 96°C." Geochimica et Cosmochimica Acta **33**: 1-17.

Kleypas, J. A., R. W. Buddemeier, D. Archer, J.-P. Gattuso, C. Langdon and B. N. Opdyke (1999). "Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxyde on coral reefs." Science **284**: 118-120.

Knutson, D. W., R. W. Buddemeier and S. V. Smith (1972). "Coral chronometers: seasonal growth band in reef corals." Science **177**: 270-272.

Kohfeld, K. E. and S. P. Harrison (2000). "How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets." Quaternary Science Reviews **19**: 321-346.

Lamb, H. H. (1965). "The early medieval warm epoch and its sequel." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **1**: 13-37.

Langdon, C., W. Broecker, D. Hammond, E. Glenn, K. Fitzsimmons, S. Nelson, T.-H. Peng, I. Hajdas and G. Bonani (2003). "Effect of elevated CO2 on the community metabolism of an experimental coral reef." Global Biogeochemical Cycles **17**(11): 11-14.

Lazar, B., R. Enmar, M. Schossberger, M. Bar-Matthews, L. Halicz and M. Stein (2004). "Diagenetic effects on the distribution of uranium in live and Holocene corals from the Gulf of Aqaba." Geochimica et Cosmochimica Acta **68**(22): 4583-4593.

Lazareth, C., G. Lasne and L. Ortlieb (in press). "Growth anomalies in Protothaca thaca (Mollusca, Veneriidae) shells: markers of ENSO conditions?" Climate Research.

Le Bec, N. (2001). Reconstitution des salinités et des températures des eaux de surface dans l'océan Pacifique tropical sud-ouest au cours du dernier siécle: Etude multi-traceurs d'un corail scléractiniare massif (Porites sp.) des îles Fidji, Université de Paris Sud**:** 140.

Le Bec, N., A. Juillet-Leclerc, T. Corrège, D. Blamart and T. Delcroix (2000). "A coral $\delta^{18}O$ record of ENSO driven sea surface salinity variability in Fiji (south-western tropical Pacific)." Geophysical Research Letters **27**(23): 3897-3900.

Le Cornec, F. and T. Corrège (1997). "Determination of Uranium to Calcium ratios in corals by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry." Journal of Analytical Atomic Spectrometry **12**: 969-973.

Le Roy Ladurie, E. (1967). Histoire du climat depuis l'an mil 2 ed 1983.

Le Roy Ladurie, E. (2004). Histoire humaine et comparée du climat.

Lea, D. W., G. T. Shen and E. A. Boyle (1989). "Coralline barium records temporal variability in equatorial Pacific upwelling." Nature **373**: 10.1038/340373a0.

LeGrande, A. N. and G. A. Schmidt (2006). "Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater." Geophysical Research Letters **33**(L12604): 10.1029/2006GL026011.

Leroux, M. (1996). La dynamique du temps et du climat, Dunod.

Levitus, S., R. Burgett and T. Boyer (1994). World Ocean Atlas 1994. Washington DC.

Linsley, B., R. B. Dunbar, G. M. Wellington and D. A. Mucciarone (1994). "A coral-based reconstruction of Intertropical Convergence Zone variability over Central America since 1707." Journal of Geophysical Research **99**(9977-9994).

Linsley, B., A. Kaplan, Y. Gouriou, J. Salinger, P. B. deMenocal, G. M. Wellington and S. S. Howe (2006). "Tracking the extent of the South Pacific Convergence Zone since the early 1600s." Geochemistry Geophysics Geosystems **7**(4): doi10.1029/2005GC001115.

Linsley, B. K. (2006). "Tracking the extent of the South Pacific Convergence Zone since 1619 AD." Geochemistry Geophysics Geosystems **in press**.

Linsley, B. K., R. G. Messier and R. B. Dunbar (1999). "Assessing between colony oxygen isotope variability in the coral Porites lobata at Clipperton Atoll." Coral Reefs **18**(1): 13-27.

Linsley, B. K., G. M. Wellington and S. D.P (2000). "Decadal sea surface temperature variability in the Subtropical South Pacific from 1726 to 1997 A.D." Science **290**: 1145-1148.

Linsley, B. K., G. M. Wellington, D. P. Schrag, L. Ren, M. J. Salinger and A. W. Tudhope (2004). "Geochemical evidence from corals for changes in the amplitude and spatial pattern of South Pacific interdecadal climate variability over the last 300 years." Climate Dynamics **22**(1): 1-11.

Lough, J. M. and D. J. Barnes (1997). "Several centuries of variation in skeletal extension, density and calcification in massive Porites colonies from the Great Barrier Reef: A proxy for seawater temperature and a background of variability against which to identify unnatural change." Journal of Experimental Marine Biology and Ecology **211**(1): 29-67.

Lough, J. M., D. J. Barnes and F. A. McAllister (2002). "Luminescent lines in corals from the Great Barrier Reef provide spatial and temporal records of reefs affected by land runoff." Coral Reefs **21**: 333–343.

Lovelock, J. E. (1979). A New Look at Life on Earth.

Luo, J., S. Masson, S. Behera, P. Delecluse, S. Gualdi, A. Navarra and T. Yamagata (2003). "South Pacific origin of the decadal ENSO-like variation as simulated by a coupled GCM." Geophysical Research Letters **30**(24): 2250.

Luo, J. and T. Yamagata (2001). " Long-term El Niño-Southern Oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific." Journal of Geophysical Research **106**: 22211-22227.

Luyten, J. R., J. Pedlosky and H. Stommel (1983). "The ventilated thermocline." Journal of Physical Oceanography **13**: 292-309.

Maes, C. (2000). "Salinity variability in the equatorial Pacific Ocean during the 1993-98 period." Geophys. Res. Lett **27**: 1659-1662.

Maes, C., D. Behringer, R. W. Reynolds and M. Ji (2000). "Retrospective analysis of the salinity variability in the western tropical Pacific Ocean using an indirect minimization approach." J. Atmos. Ocean. Tech **17**: 512-524.

Maes, C., J. Picaut and S. Belamari (2002). "Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model." Geophysical Research Letters **29**(24): 10.1029/2002GL016029.

Maes, C., J. Picaut and S. Belamari (2004). "Importance of the Salinity Barrier Layer for the Buildup of El Nino." Journal of Climate **18**: 104-118.

Mann, M. E., R. S. Bradley and M. K. Hughes (1998). "Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries." Nature **392**(779-787).

Mann, M. E., M. A. Cane, S. E. Zebiak and A. C. Clement (2005). "Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 Years." Journal of Climate **18**: 417 - 456.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis (1997). "A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production." Bulletin of American Meteorological Society **78**(6): 1069-1079.

Martinelli, N. (2004). "Climate from dendrochronology: latest developments and results." Global and Planetary Change **40 (Global Climate Changes during the Late Quaternary)**(1-2): 129-139.

McConnaughey, T. A. (1989). "^{13}C and ^{18}O isotope disequilibria in biological carbonates. 1. Patterns." Geochimica et Cosmochimica Acta **53**: 151–162.

McConnaughey, T. A., J. Burdett, J. F. Whelan and C. K. Paull (1997). "Carbon isotopes in biological carbonates: Respiration and photosynthesis." Geochimica et Cosmochimica Acta **61**(3): 611-622.

McCulloch, M. T., S. J. Fallon, T. Wyndham, E. Hendy, J. M. Lough and D. J. Barnes (2003). "Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since european settlement." Nature **421**: 727-730.

McCulloch, M. T., M. K. Gagan, G. E. Mortimer, A. R. Chivas and P. J. Isdale (1994). "A high-resolution Sr/Ca and $\delta^{18}O$ coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982–1983 El Niño." Geochimica et Cosmochimica Acta **58**: 2747–2754.

McDermott, F. (2004). "Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review." Quaternary Science Reviews **23 (Isotopes in Quaternary Paleoenvironmental reconstruction)**(7-8): 901-918.

McGregor, G. R. and S. Nieuwolt (1998). Tropical Climatology An introduction to the Climates of the low latitudes.

McGregor, H. V. and M. K. Gagan (2003). "Diagenesis and geochemistry of porites corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(12): 2147-2156.

Milankovitch, M. (1941). Canon of insolation and the ice-age problem. Belgrade, Spec. publ

Miller, A. J. and N. Schneider (2000). "Interdecadal climate regime dynamics and the North Pacific Ocean: Theories, Observations and Ecosystem Impacts." Progress In Oceanography **47**(355-379).

Min, R. G., L. R. Edwards, F. W. Taylor, J. Recy, C. D. Gallup and W. J. Beck (1995). "Annual cycles of U/Ca in coral skeletons and U/Ca thermometry." Geochimica et Cosmochimica Acta **59**(10): 2025-2042.

Monjallon, A. (1963). Introduction à la statistique. Paris.

Montaggioni, L. F., F. Le Cornec, T. Corrège and G. Cabioch (In press). "Coral Barium/Calcium record of Mid-Holocene upwelling activity in New Caledonia, South West Pacific." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Morimoto, M., O. Abe, H. Kayanne, N. Kurita, E. Matsumoto and N. Yoshida (2002). "Salinity records for the 1997–98 El Niño from Western Pacific corals." Geophysical Research letters **29**(11): 10.1029/2001GL013521.

Muller, A., M. K. Gagan and M. T. McCulloch (2001). "Early marine diagenesis in corals and geochemical consequences for paleoceanographic reconstructions." Geophysical Research Letters **28**: 4471– 4474.

Nesme-Ribes, E. and G. Thuiller (2000). Histoire solaire et climatique.

Nicet, J. B. and T. Delcroix (2000). "ENSO-related precipitation changes in New Caledonia, southwestern tropical Pacific 1969-98." Monthly Weather Review **128**: 3001-3006.

Nurmohamed, R. J. and S. Naipal (2006). "Variability of rainfall in Suriname and the relation with ENSO-SST and TA-SST." Advances in Geosciences **6**(1680-7359/adgeo/2006-6-77): 77-82.

Orliac, C. (2000). The woody vegetation of Easter island between the Early 14th and the mid 17th centuries AD. Easter Island Archaeology Research on early Rapanui culture. A. W. S. Stevenson C.M, Easter Island Foundation**:** 211-220.

Ortlieb, L. (2000). The documented Historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn record (Sixteenth through Nineteenth centuries). El Niño and the Southern Oscillation. Diaz and Markraf**:** 207-295.

Ourbak, T. (2002). Calibration des traceurs de température et de salinité dans les coraux massifs. UMR 5805 EPOC. Bordeaux, Université de Bordeaux**:** 30 p.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, B. Dewitte, M. T. Mc Culloch, K. Charlier, F. Le Cornec and J. Peypouquet (submitted). "Five centuries of interannual to multidecadal sea surface parameters reconstruction from southwest Pacific coral." Paleoceanography.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier and J. Peypouquet (2006). "ENSO and interdecadal climate variability over the last century documented by geochemical records of two coral cores from the South West Pacific." Advances in Geosciences **6**: 23-27.

Ourbak, T., T. Corrège, B. Malaizé, F. Le Cornec, K. Charlier and J. Peypouquet (2006). "A high-resolution investigation of temperature, salinity and upwelling activity proxies in corals." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **7**(3): Q03013 doi:10.1029/2005GC001064.

Ourbak, T., B. Malaizé, T. Corrège and J. Peypouquet (submitted). "Potential imprint of Spörer and Maunder solar minima on coral skeleton carbon isotopes." Geophysical Research Letters.

Paillard, D., L. Labeyrie and P. Yiou (1996). "Macintosh Program Performs Time-Series Analysis." Eos Transactions **77**: 379.

Paris, J. P. (1981). "Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse." Memoires du Bureau de Recherche Géologiques et Minières. **113**: 278 p.

Peng, Z., T. Chen, B. Nie, M. J. Head, X. He and W. Zhou (2003). "Coral $\delta^{18}O$ records as an indicator of winter monsoon intensity in the South China Sea." Quaternary Research **59**(3): 285-292.

Peyssonel, J. A. (1726). traduction d'un article des transactions philosophiques de Londres sur le corail. Londres.

Picard, M. (1999). l'archipel neo caledonien 300 millions d'années pour assembler les piéces d'un puzzle géologique.

Picaut, J., M. Ioualalen, T. Delcroix, F. Masia, R. Murtugudde and J. Vialard (2001). "The oceanic zone of convergence on the eastern edge of the Pacific Warm Pool: A synthesis of results and implications for ENSO and biogeochemical phenomena." Journal of Geophysical Research **106**: 2363-2386.

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

Pissier, G. (1972). Kounié ou l'ile des Pins. Nouméa, Imprimeries réunies de Nouméa.

Poussart, P. F., M. Evans and D. P. Schrag (2004). "Resolving seasonality in tropical trees: multi-decade, high resolution oxygen and carbon isotopes from Indonesia and Thailand." Earth and Planetary Science Letters **218**: 301-316.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman and V. Mehta (1999). "Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia." Climate Dynamics **15**(5): 319-324.

Price, R. C., P. Maillet, I. McDougall and J. Dupont (1991). "The geochemistry of basalts from the Wallis Islands, Northern Melanesian Borderland: Evidence for a lithospheric origin for Samoan-type basaltic magmas?" Journal of Volcanology and Geothermal Research **45**: 267-288.

Quinn, T., T. Crowley and F. W. Taylor (1996). "New stable isotopes results from a 173-year coral from Espiritu santo, Vanuatu." Geophysical Research Letters **23**: 3413-3416.

Quinn, T. and D. Sampson (2002). "A multiproxy approach to reconstructing sea surface conditions using coral skeleton geochemistry." Paleoceanography **17**(4): 1062, doi:10.1029/2000PA000528,.

Quinn, T. M., T. J. Crowley, F. W. Taylor, H. C., P. Joannot and Y. Join (1998). "A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D." Paleoceanography **13**(4): 412–426.

Quinn, T. M. and F. W. Taylor (2006). "SST artifacts in coral proxy records produced by early marine diagenesis in a modern coral from Rabaul, Papua New Guinea." Geophysical Research Letters **33**(4): 10.1029/2005GL024972.

Quinn, T. M., F. W. Taylor and T. J. Crowley (1993). "A 173 year stable isotope record from a tropical South Pacific coral." Quaternary Science Reviews **12**(6): 407-418.

Quinn, T. M., F. W. Taylor, T. J. Crowley and S. M. Link (1996). "Evaluation of sampling resolution in coral stable isotope records: a case study using records from New Caledonia and Tarawa." Paleoceanography **11**(5): 529-542.

Quinn, W. H., V. T. Neal and S. Antúnez de Mayolo (1987). "El Niño occurrences over the past four and a half centuries." Journal of Geophysical Research **92**(Cl3): 14449-14461.

Ramos, A. A., Y. Inoue and S. Ohde (2004). "Metal contents in Porites corals: Anthropogenic input of river run-off into a coral reef from an urbanized area, Okinawa." Marine Pollution Bulletin **48**(3-4): 281-294.

Rasmusson, E. M., X. Wang and C. F. Ropelewski (1990). "The biennial component of ENSO variability." Journal of Marine Systems **1**: 71-96.

Ren, L., B. K. Linsley, G. M. Wellington, D. P. Schrag and O. Hoegh-guldberg (2003). "Deconvolving the $\delta^{18}O$ seawater component from subseasonal coral $\delta^{18}O$ and Sr/Ca at Rarotonga in the southwestern subtropical Pacific for the period 1726 to 1997." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(9): 1609-1621.

Reuer, M. K., E. A. Boyle and J. E. Cole (2003). "A mid-twentieth century reduction in tropical upwelling inferred from coralline trace element proxies." Earth and Planetary Science Letters **210**(3-4): 437-452.

Reynaud-Vaganay, S., A. Juillet-Leclerc, J. Jaubert and J.-P. Gattuso (2001). "Effect of light on skeletal $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, and interaction with photosynthesis, respiration and calcification in two zooxanthellate scleractinian corals." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **175**(1-4): 393-404.

Reynolds, R. W. and T. M. Smith (1994). "Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation." Journal of Climate **7**: 929-948.

Ribaud-Laurenti, A., B. Hamelin, L. Montaggioni and C. D. (2001). "Diagenesis and its impact on Sr/Ca ratio in Holocene *Acropora* corals." International Journal of Earth Sciences **90**: 438-451.

Richard, G. e. a. (1982). Etude de l'environnement lagunaire et recifal des Iles wallis et Futuna**:** 101.

Rimbu, N., G. Lohmann, T. Felis and J. Patzlod (2001). "Artic Oscillation signature in a Red Sea coral." Geophysical Research Letters **28**(15): 2959-2962.

Rind, D. (2002). "The Sun's Role in Climate Variations." Science **296**(5568): 673 - 677.

Risk, M. J., O. A. Sherwood, J. M. Heikoop and G. Llewellyn (2003). "Smoke signals from corals: isotopic signature of the 1997 Indonesian 'haze' event." Marine Geology **202**(1-2): 71-78.

Roche, D. (2005). Isotopes de l'oxygène en paléoclimatologie: l'apport d'un modèle de complexité intermédiaire. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. Paris, Université Paris VI**:** 203.

Rohling, E. J. and G. R. Bigg (1998). "Paleosalinity and $\delta^{18}O$: a critical assessment." Journal of Geophysical Research - C **103**(C1): 1307-1318.

Rohling, E. J. and G. R. Bigg (1998). "Paleosalinity and $\delta^{18}O$: a critical assessment." Journal of Geophysical Research **103**(C1): 1307-1318.

Rollion-Bard, C., M. Chaussidon and C. France-Lanord (2003). "pH control on oxygen isotopic composition of symbiotic corals." Earth and Planetary Science Letters **215**(1-2): 275-288.

Romanek, C. S., E. L. Grossman and J. W. Morse (1992). "Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate." Geochim. Cosmochim. Acta **56**(419–430).

Rosenheim, B. E., P. K. Swart, S. R. Thorrold, A. Eisenhauer and P. Willenz (2005). "Salinity change in the subtropical Atlantic: Secular increase and teleconnections to the North Atlanic Oscillations." Geophysical Research Letters **32**(L02603).

Ruddiman, W. F. (2001). Earth's climate past and future. New york.

Salinger, M. J. (1995). "Southwest Pacific temperatures: trends in maximum and minimum temperatures." Atmospheric Research **37**(1-3): 87-99.

Salinger, M. J., R. E. Basher, B. B. Fitzharris, J. E. Hay, P. D. Jones, J. P. Macveigh and I. Schmidely-Leleu (1995). "Climate trends in the south-west Pacific." International Journal of Climatology **15**(3): 285-302.

Salinger, M. J., J. A. Renwick and A. B. Mullan (2001). "Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate." International Journal of Climatology **21**(14): 1705-1721.

Sanchez Goni, M. F., M. F. Loutre, M. Crucifix, O. Peyron, L. Santos, J. Duprat, B. Malaize, J.-L. Turon and J.-P. Peypouquet (2005). "Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122-110 ka): data-model comparison." Earth and Planetary Science Letters **231**(1-2): 111-130.

Sand, C. (1996). "Recent developments in the study of New Caledonia's prehistory." Archaeol. Oceania **31**: 45-71.

Saravanan, R. and P. Chang (2000). "Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation." Journal of Climate **13**(13): 2177-2194.

Schmidt, G. A. (1998). "Oxygen-18 variations in a global ocean model." Geophysical Research Letters **25**(8): 1201-1204.

Schmidt, G. A. (1999). "Error analysis of paleosalinity calculations." Paleoceanography **14**(3): 422-429.

Schroeder, J. H. and B. H. Purser (1986). Reef diagenesis. Berlin, Springer-Verlag.

Shen, C.-C., T. Lee, K.-K. Liu, H.-H. Hsu, R. L. Edwards, C.-H. Wang, M.-Y. Lee, Y.-G. Chen, H.-J. Lee and H.-T. Sun (2005). "An evaluation of quantitative reconstruction of past precipitation records using coral skeletal Sr/Ca and [delta]18O data." Earth and Planetary Science Letters **237**(3-4): 370-386.

Shen, G. T., T. M. Campbell, R. B. Dunbar, G. M. Wellington, M. W. Colgan and P. W. Glynn (1991). "Paleochemistry of manganese in corals from the Galapagos Islands." Coral Reefs **10**: 91-101.

Shen, G. T. and R. B. Dunbar (1995). "Environmental controls on uranium in reef corals." Geochimica et Cosmochimica Acta **59**(10): 2009-2024.
Shen, G. T. and C. L. Sanford (1989). Trace elements indicators of climate variability in reef-building corals. Global ecological consequences of the 1982-1983 El Nino Southern Oscillation. P. W. Glynn, Elsevier Oceanography Series**:** 255-280.
Silenzi, S., E. Bard, P. Montagna and F. Antonioli (2005). "Isotopic and elemental records in a non-tropical coral (Cladocora caespitosa): Discovery of a new high-resolution climate archive for the Mediterranean Sea." Global and Planetary Change **49**(1-2): 94-120.
Simkin, T. and L. Sibert (1994). Volcanoes of the World: a Regional Directory, Gazetteer and chronology of Volcanism during the last 10 000 years. Tuscon, Arizona, Geoscience Press.
Sinclair, D. J. (2005). "Correlated trace element "vital effects" in tropical corals: A new geochemical tool for probing biomineralization." Geochimica et Cosmochimica Acta **69**(13): 3265-3284.
Sinclair, D. J. (2005). "Non-river flood barium signals in the skeletons of corals from coastal Queensland, Australia." Earth and Planetary Science Letters **237**(3-4): 354-369.
Sinclair, D. J., L. P. J. Kinsley and M. T. McCulloch (1998). "High resolution analysis of trace elements in corals by laser ablation ICP-MS." Geochimica et Cosmochimica Acta **62**(11): 1889-1901.
Smith, S. V. (1978). "Coral reef area and contributions to processes and ressources of the world's oceans." Nature **273**: 225-226.
Smith, S. V., R. W. Buddemeier, R. C. Redalje and J. E. Houck (1979). "Strontium-calcium thermometry in coral skeletons." Science **204**: 404-407.
Stahle, D. W., M. K. Cleaveland, D. B. Blanton, M. D. Therrell and D. A. Gay (1998). "The Lost Colony and Jamestown Droughts." Science **280**: 564.
Stahle, D. W., R. D. D'Arrigo, P. J. Krusic, M. K. Cleaveland, E. R. Cook, R. J. Allan, J. E. Cole, R. B. Dunbar, M. D. Therrell, D. A. Gay, M. D. Moore, M. A. Stokes, B. T. Burns, J. Villanueva-Diaz and L. G. Thompson. (1998). "Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation." Bulletin of American Meteorological Society **79**: 2137-2152.
Stenni, B., M. Proposito, R. Gragnani, O. Flora, J. Jouzel and M. Frezzotti (2002). "Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica)." Journal of Geophysical Research **107**(D9): 10.1029/2000JD000317.
Stephans, C., T. Quinn, F. W. Taylor and T. Corrège (2004). "Assessing the reproductibility of coral-based climate records." Geophysical Research Letters **31**(L18210): doi:10.1029/2004GL020343.
Stoll, H. M. and D. P. Schrag (1998). "Effects of Quaternary sea level cycles on strontium in seawater." Geochimica et Cosmochimica Acta **62**(7): 1107-1118.
Stuiver, M. and T. F. Braziunas (1993). "Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}CO2$, an evaluation of causal and spectral relationhips." The Holocene **3**: 289-305.
Swart, P. K. (1983). "Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review." Earth-Science Reviews **19**: 51-80.
Swart, P. K., J. J. Leder, A. M. Szmant and R. E. Dodge (1996). "The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals: II. Carbon." Geochimica et Cosmochimica Acta **60**(15): 2871-2885.
Swart, P. K., A. Szmant, J. W. Porter, R. E. Dodge, J. I. Tougas and J. R. Southam (2005). "The isotopic composition of respired carbon dioxide in scleractinian corals: Implications for cycling of organic carbon in corals." Geochimica et Cosmochimica Acta **69**(6): 1495-1509.
Thompson, L. G. (1980). "Glaciological investigations of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru." Journal of Glaciology **25**(91): 69-84.
Thompson, L. G. (1992). Ice core evidence from Peru and China. Climate since 1500 A.D, Routledge**:** 517-548.
Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, J. F. Bolzan, T. Yao, N. Gundestrup, X. Wu, L. Klein and Z. Xie (1989). "100,000 year climate record from Qinghai-Tibetan Plateau ice cores." Science **246**(4929): 474-477.
Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, P. N. Lin, K. A. Henderson, J. Cole-Dai, J. F. Bolzan and K. B. Liu (1995). "Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru." Science **269**(46-50).

Torrence, C. and G. P. Compo (1997). "A practical guide to wavelet Analysis." Bulletin of American Meteorological Society **79**(1): 61-78.

Tourre, Y. M., B. Rajagopalan, Y. Kushnir and M. Barlow (2001). "Patterns of Coherent Decadal and Interdecadal climate Signals in the Pacific Basin during the 20th Century." Geophy. Res. Let.

Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell (1994). "Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific." Climate Dynamics **9**(6): 303-319.

Trompette, R. (2000). La Terre, une planéte singuliére.

Tudhope, A. W., C. P. Chilcott, M. T. McCulloch, E. R. Cook, J. Chappell, R. M. Ellam, D. W. Lea, J. M. Lough and G. B. Shimmield (2001). "Variability in the El Niño-Southern oscillation through a glacial-interglacial cycle." Science **291**: 1511-1517.

Tudhope, A. W., G. B. Shimmield, C. P. Chilcott, M. Jebb, A. E. Fallick and A. N. Dalgleish (1995). "Recent changes in climate in the far western equatorial Pacific and their relationship to the Southern Oscillation; oxygen isotope records from massive corals, Papua New Guinea." Earth and Planetary Science Letters **136**(3-4): 575-590.

Urban, F. E., J. E. Cole and J. T. Overpeck (2000). "Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record." Nature **407**(6807): 989-993.

Vargas, G. (2002). Interactions océan-atmosphère au cours des derniers siécles sur la côte du Desert d'Atacama: analyse multi-proxies des sédiments laminés de la baie de Mejilones (23°S). DGO. Bordeaux, Université de Bordeaux**:** 270.

Vega, A., A. Ganachaud and J. Lefevre (2005). Rapport ZoNéCo 2004: Etude et prévisions de la circulation océanique dans la ZEE de Nouvelle Calédonie: courants, upwelling le long de la pente externe de Nouvelle Calédonie et conséquences sur les ressources naturelles.

Veron, J. E. N. (2000). Corals of the World. Townsville.

Vialard, J. and P. Delecluse (1998). "An OGCM study for the TOGA decade. Part 2: Barrier-layer formation and variability." Journal of Physical Oceanography **28**: 1089-1106.

Vialard, J., P. Delecluse and C. Menkes (2002). "A modelling study of salinity effects during the 1993-1999 period." Journal of Geophysical Research **107**(C12): 8005.

Vidal, P. (2000). Géochimie.

Vincent, D. (1994). "The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): a review." Monthly Weather Review **122**(9): 1949-1970.

Voituriez, B. and G. Jacques (2000). El Niño, Fact and Fiction.

Wang, C. (2001). "A unified oscillator model for the El Nino-Southern Oscillation." Journal of Climate **14**: 98-115.

Watanabe, T., M. K. Gagan, T. Corrège, H. Scott-Gagan, J. Cowley and W. S. Hantoro (2003). "Oxygen isotope systematics in Diploastrea heliopora: new coral archive of tropical paleoclimate." Geochimica et Cosmochimica Acta **67**(7): 1349-1358.

Watson, R. and t. and, Core, Writing, Team. (2001). IPCC Third Assessment Report: Climate Change 2001, Climate Change 2001: Synthesis Report, IPCC, Geneva, Switzerland.

Weber, J. N. (1973). "Incorporation of strontium into reef coral skeletal carbonate." Geochimica et Cosmochimica Acta **37**(9): 2173-2190.

Weber, J. N. and P. M. J. Woodhead (1971). "Diurnal variations in the isotopic composition of dissolved inorganic carbon in seawater from coral reef environments." Geochimica et Cosmochimica Acta **35**: 891-902.

Weber, J. N. and P. M. J. Woodhead (1972). "Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates." Journal of Geophysical Research **77**(3): 463-473.

Wefer, G., B. W., J. Bijma and G. Fischer (1999). Clues to ocean history: a bief overview of proxies. Use of proxies in paleoceanography. G. Fischer and G. Wefer, . Springer**:** 1-68.

White, W. B. and D. R. Cayan (1998). "Quasi-periodicity and global symmetries in interdecadal upper ocean temperature variability." J. of Geophys. Res **103(C10)**(21): 335-354.

Wolff, T., B. Grieger, W. Hale, A. Durkoop, S. Multiza, J. Patzlod and G. Wefer (1999). On the reconstruction of paleosalinities. Use of proxies in paleoceanography. G. Fischer and G. Wefer**:** 207-228.

Wood, R. (1999). Reef evolution.

Wyndham, T., M. McCulloch, S. Fallon and C. Alibert (2004). "High-resolution coral records of rare earth elements in coastal seawater: biogeochemical cycling and a new environmental proxy." Geochimica et Cosmochimica Acta **68**(9): 2067-2080.

Zhang, Y., J. M. Wallace and D. S. Battisti (1997). "ENSO-like interdecadal variability: 1900-93." Journal of Climate **10**: 1004-1020.

Annexes.

Annexe 1: Le filtre Hanning

A Hanning filter for MS Excel.

Joseph Cali (The Australian National University Research School of Earth Sciences Stable Isotope Laboratories)

The Hanning Filter is a simple weighted running mean. The weighting factors are weighted with a cosinusiodal profile of range $-\pi$ to $+\pi$ radians with the weighting factors being normalised and offset so they sum to unity. Two extra points with coefficients of zero are added at $\pm\pi$. Thus a 25 point filter has 27 points and an 11 point filter has 13 points.

Weighting factors = $\mathbf{0.5 + 0.5 \cos(\theta) \quad \{ -\pi < \theta < +\pi \}}$

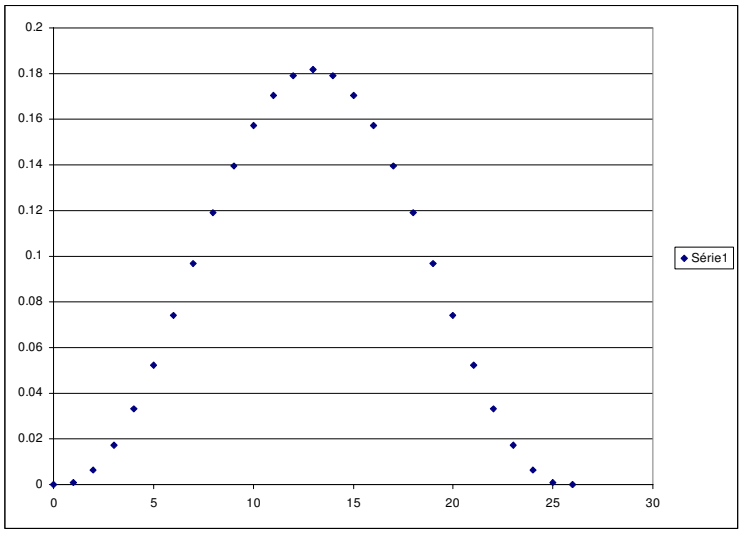


Figure 1 The weighting profile for the 25 point Hanning filter.

Calculate coefficients

5 point filter

pi	3.1415926		
# points	5		
	3		
		Raw Hanning coefficient	**Normalised Hanning coefficient**
x	**theta**		
1	-1.142	0.708	0.166258543
2	-0.571	0.921	0.216278706
3	0.000	1.000	0.234925502
4	0.571	0.921	0.216278706
5	1.142	0.708	0.166258543
SUM		**4.257**	**1.000**

Example of Hanning coefficients for the 5 point filter

Annexe 2 : rapport de mission Clipperton

Mission sur l'îlot de Clipperton
23 Janvier – 14 Février 2005

Participants

-John Butscher, UR055, centre IRD de Nouméa

-Thierry Corrège, UR055, centre IRD de Bondy

-Timothée Ourbak, Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux (en remplacement de Guy Cabioch, UR055 centre IRD de Nouméa, empêché pour cause de santé)

Avant-propos

Cette mission sur l'îlot de Clipperton a eu lieu dans le cadre de « L'Expédition Clipperton » montée par Jean-Louis Etienne. Nous remercions ce dernier pour nous avoir offert l'opportunité de réaliser notre projet de venir sur Clipperton. Nous tenons également à remercier les différents sponsors de cette expédition et en particulier la Fondation Total, ainsi que les autres participants, pour leur aide logistique, leur efficacité sur le terrain, ainsi que pour la bonne ambiance qui a fait de notre séjour un moment très agréable.

Matériel

Foreuse hydraulique Tech 2000
Foreuse thermique Tanaka T262
Mire et viseur

Calendrier

-23/01/2005 Départ de Paris et Nouméa, et arrivée à Acapulco le soir pour embarquement sur le Rara Avis
-24/01/2005 Départ pour Clipperton
-26/01/2005 Préparation du matériel, tournage de séquences pour Canal +
-27/01/2005 Arrivée à Clipperton. Repérage : tour de l'île à pied (4 heures)
-28/01/2005 Repérage sous-marin au sud-ouest de l'île ; Transects topo T1-T2
-29/01/2005 Repérage sous-marin des autres secteurs autour de l'île ; Echantillonnage T1-T2 ; Transects topo T3-T4-T5
-30/01/2005 Mise en place matériel de forage sous marin ; Réparation de la foreuse ; Echantillonnage T3-T4-T5 ; Transects topo T6-T7-T8
-31/01/2005 Forage sous-marin ; Manip sur les mollusques
-01/02/2005 Forage sous-marin ; Echantillonnage T6-T7-T8
-02/02/2005 Prélèvements d'eau en plongée dans le lagon ; Transects topo T1 bis- T9-T10-T11-T12-T13-T14-T15
-03/02/2005 Carottage Porites fossiles à terre
-04/02/2005 Carottage Porites fossiles à terre ; Echantillonnage T11-T13

-05/02/2005 Carottage Porites fossiles à terre ; Transect lagon/océan
-06/02/2005 Plongée sur tombant ; Carottage *Porites* fossiles à terre ; Echantillonage T11-T13
-07/02/2005 Rangement ; Tournage pour Canal + ; Echantillonnage T9-T10-T12-T14 ; Transect T11 bis
-08/02/2005 Récupération des échantillons des profils topo et conditionnement pour le voyage ; Tournage pour Canal + ; Récupération d'échantillon d'eau dans le lagon ; Départ pour Acapulco
-12/02/2005 Arrivée à Acapulco ; Déchargement du matériel
-13/02/2005 Départ d'Acapulco (TC et TO)
-14/02/2005 Départ d'Acapulco (JB)

Détail des opérations

Repérage sous-marin (TC et JB)

Le repérage sous-marin a été effectué à la nage en l'absence de planche de traction.
La première journée, trois *Porites* furent marqués par des bouées sur la côte sud-ouest de l'île. Un assez fort courant nord-est balaye cette côte, qui est néanmoins la plus protégée de l'île. Le deuxième jour, plusieurs sites furent prospectés autour de l'île, sans succès. Une forte houle (qui ne faiblit pas durant tout notre séjour) alliée à une visibilité réduite font des zones est, nord et ouest des zones dangereuses, où forer est impossible en l'absence de calme plat.
La zone la plus adaptée reste donc celle située entre le camp et « Port Jaouen », sur la côte sud-ouest. Les *Porites* se rencontrent sur des fonds de 8 à 15m. À cette profondeur, il y a une rupture de pente, et cette dernière devient beaucoup plus forte jusqu'à au moins 60m. Sur cette pente, on trouve des *Porites* vivants jusqu'à une quarantaine de mètres, mais également beaucoup de blocs écroulés lors de fortes tempêtes. La diversité corallienne est assez pauvre, avec essentiellement des *Porites* et des *Pocilloporas*.

Forage sous-marin (TC et JB avec l'aide de Jean-Eric Blatteau)

Tous les forages sous-marins ont été effectués sur le même massif corallien, qui consiste en plusieurs têtes de *Porites* qui semblent plus ou moins soudées à la base (peut être originaires d'une seule colonie à l'origine). Ces *Porites (australiensis ?)* sont très plats en surface, et faciles à forer (photographie 1)

Point GPS : Lat : 10° 17.506 N
Long : 109° 13.508 W
Trois carottes prélevées. Nous plaçons également un capteur de température sur le bord du Porites.

Forages à terre (TC, JB et TO)

Pour ce travail, nous disposions de deux outils de forage : la foreuse Tech 2000, et notre nouvelle foreuse Tanaka.

Le forage avec la Tanaka nous a posé des problèmes dès lors qu'il a fallut rajouter des rallonges au carottier. Comme il est assez difficile de lubrifier le front de taille, le carottier a tendance à coincer, et les vis qui servent à joindre les rallonges n'ont pas tenues. Nous avons coincé le carottier dans un trou, et il a fallut passer près de deux heures pour le dégager à la

masse. Il faudra donc repenser cette opération, et trouver un moyen de lubrifier correctement le front de taille. Pour des petites carottes, par contre, la Tanaka est idéale, légère et maniable. Le gros des Porites fossiles a donc été récupéré grâce à la foreuse sous marine Tech 2000. L'utiliser à l'air libre n'a posé aucun problème majeur, si ce n'est sa manipulation qui demande beaucoup plus d'effort que sous l'eau : il est plus aisé de travailler avec Archimède que contre Newton !
Les coraux forés proviennent en majorité d'un site à l'Ouest du campement. Sur le platier et le haut de la plage, de nombreuses patates ont été amenées par les tempêtes. La plupart paraissent fraîches et non diagénétisées. Un autre site, un peu au nord du rocher, présente des patates plus altérées. Au total, nous en avons percé 13 Porites fossiles (CF pour Clipperton fossile, photographies 2 et 3) répartis comme suit :

Site 1 (ouest du campement, sur l'atoll près de la plage)
Lat : 10° 18,371 N
Long : 109° 14,014 W
Carottes CF1, CF2, CF3 et CF4

Site 2 (nord du rocher, sur l'atoll)
Lat : 10° 18,329 N
Long : 109° 12,025 W
Carotte CF5

Site 3 (proche du site 2)
Lat : 10° 18,143 N
Long : 109° 12,105 W
Carottes CF6 et CF7

Site 4 (même endroit que site 1, mais sur le platier)
Carottes CF8, CF9, CF9 bis (2ème trou sur la même patate),
CF10, CF11, CF12 et CF13.

Etudes paleoenvironnementales des structures récifales fossiles (TO et JB)

Etablissement de profils topographiques sur le pourtour de l'atoll, grâce à la technique du nivellement (photographie 4), afin de mesurer l'altitude de toutes les terrasses de coraux fossiles.

15 transects ont pu être conduits sur le platier de l'atoll, avec l'aide de John Butscher.
Parallèlement à ces mesures, 78 échantillons de sable, de coraux massifs fossiles et de dalle indurée (beach rock) ont été prélevées.
Ces échantillons sont envoyés à Guy Cabioch qui traitera les échantillons à l'aide de lames minces.
Prise de photographies relatives aux 15 transects et aux 78 échantillons prélevés.

Calibration des proxies géochimiques présents dans les coquilles de mollusques bivalves et dans les coraux (TO)

Au total, 12 bivalves ont été récupérés vivants à une profondeur de 50m, puis marqués avec un fluorochrome : l'alizarine, pendant 4 heures, avant d'être remis dans leur environnement d'origine (photographie 5).

Ces coquilles étaient surmontées de coraux (*Montipora sp*) qui serviront également pour les calibrations.
Elles y sont restées 1 mois et une semaine, avec un TidBit, capteur de température à proximité immédiate (figure 1).
Ces coquilles et coraux sont ramenés au centre IRD de Bondy, pour analyses géochimiques, qui permettront de mieux appréhender leur mode de croissance, ainsi que de tester leur utilisation en terme de paleothermométre.

Mise en place de capteurs de température (TO et TC)

A la suite de la récupération d'un capteur de température mis en place par Jean Louis Etienne en 2003, une première courbe de température a été produite.
Elle sera complétée par un deuxième capteur, mis en place sur le même site, ainsi que par les données de deux autres capteurs, un à -50 m, l'autre à -10 m, à l'endroit où a été prélevé le *Porites* vivant.

Échantillonnage d'eau dans le lagon (TC)

Ce travail qui ne concerne pas notre programme de recherche a été effectué pour un collègue du Laboratoire des Science du Climat et de l'Environnement, Philippe Jean-
Baptiste. Le but est de faire deux profils de prélèvements dans la fosse occidentale et le trou sans fond, afin de faire des mesures de tritium.
Coordonnées GPS :
Fosse occidentale : Lat : 10° 18,222 N ; Long : 109° 13,080 W
Trou sans fond : Lat : 10° 17,653 N ; Long : 109° 12,774 W
Sur chaque site, les prélèvements ont été effectués en surface, puis à 2,5m, 5m, 7,5m,b 10m, 15m, 20m, et au fond. Une partie des prélèvements a été faite en plongée ou apnée, l'autre avec une bouteille Niskin.

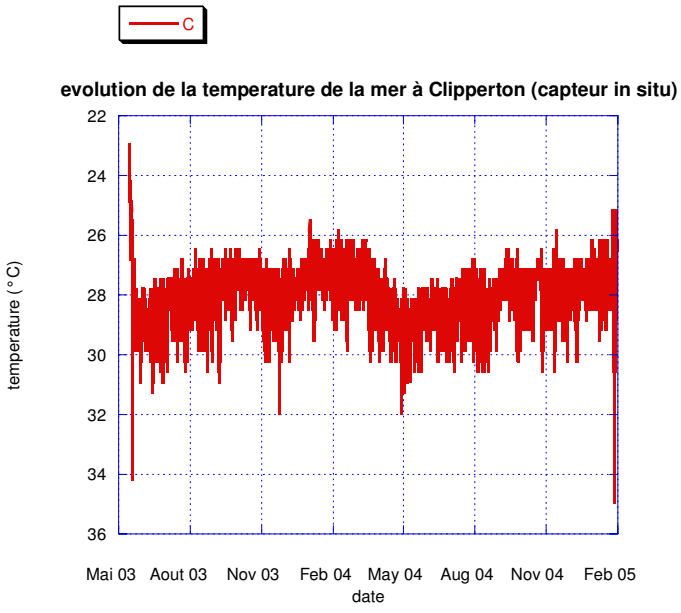


Figure 1 :
Relevé du Tid Bit posé en mai 2003 par jean Louis Etienne.

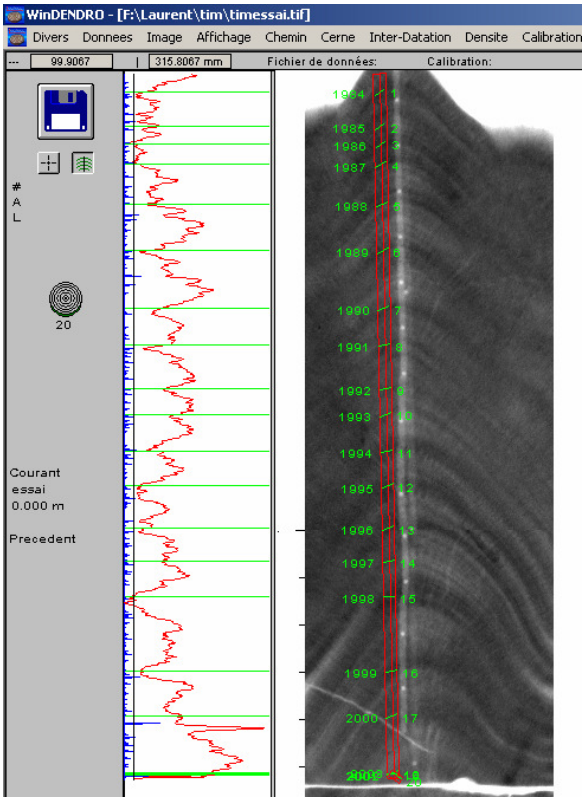
Photographie 1 : Forage sous marin de coraux modernes. Crédit photo Xavier Desmier

Photographie 2 et 3 : Forages de coraux fossiles (crédit photo Timothée Ourbak).

Photographie 4 : Relevé topographique au theodholyte (crédit photo Timothée Ourbak).

Photographie 5 : Bivalves dans un bain d’alizarine (crédit photo Timothée Ourbak).

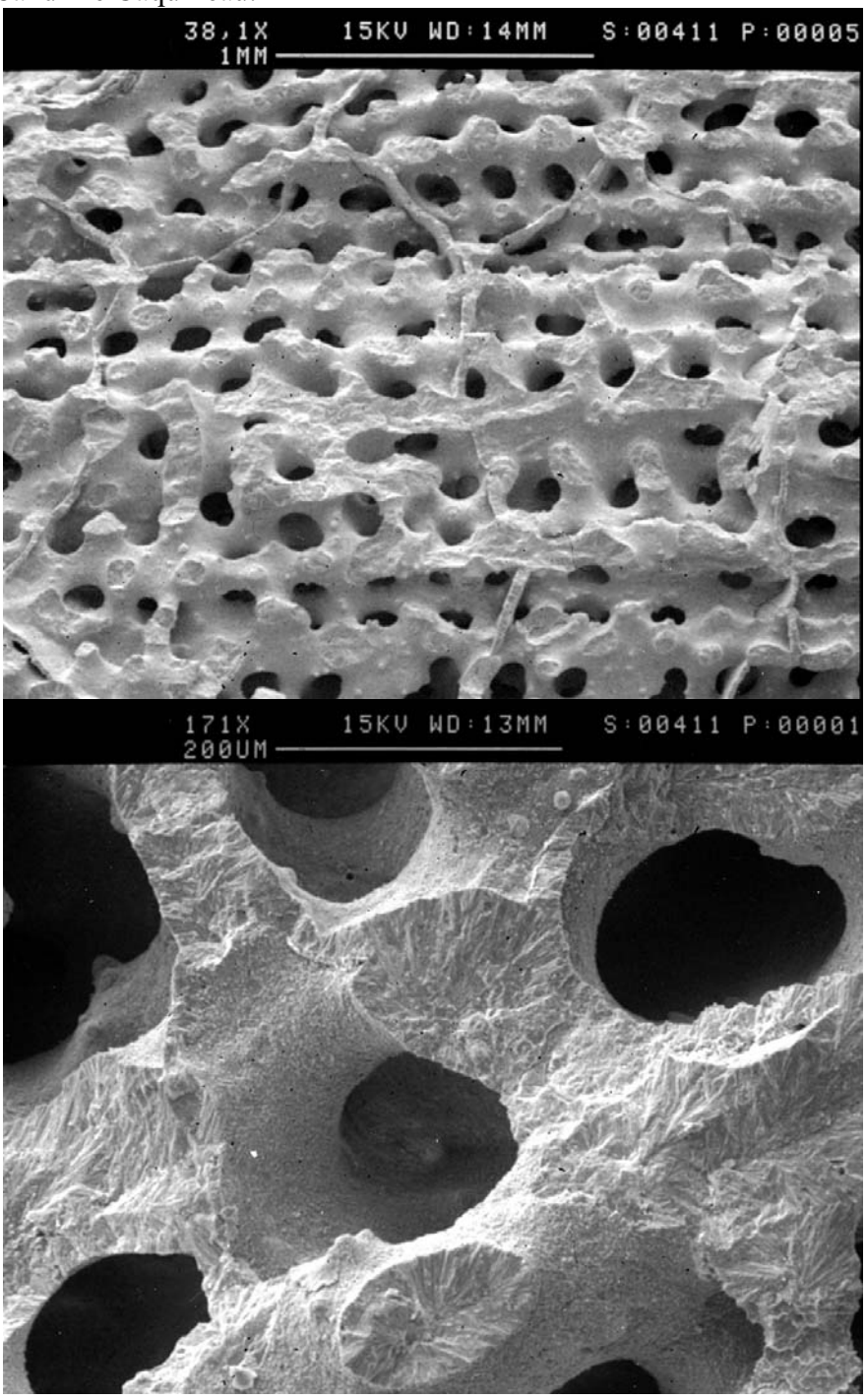
Annexe 3 : logiciel Windendro

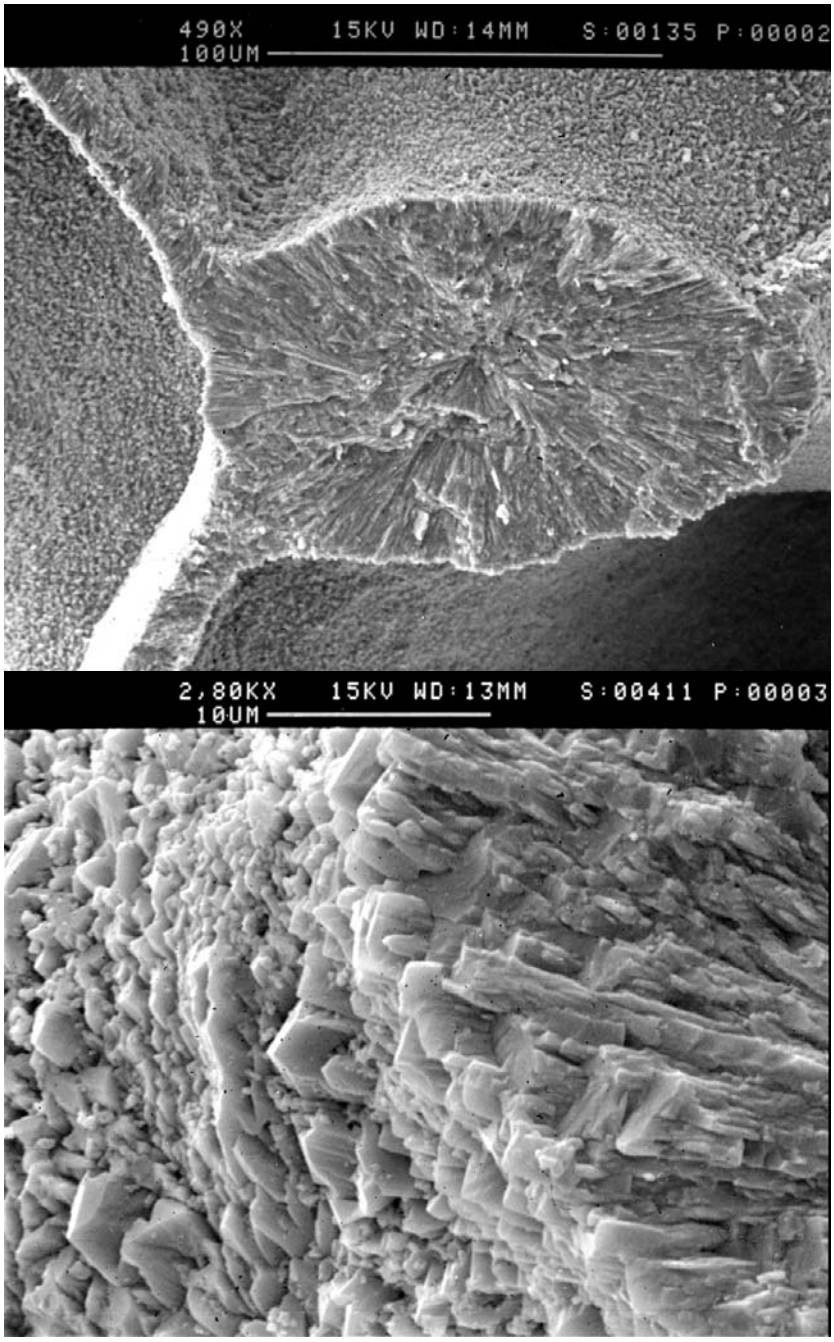


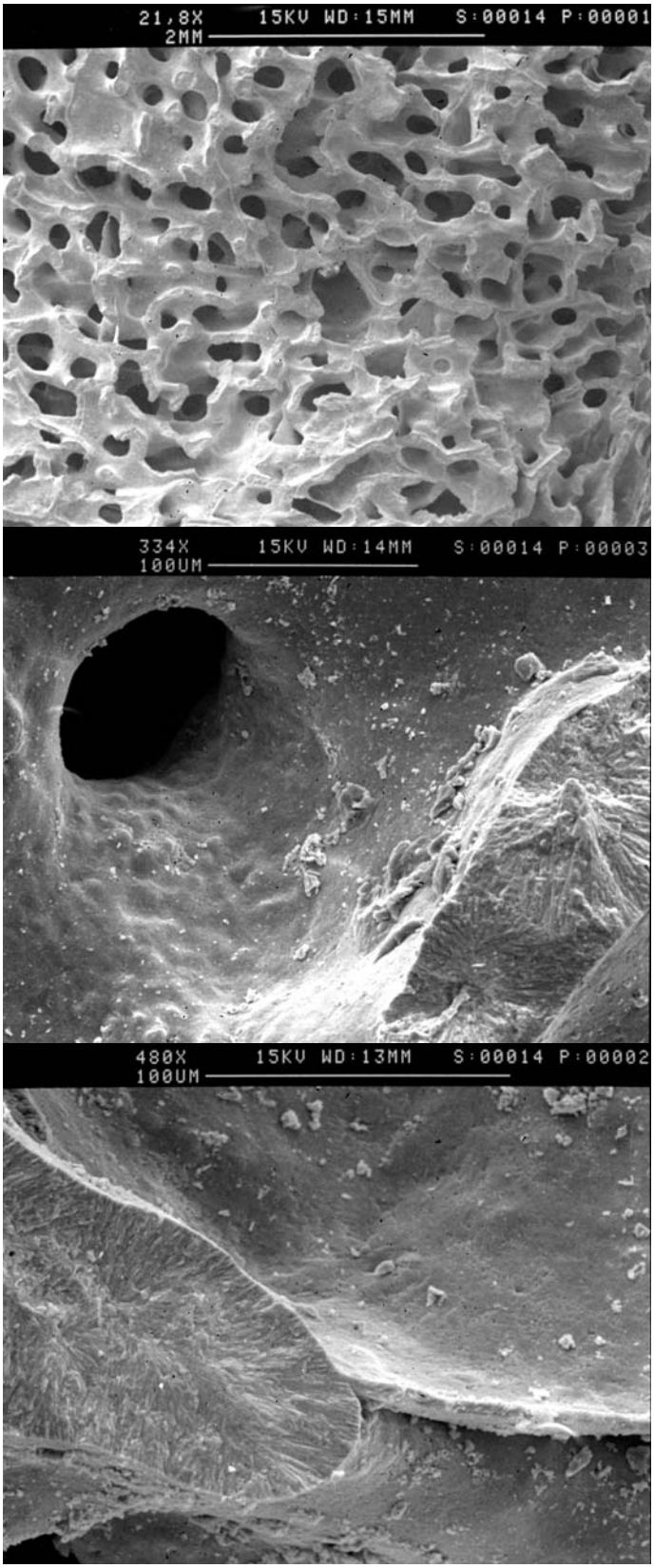
Résultat d'un essai d'utilisation du logiciel Windendro qui permet le comptage des stries de croissance du squelette corallien de manière quantitative.

Annexe 4 : MEB

Photographies prises au MEB (Cambridge Stereoscan 200) à 15 kV, à l'IRD Bondy sous la direction de Sandrine Caquineau.




490X 15KV WD:14MM S:00135 P:00002
100UM
2,80KX 15KV WD:13MM S:00411 P:00003
10UM



Les photographies ci-dessus représentent une vue d'ensemble d'un échantillon sain (1, 2, 3 et 4) et d'un échantillon altéré (5, 6 et 7). Sur les plaques saines, on voit très clairement les fibres aragonitiques Alors qu'elles sont altérées sur les photographies 5, 6 et 7.

Résumé:

L'étude des paléoclimats tropicaux est importante pour cerner les variabilités climatiques liées au changement global et, à terme, l'augmentation de la capacité de prédiction climatique. A ce titre, les coraux massifs apparaissent comme d'excellents enregistreurs des climats marins tropicaux. Ainsi les variations du contenu géochimique des squelettes des coraux massifs varient corollairement à l'évolution des paramètres environnementaux. Ce travail met en évidence l'intérêt d'analyses couplées (isotopes stables $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ et éléments trace, Sr/Ca, U/Ca, Ba/Ca, Mg/Ca et Ba/Ca) pour comprendre entre autre la variabilité des températures et des salinités de surface de l'océan. Les méthodes existantes ainsi que celles développées dans le cadre de cette étude lors de la phase de calibration sont appliquées à deux sites d'étude situés dans le pacifique tropical Sud Ouest. Ainsi, plus de 500 ans d'enregistrement des températures et des salinités sont reconstruites en continu, montrant des variations de type interdécennales marquées, qui s'expliquent essentiellement par la courantologie des masses d'eaux au Sud de l'île de la Nouvelle Calédonie. De forts événements ENSO (El Niño Southern Oscillation) ont également été mis en évidence aux alentours de 1600. L'autre site d'étude, Wallis, d'interprétation plus complexe, semble présenter des variations liées aux modulations basse fréquence de la SPCZ (South Pacific Convergence Zone). Finalement, ces résultats sont remis en perspective dans un cadre plus général et une synthèse des différents outils offerts aux paléoclimatologues est produite, incorporant les résultats issus des présents travaux.

Mots clefs
Climat, Géochimie, Corail, Pacifique Sud, El Niño (ENSO), IPO, Température, Salinité

Abstract :

Tropical paleoclimate studies are extremely important in order to increase our knowledge of climate variability linked to global change and, finally, to improve climate forecasts. In this way, massive corals are excellent recorders of tropical marine climate. Geochemical proxies contained in coral skeleton are linked to environmental parameters. This work points out the great interest of multiproxy studies (stable isotopes: $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ and trace elements such as Sr/Ca, Mg/Ca, U/Ca or Ba/Ca) to understand the variability of sea surface temperature and salinity. Existing methods as well as new ones developed in the calibration phase are then employed. More than 500 years of temperature and salinity history are continuously reconstructed. They show clear decadal variations, which are essentially due to water mass currents in the southern part of New Caledonia. Strong ENSO events (El Niño Southern Oscillation) have also been recorded circa 1600 A.D. The other study site, Wallis, has a climatology strongly linked to SPCZ (South Pacific Convergence Zone) variability. Finally, these results are summarized and a synthesis of various climate indices in the tropics is produced, taking into account these new results.

Key words :
Climate, Geochemistry, Coral, South Pacific, El Niño (ENSO), IPO, Temperature, Salinity