



**HAL**  
open science

# ARCHITECTURE ET CROISSANCE DES RÉCIFS DE TAHITI (POLYNÉSIE FRANÇAISE) DURANT LA DERNIÈRE DÉGLACIATION

Claire Seard

► **To cite this version:**

Claire Seard. ARCHITECTURE ET CROISSANCE DES RÉCIFS DE TAHITI (POLYNÉSIE FRANÇAISE) DURANT LA DERNIÈRE DÉGLACIATION. Sciences de la Terre. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 2010. Français. NNT: . tel-00795335

**HAL Id: tel-00795335**

**<https://theses.hal.science/tel-00795335>**

Submitted on 28 Feb 2013

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

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

**UNIVERSITÉ DE DROIT, D'ÉCONOMIE ET DES SCIENCES  
PAUL CÉZANNE (AIX-MARSEILLE III)**

**ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT**

Numéro attribué par la bibliothèque : 2010AIX30017

---

**ARCHITECTURE ET CROISSANCE DES RÉCIFS DE  
TAHITI (POLYNÉSIE FRANÇAISE) DURANT LA  
DERNIÈRE DÉGLACIATION**

---

THÈSE pour obtenir le grade de  
Docteur en Sciences de l'Université Paul Cézanne  
Faculté des Sciences et Techniques

Spécialité : Géosciences de l'Environnement

Présentée et soutenue publiquement par :  
CLAIRE SEARD

Le 28 Juin 2010 devant le jury composé de :

Pr. Édouard Bard	co-directeur	(CEREGE)
Pr. Jean Borgomano	examineur	(Université de Provence)
Dr. Gilbert Camoin	directeur	(CEREGE)
Pr. Yasufumi Iryu	examineur	(Université de Nagoya, Japon)
Pr. Nicolas Thouveny	invité	(CEREGE)
Pr. Emmanuelle Vennin	rapporteur	(Université de Bourgogne)
Dr. Jody Webster	rapporteur	(Université de Sydney, Australie)
Dr. Yusuke Yokoyama	examineur	(Université de Tokyo, Japon)



## REMERCIEMENTS

Je remercie tout d'abord mon directeur de thèse, Gilbert Camoin, qui m'a permis de réaliser une thèse sur les récifs coralliens quaternaires, ce qui était mon souhait depuis le DEUG. Je le remercie d'avoir initié et porté le projet d'Expédition IODP qui a permis d'obtenir de magnifiques séquences récifales post-glaciaires à Tahiti. Je le remercie aussi pour son aide et ses conseils tout au long de ma thèse.

Je voudrais également remercier les membres du jury : Jean Borgomano, Yasufumi Iryu, Nicolas Thouveny, Emmanuelle Vennin, Jody Webster et Yusuke Yokoyama pour avoir accepté de participer à l'évaluation de mes travaux.

Je souhaite aussi remercier toutes les personnes qui ont travaillé sur ce même projet et notamment Nicolas Durand pour son aide aux rayons X et à l'envoi des échantillons à dater ; Yusuke Yokoyama qui m'a permis d'avoir un grand nombre de datations sur les algues et les microbialithes et qui m'a accueilli dans son laboratoire à Tokyo ; toute l'équipe de Yusuke et ses étudiants de Master qui m'ont aidée lors de mon séjour à Tokyo ; Juan Carlos Braga qui a déterminé les algues rouges ; Thomas Felis et Martin Koelling pour leur discussions lors de congrès ; Jean Borgomano et Didier Granjeon qui m'ont initiée à la modélisation ; Philippe Dussouillez pour la bathymétrie ; Pierre Deschamps pour les datations des coraux ; Édouard Bard et les membres de la 'science party' de l'Expedition 310. Merci aussi à Lionel Marié et Jean-Claude Girard pour la confection des lames minces.

Je remercie aussi les personnes avec qui j'ai travaillé au CEREGE : Daniel Borschneck, Sophie Sépulcre, Jean-Jacques Motte et Hélène Miche ; tous les thésards dont Natalia, Heloisa, Flore, Priscilla, Florence, Lucie, Anne-Lise, Didier, Millarca, Veerle... et les anciens étudiants de Master dont Delphine, Geoffroy, Virginie, Marine, Chloé... Je remercie les maîtres de conférences, ATER et moniteurs avec qui j'ai fait des enseignements dont Christelle Claude, Laetitia Licari, Pierre-Etienne Mathé, Florence Derrieux, Lucie Ménabréaz et surtout Isabelle Basile qui est une excellente enseignante.

Je remercie toutes les personnes du laboratoire GSRC de St. Charles qui m'ont soutenue pendant ma thèse et notamment Lucien Montaggioni, Jean Borgomano, François Fournier et les thésards dont Cédric, Gaëlle, Arnaud, Alex...

Je remercie enfin tous les membres de ma famille et Christophe.





## RÉSUMÉ DE LA THÈSE

L'étude des enregistrements récifaux de la dernière déglaciation est essentielle pour appréhender l'impact des variations du niveau marin et des conditions environnementales sur la croissance et l'architecture des récifs. Les forages réalisés sur les pentes externes des récifs de Tahiti lors de l'Expédition IODP 310 permettent d'enregistrer la croissance récifale durant la dernière déglaciation (entre 16000 et 8000 ans BP). Les objectifs de cette étude sont de reconstituer l'évolution de la composition biologique, de la croissance et de l'architecture des récifs post-glaciaires de Tahiti et de modéliser leur développement grâce à des analyses sédimentologiques et minéralogiques couplées aux méthodes de datations, d'imagerie et de modélisation stratigraphique. Les résultats obtenus permettent de mieux comprendre l'effet des différents paramètres environnementaux (ex. niveau marin, hydrodynamisme, flux terrigènes) sur la croissance, la morphologie et l'enneigement de ces récifs. Ils ont aussi permis de reconstituer les paramètres de croissance des microbialithes (croûtes microbiennes) qui forment localement le constituant volumétrique majeur de ces récifs.

**Mots clés :** Récifs coralliens, microbialithes, dernière déglaciation, croissance et architecture récifale, paramètres environnementaux, niveau marin.

## ABSTRACT

The study of coral reef systems that developed during the last deglacial sea-level rise is of major interest for the evaluation of the impact of sea-level and environmental changes on reef growth and architecture. Drill cores obtained on the Tahiti fore-reef slopes, during the IODP Expedition 310, include accurate records of reef growth during the 16-8 ka time window. The objectives of this study were to reconstruct the evolution of the biological composition, growth and architecture of last deglacial reefs from Tahiti and to model their development by coupling sedimentological and mineralogical analyses with dating, imaging and stratigraphic modelling methods. The results obtained provide the opportunity, on one hand, to better constrain the effect of the controlling environmental factors (e.g. sea level, wave energy, sediment fluxes) on reef development and, on the other hand, to reconstruct the development patterns of microbialites (microbial crusts) that locally correspond to the major volumetric component of the reef frameworks.

**Key words:** Coral reef, microbialites, last deglaciation, reef growth and architecture, environmental conditions, sea level.



# SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ DE LA THÈSE</b> .....	- 5 -
<b>ABSTRACT</b> .....	- 5 -
<b>SOMMAIRE</b> .....	- 7 -
<b>I. INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	13
<b>I.1. Contexte général et problématique</b> .....	13
<b>I.2. Les récifs coralliens de la dernière déglaciation (0-20 ka BP)</b> .....	17
<i>I.2.1. Généralités sur les récifs coralliens</i> .....	17
<i>I.2.2. Développement des récifs coralliens durant la dernière déglaciation</i> .....	18
<b>I.3. Les microbialithes</b> .....	27
<i>I.3.1. Définitions</i> .....	27
<i>I.3.2. Les microbes impliqués dans la formation des microbialithes</i> .....	28
<i>I.3.3. Processus de formation des microbialithes</i> .....	28
<i>I.3.4. Distribution temporelle des microbialithes</i> .....	31
<i>I.3.5. Les microbialithes récifales quaternaires</i> .....	32
<b>I.4. Objectifs et méthodes</b> .....	35
<b>II. SITE D'ÉTUDE ET MATÉRIEL</b> .....	41
<b>II.1. Description du site d'étude</b> .....	41
<i>II.1.1. Localisation</i> .....	41
<i>II.1.2. Contextes géologique et géomorphologique</i> .....	42
<i>II.1.3. Conditions environnementales physiques générales</i> .....	46
<i>II.1.4. Récifs modernes</i> .....	48
<b>II.2. Matériel d'étude</b> .....	50
<b>III. COMPOSITION BIOLOGIQUE ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES POST-GLACIAIRES</b> .....	59

<b>III.1. Composition biologique des séquences récifales post-glaciaires</b> .....	59
<i>III.1.1. Les assemblages algaires</i> .....	60
<i>III.1.2. Les assemblages coralliens</i> .....	63
<i>III.1.3. Les microbialithes</i> .....	69
<i>III.1.4. Autres composants biologiques</i> .....	74
<b>III.2. Évolution de la composition biologique des séquences récifales post-glaciaires : reconstitution de la croissance récifale</b> .....	77
<i>III.2.1. Évolution des séquences récifales de Tiarei</i> .....	80
<i>III.2.2. Article 1: Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation. IODP Expedition 310 “Tahiti Sea Level”: to be submitted to Geology.</i> .....	100
<i>III.2.3. Évolution des séquences récifales de Maraa</i> .....	113
<i>III.2.4. Sommets de séquences</i> .....	133
<i>III.2.5. Comparaison des séquences de Tiarei, Maraa et Papeete</i> .....	140
<b>III.3. Conclusions</b> .....	150
<b>IV. PARAMÈTRES DE DÉVELOPPEMENT DES MICROBIALITHES : IMPLICATIONS SUR L’ARCHITECTURE DES RÉCIFS</b> .....	155
<b>IV.1. Article 2: Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture: Submitted to Marine Geology</b> .....	155
<i>IV.1.1. Introduction</i> .....	156
<i>IV.1.2. Regional setting</i> .....	158
<i>IV.1.3. Material</i> .....	159
<i>IV.1.4. Methods</i> .....	160
<i>IV.1.5. Results</i> .....	162
<i>IV.1.6. Discussion</i> .....	183
<i>IV.1.7. Conclusions</i> .....	194
<b>IV.2. Additional informations</b> .....	202
<i>IV.2.1. CT-scan</i> .....	202
<i>IV.2.2. Density separations</i> .....	207
<b>IV.3. Environmental significance of microbialites in last deglacial reefs from Tahiti</b> .....	209

IV.3.1. <i>Introduction</i> .....	209
IV.3.2. <i>Methods</i> .....	209
IV.3.3. <i>Results and discussion</i> .....	210
IV.3.4. <i>Conclusions</i> .....	216
<b>V. MODÉLISATION DE LA CROISSANCE RÉCIFALE</b> .....	221
<b>V.1. Présentation générale du logiciel DIONISOS</b> .....	221
<b>V.2. Article 3: Impact of environmental parameters on coral reef development and drowning: Forward modelling of last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): to be submitted</b> .....	226
V.2.1. <i>Introduction</i> .....	227
V.2.2. <i>Study area</i> .....	228
V.2.3. <i>Data set and methods</i> .....	230
V.2.4. <i>Last deglacial reef sequences</i> .....	232
V.2.5. <i>Simulations</i> .....	238
V.2.6. <i>Discussion: Effect of controlling parameters on reef development and drowning</i> .....	251
V.2.7. <i>Conclusions</i> .....	260
<b>V.3. Complementary figures</b> .....	272
<b>VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS</b> .....	283
<b>VI.1. Croissance et ennoisement des récifs de Tahiti</b> .....	283
<b>VI.2. Développement des microbialithes et architecture récifale</b> .....	287
<b>VI.3. Perspectives</b> .....	290
<b>VII. RÉFÉRENCES</b> .....	293
<b>VIII. ANNEXES</b> .....	329
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	335





# I. INTRODUCTION GÉNÉRALE

---





# I. INTRODUCTION GÉNÉRALE

## I.1. Contexte général et problématique

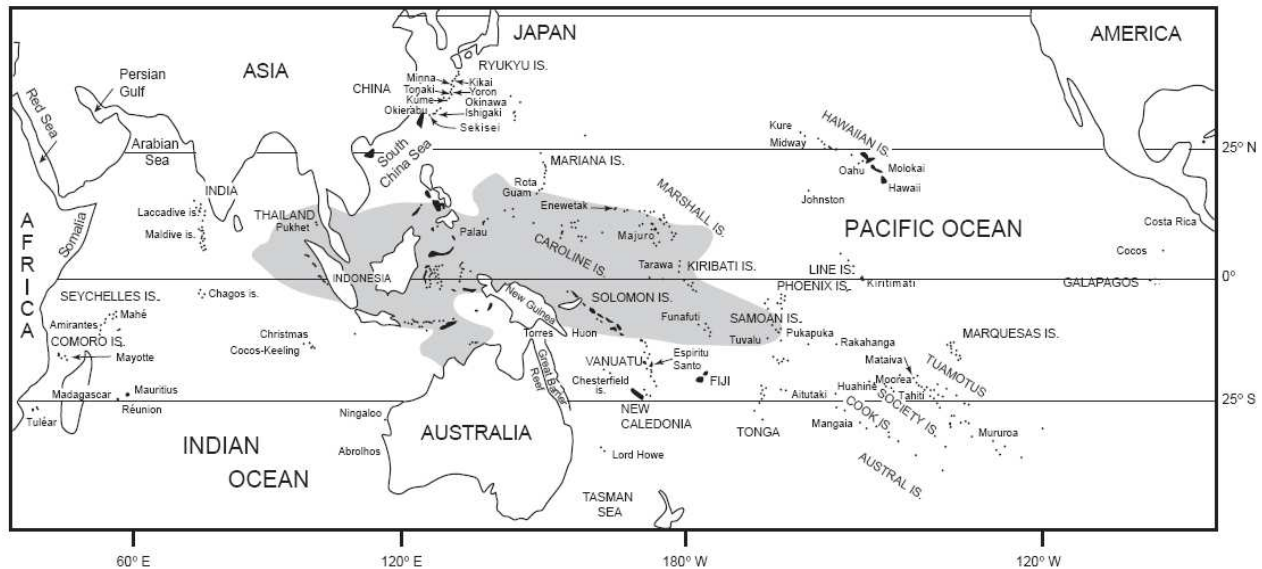
Les récifs coralliens tropicaux quaternaires sont des archives des changements environnementaux et des variations du niveau marin. En effet, premièrement, les coraux Scléactiniaires constructeurs de ces récifs sont de bons enregistreurs des changements paléoclimatiques grâce à l'étude des caractéristiques biométriques (ex. épaisseur des bandes de croissance, taux de croissance des colonies) et physicochimiques (incorporation d'isotopes et d'éléments traces : ex. O, C, Sr, Ba) des squelettes coralliens. Deuxièmement, du fait de leurs exigences écologiques strictes (ex. faibles taux de nutriments, eaux claires), ils sont de bons marqueurs des conditions environnementales du milieu. Troisièmement, ils sont de bons marqueurs des variations du niveau marin grâce à l'identification d'assemblages algo-coralliens caractéristiques d'intervalles paléobathymétriques spécifiques. De plus, ils peuvent être datés précisément par des méthodes radiochronométriques (datation au  $^{14}\text{C}$  et datation Uranium-Thorium) et constituent ainsi de véritables chronomètres.

Ces coraux vont participer au cours de la dernière déglaciation (23-6 ka BP - BP=*Before Present*) à la construction de séries récifales pluridécamétriques plus ou moins continues. Ces enregistrements se retrouvent actuellement sur les pentes des îles volcaniques et les plateaux continentaux à des profondeurs comprises entre 0 et 120 m et peuvent être échantillonnés par forages, dragages et submersibles.

L'étude des enregistrements récifaux de la dernière déglaciation, période caractérisée par une remontée abrupte du niveau marin de l'ordre de 120 à 130 m et des variations rapides des conditions environnementales, est essentielle pour appréhender l'impact de ces changements sur la croissance et l'architecture des récifs. Cette étude est rendue possible par les analyses sédimentologiques et paléobiologiques des séquences récifales couplées à des datations radiométriques (U-Th ou  $^{14}\text{C}$ ). L'étude de la réponse des récifs post-glaciaires aux variations du niveau marin et aux changements environnementaux est importante à la fois pour mieux comprendre les enregistrements fossiles mais aussi pour tenter de prévoir comment les récifs coralliens actuels vont réagir aux changements climatiques actuels et futurs.

Durant les trente dernières années, le développement des techniques de forages ont permis l'étude de nombreux récifs coralliens holocènes de la province Indo-Pacifique notamment à Tahiti (Deneufbourg, 1971 ; Montaggioni *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1999b), à l'île de la Réunion (Montaggioni, 1976, 1977), à Mayotte (Camoin *et al.*, 1997, 2004 ; Zinke *et al.*, 2001, 2003), à Hawaï (Easton et Olson, 1976), en Australie (Davies *et al.*, 1977 ; Hopley, 1977), en Papouasie Nouvelle Guinée (Ota et Chappell, 1999), en Nouvelle

Calédonie (Cabioch *et al.*, 1995, 1999d), à Vanuatu (Cabioch *et al.*, 1998, 2003) et aux îles Ryukus (Yamano *et al.*, 2001, 2003) (**Fig. I.1**, voir liste complète dans Montaggioni, 2005).



**Figure I.1 :** Carte de la province Indo-Pacifique montrant la localisation des principaux sites dont les récifs quaternaires ont fait l'objet d'une étude. La zone grisée correspond à la « *warm pool* » du Pacifique Equatorial Ouest (Montaggioni, 2005).

*Map of Indo-Pacific provinces showing the location of main reef sites.*

Ces forages ont généralement été réalisés sur le platier des récifs frangeants ou, plus rarement, des récifs barrières actuels et ont ainsi principalement permis d'enregistrer le développement holocène de ces récifs. Les récifs développés durant les premiers stades de la dernière déglaciation (10 à 20 ka BP) ont été, au contraire, peu étudiés car ils sont localisés sur la partie externe des pentes récifales actuelles à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Leur échantillonnage nécessite donc la réalisation de forages *offshore*, techniquement difficiles et très coûteux. Ainsi, ces récifs ont été étudiés par dragage (ex. Inde : Rao *et al.*, 2003 ; Tahiti : Camoin *et al.*, 2006 ; Marquises : Cabioch *et al.*, 2008) et submersible (ex. Mayotte : Dullo *et al.*, 1998 ; Hawaï : Webster *et al.*, 2004a,b) mais les données obtenues restent fragmentaires et ne permettent donc pas de reconstituer avec précision la croissance et l'architecture de ces récifs. Les seuls forages (hormis Tahiti) ayant échantillonnés les premiers stades de la dernière déglaciation sont situés dans des zones tectoniques actives : la Barbade (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990), la Papouasie (Edwards *et al.*, 1993), le Vanuatu (Cabioch *et al.*, 2003), où la reconstitution de la croissance récifale peut être biaisée par les variations du taux de surrection. De plus, les études de ces forages se sont focalisées sur la reconstitution des variations du niveau marin notamment pour vérifier l'existence de phases d'accélération de la remontée du niveau marin associées à des périodes de débâcles glaciaires (périodes brèves d'accélération de la fonte des glaces) nommées par Fairbanks (1989) 'Meltwater Pulses' 1A et 1B (MWP-1A : ~14,5 ka BP et MWP-1B : ~11,5

ka BP) et déduites de l'enregistrement récifal de la Barbade. Ces études n'ont ainsi pas ou peu détaillé la croissance et l'architecture de ces récifs. Les données sur le développement récifal entre 20 et 10 ka BP sont donc issues soit de régions tectoniques actives, soit issues d'enregistrements fragmentaires. Il est donc nécessaire d'obtenir des données récifales continues provenant de zones stables pour cette période. L'avantage supplémentaire des récifs post-glaciaires situés dans des zones stables est que ces récifs sont restés immergés durant la dernière déglaciation et que, par conséquent, les coraux n'ont pas, ou peu, subi d'altération et peuvent donc être datés précisément.

L'enregistrement de Tahiti correspond à l'unique enregistrement récifal continu couvrant la période comprise entre 16 et 10 ka BP, situé dans une région relativement stable, caractérisée par une subsidence lente et régulière. Les forages *onshore* du récif de Papeete à Tahiti, réalisés par l'ORSTOM en 1990, 1992 et 1995 (Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, renommé IRD, Institut de Recherche pour le Développement) dans le cadre du Programme National Récifs Coralliens (PNRCO) et du Programme National Environnements Côtiers (PNEC), (Rougerie et Wauthy, 1993 ; Bard *et al.*, 1996 ; Montaggioni *et al.*, 1997 ; Rougerie *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1999b ; Camoin *et al.*, 1999), constituent un enregistrement continu de 13,8 à 3 ka BP. Les forages *offshore* réalisés lors de l'Expédition IODP 310 (Expedition 310 Scientists, 2006 ; Camoin, Iryu *et al.*, 2007a, b) permettent de les compléter et d'avoir un enregistrement continu jusqu'à 16 ka BP. Cet enregistrement est exceptionnel car la trame récifale est très bien conservée, ce qui a permis d'obtenir un excellent taux de récupération (80 à 100 % du matériel solide). Mon travail de thèse porte sur l'étude de ces nouveaux forages.

Après une introduction générale sur les récifs coralliens et les microbialithes quaternaires et sur les objectifs et méthodes de cette étude, puis une présentation du site d'étude et du matériel, le manuscrit s'organise en 3 grandes parties :

- L'étude de la composition paléobiologique des séquences récifales post-glaciaires et de l'évolution de cette composition dans l'espace et le temps. Ces résultats permettent de reconstituer la croissance récifale et d'appréhender la réponse des récifs à l'élévation du niveau marin et aux changements environnementaux.

- L'étude des paramètres de développement des microbialithes, qui constituent le composant volumétrique majeur des séquences récifales post-glaciaires, à travers l'établissement de la chronologie relative entre le développement des assemblages algo-coralliens et celui des microbialithes. Les résultats de la chronologie de la croissance des microbialithes couplés à la détermination de leur abondance dans les séries récifales permettent de reconstituer l'architecture récifale.

- L'étude de l'impact des différents paramètres environnementaux et de la remontée rapide du niveau marin sur la croissance et la morphologie des récifs à l'aide d'un logiciel de

modélisation basée-processus : DIONISOS (Diffusive-Oriented-Normal and Inverse-Simulation Of Sedimentation), développé par l'Institut Français du Pétrole (IFP) (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999). Ces résultats permettent de mieux comprendre l'effet de chaque paramètre environnemental sur le développement récifal et notamment de mieux définir les causes de l'envoieement récifal.

## I.2. Les récifs coralliens de la dernière déglaciation (0-20 ka BP)

### I.2.1. Généralités sur les récifs coralliens

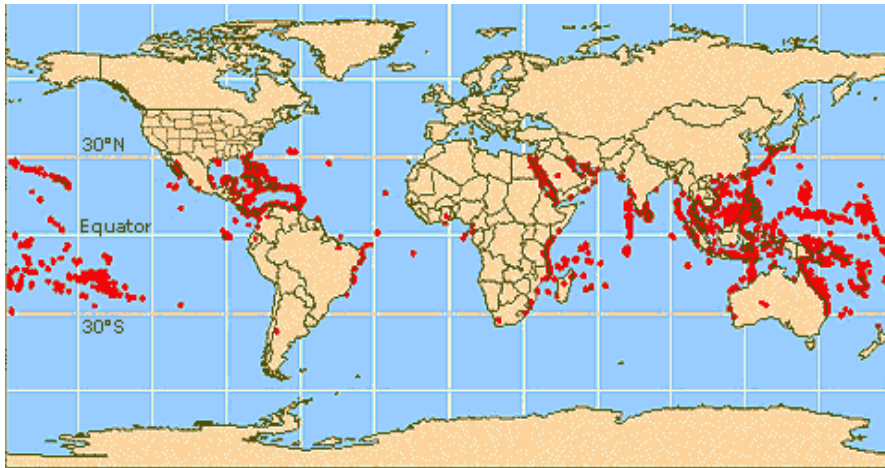
Le terme « récif » est utilisé dans notre cas pour définir une anomalie topographique rigide en surélévation par rapport au fond environnant, résultant de l'activité constructive des coraux, et capable de croître en milieu de forte énergie hydrodynamique et de résister à l'action des vagues de tempête. Les coraux appartiennent à l'embranchement des Cnidaires, à la classe des Anthozoaires, à la sous-classe des Hexacoralliaires et à l'ordre des Scléactiniaires. Les coraux participant à l'édification des récifs tropicaux sont des espèces hermatypiques, c'est-à-dire qu'elles possèdent des algues microscopiques symbiotiques (Dinoflagellés zooxanthelles) qui vivent à l'intérieur de leurs tissus. Ces coraux possèdent un squelette calcaire de nature aragonitique.

Les coraux Scléactiniaires hermatypiques, du fait de leur symbiose avec les algues zooxanthelles, sont soumis à des contraintes écologiques strictes. La tolérance des coraux aux conditions environnementales dépend des espèces. Les différentes exigences écologiques sont notamment:

- (1) La température des eaux de surface : elle doit être comprise entre 18 et 35°C.
- (2) Les nutriments : le développement des coraux nécessite des eaux appauvries en éléments nutritifs (conditions oligotrophes). Leur croissance est optimale lorsque les concentrations moyennes respectives des nitrates et des phosphates n'excèdent pas 2 et 0,2µmol/l respectivement (Montaggioni, 2007).
- (3) La luminosité : les coraux ont besoin de lumière pour que l'activité photosynthétique de leurs algues symbiotiques soit assurée et se développent donc dans la zone euphotique (profondeur maximale de 50 m).
- (4) L'énergie hydrodynamique : les coraux se développent aussi bien dans les eaux calmes que très agitées. L'énergie hydrodynamique a cependant un rôle sur la morphologie des colonies coralliennes : les formes coralliennes robustes domineront en milieu agité alors que les formes graciles domineront en milieu calme.
- (5) La turbidité des eaux : les eaux doivent être claires. L'apport de particules en suspension, notamment par les rivières, entraîne une augmentation de la turbidité des eaux et ainsi une réduction de la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau, ce qui a pour effet une diminution des taux de croissance des coraux.

Les récifs coralliens sont ainsi répartis actuellement dans les mers chaudes de la zone intertropicale entre 29° de latitude Nord et 31° de latitude Sud (**Fig. I.2**). Deux provinces de développement récifal peuvent être différenciées : a) la province Indo-Pacifique, comprise

entre la côte du Mozambique (Afrique orientale) et les côtes occidentales de l'Amérique centrale, et b) la province Atlantique, incluant les côtes Brésiliennes et la mer des Caraïbes. Les récifs coralliens sont généralement absents des côtes occidentales des continents (Amérique et Afrique), en raison de la circulation de courants froids ou de la présence de remontées d'eaux froides (*upwellings*). Les récifs à coraux hermatypiques couvrent actuellement 600 000 km<sup>2</sup>, c'est à dire 0,17% de la surface totale des océans et 15% des espaces côtiers entre 0 et 30 m de profondeur (Montaggioni, 2007).



**Figure 1.2 :** Répartition mondiale actuelle des récifs coralliens. (<http://oceanservice.noaa.gov/education>)

*Worldwide distribution of modern coral reefs.*

## 1.2.2. Développement des récifs coralliens durant la dernière déglaciation

### *1.2.2.1. Les variations du niveau marin*

Le Quaternaire, notamment les derniers 800 000 ans, est marqué par une succession de cycles climatiques majeurs (d'une fréquence de 100 000 ans) correspondant à une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Ces cycles climatiques s'accompagnent de cycles de variations du niveau marin (variations glacio-eustatiques) d'une amplitude de l'ordre d'une centaine de mètres. Les pentes des îles et des continents tropicaux vont être ainsi successivement soumises à des phases de construction récifale lors de leurs immersions et à des phases d'érosion lors de leurs émergences.

L'étude de la morphologie des pentes externes récifales par des relevés bathymétriques (e.g. Webster *et al.*, 2004c ; Camoin *et al.*, 2006 ; Cabioch *et al.*, 2008 ; Beaman *et al.*, 2008) ou des observations par submersible (e.g. Dullo *et al.*, 1998 ; Webster *et al.*, 2004a,b) a montré l'existence de terrasses et récifs submergés étagés jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Ces terrasses et récifs émergés se trouvent sur les pentes

supérieures des plateaux continentaux et des îles océaniques de nombreux sites comme les Caraïbes (MacIntyre, 1972 ; Hine et Steinmetz, 1984 ; Fairbanks, 1989), la Floride (Lightly *et al.*, 1978), Mayotte (Dullo *et al.*, 1998 ; Camoin *et al.*, 2004), l'Inde (Vora et Almeida, 1990 ; Vora *et al.*, 1996 ; Rao *et al.*, 2003), Hawaii (Grigg *et al.*, 2002 ; Webster *et al.*, 2004a, 2010); Tahiti (Camoin *et al.*, 2006), les Marquises (Rougerie *et al.*, 1992 ; Cabioch *et al.*, 2008), la Papouasie Nouvelle Guinée (Webster *et al.*, 2004b,c) et l'Australie (Carter et Johnson, 1986 ; Harris *et al.*, 2004).

Deux hypothèses principales peuvent expliquer l'origine de la morphologie des pentes, notamment celles comprises entre 0 et 120 m de profondeur (Beaman *et al.*, 2008) :

- la morphologie des pentes serait contrôlée par le développement récifal au cours de la dernière remontée du niveau marin, durant la dernière déglaciation (6-20 ka BP) ;
- la morphologie des pentes correspondrait à une structure composite issue de la superposition de phases longues et complexes de croissance récifale épisodique et d'érosion sub-aérienne recouverte ensuite par une nouvelle phase de croissance récifale lors de la dernière déglaciation.

La deuxième hypothèse semble la plus probable (ex. Ebnen, 1996 ; Hopley *et al.*, 1997 ; Dullo *et al.*, 1998 ; Camoin *et al.*, 2001, 2004 ; Webster *et al.*, 2004b ; Beaman *et al.*, 2008) et la morphologie actuelle des pentes externes récifales des îles correspondrait ainsi à un héritage des variations du niveau marin enregistrées au cours des derniers cycles glaciaires. L'interprétation des terrasses marines nécessite donc la prise en compte des différents cycles quaternaires et non pas uniquement de la dernière déglaciation. Les récifs de la dernière déglaciation forment un 'placage' sur une morphologie héritée anté-LGM (dernier maximum glaciaire).

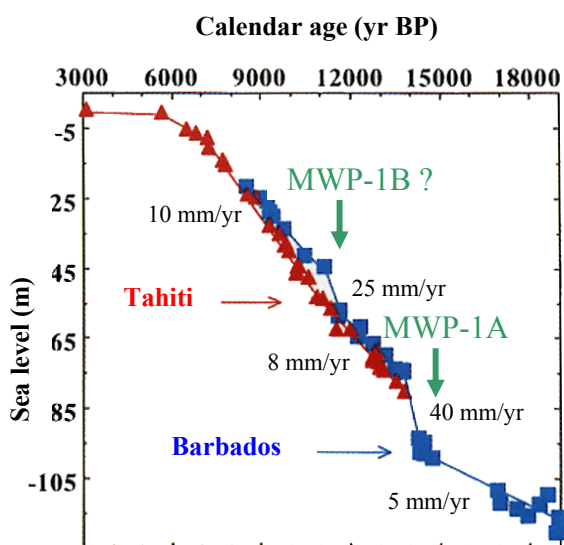
La dernière déglaciation, c'est-à-dire les 23 derniers millénaires, est marquée par une période de transgression marine importante de l'ordre de 120-130 m de 23 à environ 6 ka BP (âge différent selon les lieux) puis par une période de stabilisation du niveau marin à sa position actuelle durant les derniers millénaires. La position du niveau marin durant le dernier maximum glaciaire (23-20 ka BP) serait comprise entre -120 et -135 m par rapport au niveau marin actuel (Yokoyama *et al.*, 2000, 2001 ; Peltier, 2002 ; Lambeck *et al.*, 2002).

Les variations relatives du niveau marin lors de la dernière déglaciation peuvent être reconstituées en couplant les datations des coraux (U-Th et  $^{14}\text{C}$ ) et la profondeur des coraux dans les forages en tenant compte de la paléobathymétrie à laquelle les coraux se sont développés. Les mouvements tectoniques verticaux locaux (subsidence et surrection) et les réajustements isostatiques doivent être pris en compte pour effectuer les corrections nécessaires.



La dernière déglaciation serait marquée par trois périodes d'accélération de la remontée du niveau marin associées à des périodes de débâcles glaciaires (périodes brèves d'accélération de la fonte des glaces) : les 'Meltwater Pulses' 1A et 1B (MWP-1A : ~14,5 ka BP et MWP-1B : ~11,5 ka BP, **Fig I.3**) déduits de l'enregistrement récifal de la Barbade, et le 'LGM terminal' (~19 ka BP) déduit d'enregistrements sédimentaires du Golfe de Bonarparte (Australie ; Yokoyama *et al.*, 2001). Au cours de ces périodes particulières, les taux de remontée du niveau marin seraient d'environ 40 mm/an (15 m en moins de 500 ans) lors du MWP-1A (Bard *et al.*, 1990), d'environ 25 mm/an lors du MWP-1B (Bard *et al.*, 1990) et de l'ordre de 30 mm/an (pendant 500 ans) lors du 'LGM terminal' (Yokoyama *et al.*, 2001).

Ces trois épisodes d'accélération de la remontée du niveau marin sont séparés par des phases de remontée du niveau marin plus lentes et progressives. De 18,5 à 15 ka BP, le niveau marin aurait augmenté progressivement et lentement à un taux inférieur à 5 mm/an (Fleming *et al.*, 1998), probablement de l'ordre de 2,3 mm/an (Weaver *et al.*, 2003), suite à une période de faible fonte des calottes (Lohmann et Schulz, 2000) ; entre 13,8 et 11,5 ka BP, la remontée du niveau marin serait d'environ 7,5 mm/an dans le Pacifique (Bard *et al.*, 1996) et d'environ 8 mm/an dans les Caraïbes (Bard *et al.*, 1990) ; de 11 à 7-6,5 ka BP, le taux de remontée du niveau marin dans le Pacifique serait de l'ordre de 10 mm/an jusqu'à ce qu'il se stabilise à un niveau proche de sa position actuelle (Pirazzoli, 1996), et dans l'Océan Indien, il serait de l'ordre de 6 mm/an de 10 à 7,5 ka BP puis de 1-1.5 mm/an jusqu'à sa stabilisation au niveau actuel vers 3000 ka BP (Camoin *et al.*, 2004).



**Figure I.3 :** Courbes de remontée du niveau marin relatif lors de la dernière déglaciation à Tahiti (triangles rouges, Bard *et al.*, 1996) et à la Barbade (carrés bleus, Bard *et al.*, 1990) avec les taux moyens de remontée du niveau marin (mm/an).

*Sea-level curves reconstructed from Tahiti (red line) and Barbados (blue line) reef records with rates of sea-level rise.*

Toutefois, l'existence de ces phases d'accélération de la remontée du niveau marin demeure actuellement débattue (ex. Clark, 1995 ; Bard *et al.*, 1996 ; Okuno et Nakada, 1999 ; Lambeck *et al.*, 2002 ; Clark *et al.*, 2004). Les incertitudes concernant l'amplitude et la vitesse des variations du niveau marin sont liées à un manque de données disponibles pour les premiers stades de la croissance récifale compris entre 20 ka et 11 ka (voir la liste des sites récifaux étudiés dans la synthèse de Montaggioni, 2005). Les données récifales obtenues par

dragage (ex : Inde : Rao *et al.*, 2003 ; Tahiti : Camoin *et al.*, 2006 ; Marquises : Cabioch *et al.*, 2008) et submersible (ex : Mayotte : Dullo *et al.*, 1998 ; Hawaï : Webster *et al.*, 2004a) restent fragmentaires. La majorité des enregistrements récifaux continus qui permettent de mettre en évidence ces MWP sont situés dans des îles en surrection : la Barbade (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990 ; Peltier et Fairbanks, 2006), la Papouasie (Chappell et Polach, 1991 ; Edwards *et al.*, 1993) et le Vanuatu (Cabioch *et al.*, 2003) où la reconstitution du niveau marin peut-être biaisée par les variations du taux de surrection. De plus, l'enregistrement récifal de la Barbade, à partir duquel l'existence de ces MWP a été déduite, est composé de trois structures récifales submergées étagées formant trois enregistrements discontinus entre lesquels ont été définis ces événements et les forages réalisés n'ont jamais fait l'objet d'études sédimentologiques et paléobiologiques détaillées. L'unique enregistrement récifal continu situé dans une région relativement stable, caractérisée par une subsidence lente et régulière, est celui de Tahiti (Bard *et al.*, 1996 ; Montaggioni *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1999b ; Camoin *et al.*, 1999).

Une première série de questions concerne les caractéristiques de la remontée du niveau marin:

- Ces trois événements de remontée rapide du niveau marin sont-ils bien réels ou sont-ils des artefacts liés à des biais (ex. tectonique) des enregistrements récifaux ?
- S'ils sont réels, quelles sont leurs amplitudes et leurs durées ?
- Ces événements sont-ils locaux ou globaux ?

Des premières réponses, concernant le MWP-1B, ont été fournies par les forages du récif de Papeete à Tahiti réalisés par l'ORSTOM en 1990, 1992 et 1995 (Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, renommé IRD, Institut de Recherche pour le Développement) dans le cadre du Programme National Récifs Coralliens (PNRCO) et du Programme National Environnements Côtiers (PNEC), (Rougerie et Wauthy, 1993 ; Bard *et al.*, 1996 ; Montaggioni *et al.*, 1997 ; Rougerie *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1999b ; Camoin *et al.*, 1999). La séquence récifale de Papeete est caractérisée par une croissance continue de 13.800 à 3.000 ans BP et ne semble pas enregistrer d'ennoyements récifaux. L'absence de preuves d'un approfondissement de la séquence récifale vers 11,5 ka BP remet en doute l'existence de la débâcle glaciaire MWP-1B ou suggère que, s'il existe, le MWP-1B est de plus faible amplitude que ce qui avait été défini à la Barbade (Bard *et al.*, 1990).

*I.2.2.2. Réponse des récifs à la remontée du niveau marin et aux changements environnementaux*

Ces événements de remontée rapide du niveau marin semblent avoir induit des événements de déclin des récifs ou d'ennoyement (Blanchon et Shaw, 1995). C'est ainsi que quatre générations récifales ont été définies par Montaggioni (2005) : la génération RG0 qui se serait développée durant le dernier maximum glaciaire entre 23 et 19 ka BP, la génération RGI entre 18,5 ka et 14,7 ka BP, la génération RGII entre 13,8 ka et 11,5 ka BP et la génération RGIII de 10 ka BP à nos jours. Les édifices récifaux formant les générations RG0, RGI et RGII auraient été ennoyés lors des débâcles glaciaires '*LGM terminal*' (~19 ka BP), MWP-1A (~14,5 ka BP) et MWP-1B (~11,5 ka BP) respectivement (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990 ; Montaggioni, 2005).

Les constructions récifales développées durant le dernier maximum glaciaire sont peu connues. Elles ont été identifiées par dragages et par prélèvements par submersibles sur les pentes externes profondes de certaines îles (Mayotte, Dullo *et al.*, 1998 ; Marquises, Cabioch *et al.*, 2008) et par forages de récifs soumis à un régime tectonique en surrection (Vanuatu, Cabioch *et al.*, 1998, 2003).

Dans l'Océan Indien, à Mayotte (Comores), des coraux sous forme de placages développés sur des surfaces karstiques au niveau des pentes profondes ont été datés à  $18,4 \pm 0,5$  ka BP à 152 m. Ils correspondent à des assemblages algo-coralliens caractéristiques d'eaux peu profondes avec des coraux *in-situ* des genres *Acropora* et *Porites* et des croûtes d'algues corallinacées *Hydrolithon onkodes*. Des coraux remaniés provenant du démantèlement de ces formations peu profondes, trouvés à des profondeurs supérieures à 180m, ont des âges compris entre  $19,1 \pm 1,1$  et  $18,0 \pm 0,5$  ka BP (Dullo *et al.*, 1998).

Dans l'océan Pacifique central, aux Marquises (Polynésie Française), des coraux prélevés par dragages situés entre 125 et 115 m de profondeur ont été datés entre 26,6 et 25,3 ka BP. Les faciès récifaux, dominés par les *Porites* massifs et les algues *Hydrolithon onkodes*, présents à ces profondeurs, caractérisent des environnements peu profonds de pente externe supérieure ou de platier externe (Cabioch *et al.*, 2008).

Dans l'Océan Pacifique occidental, la croissance récifale a débuté entre 24 et 23 ka BP dans des îles à surrection rapide, Espiritu Santo et Urélapa (Vanuatu). Ces récifs sont dominés par les communautés à acroporidés tabulaires (*A. gr. hyacinthus*) (Cabioch *et al.*, 1998, 2003).

À ce jour, aucune formation récifale de cet âge n'a été mise en évidence sur la Grande Barrière d'Australie (Carter et Johnson, 1986 ; Hopley *et al.*, 1997). Dans certaines zones, il semble donc qu'un retard d'au moins 5000 ans dans l'initiation récifale se soit produit après la submersion des substrats (Harris et Davies, 1989 ; Cabioch *et al.*, 1999d).

Les enregistrements récifaux compris en 18 et 15 ka BP sont très rares. À Mayotte (Comores), des coraux remaniés de communautés récifales peu profondes, échantillonnés entre 118 et 160 m de profondeur, ont été datés entre 18 et 16 ka BP (Dullo *et al.*, 1998). Dans la partie centrale de la Grande Barrière d’Australie, des coraux remaniés de *Galaxea clavus* d’un âge de 17 ka BP ont été récoltés à une profondeur de 175 m (Veeh et Veevers, 1970).

Entre 16 et 14,7 ka BP, les exemples de récifs sont plus nombreux et se trouvent actuellement entre 90 et 110 m de profondeur.

Dans l’Océan Indien, sur la marge indienne, des récifs reliques ont été observés entre 85 m et 135 m de profondeur. Des fragments de Poritidés ont fourni des âges compris entre 13,42 et 14,77 ka BP à des profondeurs de 110-105 m (Rao *et al.*, 2003). Dans l’océan Indien sud-occidental, à Mayotte, des récifs ennoyés ont été mis en évidence entre 110 m et 90 m de profondeur (Dullo *et al.*, 1998 ; Camoin *et al.*, 2004). Ils sont composés d’associations caractéristiques de milieux peu profonds avec des *Porites*, des *Pocillopora*, des algues, des vermetes et des foraminifères recouverts de coraux caractéristiques de milieux plus profonds, *Leptoseris* et *Cyphastrea*. Des *Porites* récoltés à 112 m ont donné un âge de  $13,6 \pm 0,6$  ka BP, et des *Leptoseris* et des *Cyphastrea* récoltés à 90 m ont été datés respectivement à  $10,1 \pm 0,3$  ka BP et  $2,9 \pm 0,3$  ka BP (Dullo *et al.*, 1998). Ces âges révèlent un approfondissement de la séquence témoignant d’un ennoisement progressif de ces récifs.

Dans l’Océan Pacifique, à Hawaï, un récif ennoyé composé de *Porites* massifs datés entre 15,2 et 14,7 ka a été observé à 150 m de profondeur (Webster *et al.*, 2004a). Les assemblages coralliens peu profonds sont surmontés par des assemblages composés de croûtes d’algues, de bryozoaires et de foraminifères, de même que de coraux solitaires, caractéristiques de milieux profonds, supérieurs à 60 m ; les âges obtenus sur les algues sont compris entre 14 et 10 ka BP. Ces âges révèlent aussi un approfondissement de la séquence témoignant d’un ennoisement de ces récifs. D’après Webster *et al.* (2004a), les assemblages biologiques profonds se seraient développés tardivement, lorsque la remontée du niveau marin aurait ralenti, les profondeurs étant alors trop importantes pour le développement récifal. Aux Marquises (Polynésie Française), des édifices récifaux submergés ont été observés à 110 m, 100 m et 95 m de profondeur et sont composés de *Porites* et de *Pocillopora* associés à des algues corallinacées encroûtantes caractéristiques de milieux peu profonds (<6m). Les coraux *in situ*, prélevés entre 110 et 95 m, donnent des âges compris entre  $15,46 \pm 0,18$  ka BP et  $14,56 \pm 0,18$  ka BP (Cabioch *et al.*, 2008). Certains échantillons montrent des séquences d’approfondissement rapide, caractérisées par la succession, sur quelques centimètres, de coraux, d’algues peu profondes, d’algues profondes, de microbialithes, de phosphates et de sédiments pélagiques (Camoin *et al.*, 2006).

Certains récifs ne forment pas de terrasses submergées et ont une croissance relativement continue ; c’est le cas du récif à Urélapa (Vanuatu) qui est alors marqué par le

développement continu d'assemblages à *Acropora* branchus caractéristiques de milieux peu profonds (Cabioch *et al.*, 2003).

Les récifs développés entre 13,8 ka et 11,5 ka BP correspondent souvent à des récifs et terrasses submergés actuellement entre 80 et 65 m de profondeur.

Dans l'océan Indien, des récifs submergés ont été observés sur les pentes de Mayotte entre 65 m et 55 m de profondeur (Dullo *et al.*, 1998). Ces récifs n'ont pas été datés, mais Camoin *et al.* (2004) considèrent que le développement de ce récif pourrait être lié à la stabilisation du niveau marin durant le Dryas récent (12,7- 11,6 ka BP).

Dans l'océan Pacifique, les îles des Marquises sont caractérisées par la présence de terrasses récifales composées de faciès récifaux peu profonds entre 80 m et 68 m de profondeur. Un corail prélevé sur ces terrasses à 76 m de profondeur est daté de  $12,42 \pm 0,1$  ka BP (Cabioch *et al.*, 2008).

De nombreux autres récifs non datés sont submergés à ces profondeurs dans de nombreuses régions de la province Indo-Pacifique, avec les exemples de l'île Maurice (Faure et Montaggioni, 1976), de Madagascar (Pichon, 1978), des Seychelles (Montaggioni, 2000), de la Grande Barrière d'Australie (Hopley, 1982 ; Carter et Johnson, 1986 ; Harris et Davies, 1989 ; Hopley *et al.*, 1997) et de la Nouvelle Calédonie (Coudray, 1976).

Certains récifs ne forment pas de terrasses submergées et ont une croissance relativement continue ; c'est le cas sur la Péninsule Huon (Nouvelle Guinée, Ota et Chappell, 1999) et à Tahiti (Polynésie Française, Cabioch *et al.*, 1999b), où les récifs ont une croissance verticale continue de l'ordre de 10 mm/an entre 11,5 et 11,3 ka BP et ont pu se maintenir proche de la surface de la mer ou la rattraper par la suite. À Vanuatu (Cabioch *et al.*, 2003), la croissance est également continue mais des changements de faciès ont lieu vers 11,5 ka BP : les communautés dominées par les *Acropora* sont remplacées par des communautés de *Porites* plus profondes, indiquant que le récif n'a pu suivre la remontée du niveau marin.

Concernant les récifs actuels, outre les récifs de la génération précédente qui ont continué à croître, la majorité des récifs modernes ne s'est pas développée avant 10 ka BP. Pour la province Indo-Pacifique, l'initiation des récifs modernes a eu lieu entre 10 et 7 ka BP lorsque le niveau marin était environ 30 à 40 m sous le niveau marin actuel (Montaggioni, 2005). Ainsi les récifs holocènes modernes ont généralement des épaisseurs comprises entre 10 et 30 m.

Localement, des retards dans l'initiation récifale ont eu lieu ; c'est le cas en Nouvelle Calédonie, au Nord de l'Australie et à l'Est de l'Océan Pacifique où les âges des structures récifales varient entre 5,6 ka BP et l'actuel (Macintyre *et al.*, 1992 ; Cortés *et al.*, 1994 ; Cabioch *et al.*, 1995 ; Glynn et Ault, 2000 ; Smithers et Larcombe, 2003). Cela est également le cas pour les récifs situés aux limites de l'extension latitudinale des récifs comme ceux des

îles Ryukus (Japon) où certains récifs frangeants ont moins de 4000 ans (Yamano *et al.*, 2001). De telles pauses dans la croissance récifale ont pu être induites par de courtes périodes de remontée rapide du niveau marin entre 9 et 7 ka BP. En effet, la présence de récifs submergés à environ 20 m de profondeur dans les Caraïbes a été interprétée par Blanchon *et al.* (2002) comme pouvant résulter d'un saut du niveau marin d'environ 6 m vers 7,5 ka BP.

Les constructions récifales ont donc répondu différemment, d'une région à l'autre, lors de la déglaciation, à la transgression rapide des substrats. Certaines ont régulièrement compensé l'accroissement d'espace d'accommodation ; d'autres ont été ennoyées.

Une deuxième série de questions se pose concernant les phénomènes d'enneiement :

- Quelles sont les causes de ces phénomènes d'enneiement ?
- Est-ce que les causes sont locales (ex. changements environnementaux locaux) ou globales (ex. variations eustatiques) ?
- Est-ce que la remontée du niveau marin a été assez rapide pour induire des ennoiements récifaux ?
- Quels ont été les changements environnementaux accompagnant la remontée du niveau marin ?
- Quelle a été la vitesse des phénomènes d'enneiement : ces ennoiements ont-ils été progressifs ou abrupts ?
- Comment sont enregistrés ces phénomènes d'enneiement dans les séquences récifales ?

L'enneiement des plates-formes carbonatées et des récifs est un phénomène courant à l'échelle des temps géologiques (Schlager, 1981). Les récifs sont ennoyés notamment lorsqu'ils ne sont plus capables de suivre (compenser) la remontée du niveau marin relatif causée par une subsidence du substratum et/ou une remontée du niveau marin eustatique. L'interprétation de l'enneiement d'un récif reste problématique car il peut être dû à une augmentation du taux de remontée du niveau marin relatif (augmentation rapide de l'espace d'accommodation) et/ou à une réduction du potentiel d'aggradation du récif (diminution du taux de production carbonatée), (Webster *et al.*, 2004c). Ainsi de nombreux autres facteurs comme l'augmentation des taux de nutriments (par des apports continentaux ou des *upwellings*), l'augmentation des apports détritiques continentaux qui peuvent enfouir les producteurs de carbonates, l'augmentation de la turbidité des eaux, les variations de salinité et de température des eaux et l'anoxie peuvent entraîner le déclin des récifs (Schlager, 1981, 1989, 1998 ; Hallock et Schlager, 1986 ; Schlager et Camber, 1986 ; Vogt, 1989 ; Erlich *et al.*, 1993 ; Camoin *et al.*, 1998 ; Wilson, 2000 ; Webster *et al.*, 2004c ; Beaman *et al.*, 2008).

Les causes de l'enneigement sont souvent multiples et complexes et correspondent à une combinaison des différents facteurs cités ci-dessus.

Au plan sédimentologique, l'enneigement d'un récif se caractérise par une discontinuité séparant des dépôts récifaux peu profonds de sédiments caractéristiques d'environnements plus profonds qui forment une série condensée (ex. Betzler *et al.*, 1995). Le sommet des récifs enneigés est souvent caractérisé par une forte bioérosion, la présence de sédiments pélagiques (foraminifères planctoniques) et d'assemblages d'algues et de foraminifères encroûtants caractéristiques de milieux de profondeurs supérieures à 20 m et de précipitations de fer et de manganèse (Webster *et al.*, 2004b ; Camoin *et al.*, 2006).

Les impacts respectifs des différents facteurs environnementaux sur le développement récifal post-glaciaire restent encore mal compris. Le développement des récifs durant la dernière déglaciation semble principalement contrôlé par les taux de nutriments, l'énergie hydrodynamique, la disponibilité des substrats et le recrutement larvaire. Les autres facteurs comme la tectonique, la paléotopographie, la turbidité, la salinité et la température des eaux de surface ont moins d'influence et vont agir comme des modulateurs des facteurs majeurs (voir la synthèse de Montaggioni, 2005).

L'impact de certains facteurs comme les variations du niveau marin, l'énergie hydrodynamique ou la paléotopographie sur le développement récifal peut être évalué grâce à la modélisation de la croissance récifale. Très peu d'études concernant la modélisation des récifs quaternaires ont été réalisées (Bard *et al.*, 1996 ; Webster *et al.*, 2007 ; Koelling *et al.*, 2009) et ne correspondent qu'à des modélisations en 2 dimensions. Les modèles stratigraphiques plus complexes en 3 dimensions comme Carbonate 3D (Warrlich, 2001 ; Warrlich *et al.*, 2002, 2005) et REPRO (Hüssner et Roessler, 1996 ; Roessler et Hüssner, 1997 ; Hüssner *et al.*, 2001 ; Cuevas Castell *et al.*, 2006) n'ont été, pour leur part, utilisés que pour modéliser des récifs et des plates-formes carbonatées du Miocène.

### I.3. Les microbialithes

#### I.3.1. Définitions

Le terme ‘microbialite’ a été introduit par Burne et Moore (1987) pour regrouper l’ensemble des dépôts organosédimentaires formés par des communautés benthiques microbiennes piégeant et liant des particules sédimentaires détritiques et/ou formant le lieu d’une précipitation minérale.

Quatre principales catégories de microbialithes sont distinguées en fonction de leur mésostructure (Burne et Moore, 1987 ; Riding, 1991, 2000 ; Braga *et al.*, 1995 ; Schmid, 1996 ; Dupraz et Strasser, 1999) :

- Les stromatolithes (Monty, 1977 ; Semikhatov *et al.*, 1979): le terme « stromatolithe » (du grec *stromat*, étaler ; du latin *stroma*, couverture et du grec *lithos*, pierre) a été introduit par Kalkowsky (1908) pour définir des dépôts laminés d’origine microbienne. Les stromatolithes se développent aussi bien en milieu subaérien, qu’en milieu supratidal, intertidal ou subtidal (Monty, 1977).

- Les thrombolithes (Aitken, 1967 ; Kennard et James, 1986 ; Turner *et al.*, 2000 ; Shapiro, 2000) : le terme « thrombolithe » (du grec *thombos*, grumeaux et de *lithos*, pierre) a été défini par Aitken (1967) pour des dépôts microbiens caractérisés par une mésotexture grumeleuse. Ces grumeaux peuvent être de forme plus ou moins arrondie et irrégulière. Dans l’actuel et le fossile, les thrombolithes se développent principalement en domaine subtidal marin (Feldmann et McKenzie, 1997,1998 ; Middleton, 2001).

- Les dendrolithes : le terme « dendrolithe » (du grec *dendron*, arbre et *lithos*, pierre) a été introduit par Riding (1991) pour des dépôts microbiens formant des structures centimétriques en forme de buisson. Ils sont généralement issus de la calcification de microbes benthiques. À la différence des thrombolithes et des stromatolithes, ils n’agglutinent pas de particules.

- Les léiolithes : le terme « léiolithe » (du grec *léios*, homogène ou uniforme et *lithos*, pierre) a été défini par Braga *et al.* (1995) pour les dépôts microbiens ne présentant pas de structure interne visible. Cette structure résulterait d’une accrétion régulière et/ou posséderait une composition homogène (Braga *et al.*, 1995 ; Riding, 2000). Dans l’actuel, les microbialithes léiolithiques sont fréquemment observées associées aux stromatolithes et thrombolithes présents à Shark Bay en Australie ou à Lee Stocking island aux Bahamas (Riding, 2000).



### I.3.2. Les microbes impliqués dans la formation des microbialithes

Les principaux organismes impliqués dans la formation des microbialithes sont les bactéries hétérotrophes, les cyanobactéries et certains eucaryotes comme les diatomées (Burne et Moore, 1987 ; Riding, 2000).

Les microbes (bactéries et cyanobactéries) sécrètent en abondance des mucilages extracellulaires de polysaccharides (EPS, *Extracellular polysaccharide*) lors de la formation et de la croissance des voiles et tapis microbiens (Decho, 1990 ; Costerton *et al.*, 1995 ; Reitner *et al.*, 1995 ; Decho, 2000 ; Sprachta *et al.*, 2001 ; Dupraz *et al.*, 2004 ; Dupraz et Visscher, 2005). Les EPS sont formés de polysaccharides, de protéines et d'acides uroniques, constituant un véritable microenvironnement microbien (Decho, 1990, 2000). Les voiles microbiens (ou biofilms), d'épaisseur sub-millimétrique, sont composés de communautés de cellules microbiennes dans une matrice d'EPS qui forme un microenvironnement au rôle protecteur et stabilisateur (Lawrence *et al.* 1994 ; Decho, 2000). Les tapis microbiens (ou mattes microbiennes) sont des structures millimétriques organisées et laminées plus complexes (Cohen *et al.*, 1984 ; Des Marais, 1990 ; Visscher *et al.*, 1992). Ils peuvent être formés de différentes populations microbiennes organisées verticalement en différents niveaux contrôlés par de forts gradients de lumière et d'oxygène (Ley *et al.*, 2006 ; Dupraz *et al.*, 2009). La partie supérieure de ces mattes est une zone oxygène colonisée par des cyanobactéries (Pierson *et al.*, 1992 ; Bauld *et al.*, 1992 ; Des Marais, 1995 ; Stal, 2000), et les parties internes sont anaérobiques et colonisées par des bactéries hétérotrophes qui peuvent notamment oxyder ou réduire les sulfates (Visscher *et al.*, 1991, 2000 ; Sprachta *et al.*, 2001 ; Dupraz et Visscher, 2005). Les bactéries réductrices de sulfates jouent un rôle-clé dans les changements d'alcalinité favorisant la précipitation des carbonates (Lyons *et al.*, 1984 ; Walter *et al.*, 1993 ; Visscher *et al.*, 2000 ; Dupraz *et al.*, 2004 ; Baumgartner *et al.*, 2006). Ces mattes forment la surface 'vivante' de la majorité des stromatolithes (Riding, 2000 ; Reid *et al.*, 2000).

### I.3.3. Processus de formation des microbialithes

Les principaux processus intervenant dans la formation des microbialithes (Burne et Moore, 1987 ; Riding, 2000) sont la stabilisation ('*binding*') et le piégeage ('*baffling*') des particules sédimentaires par les communautés microbiennes et la précipitation de carbonates favorisée ou contrôlée par leur activité.

Les deux premiers processus, stabilisation et piégeage, sont facilités quand les mattes microbiennes ont une surface irrégulière, formée par exemple par des microbes de grande taille avec des filaments érigés ou formée d'abondants mucilages d'EPS (Riding, 2000). Ces

processus de stabilisation et de piégeage sont importants dans la formation des mattes microbiennes intertidales et dans la formation des microbialithes subtidales à Hamelin Pool (Australie, Shark Bay ; Davies, 1970) ou aux Bahamas (ex. Feldmann et McKenzie, 1998 ; Reid *et al.*, 2000).

Le troisième processus, la biominéralisation, est actuellement considéré comme fondamental dans la formation des dépôts carbonatés d'origine microbienne (Riding, 2000 ; Weiner et Dove, 2003).

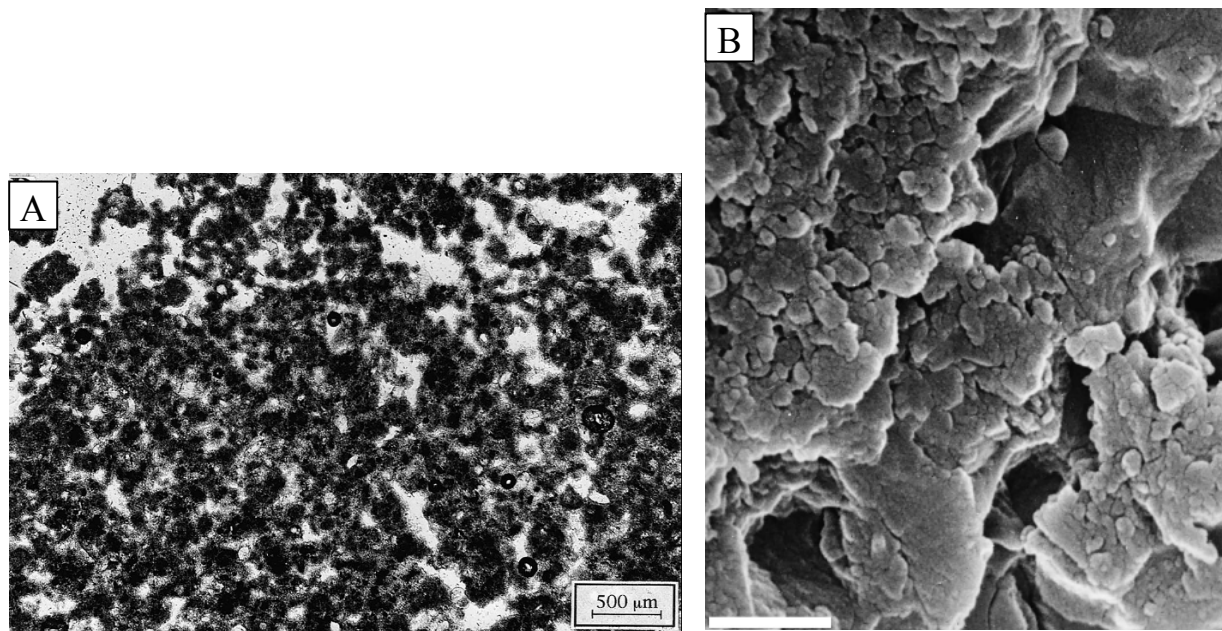
Deux types de biominéralisation microbienne sont généralement distingués (Neumeier, 1998) : les processus actifs et passifs. Pour les processus actifs, la nucléation et la croissance cristalline sont directement contrôlées par les micro-organismes. Ces processus sont contrôlés par des mécanismes métaboliques microbiens hétérotrophes actifs (ou carbonatogenèse active, Castanier *et al.*, 1997) qui correspondent à une production de particules carbonatées par échange ionique à travers les membranes cellulaires. La carbonatogenèse active peut initier la production de particules carbonatées dont la croissance est ensuite contrôlée par des processus passifs (Castanier *et al.*, 1999). Pour les processus passifs, les micro-organismes entraînent, suite à leur activité métabolique, la modification du milieu et ainsi contribuent indirectement à des précipitations. Ce rôle indirect consiste à augmenter la saturation en  $\text{CaCO}_3$  dans un microenvironnement par alcalinisation du milieu. Par exemple, les mécanismes métaboliques microbiens autotrophes passifs, comme la photosynthèse des cyanobactéries (en milieu aérobique), entraînent la consommation du  $\text{CO}_2$  gazeux ou dissous dans l'eau et ainsi l'alcalinisation du milieu et la précipitation de  $\text{CaCO}_3$  lorsque les ions  $\text{Ca}^{2+}$  sont présents. Des mécanismes métaboliques hétérotrophes passifs, qui impliquent les cycles de l'azote (ex. réduction des nitrates) et du soufre (ex. sulfato-réduction), peuvent aussi favoriser une précipitation de  $\text{CaCO}_3$  par une production d'ions carbonates et bicarbonates. La précipitation de carbonates apparaît généralement comme la réponse des communautés bactériennes hétérotrophes à l'enrichissement du milieu en matière organique (Castanier *et al.*, 1999).

La biominéralisation peut se produire en différents endroits (Riding, 1991). Des cristaux peuvent se former dans les micro-organismes même, le plus souvent dans la gaine des cyanobactéries ou sur leur surface (Merz-Preiß, 2000). Des microfibrilles héritées de la décomposition des manchons cyanobactériens dans certains biofilms peuvent aussi servir de nucléus à une précipitation carbonatée (ex. Défarge *et al.*, 1996 ; Sprachta *et al.*, 2001 ; Gautret *et al.*, 2004). Ce processus de minéralisation de matière organique morte, sans lien direct avec des cellules vivantes, est appelé « organominéralisation » (Trichet et Défarge, 1995 ; Défarge *et al.*, 1996). La nucléation et la croissance de cristaux sont aussi observées dans les mucilages en polysaccharides (EPS) sécrétés par de nombreuses cyanobactéries et bactéries (Sprachta *et al.*, 2001 ; Gautret *et al.*, 2004 ; Dupraz et Visscher, 2005). Les EPS

peuvent avoir un double rôle, d'inhibition ou d'initiation, dans la précipitation de carbonates. Les EPS, du fait de leurs groupes carboxyliques chargés négativement, vont avoir tendance à attirer les cations et notamment à adsorber les  $\text{Ca}^{2+}$ , ce qui se traduit par une inhibition de la précipitation (Hartley *et al.*, 1996 ; Dupraz et Visscher, 2005). Au contraire, différents types d'altération des EPS vont entraîner la précipitation de carbonates (Dupraz et Visscher, 2005) comme 1) la décomposition des EPS par les bactéries, qui entraîne la libération des ions  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{Ca}^{2+}$  produisant ainsi une augmentation de l'index de saturation et la précipitation de carbonates remplaçant les polymères en voie de décomposition (Dupraz *et al.*, 2004 ; Decho *et al.*, 2005 ; Visscher et Stolz, 2005) ; 2) l'organominéralisation (Trichet et Défarge, 1995) qui induit une réorganisation des groupes carboxyliques en matrice moléculaire initiant la précipitation de carbonates; et 3) la saturation de la capacité de fixation des cations  $\text{Ca}^{2+}$  par les EPS initiant la nucléation dans la matrice d'EPS (Arp *et al.*, 2003).

Une fois formées, les microbialithes peuvent devenir le site de cimentation passive avec la formation de ciments carbonatés variés. Cette cimentation peut commencer peu de temps après leur formation et continuer au cours de la diagenèse après enfouissement de la structure (Burne et Moore, 1987).

Les microbialithes forment généralement, à l'échelle microscopique, des micrites relativement uniformes (**Fig. I.4**). Il est ainsi souvent difficile de déduire l'origine microbienne ou non de ces micrites, d'autant plus que de très nombreux dépôts microbiens ne contiennent pas de restes ou de traces organiques préservés (Monty, 1981).



**Figure I.4:** A. Photo d'une lame mince de thrombolithe montrant une micrite péloïdale (Camoin *et al.*, 1999). ; B. Photo de microbialithe au MEB montrant une ultrastructure composée de cristallites arrondis de 0,1 à 0,2 μm qui sont associés en agrégats et amas pour former des micrites très fines (0,5-2μm) avec des formes cristallines anhédrales (Camoin *et al.*, 1999).

A. Thin-section photomicrograph of a thrombolite crust displaying a typical peloidal to clotted microfabric.  
B. SEM micrograph of microbialite showing abundant 0.1–0.2-mm-sized spherical to subspherical bodies.

Plusieurs types de micrites sont distingués (Riding, 2000) : les micrites denses, grumeleuses et péloïdales. La micrite dense pourrait résulter de la calcification de cellules bactériennes à leur mort (Krumbein, 1979), de la calcification du picoplancton cyanobactérien (« *whitings* », Thompson, 2000) ou de la calcification de biofilms (Perry, 1999). La micrite grumeleuse, formée par un réseau irrégulier de micrite, pourrait résulter de la calcification d'EPS. La micrite péloïdale (**Fig. I.4**) est formée d'agrégats de sphérules de calcite magnésienne de la taille des silts (20-60  $\mu\text{m}$ ) qui ont été interprétés comme des ciments abiotiques (par ex. Macintyre, 1984) ou comme des agrégats bactériens calcifiés, entourés par des ciments euhédraux de calcite (par ex. Chafetz, 1986).

#### I.3.4. Distribution temporelle des microbialithes

Il était originellement admis que les carbonates microbiens (notamment les stromatolithes) étaient abondants et très répandus durant le Précambrien mais que la compétition avec les Métazoaires et les autres Eucaryotes depuis le début du Phanérozoïque les auraient repoussés dans des environnements 'refuges', comme les environnements extrêmes hypersalins (Riding, 2000). Depuis, de nombreuses études ont montré que les microbialithes sont restées abondantes à différentes époques du Phanérozoïque (Webb, 1996 ; Riding, 2000), comme au Cambrien (par ex. Kennard et James, 1986 ; Griffin, 1989), à la fin du Dévonien - début du Carbonifère et à la fin du Permien (par ex. Monty, 1982 ; Guo et Riding, 1992 ; Kirkland *et al.*, 1998 ; Whalen *et al.*, 2002), au Trias (par ex. Reid, 1987 ; Harris, 1993 ; Keim et Schlager, 1999 ; Leinfelder et Schmid, 2000 ; Noffke *et al.*, 2001), au Jurassique supérieur (par ex. Leinfelder *et al.*, 1993, 1996 ; Dupraz et Strasser, 1999 ; Olivier *et al.*, 2003, 2004, 2007, 2008) et au Miocène (Messinien) (par ex. Monty, 1981 ; Monty *et al.*, 1987 ; Riding *et al.*, 1991 ; Martin *et al.*, 1993 ; Braga *et al.*, 1995 ; Feldmann et McKenzie, 1997 ; Saint Martin *et al.*, 1996, 1997, 2000 ; Moissette *et al.*, 2002).

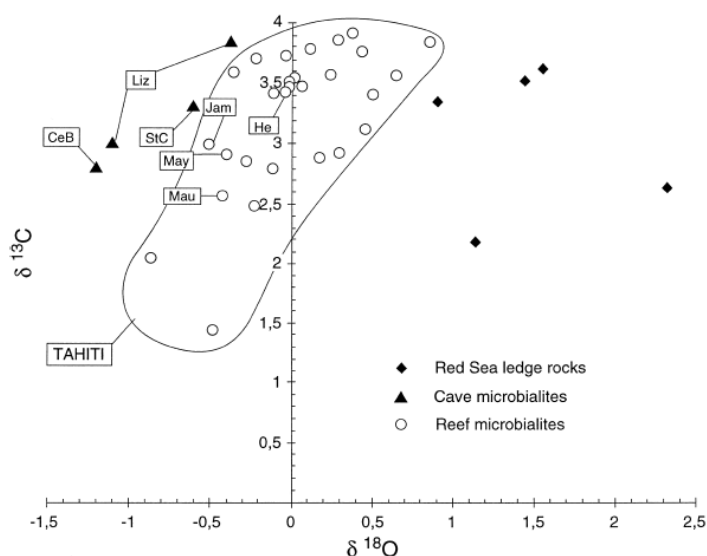
Les microbialithes ont à nouveau un développement important dans les récifs coralliens à la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène (Montaggioni et Camoin, 1993 ; Camoin et Montaggioni, 1994 ; Camoin *et al.*, 1999, 2006 ; Cabioch *et al.*, 1999c, 2006).

Actuellement, les microbialithes se rencontrent dans de nombreux environnements. Les microbialithes actuelles les plus connues sont les stromatolithes, thrombolithes et léiolithes de Shark Bay (Logan, 1961) qui se développent dans les environnements hypersalins et forment des colonnes en milieu intertidal et subtidal. Des colonnes microbialithiques comparables sont présentes aux Bahamas dans des milieux marins subtidaux (baies sableuses, chenaux de marées) jusqu'à 10 m de profondeur et intertidaux (plages), (Lee Stocking island ; Reid *et al.*, 1995 ; Macintyre *et al.*, 1996 ; Steneck *et al.*, 1997 ; Feldmann et McKenzie, 1998). Les microbialithes participent aussi à la formation de

*beachrocks* intertidaux (Webb *et al.*, 1999 ; Neumeier, 1999). Des stromatolithes et mattes microbiennes sont aussi présentes dans les lagons tropicaux entre 0 et 25 m de profondeur en Polynésie Française (atoll de Tikeau ; Sprachta *et al.*, 2001 ; Abed *et al.*, 2003 ; Gautret *et al.*, 2004) et en Nouvelle Calédonie (Pringault *et al.*, 2005). Dans les milieux récifaux coralliens, les microbialithes semblent confinées dans les cavités de certains récifs (Macintyre, 1984 ; Reitner, 1993 ; Zankl, 1993 ; Reitner *et al.*, 1996 ; Webb et Jell, 1997).

### 1.3.5. Les microbialithes récifales quaternaires

Les microbialithes récifales quaternaires, qu'il s'agisse de microbialithes laminées ou de thrombolithes, sont essentiellement formées de calcite magnésienne avec 7–16 %mol MgCO<sub>3</sub> (ex. Reitner, 1993 ; Camoin *et al.*, 1999 ; Cabioch *et al.*, 2006). Elles ont une composition isotopique dont les valeurs sont typiques d'un fractionnement non enzymatique et sont proches des valeurs attendues pour des ciments de calcite à l'équilibre avec l'eau de mer. Les valeurs isotopiques du carbone et de l'oxygène des microbialithes de Tahiti (Camoin *et al.*, 1999) varient de +2,05 à +3,92‰ pour le  $\delta^{13}\text{C}$  PDB et de -0,86 à +0,86‰ pour le  $\delta^{18}\text{O}$  PDB (Fig. I.5). Il n'y a pas de différence entre les compositions isotopiques des thrombolithes et des croûtes laminées. Ces valeurs isotopiques (moyenne:  $\delta^{13}\text{C}$  PDB : +3,48‰  $\pm$  0,03‰ et  $\delta^{18}\text{O}$  PDB : -0,02  $\pm$  0,03‰ ; Camoin *et al.*, 1999) sont comparables à celles obtenues sur d'autres microbialithes holocènes (Fig. I.5) de l'île Maurice et de Mayotte (moyenne:  $\delta^{13}\text{C}$  PDB : +2,73‰ et  $\delta^{18}\text{O}$  PDB : -0,42‰ ; Camoin *et al.*, 1997), de Jamaïque (moyenne:  $\delta^{13}\text{C}$  PDB : +3,0‰  $\pm$  1,0‰ et  $\delta^{18}\text{O}$  PDB : -0,5  $\pm$  1,0‰ ; Land et Goreau, 1970), de l'île de Heron (Webb et Jell, 1997) et de Vanuatu ( $\delta^{13}\text{C}$  PDB de +2,15 à +3,99‰ et  $\delta^{18}\text{O}$  PDB de -0,87 à +0,87‰, Cabioch *et al.*, 2006).



**Figure I.5:** Compositions isotopiques des microbialithes et des coraux holocènes et modernes. Les colonies modernes d'*Acropora* ont été échantillonnées au niveau du front récifal à des profondeurs inférieures à 5 mètres. Les *Acropora* et les microbialithes holocènes ont été pris à différents niveaux de la séquence forée. CeB : Cebu; Liz : Lizard Island; StC : St. Croix; Jam : Jamaïque; Mau : Ile Maurice; May : Mayotte; He : Heron Island. (Camoin *et al.*, 1999).

*Cross-plot of stable isotopic composition of microbialites, and Holocene and modern corals.*

La composition des communautés microbiennes impliquées dans la formation des microbialithes quaternaires et leur processus de formation restent encore mal connus. Des analyses des biomarqueurs lipidiques réalisées sur les microbialithes des récifs de Tahiti ont montré que les microbes impliqués dans leur formation seraient des bactéries réductrices de sulfates (Heindel *et al.*, soumis). Ces communautés seraient sans doute associées à des bactéries phototrophes anoxygéniques et à d'autres microbes. Des analyses des composants protéiques indiquent que les Métazoaires tels que les éponges et divers cnidaires dont notamment les octocoralliaires et les hydrozoaires ont proliféré dans les microenvironnements où se sont développées les microbialithes (Camoin *et al.*, 1999). Ces Métazoaires ont pu fournir une partie de substances organiques initiales qui ont été minéralisées par des biofilms microbiens durant leur dégradation. Les bactéries semblent avoir joué un rôle majeur dans les processus de transformation et dans la précipitation des carbonates via la dégradation de la matière organique. Ils participent également à des processus de biominéralisation (Camoin *et al.*, 1999).

Alors qu'aucun biomarqueur caractéristique de cyanobactérie n'a été trouvé dans les microbialithes de Tahiti (Heindel *et al.*, soumis), les communautés bactériennes impliquées dans la formation des stromatolithes modernes des Bahamas (ex. Reid *et al.*, 1995 ; Macintyre *et al.*, 1996, 2000 ; Golubic *et al.*, 2000) ou du lagon de Tikehau (Sprachta *et al.*, 2001 ; Gautret *et al.*, 2004) sont dominées par des cyanobactéries filamenteuses appartenant notamment au genre *Schizothrix*. Les microbialithes modernes des Bahamas et de Tikehau ne sembleraient ainsi pas être des analogues modernes des microbialithes de Tahiti sauf si la signature des cyanobactéries n'a pas été préservée dans ces dernières.

Les paramètres environnementaux contrôlant le développement des microbialithes sont encore mal connus. Le développement des microbialithes dans les récifs quaternaires serait contrôlé par des variations des paramètres écologiques et notamment une augmentation de l'alcalinité et de la disponibilité des nutriments dans les eaux interstitielles récifales (Camoin *et al.*, 1999, 2006). Les nutriments présents dans les eaux interstitielles peuvent avoir différentes origines, comme des apports d'eaux de surface par des rivières, des résurgences d'eaux souterraines ou des remontées d'eaux froides profondes par *upwelling* (Camoin *et al.*, 1999). Les infiltrations d'eaux douces ont pu induire un enrichissement des eaux interstitielles du récif en nutriments dissous d'autant plus important que le niveau marin était bas lors des premières phases de la déglaciation (Camoin *et al.*, 1999). Ces processus semblent importants dans les récifs modernes frangeants (Marsh, 1977 ; D'Elia *et al.*, 1981 ; Sansone *et al.*, 1988) et jouent un rôle majeur pour les apports de nutriments dans les récifs (Lewis, 1987). Des périodes temporaires de crues ont pu aussi provoquer l'augmentation de la disponibilité des nutriments et de l'alcalinité des eaux suite à l'altération des basaltes et des sols, ce qui a entraîné une augmentation de la concentration des ions  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Ces apports d'eaux plus alcalines enrichies en nutriments au niveau du récif ont pu provoquer des 'blooms' des communautés microbiennes, comme cela a été observé dans des récifs modernes (Sprachta *et al.*, 2001), et favoriser ainsi la précipitation de CaCO<sub>3</sub> et les processus de calcification (Camoin *et al.*, 1999). Comme les nutriments sont rapidement incorporés par les communautés microbiennes, les taux de nutriments dissous ont pu rester faibles dans les eaux de surfaces et n'ont ainsi pas affecté la croissance récifale (Camoin *et al.*, 1999).

Deux types de microbialithes ont été identifiés en fonction de leur signification environnementale (Camoin *et al.*, 2006):

- Des microbialithes récifales (Montaggioni et Camoin, 1993 ; Camoin et Montaggioni, 1994 ; Cabioch *et al.*, 1998, 1999c, 2006 ; Camoin *et al.*, 1999, 2004, 2006) : elles se développent sur les coraux morts ou sur les organismes encroûtants associés (algues rouges et foraminifères), en milieu peu profond (de profondeurs inférieures à 25 m). Ces microbialithes se développent pendant la croissance du récif.

- Des microbialithes de pente (Brachert et Dullo, 1991, 1994 ; Dullo *et al.*, 1998 ; James et Ginsburg, 1979 ; Land et Moore, 1980 ; Camoin *et al.*, 2006) : elles forment le stade ultime d'une succession biologique indiquant une séquence d'approfondissement où les coraux et les organismes encroûtants associés qui ont crû dans des environnements peu profonds sont remplacés par des assemblages d'algues et de foraminifères de signature plus profonde avant que les microbialithes ne croissent. La précipitation de croûtes de phosphate, fer et manganèse et le dépôt de sédiments pélagiques avec des foraminifères planctoniques caractérisent le sommet de la séquence. Ces microbialithes indiquent alors des profondeurs allant de 20 à plus de 100 m. Leur développement est donc nettement postérieur à l'enneigement du récif.

Les processus à l'origine de la formation des microbialithes, les organismes impliqués et leur signification environnementale restent encore peu contraints. D'autres questions sont encore en suspens :

- Quels sont les paramètres de croissance des microbialithes ?
- Quels sont leurs habitats ?
- Quelle est la chronologie de leur développement par rapport aux associations algo-coralles ?
- Étaient-elles en compétition avec les coraux ?
- Quel était leur rôle dans la construction récifale ?

## I.4. Objectifs et méthodes

Les objectifs de ce travail s'organisent en 3 grands axes qui correspondent aux différents chapitres de cette thèse :

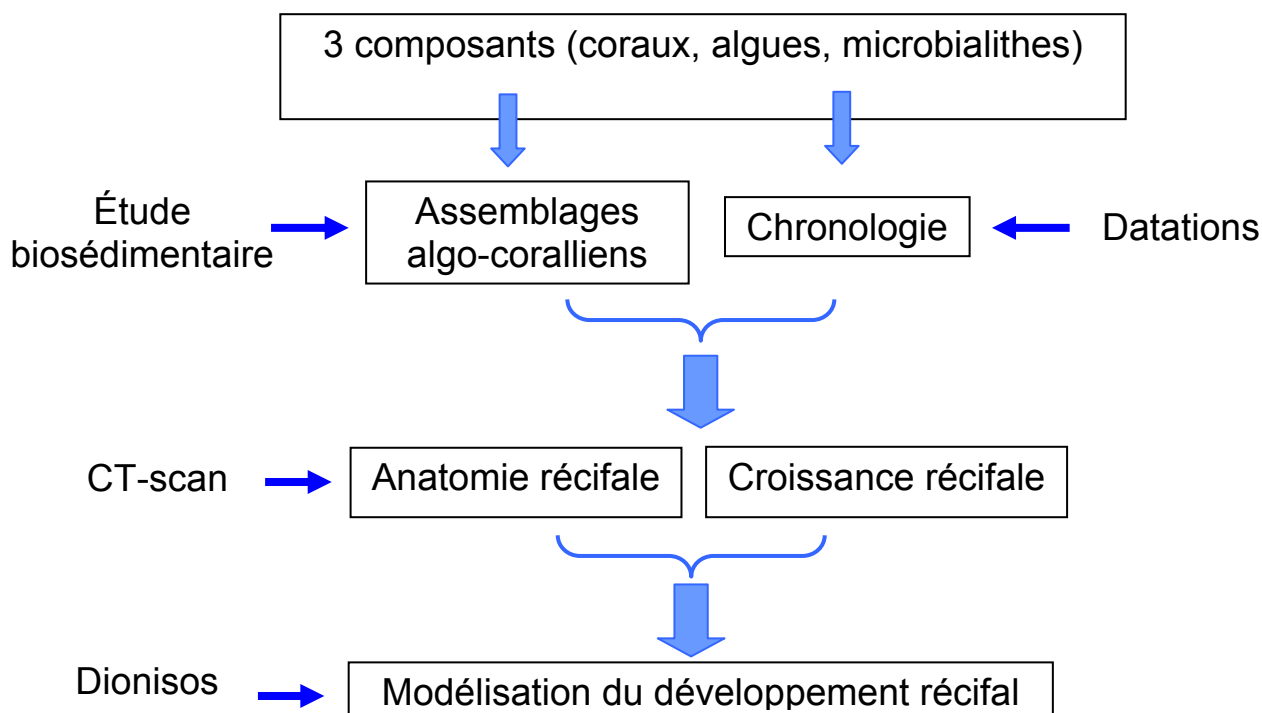
1) Étudier l'évolution dans l'espace et dans le temps de la composition biologique des séquences récifales afin de reconstituer la croissance des récifs post-glaciaires de Tahiti. Les questions à résoudre étaient : Quelle est l'évolution dans le temps des différents assemblages coralliens ? Quels sont les modes de croissance récifale ? Est-ce que les associations algo-coralliennes enregistrent des changements rapides des paramètres environnementaux comme des augmentations rapides du niveau marin ? Quelle est la vitesse des phénomènes d'enneigement enregistrés dans les séquences récifales : ces enneigements sont-ils progressifs ou abrupts ? Comment sont enregistrés ces phénomènes d'enneigement dans les séquences récifales ?

2) Imager l'agencement des différents composants récifaux (coraux, algues et microbialithes) afin de reconstituer l'architecture des récifs post-glaciaires. Cette reconstitution implique aussi l'étude des paramètres de croissance des microbialithes et de leur rôle dans la construction récifale. Les questions à résoudre étaient : Comment sont agencés les différents composants récifaux entre eux ? Quels volumes occupent-ils ? Quelle est la chronologie du développement des microbialithes par rapport aux associations algo-coralliennes ? Quels sont les paramètres de croissance des microbialithes ? Quels sont leurs habitats ? Étaient-elles en compétition avec les coraux ? Quel était leur rôle dans la construction récifale ? Quelle est leur signification environnementale ?

3) Modéliser la croissance du récif afin de comprendre la réponse du récif à la remontée du niveau marin et aux changements environnementaux. Les questions à résoudre étaient : Quels sont les paramètres environnementaux qui influent le plus sur la croissance et l'architecture récifale ? Quelles sont les causes des phénomènes d'enneigement ? Quelles sont les caractéristiques de la courbe de remontée du niveau marin qui correspond le mieux aux données ?

Pour réaliser ces objectifs, les séquences récifales post-glaciaires de Tahiti (sites de Tiarei et Maraa ; **Fig II.9**) ont fait l'objet d'une étude complète couplant une approche sédimentologique (études lithologiques et paléobiologiques des échantillons de carottes aux échelles macroscopiques et microscopiques) et minéralogique (analyses par diffraction des rayons X et par microfluorescence X) aux méthodes de datations ( $^{14}\text{C}$  et U-Th), d'imagerie (tomographie à rayons X) et de modélisation (modélisation basée-processus) (**Fig. I.6**).





**Figure I.6 :** Schéma récapitulatif des différentes étapes du travail réalisé.  
*Workflow scheme.*

Concernant l'objectif 1, la reconstitution de la croissance récifale a été réalisée en couplant les données sédimentologiques aux datations radiométriques des coraux. Les séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maara ont fait l'objet d'études lithologique, sédimentologique et paléobiologique. Pour obtenir la chronologie du développement récifal, j'ai utilisé les datations de coraux réalisées par Pierre Deschamps et Nicolas Durand. De plus, une étude minéralogique (microfluorescence X sur lames minces) des échantillons des sommets de séquences a été réalisée au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) pour déterminer les caractéristiques des phénomènes d'enneoiment.

Concernant l'objectif 2, l'architecture des récifs post-glaciaires a été reconstituée en couplant les données sédimentologiques, les datations radiométriques des coraux, algues et microbialithes et les données d'imagerie 3D.

Des datations  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées sur des triplets coraux-algues-microbialithes d'un même échantillon. Pour vérifier la validité des datations  $^{14}\text{C}$  des microbialithes, leur composition minéralogique a été étudiée par diffraction des rayons X au CEREGE et leur structure observée au microscope électronique à balayage à l'Université de Provence. De plus, des séparations minéralogiques par liqueur dense ont été réalisées au CEREGE en salle blanche pour séparer par densité l'aragonite détritique de la calcite magnésienne microbienne

afin de les dater séparément (datations  $^{14}\text{C}$ ). En effet, les microbialithes ont piégé durant leur formation des grains détritiques aragonitiques dont il est important de savoir l'âge afin de savoir si leur présence a pu biaiser les datations  $^{14}\text{C}$  des microbialithes. La méthode de séparation par liqueur dense (Henderson *et al.*, 2000 ; 2001) de la calcite magnésienne et de l'aragonite a été mise en place par Sophie Sépulcre.

Pour visualiser l'architecture des constructions récifales et pour déterminer le volume de chacun des composants récifaux (coraux versus microbialithes), des données tomographiques de carottes (CT-scan) ont été traitées au CEREGE avec le logiciel de visualisation et d'analyse de données 3D AVIZO 5.1 (Mercury).

Il s'agit de la première étude détaillant l'architecture des récifs quaternaires à partir de l'imagerie 3D des différents composants. Il s'agit aussi de la première étude permettant de reconstituer la chronologie du développement des trois composants récifaux coraux, algues et microbialithes et de vérifier la validité des datations  $^{14}\text{C}$  sur les microbialithes.

Concernant l'objectif 3, une modélisation basée-processus (*forward modelling*) du système récifal de la zone de Tiarei a été réalisée avec le logiciel DIONISOS (*Diffusive-Oriented-Normal and Inverse-Simulation Of Sedimentation*) au laboratoire de Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés de l'Université de Provence (Marseille). Elle a été réalisée pour tester les paramètres (variations du niveau marin, production carbonatée...) qui contrôlent le développement des récifs de Tiarei et pour modéliser leur architecture stratigraphique. DIONISOS est un logiciel de modélisation stratigraphique déterministe développé par l'Institut Français du Pétrole (IFP) (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999).

Pour reconstruire la surface topographique initiale qui sert de base à la croissance du récif dans le logiciel DIONISOS, les lignes sismiques réalisées lors de la campagne SISMITA en 2002 sur les sites de Tiarei et Maraa ont été étudiées avec le logiciel Kingdom Suite au laboratoire de Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés de l'Université de Provence (Marseille).

Il s'agit d'une des premières études de modélisation basée-processus (model 4D) sur les récifs coralliens quaternaires.





## **II. SITE D'ÉTUDE ET MATÉRIEL**

---



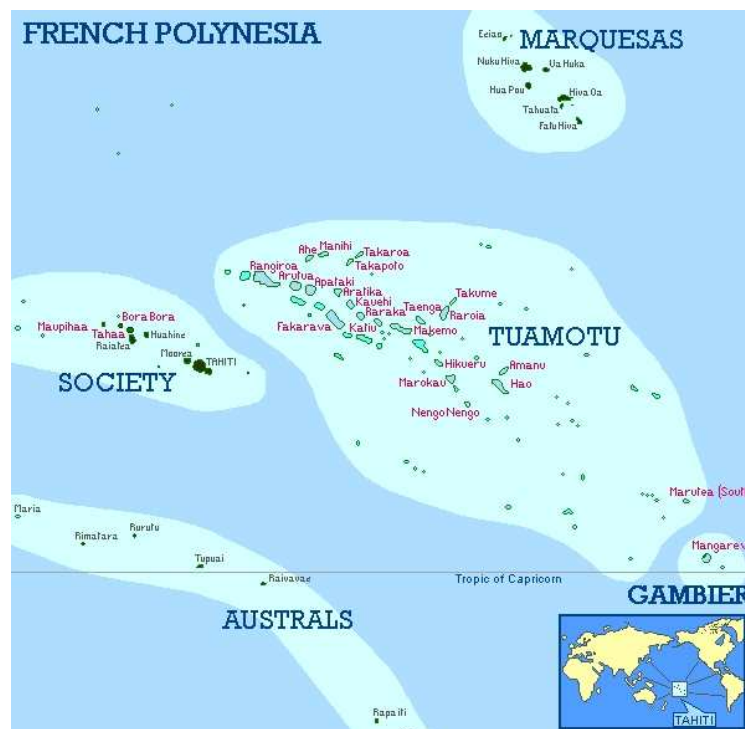
## II. SITE D'ÉTUDE ET MATÉRIEL

Ce chapitre présente une description générale de l'île de Tahiti avec ses caractéristiques géographiques, géologiques, géomorphologiques et climatiques et une description du matériel étudié avec la présentation des campagnes SISMITA et IODP 310.

### II.1. Description du site d'étude

#### II.1.1. Localisation

Tahiti est une île de Polynésie Française située dans la partie centrale de l'Océan Pacifique tropical (**Fig. II.1**). La Polynésie Française s'étend en longitude de 134°28' W (île Temoe) à 154°40' W (île Scilly), et en latitude de 7°50' S (île Motu One) à 27°36' S (île Rapa) et couvre ainsi une superficie d'environ 2 500 000 km<sup>2</sup> d'océan et 4 167 km<sup>2</sup> de terres émergées. Cette région possède 118 îles volcaniques hautes (35) et atolls (83). Elle comprend cinq archipels : l'archipel de la Société avec les îles du Vent et les îles Sous-le-Vent, l'archipel des Tuamotu, l'archipel des Gambier, l'archipel des Australes et celui des Marquises. Ces archipels sont constitués de chapelets d'îles volcaniques de point chaud (îles hautes et atolls) alignés selon un axe Nord Ouest – Sud Est. Tahiti (17°50' S ; 149°20' W) est la plus grande île volcanique haute de l'archipel de la Société, qui comprend neuf îles volcaniques hautes et cinq atolls.

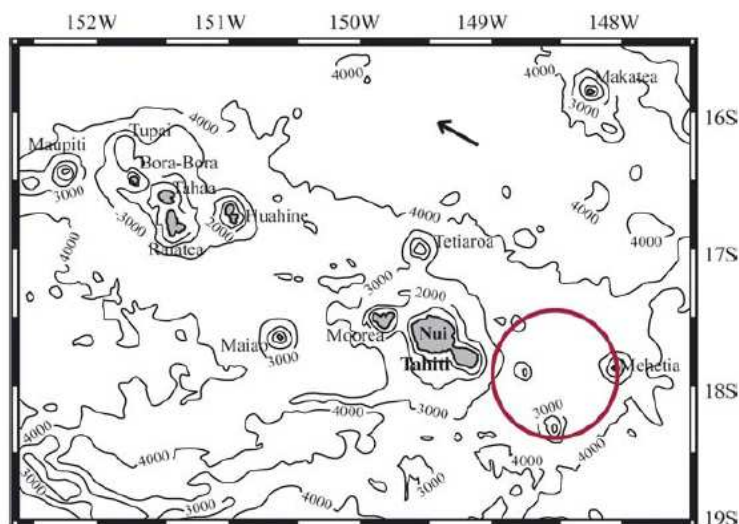


**Figure II.1** : Carte de Polynésie Française montrant les cinq archipels : Société, Tuamotu, Gambier, Australes et Marquises.  
*Map of French Polynesia.*

### II.1.2. Contextes géologique et géomorphologique

L'île volcanique de Tahiti est une île de point chaud située au milieu de la plaque Pacifique : elle est donc située dans une zone tectoniquement stable, où les déplacements verticaux de l'île, lents et continus, sont seulement contrôlés par la subsidence thermique de l'édifice.

Tahiti et son île voisine Moorea sont les îles inactives les plus hautes et jeunes de l'archipel de la Société et leur formation est liée au déplacement vers le Nord-Ouest de la Plaque Pacifique sur un point chaud fixe durant le dernier million d'années. La zone de point chaud est située actuellement à environ 50 km au Sud-Est de Tahiti (**Fig. II.2**), ce qui est indiqué par l'activité volcano-sismique des parois sous-marines de l'île de Mehetia ainsi que par la formation de monts sous-marins (Talandier et Okal, 1984 ; Cheminée *et al.*, 1989 ; Binard *et al.*, 1993).

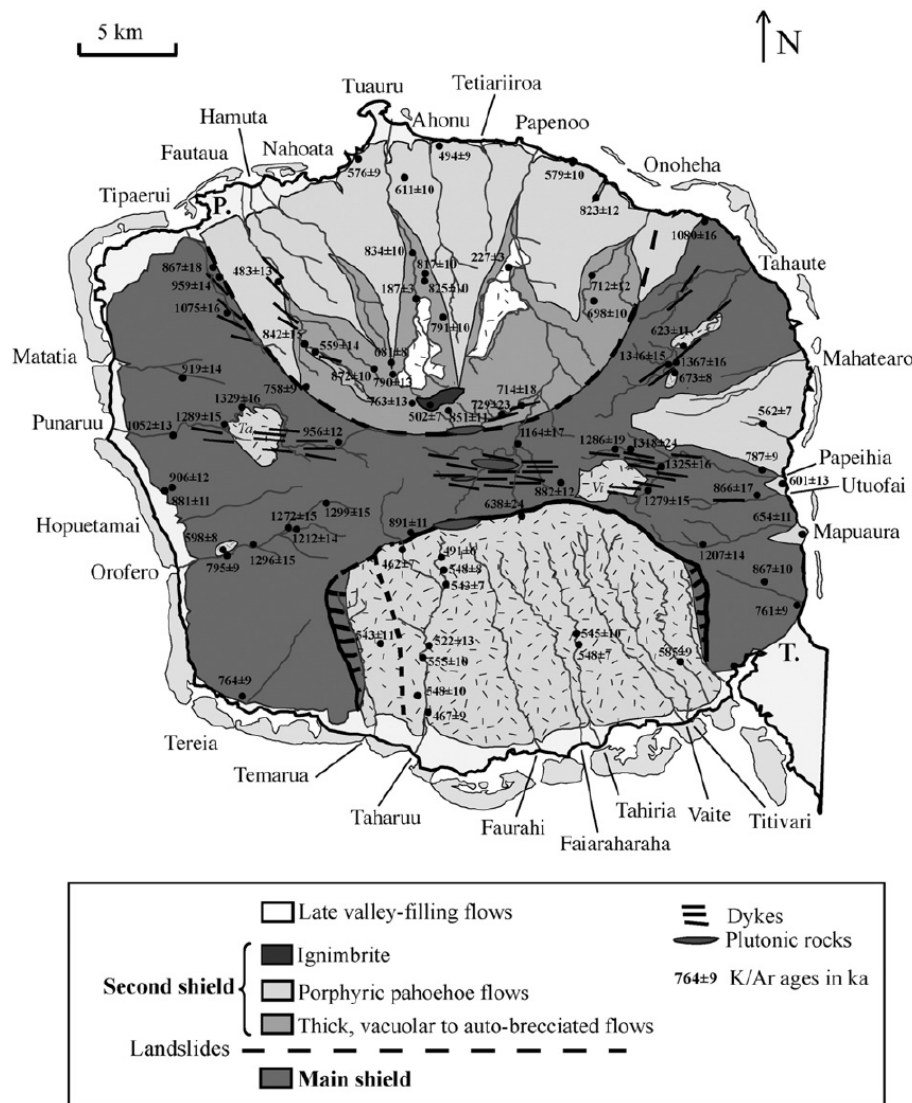


**Figure II.2 :** Localisation de Tahiti dans l'archipel de la Société. Les contours bathymétriques sont représentés avec un pas de 1000 m. La zone active du point chaud est indiquée par un cercle. La flèche montre le mouvement de défilement de la plaque Pacifique. (Hildenbrand et Guillot, 2006).

*Location of Tahiti Island in the Society Archipelago. The currently active hot-spot zone is indicated schematically by a circle. The arrow shows the movement of the Pacific plate.*

L'île de Tahiti a une surface de 1043 km<sup>2</sup> et une altitude maximale de 2241 m. Elle est composée de 2 systèmes éruptifs coalescents de type bouclier reliés par un isthme: l'île principale, Tahiti-Nui, située au Nord-Ouest, et la presqu'île de Tahiti-Iti au Sud-Est.

Tahiti montre une asymétrie qui est marquée par la présence des plus hauts reliefs dans sa partie Nord. Dans sa partie centrale, les plus hautes crêtes ont une direction E-W et sont séparées par les vallées profondes de Punaruu, Papeihia et par la partie supérieure du système de drainage de Papenoo. Dans ces vallées, la présence de concentrations d'intrusions volcaniques montre le rôle important de la zone de rift E-W durant l'histoire éruptive de Tahiti-Nui (Hildenbrand *et al.*, 2004), (Fig. II.3).



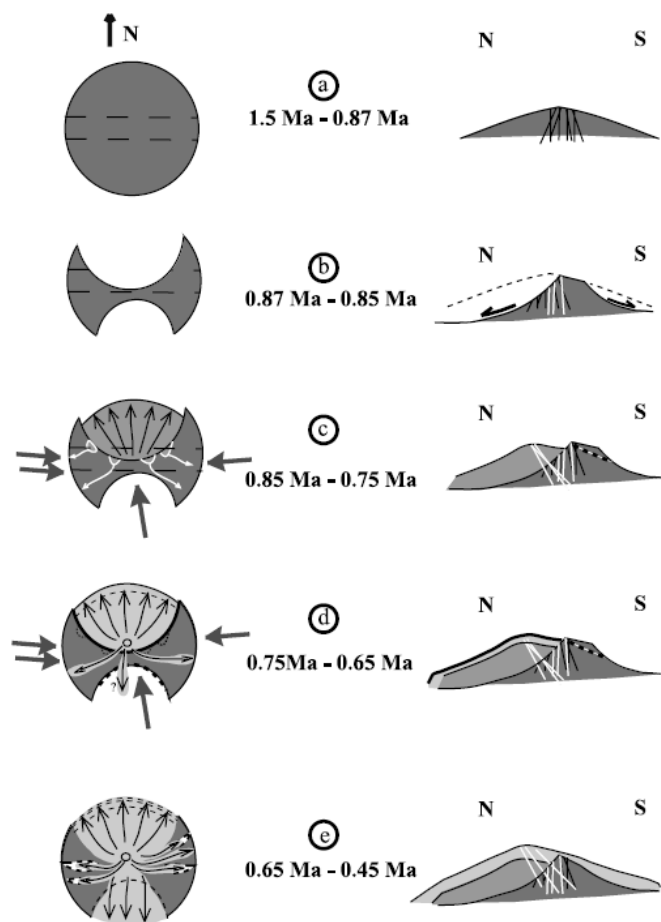
**Figure II.3** : Carte géologique simplifiée de Tahiti montrant les principales unités volcano-structurales de Tahiti-Nui. La côte est marquée par un trait noir épais. Le domaine gris clair entre la côte et des unités géologiques est la plaine littorale. Les hachures localisent les vallées comblées par des brèches et des coulées de laves ainsi que le comblement de la dépression Sud. Ta: plateau de Tamanu; Vi: plateau de Viriviriterai; P., Papeete; T., isthme de Taravao. (Hildenbrand *et al.*, 2008).

*Simplified geological map showing the main volcano-structural units of Tahiti-Nui. The shoreline is marked with a heavy black line. The domain in light grey between the shoreline and the geological units is the littoral plain. Hachure locates the valley-filling breccia and volcanic flows, as well as the in-fill of the southern landslide depression.*



L'activité volcanique de Tahiti est datée de  $1,367 \pm 0,016$  Ma à  $0,187 \pm 0,003$  Ma (Le Roy, 1994).

L'évolution volcanique de Tahiti-Nui est résumée par la **figure II.4** et détaillée dans Hildenbrand *et al.* (2008). Elle débuta avec la formation d'un édifice volcanique principal de type bouclier (**Fig. II.4a**) dont les pentes externes sont préservées dans les secteurs NW, NE, SW et SE de l'île (de  $1,37 \pm 0,02$  Ma à  $0,87 \pm 0,02$  Ma). Les magmas se sont systématiquement concentrés le long de la zone de rift principale d'orientation E-W. Les intrusions de dykes le long de cette zone de rift auraient induit d'énormes glissements de terrain entraînant l'effondrement des flancs Nord et Sud de l'édifice volcanique entre  $0,87 \pm 0,02$  Ma et  $0,85 \pm 0,01$  Ma (**Fig. II.4b**). L'activité volcanique s'est ensuite concentrée dans la partie Nord de l'île avec la formation rapide d'un deuxième édifice volcanique (**Fig. II.4c**). Après le comblement de la dépression Nord ( $850-760$  ka, **Fig. II.4d**), les laves ont comblé la dépression Sud ( $650-450$  Ka, **Fig. II.4e**).



**Figure II.4 :** Modèle d'évolution volcano-structurale de Tahiti-Nui. Les différents niveaux de gris se réfèrent aux différentes unités volcano-structurales. Les âges sont indiqués en million d'années (Ma). (Hildenbrand *et al.*, 2008).

*Volcano-structural model of the evolution of Tahiti-Nui. The colors refer to the volcanostructural units. The late post-erosion phase is not drawn. Ages are indicated in million years.*

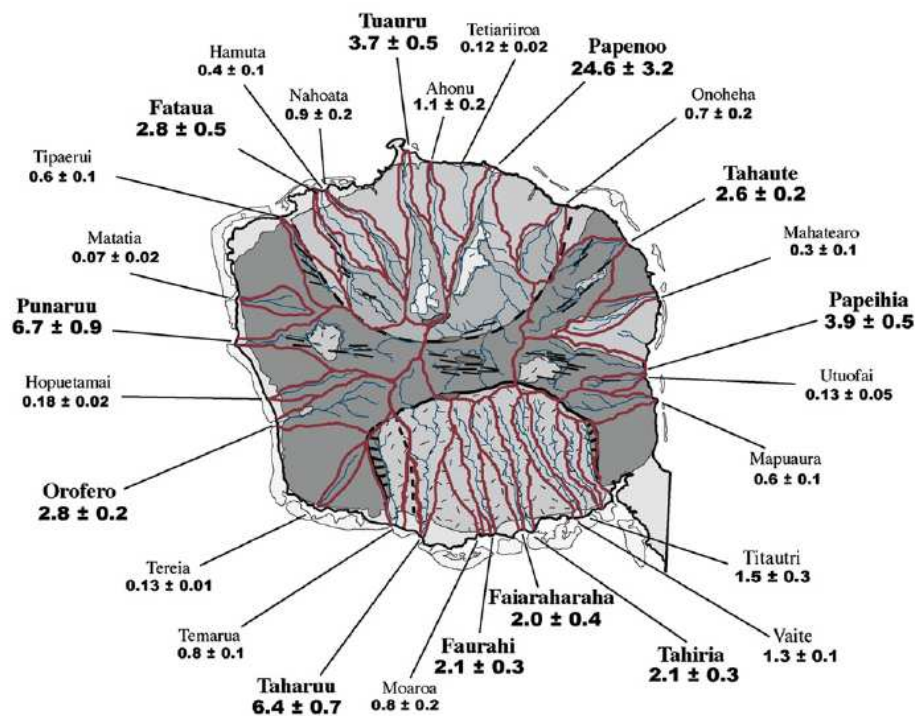
La fin de la phase de construction volcanique de Tahiti-Nui est marquée par une violente éruption ignimbrétique (Hildenbrand et Gillot, 2006).

Des coulées de laves tardives ont comblé certaines vallées il y a environ 250 ka, suite à un hiatus volcanique de 250 ka (Le Roy, 1994 ; Hildenbrand *et al.*, 2004).

Les pentes Sud et Nord du deuxième édifice volcanique (situées au niveau des anciennes zones de dépressions) ont des déclivités plus importantes ( $12-15^\circ$ ) que les pentes du

premier édifice principal (8°). Cela est mis en valeur par l'inflexion des récifs coralliens développés sur ces pentes Sud et Nord de l'île, qui est particulièrement visible au niveau de la zone de dépression Nord où les récifs actuels sont moins développés.

Les conditions climatiques actuelles, marquées par une forte pluviométrie, ont induit une forte érosion des structures volcaniques de l'île durant les deux derniers millions d'années (Le Roy, 1994 ; Duncan *et al.*, 1994 ; Hildenbrand *et al.*, 2004). Malgré une forte érosion et une subsidence, l'île de Tahiti est l'île la mieux préservée de l'archipel. Les produits de l'érosion du volcan sont partiellement préservés dans les principales vallées sous forme d'unités sédimentaires bréchiques discontinues (Deneufbourg, 1965 ; Brousse *et al.*, 1985 ; Brousse et Gelugne, 1987 ; Brousse *et al.*, 1990 ; Hildenbrand, 2002 ; Gillot *et al.*, 2004). Les taux d'érosion estimés sur le dernier million d'années varient entre  $10^{-3}$  et  $0,25 \text{ km}^3/\text{kan}$  (Fig. II.5). Au total, au moins  $350 \text{ Km}^3$  de matériel volcanique auraient été érodés durant le dernier million d'années (Hildenbrand *et al.*, 2008). L'érosion s'est d'abord concentrée le long des discontinuités géologiques et notamment au niveau de la zone de rift E-W. Durant les derniers 500 000 ans, l'érosion de l'île s'est accélérée au Sud et au Nord, entraînant une évolution rapide des systèmes de drainage de la Papeeno et de Taharuu (taux d'érosion de  $0.246 \pm 0.032$  et  $0.064 \pm 0.007 \text{ km}^3/\text{kan}$ , respectivement) (Hildenbrand *et al.*, 2008).



**Figure II.5** : Taux moyens d'érosion à long terme estimés pour les bassins majeurs de Tahiti-Nui ( $*10^{-2} \text{ km}^3/\text{kan}$ ).

Les sites en gras correspondent à ceux qui ont un taux d'érosion supérieur à  $2 \times 10^{-2} \text{ km}^3/\text{kan}$ . (Hildenbrand *et al.*, 2008).

*Long-term average erosion rates computed for the major basins of Tahiti-Nui ( $*10^{-2} \text{ km}^3/\text{kyr}$ ).*

Les taux de subsidence estimés de l'île de Tahiti (subsidence thermique) sont compris entre 0,15 mm/an (Le Roy, 1994) et 0,25 mm/an (Bard *et al.*, 1996), voire même 0,4 mm/an (Montaggioni, 1988). Le taux de subsidence de l'ordre de 0,25 mm/an a été estimé à partir de datations K-Ar réalisées sur le substratum basaltique échantillonné lors de carottages réalisés sur le récif barrière de Papeete (Bard *et al.*, 1996).

### II.1.3. Conditions environnementales physiques générales

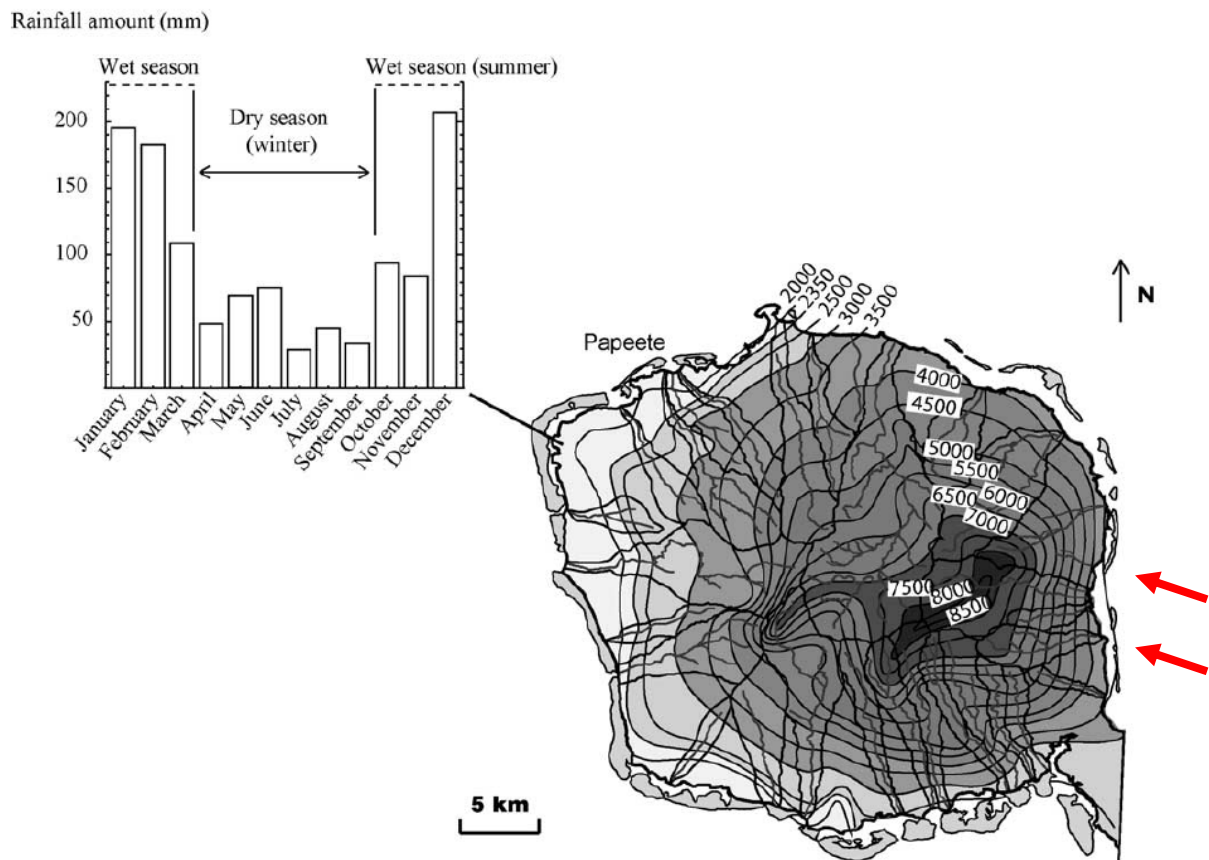
Le climat est tropical et humide avec deux saisons distinctes: la saison chaude et humide de novembre à avril (été austral) avec des températures maximales des eaux océaniques de surface variant de 28 à 29°C, et la saison fraîche et sèche de mai à octobre (hiver austral) avec des températures maximales des eaux océaniques de surface variant de 24 à 25°C. Les températures mensuelles atmosphériques ont une variation peu marquée avec en moyenne 27°C en Mars et Avril et 24,5°C en Juillet et Août.

La pluviosité annuelle moyenne est élevée et varie de 2000 mm sur les côtes à 11 000mm sur les reliefs à haute altitude (Ferry, 1988). Les variations de l'intensité des pluies sont fortes au cours de l'année avec des valeurs mensuelles minimales inférieures à 50 mm en hiver et des valeurs maximales qui atteignent 400 mm en été (Delesalle *et al.*, 1985), (**Fig. II.6**). Les mois les plus humides sont janvier et février. Durant la saison humide, les précipitations correspondent aux deux tiers du total des précipitations annuelles (Ferry, 1988).

Les vents dominants sont les alizés du Nord-Est et du Sud-Est. Ces vents sont particulièrement actifs entre octobre et mars et créent une houle moyenne de 2 m qui peut parfois atteindre 4 m. Durant l'hiver, la vitesse des vents est de l'ordre de 5 à 8 m/s (maximum de 15 m/s), ces derniers génèrent alors des houles d'une amplitude inférieure à 2m. Durant l'été, les vents sont faibles (vitesse inférieure à 5 m/s) et les houles générées ont une amplitude inférieure à 1 m. Étant donné que l'île de Tahiti est allongée selon un axe NW-SE, les houles générées par les alizés vont affecter la majeure partie des côtes de l'île. Les événements cycloniques sont assez rares, avec une moyenne de 4 à 8 événements par siècle. Lors de ces événements, les houles de tempêtes peuvent atteindre 8 à 10 m (Gabrie et Salvat, 1985).

L'île étant soumise à un régime d'alizés dominant d'Est en Ouest tout au long de l'année, les masses d'air tropical humide ainsi apportées viennent buter sur les reliefs centraux et engendrent une asymétrie dans la distribution des précipitations (**Fig. II.6**). Les

précipitations annuelles moyennes sont de 1500 mm pour la côte Ouest et de 3500 mm pour la côte Est. Elles atteignent 8500 mm sur les reliefs des secteurs Est (Hildenbrand *et al.*, 2008).



**Figure II.6 :** Carte de distribution des précipitations annuelles moyennes, montrant le contraste climatique entre les parties Est et Ouest de l'île. Les nombres indiquent le taux moyen des précipitations annuelles en mm. Les lignes noires délimitent les principaux drainages de l'île. Les flèches rouges indiquent la direction principale des alizés durant l'année. Le diagramme montre la répartition saisonnière des précipitations moyennes mensuelles (en mm) pour la période 1995-1999 sur la côte Nord-Est de Tahiti au niveau de la mer. (Hildenbrand *et al.*, 2005).

*Distribution map of mean annual rainfall. The numbers indicate the mean long-term amount of rainfall in mm. The thick black lines delimitate the main coastal drainage basins. Red arrows indicate the main orientation of trade winds throughout the year. The diagram to the left shows the seasonal variations of rainfall from the northwestern coast of Tahiti-Nui, at sea level. Monthly average values from 1995 to 1999.*

La salinité moyenne des eaux océaniques polynésiennes est de 36 g/l, tandis que la salinité des zones d'arrière-récif varie de 30 à 36 g/l pour les lagons des îles hautes et peut atteindre 40 g/l dans les lagons des atolls (Gabrie et Salvat, 1985).

Les eaux sont claires durant la saison sèche (visibilité jusqu'à 25-30 m de profondeur dans les lagons et 40 m dans l'océan). La turbidité augmente considérablement durant la

saison humide (visibilité jusqu'à 15-20 m de profondeur dans les lagons et 30 m dans l'océan proche ; Gabrie et Salvat, 1985).

Les concentrations en oxygène dissous sont faibles dans l'océan proximal avec des valeurs variant entre 6,4 et 6,8 mg/l. Au contraire, les platiers récifaux et certains lagons possèdent des concentrations plus importantes (7 à 9 mg/l), supérieures au taux de saturation de l'oxygène dans l'eau, qui sont contrôlées par l'activité métabolique des algues zooxanthelles symbiontes des coraux (Camoin et Montaggioni, 1994).

Les eaux sont pauvres en nutriments, en particulier dans les eaux océaniques. Durant la saison des pluies, les taux de silicates et phosphates augmentent rapidement, tandis que les taux de nitrates restent inchangés (Gabrie et Salvat, 1985). Les eaux océaniques au large de Papeete possèdent des taux en nutriments très faibles (0,1-0,3  $\mu$ atomes-grammes N / l : NO<sub>2</sub> ; 0,3-0,6  $\mu$ atomes-grammes N / l : NO<sub>3</sub> ; 0,4-0,5  $\mu$ atomes-grammes P / l : PO<sub>4</sub>, Camoin et Montaggioni, 1994). Les taux en nutriments varient largement entre les saisons sèche et humide, avec des valeurs maximales lors de l'été au niveau du platier récifal : 0,04-0,08  $\mu$ atomes-grammes N / l : NO<sub>2</sub> ; 0,06-0,2  $\mu$ atomes-grammes N / l : NO<sub>3</sub> ; 0,2-0,45  $\mu$ atomes-grammes P / l : PO<sub>4</sub> (Camoin et Montaggioni, 1994).

#### II.1.4. Récifs modernes

L'île de Tahiti est entourée de récifs frangeants discontinus qui forment localement des récifs barrières, qui isolent parfois des zones de lagon étroites. Plusieurs études ont été réalisées pour identifier les espèces de scléactiniaires et d'algues présentes actuellement en Polynésie (Adjeroud, 1997 ; Bouchon, 1985, 1996 ; Pichon, 1985 ; Chevalier, 1976).

Le complexe de récif barrière est subdivisé en trois zones, de la côte vers le large (Camoin et Montaggioni, 1994 ; Cabioch *et al.*, 1999b) :

- la zone d'arrière-récif d'une largeur maximale de 1 km et de profondeur maximale de 20 m. Des pâtés coralliens à sommet plat sont présents dans la partie centrale de cette zone. Le sommet de ces pâtés récifaux correspond à une zone de platier dominée par des coraux branchus (*Acropora abrontanoides*, *Acropora* gr. *danai/robusta*, *Pocillopora* sp.) associés à des coraux massifs épars (*Porites* sp. et Favidés) et aux algues chlorophytes (*Halimeda*) et rhodophytes (*Amphiroa*).

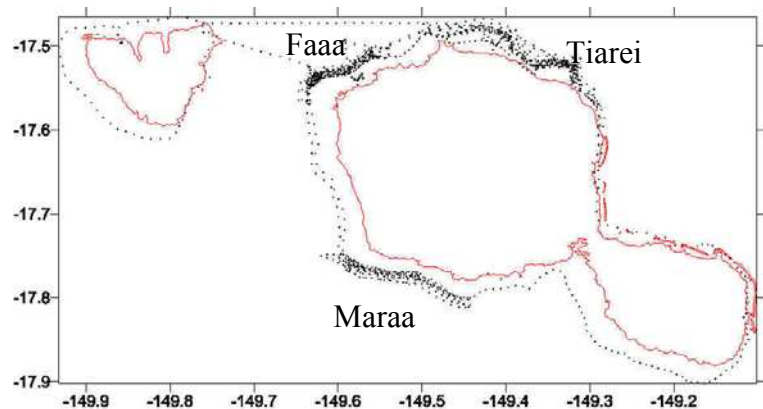
- La zone de platier est étroite (largeur maximale de 130 m) et se divise en 3 sous-zones. La sous-zone externe (la crête récifale) est dominée par les algues encroûtantes corallinacées (principalement du genre *Hydrolithon*) associées aux coraux à branches robustes (*Acropora* gr. *danai/robusta*). La sous-zone intermédiaire (platier à pâtés dispersés) est composée de colonies coralliennes éparses dont des colonies branchus d'*Acropora* et *Pocillopora* (*Acropora abrontanoides*, *A.* gr. *danai/robusta*, *A. cytherea* et *Pocillopora verrucosa*) et des colonies massives de *Porites* (*Porites australiensis* et *P. lutea*). La sous-zone interne (platier à débris grossiers) est essentiellement couverte de débris coralliens et de sable ; les colonies coralliennes vivantes y sont rares et peu diversifiées (*Acropora*, *Porites*). Le platier récifal est connecté à la zone d'arrière-récif par un talus biodétritique en pente douce.

- La zone de pente externe possède une déclivité de 15° jusqu'à 15 m et de 20° jusqu'à 50 m puis est proche de la verticale entre 50 et 100 m (Salvat *et al.*, 1985). La partie supérieure des pentes externes est caractérisée par des systèmes d'éperons et de sillons dominés par des communautés de coraux Scléactiniaires branchus et massifs (*Acropora* gr. *robusta/danai*, *Pocillopora verrucosa*, *Montipora erythraea*, *Montastraea curta* et *Porites lobata*) et des hydrocoralliaires (*Millepora platyphylla*). Les constructeurs secondaires correspondent aux algues corallinacées (*Hydrolithon onkodes* associées à *Neogoniolithon* sp., *Hydrolithon* sp., *Lithothamnium* sp. et *Lithophyllum* sp.) et aux gastéropodes vermétidés (*Dendropoma maximus*, *Serpulorbis annulatus*).

## II.2. Matériel d'étude

La séquence post-glaciaire de Tahiti étudiée a été forée lors de l'Expédition IODP 310 par le navire *DP Hunter* en octobre et novembre 2005 (Expedition 310 Scientists, 2006 ; Camoin, Iryu *et al.*, 2007a, b).

Les forages ont été réalisés sur les terrasses récifales et récifs submergés localisés sur les pentes au large des récifs barrières actuels, identifiés et caractérisés suite à la campagne SISMITA. La campagne SISMITA (*Sismique haute résolution, bathymétrie et dragages sur les pentes externes de Tahiti*, 2002) a permis d'obtenir des données bathymétriques et sismiques haute résolution autour de Tahiti entre 50 et 500 m de profondeur, en particulier pour les 3 sites de Faaa-Papeete, Tiarei et Maraa (**Figs. II.7., II.8**). Les données acquises ont permis de répertorier et d'imager les différentes unités récifales présentes sur les pentes externes de Tahiti et notamment de mettre en évidence l'existence d'une succession de terrasses récifales (Camoin *et al.*, 2003). Cette campagne permit également de prélever des échantillons, par dragages au niveau de ces terrasses, afin de réaliser une première caractérisation des différentes unités constituant la série récifale post-glaciaire.



**Figure II.7 :** Carte de Tahiti avec la localisation des sites étudiés lors de la campagne SISMITA : Faaa, Tiarei et Maraa (parcours du bateau en pointillé).

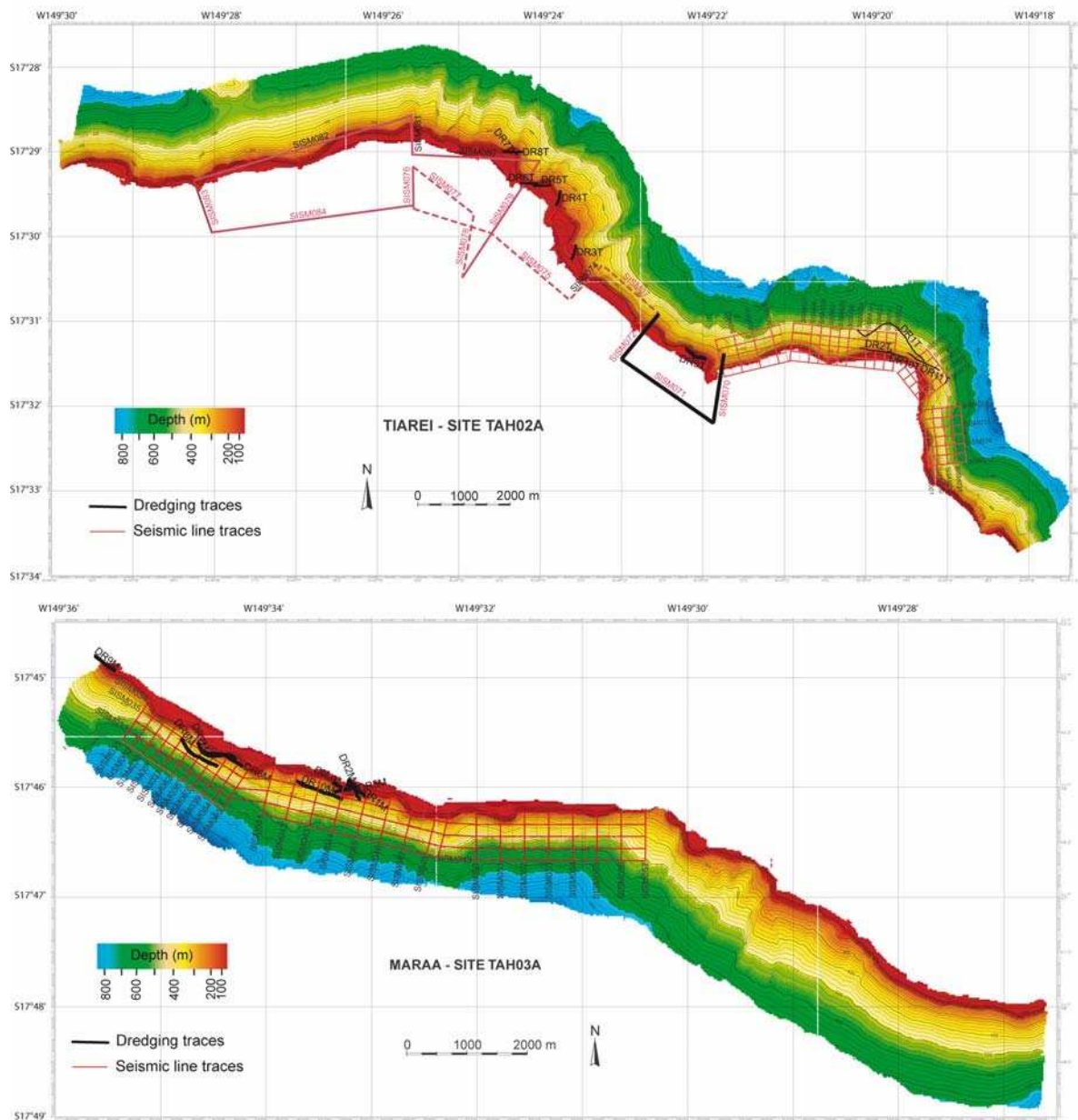
*Tahiti map with the location of studied sites during SISMITA cruise.*

La morphologie des pentes externes récifales a été décrite par Camoin *et al.* (2006) suite à cette campagne. Ces pentes externes sont caractérisées par l'existence de deux terrasses majeures, respectivement à 50-60 m et à 90-100 m de profondeur, et d'une terrasse moins marquée à 75-80 m de profondeur. Les deux terrasses à 50 m et 90-100 m avaient déjà été mises en évidence par Salvat *et al.* (1985) lors d'observations des pentes au large de Papeete avec le submersible « *Cyana* » et par les données bathymétriques du SHOM (Service Hydrographique de la Marine) et de l'IFREMER (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer).

La première terrasse à 50-60 m de profondeur est inclinée légèrement vers l'océan jusqu'à 90 m. Dans la partie Est de l'île, cette terrasse est délimitée à son sommet par une série de pinacles qui ont jusqu'à 150 m de diamètre et un relief d'une trentaine de mètres.



La deuxième terrasse, qui s'étend entre 90 m et 100 m de profondeur, possède de nombreux édifices qui correspondent à des récifs reliques. Cette terrasse se termine par une rupture de pente qui correspond au passage à un mur presque vertical (75 à 90°) ou à une pente étagée qui se développe jusqu'au talus, situé à 200-250 m de profondeur.



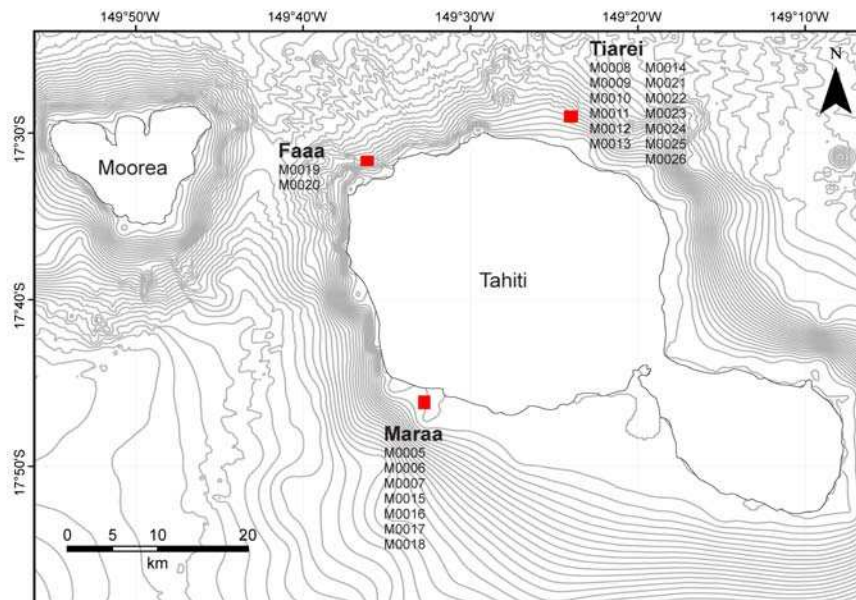
**Figure II.8 :** Couvertures bathymétriques et localisation des dragages (DR) et des lignes sismiques (SISM) réalisés au niveau des sites de Maraa et Tiarei durant la campagne SISMITA. (Camoin *et al.*, 2003)

*Bathymetry of Tiarei and Maraa areas with the location of dredging areas and seismic lines carried out during SISMITA cruise.*

Les résultats de cette campagne ont permis de déterminer les sites les plus favorables pour une campagne de forage, qui correspondent aux terrasses sur lesquelles se trouvent des édifices récifaux ennoyés.



Les forages de l'Expédition IODP 310 ont été organisés le long de transects pour échantillonner l'intégralité de la séquence récifale post-glaciaire, sur trois sites autour de Tahiti : Faaa (Site TAH-01A), Tiarei (Site TAH-02A) et Maraa (Site TAH-03A) (**Fig. II.9**). Un total de 37 forages a été réalisé au niveau de 22 sites entre 41,65 et 117,54 m de profondeur. Les sites étudiés dans le cadre de ce travail sont ceux de Tiarei et Maraa.



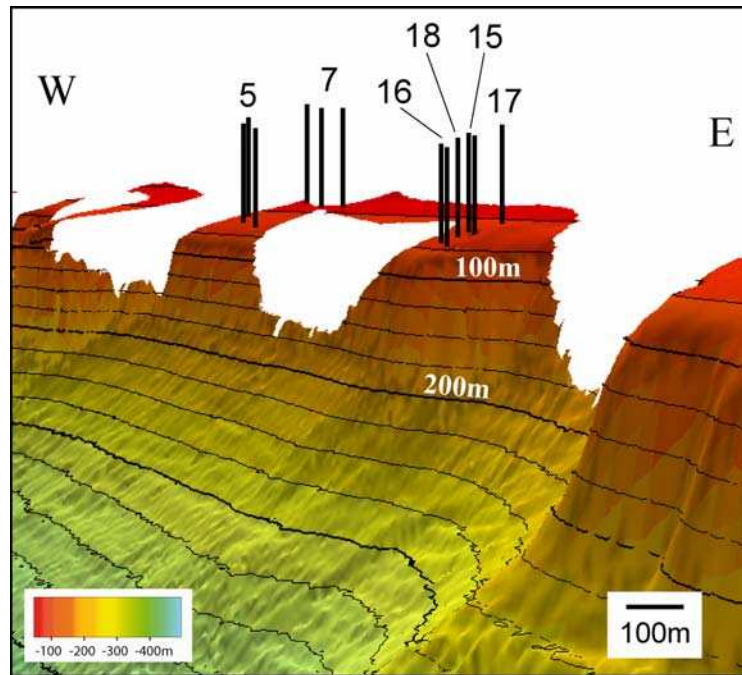
**Figure II.9** : Carte de Tahiti avec la localisation des sites de forages de l'Expédition IODP 310 (Faa, Tiarei et Maraa).

*Tahiti map with location of drilled sites of IODP Expedition.*

A Faaa, deux forages ont été réalisés sur les sites M0019 et M0020.

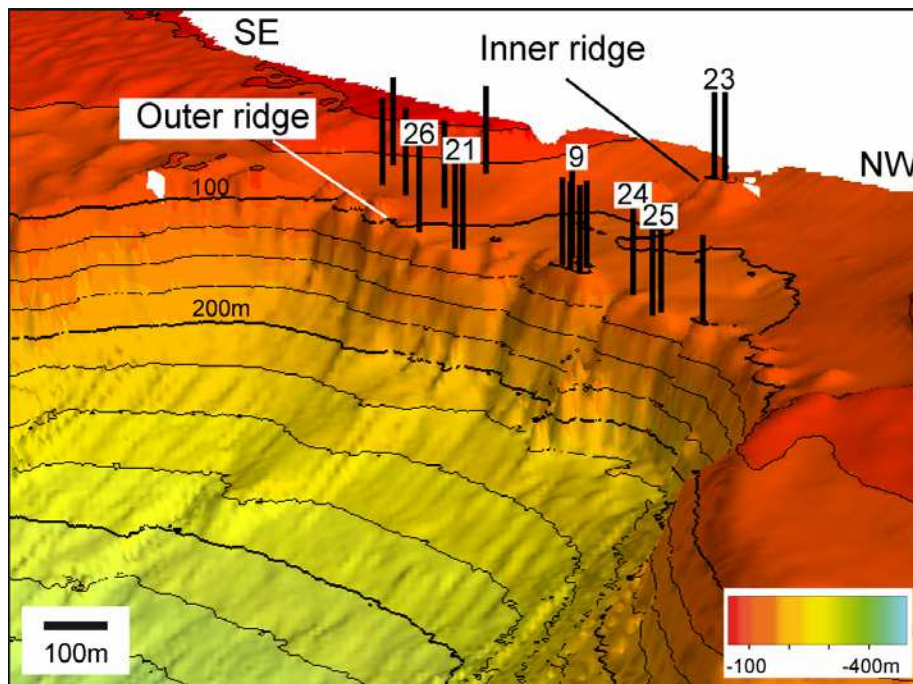
A Maraa, les forages ont été réalisés suivant deux transects (**Fig. II.10**) : un transect Est avec 4 sites et 6 forages : selon des profondeurs croissantes : M0017A, M0015A, M0015B, M0018A, M0016A et M0016B ; et un transect Ouest avec 3 sites et 9 forages : selon des profondeurs croissantes : M0007A, M0007B, M0005A, M0005B, M0005C, M0005D et M0005E.

A Tiarei, les forages ont été réalisés au niveau de deux rides bien identifiables (**Fig. II.11**) avec 1 site et 2 forages sur la ride la plus interne : M0023A et M0023B ; et avec 5 sites et 11 forages sur la ride externe : M0009A, M0009B, M0009C, M0009D, M0009E, M0021A, M0021B, M0024A, M0025A, M0025B et M0026A. 7 autres forages ont aussi été réalisés à proximité de ces rides sur 7 sites: M0008A, M0010A, M0011A, M0012A, M0013A, M0014A et M0022A.



**Figure II.10** : Reconstitution bathymétrique 3D du site de Maraa avec la position des forages (bâtons noirs) prélevés lors de l'expédition IODP 310. Contourage des isobathes tous les 25 mètres.

*Bathymetric reconstruction of Maraa drilled area with the position of holes.*



**Figure II.11** : Reconstitution bathymétrique 3D du site de Tiarei avec la position des forages (bâtons noirs) prélevés lors de l'expédition IODP 310. Contourage des isobathes tous les 25 mètres.

*Bathymetric reconstruction of Tiarei drilled area with the position of holes.*

Chaque forage est caractérisé par (**Tab. II.1**):

- les caractéristiques du trou de forage (ex. latitude, longitude, profondeur d'eau),

- la longueur de l'intervalle foré,
- la profondeur maximale atteinte par le forage sous le fond marin,
- les caractéristiques des carottes (ex. leurs nombres et leurs intervalles de profondeur sous le fond marin et sous le niveau marin actuel),
- le taux de récupération, calculé suivant les normes IODP, c'est-à-dire ne prenant pas en compte la porosité naturelle des roches.

Area	Hole	latitude / longitude	water depth* (m)	total depth* (m)	total length of cored section (m)	core recovery (%)	total number of cores
Maraa	M0005A	17°45.9897'S / 149°33.0525'W	59.13	75.48	16.35	32.84	12
	M0005B	17°45.9897'S / 149°33.0525'W	59.13	75.48	12.35	74.82	8
	M0005C	17°45.9915'S / 149° 33.0476'W	59.63	87.54	27.91	53.06	16
	M0005D	17°45.9915'S / 149°33.0476'W	82.63	161.8	79.17	64.86	36
	M0007A	17°45.9553'S / 149°33.0411'W	44.45	88.85	44.4	69.23	36
	M0007B	17°45.9462'S / 149°33.0682'W	41.65	89.88	47.93	56.37	36
	M0007C	17°45.9557'S / 149°33.0128'W	43.35	75.6	30.75	36.2	22
	M0015A	17°46.0445'S / 149°32.8499'W	72.15	114.33	41.08	72.71	41
	M0015B	17°46.0435'S / 149° 32.8461'W	72.3	112.42	40.12	71.86	38
	M0016A	17°46.0534'S / 149°32.8565'W	80.85	119.16	37.91	56.92	36
	M0016B	17°46.0534'S / 149°32.8536'W	80.35	124.97	27.62	51.81	24
	M0017A	17°46.0124'S / 149°32.8433'W	56.45	97.01	40.56	56.56	21
M0018A	17°46.0416'S / 149°32.8959'W	81.8	121.85	40.05	61.50	22	
Tiarei	M0009A	17°29.3174'S / 149°24.2064'W	99.71	122.75	21.54	43.13	18
	M0009B	17°29.3153'S / 149°24.2044'W	100.31	127.43	26.29	66.26	18
	M0009C	17°29.3126'S / 149°24.2086'W	99.85	125.51	24.41	51.86	21
	M0009D	17°29.3153'S / 149°24.2011'W	103.18	147.77	43.31	54.54	25
	M0009E	17°29.3143'S / 149°24.2121'W	94.94	115.44	19.4	72.73	12
	M0021A	17°29.3409'S / 149°24.1689'W	82.3	116.53	33.58	74.87	22
	M0021B	17°29.3427'S / 149°24.1692'W	81.7	114.51	32.21	65.57	20
	M0023A	17°29.4169'S / 149°24.2770'W	67.98	99.34	31.36	77.20	16
	M0023B	17°29.4191'S / 149°24.2786'W	67.58	98.70	31.12	67.90	16
	M0024A	17°29.2918'S / 149°24.2358'W	90.44	122.74	31.85	83.74	16
	M0025A	17°29.2815'S / 149°24.2420'W	105.4	126.33	20.33	74.23	13
	M0025B	17°29.2862'S / 149°24.1679'W	100.84	121.34	19.4	71.19	13
M0026A	17°29.3587'S / 149°24.1509'W	107.3	119.7	11.0	58.45	8	
Faaa	M0019A	17°32.0799'S / 149°35.9195'W	58.75	125.71	65.81	41.12	34
	M0020A	17°32.0414'S / 149°35.9277'W	83.3	125.46	41.83	70.45	25

**Tableau II.1:** Tableau avec les caractéristiques des forages : latitude/longitude, profondeur d'eau au niveau du forage, profondeur maximale du forage par rapport au niveau marin actuel, longueur totale de l'intervalle foré, taux de récupération et nombre de carottes forées.

*Table including the main characteristics of the drill holes. \*drill pipe measurement from sea level.*

Des mesures physiques en forages ont été réalisées dans 10 forages correspondant à 7 sites : 5D, 7A, 7B, 15A et 17A pour Maraa et 9B, 9D, 9E, 21B et 23B pour Tiarei. Elles ont permis d'obtenir différents types de données :

- des mesures des propriétés hydrologiques des fluides présents dans le forage, comme la pression et la température des fluides, leur conductivité, leur pH et leur potentiel rédox ;
- des mesures du rayonnement gamma ;
- des mesures de résistivité électrique ;
- des mesures de la vitesse des ondes P ;
- des mesures du diamètre du puits de forage ;
- des images optiques et acoustiques des parois des puits de forage.

Pour cette étude, 855 échantillons de carottes pluricentimétriques à décimétriques répartis dans tous les forages des sites de Tiarei (264 échantillons) et Maraa (591 échantillons) ont été mis à ma disposition. Ces échantillons ont été prélevés par les scientifiques de l'Expédition lors de la '*Onshore Science Party*' qui a eu lieu à Brême en Février et Mars 2006. Les échantillons prélevés sont étiquetés selon un protocole strict. Le numéro d'identification de l'échantillon est composé : du numéro de l'Expédition (310), du numéro du site (M000x), du code du forage (A, B...), du numéro de carotte, du type de carotte (R), du numéro de section (xW) et de l'intervalle en centimètres mesuré à partir du sommet de la section.





**III. COMPOSITION BIOLOGIQUE ET  
ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES  
POST-GLACIAIRES**

---



### III. COMPOSITION BIOLOGIQUE ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES POST-GLACIAIRES

Ce chapitre présente la composition biologique des séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa, puis l'évolution de cette composition dans l'espace et le temps afin de reconstituer la croissance récifale. Ces séquences sont ensuite comparées aux séquences de Papeete.

#### III.1. Composition biologique des séquences récifales post-glaciaires

Les séries récifales forées correspondent à des constructions récifales post-glaciaires, regroupées sous le terme de « séquences post-glaciaires », qui se sont développées lors de la dernière transgression marine (20 à 6 ka BP). Le substratum sur lequel ces récifs se sont installés correspond, dans la majorité des cas, à des dépôts récifaux plus anciens et diagénétisés qui se sont formés durant les stades isotopiques 3 (29-33 ka BP) et 6 (~153 ka BP) (Thomas *et al.*, 2009) et qui sont regroupés sous le terme de « séquences pléistocènes ».

Les études lithologique, sédimentologique et paléobiologique des séquences récifales post-glaciaires ont été réalisées sur 10 forages du site de Tiarei (forages 9B, 9D, 9E, 21A, 21B, 23A, 23B, 24A, 25A et 25B) et sur 9 forages du site de Maraa (forages 5C, 7A, 7B, 15A, 15B, 16A, 16B, 17A et 18A). Les autres forages n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée du fait de taux de récupération plus faibles (ex : 9A, C ; 5A, B ; 7C ; 26A). La description des carottes a été réalisée à partir de l'étude de 855 échantillons de carottes (264 et 591 échantillons pour Tiarei et Maraa respectivement), des photos de carottes entières, des images optiques des parois des puits de forage (uniquement pour les forages 9B, 9D, 15A et 23B) et de 380 lames minces (180 et 200 lames pour Tiarei et Maraa respectivement). Ces analyses lithologique et biosédimentologique ont permis d'identifier les différentes unités récifales selon la nature, l'abondance et la morphologie des colonies coralliennes et selon la nature et l'épaisseur des encroûtements d'algues corallinacées.

Ces observations sont synthétisées dans des tableaux et logs (présentés dans ce chapitre) et ont été entrées dans le logiciel WellCad v4.2 build 801 qui est un logiciel de traitement de base de données de forages.

L'identification taxonomique des coraux a été réalisée par K. Sugihara (Japon) et J. M. Webster (Australie) et l'identification au niveau générique (voire spécifique) des algues corallinacées a été réalisée par J.C. Braga (Espagne) et Y. Iryu (Japon). La taxonomie des assemblages algo-coralliens et leur signification environnementale sont plus détaillées dans une publication dont je suis co-auteur (Abbey *et al.*, travail en cours).



Les séquences post-glaciaires sont principalement constituées d'édifices construits composés d'associations algo-coralliennes encroûtées par des microbialithes. Les sédiments associés sont rares et correspondent à des remplissages packstone à floatstone riches en articles d'*Halimeda* bien conservés et en fragments de coraux et de mollusques.

#### III.1.1. Les assemblages algaires

Les algues dominant les faciès récifaux étudiés correspondent à des algues calcaires corallinacées (rhodophycées). Trois assemblages d'algues corallinacées, chacun dominé par une sous-famille d'algue, ont été différenciés en fonction de leur signification environnementale :

##### ➤ Assemblage I (Fig. III.1A,D,G):

Cet assemblage est caractérisé par l'abondance d'algues de la sous-famille des Mastophoridés et correspond à l'assemblage I, défini par Braga et Aguirre (2004). Cet assemblage est différencié en deux sous-groupes :

- *Sous-groupe 1* : ce sous-groupe est caractérisé par l'abondance des algues *Hydrolithon* sp. dont *H. onkodes*. Ces algues se présentent généralement sous forme de croûtes épaisses, centimétriques, recouvrant les colonies coralliennes. Ces encroûtements sont parfois associés à des Vermétidés mais ces derniers sont assez rares et de petite taille. Ce groupe caractériserait des environnements récifaux peu profonds, inférieurs à 10 m de profondeur (Adey, 1979, 1986 ; Adey *et al.*, 1982 ; Montaggioni *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1999a,b ; Camoin *et al.*, 1999 ; Braga et Aguirre, 2004) généralement de front récifal, de pente externe supérieure, de crête algale et de pâtés récifaux (Braga et Davies, 1993 ; Ringeltaube et Harvey, 2000). La présence locale de l'espèce *Mastophora pacifica* indique des environnements moins profonds (<7m de profondeur, Littler et Littler, 2003). Les espèces secondaires sont *Hydrolithon gardineri*, *Lithophyllum kotschyannum* et *Pneophyllum conicum* (= *Negoniolithon conicum*).

- *Sous-groupe 2* : ce sous-groupe est également caractérisé par l'abondance d'algues de la sous-famille des Mastophoridés mais formant de fins encroûtements (millimétriques) d'*Hydrolithon onkodes* associés à *Hydrolithon gardineri*, *Hydrolithon munitum*, *Hydrolithon reinboldii* et *Pneophyllum conicum*. Ce groupe caractériserait des environnements compris entre 0 et 20 m de profondeur.

##### ➤ Assemblage II (Fig. III.1C):

Cet assemblage est dominé par les algues de la sous-famille des Lithophylloïdés et correspond en grande partie à l'assemblage II, défini par Braga et Aguirre (2004). Les espèces les plus représentées sont les *Lithophyllum* sp. dont *L. prototypum* associées à *Mesophyllum*

*erubescens* et *Lithothamnion prolifer*. Ces algues forment de fins encroûtements millimétriques autour des colonies coralliennes. Ce groupe caractériserait des milieux de pentes externes entre 10 et 30 m de profondeur.

➤ **Assemblage III (Fig. III.1B,F):**

Cet assemblage est dominé par les algues de la sous-famille des Mélobésioidés et correspond à l'assemblage III, défini par Braga et Aguirre (2004). Les espèces les plus représentées sont les *Mesophyllum* sp. dont *M. funafutiense*. Les algues secondaires sont *Lithothamnion* sp., *Peyssonnelia* sp., *Lithoporella* sp. et *Lithophyllum* gr. *pustulatum*. Ces algues se présentent généralement sous forme de croûtes épaisses constituées d'une superposition de fins filaments ou sous forme de fins encroûtements millimétriques autour des colonies coralliennes. Cet assemblage caractérise des environnements récifaux profonds (supérieurs à 20 m de profondeur) jusqu'à 110-120 m de profondeur (Adey, 1979 ; Adey *et al.*, 1982 ; Minnery *et al.*, 1985 ; Adey, 1986 ; Minnery, 1990 ; Iryu *et al.*, 1995 ; Lund *et al.*, 2000).

**Figure III.1:** Photos de lames minces et d'échantillons macroscopiques représentant les différents types d'algues corallinacées présents dans les séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa.

A. *Pocillopora* à branches robustes (1) recouvert par d'épais encroûtements de corallinacées du genre *Hydrolithon* (2) et par de plus fins encroûtements du genre *Lithophyllum* (3) puis par un *Porites* encroûtant (4). Échantillon 23B8R 2W 29-36, profondeur ~82,8 m. Photo en LP (lumière naturelle).

B. Superposition de fins encroûtements de corallinacées du genre *Mesophyllum*. Échantillon 25B12R 1W 45-51, profondeur ~118,8 m. Photo en LPA (lumière polarisée et analysée).

C. Encroûtement de corallinacées du genre *Lithophyllum*. Échantillon 9E8R 1W 22-26, profondeur ~107,9 m. Photo en LP.

D. Épais encroûtement d'*Hydrolithon onkodes* avec des vermétidés. Échantillon 9B10R 1W 11-15, profondeur ~111,2 m. Photo en LPA.

E. Bioérosion dans des croûtes d'algues corallinacées avec les cavités de bioérosion cimentées par des franges isopaques épaisses de calcite magnésienne. Échantillon 7A29R 1W 74-88, profondeur ~76,6m. Photo en LPA.

F. Fines croûtes d'algues corallinacées du genre *Mesophyllum* alternant avec des coraux encroûtants (*Porites*). Échantillon 15B2R 1W 50-56, profondeur ~73,3 m.

G. *Pocillopora* à branches robustes recouvert par d'épais encroûtements de corallinacées *Hydrolithon onkodes* avec des vermétidés (tubes oranges), eux même encroûtés par un *Porites*. Échantillon 23A13R 1W 49-58, profondeur ~91,2 m.

*Thin section photomicrographs and sample photos of coralline algae from the last deglacial reef sequences from Tiarei and Maraa.*

A. *Robust-branching Pocillopora* encrusted by thick coralline algae *Hydrolithon* sp. and thin *Lithophyllum* sp. and then by an encrusting *Porites*.

B. *Succession of thin crusts of Mesophyllum* sp.

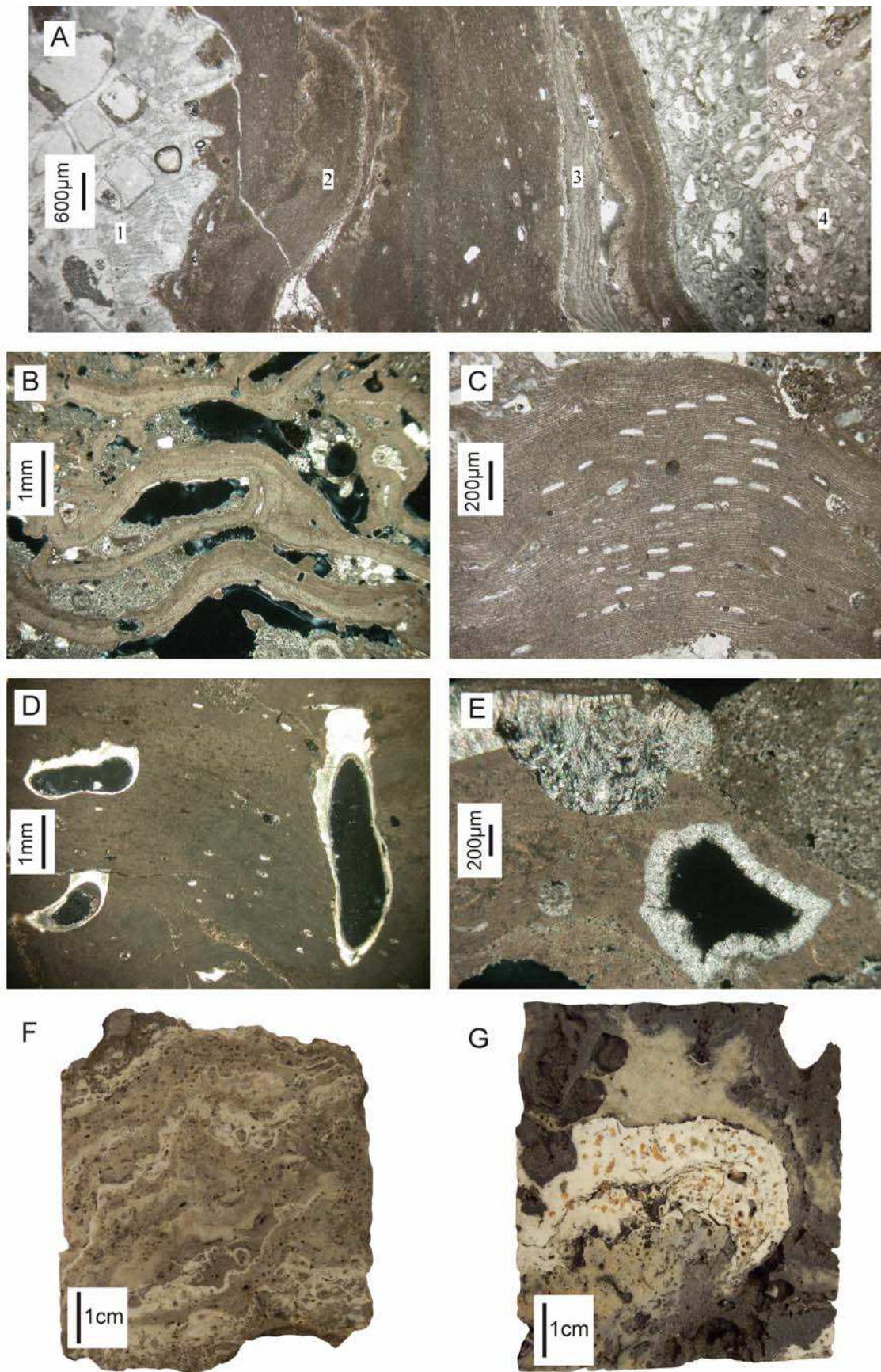
C. *Crust of Lithophyllum* sp.

D. *Thick crust of Hydrolithon onkodes* with vermetids.

E. *Thick fringes of magnesian calcite* in borings affecting coralline algae.

F. *Thin crusts of Mesophyllum* sp. alternating with encrusting corals.

G. *Robust-branching Pocillopora* encrusted by thick coralline algae *Hydrolithon onkodes* with vermetids.



### III.1.2. Les assemblages coralliens

La répartition des communautés coralliennes est essentiellement contrôlée par l'énergie hydrodynamique et la luminosité et, par conséquent, la profondeur. Chaque assemblage algo-corallien est ainsi caractéristique d'une certaine zone récifale et d'un certain intervalle bathymétrique. L'interprétation des faciès récifaux fossiles est basée sur la comparaison des composants récifaux fossiles avec leurs analogues actuels situés dans des zones récifales modernes voisines. Peu d'études ont été réalisées sur la distribution des associations algo-coralliennes des récifs actuels de Tahiti (Sugihara *et al.*, 2006). Les reconstitutions paléo-environnementales sont donc basées sur des études faites sur l'île voisine de Moorea (Chevalier et Kühlmann, 1983 ; Bouchon, 1985, 1996) et sur les atolls polynésiens (Chevalier, 1976, 1977 ; Bouchon, 1983 ; Faure et Laboute, 1984 ; Faure, 1986 ; Kühlmann et Chevalier, 1986).

Les séquences récifales post-glaciaires présentent sept types d'assemblages algo-coralliens différenciés selon la taxonomie et la morphologie (formes de croissance) des colonies coralliennes dominantes:

➤ Assemblage 1 (PM, **Fig. III.2A**):

Cet assemblage est dominé par des coraux à branches robustes et fines du genre *Pocillopora* et par des coraux massifs et encroûtants du genre *Montipora*. Les coraux associés sont les *Porites* branchus, massifs et encroûtants et les Favidés et Agaricidés encroûtants et massifs. Ces coraux sont souvent encroûtés par des algues corallinacées épaisses (centimétriques) du groupe des Mastophoridés (Braga et Aguirre, 2004). Les branches de *Pocillopora* sont souvent sous forme de débris.

Les assemblages à coraux à branches robustes associés à des coraux massifs caractérisent des milieux peu profonds (0-6m) de pente supérieure et de platier externe soumis à une forte énergie hydrodynamique, généralement sur les marges récifales au vent dans de nombreux sites indo-pacifiques : Mer Rouge (Riegl et Piller, 2000), Océan Indien Ouest (Rosen, 1971a,b ; Scheer, 1971 ; Pichon, 1978 ; Faure, 1982 ; Montaggioni et Faure, 1980, 1997), Est Australien (Done, 1982 ; Veron, 1986 ; Van Woesik et Done, 1997), îles Ryukyu (Nakamori, 1986 ; Iryu *et al.*, 1995), Papouasie Nouvelle Guinée (Nakamori *et al.*, 1995) et Pacifique central (Chevalier, 1979 ; Maragos, 1977 ; Bouchon, 1985 ; Faure et Laboute, 1984 ; Faure, 1986 ; Maragos et Jokiel, 1986 ; Cabioch *et al.*, 1999a).

Cet assemblage présent dans les séquences récifales de Tiarei et de Maraa, n'a pas été décrit dans les séquences de Papeete.

➤ Assemblage 2 (rbA, **Fig. III.2B**):

Cet assemblage est dominé par des coraux à branches robustes d'*Acropora* gr. *danai/robusta* qui sont souvent encroûtés par des algues corallinacées très épaisses (~2cm) du groupe des Mastophoridés (Braga et Aguirre, 2004).

Comme l'assemblage précédent, cet assemblage à coraux à branches robustes caractérise des milieux peu profonds (0-6m) de pente supérieure et de platier externe soumis à une forte énergie hydrodynamique, généralement sur les marges récifales au vent (Adey *et al.*, 1982 ; Faure, 1982 ; Richard, 1982 ; Bouchon, 1985 ; Delesalle *et al.*, 1985). Dans notre cas, cet assemblage pourrait se rencontrer jusqu'à des profondeurs de 10 m.

Cet assemblage présent dans les séquences récifales de Papeete et de Maraa, n'est pas présent dans les séquences de Tiarei.

➤ Assemblage 3 (mP, **Fig. III.2C**):

Cet assemblage est dominé par des coraux massifs et colonnaires du genre *Porites*. Les coraux mineurs associés sont des *Montipora* encroûtants et des coraux branchus *Porites*, *Acropora* et *Pocillopora*. Ces coraux sont encroûtés par des algues corallinacées souvent fines (environ 2 mm) des groupes Mastophoridés et Lithophylloïdés (Braga et Aguirre, 2004). Les *Porites* massifs forment souvent des colonies pluricentimétriques.

Dans les récifs modernes, la répartition de ces communautés dominées par les *Porites* massifs est très large. Elles occupent des environnements d'énergie faible à modérée, dans des milieux de pentes externes, de platiers récifaux et de pentes d'arrière-récif, à des profondeurs inférieures à 15 m (souvent inférieures à 10 m) (Rosen, 1971b ; Chevalier, 1978 ; Done, 1982 ; Faure, 1982 ; Bouchon, 1985 ; Cabioch *et al.*, 1999b ; Grossman et Fletcher, 2004).

Cet assemblage est présent dans les séquences récifales de Papeete, Maraa et Tiarei.

➤ Assemblage 4 (PP, **Fig. III.2D,E**):

Cet assemblage est dominé par les coraux branchus du genre *Porites* (à longues branches pluri-centimétriques) associés aux coraux branchus ou à branches robustes du genre *Pocillopora*. Les coraux mineurs sont les *Montipora* et *Porites* encroûtants et les *Pavona* branchus. Les branches des *Porites* sont fines (inférieures à 2 cm de diamètre) et souvent érigées. Elles sont généralement encroûtées par de fines croûtes de corallinacées (1-2 mm), souvent mieux développées au sommet des branches (environ 5 mm). Parfois, les branches se retrouvent sous forme de débris anguleux qui proviennent généralement de la fragmentation des coraux lors du forage. Les branches des *Pocillopora* sont plus épaisses (pluricentimétriques) et parfois recouvertes d'épais encroûtements de corallinacées (jusqu'à 3cm d'épaisseur). Les algues associées à cet assemblage appartiennent aux groupes Mastophoridés et Lithophylloïdés (Braga et Aguirre, 2004).

Dans les récifs modernes, cet assemblage est caractéristique d'environnements de pentes récifales à des profondeurs comprises entre 15 et 30 m (Done, 1982 ; Faure et Laboute, 1984 ; Bouchon, 1985 ; Kühlmann et Chevalier, 1986) ou d'environnements d'arrière-récif peu profonds et de lagons jusqu'à 20 m de profondeur (Bouchon, 1996 ; Veron, 1986). Au sud de Tahiti (Vairao), les associations actuelles composées de *Porites* cf. *nigrescens* et *Porites* cf. *lichen* se développent à des profondeurs inférieures à 10 m (Cabioch *et al.*, 1999b).

Cet assemblage est présent dans les séquences récifales de Papeete, Maraa et Tiarei.

➤ Assemblage 5 (tA, **Fig. III.2F**):

Cet assemblage est dominé par les coraux tabulaires du genre *Acropora* auxquels sont associés, en plus ou moins forte proportion, des coraux branchus des genres *Porites* et *Pocillopora* et des coraux encroûtants des genres *Porites* et *Montipora*. Ces coraux sont encroûtés par des algues corallinacées du groupe Mastophoridés (Braga et Aguirre, 2004) localement très épaisses (pluricentimétriques).

Les assemblages analogues actuels occupent des environnements d'énergie faible à modérée dans des milieux ouverts de pentes externes supérieures ou médianes, à des profondeurs le plus souvent comprises entre 6 et 15 m (Adey *et al.*, 1982 ; Done, 1982 ; Faure, 1982 ; Marshall et Davies, 1982 ; Bouchon, 1985 ; Adey, 1986 ; Veron, 1990).

Cet assemblage est présent dans les séquences récifales de Papeete, Maraa et Tiarei mais est assez peu développé dans les séquences de Tiarei.

➤ Assemblage 6 (PPM, **Fig. III.2G**):

Cet assemblage est dominé par des coraux branchus du genre *Porites* et des coraux encroûtants des genres *Porites* et *Montipora*. Cet assemblage est similaire à l'assemblage 4 mais il est plus varié aux plans taxonomique et morphologique. Les coraux dominants sont les *Porites* branchus ; ils ont des branches plus courtes et sont plus espacés que les *Porites* branchus de l'assemblage 4. Les *Montipora* et *Porites* encroûtants sont aussi des coraux majeurs de cet assemblage. Les *Pocillopora* sont secondaires et souvent sous forme de fragments. Les fragments de branches sont fréquents. Les coraux mineurs sont encroûtants et comprennent des Agaricidés (ex : *Pavona*), des Favidés (*Leptastrea*) et *Psammocora*. Les algues associées à cet assemblage forment généralement de fins encroûtements autour des colonies coralliennes et appartiennent au groupe Lithophylloïdés (Braga et Aguirre, 2004).

Cet assemblage, difficile à contraindre du point de vue bathymétrique, semblerait occuper des environnements d'énergie faible à modérée dans des milieux ouverts de pentes externes supérieures ou médianes, à des profondeurs inférieures à 25 m.

Cet assemblage présent dans les séquences récifales de Tiarei et de Maraa, n'a pas été décrit dans les séquences de Papeete.

- Assemblage 7 (AFM, **Fig. III.2H**):

Cet assemblage est dominé par les coraux encroûtants (parfois massifs) *Montipora*, Agaricidés (*Pachyseris*, *Leptoseris* et *Pavona*) et Favidés (*Leptastrea*). Les coraux mineurs sont des *Porites* encroûtants et branchus. Ces coraux encroûtants sont souvent recouverts d'encroûtements épais formés par une superposition de fines croûtes d'algues rouges (millimétriques) des familles corallinacées ou peyssonelliacées et d'encroûtements de foraminifères. Cet assemblage est associé aux algues corallinacées du groupe Mélobésioidés (Braga et Aguirre, 2004).

Cet assemblage serait caractéristique d'environnements de pentes récifales externes inférieures à des profondeurs supérieures à 20 m.

Cet assemblage présent dans les séquences récifales de Tiarei et de Maraa, n'a pas été décrit dans les séquences de Papeete.

Les récifs polynésiens ont une faune corallienne peu diversifiée (Coudray et Montaggioni, 1982 ; Pichon, 1985 ; Veron, 1995) par rapport aux récifs des océans Indien et Ouest Pacifique (Veron, 1986 ; Hopley, 1989) notamment à cause de l'isolement de ces îles par rapport aux continents (Cabioch *et al.*, 1999b).



**Figure III.2:** Photos d'échantillons typiques des différents assemblages coralliens présents dans les séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa.

A. Assemblage 1 (assemblage à *Pocillopora* branchus et à *Montipora* massifs et encroûtants) avec des branches robustes de *Pocillopora* très bioérodées piégeant entre elles un sédiment packstone composé de bioclastes variés notamment de coraux et d'*Halimeda*. Certaines branches sont en position de croissance ce qui est indiqué par la présence d'un encroûtement d'algues corallinacées au sommet de l'une d'entre elles. Cette dernière est ensuite encroûtée par une colonie de *Montipora*. On note l'absence de microbialithes. Échantillon 24A15R 1W 19-35, profondeur ~118,6 m.

B. Assemblage 2 (assemblage à *Acropora* à branches robustes) avec une colonie d'*Acropora* à branches robustes en position de croissance encroûtée par des algues corallinacées épaisses puis par des microbialithes laminées. Échantillon 7B25R 1W 129-147, ~73,8 m.

C. Assemblage 3 (assemblage à *Porites* massifs) avec une colonie de *Porites* massif en position de croissance encroûtée par de très fines algues corallinacées puis par des microbialithes laminées. Échantillon 24A10R 2W 1-22, profondeur ~109,4 m.

D. Assemblage 4 (assemblage à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes) avec une colonie de *Pocillopora* à branches robustes en position de croissance encroûtée par des microbialithes denses. Des articles d'*Halimeda* sont piégés entre les branches. Il n'y a pas d'encroûtements d'algues corallinacées. Échantillon 23A11R 1W 8-37, profondeur ~85,4 m.

E. Assemblage 4 (assemblage à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes) avec des colonies de *Porites* branchus en position de croissance encroûtées par de très fines algues corallinacées plus épaisses au sommet des branches puis encroûtées par des microbialithes laminées et des thrombolithes. Échantillon 24A9R 2W 83-111, profondeur ~106,8 m.

F. Assemblage 5 (assemblage à *Acropora* tabulaires) avec une colonie d'*Acropora* tabulaire en position de croissance encroûtée par de très fines algues corallinacées puis par des microbialithes laminées. Des articles d'*Halimeda* ont été piégés au sommet du corail. Échantillon 7A30R 1W 73-92, profondeur ~81,2 m.

G. Assemblage 6 (assemblage à *Porites* branchus et à *Porites* et *Montipora* encroûtants) avec des colonies de *Porites* branchus et encroûtants en position de croissance encroûtées par de très fines algues corallinacées puis par des microbialithes laminées et des thrombolithes. Échantillon 24A5R 2W 26-52, profondeur ~98,5 m.

H. Assemblage 7 (assemblage à coraux encroûtants Agaricidés et Favidés) avec des colonies encroûtantes d'Agaricidés alternant avec de fines croûtes d'algues corallinacées. Les coraux sont à leur sommet encroûtés par des microbialithes denses. Échantillon 18A1R 1W 14-29, profondeur ~82 m.

*Core slab photos displaying the various coral assemblages occurring in the Tiarei and Maraa last deglacial reef sequences.*

*A. Robust-branching Pocillopora and encrusting and massive Montipora assemblage.*

*B. Robust-branching Acropora assemblage.*

*C. Massive Porites assemblage.*

*D. Branching Porites and robust-branching Pocillopora assemblage.*

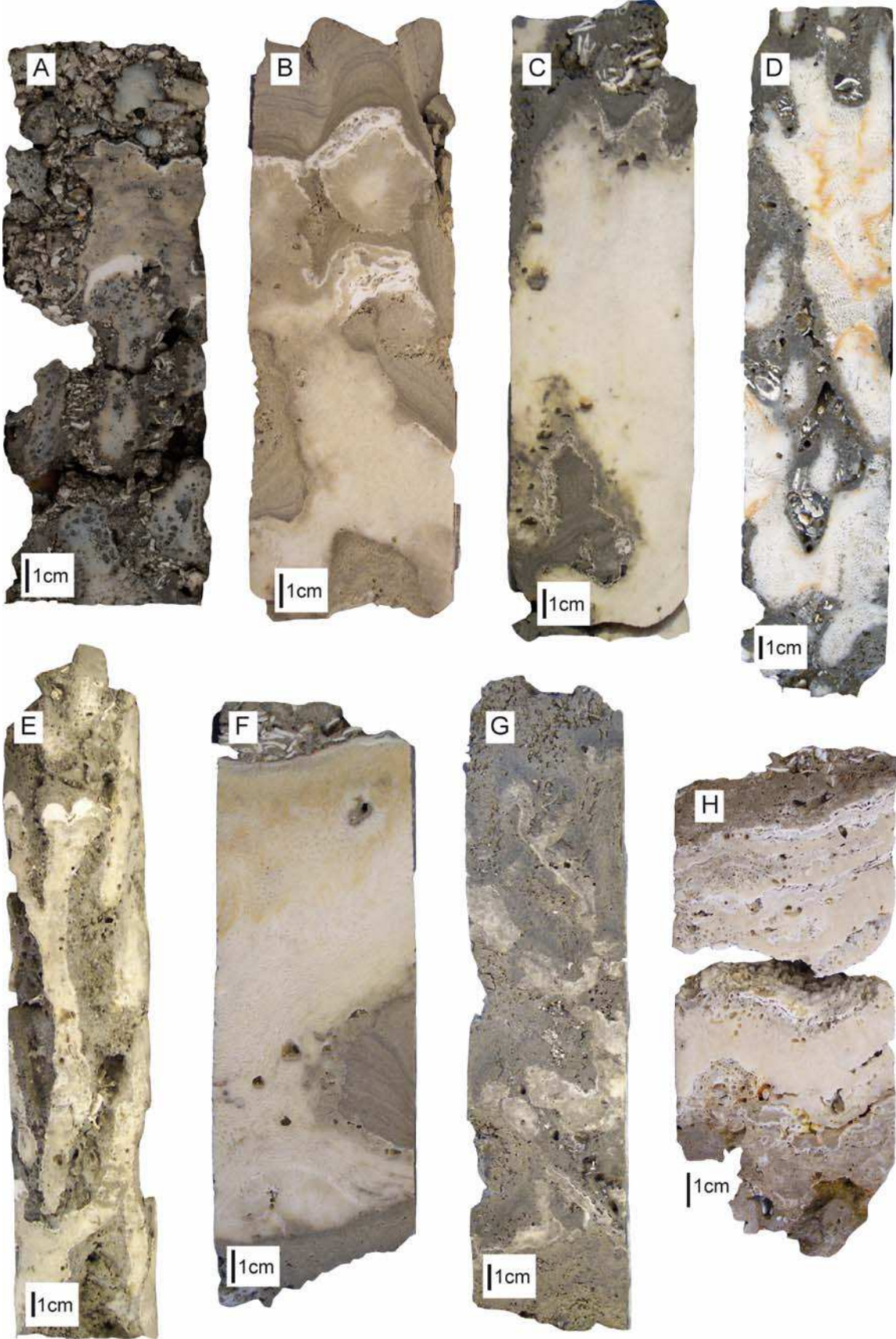
*E. Branching Porites and robust-branching Pocillopora assemblage.*

*F. Tabular Acropora assemblage.*

*G. Branching Porites and encrusting Porites and Montipora assemblage.*

*H. Encrusting agaricid and faviid assemblage.*





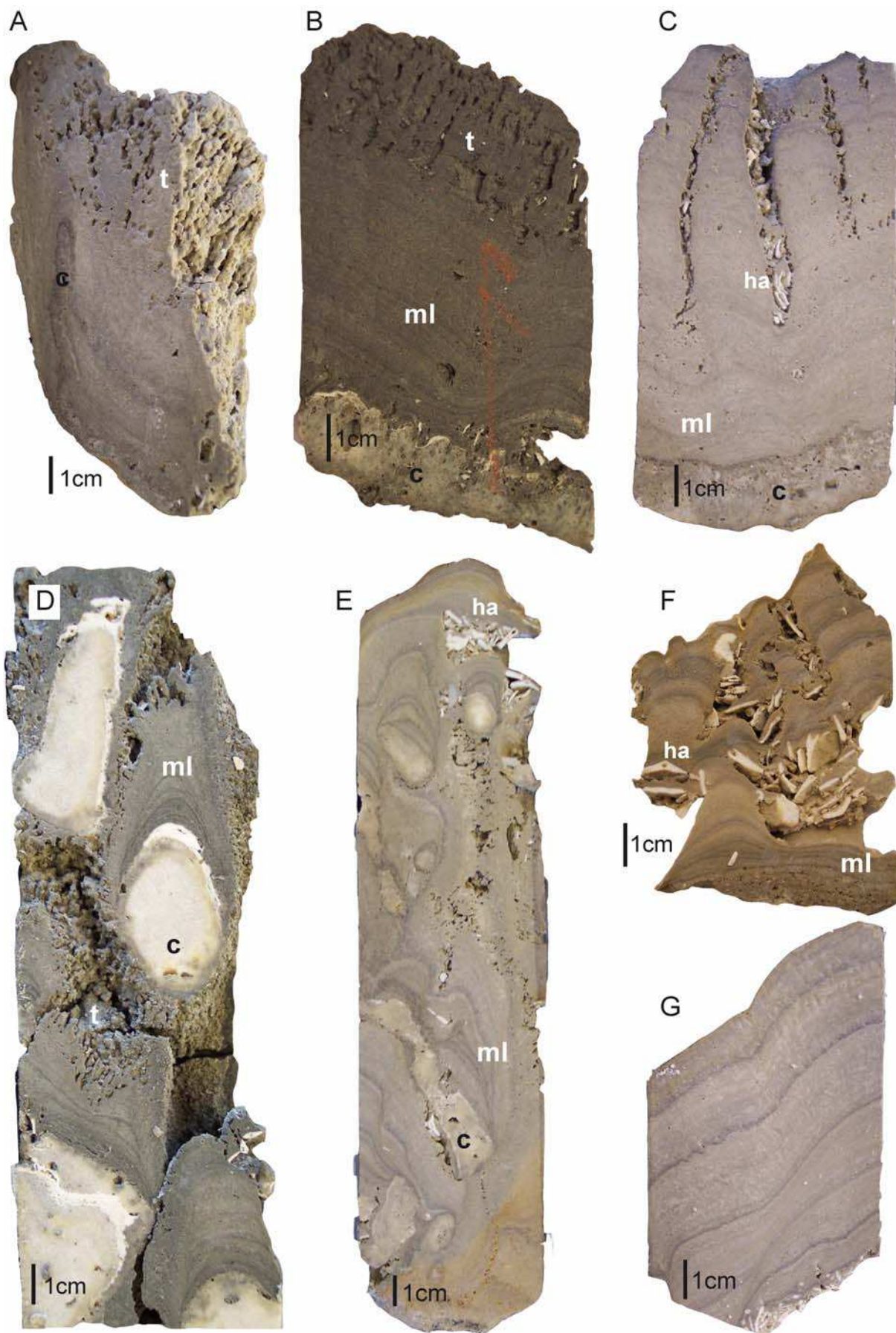
### III.1.3. Les microbialithes

Dans tous les forages étudiés, comme dans les forages de Papeete (Camoin *et al.*, 1999), les microbialithes forment localement le composant structural et volumétrique majeur de la trame récifale. Les microbialithes se développent dans les cavités des constructions récifales et représentent le dernier stade d'encroûtement sur les colonies coralliennes ou, le plus souvent, sur les organismes encroûtants associés, qu'il s'agisse d'algues ou de foraminifères encroûtants. Les microbialithes sont étudiées plus en détail dans le chapitre IV.

Trois types de structures fréquemment associées ont été identifiés : des croûtes laminées (stromatolithes *sensu* Kalkowsky, 1908), des masses micritiques grumeleuses (thrombolithes *sensu* Aitken, 1967) et des masses micritiques massives (léiolithes *sensu* Braga *et al.*, 1995) dont l'épaisseur est généralement supérieure à plusieurs centimètres (jusqu'à 20 cm). Les microbialithes laminées forment des laminations planes ou ondulées (**Fig. III.3G**) dont la morphologie est souvent conditionnée par la forme du substrat encroûté (**Fig. III.3D,E**). Elles peuvent aussi être colonnaires, en dômes ou digitées (**Fig. III.3C,F**). Les thrombolithes forment des masses grumeleuses souvent sous forme de colonnettes (**Fig. III.3A,B**). Ils correspondent le plus souvent aux derniers stades d'encroûtement au dessus des microbialithes laminées (**Fig. III.3B**). Les léiolithes forment des masses micritiques homogènes sans structure apparente qui sont généralement associées aux thrombolithes. La couleur des microbialithes varie selon les sites: elles sont grises foncées à Tiarei et grises claires à Maraa. Ces différences de couleur seraient liées à une proportion différente de silts volcaniques, les microbialithes de Tiarei en renfermant généralement une plus grande quantité.

Ces microbialithes forment des micrites grumeleuses relativement homogènes à l'échelle microscopique. Les laminations des microbialithes visibles à l'échelle macroscopique sont souvent peu identifiables à l'échelle microscopique. Elles sont rarement visibles distinctement et matérialisées alors par des alternances de micrites plus ou moins denses, ou plus ou moins cimentées (**Fig. III.4A,B**). Les thrombolithes forment à l'échelle microscopique des colonnettes dont les cavités sont plus ou moins comblées par des remplissages sédimentaires riches en éléments détritiques et parfois en bioclastes (**Fig. III.4E,F,G,H**). L'observation du contact entre les communautés algo-coralliennes et les microbialithes montre que la partie externe des coraux et des algues est souvent bioérodée alors que les microbialithes ne sont pas affectées par ces macro-bioérosions (**Fig. III.4C,D**). Ces bioérosions sont souvent cimentées (calcite magnésienne) alors que la cimentation n'affecte pas les microbialithes (**Fig. III.4 C,D**). Ces différences de bioérosion et de cimentation témoignent du développement tardif des microbialithes.





**Figure III.3:** Photos d'échantillons macroscopiques représentant les différents types de microbialithes présents dans les séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa. ml: microbialithes laminées, t: thrombolithes, c: corail, a: algues corallinacées, ha: articles d'*Halimeda*.

A. Microbialithes laminées surmontées de colonnes microbiennes (thrombolithes). Échantillon 18B6R 1W 43-54, profondeur ~90 m.

B. Succession biologique typique des séquences récifales post-glaciaires avec un corail encroûtant surmonté par des microbialithes laminées puis par des thrombolithes. Échantillon 23B7R 2W 9-19, profondeur ~79,7 m.

C. Corail encroûtant surmonté par des microbialithes laminées formant des colonnettes entre lesquelles sont piégés des articles d' *Halimeda*. Échantillon 5C8R 1W 60-72, profondeur ~73,4 m.

D. *Porites* colonnaires encroûtés par des microbialithes laminées puis par des thrombolithes. Les microbialithes forment des morphologies en bulbes autour des coraux. Échantillon 25B8R 1W 105-123, profondeur ~112,2 m.

E. *Porites* branchus encroûtés par des microbialithes laminées. Les lamines ont des morphologies contrôlées par la présence des branches de coraux. Échantillon 15B35R 1W 19-44, profondeur ~104,3 m.

F. Microbialithes laminées formant des colonnes entre lesquelles sont piégés des articles d'*Halimeda*. Échantillon 16B6R 1W 0-9, profondeur ~100,6 m.

G. Microbialithes laminées formées d'une alternance de lamines planes de couleurs différentes (gris plus ou moins foncé). Échantillon 16B14R 1W 14-23, profondeur ~109,6 m.

*Core slabs displaying the various morphologies of microbialite crusts: ml: laminated microbialites, t: thrombolites, c: coral, a: coralline algae, ha: Halimeda plates.*

A. *Thrombolites*

B. *Typical biological succession recorded in Tahitian deglacial reefs with in situ encrusting coral encrusted by a microbialite compound crust where thrombolites form the last stage of encrustation over laminated crusts.*

C. *Encrusting coral encrusted by laminated microbialite forming columns with sedimentary infillings composed of Halimeda plates between them.*

D. *Hemispheroid microbialites developing around columnar coral colonies (Porites).*

E. *Branching corals (Porites) encrusted by laminated microbialites whose laminations mimic the shape of the coral branches.*

F. *Infills of Halimeda plates between columns of laminated microbialites.*

G. *Laminated microbialites with succession of planar laminations with different colors.*

**Figure III.4:** Photos de lames minces de microbialithes. m: microbialithes, ha: articles d'*Halimeda*, a: algues corallinacées, b: bioérosion, c: corail, ce: ciments, ga: gastéropode, r: remplissages sédimentaires.

A. et B. Microbialithes laminées. Échantillons 7A29R 2W 38-44, profondeur ~77,4 m et 5D3R 1W 17-24, profondeur ~86,4 m respectivement. Photos en LPA.

C. et D. Croûtes d'algues corallinacées très bioérodées encroûtées par des microbialithes. Il est à noter la différence de bioérosion entre les algues (très bioérodées) et les microbialithes (non bioérodées). Les cavités de bioérosion situées à la périphérie des algues sont fortement cimentées par des ciments de calcite magnésienne alors que les microbialithes ne sont pas cimentées. Échantillons 5D1R 1W 0-7, profondeur ~82,6 m et 7A30R 1W 82-97, profondeur ~78,6 m respectivement. Photo en LPA.

E. Article d'*Halimeda* encroûté par des microbialithes laminées. Échantillon 24A11R 1W 3-11, profondeur ~111 m. Photo en LP.

F., G. et H. Colonnes microbiennes (thrombolithes). Les cavités comprises entre les colonnes peuvent être vides ou remplies de sédiments détritiques ou de micrite ayant subi une forte cimentation. Échantillons 23A3R 1W 0-6, profondeur ~72,1 m, 9D5R 1W 21-27, profondeur ~107 m et 9B2R CCW 1-13, profondeur ~103,1 m respectivement. F. et H. : Photo en LP. G. : Photo en LPA.

*Thin section photomicrographs of microbialites.*

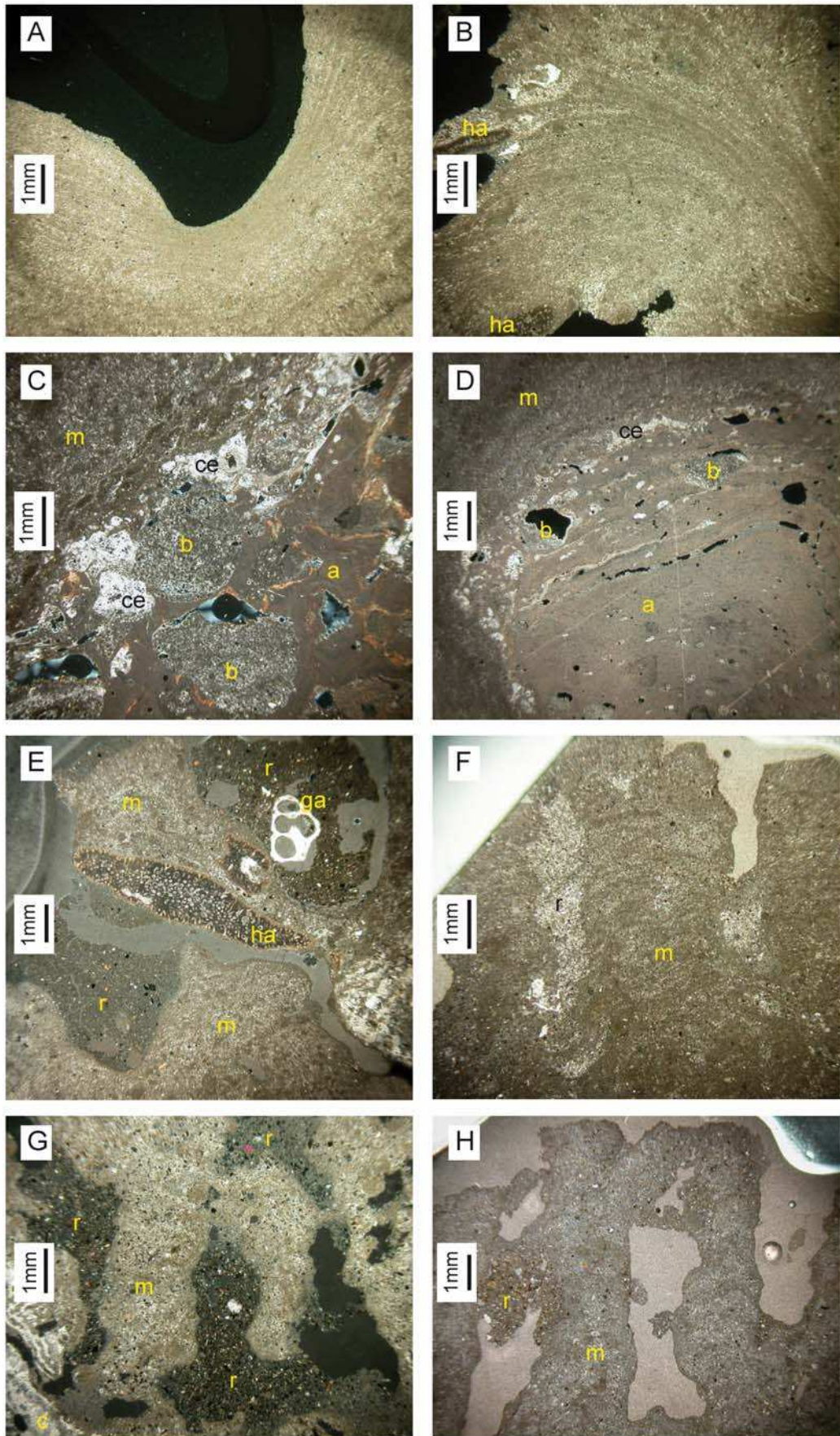
A. et B. *Laminated microbial crusts.*

C. et D. *Intensively bioeroded coralline algal crusts, especially at its edges; small bioerosion cavities are cemented with thick fringes of high-magnesian calcite cements. The microbialite is not affected by bioerosion and cementation.*

E. *Halimeda plate encrusted by laminated microbialites.*

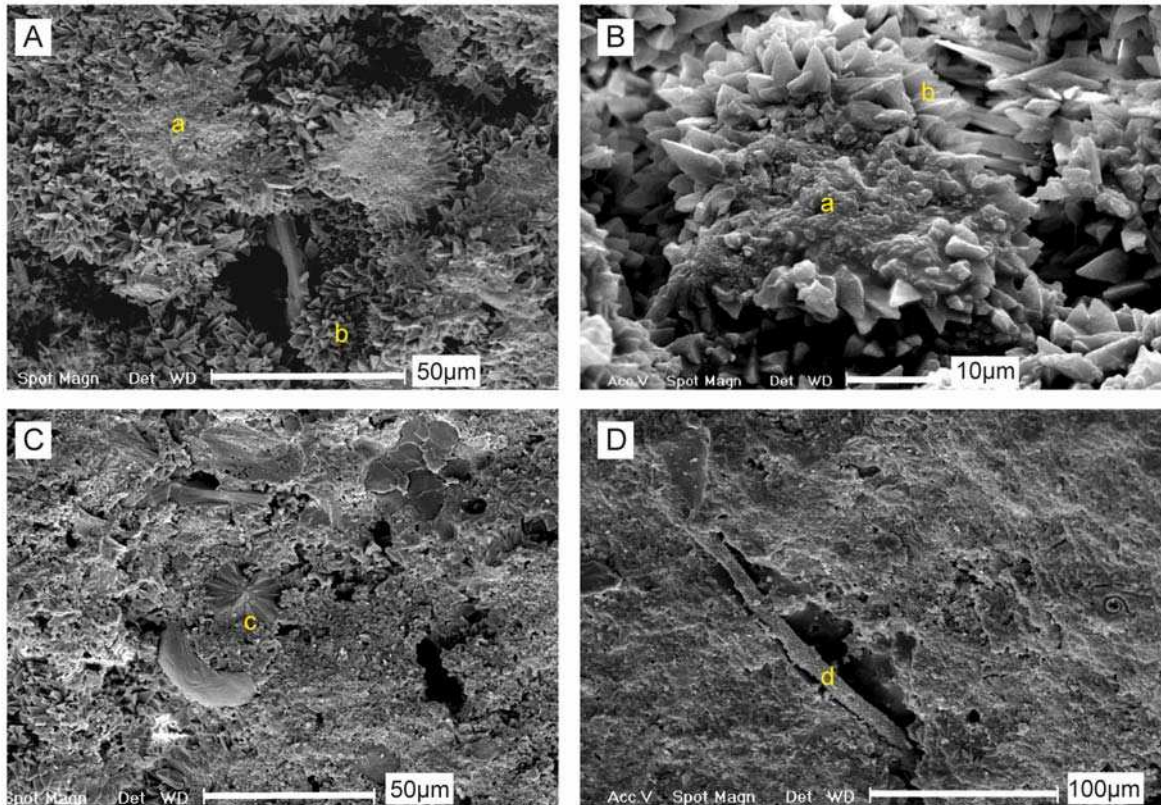
F., G. et H. *Thrombolites.*







Au microscope électronique à balayage (MEB), les microbialithes forment des cristallites de forme ovoïde sub-micrométriques d'origine biologique agrégés pour former de fines micrites (0,5-2  $\mu\text{m}$ ). Cette micrite microbienne est ensuite cimentée par des prismes rhomboédriques de calcite magnésienne (**Fig. III.5A,B**). Des grains détritiques carbonatés (**Fig. III.5C**) et silicatés sont piégés dans la matrice micritique. Les restes de filaments microbiens sont rares (**Fig. III.5D**).



**Figure III.5 :** Images de microbialithes au MEB. (A et B) Micrite microbienne (a) cimentée par des cristaux rhomboédriques de calcite magnésienne (b). Échantillons 16A12R 1W 11-21, profondeur ~93 m et 24A1R 1W 60-70, profondeur ~91,5 m, respectivement. (C) Bioclastes micrométriques (c; 20 à 40  $\mu\text{m}$ ) piégés dans la matrice microbienne. Échantillon 17A15R 1W 130-150, profondeur ~80,1 m. (D) Reste de filament microbien micritisé d'un diamètre de ~10 $\mu\text{m}$  (d). Échantillon 23B7R 2W 124-136, profondeur ~81 m.

*SEM images of microbialites. (A and B) Microbial crusts composed of irregular rounded crystallites (a) highly cemented by rhomboedric high-magnesian calcite crystals (b). (C) Microbial crusts with skeletal grains (c) of micrometric size (20 to 40  $\mu\text{m}$ ) trapped in the micritic matrix. (D) Microbial crusts with a micritic tube of ~10 $\mu\text{m}$  in diameter (d).*

*III.1.4. Autres composants biologiques*

Les autres composants biologiques sont très rares et se rencontrent dans des remplissages bioclastiques de texture packstone présents entre les coraux ou entre les microbialithes. Il s'agit principalement d'articles d'*Halimeda* assez gros (plurimillimétriques à centimétriques), entiers et bien conservés (**Fig. III.6A**). Plus rarement, sont présents des radioles d'oursins (**Fig. III.6B**), bivalves (notamment des lithophages), gastéropodes (**Fig. III.6C,D**), foraminifères encroûtants (Victoriellidés, **Fig. III.6F**) et foraminifères benthiques hyalins (*Amphistegina* et *Heterostegina*) et porcelanés (Milioles, **Fig. III.6G**). En sommet de séquence, se rencontrent des encroûtements épais d'Acervulinidés (**Fig. III.6H**).

Les remplissages bioclastiques sont parfois riches en grains volcaniques (basaltes) issus de l'érosion de l'île surtout à la base des séquences du site de Tiarei (**Fig. III.7**).

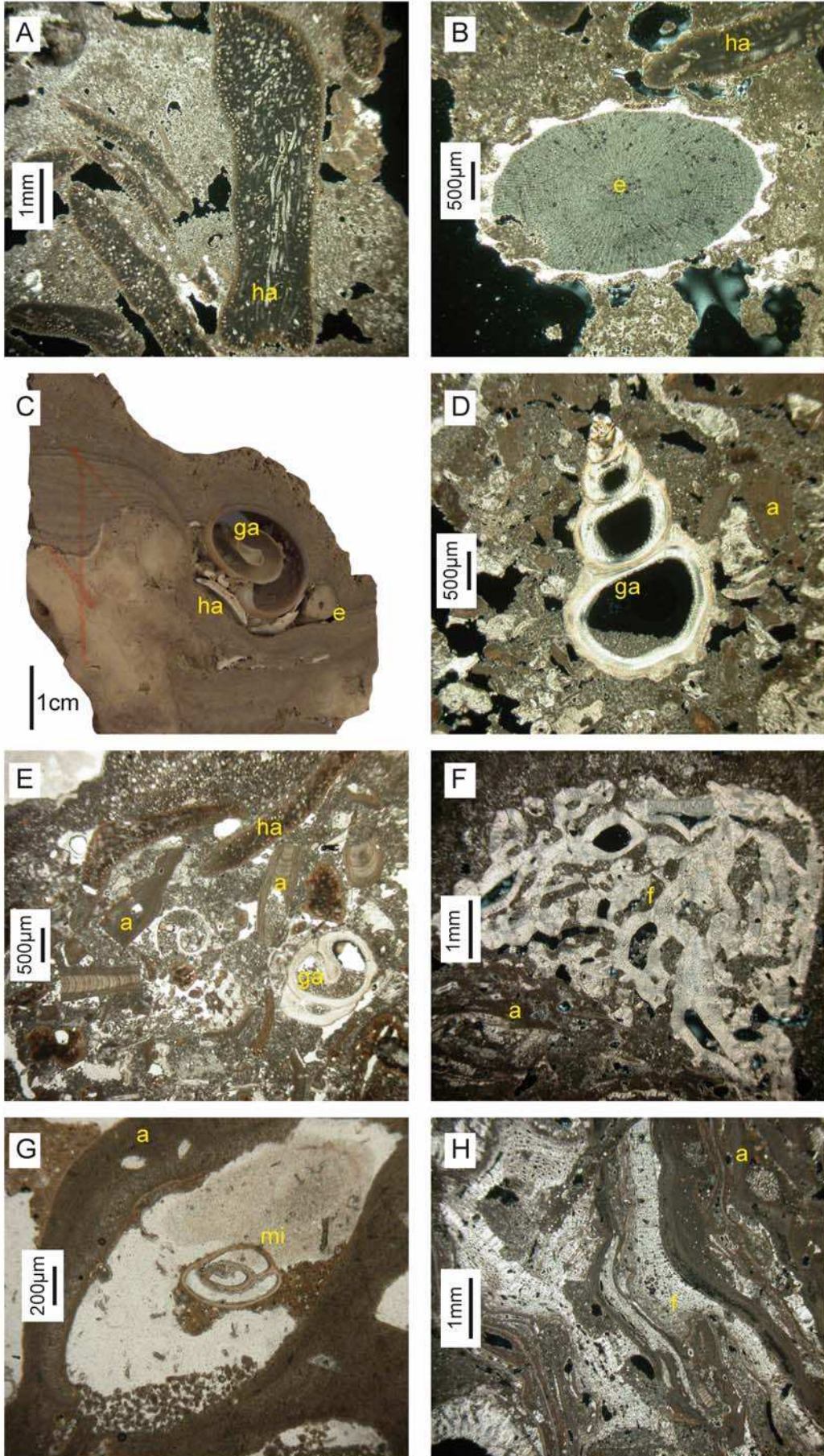
**Figure III.6:** Photos de lames minces et d'un échantillon macroscopique représentant les bioclastes présents dans les séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa. a: algues corallinacées, f: foraminifères encroûtants, ha: articles d'*Halimeda*, e: échinide, ga: gastéropode, mi: miliole.

- A. Articles d'*Halimeda* assez gros (plurimillimétriques), entiers et bien préservés encroûtés par des microbialithes. Échantillon 16B5R 1W 73-83, profondeur ~100,1 m. Photo en LPA.
- B. Gros radiole d'oursin. Échantillon 16B7R CCW 0-10, profondeur ~102,5 m. Photo en LPA.
- C. Corail encroûté par des microbialithes laminées. Un remplissage bioclastique composé de gros bioclastes (gastéropode, radiole d'oursin et *Halimeda*) bien préservés est présent entre des lamines microbiennes. Échantillon 7A29R 1W 88-94, profondeur ~76,7 m.
- D. Gastéropode bien conservé dans un remplissage bioclastique packstone avec des fragments d'algues corallinacées et de coraux. Échantillon 16B23R 1W 94-107, profondeur ~122,9 m. Photo en LPA.
- E. Remplissage bioclastique packstone avec des fragments de gastéropodes, d'algues articulées, d'algues corallinacées encroûtantes, d'articles d'*Halimeda* et de coraux. Échantillon 16B5R 1W 20-32, profondeur ~99,6 m. Photo en LP.
- F. Foraminifères encroûtants Victoriellinidés. Échantillon 15B35R 1W 47-58, ~104,6 m. Photo en LPA.
- G. Miliolidé dans un remplissage entre de fins filaments de *Mesophyllum*. Échantillon 16A2R 1W 8-16, profondeur ~83 m. Photo en LP.
- H. Encroûtements de foraminifères Acervulinidés alternant avec de fins encroûtements d'algues corallinacées du genre *Mesophyllum*. Échantillon 15B17R 1W 56-71, profondeur ~87 m. Photo en LPA.

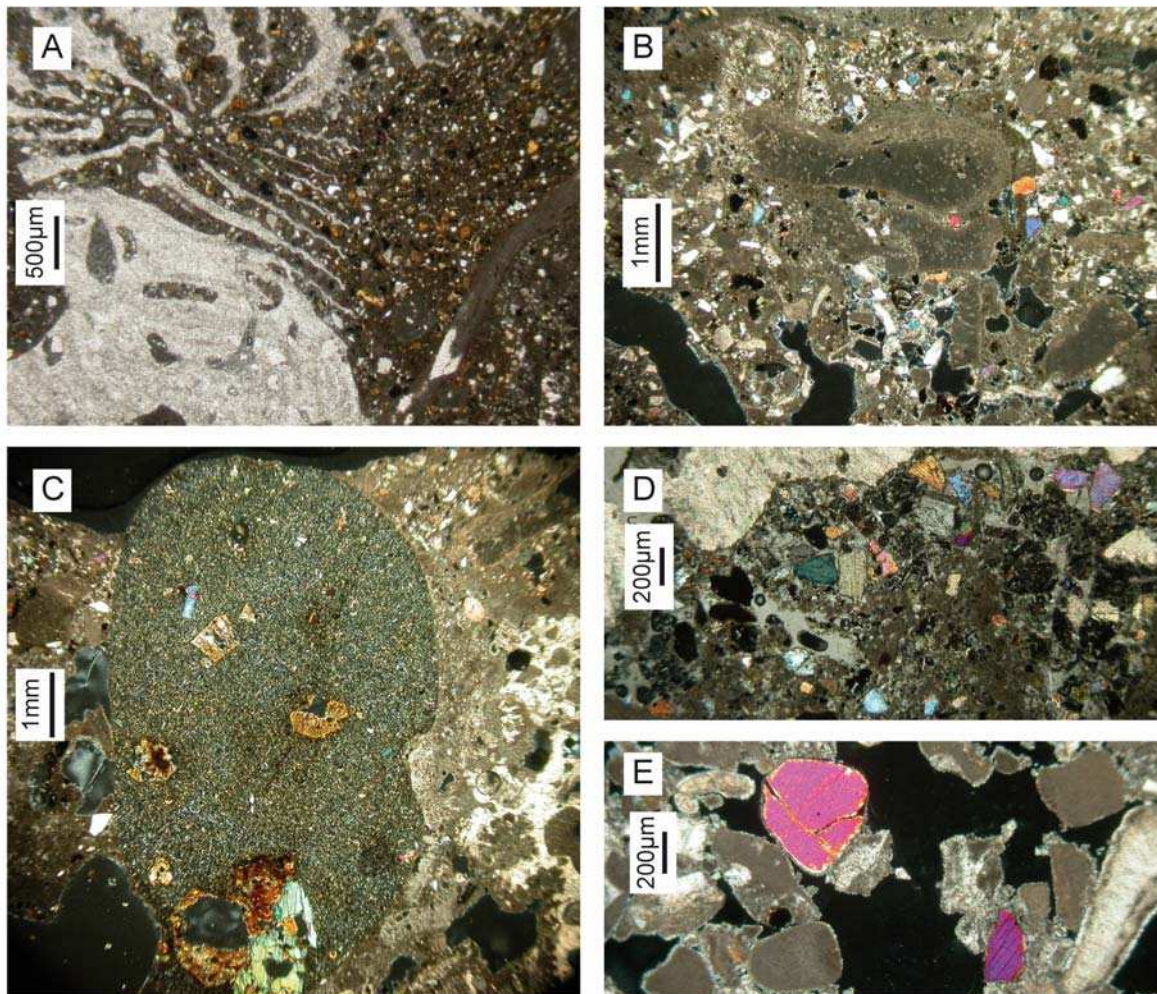
*Thin section photomicrographs and picture of a macroscopic sample displaying skeletal debris occurring in the last deglacial sequences of Tiarei and Maraa.*

- A. Halimeda plates in microbialites.*
- B. Echinoid spine.*
- C. Skeletal infilling in microbialithes with large fragments of gastropods, echinoid and Halimeda.*
- D. Gastropod.*
- E. Skeletal infilling with gastropods, articulate red algae, Halimeda plates, encrusting red algae and corals.*
- F. Encrusting foraminifera Victoriellinids.*
- G. Miliolid.*
- H. Acervulinids crusts alternating with Mesophyllum.*









**Figure III.7:** Photos de lames minces montrant des remplissages sédimentaires riches en éléments détritiques provenant de l'altération et de l'érosion des roches volcaniques de l'île (basaltes).

A. Sédiment riche en petits grains détritiques entre des coraux et des algues corallinacées. Échantillon 9B2R 1W 1-4, profondeur ~102,6m. Photo en LP.

B. Remplissage riche en bioclastes (Halimeda, bivalves...) et en grains volcaniques. Échantillon 25B11R 1W 87-94, profondeur ~117,7m. Photo en LPA.

C. Lithoclaste de basalte. Échantillon 25B11R 1W 87-94, profondeur ~117,7m. Photo en LPA.

D. Remplissage riche en grains volcaniques entre des coraux. Échantillon 23A13R 2W 43-63, profondeur ~92,1m. Photo en LPA.

E. Détail d'un remplissage grainstone avec des bioclastes d'algues corallinacées et de bivalves et des grains volcaniques. Échantillon 15A35R 1W 53-59, profondeur ~105,6m. Photo en LPA.

*A to E. Thin section photomicrographs showing sedimentary infillings rich in volcanic grains coming from the erosion of the island (basalt).*

### III.2. Évolution de la composition biologique des séquences récifales post-glaciaires : reconstitution de la croissance récifale

L'analyse de l'évolution des séquences récifales permet de déterminer des stratégies de croissance : mode de croissance récifale continue (ou '*keep-up*'), mode de croissance récifale différée (ou '*catch-up*') et mode de croissance récifale bloquée (ou '*give-up*') (Davies et Montaggioni, 1985 ; Neumann et Macintyre, 1985) qui dépendent de la réponse des communautés coralliennes à la remontée du niveau marin. Une séquence récifale à composition homogène témoigne de la permanence des conditions environnementales depuis le début de la colonisation récifale. Inversement, des changements de faciès répétés et abrupts sont interprétés comme reflétant des déplacements latéraux des communautés coralliennes suite à des variations rapides du niveau marin et/ou à des changements environnementaux abrupts. Les taux d'accrétion récifale peuvent aussi être déterminés à partir des âges et de l'épaisseur des dépôts. Ce calcul est valable si les remaniements n'ont pas trop perturbé les dépôts originels (Davies, 1983).

La distribution verticale des associations biologiques couplée aux données chronologiques permet de reconstituer le développement des édifices récifaux et d'appréhender leurs réponses aux changements des taux de remontée du niveau marin et aux modifications des conditions paléoenvironnementales.

Les données chronologiques sont issues de deux types de datations sur les coraux : des datations U-Th (26 à Tiarei et 7 à Maraa) avec un spectromètre de masse à thermo-ionisation et source solide (VG Sector 54-30) du CEREGE réalisées par Pierre Deschamps et Nicolas Durand ; et des datations  $^{14}\text{C}$  (38 à Tiarei et 45 à Maraa) avec un spectromètre de masse par accélérateur réalisées à ARTEMIS (Saclay, France). Les âges  $^{14}\text{C}$  ont été convertis en âges calendaires (Cal. BP) avec le programme 'CALIB REV 5.1beta' (Stuiver et Reimer, 1993) et la courbe de calibration marine 'marine04.14c' (Hughen *et al.*, 2004). L'âge réservoir utilisé est de 300 ans (Bard *et al.*, 1998 ; Stuiver *et al.*, 1998 ; Goslar *et al.*, 2000 ; Paterne *et al.*, 2004). Les coraux sélectionnés pour les datations sont ceux dont le squelette aragonitique n'a pas subi d'altération et qui doivent ainsi contenir moins de 1% de calcite faiblement magnésienne. Pour vérifier que les coraux n'ont pas subi d'altération, des analyses de diffraction des rayons X ont été réalisées. Ces analyses ont été faites au CEREGE avec un diffractomètre de type Bragg Brentano et de montage theta-theta (Philips X'PERT Pro MPD). Les données ont été traitées avec le logiciel 'X'Pert Graphics & Identify' (Philips Analytical) pour l'identification des pics et avec le logiciel 'PC-APD' (Analytical Powder Diffraction, v.3.6, Philips Electronics) pour la quantification des paramètres des pics (aires et hauteur). La

méthode de quantification des différents carbonates (aragonite et calcite magnésienne) est décrite dans S epulcre *et al.* (2009).

Les observations aux microscopes optique et électronique   balayage ont permis de mettre en évidence différents types de ciments dans la porositi des squelettes coralliens (**Fig. III.8**). Ces ciments sont soit des ciments de calcite magnésienne (**Fig. III.8C,G**), soit des ciments d'aragonite secondaire (**Fig. III.8B,D,F,H**). L'aragonite secondaire ne peut être différenciée de l'aragonite primaire des squelettes coralliens aux rayons X. Cependant, étant donné que ces ciments aragonitiques précipitent rapidement dans les pores du squelette, leur présence ne biaise pas les résultats des datations.

**Figure III.8:** Photos de lames minces et d'échantillons au microscope électronique   balayage (MEB) représentant les différents types de ciments présents dans les coraux des séquences récifales post-glaciaires de Tahiti.

A. Corail ne montrant aucune cimentation.  chantillon 16B11R 1W 4-8, profondeur ~105,4m. Photo en LP.

B. Ciments frangeants fibreux d'aragonite secondaire dans la porositi primaire d'un corail. Certains pores sont micritisés et frang s de ciments de calcite magnésienne.  chantillon 16A21R 1W 0-7, profondeur ~101,4m. Photo en LPA.

C. Frange isopaque épaisse de calcite magnésienne dans un pore secondaire (bioérosion) d'un corail.  chantillon 16B9R 1W 14-18, profondeur ~103,5m. Photo en LP.

D. Ciments frangeants aciculaires d'aragonite secondaire dans la porositi primaire d'un corail.  chantillon 15B13R 1W 3-9, profondeur ~83,6m. Photo en LPA.

E. Corail ne montrant aucune cimentation.  chantillon 7B27R 1W 43-62, profondeur ~77m.

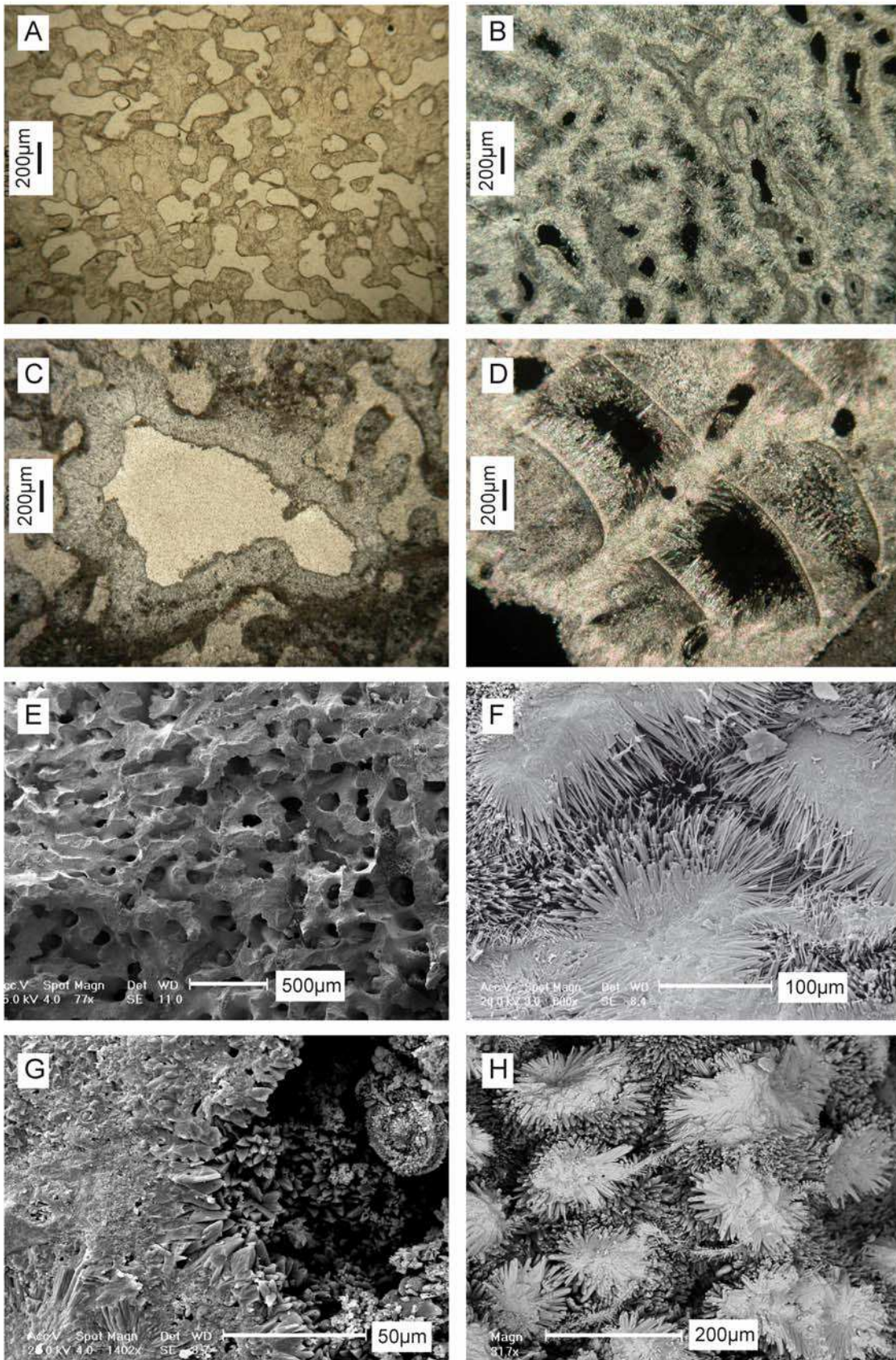
F. Fibres d'aragonite secondaire dans la porositi primaire d'un corail. L'aragonite secondaire comble toute la porositi.  chantillon 24A9R 2W 61-75, profondeur ~106,5m.

G. Frange fine de calcite magnésienne dans un pore d'un corail.  chantillon 24A9R 2W 61-75, profondeur ~106,5m.

H. Fibres d'aragonite secondaire dans la porositi primaire d'un corail. L'aragonite secondaire ne comble pas toute la porositi.  chantillon 24A10R 2W 76-83, profondeur ~110,3m.

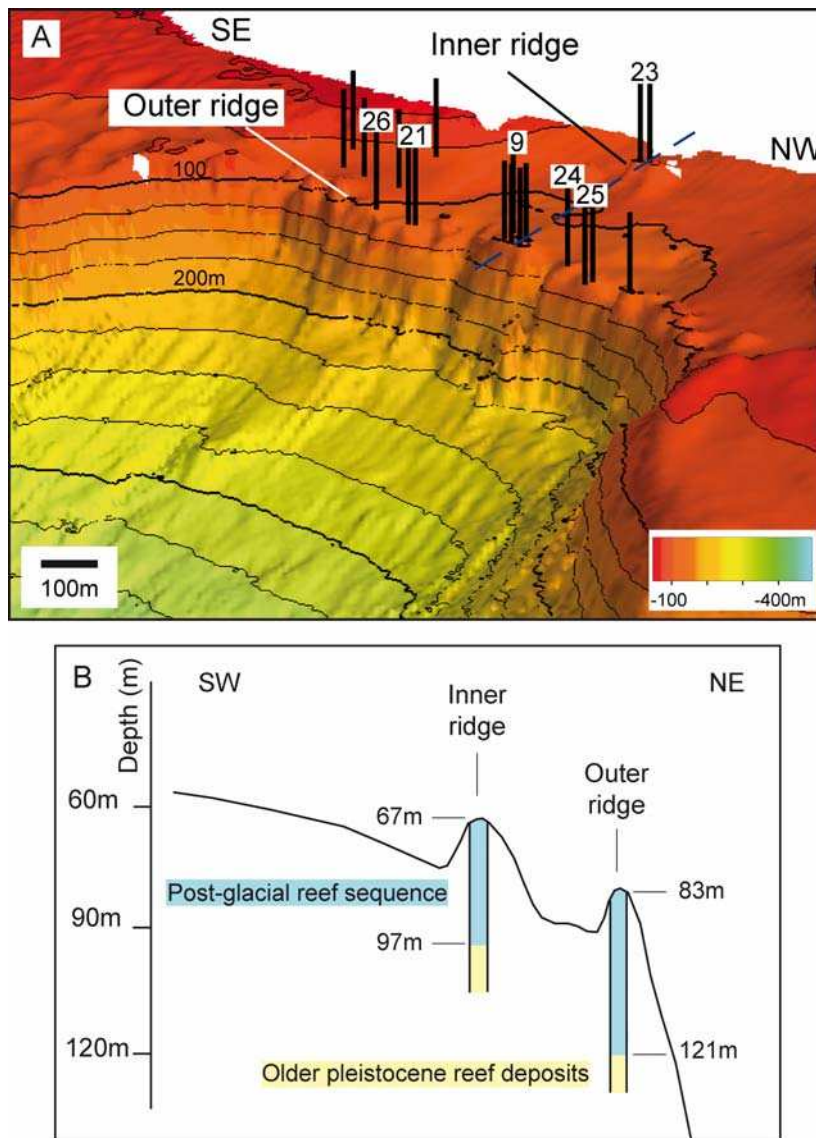
*Thin section photomicrographs and SEM images of cements in coral samples. A. Coral without any cementation. B. Fringes of fibrous secondary aragonite in coral primary porosities. C. Thick fringe of magnesian calcite in coral boring. D. Fringes of fibrous secondary aragonite in coral primary porosities. E. Coral without any cementation. F. Fringes of fibrous secondary aragonite in coral primary porosities. G. Fringe of magnesian calcite in coral pore. H. Fringes of fibrous secondary aragonite in coral primary porosities.*





*III.2.1. Évolution des séquences récifales de Tiarei*

Les séquences récifales post-glaciaires de Tiarei correspondent à deux systèmes de récifs submergés, respectivement étagés entre 121 et 83 m et entre 97 et 67 m sous le niveau marin actuel, formant des rides nommées respectivement « ride externe » (sites 9, 21, 24 et 25) et « ride interne » (site 23) (**Fig. III.9**).



**Figure III.9:** A. Reconstitution bathymétrique 3D du site de Tiarei avec la position des forages (bâtons noirs) réalisés lors de l'expédition IODP 310 et la position de la coupe B. Ce site est caractérisé par la présence de deux rides nommées « ride interne » et « ride externe ». B. Coupe schématique des deux rides.

*Bathymetric reconstruction of Tiarei drilled area with the position of holes (A) and a schematic cross section of the ridges (B).*

L'évolution de la composition biologique des séquences récifales post-glaciaires a été décrite pour les sites 9B, 9D, 9E, 24A, 25A, 25B, 21A, 21B, 23A et 23B et synthétisée sous forme de tableaux et de logs (légende pour les logs : **Fig. V.10**) :

- Sites 9 : Les sites 9B et 9D sont caractérisés par la profondeur du substratum Pléistocène la plus importante (121,16 m et 120,77 m, respectivement) et enregistrent ainsi les stades les plus précoces de l'initiation récifale (16 ka BP). La profondeur du substratum est plus faible au site 9E : 112,69 m. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de 20 m pour le site 9B, de 15,7 m pour le site 9D et de 16,7 m pour le site 9E. Elles enregistrent l'intervalle ~16 - ~10 ka BP. Elles sont décrites dans les **tableaux III.1** et **III.2** et la **figure III.11**.






- Site 24 : La profondeur du substratum est de 119,16 m. La séquence récifale post-glaciaire a une épaisseur de 28,3 m et couvre l'intervalle ~15,7 - ~11,7 ka BP. Elle est décrite dans le **tableau III.3** et la **figure III.12**.

- Sites 25 : La profondeur du substratum est de 118,62 m pour le site 25A et de 119,04m pour le site 25B. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de 12,6 m pour le site 25A et de 17 m pour le site 25B et couvrent l'intervalle ~15,8 - ~12 ka BP. Elles sont décrites dans le **tableau III.4** et la **figure III.13**.





- Sites 21 : La profondeur du substratum est de 111,28 m pour le site 21A et de 111,17m pour le site 21B. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de 28,3 m pour le site 21A et de 28,9 m pour le site 21B et couvrent l'intervalle ~14,7 - ~11 ka BP. Elles sont décrites dans le **tableau III.5** et la **figure III.14**.

- Sites 23 : La profondeur du substratum est de 93,62 m pour le site 23A et de 97,57 m pour le site 23B. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de 25,6 m pour le site 23A et de 30 m pour le site 23B et couvrent l'intervalle ~14,5 - ~10,6 ka BP. Elles sont décrites dans le **tableau III.6** et la **figure III.15**.








Sites 9					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
104,17 à 110,13m pour 9B et 104,46 à 106,64m pour 9D	AFM	III	développement important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux massifs et encroûtants <i>Montipora</i> et <i>Leptastrea in situ</i> ; coraux encroûtants <i>Pavona</i> , <i>Agaricidés</i> et <i>Porites in situ</i> . Localement: superposition de fins encroûtements d'algues corallinacées. (Photo : colonies d' <i>Agaricidés</i> encroûtants encroûtées par des superpositions de fines algues rouges)	 9B2R
104,17 à 110,13m pour 9B et 106,81 à 108,77m pour 9D	PPM	II	développement très important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus et <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Présence de fragments de <i>Porites</i> branchus et <i>Pocillopora</i> à branches robustes. Les colonies encroûtantes sont généralement fines (centimétriques). Faible développement d'algues corallinacées avec de fines algues (<2mm) au sommet des colonies. Les taux d'accrétion sont de l'ordre de 17mm/an. (Photo : colonies de <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> encroûtants encroûtées par des microbialithes)	 9D5R
111,13 à 113,21m pour 9B et 112,08 à 114,96m pour 9D	PP	I	développement important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux mineurs: coraux encroûtants <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> et les <i>Pocillopora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Développement d'algues parfois très épaisses (ex. 4cm dans le forage 9B) au sommet des branches. Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. Les taux d'accrétion sont de l'ordre de 6-7mm/an. (Photo : colonies de <i>Porites</i> branchus encroûtées par des algues épaisses)	 9B10R
113,21 à 115,75m pour 9B et 114,96 à 119,12m pour 9D	mP	I	développement modéré avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> sub-massifs et colonnaires <i>in situ</i> . Présence mineure de débris de <i>Pocillopora</i> et <i>Porites</i> . Développement des algues corallinacées faible avec de rares fins encroûtements (<2mm) au sommet des colonies. Les colonies de <i>Porites</i> sont généralement de petite taille (5 à 20cm). Les colonies sont mieux développées dans le forage 9D (ex. colonie de 45cm de hauteur). Les taux d'accrétion sont de l'ordre de 5mm/an. Dans le forage 9B, un assemblage à <i>Acropora</i> tabulaires (tA) est présent de 116,91 à 117,37m. (Photo : colonies sub-massives de <i>Porites</i> encroûtées par des microbialithes)	 9D9R
118,91 à 121,16m pour 9B et 119,99 à 120,77m pour 9D	PM	□	développement faible à nul	Présence de coraux <i>Pocillopora</i> à branches robustes et <i>Favidés</i> massifs <i>in situ</i> et de débris de coraux variés: <i>Porites</i> massifs et branchus et <i>Acroporidés</i> . (Photo : de bas en haut : colonie de <i>Favidé</i> massif puis colonie de <i>Pocillopora</i> à branches robustes puis fragments de coraux variés)	 9B15R

**Tableau III.1** : Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 9B et 9D.  
Biological evolution of reef sequences from sites 9B and 9D.




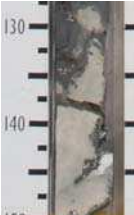

Site 9E					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
96,04 à 99,98m	AFM	III	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux encroûtants <i>Montipora</i> , Favidés et Agaricidés <i>in situ</i> ; Coraux foliacés <i>Leptoseris in situ</i> ; rares fragments de coraux branchus <i>Porites</i> . Algues fines (<2mm) ; localement superposition de fins encroûtements. <i>(Photo : colonies de Montipora encroûtées par des superpositions d'algues fines)</i>	 9E2
99,98 à 105,85m	PPM	II	développement très important avec des encroûtements décimétriques	<i>Porites</i> branchus et encroûtants <i>in situ</i> dominants; fragments de <i>Porites</i> branchus abondants. Coraux mineurs: <i>Montipora</i> massifs, Agaricidés ou Favidés encroûtants et fragments de <i>Pocillopora</i> . Les colonies encroûtantes sont généralement fines (centimétriques). Faible développement d'algues corallinacées fines. Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. <i>(Photo : colonies de Montipora encroûtants et branchus)</i>	 9E5
105,85 à 111,76m	PP	I	développement modéré avec des encroûtements pluri-centimétriques	<i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> dominants. Nombreux fragments de branches. Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> branchus et à branches robustes et <i>Porites</i> sub-massifs <i>in situ</i> . Coraux mineurs: coraux encroûtants <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> . Faible développement d'algues corallinacées localement épaisses (pluri-millimétriques). Rares articles d' <i>Halimeda</i> . <i>(Photo : colonies de Porites branchus encroûtées par des algues assez épaisses)</i>	 9E10
111,76 à 112,69m	PM	I	faible développement avec des encroûtements centimétriques	Coraux massifs et encroûtants <i>Montipora</i> et Favidés <i>in situ</i> dominants. Fragments de <i>Porites</i> branchus et <i>Pocillopora</i> à branches robustes. Rares algues épaisses (centimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. <i>(Photo : colonies de Montipora encroûtants et fragments de Pocillopora à branches robustes encroûtés par des algues épaisses)</i>	 9E11

**Tableau III.2 :** Évolution de la composition biologique des séquences récifales au site 9E.  
*Biological evolution of reef sequences from site 9E.*


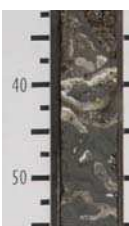




Site 24					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
90,89 à 93,32m	AFM	II	développement très important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> encroûtants et submassifs, Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> encroûtants et <i>Pocillopora</i> branchus. Coraux peu abondants. Rares algues parfois pluri-millimétriques. (Photo : rares coraux encroûtés par des microbialithes)	 24A1
93,32 à 102,69m	PPM	I et II	développement très important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus (branches courtes et fragments de branches communs) et <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Pocillopora</i> branchus et Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Colonies coralliennes généralement fines (pluri-centimétriques). Faible développement des algues généralement fines (localement pluri-millimétriques). Rares articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : colonies de <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> encroûtants)	 24A4
102,69 à 109,42m	PP	I	développement assez important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> (branches plus longues). Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> à branches robustes; <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Localement présence d'encroûtements de corallinacées très épais (jusqu'à 5cm). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> (localement abondant) dans les remplissages sédimentaires. (Photo : colonies de <i>Porites</i> branchus)	 24A9
109,42 à 117,39m	mP	I	développement moyen à faible avec des encroûtements centimétriques à pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> (columnaires localement). Coraux secondaires: <i>Montipora</i> encroûtants et <i>Pocillopora</i> branchus. Les colonies de <i>Porites</i> massifs sont très développées (pluri-décimétriques; ex. 50cm de haut). Faible développement d'algues corallinacées avec de rares encroûtements assez fins (~2mm). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. (Photo : colonie de <i>Porites</i> massif)	 24A11
118,44 à 119,16m	PM	I	absentes	Coraux dominants: <i>Montipora</i> encroûtants et <i>Pocillopora</i> branchus <i>in situ</i> . Nombreux débris de bioclastes variés (coraux, <i>Halimeda</i> ). Rares encroûtements d'algues assez épais (>2mm). (Photo : Débris de coraux branchus et <i>Pocillopora</i> branchu encroûté par une colonie de <i>Montipora</i> )	 24A15

**Tableau III.3:** Évolution de la composition biologique des séquences récifales au site 24A.  
Biological evolution of reef sequences from site 24A.

Sites 25					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
106 à 106,79m dans 25A; 101,94 à 102,85m dans 25B	AFM	III	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: encroûtants Agaricidés et <i>Montipora in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Porites</i> encroûtants. Superposition de fines algues corallinacées et quelques encroûtements épais. (Photo : colonies d'Agaricidés encroûtants encroûtées par des superpositions d'algues fines)	 25A1
115,21 à 117,11m et 107,2 à 113,54m dans 25A; 103,1 à 106,47m dans 25B	PPM	II	développement très important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> encroûtants et submassifs <i>in situ</i> . Coraux secondaires : <i>Porites</i> encroûtants et branchus, <i>Pavona</i> et Agaricidés encroûtants, fragments de <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus. Les branches de <i>Porites</i> sont parfois longues et les colonies massives généralement fines (centimétriques). Rares fines algues corallinacées. (Photo : colonies de <i>Montipora</i> encroûtants et fragments de <i>Porites</i> branchus)	 25A3
Absent du 25A; 109,05 à 111,53m dans 25B	PP	II	développement assez important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus et <i>Pocillopora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants. Rares algues corallinacées épaisses (centimétriques). Nombreux articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. (Photo : colonies de <i>Pocillopora</i> branchus et fragments de <i>Porites</i> branchus ; articles d' <i>Halimeda</i> )	 25B6
113,54 à 115,21m dans 25A; 111,53 à 115,57m dans 25B	mP	II	développement moyen à faible avec des encroûtements centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs et colonnaires <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> branchus et <i>Montipora</i> encroûtants. Les colonies de <i>Porites</i> sont de petites tailles dans le forage 25A (pluri-centimétriques) et de grandes tailles dans le forage 25B (décimétriques). Les algues corallinacées sont rares et généralement assez fines (~2mm). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. (Photo : colonie de <i>Porites</i> colonnaire)	 25B8
117,97 à 118,62m dans 25A; 116,79 à 119,04m dans 25B	PM	II	développement faible à nul	Coraux dominants: <i>Pocillopora</i> à branches robustes et <i>Montipora</i> massifs à submassif <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> massifs et encroûtants; fragments de <i>Porites</i> branchus. Algues corallinacées fines. Quelques superpositions de fins encroûtements d'algues. Nombreux articles d' <i>Halimeda</i> dans les remplissages sédimentaires. (Photo : colonies de <i>Montipora</i> encroûtants)	 25B12

**Tableau III.4 :** Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 25A et 25B.  
*Biological evolution of reef sequences from sites 25A and 25B.*

Sites 21					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
82,95 à 84,65 dans 21A; 82,3 à 85,53 dans 21B	AFM	III	développement assez important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: Agaricidés encroûtants et submassifs ( <i>Pachyseris</i> et <i>Pavona</i> ) et Favidés submassifs ( <i>Leptastrea</i> et <i>Mussidae</i> ) <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montipora</i> encroûtants. Superpositions de fins encroûtements d'algues corallinacées. (Photo : colonies de <i>Leptastrea</i> encroûtées par des fines algues)	 21B1
84,65 à 96,98m dans 21A; 85,53 à 100,51m dans 21B	PPM	I et II	développement très important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus, <i>Montipora</i> encroûtants et massifs et <i>Porites</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Pocillopora</i> et <i>Porites</i> branchus; Favidés et Agaricidés encroûtants; <i>Pavona maldivensis</i> branchus; localement fragments de <i>Porites</i> branchus abondants. Algues corallinacées assez peu développées et localement épaisses (pluri-millimétriques). Présence locale d'articles d' <i>Halimeda</i> + un intervalle avec des <i>Porites</i> massifs dans 21A (91 à 91,7m) (Photo : colonies de <i>Porites</i> encroûtants)	 21B5
96,98 à 108,06m dans 21A; 101,45 à 107,05m dans 21B	PP	I et II	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> à branches robustes. Coraux mineurs: Agaricidés, <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> encroûtants; fragments de <i>Porites</i> branchus. Développement des algues assez faible avec localement des algues épaisses (pluri-centimétriques). Rares articles d' <i>Halimeda</i> + un intervalle avec des <i>Porites</i> massifs et colonnaires dans 21A (101,8 à 104,15m) (Photo : colonies de <i>Porites</i> branchus)	 21A17
108,06 à 111,28m dans 21A; 107,05 à 111,17m dans 21B	PM	I	développement faible avec des encroûtements centimétriques	Coraux dominants: Favidés massifs, <i>Montipora</i> massifs et encroûtants et <i>Pocillopora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> submassifs, encroûtants et branchus; quelques fragments de <i>Porites</i> branchus. Algues fines multi-laminées, localement épaisses (pluri-millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : colonies de <i>Montipora</i> encroûtants et fragments de <i>Pocillopora</i> branchus)	 21B18



**Tableau III.5 :** Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 21A et 21B.  
Biological evolution of reef sequences from sites 21A and 21B.

Sites 23					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
67,98 à 68,48m dans 23A; 67,58 à 72,25m dans 23B	AFM	III	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: Agaricidés ( <i>Pachyseris</i> ) et <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Leptastrea</i> submassif; fragments de branches de <i>Pocillopora</i> et d' <i>Acropora</i> . Faible développement des algues corallinacées, rares superpositions de fins encroûtements. (Photo : colonies d'Agaricidés foliacés)	 23B1
70,56 à 72,21m et 74,54 à 77,98m dans 23A; absent dans 23B	mP	I et II	développement assez faible avec des encroûtements centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs et submassifs et encroûtants <i>Leptastrea</i> (seulement pour le premier intervalle) <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Porites</i> branchus. Rares fines algues corallinacées (millimétriques). (Photo : colonies de <i>Porites</i> massif)	 23A2
72,21 à 81,05m dans 23A; absent dans 23B	PPM	I et II	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus et encroûtants <i>in situ</i> , <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> et fragments de <i>Porites</i> branchus. Coraux mineurs: <i>Pavona</i> , Agaricidés et <i>Psammocora</i> encroûtants, fragments de <i>Pocillopora</i> branchus et <i>Acropora</i> tabulaires. Rares algues corallinacées fines (~2mm). Remplissages bioclastiques avec des articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> encroûtants et branchus)	 23A8
absent dans 23A; 72,25 à 79,85m dans 23B	tA	I et II	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires, Acroporidés encroûtants, <i>Montipora</i> , <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> à branches robustes <i>in situ</i> et fragments de <i>Porites</i> encroûtants. Coraux mineurs: <i>Porites</i> branchus et <i>Psammocora</i> encroûtants. Faible développement des algues localement épaisses (centimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Psammocora</i> encroûtant)	 23B7
81,05 à 89,45m et 91,07 à 93,39m dans 23A; 79,85 à 90,1m dans 23B	PP	I et II	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus (longues branches) et à branches robustes et <i>Pocillopora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux secondaires: fragments de <i>Porites</i> branchus. Coraux mineurs: <i>Porites</i> , Agaricidés et <i>Montipora</i> encroûtants et <i>Pavona</i> à branches robustes. Faible développement des algues localement épaisses (centimétriques). Remplissages bioclastiques avec notamment des articles d' <i>Halimeda</i> et des radiales d'échinide. (Photo : <i>Porites</i> branchus)	 23A11
89,45 à 91,07m et 93,39 à 93,69m dans 23A et 90,1 à 97,57m dans 23B	PM	I	développement modéré à faible avec des encroûtements centimétriques.	Coraux dominants: Favidés massifs ( <i>Leptastrea</i> ), <i>Montipora</i> submassifs et encroûtants <i>in situ</i> et <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> à branches robustes. Coraux mineurs: Agaricidés encroûtants, <i>Pavona</i> encroûtants et fragments de <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus. Rares algues fines, localement épaisses (pluri-mm). (Photo : fragments de <i>Pocillopora</i> à branches robustes et bioclastes variés)	 23A14






**Tableau III.6:** Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 23A et 23B.  
Biological evolution of reef sequences from sites 23A and 23B.



### CORAL ASSEMBLAGES

-  Robust branching *Acropora* assemblage (RbA)
-  Tabular *Acropora* assemblage (tA)
-  Robust branching *Pocillopora* / massive *Montipora* assemblage (PM)
-  Massive *Porites* assemblage (mP)
-  Branching *Porites* / *Pocillopora* assemblage (PP)
-  Branching *Porites* / encrusting *Porites*/*Montipora* assemblage (PPM)
-  Encrusting agaricid and faviid assemblage (AFM)





### LITHOLOGY

-  Terrigenous sand
-  Skeletal sand
-  Coralgall rubble
-  Older Pleistocene reef deposits
-  U : unconformity


### DATATIONS

- 14.02 U/Th coral ages in kyr BP
- 14.02 Cal. <sup>14</sup>C coral ages in kyr BP
- 14.02 Cal. <sup>14</sup>C red algal ages in kyr BP
- 14.02 Cal. <sup>14</sup>C microbialite ages in kyr BP







### MICROBIALITES

-  Laminated microbialites
-  Thrombolites
-  Dense microbialites
-  Relative abundance of microbialites

### FRAMEWORKS

- Lo: Loose
- Int: Intermediate / Open
- De: Dense
-  Occurrence of the framework

### ALGAE ASSEMBLAGES

-  Ha: Occurrence and abundance of *Halimeda*
-  Th: Occurrence of thick coralline algae crusts (cm)
- As: Red algal assemblages
-  Mastophoroid assemblage
-  Lithophylloid assemblage
-  Melobesioid assemblage
-  Vermetid gastropods

**Figure III.10 :** Légende des logs lithologiques représentés en figures III.11, III.12, III.13, III.14 et III.15.

*Log captions for figures III.11, III.12, III.13, III.14 and III.15.*

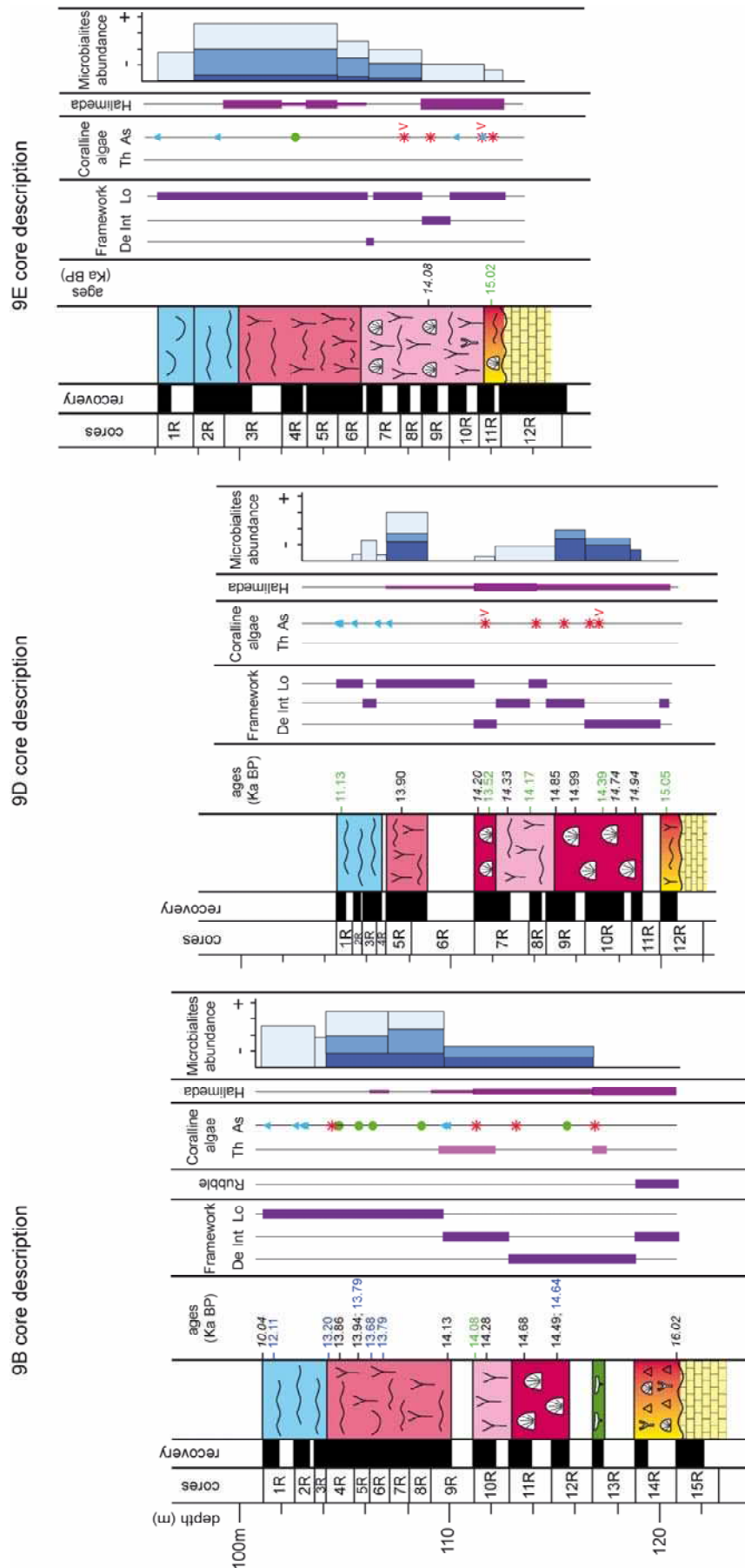


Figure III.11 : Logs des forages 9B, 9D et 9E / 9B, 9D and 9E core descriptions.

24A core description

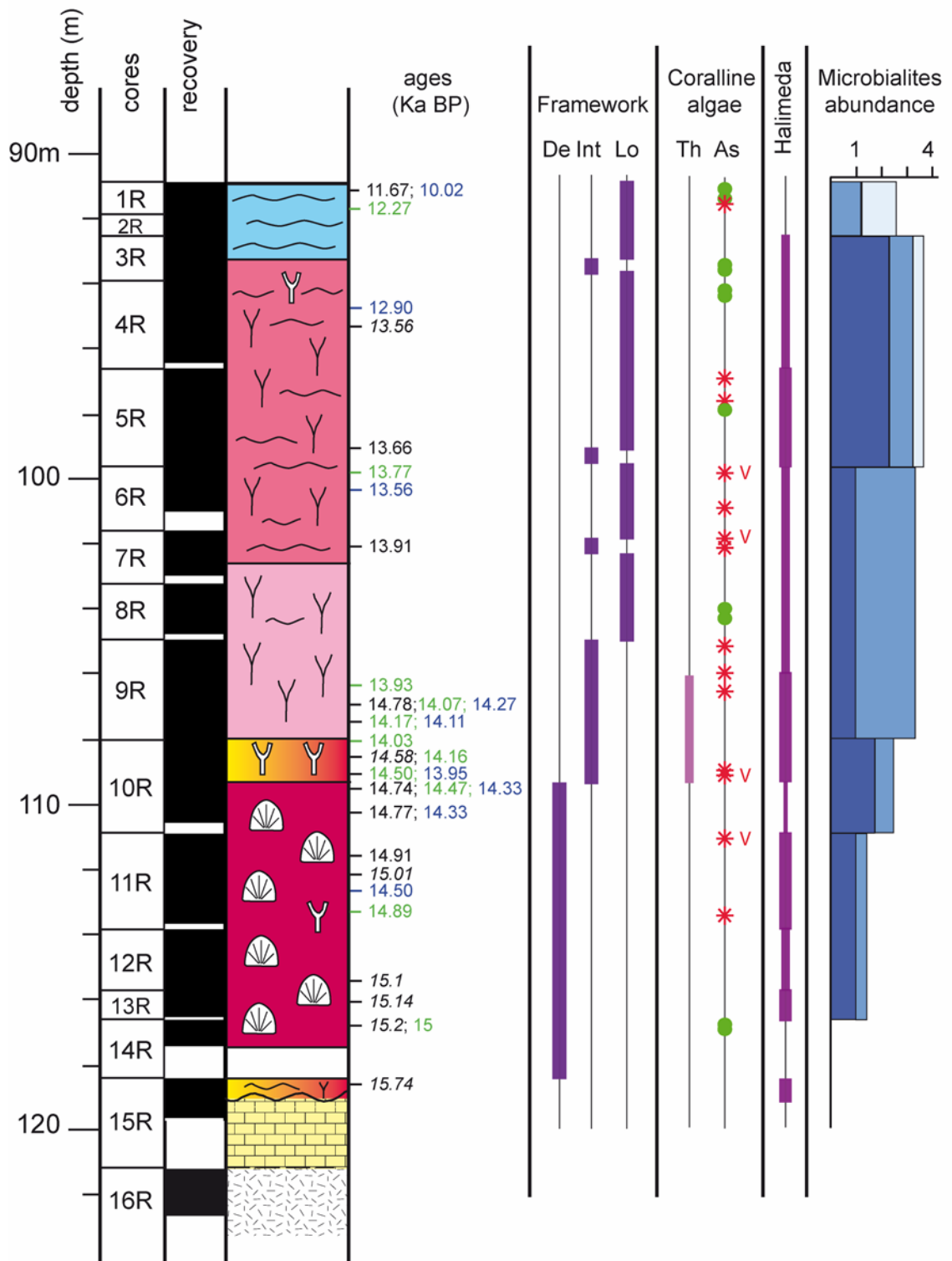


Figure III.12 : Log du forage 24A / 24A core description.

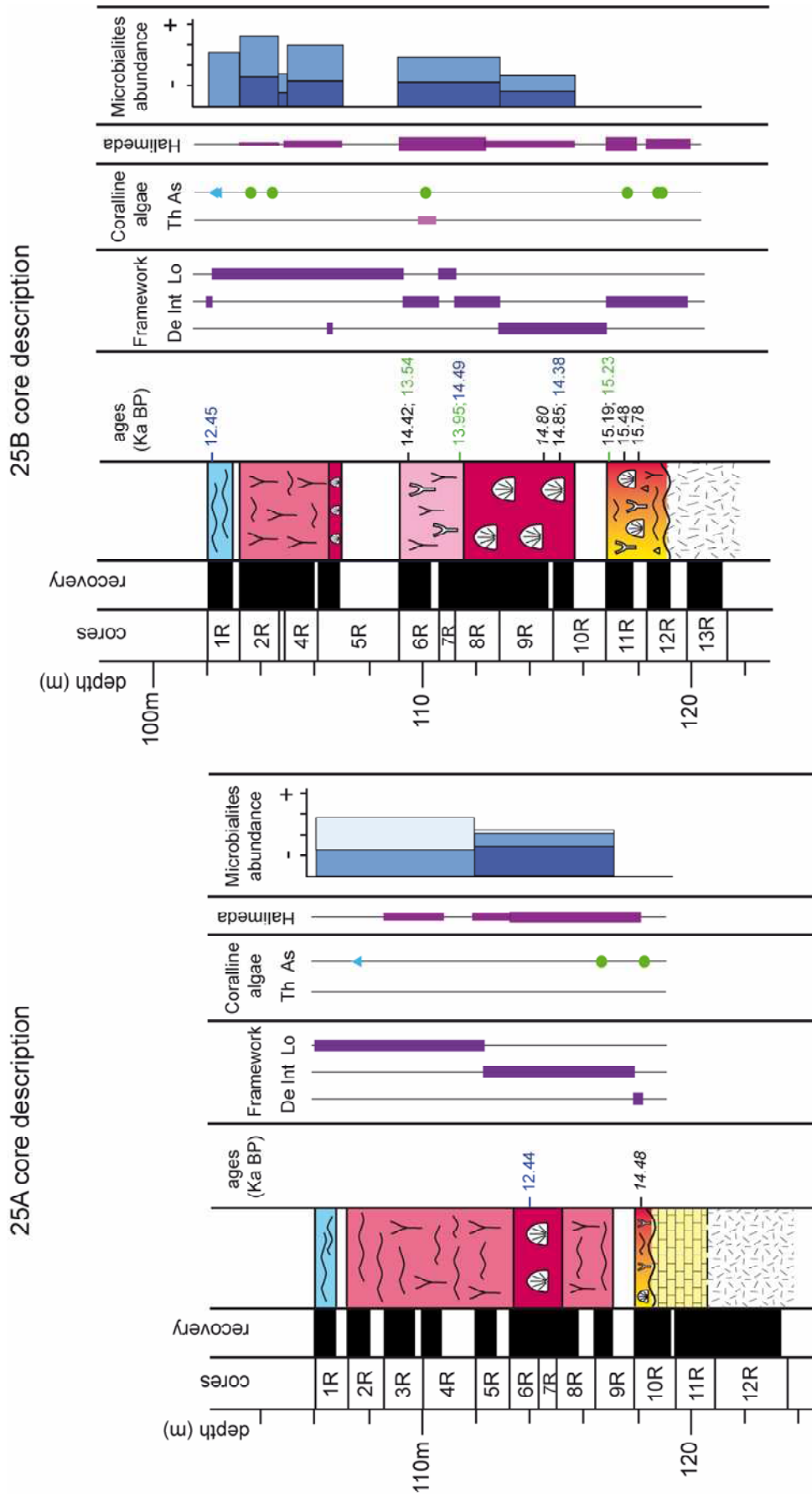


Figure III.13 : Logs des forages 25A et 25B / 25A and 25B core descriptions.



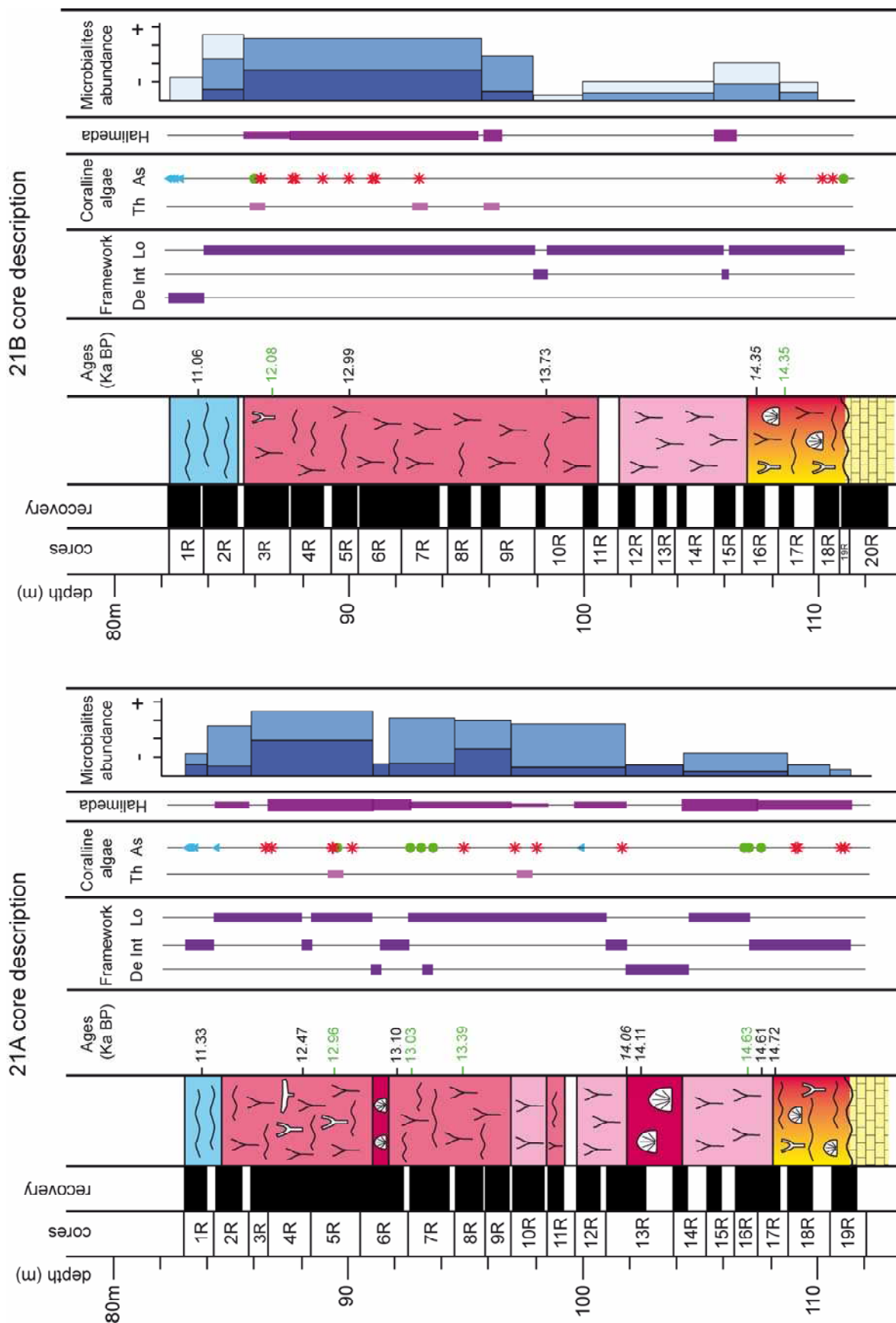


Figure III.14 : Logs des forages 21A et 21B / 21A and 21B core descriptions.

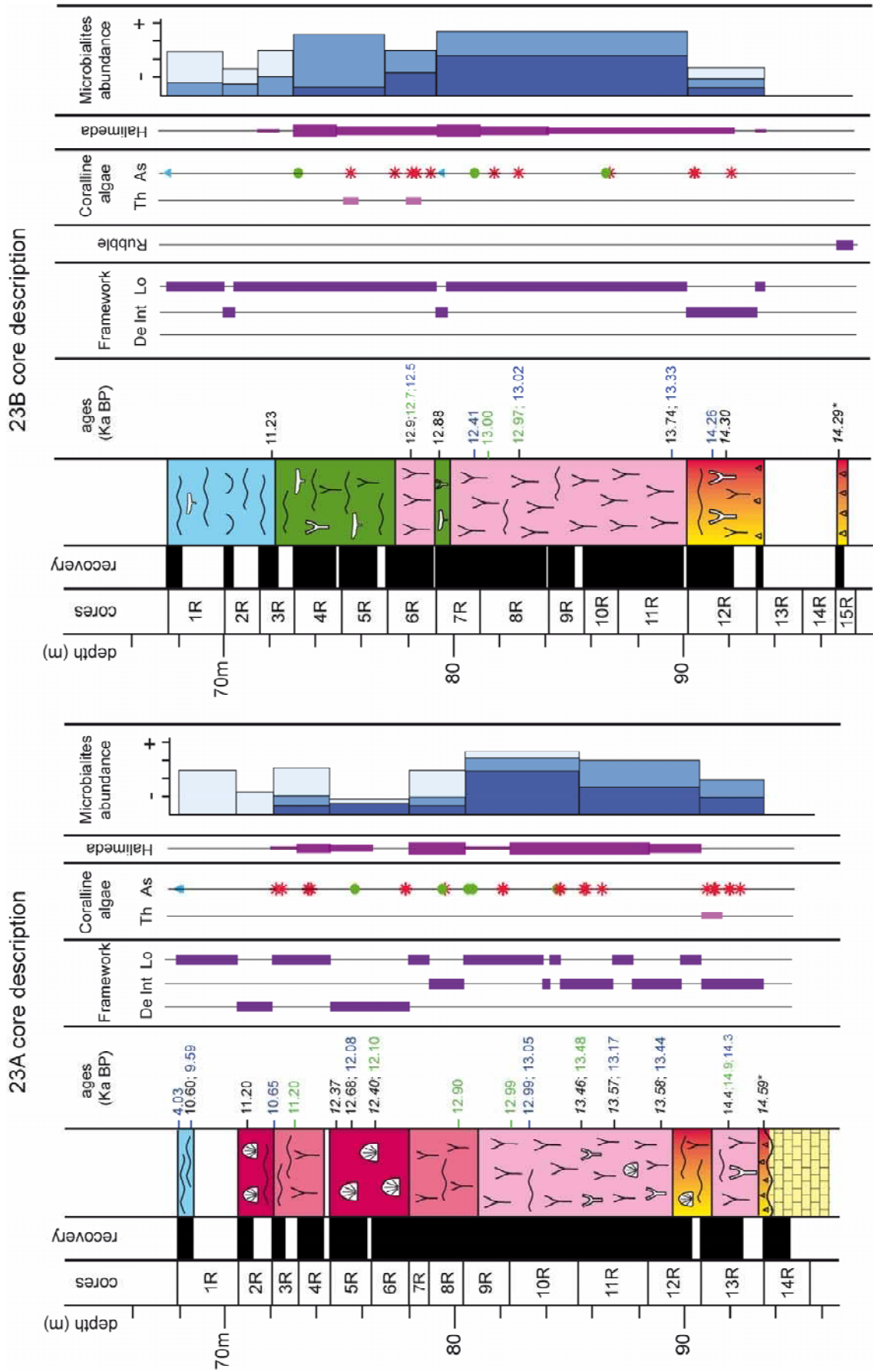


Figure III.15 : Logs des forages 23A et 23B / 23A and 23B core descriptions.

Synthèse de l'évolution de la ride externe (Fig. III.16) :

La partie inférieure des séquences de la ride externe, comprise entre 122 et 117m.s.n.m. (m.s.n.m. : mètres sous le niveau marin actuel) dans les forages les plus profonds (sites 9, 24 et 25) et entre 111 et 107 m.s.n.m. dans les forages moins profonds (site 21), est dominée par l'assemblage à *Pocillopora* à branches robustes et fines et à *Montipora* massifs et encroûtants (PM). Cet assemblage est donc le premier à coloniser le substratum pléistocène vers 16 ka BP pour les sites les plus profonds (9, 24, 25) et vers 15 ka BP pour les sites les moins profonds (21). Il forme une unité d'épaisseur comprise entre 1 et 4 m. Ensuite se développe dans les forages les plus profonds (sites 9, 24 et 25) l'assemblage à *Porites* massifs (mP) entre 118 et 110 m.s.n.m., ce qui correspond à la période de temps comprise entre ~15,4 et ~14,6 ka BP. Cet assemblage forme une unité d'épaisseur comprise entre 3 et 7 m. Cet assemblage est ensuite remplacé par l'assemblage à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes (PP) présent dans tous les forages entre 110 et 100 m.s.n.m., ce qui correspond à la période de temps de ~14,6 à ~13,9 ka BP. Cet assemblage forme une unité d'épaisseur comprise entre 2 et 6 m. Puis apparaît l'assemblage à *Porites* branchus et à *Porites* et *Montipora* encroûtants (PPM) présent dans tous les forages entre 100 et 85m.s.n.m., ce qui correspond à la période de temps de ~13,9 à ~11,5 ka BP. Cet assemblage forme une unité d'épaisseur comprise entre 2 et 15 m.

Synthèse de l'évolution de la ride interne (Fig. III.16) :

La partie inférieure des séquences de la ride interne, comprise entre 97 et 90 m.s.n.m., est également dominée par l'assemblage à *Pocillopora* à branches robustes et fines et à *Montipora* massifs et encroûtants (PM). Cet assemblage forme une unité d'épaisseur comprise entre 4 et 7 m qui couvre la période de temps comprise entre ~14,5 et ~14 ka BP. Ensuite se développe l'assemblage à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes (PP) présent entre 90 et 80 m.s.n.m., ce qui correspond à la période de temps de ~14 à ~13 ka BP. Cet assemblage forme une unité d'épaisseur comprise entre 8 et 10 m. Cet assemblage est ensuite remplacé par une intercalation de plusieurs assemblages : les assemblages à *Porites* branchus et à *Porites* et *Montipora* encroûtants (PPM), à *Porites* massifs (mP) et à *Acropora* tabulaires (tA) présents entre 80 et 72 m.s.n.m., ce qui correspond à la période de temps comprise entre ~13 à ~11,2 ka BP. Cette unité a une épaisseur comprise entre 8 et 10 m.

Pour tous les sites des rides externe et interne, le sommet des séquences est dominé par l'assemblage à coraux encroûtants *Montipora*, Agaricidés et Favidés (AFM). Cette unité a une épaisseur comprise entre 1 et 5 m. Les caractéristiques des sommets de séquence sont décrites dans le paragraphe III. 2. 4.

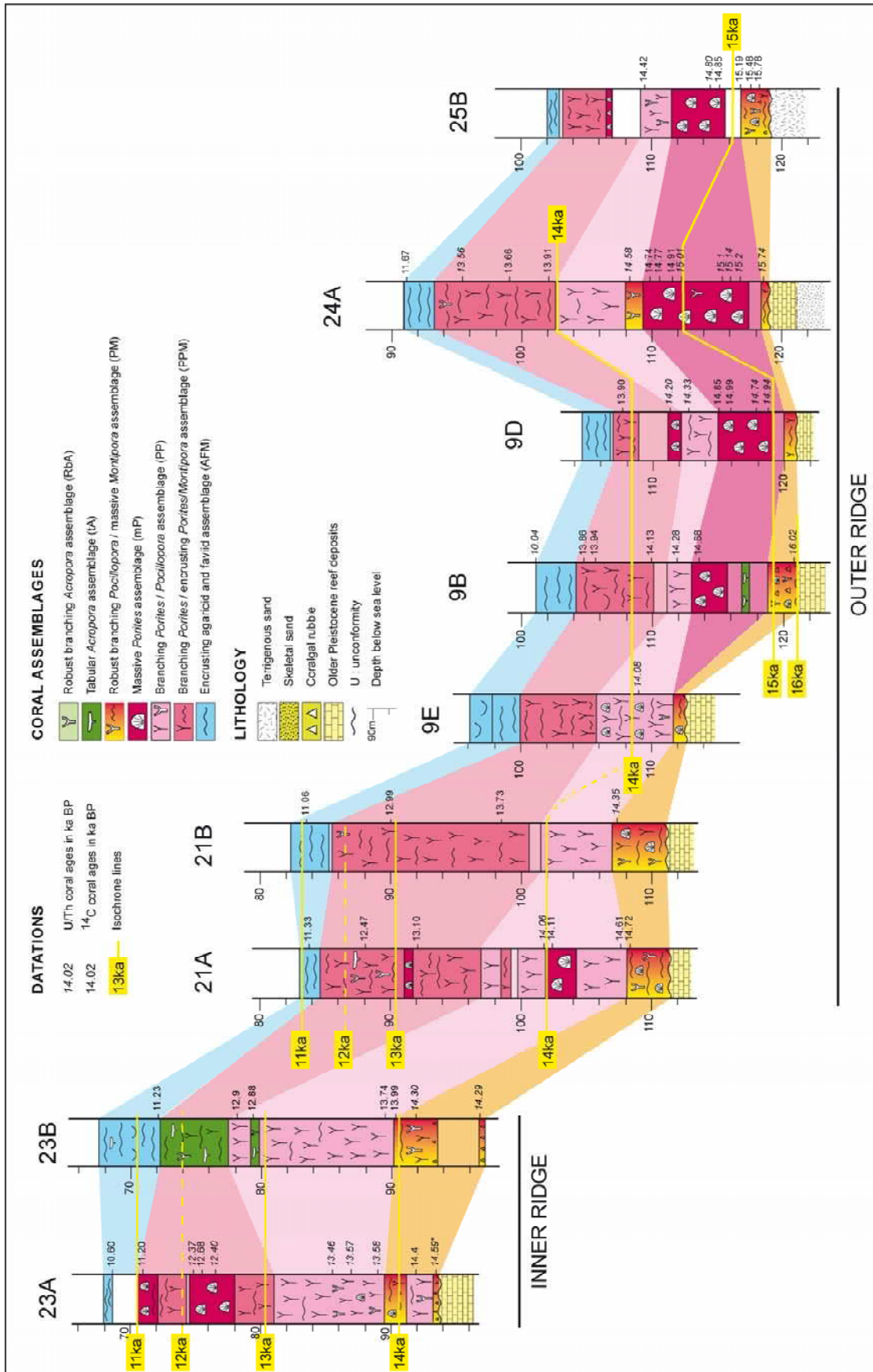
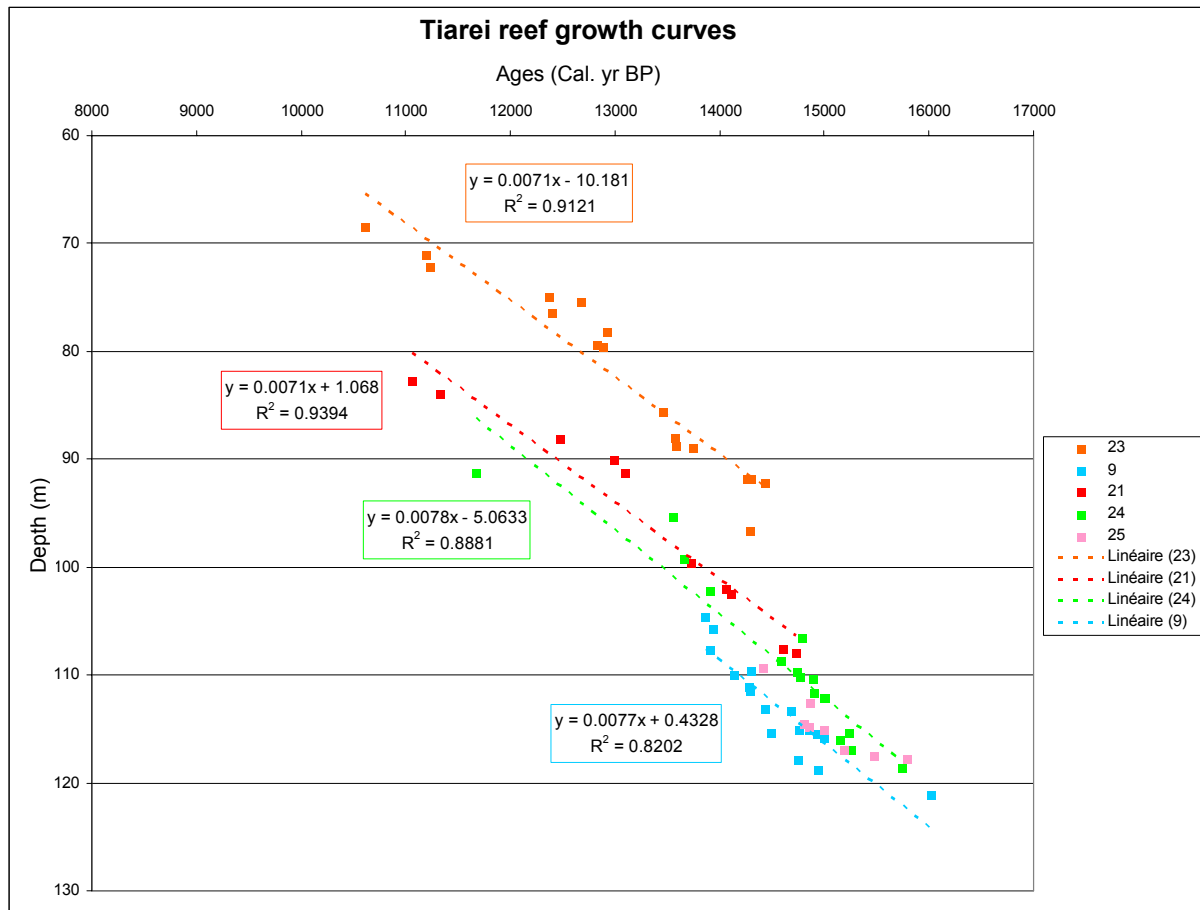


Figure III.16 : Logs des séquences de Tiarei avec corrélation des assemblages coralliens.  
Core descriptions from Tiarei sequences with correlations of coral assemblages.

Les taux moyens d'accrétion verticale des séries récifales de Tiarei sont de 7 - 8mm/an (Fig. III.17). Ces taux moyens sont différents des taux moyens d'accrétion de chaque assemblage corallien. Les assemblages PM, mP, PP, PPM et AFM ont des taux moyens d'accrétion verticale de 3-4, 7-8, 10-13, 14-25 et 3 mm/an, respectivement.



**Figure III.17 :** Reconstitution des courbes de croissance récifale pour les sites 23, 9, 21, 24 et 25 de Tiarei. Les points correspondent aux âges U-Th et  $^{14}\text{C}$  calibrés des coraux en fonction de leurs profondeurs dans les forages. Une régression linéaire pour les points des sites 23, 21, 24 et 9 permet d'obtenir les taux moyens de croissance récifale au niveau de ces sites.

*Reef growth curves from sites 23, 9, 21, 24 and 25 with mean vertical accretion rates.*

Pour chaque site, l'initiation récifale s'est déroulée dans des environnements peu profonds (<10 m de profondeur ; assemblage PM). Pour les sites 9B, 9D et 25B, le développement récifal a débuté dans des environnements peu profonds (<15 m de profondeur ; assemblages mP et PP) jusqu'à ~110 m.s.n.m. (~14,3 ka BP). L'approfondissement est ensuite progressif (environnements à des profondeurs inférieures à 25 m ; assemblage PPM) jusqu'à 104 m.s.n.m. et se termine par l'enneiement des séries récifales vers 13,8 ka BP (assemblage AFM, profondeurs supérieures à 20 m). Pour les sites 24A, 21A et 21B, le développement récifal a lieu dans des environnements peu profonds

(<15m de profondeur ; assemblages mP et PP) jusqu'à ~100-102 m.s.n.m. (~13,9 ka BP). L'approfondissement est ensuite progressif (environnements à des profondeurs inférieures à 25 m ; assemblage PPM) jusqu'à 85 m.s.n.m. et se termine par l'enneiement des séries récifales vers 11-12 ka BP (assemblage AFM). Pour les sites 23A et 23B, le développement récifal s'est déroulé dans des environnements peu profonds (<15 m de profondeur ; assemblage PP) jusqu'à ~80 m.s.n.m. (~13 ka BP). L'approfondissement est ensuite progressif (environnements à des profondeurs inférieures à 25 m ; assemblages PPM, mP et tA) jusqu'à 72 m.s.n.m. et se termine par l'enneiement des séries récifales vers 11 ka BP (assemblage AFM).

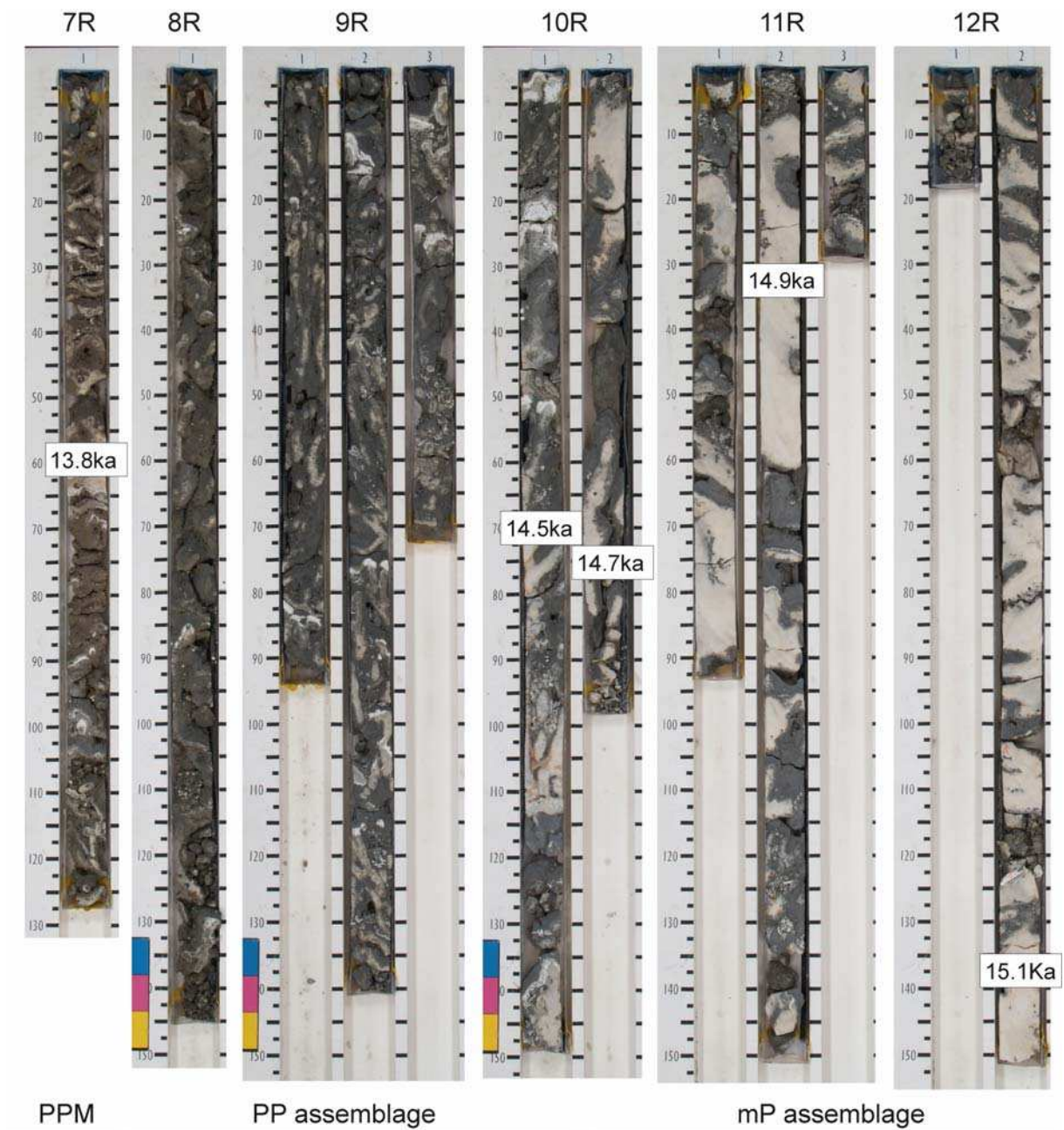
La réponse du récif à l'accélération de l'élévation du niveau marin associée au MWP-1A est bien visible dans le forage 24A (**Fig. III.18**). En effet, l'assemblage à coraux massifs formant une unité continue de 8 m d'épaisseur est remplacé dès le début du MWP-1A (~14,6 ka BP) par des coraux branchus de l'assemblage PP caractérisés par des taux d'accrétion verticale plus importants. Malgré l'augmentation des taux d'accrétion récifale, on note un approfondissement avec le développement de l'assemblage PPM à partir de 13,8 ka BP. Le MWP-1A ne produit ainsi pas un arrêt de la croissance récifale mais un changement de communauté corallienne vers un assemblage plus adapté à une remontée rapide du niveau marin puis un approfondissement progressif. L'enneiement définitif de cette série a lieu vers 12 ka BP.

La réponse du récif est également observable dans le forage 9B (**Fig. III.19**). L'approfondissement y est plus rapide avec le développement peu important de l'assemblage PP (~1m, carotte 10R) et le passage rapide à l'assemblage PPM dès 14,2 ka BP. L'assemblage PPM connaît ensuite un développement important (~6m d'épaisseur) jusqu'à 13,8 ka BP. L'enneiement est ensuite plus conséquent avec le développement de l'assemblage AFM (carottes 1, 2 et 3R). Comme dans le forage 24A, le MWP-1A n'induit pas un arrêt brutal de la croissance récifale mais un approfondissement progressif. La zone récifale forée étant plus profonde au niveau du site 9B qu'au site 24A, l'approfondissement y est plus rapide.

Les séquences récifales de Tiarei montrent ainsi une succession d'assemblages caractérisant des environnements de plus en plus profonds avec, tout d'abord, l'assemblage PM marquant des pentes récifales de profondeurs inférieures à 6-10 m, puis les assemblages mP et PP qui caractérisent des environnements de profondeurs inférieures à 15 m, puis l'assemblage PPM qui caractérise des environnements de profondeurs inférieures à 25 m et enfin l'assemblage AFM qui caractérise des environnements de profondeurs supérieures à 20m. Cette évolution montre l'approfondissement progressif du milieu et démontre ainsi que le récif est peu à peu distancé par la montée du niveau marin.

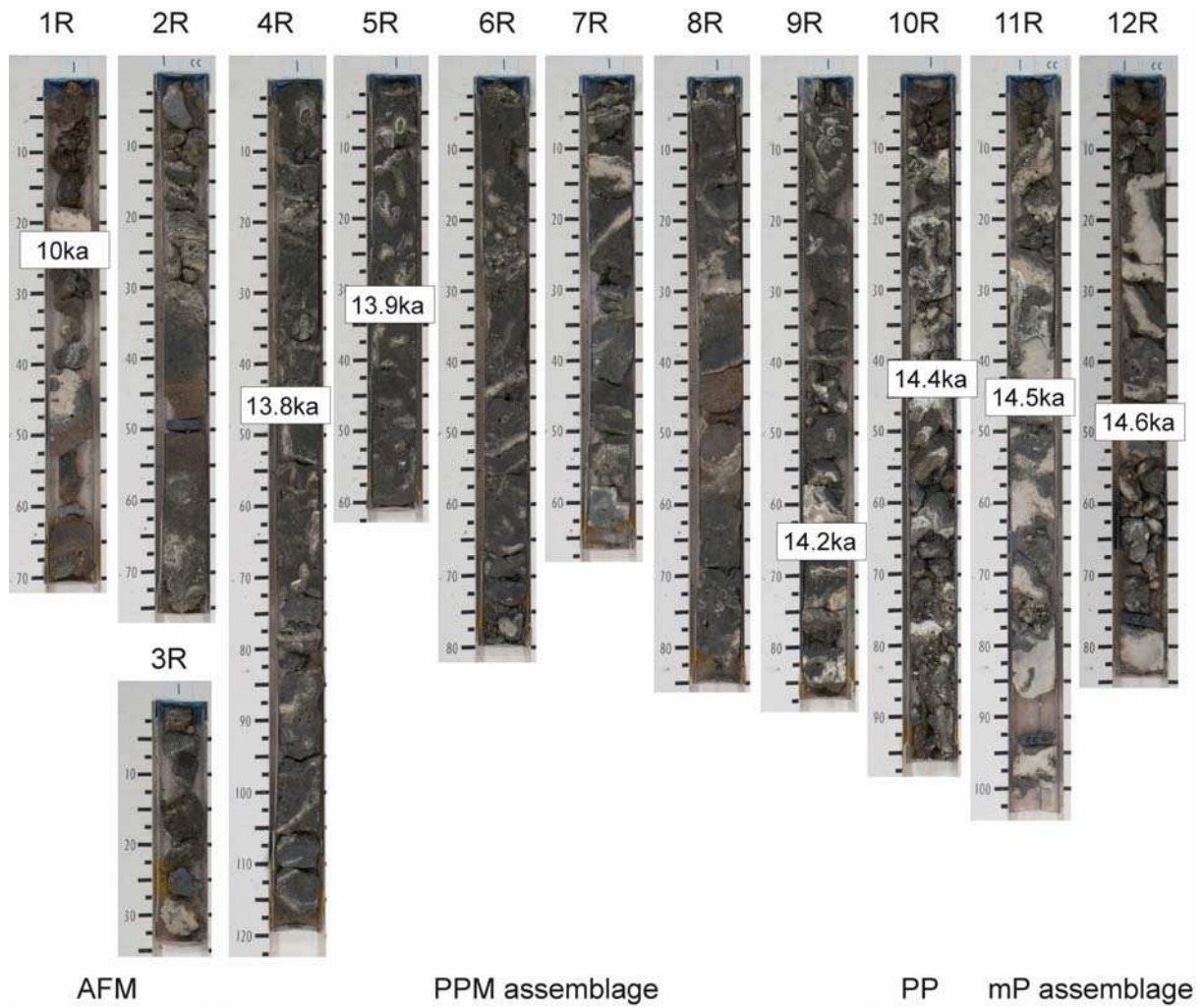


La croissance du système récifal de Tiarei est plus détaillée dans l'article Camoin *et al.*, à soumettre (cf. paragraphe III.2.2.).



**Figure III.18 :** Évolution des carottes récifales du site 24A au cours du MWP-1A (14,6 - 14 ka BP). Le passage d'un assemblage mP (assemblage à *Porites* massifs) à un assemblage PP (assemblage à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes) puis à un assemblage PPM (assemblage à *Porites* branchus et à *Porites* et *Montipora* encroûtants) marque la réponse du récif à l'accélération de l'élévation du niveau marin.

*Changes in the composition of coralgal assemblages in cores from site 24A during the MWP-1A. The mP assemblage is replaced by the PP assemblage around 14.6 ka BP. Then, the development of the PPM assemblage indicates the deepening of the reef sequence.*



**Figure III.19 :** Évolution des carottes récifales du site 9B au cours du MWP-1A (14,6 - 14 ka BP). Le passage d'un assemblage mP (assemblage à *Porites* massifs) à un assemblage PP (assemblage à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes) puis à un assemblage PPM (assemblage à *Porites* branchus et à *Porites* et *Montipora* encroûtants) marque la réponse du récif à l'accélération de l'élévation du niveau marin. L'approfondissement de la séquence est plus rapide que dans le forage 24A.

*Evolution of core composition from site 9B during the MWP-1A. Changes from the mP and PP assemblages to the PPM and then AFM assemblages indicate the deepening of the reef sequence.*



*III.2.2. Article 1: Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation. IODP Expedition 310 “Tahiti Sea Level”: to be submitted to Geology.*

Authors: Gilbert Camoin (a), Claire Searid (a), Pierre Deschamps (a), Jody M. Webster (b), Elizabeth Abbey (b), Juan C. Braga (c), Yasufumi Iryu (d), Nicolas Durand (a), Edouard Bard (a), Bruno Hamelin (a), Yusuke Yokoyama (e) and Alexander Thomas (f).

(a) CEREGE, UMR 6635, Aix-Marseille Université, CNRS-Collège de France-IRD, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP80, F-13545 Aix-en-Provence cedex 4, France.

(b) The University of Sydney, School of Geosciences, NSW 2006, Australia

(c) Universidad de Granada, Estratigrafía y Paleontología, Campus Fuentenueva, 18002, Granada, Spain.

(d) Nagoya University, Department of Earth and Planetary Sciences, 464-8601, Nagoya, Japan.

(e) Ocean Research Institute and Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, 1-15-1 Minami-dai Tokyo 164-8639 Tokyo, Japan, and IFREE-JAMSTEC, Yokosuka 237-0061, Japan.

(f) Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka 237-0061, Japan.

(g) University of Oxford, Department of Earth Sciences, Parks Road, Oxford, OX1 3PR, UK.

## **Abstract**

The last deglaciation has been characterized by a rapid sea-level rise and coeval abrupt environmental changes. The Barbados coral reef record suggested that this period has been punctuated by two brief intervals of accelerated melting (meltwater pulses), occurring at 14,000 and 11,300 cal-yr-BP, superimposed on a smooth and continuous rise of sea level. Although their timing, their magnitude, or even their existence have been actively debated, those catastrophic sea-level rises are thought to have induced distinct reef drowning events.

The reef response to sea-level and environmental changes during the last deglacial sea-level rise at Tahiti is reconstructed based on a chronological, sedimentological and paleobiological study of cores drilled through the relict reef features occurring on the modern fore-reef slopes during the IODP Expedition 310.

Changes in the composition of corallgal assemblages coincide with abrupt variations in reef growth rates and characterize the response of the upward-growing reef pile to a non-monotonous sea-level rise and coeval environmental changes.

No major break in reef development occurred between 16,000 and 10,000 cal-yr-BP. Reefs accreted mostly through aggradational processes at growth rates averaging 10 mm.yr<sup>-1</sup>,

thus precluding any catastrophic impact on reef development such as the temporary cessation of reef growth as it was reported in the Barbados record. An incipient drowning and a general backstepping of the reef complex have been evidenced during the 14,600-13,900 cal-yr-BP time window implying that reef growth gradually lagged behind sea-level rise.

**Keywords:** Sea level, reef growth, Tahiti, submerged reef features, reef drowning, meltwater pulses.

### *III.2.2.1. Introduction*

Studies of coral reef records from the Last Deglaciation (23,000 – 6,000 cal-yr-BP) are of pivotal importance in constraining the timing and magnitude of rapid sea-level rise and related abrupt environmental changes which characterized this period. Because the amplitude of sea-level changes during that time window was at least of 120 m (Fairbanks, 1989; Yokoyama *et al.*, 2000, 2001), the relevant reef and sediment archives are mostly stored on modern fore-reef slopes and have been barely investigated by dredging, submersible diving and drilling.

Only three reef sequences accurately dated and attributed to times reflecting the Holocene-Pleistocene boundary have been investigated by drilling, i.e. Barbados (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Peltier and Fairbanks, 2006), Papua New-Guinea (13,000 to 6,000 cal-yr-BP; Chappell and Polach, 1991; Edwards *et al.*, 1993) and Tahiti (13,850 to 2,380 cal-yr-BP; Bard *et al.*, 1996; Montaggioni *et al.*, 1997; Camoin *et al.*, 1999; Cabioch *et al.*, 1999b). So far, the only record that encompasses the whole of the Last Deglaciation is the Barbados one where it was suggested that this period was punctuated by two brief intervals of accelerated melting (Meltwater Pulses – MWP - 1A and 1B centered on 14,000 and 11,300 cal-yr-BP respectively) superimposed on a smooth and continuous sea-level rise with no reversals. Although their timing, magnitude, and even their existence have been actively debated (e.g. see Clark, 1995; Bard *et al.*, 1996; Okuno and Nakada, 1999; Yokoyama *et al.*, 2000; Lambeck *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2004; Bassett *et al.*, 2005; DeDeckker and Yokoyama, 2009), those catastrophic sea-level jumps are thought to have induced reef drowning events (Blanchon and Shaw, 1995) followed by major non-constructional periods (Montaggioni, 2005). However, the Barbados record was derived from three separate submerged reef features, each of these segments being offset from the next and coinciding with the interpreted reef drowning events. Furthermore, the abrupt and significant environmental changes that accompanied the deglacial sea-level rise have been barely investigated so that the accurate reconstruction of the event is obscured.

This study deals with the reef response to sea-level and environmental changes between 16,000 and 10,000 cal-yr-BP, based on the accurate coral reef record obtained in Tahiti during IODP Expedition #310.

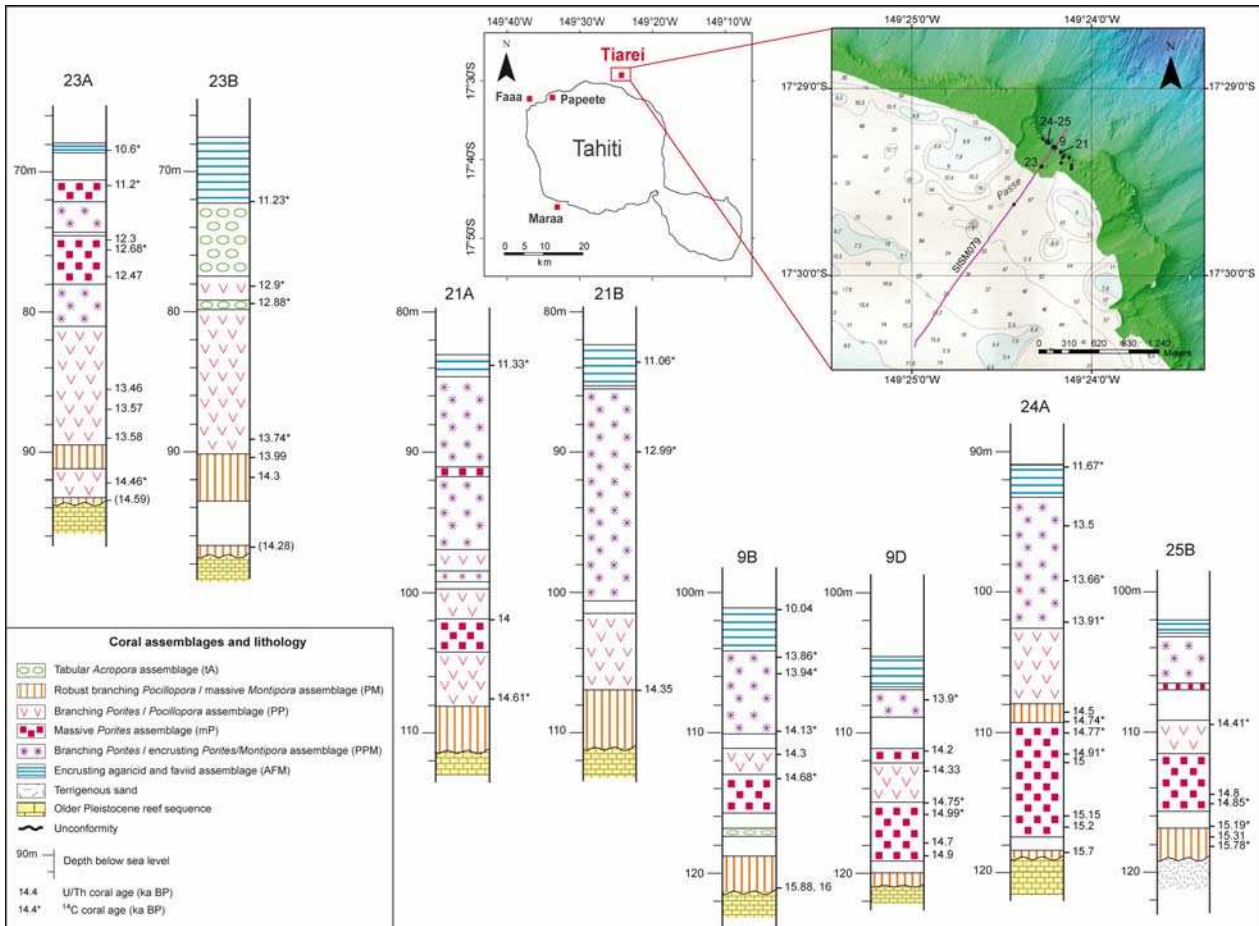
#### *III.2.2.2. Setting*

Tahiti is a volcanic island which is characterized by slow and regular subsidence rates (estimated at 0.15 and 0.25 mm.yr<sup>-1</sup> by Le Roy, 1994 and Bard *et al.*, 1996 respectively) and located at a considerable distance from the major former ice sheets (“far-field” site). It therefore provides an ideal setting to reconstruct the sea-level rise and to constrain short-term environmental changes that are thought to have punctuated the period between the Last Glacial Maximum and the present. The morphology of the Tahiti fore-reef slopes displays consistent accretionary (e.g. terraces, relict reefs) and erosional (e.g. cliffs, notches) features, in relation to sea-level changes (Camoin *et al.*, 2006), although the relative importance of those features differs from site to site, suggesting a complex reef development history during the last deglacial sea-level rise.

During the IODP Expedition 310, 37 holes were drilled at 22 sites (M0005–M0026) along transects at depths ranging from 41.6 to 117.5 meters below sea level (mbsl) in three areas around Tahiti: offshore Faaa, Maraa and Tiarei (Camoin *et al.*, 2007a and b) (**Fig. III.20**). The drilling targets were mostly focused on the two prominent terraces that occur at 50-60 and 90-100 mbsl respectively, which support abundant relict reefs ranging from 30 to 45 m in height. The Tiarei area is characterized by the occurrence of two successive ridges seaward of the living barrier reef (**Fig. III.21A**). The outer ridge rises to 90-100 mbsl and coincides with a marked break in slope, whereas the inner ridge is located on an extensive terrace and its top lies at 60 mbsl; a significant break in slope occurs at 120 mbsl (Camoin *et al.*, 2006). Those ridges comprise a line of isolated or fused pinnacles that were previously recognized as reef features exhibiting an original irregular morphology, and corresponding therefore to primary records of reef development (Camoin *et al.*, 2006). Similar reef features have been recognized on many modern reef slopes around the world (see reviews in Dullo *et al.*, 1998; Camoin *et al.*, 2006 and Beaman *et al.*, 2008) but drilled previously only in Barbados (Fairbanks, 1989). More than 600 m of reef cores displaying an exceptional recovery (>90%; Inwood *et al.*, 2008) and quality were retrieved and, combined with the high-resolution downhole measurement data, correspond therefore to unique archives to resolve in unprecedented detail the reef response to the last deglacial sea-level rise and coeval environmental changes.

## III.2.2.3. Composition and age of the last deglacial reef sequence

The fossil reef systems around Tahiti are composed of two major chronological and lithological sequences (**Fig. III.20**) which are attributed to the last deglaciation (Unit I) and to older Pleistocene time windows (Unit II). The contact between those sequences is characterized by the occurrence of an irregular unconformity which ranges in depth from 94mbsl to 122 mbsl on the inner and outer ridges of Tiarei respectively.



**Figure III. 20:** Lithologies, selected U-series and <sup>14</sup>C ages, and distribution of the corallgal assemblages at drill sites on the outer (sites 25, 24, 9 and 21) and inner (site 23) ridges along the transect drilled in the Tiarei area. Insert maps: location of the IODP Expedition 310 (offshore) and the Papeete (onshore) drill sites; and details of Tiarei area with the positions of the seismic track and studied holes on a bathymetric map.

The last deglacial sequence is mostly composed of coral frameworks generally thickly encrusted by coralline algae that are locally associated with encrusting foraminifers and sessile vermetid gastropods. The dominant coral morphologies (branching, robust-branching, massive, tabular, foliaceous, and encrusting) and the abundance of associated builders and encrusters determine distinctive frameworks displaying a wide range of internal structures, from loose to dense frameworks. The corallgal framework primary cavities are partly to entirely occluded by abundant microbialite crusts, ranging in thickness from a few

centimeters up to 20 cm (Seard *et al.*, submitted). The microbialite crusts comprise laminated crusts and stacked generations of micritic accretions displaying a wide range of growth forms, including irregular domes and columnar morphologies and are similar to those described earlier both in the Papeete drill cores (Camoin *et al.*, 1999) and in samples dredged on the Tahiti slopes (Camoin *et al.*, 2006). The coralg-al-microbialite frameworks are locally associated or interlayered with skeletal limestone, loose skeletal sediments (rubble, sand and silt) and/or volcanoclastic sediments; however, those lithologies represent only a minor component of the Tahiti cores, implying a low bioclastic production of those frameworks.

Six distinctive coralg-al assemblages have been identified in the Tiarei cores (Camoin *et al.*, 2007a and b; Abbey, 2007). They are indicative of a range of modern reef environments, from the reef crest to the reef slope (see Adey, 1986; Bouchon, 1996; Sugihara *et al.*, 2006 and enclosed references), in agreement with earlier studies on Tahiti (Montaggioni *et al.*, 1997; Camoin *et al.*, 1999; Cabioch *et al.*, 1999b) and other Indo-Pacific reef sites (e.g. Camoin *et al.*, 1997, 2004; Montaggioni and Faure, 1997; Cabioch *et al.*, 1999a; Webster *et al.*, 2004b). A detailed description and interpretation of those coralg-al assemblages is the subject of a separate paper (Abbey *et al.*, to be submitted). The assemblage characterized by robust-branching *Acropora* of the *robusta-danai* group which dominates frameworks younger than 12,000 cal-yr-BP both in Papeete (see Montaggioni *et al.*, 1997) and Maraa areas does not occur in the Tiarei cores, probably in relation with local environmental conditions, especially high turbidity, which prevailed prior to 12,000 cal-yr-BP in that area.

The identified coralg-al assemblages form a continuum in which most of them are intergradational both vertically and laterally, implying an overlap of their depth ranges (**Fig. III.20**). Moreover, the chronological data further constrain their relative paleowater depth distribution. The robust-branching *Pocillopora*/massive *Montipora* (PM) assemblage typifies the shallowest depositional environment at depths less than 10 m, or even less than 7 m when crusts of *Mastophora pacifica* are associated (Littler and Littler, 2003). This assemblage characterizes the modern reef crest and uppermost reef slope exposed to strong wave action in Tahiti and Moorea (Bouchon, 1996). The other end member of that continuum consists of an encrusting agaricid and faviid (AFM) assemblage bearing a coralline algal association dominated by *Mesophyllum funafutiense* and *Lithoporella*, indicating depths greater than 20m. The massive *Porites* (mP) and the tabular *Acropora* (tA) assemblages characterize the 5-15 m depth range which can be restricted to the 5-10 m depth range when thick crusts of *Hydrolithon onkodes* are associated.

Branching *Porites* are the most abundant corals observed in the Tiarei cores and dominate two distinctive assemblages typifying moderate energy conditions with reduced light intensity. The branching *Porites/Pocillopora* (PP) assemblage developed at depths

ranging from 5 to 15 m but more frequently between 5 and 10 m, as indicated by the occurrence of thick crusts of *Hydrolithon onkodes*, or even shallower than 7 m when crusts of *Mastophora pacifica* occur. The branching *Porites*/encrusting *Porites* and *Montipora* (PPM) assemblage probably developed in a wide range of depths (5 to 25 m) as indicated by the associated coralline algae characterizing either shallow water, i.e. less than 10 m (*Hydrolithon onkodes* and *Mastophora pacifica*), or deeper water environments, i.e. between 15 and 25 m (*Lithophyllum prototypum* – *Mesophyllum erubescens* - *Lithothamnion prolifer* assemblage).

The U-series and  $^{14}\text{C}$  measurements carried out on the Tahiti corals provided reliable and stratigraphically consistent ages within a 10,000-16,000 cal-yr-BP time window (see Deschamps *et al.*, submitted) that encompasses the periods characterized by meltwater pulse events, MWP-1A and MWP-1B, respectively centered at ~14,000 and 11,300 cal-yr-BP in the Barbados record (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990). The present data therefore complement the results obtained on the Papeete drill cores (**Fig. III.20**) which documented a continuous reef growth from 13,800 to 3,000 cal-yr-BP (Bard *et al.*, 1996; Montaggioni *et al.*, 1997; Camoin *et al.*, 1999; Cabioch *et al.*, 1999b).

#### III.2.2.4. Impact of sea-level and environmental changes on reef growth

The anatomy of reef systems from the Tiarei area indicates that their development has been controlled by the progressive flooding of the Tahiti slopes and the coeval increasing of accommodation space. The formation of the successive ridges which characterize that area is seemingly related to local topographic and substrate conditions provided by the older Pleistocene carbonate sequence in a region dominated by volcanoclastic sediments brought by the Papenoo river. No similar ridges were reported in other drilled areas around Tahiti.

The cored reef sequence is continuous at all drill sites, implying that reefs accreted mostly through aggradational processes and that there was no major break in reef development between 16,000 and 10,000 cal-yr-B.P., in contrast to the Barbados record in which reef drowning events and coeval breaks in reef growth have been considered (Blanchon and Shaw, 1995). This suggests that environmental conditions in Tahiti were optimal for reef development and that no significant long term environmental changes occurred during that period. It has been demonstrated earlier that the microbialites developed in an open cavity system at some distance within the reef framework as a response to local increase in nutrient concentrations and alkalinity that did not affect the overall reef growth (Camoin *et al.*, 1999, 2006).

On the outer ridge of the Tiarei area, the last deglacial sequence was recovered from 81.7 to 122.12 mbsl at sites 9, 21, 24, 25 and 26 where it provides stratigraphically consistent

ages ranging from  $16,019 \pm 69$  cal-yr-BP at 121 mbsl in Hole M0009B to  $11,058 \pm 58$  cal-yr-BP at 82.7 mbsl in Hole M0021B; the thickest continuous sequence is 30 m-thick and was recovered at Site 21 (**Fig. III.20**). On the inner ridge, the last deglacial sequence is 24 to 30m-thick and was recovered from 68 to 97 mbsl at site 23 where it ranges in age from  $14,299 \pm 26$  cal-yr-BP at 92 mbsl to  $10,601 \pm 45$  cal-yr-BP at 68.5 mbsl in Hole M0023A (**Fig. III.20**).

The overall reef aggradation rate in the Tiarei area averages  $7.4 \text{ mm.yr}^{-1}$  on the outer ridge and  $6.1 \text{ mm.yr}^{-1}$  on the inner ridge, for the 16,000-10,800 cal-yr-BP and 14,300-10,500 cal-yr-BP time windows respectively. However, the major part of the reef accretion curve expresses maximum growth rates exceeding  $10 \text{ mm.yr}^{-1}$ . At each individual drill site the last deglacial reef sequence is continuous and displays a general deepening-upward trend, indicating that reef growth gradually lagged behind sea-level rise. Changes in the composition of coralgall assemblages coincide with abrupt variations in reef growth rates and characterize the response of the upward-growing reef pile to a non-monotonous sea-level rise and coeval environmental changes, including especially water depth and energy, light conditions, terrigenous fluxes, and nutrient concentrations.

The first community to colonize the Pleistocene carbonate substrate corresponds to the PM assemblage regardless of the timing of the substrate flooding, ranging from 16,000 cal-yr-BP at the deepest sites of the outer ridge to 14,300 cal-yr-BP on the inner ridge. The development of this shallow-water assemblage indicates that the time lag between inundation and inception of reef growth was probably on the order of 500 years. The residence time of this coralgall assemblage ranged from 1,000 to 1,500 years during which it formed a 2 to 7 m-thick unit at an average rate of 3 to 4  $\text{mm.yr}^{-1}$ .

The subsequent development of the mP assemblage at the deepest sites of the outer margin typifies a shift to quieter and probably more turbid environmental conditions, within the same depth range than that of the PM assemblage. During a 800 years period, from 15,400 to 14,600 cal-yr-BP, this community was able to form a 8 m-thick unit at a rate of  $10 \text{ mm.yr}^{-1}$  and kept pace with the rising sea level, typifying a keep-up growth mode. Its replacement at 14,600 cal-yr-BP by the PP assemblage which is comprised of fast-growing corals corresponds to the reef response to an accelerated sea-level rise and seemingly coincides with a slight deepening.

The PP assemblage occurs at all Tiarei drill sites where its residence time was short (500 to 700 years), during which a 6 to 7 m-thick pile characterized by loose frameworks with a high initial porosity (averaging 50%) aggraded at vertical rates up to  $22.6 \text{ mm.yr}^{-1}$  on the inner ridge, that are the highest rates recorded. This assemblage exhibits a diachronous development ranging from 14,600 (outer ridge) to 13,600 (inner ridge) cal-yr-BP, characterizing a backstepping of the shallow-water assemblages at a rate of  $220 \text{ mm.yr}^{-1}$  during that time window. On the outer ridge, the PP assemblage is replaced at 13,900 cal-yr-



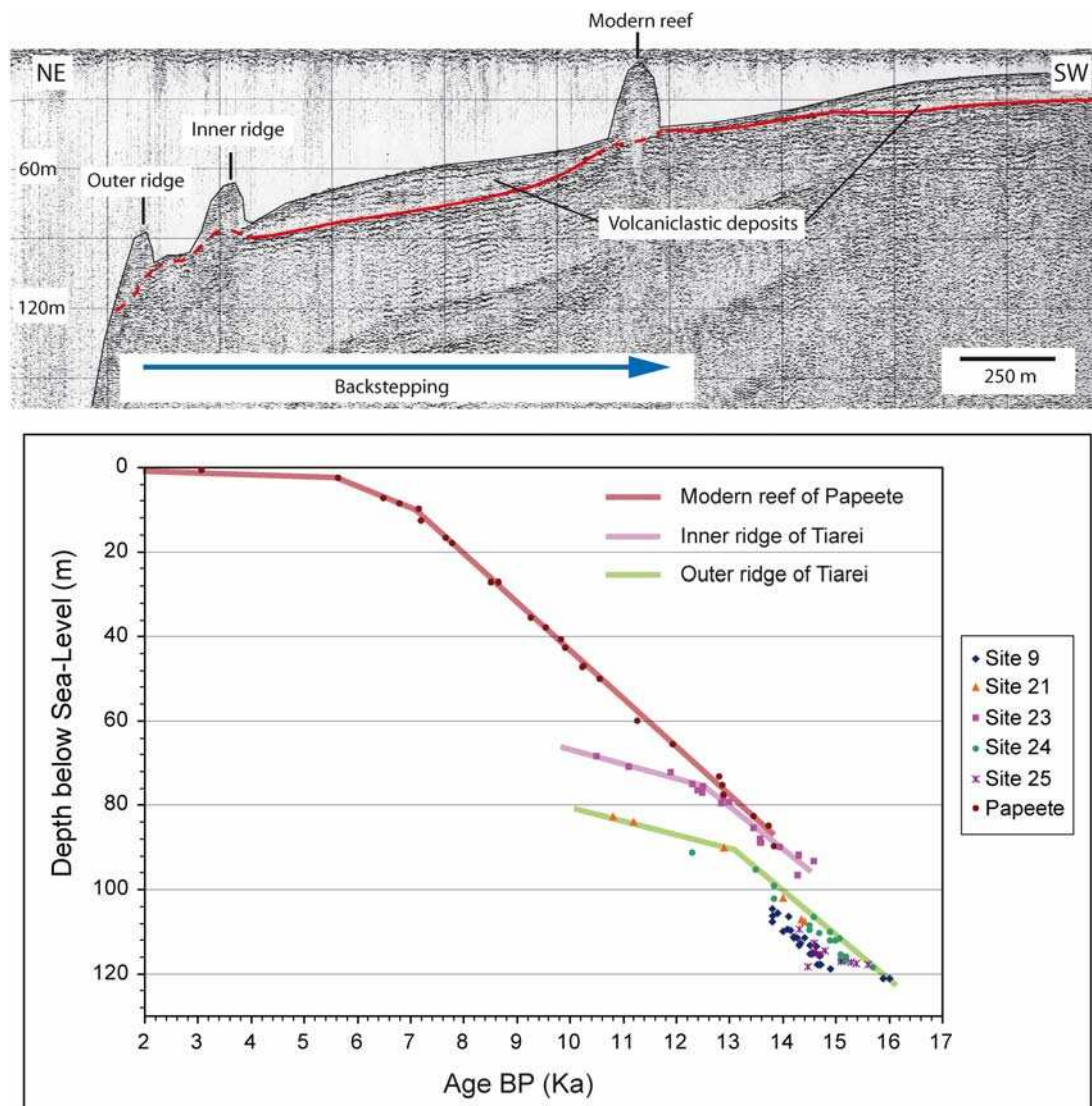
BP by the PPM assemblage that generally characterizes a quieter and deeper water (within the 15-25 m range) depositional environment and whose accretion rates reached  $18 \text{ mm.yr}^{-1}$ . The 14,600 - 13,900 cal-yr-BP time window therefore records a lateral displacement of the PP assemblage and a gradual vertical deepening that can be estimated to a magnitude of 10-20 m in total, implying an average rate of sea-level rise ranging from 14 to  $28 \text{ mm.yr}^{-1}$ . During that time window, the reef growth was insufficient to balance the sea-level rise which ultimately induced an incipient reef drowning. This precludes any catastrophic impact on reef development such as the temporary cessation of reef growth as it was reported in the Barbados record (Blanchon and Shaw, 1995). The end of this deepening episode coincides with the coral colonization of the Pleistocene carbonate substrate below the modern reef off Papeete.

The reef sequence from the inner ridge records a continuous reef growth in shallow-water environment (i.e. less than 10 m, or even less than 7 m) from 14,300 to 11,000 cal-yr-BP, implying that reef growth was able to keep pace with the rising sea level (keep-up growth mode) and that no significant deepening occurred during that time window. This conclusion is consistent with the results obtained on the Papeete cores for the same time window (Montaggioni *et al.*, 1997) and does not support the occurrence of an abrupt reef drowning event coinciding with the MWP-1B centered at 11.3 ka BP, as it was deduced from the Barbados record (Blanchon and Shaw, 1995).

At all sites, the upper part of the last deglacial sequence corresponds to the development of the AFM assemblage in a quiet water environment, at depths generally exceeding 20 m; this assemblage is characterized by low growth rates averaging  $3 \text{ mm.yr}^{-1}$ . The settling of those conditions is diachronous throughout the area, illustrating the overall backstepping of the shallow-water reef facies during the last deglacial sea-level rise. Average ages of 11,670 and 10,600 cal-yr-BP are reported on the outer and inner ridges respectively. The top 2–3 m of the sequence exhibit classic platform drowning signatures characterized by a suite of biological, sedimentary and diagenetic features, including extensive bioerosion, manganese and iron staining of the rock surface, and submarine hardgrounds. This condensed deep-water sequence developed when the reef features dropped below the photic zone with the continued sea-level rise and coeval environmental changes (e.g. light availability, water quality) during Holocene time (see also Camoin *et al.*, 2006).

The reef accretion curve reconstructed for the last 16 kyr at Tahiti based on the Tiarei and the Papeete records includes three successive segments. The two first segments correspond to the deepening-upward sequences which form the two Tiarei ridges (**Fig. III.21B**); they display a similar trend with decreasing growth rates recorded during the

development of deeper-water assemblages. The third segment corresponds to the Papeete record and exhibits constant reef accretion rates from 13,800 to 6,000 cal-yr-BP before a sharp decrease in growth rates related to the stabilization of sea level to its present position.



**Figure III.21:** A. Seismic line across the Tiarei area displaying the two ridges drilled during the IODP Expedition 310 and the modern reef.

B. Reef accretions curves based on data obtained both on the IODP Tiarei (offshore) and the Papeete (onshore) drill sites.

### III.2.2.5. Conclusions

The chronological, sedimentological and paleobiological study of cores drilled during the IODP Expedition 310 through the relict reef features occurring on the Tahiti fore-reef slopes indicate that reefs accreted continuously, mostly through aggradational processes, at growth rates averaging  $10 \text{ mm.yr}^{-1}$  during the 16,000-10,000 cal-yr-BP time interval.

No major break in reef development has been evidenced during that time window, therefore precluding any catastrophic impact on reef development such as the temporary cessation of reef growth as it was reported in the Barbados record at 14,000 and 11,300 cal-yr-BP. An incipient drowning and a general backstepping of the reef complex have been evidenced during the 14,600-13,900 cal-yr-BP time window, implying that reef growth gradually lagged behind sea-level rise. The lack of any drowning event coinciding with the MWP-1B centered at 11.3 ka BP confirms the previous results obtained on the Papeete cores for the same time window.

### **Acknowledgments**

We would like to thank all the people and institutions that helped us to convert an ambitious and challenging project into a very successful expedition that was the first ODP-IODP program to be conducted in shallow-water environments: the Integrated Ocean Drilling Program (IODP), the European Consortium for Research Drilling (ECORD), the ECORD Science Operator (ESO), the talented drillers from Seacore Ltd and the crew of the *DP Hunter*. We are grateful to our colleagues from the IODP 310 Science Party for their hard and efficient work.

This work has been made possible thanks to the support both from the European Science Foundation (ESF) under the EUROCORES Programme EuroMARC (contract No. ERAS-CT-2003-980409 of the European Commission, DG Research, FP6) and from the CNRS-INSU through the « ECLIPSE » Programme.

### **References**

- Abbey, E., 2007, Coral reef response to abrupt climate and sea-level change; evidence from Tahiti fossil reefs : Thesis Bachelor of Science with Honours in Geology, James Cook University, Townsville, Australia.
- Abbey, E., Webster, J., Braga, J.-C., Sugihara, K., Wallace, C., Iryu, Y., Potts, D., Done, T., Camoin, G., and Seard, C., to be submitted. Variation in deglacial corallgal assemblages and their paleoenvironmental significance: IODP Expedition 310, Tahiti Sea Level : Global and Planetary Change.
- Adey, W.H., 1986, Coralline algae as indicators of sea level. In: Van de Plassche, O. (Ed.), Sealevel research, a manual for the collection and evaluation of data. Norwich, England, Geo Books, pp. 229-280.

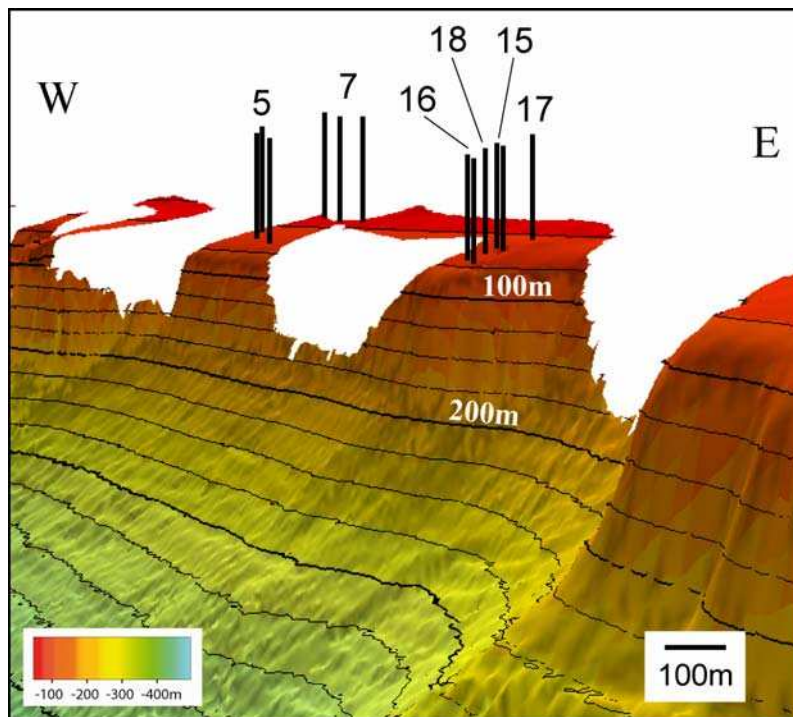
- Bard, E., Hamelin, B., and Fairbanks, R.G., 1990, U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea-level during the past 130,000 years : *Nature*, v. 346, p. 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G., and Rougerie, F., 1996, Deglacial sea level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge : *Nature*, v. 382, p. 241–244.
- Bassett, S.E., Milne, G.A., Mitrovica J.X., and Clark, P.U., 2005, Ice sheet and solid earth influences on far-field sea-level histories : *Science*, v. 309, p. 925-928.
- Beaman R.J., Webster J.M., and Wust R.A.J., 2008, New evidence for drowned shelf edge reefs in the Great Barrier Reef, Australia : *Marine Geology*, v. 247, p. 17-34.
- Blanchon, P., and Shaw, J., 1995, Reef-drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea level rise and ice-sheet collapse : *Geology*, v. 23, p. 4–8.
- Bouchon, C., 1996, Recherches sur des Peuplements de Scléactiniaires Indo-pacifiques (Mer Rouge, Océan Indien, Océan Pacifique) : Thèse Doct.-ès Sci. Marseille, Univ. Aix-Marseille, France.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., and Laurenti, A., 1999a, Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quaternary Science Reviews*, v. 18, p. 1681-1695.
- Cabioch, G., Camoin, G.F., and Montaggioni, L.F. 1999b, Postglacial growth history of a French Polynesian barrier reef (Tahiti, central Pacific) : *Sedimentology*, v. 46, p. 985–1000.
- Camoin, G.F., Colonna, M., Montaggioni, L.F., Casanova, J., Faure, G., and Thomassin, B.A., 1997, Holocene sea level changes and reef development in southwestern Indian ocean : *Coral Reefs*, v. 16, p. 247-259.
- Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F., and Cabioch, G., 1999, Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox : *Sedimentary Geology*, v. 126, p. 271–304.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., and Braithwaite, C.J.R., 2004, Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean : *Marine Geology*, v. 206, p. 119-146.
- Camoin, G.F., Cabioch, G., Eisenhauer, A., Braga, J.C., Hamelin, B., and Lericolais, G. 2006, Environmental significance of microbialites in reef environments during the Last Deglaciation : *Sedimentary Geology*, v. 185, p. 277–295.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D.B., and Expedition 310 Scientists, 2007a, IODP Expedition #310 : Proceedings IODP, 310. College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D.B., and Expedition 310 Scientists, 2007b, IODP Expedition 310 reconstructs sea-Level, climatic and environmental changes in the South Pacific during the Last Deglaciation : *Scientific Drilling*, v. 5, p. 4-12.

- Chappell, J., and Polach, H.A., 1991, Post-glacial sea level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea : *Nature*, v. 349, p. 147-149.
- Clark, P.U., 1995, Reef drowning during the last deglaciation : evidence for catastrophic sealevel rise and ice-sheet collapse : *Comment : Geology*, v. 23, p. 957-958.
- Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, and A.C., Weaver, A.J., 2004, Rapid rise of sea-level 19,000 years ago and its global implications : *Science*, v. 304, p. 1141–1144.
- DeDeckker, P. and Yokoyama, Y., 2009, Micropalaeontological evidence for Late Quaternary sea-level changes in Bonaparte Gulf, Australia : *Global and Planetary Change*, v. 66, p. 85-92.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas; A., Henderson, G., and Yokoyama, Y., submitted, Deglacial Melt Water Pulse 1A revisited from the new IODP Tahiti record : *Nature*.
- Dullo, W.-Ch., Camoin, G.F., Blomeier, D., Casanova, J., Colonna, M., Eisenhauer, A., Faure, G., and Thomassin, B.A., 1998, Sediments and sea level changes of the foreslopes of Mayotte, Comoro islands: direct observations from submersible. In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms of the Pacific and Indian Ocean : Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 25, pp. 219-236.
- Edwards, R.L., Beck, W.J., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. and Taylor, F.W., 1993, A large drop in atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  reduced melting in the Younger Dryas, documented with  $^{230}\text{Th}$  ages of corals : *Science*, v. 260, p. 962–968.
- Fairbanks, R.G., 1989, A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation : *Nature*, v. 342, p. 637–642.
- Inwood, J., Brewer, T., Braaksma, H., and Pezard, P., 2008, Integration of core, logging and drilling data in modern reefal carbonates to improve core location and recovery estimates (IODP Expedition 310) : *Journal of the Geological Society, London*, v. 165, p. 585-596.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, A., 2002, Into and out of the Last Glacial Maximum: sea level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2 : *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 343–360.
- Le Roy, I., 1994, Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie Française). Thèse Doctorat Université Paris-Sud, Orsay.
- Littler, D.S, and Littler, M.M., 2003, *South Pacific Reef Plants*. OffShore Graphics, Washington, USA.
- Montaggioni, L.F., 2005, History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation : Development patterns and controlling factors : *Earth-Science Reviews*, v. 71, p. 1-75.

- Montaggioni, L.F. and Faure, G., 1997, Response of reef coral communities to sea level rise: a Holocene model from Mauritius (Western Indian Ocean) : *Sedimentology*, v. 44, p. 1053-1070.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Camoin, G.F., Bard, E., Ribaud, A., Faure, G., Déjardin, P., and Récy, J., 1997, Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-Pacific island of Tahiti : *Geology*, v. 25, p. 555–558.
- Okuno J., and Nakada, M., 1999, Total volume and temporal variation of meltwater from last glacial maximum inferred from sea level observations at Barbados and Tahiti : *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 146, p. 283–293.
- Peltier, W.R., and Fairbanks, R.G., 2006, Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record : *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3322–3337.
- Seard, C., Camoin, G., Yokoyama, Y., Matsuzaki, H., Durand, N., Bard, E., Sépulcre, S., and Deschamps, P., submitted, Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture : *Marine Geology*.
- Sugihara, K., Yamada, T., and Iryu, Y., 2006, Contrasts of coral zonation between Ishigaki Island (Japan, northwestern Pacific) and Tahiti Island (French Polynesia, central Pacific), and its significance in Quaternary reef growth histories : *SEALAIX International Symposium, Giens, September 2006, Publication Spéciale ASF*, v. 55, p. 179-180.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, A. E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K., and Gallup, C., 2004b, Coralgall composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning: *Marine Geology*, v. 204, p. 59-89.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., DeDeckker, P., Johnston, P., and Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima : *Nature*, v. 406, p. 713-716.
- Yokoyama, Y., DeDeckker, P., Lambeck, K., Johnston, P., and Fifield, L.K., 2001. Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volume for oxygen isotope stage 2 : *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 165, p. 281-297.

### *III.2.3. Évolution des séquences récifales de Maraa*

Les séquences récifales post-glaciaires de Maraa ne sont pas constituées par plusieurs édifices récifaux discontinus (rides) comme à Tiarei mais forment, au contraire, un ensemble continu entre 122 et 42 m sous le niveau marin actuel comme en témoigne la régularité des pentes récifales (**Fig. III.22**).



**Figure III.22:** Reconstitution bathymétrique 3D du site de Maraa avec la position des forages (bâtons noirs) réalisés lors de l'expédition IODP 310. Contourage des isobathes tous les 25 mètres.

*Bathymetric reconstruction of Maraa drilled area with the position of holes.*

L'évolution de la composition biologique des séquences récifales post-glaciaires a été décrite pour les sites 16A, 16B, 18A, 15A, 15B et 17A pour le transect Est et 7B, 7A et 5C pour le transect Ouest. Cette évolution est synthétisée sous forme de tableaux et de logs (légende pour le logs : **Fig. III.23**):

- Sites 16 : Le site 16B est caractérisé par la profondeur du substratum pléistocène la plus importante (122,63 m) et enregistre ainsi les stades les plus précoces de l'initiation récifale (14,6-14,7 ka BP). Le substratum n'a pas été atteint au site 16A. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de plus de 37 m au site 16A et de 25 m au site 16B. Au site 16B, les 17 premiers mètres sous le fond marin ont été forés en destructif. Elles



enregistrent l'intervalle ~14,6 - ~9,6 ka BP. Elles sont décrites dans le **tableau III.7** et la **figure III.24**.

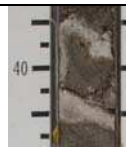


- Site 18 : La profondeur du substratum est de 120,81 m. La séquence récifale post-glaciaire a une épaisseur de 39 m et couvre l'intervalle ~15,2 - ~9 ka BP. Elle est décrite dans le **tableau III.8** et la **figure III.25**.

- Sites 15 : La profondeur du substratum est de 109,05 m pour le site 15A et de 109,61m pour le site 15B. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de 25,8 m pour le site 15A et de 37,3 m pour le site 15B et couvrent l'intervalle ~14,6 - ~9 ka BP. Elles sont décrites dans le **tableau III.9** et la **figure III.26**.

- Site 17 : La profondeur du substratum est de 94,68 m. La séquence récifale post-glaciaire a une épaisseur de 35 m et couvre l'intervalle ~13,8 - ~9 ka BP. Elle est décrite dans le **tableau III.10** et la **figure III.27**.





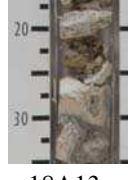



- Site 5C : Le substratum n'a pas été atteint. La séquence récifale post-glaciaire a une épaisseur de 27,5 m et couvre l'intervalle ~12,8 - ~4 ka BP. Elle est décrite dans le **tableau III.11** et la **figure III.28**.

- Sites 7 : La profondeur du substratum est de 84,56 m pour le site 7A et de 86,86 m pour le site 7B. Les séquences récifales post-glaciaires ont une épaisseur de 36,9 m pour le site 7A et de 38,5 m pour le site 7B et couvrent l'intervalle ~13,1 - ~6,9 ka BP. Elles sont décrites dans le **tableau III.12** et la **figure III.29**.

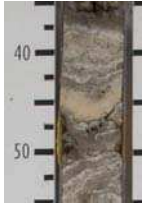




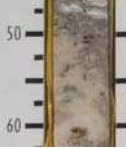
Sites 16					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
81,38 à 84,89m dans 16A; absent dans 16B	AFM	III	assez faible développement avec des encroûtements centimétriques	Coraux dominants: Agaricidés encroûtants et <i>Pachyseris foliacés in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> encroûtants. (Photo : <i>Pachyseris foliacés</i> )	 16A2
Alternance entre assemblages PPM et PP					
85,88-90,6m; 98,12-100,41m; 102,46-104,78m; 109,11-111,26m dans 16A. 97,35-103,4m; 110,93-113,63m dans 16B	PPM	I, II et III	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> encroûtants et branchus, <i>Pocillopora</i> branchus, Agaricidés encroûtants. Coraux mineurs: <i>Leptastrea</i> encroûtants, Agaricidés foliacés, <i>Montastrea</i> massifs, <i>Leptoseris</i> encroûtants, <i>Psammocora</i> encroûtants et fragments d' <i>Acropora</i> tabulaires. Localement algues corallinacées épaisses (centimétriques). Localement nombreux articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Montipora</i> encroûtants et fragments de <i>Pocillopora</i> branchus)	 16A22
91,13-96,29m; 100,41-102,22m; 104,78-108,09m; 111,26-113,8m dans 16A. 103,4-110,72m dans 16B	PP	I et II	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> branchus et à branches robustes, <i>Pavona</i> branchus et à branches robustes. Coraux mineurs: <i>Porites</i> , <i>Montipora</i> et Agaricidés encroûtants et <i>Acropora</i> tabulaires. Localement algues corallinacées épaisses (centimétriques). Localement nombreux articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> branchus)	 16B11
96,62 à 98,12m dans 16A; absent dans 16B	tA	□	faible développement avec des encroûtements millimétriques	Fragments d' <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Acropora</i> branchus, <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Porites</i> branchus et <i>Montipora</i> encroûtants. Mauvaise récupération. (Photo : fragments d' <i>Acropora</i> tabulaires et branchus et de <i>Pocillopora</i> branchus)	 16A16
114,35 à 118,54m dans 16A; 113,63 à 122,63m dans 16B	mP	I et II	faible développement avec des encroûtements millimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> et en fragments. Coraux secondaires: fragments de <i>Pocillopora</i> branchus et à branches robustes, fragments de <i>Porites</i> branchus et encroûtants. Coraux mineurs: <i>Montastrea</i> massifs. Rares fines algues corallinacées. (Photo : <i>Porites</i> massif)	 16A35

**Tableau III.7:** Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 16A et 16B.  
Biological evolution of reef sequences from sites 16A and 16B.

III. COMPOSITION ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES

Site 18A					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
81,8 à 87,95m	AFM	III	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Porites</i> , <i>Montastrea</i> et <i>Pavona</i> encroûtants. Localement encroûtements épais d'algues formés de superpositions de fins encroûtements. (Photo : Agaricidés et <i>Porites</i> encroûtants encroûtés par des algues épaisses)	 18A3
87,95 à 92,58m	PPM	I et II	développement assez important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> massifs, <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants, fragments d' <i>Acropora</i> branchus. Rares algues corallinacées assez fines (~2mm). Rares articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Montipora</i> encroûtants)	 18A6
92,94 à 98,54m	PP	II	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montipora</i> , Agaricidés et <i>Porites</i> encroûtants, <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Pavona</i> à branches robustes, fragments de <i>Porites</i> branchus. Rares algues corallinacées assez fines (~2mm). Nombreux articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> branchus et articles d' <i>Halimeda</i> )	 18A9
98,54 à 99,77m	mP	□	développement assez faible (encroûtements centimétriques)	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> . Rares fines algues corallinacées (<2mm). (Photo : <i>Porites</i> massif)	 18A11
99,77 à 102,33m	PPM	II	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> , fragments de <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus. Coraux mineurs: <i>Leptastrea</i> encroûtants. Algues corallinacées épaisses (pluri-millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> , Agaricidés et <i>Leptastrea</i> encroûtants)	 18A13
102,33 à 109,48m	PP	II	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> à branches robustes, fragments de <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus et à branches robustes, <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants. Localement algues corallinacées épaisses (pluri-millimétriques). Localement nombreux articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> branchus encroûtés par des algues épaisses)	 18A14
109,48 à 120,15m	mP	□	développement très faible à nul avec de rares encroûtements millimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> . Coraux mineurs: débris de <i>Porites</i> branchus, massifs et encroûtants et débris de <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Leptastrea</i> encroûtants. Algues corallinacées absentes. (Photo : <i>Porites</i> massif)	 18A18
120,15 à 120,81m	PPM	II	absentes	Coraux dominants: <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Porites</i> branchus et massifs. Algues corallinacées fines et épaisses. Packstone bioclastique entre les coraux. (Photo : <i>Montipora</i> encroûtants et <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus)	 18A22

**Tableau III.8 :** Évolution de la composition biologique des séquences récifales au site 18A.  
Biological evolution of reef sequences from site 18A.

Sites 15					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
73,25 à 79,2m dans 15A; 72,3 à 78,54m dans 15B	AFM	III	très faible développement avec des encroûtements millimétriques	Coraux dominants: Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montipora</i> , <i>Porites</i> , <i>Pavona</i> et <i>Leptastrea</i> encroûtants, <i>Pachyseris</i> foliacés. Coraux mineurs: <i>Pocillopora</i> branchus et <i>Porites</i> massifs. Nombreuses algues corallinacées fines (<2mm) et superpositions de fins encroûtements. (Photo : Agaricidés encroûtants encroûtés par de fines algues)	 15B2
79,15 à 89,47m et 96,6 à 98,35m dans 15A; 87,94 à 92,07m dans 15B	tA	I et II	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Porites</i> branchus et encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> à branches robustes, <i>Acropora</i> à branches robustes, <i>Montipora</i> encroûtants et massifs, <i>Leptastrea</i> et <i>Montastrea</i> encroûtants. Localement algues corallinacées épaisses (centimétriques). Localement articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaire)	 15A7
Absent dans 15A; 78,54 à 81,43m et 83,39 à 87,87m dans 15B	PPM	I, II et III	développement assez important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Porites</i> branchus, <i>Pocillopora</i> branchus, Favidés et Agaricidés encroûtants. Coraux mineurs: fragments de <i>Pavona</i> branchus. Rares algues corallinacées assez fines (~2mm). Quelques articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Montipora</i> encroûtants)	 15B6
89,47 à 96,6m et 98,35 à 107,6m dans 15A; 92,07 à 105,01m et 107,42 à 109,61m dans 15B	PP	I et II	hétérogène: faible à important	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> ; Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> branchus et à branches robustes. Autres coraux: <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Pavona</i> branchus, <i>Porites</i> , <i>Pavona</i> , Agaricidés et <i>Montipora</i> encroûtants, fragments de <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus. Localement algues corallinacées épaisses (centimétriques). Localement nombreux articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Pocillopora</i> à branches robustes)	 15B25
Absent dans 15A; 81,43 à 83,39m et 105,01 à 107,42m dans 15B	mP	□	très faible développement avec des encroûtements millimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> . Autres coraux: <i>Porites</i> , <i>Montipora</i> et <i>Leptastrea</i> encroûtants, fragments de <i>Porites</i> branchus et <i>Pocillopora</i> à branches robustes. Très rares algues corallinacées. (Photo : <i>Porites</i> massifs)	 15B36
105,01 à 109,05m dans 15A; absent dans 15B	PM	I et II	très faible développement avec de rares encroûtements millimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> massif <i>in situ</i> . Autres coraux: <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> encroûtants, fragments de <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus. Rares algues corallinacées assez fines (~2mm). (Photo : <i>Montipora</i> massif)	 15A36

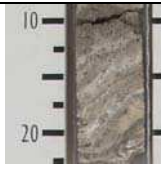
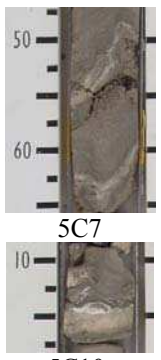
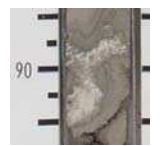
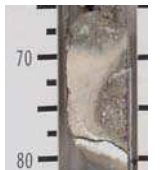


**Tableau III.9 :** Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 15A et 15B.  
*Biological evolution of sites 15A and 15B.*

III. COMPOSITION ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES

Site 17A					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
56,45 à 59,67m	□	□	absentes	Packstone à <i>Halimeda</i> . Sédiments modernes. (Photo : packstone à <i>Halimeda</i> )	 17A1
59,67 à 68,46m	AFM	III	faible développement avec des encroûtements centimétriques	Coraux dominants: Agaricidés, <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: fragments de <i>Porites</i> branchus et <i>Acropora</i> branchus, <i>Porites</i> massifs, <i>Pocillopora</i> branchus. Faible récupération. Algues corallinacées fines. (Photo : Agaricidés et <i>Montipora</i> encroûtants)	 17A4
68,46 à 77,98m	tA	I et II	développement important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Montipora</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Acropora</i> branchus, <i>Porites</i> branchus, <i>Porites</i> , <i>Leptastrea</i> , Favidés et Agaricidés encroûtants. Localement algues corallinacées épaisses (pluri-millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Montipora</i> encroûtants)	 17A12
78,75 à 81,51m	RbA	I et II	développement assez important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Acropora</i> branchus et tabulaires et <i>Porites</i> encroûtants. Rares corallinacées assez épaisses (mm). Articles d' <i>Halimeda</i> présents. (Photo : <i>Acropora</i> à branches robustes)	 17A16
81,51 à 84,84m	tA	II	développement assez important avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pocillopora</i> branchus et à branches robustes, <i>Pavona</i> et <i>Acropora</i> à branches robustes et <i>Montipora</i> encroûtants. Algues corallinacées assez épaisses (millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Porites</i> branchus)	 17A17
84,84 à 87,14m	PP	I et II	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Pocillopora</i> à branches robustes, <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Leptastrea</i> , <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants. Nombreuses algues épaisses (centimétriques). Nombreux articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> branchus)	 17A18
88,01 à 87,14m	mP	I	développement faible avec des encroûtements millimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Acropora</i> tabulaires. Rares algues corallinacées. (Photo : <i>Porites</i> massifs)	 17A19
91,01 à 92,33m	PP	I	développement très faible à nul avec de rares encroûtements millimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> et en fragments. Coraux secondaires: débris de <i>Porites</i> encroûtants, <i>Pocillopora</i> à branches robustes et <i>Acropora</i> tabulaires; <i>Montastrea</i> massif. Algues corallinacées assez fines (~2mm). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> branchus)	 17A20
94,01 à 94,68m	PM	□	développement très faible à nul avec de rares encroûtements millimétriques	<i>Pocillopora</i> branchus, <i>Montastrea</i> , <i>Leptastrea</i> et <i>Porites</i> encroûtants. Algues corallinacées assez fines (~2mm). (Photo : <i>Montastrea</i> encroûtants)	 17A21

Tableau III.10: Évolution de la composition biologique au site 17A. / Biological evolution of site 17A.



Site 5C					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algues	Microbialithes	Description	Photos
59,63 à 62,53m	AFM	III	absentes	Coraux dominants: <i>Montipora</i> , <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Montastrea</i> et <i>Pavona</i> encroûtants. Nombreuses algues corallinacées fines (<2mm). (Photo : Agaricidés et <i>Porites</i> encroûtants)	 5C3
65,43 à 78,34m	tA	II et III	développement assez important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Montipora</i> et <i>Porites</i> encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus, Agaricidés, <i>Montastrea</i> et <i>Pavona</i> encroûtants. Coraux mineurs: <i>Montastrea</i> et <i>Porites</i> massifs, fragments de coraux branchus, <i>Pavona</i> à branches robustes. Alternance d'intervalles dominés par les coraux encroûtants d'une part et les coraux tabulaires d'autre part. Algues corallinacées fines, localement épaisses (centimétriques). Localement remplissages sédimentaires avec des articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo 1: <i>Montipora</i> encroûtants ; Photo 2 : <i>Acropora</i> tabulaires)	 5C7 5C10
78,34 à 79,17m	RbA	□	développement assez important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Porites</i> branchus. Rares algues corallinacées assez épaisses (pluri-millimétriques). (Photo : <i>Acropora</i> à branches robustes)	 5C10
79,17 à 82,81m	tA	I et II	développement moyen avec des encroûtements pluri-centimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> branchus et encroûtants. Coraux mineurs: <i>Pocillopora</i> et <i>Pavona</i> à branches robustes. Quelques algues corallinacées assez épaisses (pluri-millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaire)	 5C13
83,96 à 86,27m	PP	III	développement assez important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Acropora</i> tabulaires. Algues corallinacées fines, localement épaisses (cm). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Porites</i> branchus et algues corallinacées épaisses)	 5C15
86,27 à 87,11m	tA	III	développement assez important avec des encroûtements décimétriques	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montastrea</i> encroûtants. Algues corallinacées épaisses (cm). Rares articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaires)	 5C16


**Tableau III.11:** Évolution de la composition biologique des séquences récifales au site 5C.  
Biological evolution of reef sequences from site 5C.

Sites 7					
Profondeur	Assemblage corallien	Groupe d'algue	Microbialithes	Description	Photos
44,45 à 46,45m pour 7A; 41,65 à 48,33m pour 7B	□	□	absentes	Sable bioclastique riche en articles d' <i>Halimeda</i> . Fragments de coraux: <i>Porites</i> et <i>Pocillopora</i> branchus, <i>Montipora</i> encroûtants et massifs, Favidés et <i>Porites</i> massifs, <i>Psammocora</i> encroûtants, <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Acropora</i> et <i>Pavona</i> branchus. Sédiments modernes. (Photo : Sable bioclastique et débris de coraux)	 7A4
46,45 à 52,20m pour 7A; 48,33 à 50,29m pour 7B	AFM	III	absentes	Coraux dominants: <i>Montipora</i> , <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Pavona</i> , <i>Montastrea</i> et Favidés encroûtants et <i>Porites</i> massifs. Coraux mineurs: <i>Astreopora</i> massifs. Nombreuses algues corallinacées fines (<2mm). (Photo : Agaricidés et <i>Porites</i> encroûtants)	 7A9
53,31 à 59,83m pour 7A; 51,01 à 56,40m et 58,50 à 64,48m pour 7B	PPM	II et III	assez faible développement avec des encroûtements centimétriques	Coraux dominants: <i>Montipora</i> , <i>Porites</i> et Agaricidés encroûtants et <i>Porites</i> branchus <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Acropora</i> tabulaires, <i>Porites</i> massifs, fragments de coraux branchus <i>Porites</i> , <i>Pocillopora</i> et <i>Pavona</i> , <i>Pocillopora</i> à branches robustes, <i>Montastrea</i> massifs et encroûtants. Rares algues corallinacées dans 7A et algues corallinacées épaisses (cm) dans 7B. Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Montipora</i> encroûtant et <i>Acropora</i> tabulaire)	 7B11
60,78 à 62,04m pour 7A; 56,40 à 57,63 et 66,38 à 67,88m pour 7B	mP	□	assez faible développement (encroûtements centimétriques)	Coraux dominants: <i>Porites</i> massifs <i>in situ</i> . Coraux mineurs: <i>Porites</i> et <i>Montipora</i> encroûtants, Favidés massifs. Rares algues corallinacées assez fines (~2mm). (Photo : <i>Porites</i> massifs)	 7B21
62,33 à 72,00m pour 7A; 64,48 à 66,38m et 67,88 à 72,19m pour 7B	tA	I et II	assez important développement (encroûtements pluri-centimétriques)	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> branchus, massifs et encroûtants, <i>Montipora</i> , <i>Montastrea</i> et Agaricidés encroûtants, <i>Pocillopora</i> branchus. <i>Pocillopora</i> à branches robustes localement dominants. Coraux mineurs: <i>Acropora</i> branchus, <i>Leptoseris</i> , Favidés et <i>Pavona</i> encroûtants. Algues corallinacées épaisses (pluri-millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> tabulaire et <i>Porites</i> branchus)	 7B19
72,71 à 76,81m pour 7A; 72,19 à 77,69m pour 7B	RbA	I et II	assez important développement (encroûtements pluri-centimétriques)	Coraux dominants: <i>Acropora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Porites</i> branchus et <i>Acropora</i> tabulaires et branchus. Rares algues corallinacées localement assez épaisses (pluri-millimétriques). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Acropora</i> à branches robustes)	 7A29
76,81 à 84,18 pour 7A; 78,47 à 82,66m pour 7B	tA	I et II	assez important développement (encroûtements pluri-centimétriques)	Coraux dominants: <i>Acropora</i> tabulaires et <i>Pocillopora</i> à branches robustes <i>in situ</i> . Coraux secondaires: <i>Montastrea</i> encroûtants, <i>Porites</i> , <i>Acropora</i> et <i>Pocillopora</i> branchus, Favidés massifs. Algues corallinacées épaisses (cm). Présence d'articles d' <i>Halimeda</i> . (Photo : <i>Pocillopora</i> à branches robustes)	 7A30
84,18 à 84,56 pour 7A; 83,99 à 86,86m pour 7B	PM	II	absentes	Fragments de <i>Pocillopora</i> à branches robustes, <i>Porites</i> branchus, <i>Montastrea</i> encroûtants et <i>Acropora</i> tabulaires. <i>Montipora</i> massifs <i>in situ</i> et en fragments, <i>Porites</i> encroûtants <i>in situ</i> . Algues corallinacées branchues et encroûtantes. (Photo : Algues branchues)	 7B34






**Tableau III.12:** Évolution de la composition biologique des séquences récifales aux sites 7A et 7B.  
Biological evolution of sites 7A and 7B.



### CORAL ASSEMBLAGES

-  Robust branching *Acropora* assemblage (RbA)
-  Tabular *Acropora* assemblage (tA)
-  Robust branching *Pocillopora* / massive *Montipora* assemblage (PM)
-  Massive *Porites* assemblage (mP)
-  Branching *Porites* / *Pocillopora* assemblage (PP)
-  Branching *Porites* / encrusting *Porites*/*Montipora* assemblage (PPM)
-  Encrusting agaricid and faviid assemblage (AFM)





### LITHOLOGY

-  Terrigenous sand
-  Skeletal sand
-  Coralgal rubble
-  Older Pleistocene reef deposits
-  U : unconformity







### DATATIONS

- 14.02 U/Th coral ages in kyr BP
- 14.02 Cal. <sup>14</sup>C coral ages in kyr BP
- 14.02 Cal. <sup>14</sup>C red algal ages in kyr BP
- 14.02 Cal. <sup>14</sup>C microbialite ages in kyr BP


### MICROBIALITES

-  Laminated microbialites
-  Thrombolites
-  Dense microbialites
-  Relative abundance of microbialites

### ALGAE ASSEMBLAGES

-  Ha: Occurrence and abundance of Halimeda
-  Th: Occurrence of thick coralline algae crusts (cm)
- As: Red algal assemblages
-  Mastophoroid assemblage
-  Lithophylloid assemblage
-  Melobesioid assemblage
-  Vermetid gastropods

### FRAMEWORKS

- Lo: Loose
- Int: Intermediate / Open
- De: Dense
-  Occurrence of the framework

**Figure III.23 :** Légende des logs lithologiques représentés en figures III.24, III.25, III.26, III.27, III.28 et III.29.

*Logs caption (for figures III.24, III.25, III.26, III.27, III.28 and III.29).*

### III. COMPOSITION ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES

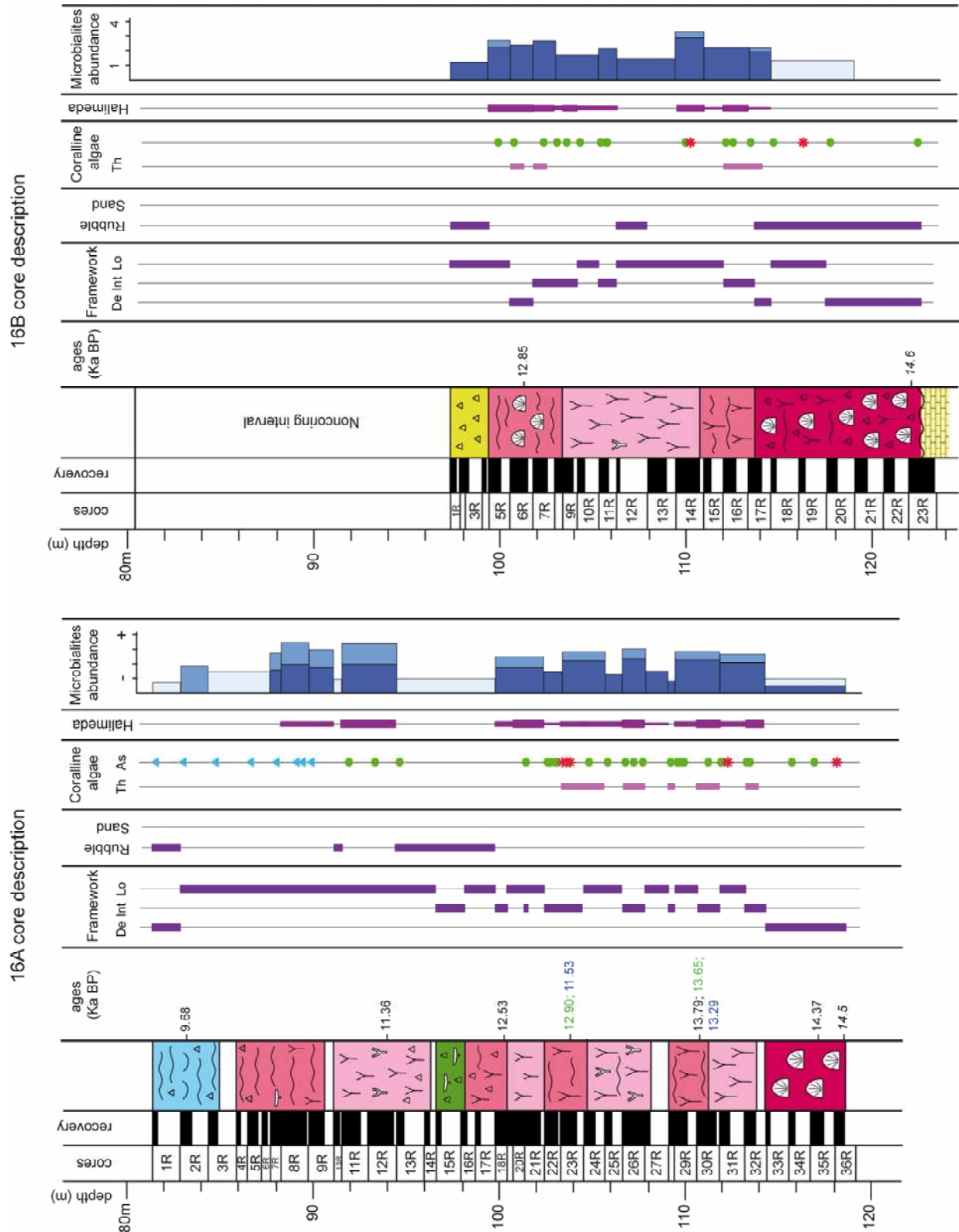


Figure III.24 : Logs des forages 16A et 16B / 16A and 16B core descriptions.

18A core description

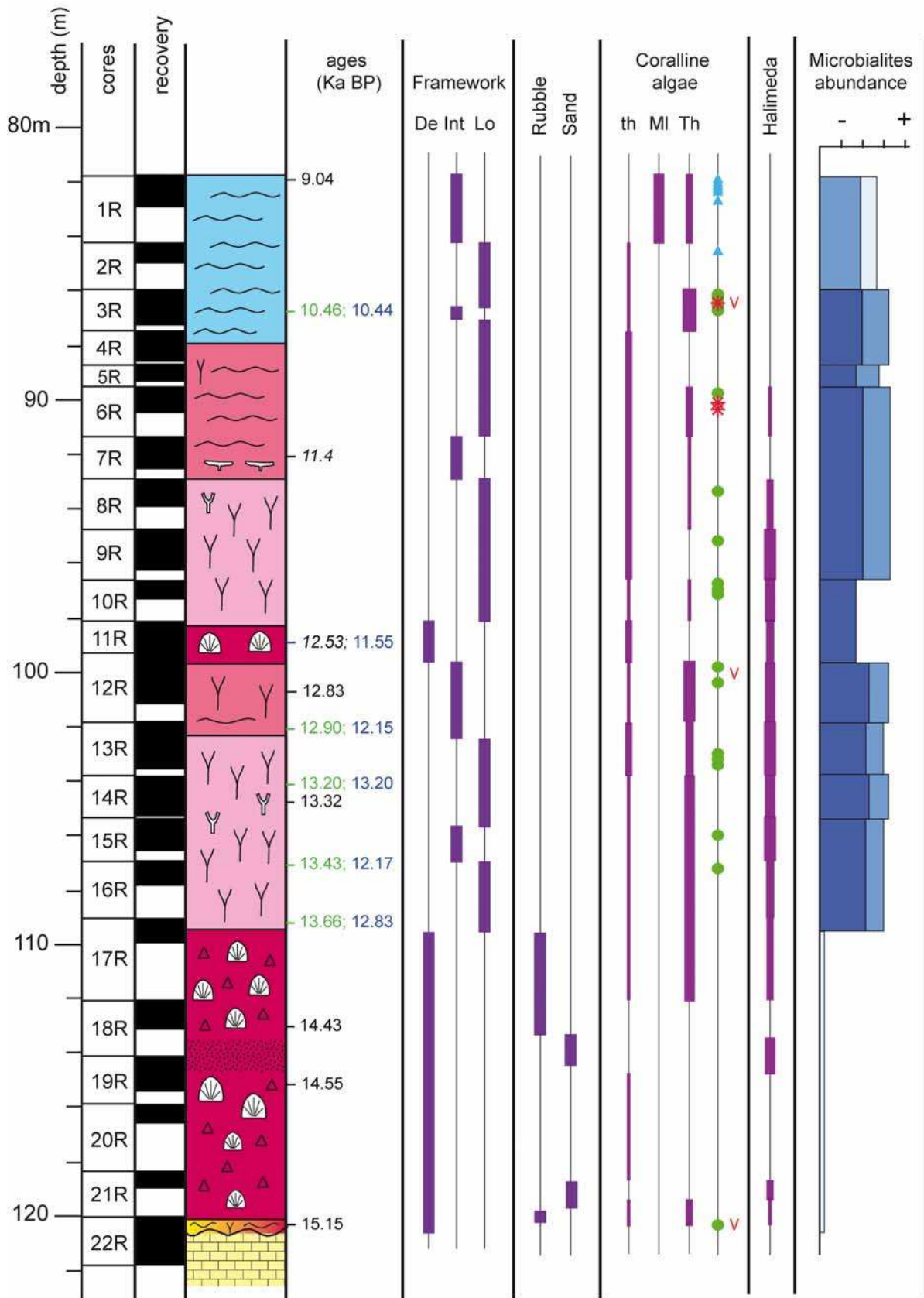


Figure III.25 : Log du forage 18A / 18A core description.

### III. COMPOSITION ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES

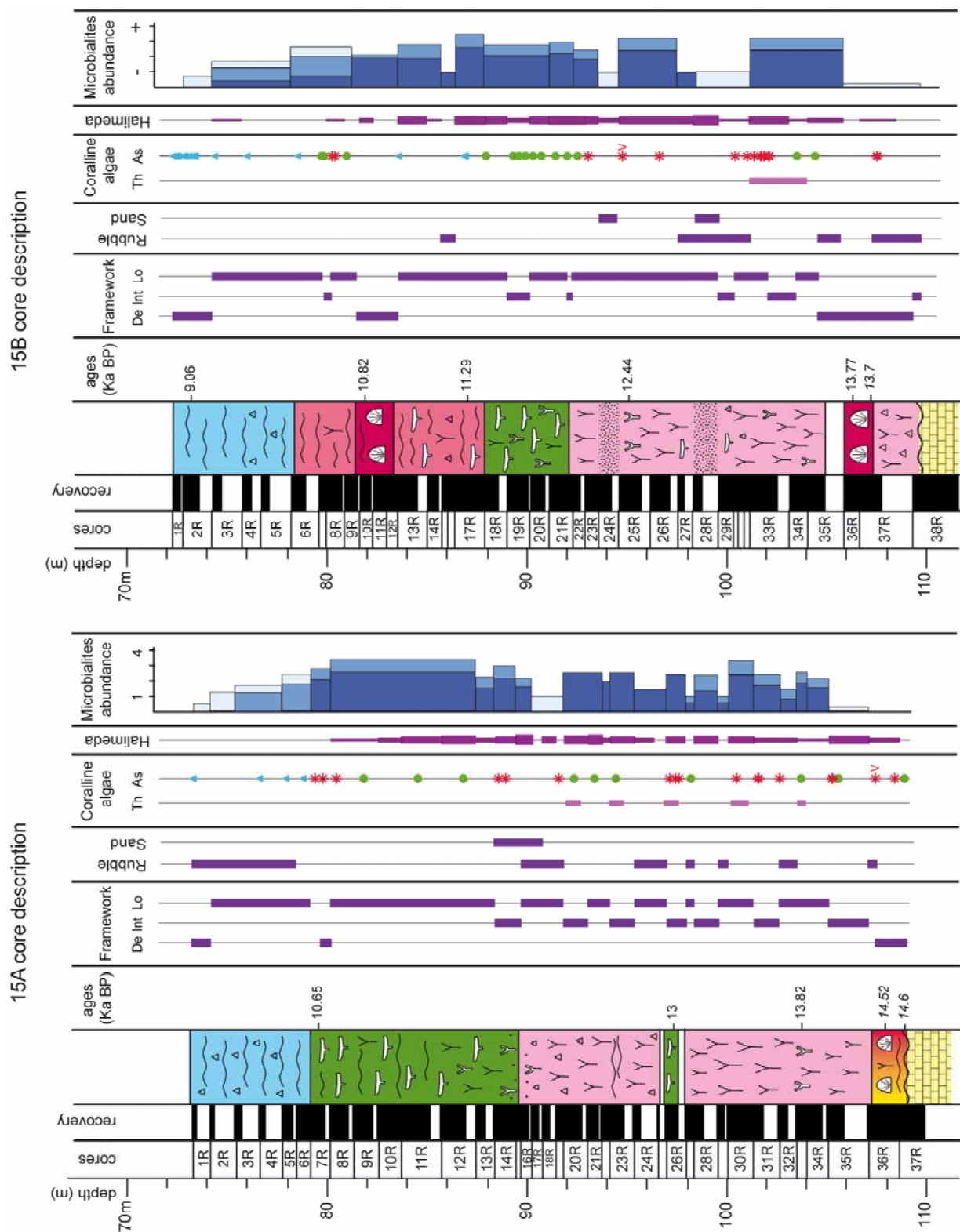


Figure III.26 : Logs des forages 15A et 15B /15A and 15B core descriptions.

17A core description

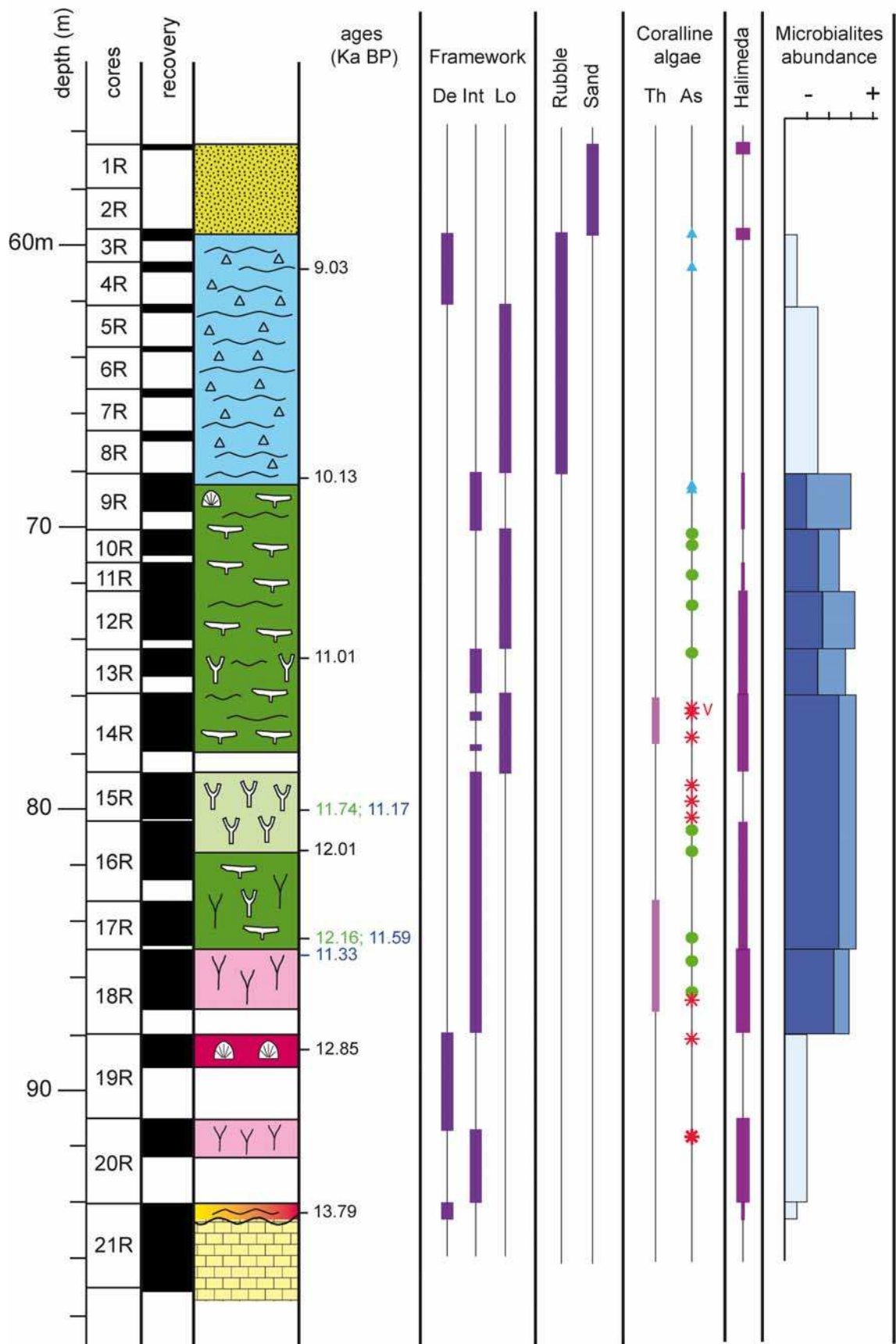


Figure III.27 : Log du forage 17A / 17A core description.

5C core description

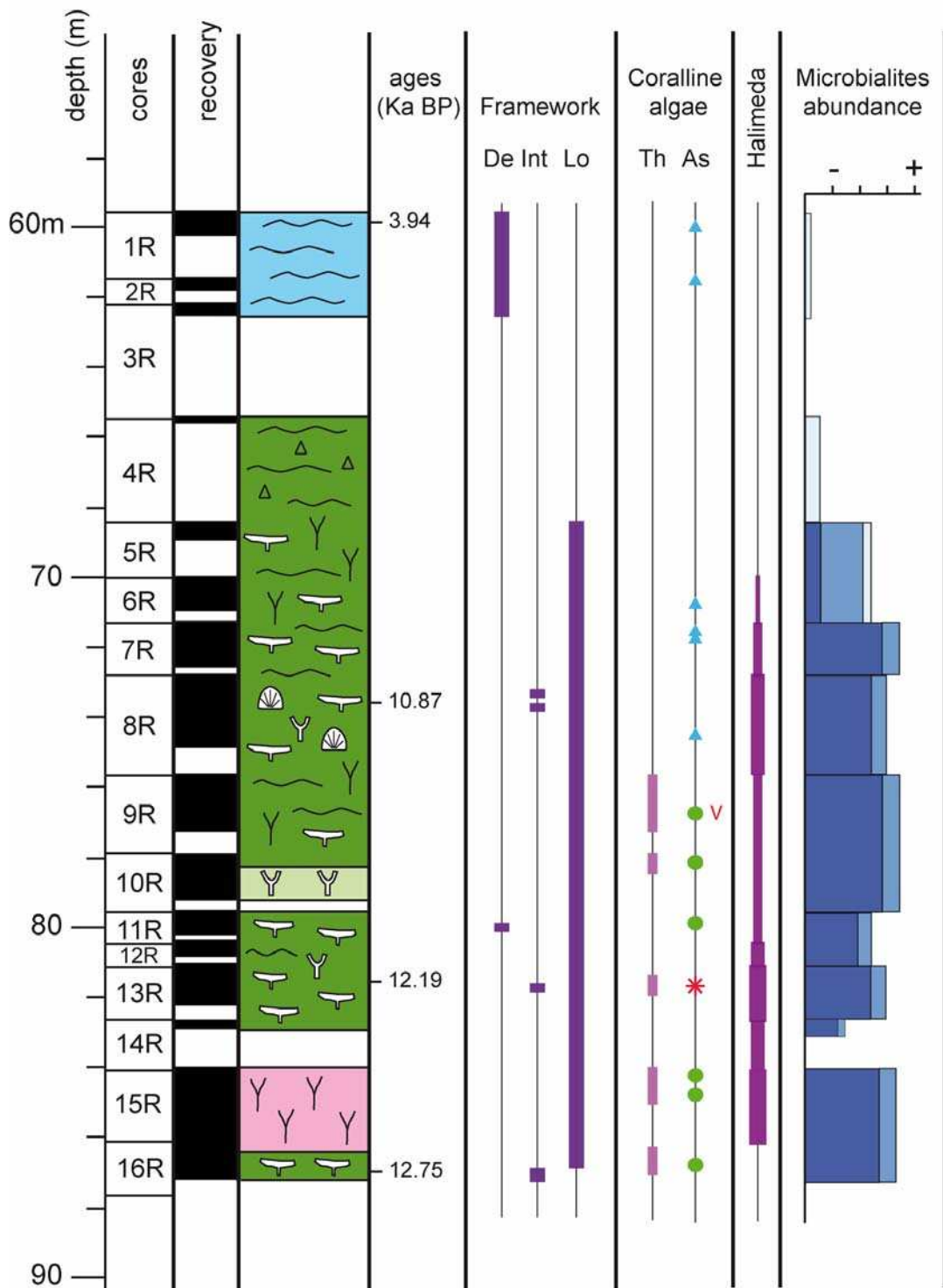


Figure III.28 : Log du forage 5C / 5C core description.



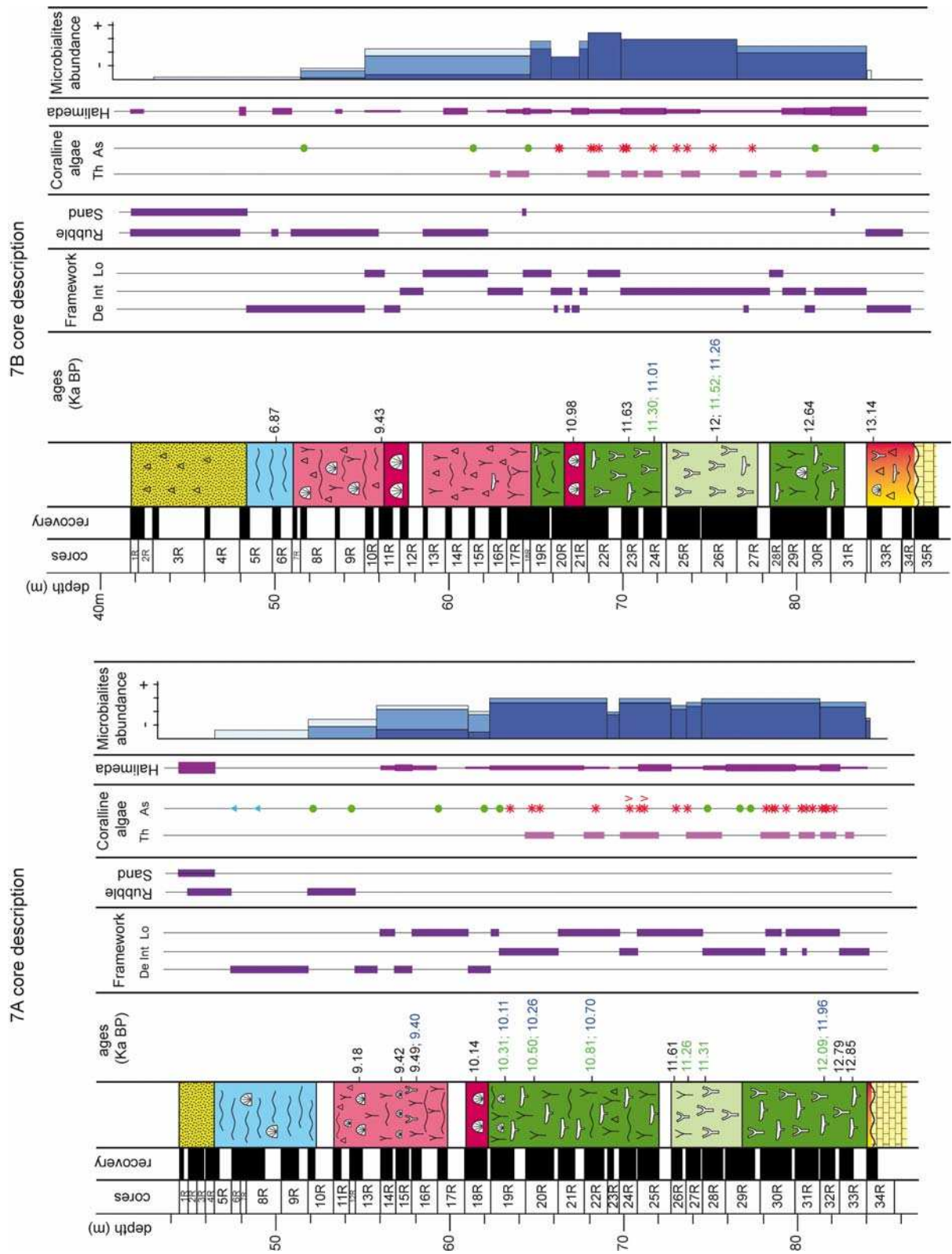


Figure III.29 : Logs des forages 7A et 7B / 7A and 7B core descriptions.



Synthèse de l'évolution des séquences récifales de Maraa (Fig. III.30) :

Les assemblages coralliens sont plus variés dans les séquences récifales de Maraa que dans celles de Tiarei. Cela conduit à des variations de l'évolution des séquences inter-sites plus importantes.

La partie inférieure des séquences des sites les plus profonds (sites 18A, 16A et 16B), comprise entre 122,6 et 110 m.s.n.m. (mètres sous le niveau marin actuel), est dominée par l'assemblage corallien à *Porites* massifs (mP). L'assemblage à *Pocillopora* à branches robustes et à *Montipora* massifs (PM) est également présent à la base du forage 18A. L'assemblage mP semble être ainsi le premier à coloniser le substratum pléistocène vers 14,6-14,7 ka BP jusqu'à environ 14 ka BP. L'unité formée par l'assemblage mP a une épaisseur comprise entre 4 et 10 m. Le taux moyen d'accrétion verticale de cet assemblage est de 8-10mm/an.

La partie inférieure des séquences des sites les moins profonds (sites 15A, 15B, 17A, 7A et 7B) est dominée par les assemblages coralliens à *Pocillopora* à branches robustes et à *Montipora* massifs (PM) et à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes (PP). Ces unités ont des épaisseurs comprises entre 0,5 et 3 m. Dans le forage 15A, l'initiation récifale avec l'assemblage PM débute comme dans les forages les plus profonds à 14,6 ka BP. L'initiation récifale a donc eu lieu dans des eaux peu profondes aux sites 15A et 15B (assemblages PM et PP) et dans des environnements plus profonds aux sites 18A, 16A et 16B (assemblage mP). Ces différents forages permettent donc d'appréhender la zonation récifale avec les assemblages PP et PM caractérisant des environnements de pentes récifales supérieures à des profondeurs inférieures à 15 m tandis que l'assemblage mP caractériserait des environnements entre 10 et 25 m de profondeur.

Dans les forages des sites les plus profonds (18A, 16A et 16B) se développe ensuite une alternance entre des assemblages à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes (PP) et des assemblages à *Porites* branchus et *Porites* et *Montipora* encroûtants (PPM), entre 114 et 86 m.s.n.m, c'est-à-dire entre ~14 et 11 ka BP. Chaque assemblage forme des unités de 2 à 7 m d'épaisseur. Le taux moyen d'accrétion verticale de ces unités est de 7,5-8 mm/an. Le récif s'est alors développé à des profondeurs auxquelles ces deux types d'assemblages ont pu se développer (partie inférieure de la zone de développement de l'assemblage PP et partie supérieure de la zone de développement de l'assemblage PPM ; 5-25m de profondeur) et donc à des profondeurs comprises entre 5 et 15 m. Dans les sites moins profonds (sites 15A, 15B et 17A), seul se développe l'assemblage PP entre 107 et 89 m.s.n.m. (~13,7 à 12 ka BP), indiquant des environnements de plus faibles profondeurs (inférieures à 15 m). Ces unités ont des épaisseurs comprises entre 8 et 17 m. Le taux moyen d'accrétion verticale de ces unités est de 8 mm/an.

Dans les sites les moins profonds (15A, 15B, 17A, 5C, 7A et 7B) se développe ensuite un assemblage à *Acropora* tabulaires (tA) entre 94 et 65 m.s.n.m, c'est-à-dire entre 13 et 10 ka

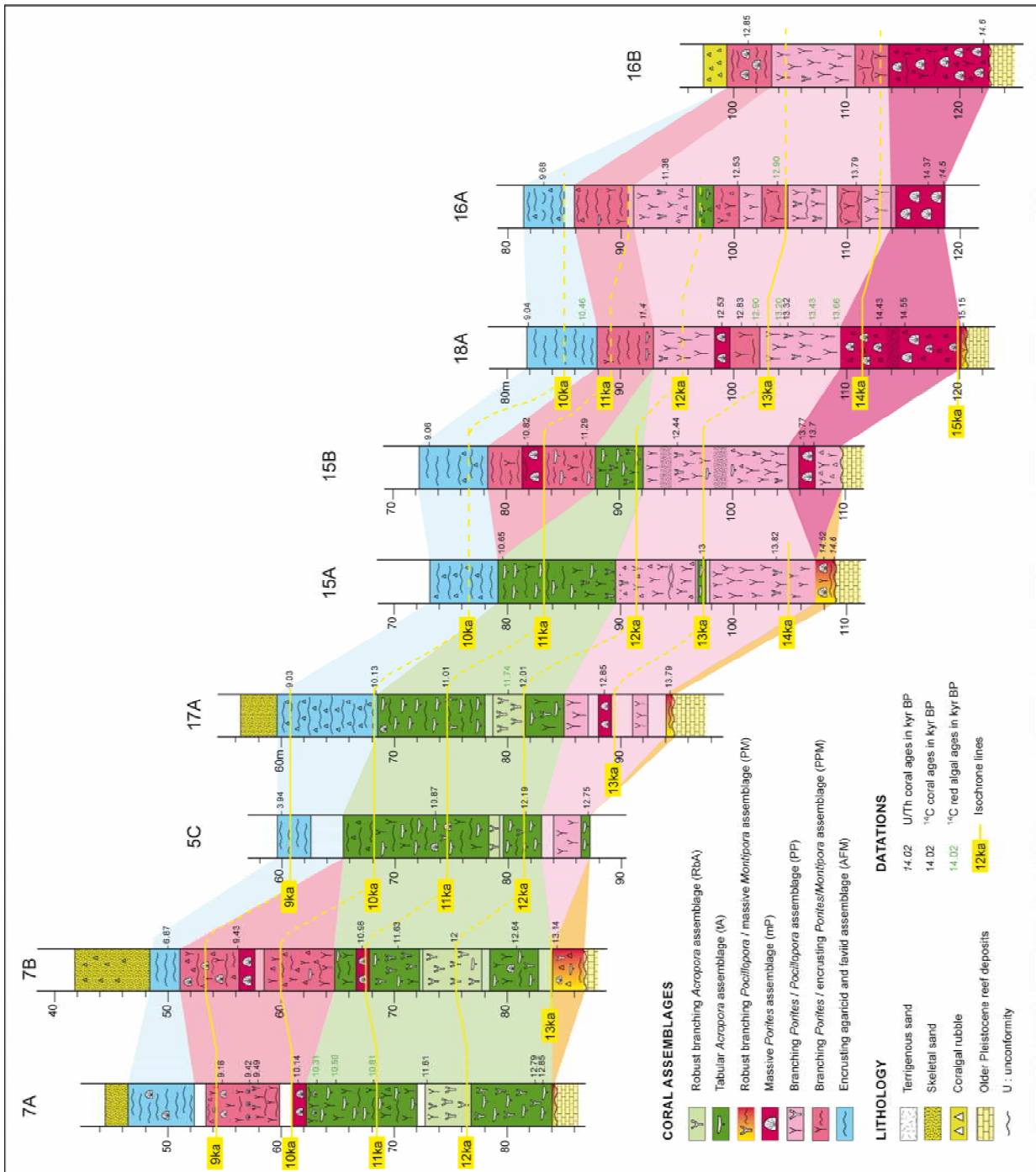
BP. L'épaisseur de cette unité est comprise entre 2 et 12 m. Les taux moyens d'accrétion verticale de ces unités sont compris entre 6 et 10 mm/an. Cet assemblage contient, outre les *Acropora* tabulaires, une forte proportion de coraux encroûtants et branchus indiquant que cet assemblage doit avoir une signification comparable à l'assemblage PPM en terme de paléobathymétrie, mais avec des conditions environnementales plus favorables permettant le développement des coraux plus sensibles du genre *Acropora*. Pour les sites les moins profonds (7A et 7B), les colonies d'*Acropora* tabulaires sont majoritairement associées aux colonies de *Pocillopora* à branches robustes tandis que dans les sites plus profonds (15A, 15B, 17A et 5C), elles sont majoritairement associées aux colonies de *Montipora* encroûtants. Ces différences pourraient témoigner de la zonation récifale avec des colonies d'*Acropora* tabulaires présentes dans un large intervalle paléo-bathymétrique, les colonies de *Pocillopora* à branches robustes vivant dans la partie supérieure de cet intervalle paléo-bathymétrique (0-10 m de profondeur) et les *Montipora* encroûtants vivant dans sa partie inférieure (10-25 m de profondeur). Un assemblage à *Acropora* à branches robustes caractéristique d'environnements peu profonds (<15 m) est observé entre 82 et 72 m.s.n.m. pour les sites 17A, 7A, 7B et 5C. L'épaisseur de cette unité est comprise entre 1 et 5 m.

Dans les sites les moins profonds (7A et 7B) se développe ensuite un assemblage à *Porites* branchus et *Porites* et *Montipora* encroûtants (PPM ; 5-25 m de profondeur) entre 66 et 51 m.s.n.m, c'est-à-dire entre 10 et 9 ka BP. Cette unité a une épaisseur comprise entre 7 et 12 m. Le taux moyen d'accrétion verticale de ces unités est d'environ 10 mm/an.

Pour tous les sites, le sommet des séquences est dominé par l'assemblage à coraux encroûtants *Montipora*, Agaricidés et Favidés (AFM). Cette unité a une épaisseur comprise entre 2 et 8 m. Les caractéristiques des sommets de séquence sont décrites dans le paragraphe III. 2. 3.

Pour les sites 18A, 16A et 16B, la croissance récifale a lieu de 14,5-14,6 à 11 ka BP dans des environnements assez profonds (5-25 m de profondeur ; assemblages mP, PP et PPM) (entre 122 et 90 m.s.n.m). L'approfondissement marqué de la séquence et son ennoisement débute vers 90 m.s.n.m. (~11 ka BP ; assemblage AFM ; profondeur supérieure à 20 m). Pour les sites 15A et 15B, le développement récifal aurait eu lieu dans des environnements peu profonds (<15 m de profondeur ; assemblage PP) de 14,6 à 12 ka BP (110 à 90 m.s.n.m). L'approfondissement est ensuite progressif (environnements de 10 à 25 m de profondeur; assemblages PPM et tA) de 12 à 10,6 ka BP (90 à 80 m.s.n.m.) et se termine par l'ennoisement des séries récifales entre 80 et 72 m.s.n.m. (~10-9 ka BP ; assemblage AFM). Pour les sites 17A et 5C, le développement récifal a lieu dans des environnements assez peu profonds (<15m de profondeur; assemblages PP, tA et RbA) de 13,8 à 11,5 ka BP (94 à 78 m.s.n.m.). L'approfondissement est ensuite progressif (environnements de 10 à 25 m de profondeur; assemblage tA) jusqu'à 68 m.s.n.m., c'est-à-dire jusqu'à 10 ka BP, et se

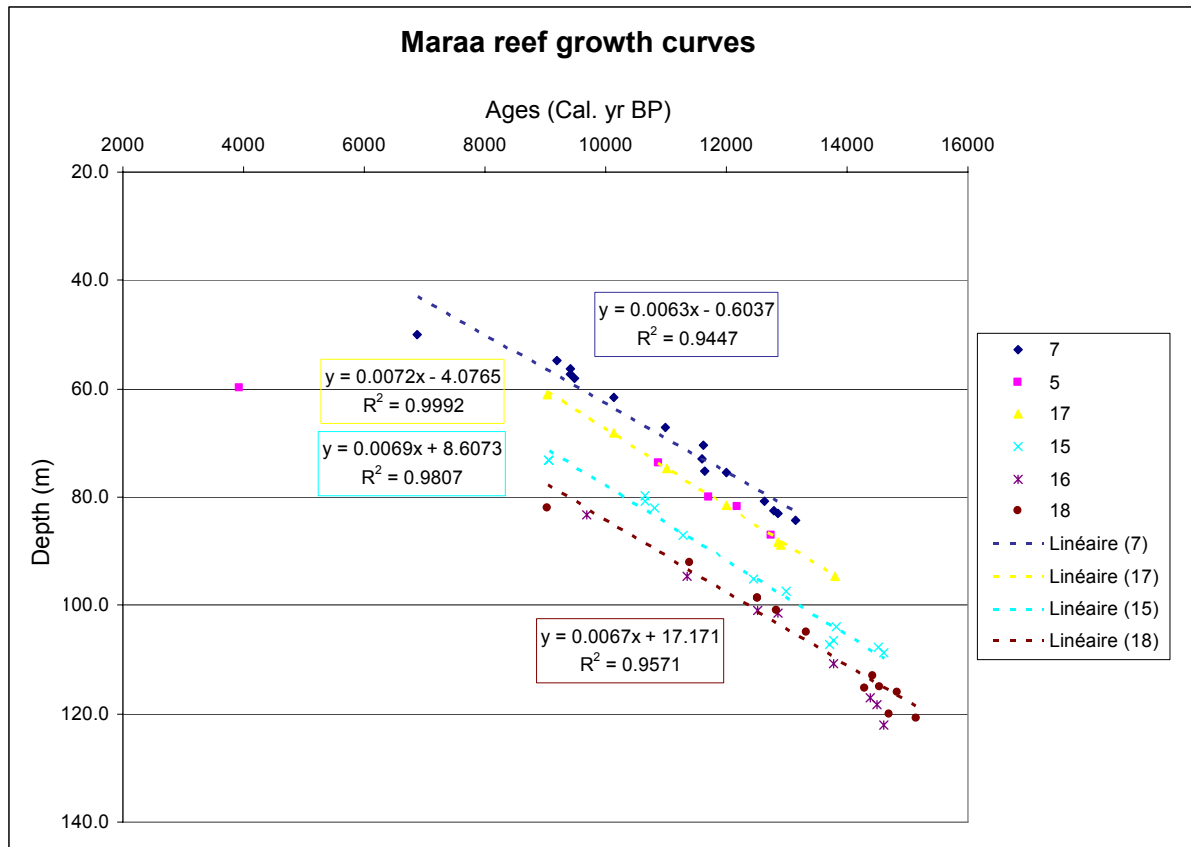
termine par l'enneiement des séries récifales entre 68 et 60 m.s.n.m. (assemblage AFM). Pour les sites 7A et 7B, le développement récifal a lieu dans des environnements peu profonds (<10m de profondeur ; assemblages tA et RbA) jusqu'à ~65 m.s.n.m, c'est-à-dire de 13,2 à 11 ka BP. L'approfondissement est ensuite progressif (environnements de 10 à 25 m de profondeur; assemblages tA, mP et PPM) jusqu'à 52 m.s.n.m. (~9 ka BP) et se termine par l'enneiement des séries récifales entre 52 et 46 m.s.n.m. (assemblage AFM).



**Figure III.30 :** Logs des séquences de Maraa avec corrélation des assemblages coralliens.  
Core descriptions from Maraa sequences with correlations of coral assemblages.

Les séquences récifales de Maraa montrent ainsi une succession d'assemblages coralliens caractérisant un approfondissement progressif de la série accompagné d'une rétrogradation continue du système récifal.

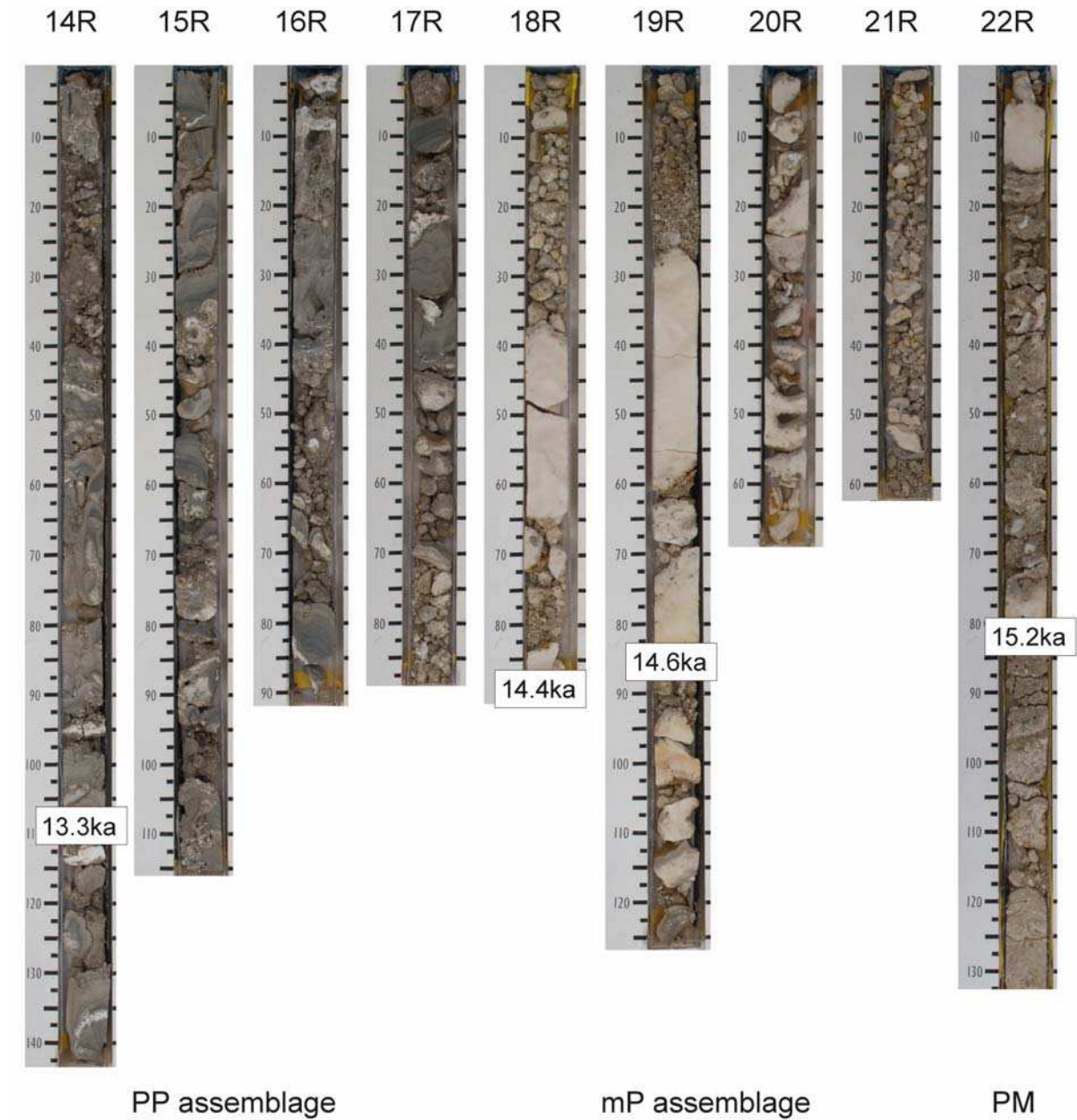
Les taux moyens d'accrétion verticale des séries récifales de Maraa sont de 6-7 mm/an (Fig. III.31).



**Figure III.31 :** Reconstitution des courbes de croissance récifale pour les sites 7, 5, 17, 15, 16 et 18 de Maraa. Les points correspondent aux âges  $^{14}\text{C}$  (âges calibrés) des coraux en fonction de leurs profondeurs dans les forages. Une régression linéaire pour les points des sites 7, 17, 15 et 18 permet d'obtenir les taux moyens de croissance récifale au niveau de ces sites.

*Reef growth curves from sites 7, 5, 17, 15, 16 and 18 with mean vertical accretion rates.*

La débâcle glaciaire MWP-1A (14,6 - 14 ka BP) est enregistrée à la base des forages les plus profonds (sites 16 et 18). Le récif semble peu affecté par le MWP-1A car il n'y a pas de changement d'assemblage corallien (assemblage mP) durant l'intervalle 14,6-14 ka BP (Fig. III.32). La reconstitution précise de la réponse du récif de Maraa au MWP-1A est toutefois délicate du fait de la faible contrainte chronologique. La croissance récifale se maintient après le MWP-1A à des profondeurs plus importantes suite à un approfondissement de 10 à 20 m. L'ennoiement du récif est tardif et progressif, ce qui est démontré par de fortes épaisseurs des séries récifales aux sites 18 et 16 entre la fin du MWP-1A et l'ennoiement du récif (plus de 20 m). Par conséquent, la réponse au récif à l'élévation du niveau marin est moins claire qu'au site de Tiarei.



**Figure 32 :** Évolution des carottes récifales du site 18A au cours du MWP-1A (14,6 - 14 ka BP). Il n’y a pas de changement d’assemblage corallien (assemblage à *Porites* massifs ; mP) à 14,6 ka BP. La réponse du récif à l’accélération de l’élévation du niveau marin liée au MWP-1A est donc moins claire qu’à Tiarei.

*Evolution of core composition from site 18A during the MWP-1A. No major change of coral composition occurred at 14.6 ka BP (mP assemblage).*

#### III.2.4. Sommets de séquences

La partie supérieure des séquences récifales post-glaciaires est caractérisée par le développement d'associations dominées par les coraux encroûtants *Montipora*, Agaricidés (*Pachyseris*, *Leptoseris* et *Pavona*) et Favidés (*Leptastrea*) (assemblage AFM), caractéristiques de milieux de pentes externes, supérieurs à 20 m de profondeur, témoignant ainsi d'un approfondissement conséquent du milieu.

Elle est également caractérisée par l'apparition d'organismes caractérisant des milieux plus profonds (supérieurs à 20 m de profondeur) que dans la série récifale sous-jacente : de fines (<2mm) croûtes d'algues rouges corallinacées *Mesophyllum* sp. (dont *M. funafutiense*) (**Fig. III.33A, B**), des encroûtements épais de foraminifères (Homotrematidés) (**Fig. III.33F**), des foraminifères planctoniques (**Fig. III.33G**) et des bryozoaires (**Fig. III.33H**). Le remplacement des faunes récifales peu profondes par des associations caractéristiques de milieux plus profonds signe un approfondissement significatif, s'accompagnant d'une diminution de la production carbonatée ; il pourrait ainsi correspondre à un ennoisement (« *drowning* ») plus ou moins progressif des édifices récifaux.

Les échantillons de sommet de séquence présentent une bioérosion intense (notamment par les lithophages) (**Fig. III.33**) témoignant d'une diminution des taux de sédimentation et donc d'un horizon de condensation. La bioérosion semble être un phénomène important lors des phases d'enneisement de récifs.

Plusieurs générations de remplissages ont été observées :

- une première génération correspond au remplissage de cavités primaires ou secondaires (de bioérosion) des algues ou des coraux par de la micrite de couleur marron, souvent péloïdale, plus ou moins cimentée et parfois riche en éléments détritiques. Il s'agit de remplissages contemporains de la croissance récifale ;
- une deuxième génération correspond au remplissage de cavités primaires ou secondaires (de la trame récifale) par des sédiments orangés (riches en fer) parfois bioclastiques. Ces remplissages sont postérieurs à la croissance récifale;
- une troisième génération correspond au remplissage de cavités secondaires par des sédiments beiges très fins, riches en éléments volcaniques ;
- la dernière génération de bioérosion correspond à des cavités dépourvues de tout remplissage : il s'agit des perforations les plus récentes.

Les échantillons de sommet de séquence sont également caractérisés par la présence de croûtes et d'imprégnations orangées (**Fig. III.34**). Pour étudier ces minéralisations présentes au sommet des séquences récifales, des analyses de microfluorescence X sur lames

minces ont été réalisées au CEREGE, avec le microscope analytique 'Horiba XGT 5000 series', sur des échantillons de sommet de séquence. Des cartographies et des analyses multipoints ont été obtenues sur 10 échantillons (**Figs. III.35 et 36**). Pour la cartographie, les paramètres à définir sont : la taille de la zone à cartographier (mm), la durée de balayage de la zone (s), le nombre de passages (temps d'acquisition par pixel), la présélection des éléments à analyser, la tension d'excitation (kV), le courant (mA) et la taille du faisceau ( $\mu\text{m}$ ). Pour les analyses multipoints (analyses semi-quantitatives), les résultats obtenus sont des spectres de fluorescence et les paramètres à définir sont : le temps d'acquisition (s), la tension d'excitation, le courant et la taille du faisceau.

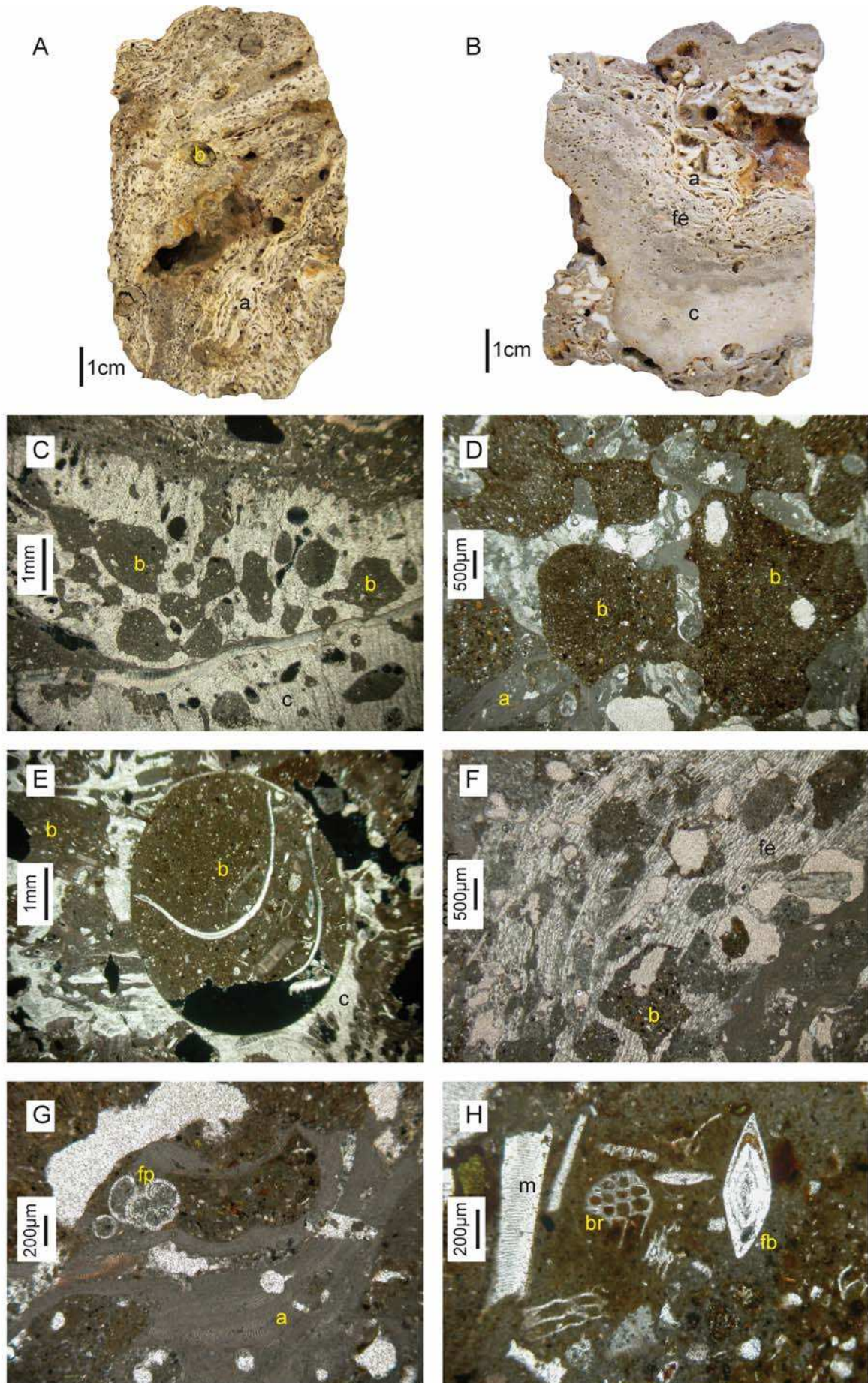
Les analyses de microfluorescence X ont montré que ces croûtes sont composées de fer (**Figs. III.35 et 36**). Les sommets de séquences ont donc été affectés par des précipitations d'oxydes de fer. Ces oxydes prennent la forme d'encroûtements ou d'imprégnations généralement situés à la périphérie de cavités primaires ou secondaires vides ou remplies de sédiments bioclastiques ; ils tapissent parfois les parois de perforations résultant d'une intense bioérosion du sédiment initial (**Fig. III.34C, D**). Les oxydes de fer encroûtent également des bioclastes ou des lithoclastes, ou remplissent les perforations de micro-organismes ou d'éponges affectant les bioclastes (**Fig. III.34A, B**). La précipitation de fer semble tardive ; en effet, elle est postérieure au développement des microbialithes de pentes, celles-ci étant encroûtées par des oxydes de fer (**Fig. III.34E**). Elle serait contemporaine de la sédimentation pélagique (**Fig. III.34F**).

Ces oxydes de fer semblent ainsi remplir la porosité résiduelle et témoigneraient de la circulation de fluides enrichis en fer après l'ennoiement du récif. Les circulations de fluides sursaturés en fer affecteraient au moins les premiers décimètres de la série post-glaciaire sous l'interface eau-sédiment.

L'approfondissement de la séquence s'accompagne donc d'une diminution de la production carbonatée et de la précipitation de fer sous forme de croûtes complexes qui peuvent être assimilées à des « *hard-grounds* » dont la formation coïncide avec une période de sédimentation minimale.

Les sommets de séquences sont donc caractérisés par un arrêt de la croissance du récif se traduisant par son ennoiement (« *drowning* ») à la suite d'un approfondissement conséquent du milieu. Le sommet de chaque ride présente donc une croissance de type 'give-up' (Neumann et Macintyre, 1985 ; Davies et Montaggioni, 1985).





**Figure III.33 :** Photos d'échantillons macroscopiques et de lames minces d'échantillons de sommets de séquences post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa. a : algues corallinacées, b : bioérosion, c : corail, fe : foraminifères encroûtants, fp : foraminifère planctonique, fb : foraminifère benthique, br : bryzoaire, m : mollusque.

A. Superposition de fins encroûtements de corallinacées (*Mesophyllum* sp.) très bioérodés et affectés par des précipitations d'oxydes de fer dans les cavités. Échantillon 21A1R 1W 13-23, ~83,1 m.

B. Corail encroûtant (*Porites*) encroûté par des foraminifères encroûtants puis par une superposition de fins filaments de corallinacées. La bioérosion est forte et des précipitations de fer sont présentes dans les cavités. Échantillon 5A1R 1W 18-27, ~59,3 m.

C. Forte bioérosion dans un corail encroûtant. Échantillon 5C2R CCW 2-8, ~61,5 m. Photo en LPA.

D. Faciès corallien (coraux et algues) ayant complètement perdu sa structure initiale suite à une bioérosion intense. Échantillon 9D1R 1W 1-8, ~104,5 m. Photo en LP.

E. Perforation d'un lithophage dans un corail. Échantillon 15B2R 1W 18-23, ~73 m. Photo en LPA.

F. Encroûtements épais de foraminifères Acervulinidés très bioérodés. Échantillon 9D1R 1W 1-8, ~104,5 m. Photo en LP.

G. Foraminifère planctonique dans un remplissage entre des croûtes d'algues corallinacées. Échantillon 21B1R 1W 11-14, ~82,4 m. Photo en LP.

H. Remplissages bioclastiques avec notamment des bivalves, des bryozoaires et un foraminifère benthique hyalin (*Amphistegina radiata*). Échantillon 9D1R 1W 17-21, ~104,7 m. Photo en LP.

*Thin section photomicrographs and sample pictures from the top of Tiarei and Maraa postglacial sequences.*

A. Succession of thin crusts of coralline algae which display intense bioerosion.

B. Encrusting coral encrusted by thin crusts of coralline algae.

C. Encrusting coral affected by multiple bioerosion features.

D. Highly bioeroded sample.

E. Lithophagous boring.

F. Thick foraminifer crusts exhibiting bioerosion.

G. Planktonic foraminifer.

H. Skeletal infillings with bivalves, bryozoans and benthic foraminifers.

**Figure III.34 :** Photos de lames minces d'échantillons de sommets de séquences présentant des précipitations d'oxydes de fer.

A. Remplissages bioclastiques avec notamment des bivalves et des bryozoaires. Le sédiment et les bioclastes sont affectés par des oxydes de fer. Échantillon 9C2R 1W 6-9, ~61,6 m. Photo en LP.

B. Encroûtements de foraminifères Acervulinidés avec des précipitations de fer dans les loges. Cet encroûtement est recouvert d'un sédiment fin contenant des foraminifères planctoniques. Échantillon 9E1R 1W 0-5, ~96 m. Photo en LP.

C. Encroûtements laminés de fer à la périphérie d'une cavité. Échantillon 9D1R 1W 17-21, ~104,7 m. Photo en LP.

D. Imprégnations de fer à la périphérie d'une cavité. Échantillon 24A1R 1W 18-25, ~91,1 m. Photo en LP.

E. Microbialithes encroûtées par des oxydes de fer. Échantillon 24A1R 1W 29-34, ~91,2 m. Cela montre que les précipitations d'oxydes de fer sont postérieures au développement des microbialithes. Photo en LP.

F. Encroûtements laminés de fer au sein d'un sédiment fin contenant des foraminifères planctoniques. Cela montre que les précipitations d'oxydes de fer sont contemporaines de la sédimentation pélagique et donc postérieures à l'enneigement du récif. Échantillon 24A1R 1W 18-25, ~91,1 m. Photo en LP.

G. Encroûtements laminés de fer. Certains encroûtements présentent des laminations concentriques. Échantillon 24A1R 1W 18-25, ~91,1 m. Photo en LP.

H. Détail d'un encroûtement laminé de fer qui affecte un sédiment en périphérie d'une cavité. Échantillon 24A1R 1W 18-25, ~91,1 m. Photo en LP.

*Thin section photomicrographs of top sequence samples showing iron stainings.*

A. Skeletal infillings affected by iron oxides.

B. Iron oxides in cavities of encrusting foraminifers.

C. Crust of iron oxides.

D. Impregnation of iron at cavity edges.

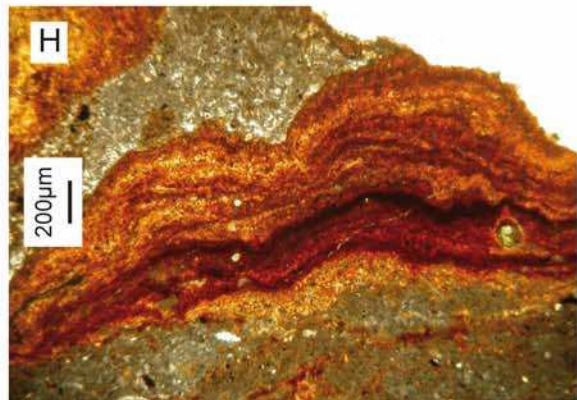
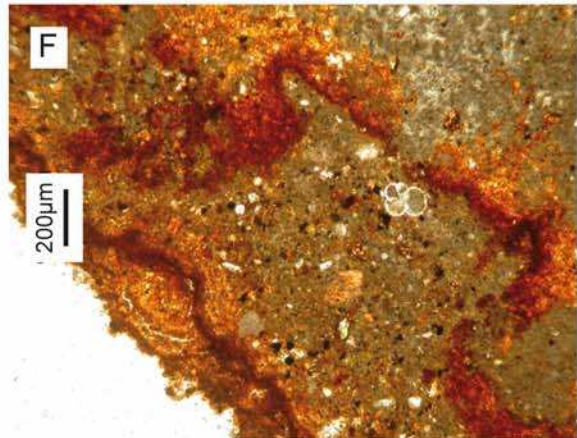
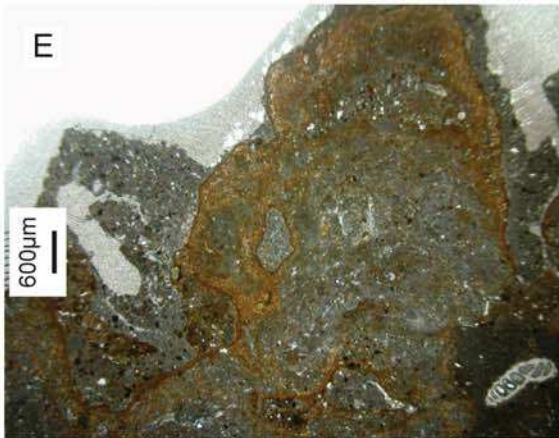
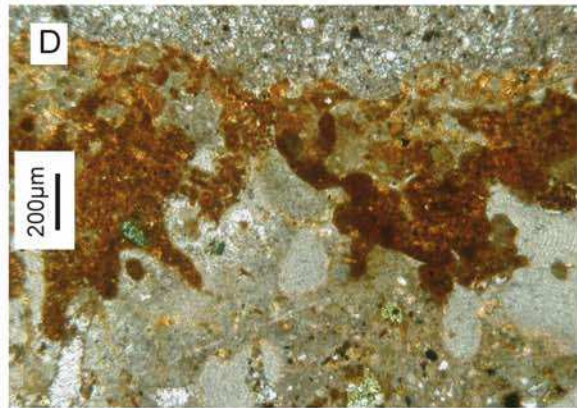
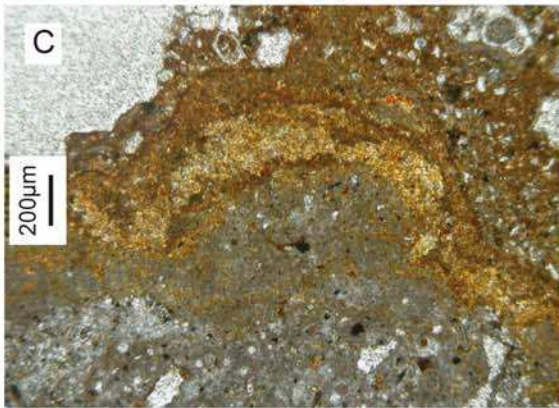
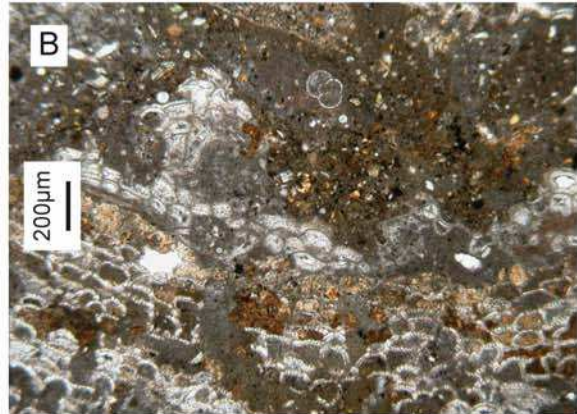
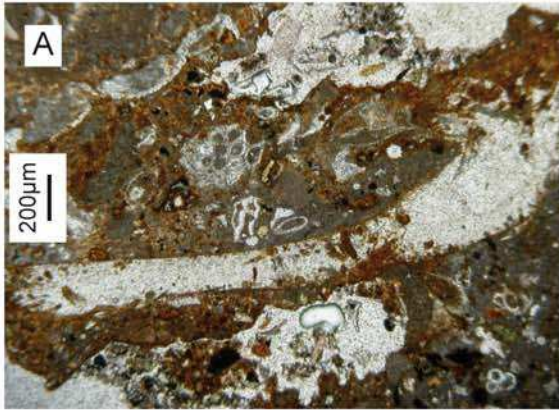
E. Iron oxides encrusted microbialites.

F. Laminated crusts of iron oxides in pelagic sediment.

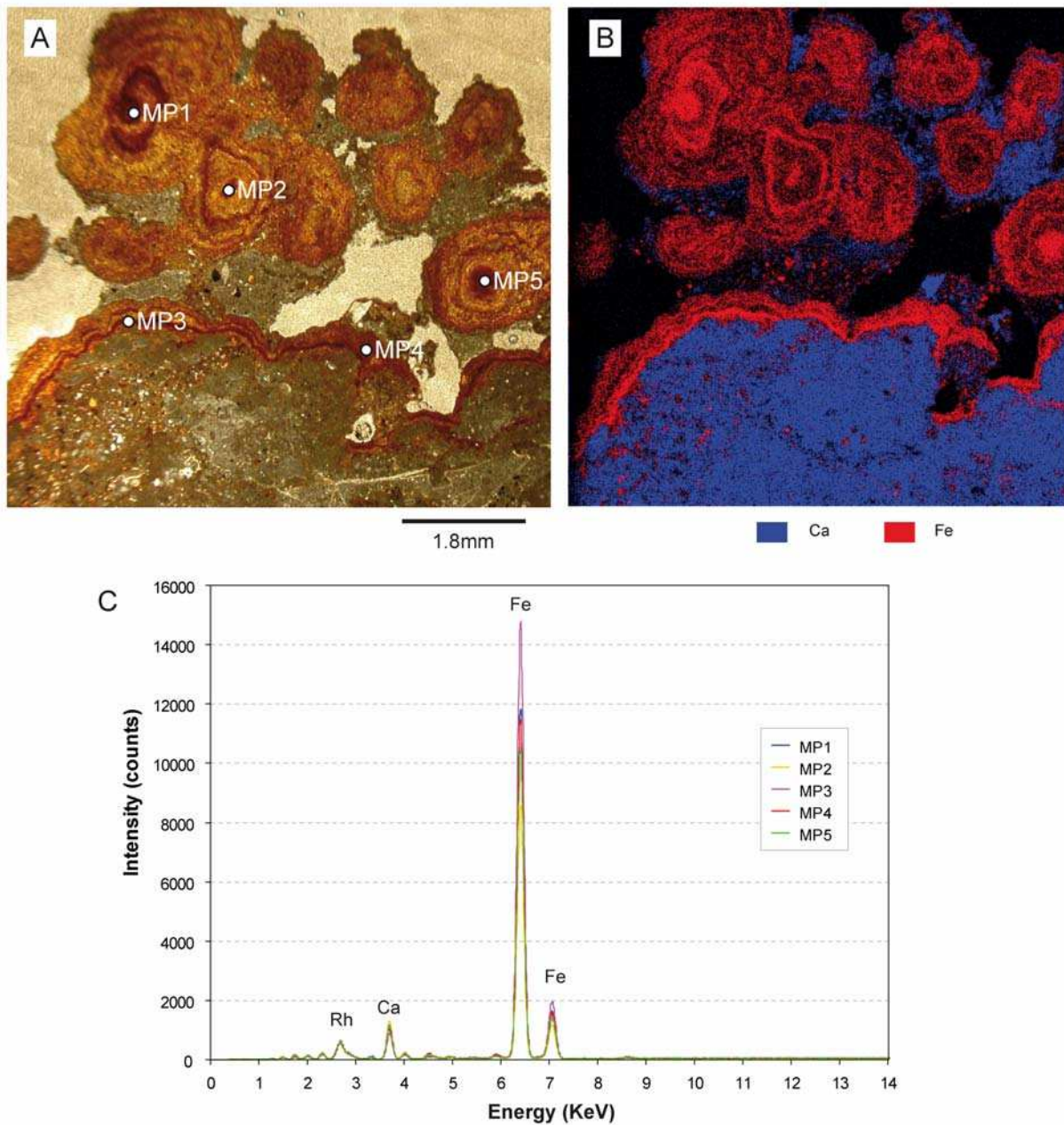
G. Concentric laminated crusts of iron oxides.

H. Laminated crusts of iron oxides.









**Figure III.35 :** Résultats des analyses de microfluorescence X sur un échantillon de sommet de séquence : 24A1R 1W 18-25, ~91,1 m.

A. Photo de la zone de la lame mince étudiée avec la localisation des points analysés (MP).

B. Cartographie de la répartition du calcium (bleu) et du fer (rouge). Les autres éléments ne sont pas représentés car en trop faible quantité pour donner une carte interprétable. La cartographie montre que les encroûtements orangés sont composés de fer.

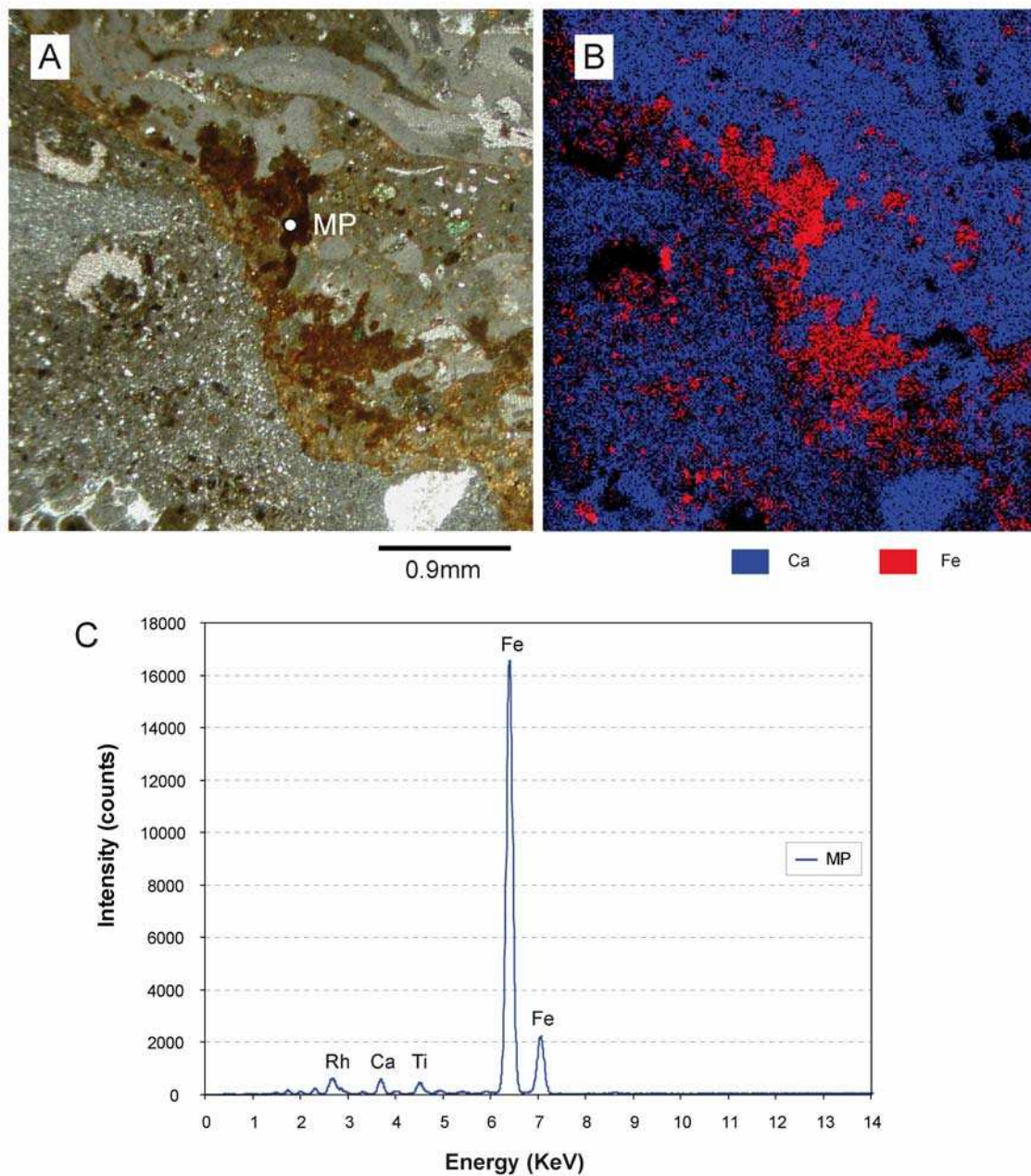
C. Spectres de composition chimique élémentaire des points localisés en A. La raie de l'élément Rh (rhodium) est une raie parasite liée à la composition de la cathode. Les points analysés sont essentiellement composés de fer.

*Microfluorescence X results from sample 24A1R 1W 18-25.*

*A. Picture of the studied area.*

*B. Mapping of Ca and Fe distribution.*

*C. Elemental spectrum of the analyzed spots.*



**Figure III.36 :** Résultats des analyses de microfluorescence X sur un échantillon de sommet de séquence : 24A1R 1W 18-25, ~91,1 m.

A. Photo de la zone de la lame mince étudiée avec la localisation du point analysé (MP).

B. Cartographie de la répartition du calcium (bleu) et du fer (rouge). Les autres éléments ne sont pas représentés car en trop faible quantité pour donner une carte interprétable. La cartographie montre que les imprégnations orangées sont composées de fer.

C. Spectres de composition chimique élémentaire du point localisé en A. Le point analysé est essentiellement composé de fer.

*Microfluorescence X results from sample 24A1R 1W 18-25.*

*A. Picture of the studied area.*

*B. Mapping of Ca and Fe distribution.*

*C. Elemental spectrum of the analyzed spots.*

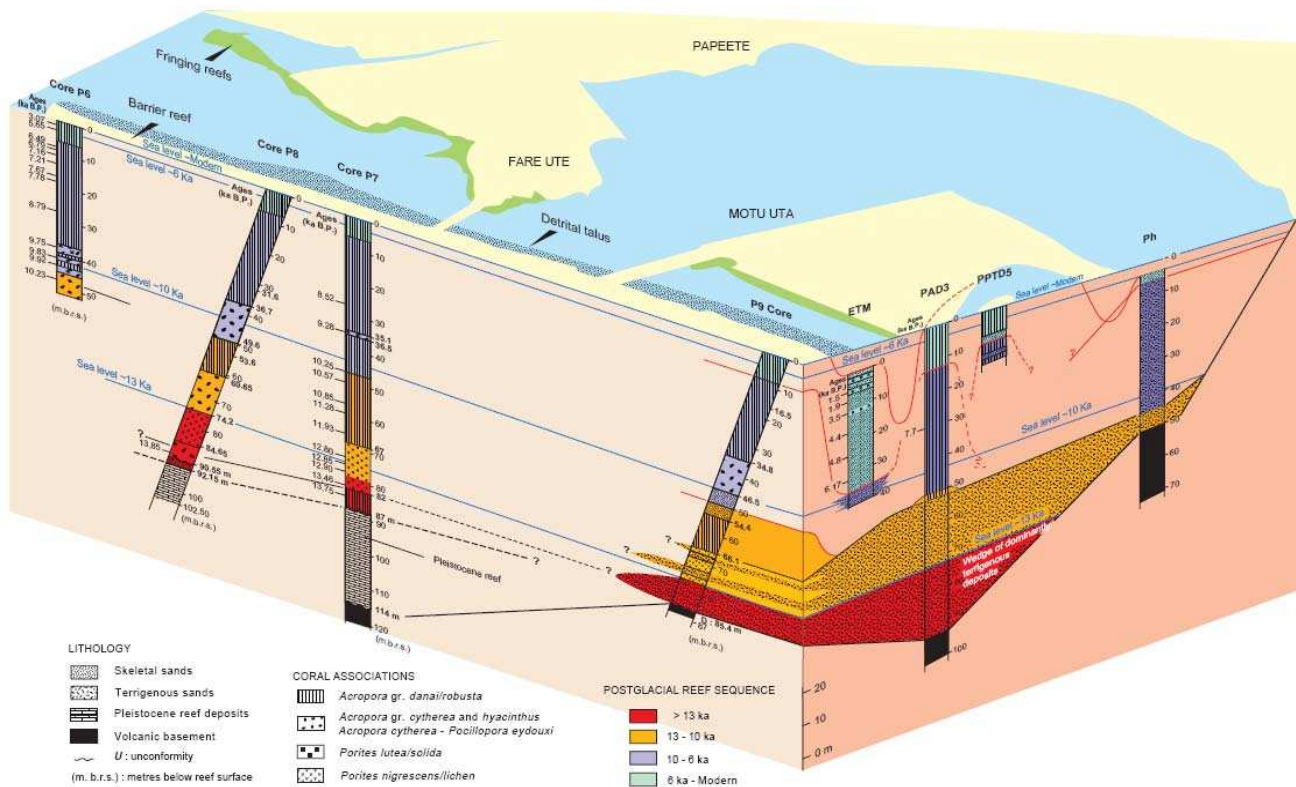


*III.2.5. Comparaison des séquences de Tiarei, Maraa et Papeete*

Les séquences récifales post-glaciaires de Tiarei et Maraa permettent de reconstituer la croissance récifale de 16 à ~9 ka BP. La séquence récifale post-glaciaire du récif barrière de Papeete permet de compléter ces enregistrements et de reconstituer la croissance récifale de 13,75 à 2,38 ka B.P. (Bard *et al.*, 1996 ; Montaggioni *et al.*, 1997 ; Rougerie *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1999b).

Les forages de Papeete ont atteint des profondeurs de 50 m (P6) à 120 m (P7) sous la surface du récif (Cabioch *et al.*, 1999b). La série récifale post-glaciaire a une épaisseur comprise entre 85,5 m (P9) et 92,15 m (P8). Cette série surmonte soit des dépôts terrigènes, soit des carbonates récifaux pléistocènes recristallisés et karstifiés d'une trentaine de mètres d'épaisseur (Cabioch *et al.*, 1999b) (**Fig. III.37**).

STAGES OF THE DEVELOPMENT OF THE TAHITI BARRIER REEF OVER THE LAST 14 kyr



**Figure III.37 :** Stades de développement du récif barrière de Papeete durant les derniers 14 ka. La séquence récifale a été forée par deux forages verticaux (P6 et P7) et trois forages inclinés (P8 à 33° par rapport à la verticale ; P9 et P10 à 30° par rapport à la verticale). Cabioch *et al.*, 1999b.

*Development stages of the Papeete barrier reef over the last 14 kyr.*

Contrairement aux forages de Tiarei et de Maraa, les forages de Papeete ont atteint le substratum volcanique à des profondeurs comprises entre 85,5 m (P9) et 114 m (P7). Le sommet du substratum basaltique s'approfondit donc vers le Nord-Est. Il possède une pente générale SW-NE de 6° qui plonge lentement vers l'océan (Deneufbourg, 1971). Ces laves

basaltiques subaériennes ont été datées à  $549 \pm 11$  ka par la méthode K-Ar dans le forage P7 (Bard *et al.*, 1996). Dans certains forages (P9 et P10), le basalte est surmonté d'argiles brunes incluant des galets de roches volcaniques qui pourraient correspondre à un profil d'altération des basaltes. Les corrélations entre les forages du récif barrière et ceux du port de Papeete (forages ETM, PAD3, PPTD5 et Ph ; Deneufbourg, 1971 ; Montaggioni, 1988 ; Camoin et Montaggioni, 1994) indiquent que les dépôts terrigènes (dépôts détritiques de graviers, sables et argiles d'origine volcanique) forment une lentille de 18 à 45 m d'épaisseur sous la zone d'arrière-récif qui s'affine à la fois en direction de l'océan et de l'île (Cabioch *et al.*, 1999b), (**Fig. III.37**). Il apparaît que la zone correspondant au lagon moderne aurait été submergée vers 10 ka BP et que l'accumulation des sédiments terrigènes aurait alors migré vers l'île (Montaggioni, 1988 ; Camoin et Montaggioni, 1994 ; Bard *et al.*, 1996 ; Camoin *et al.*, 1999).

#### III.2.5.1. Paléobathymétrie des assemblages

Le calage chronologique précis des séquences de Papeete, Maraa et Tiarei, couplé au grand nombre de forages réalisés permettent d'obtenir des informations plus précises sur les intervalles paléobathymétriques auxquels le récif s'est développé. L'estimation plus précise des intervalles paléobathymétriques des différents assemblages coralliens peut être réalisée en comparant d'une part les courbes de croissance des séquences récifales d'un même site et, d'autre part, les courbes de croissance des sites de Maraa et Tiarei avec celle du site de Papeete (**Fig. III.38**). En effet, la courbe de croissance de Papeete, qui couvre l'intervalle 2 - 13,8 ka BP avec un nombre important d'échantillons de coraux datés (Bard *et al.*, 2010), peut servir de référence pour quantifier la profondeur minimale à laquelle les assemblages des séries de Maraa et Tiarei se sont développés durant cette période. Les paléobathymétries déduites sont reportées dans le **tableau III.13**.

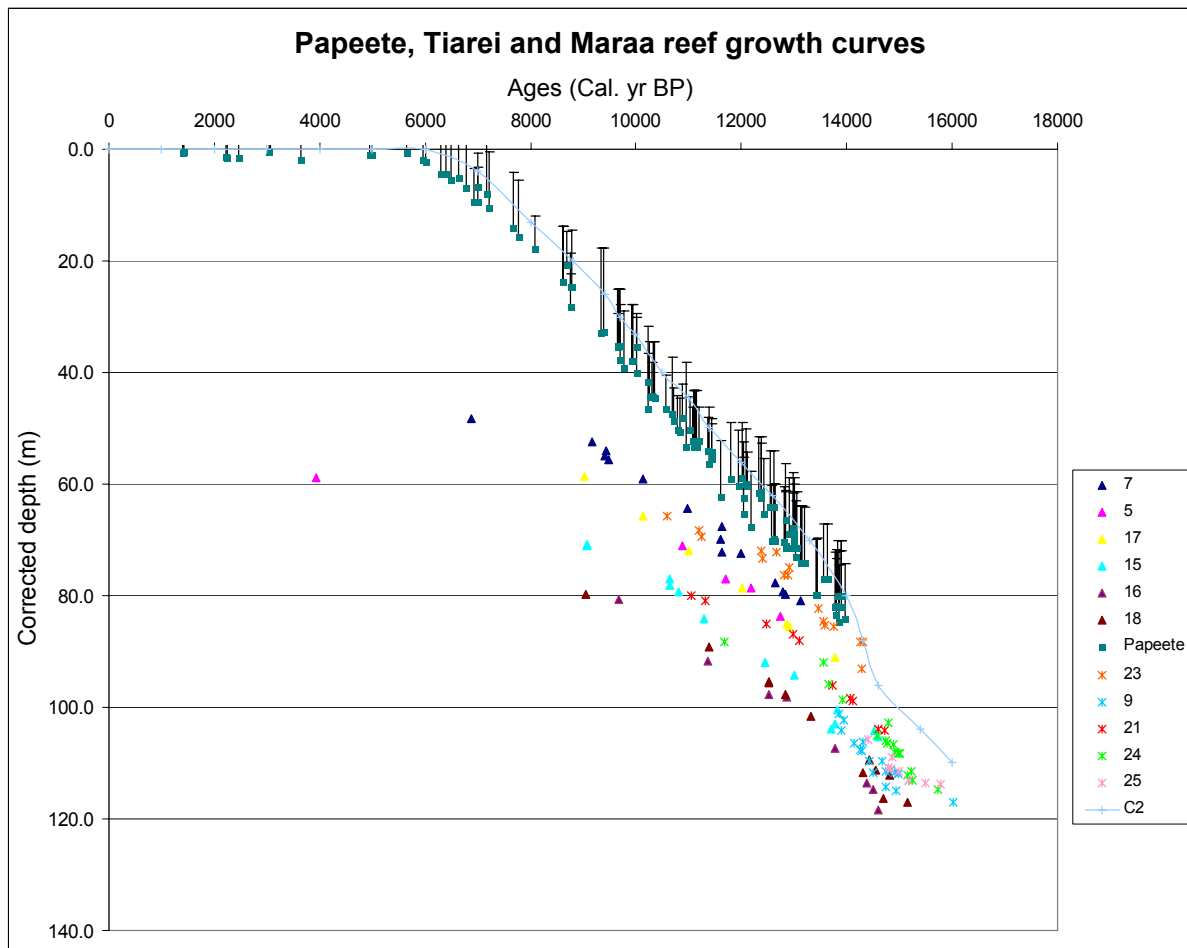
Ces estimations paléobathymétriques indiquent que les paléobathymétries déduites des assemblages algo-coralliens et notamment de la présence de croûtes d'*Hydrolithon onkodes* (Abbey *et al.*, travail en cours) sont sous-estimées.

Ces résultats permettent ainsi de donner de nouvelles estimations paléobathymétriques concernant certains assemblages coralliens (**Tab. III.13** et **Figs. III.38, 39, 40**):

- l'assemblage PM est bien caractéristique d'environnements peu profonds (<10m) ;
- l'assemblage mP est présent jusqu'à une profondeur minimale de 10 m de profondeur à Tiarei et de 15 m à Maraa. Les colonies isolées de *Porites* massifs se rencontrent jusqu'à 40 m de profondeur à Maraa ;
- l'assemblage PP peut être observé jusqu'à une profondeur minimale de 20 m de profondeur à Tiarei et de 40 m à Maraa ;



- l'assemblage PPM est présent de 8 à 30 m de profondeur au minimum à Tiarei et de 15 à 40m de profondeur au minimum à Maraa ;
- l'assemblage tA peut être observé de 5 à 30 m de profondeur au minimum à Maraa ;
- l'assemblage rbA est présent jusqu'à 25 m de profondeur au minimum à Maraa ;
- l'assemblage AFM peut être observé de 20 à 60 m de profondeur à Tiarei et Maraa.



**Figure III.38 :** Reconstitution des courbes de croissance récifale pour les sites de Papeete, Maraa et Tiarei. Les points correspondent aux âges U-Th et  $^{14}\text{C}$  calibrés des coraux en fonction de leurs profondeurs dans les forages corrigées d'un taux de subsidence de 0,25 mm/an. Les intervalles paléobathymétriques des coraux datés de Papeete sont représentés par des barres verticales. La courbe C2 correspond à un scénario possible de remontée du niveau marin.

*Reef growth curves from Papeete, Tiarei and Maraa corrected from a subsidence rate of 0.25 mm/yr. Paleobathymetric intervals of Papeete corals are represented by vertical bars. C2 curve correspond to a probable scenario of sea-level rise.*

Ces assemblages coralliens sont ainsi caractéristiques de larges intervalles paléobathymétriques en particulier à Maraa. En effet, les conditions environnementales étaient plus favorables au développement récifal à Maraa car les récifs n'étaient pas affectés par des apports silico-détritiques contrairement à ceux de Tiarei. Du fait de l'absence de turbidité des eaux à Maraa, les assemblages coralliens vont pouvoir s'y développer à de plus fortes profondeurs et ainsi avoir des intervalles paléo-bathymétriques de vie plus larges.

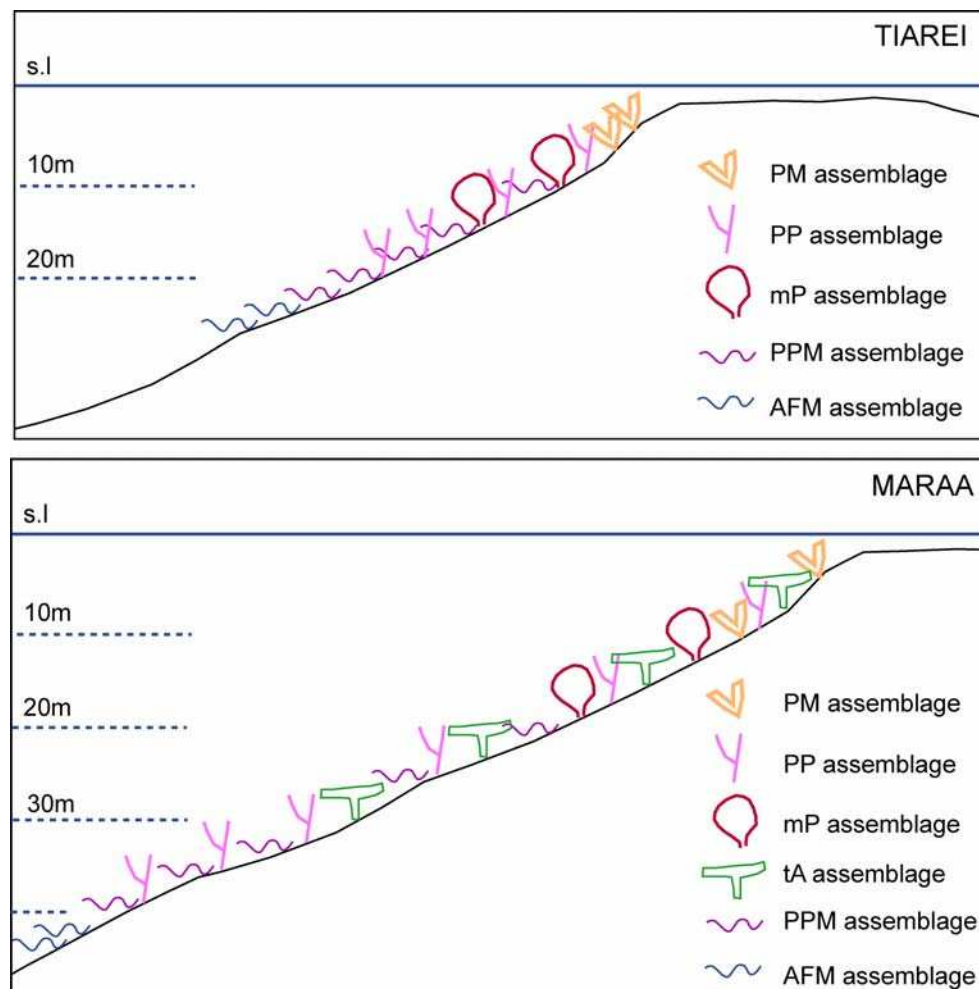
Sites	Profondeur (m.s.n.m.)	Intervalles bathymétriques estimés (m)	Assemblages algo-corralliens	Intervalles bathymétriques déduits des assemblages (m)	
TIAREI	23	~68,5	20-30	AFM + A.III	>20
		~71	15-20	mP	<25
		75-92	0-10	PM-PP-PPM + A.I-II	<15
	24	~91	30-35	AFM + A.II	>20
		~99	20-25	PPM + A.I-II	5-25
		~102	15-20	PPM + A.I-II	5-25
		106,5-119	0-10	PM-mP-PP + A.I-II	<15
	21	~83	30-35	AFM + A.III	>20
		~84	25-30	PPM + A.I-II	5-25
		~91	20-25	PPM + A.I-II	5-25
		~102	15-20	PP + A.I-II	<15
		107-110	0-10	PM + A.I-II	<10
25	~109	15-20	PP + A.II	<15	
	112-114	10-15	mP + A.II	<15	
	117,5-119	0-10	PM + A.II	<10	
9	105-108	20-25	PPM + A.I-II-III	5-25	
	~116	10-20	mP + A.I-II	<15	
	~121	0-10	PM	<10	
MARRA	7	~50	40-45	AFM + A.III	>20
		55-58	25-30	PPM + A.II	5-25
		~61,5	20-25	mP-PPM + A.II	5-25
		~67	10-15	tA + A.I	<10
		~70	5-10	PM-tA-rbA + A.I-II	<10
	5	~73,5	25-30	tA + A.III	5-25
		~80	20-25	tA + A.II	5-25
		81,5-87	15-20	tA-PP + A.I-II	5-25
	17	~61	35-40	AFM + A.III	>20
		~68	30-35	AFM + A.III	>20
		~74,5	25-30	tA + A.II	10-25
		~81,5	20-25	rbA + A.I-II	<15
		~88	15-20	mP + A.I	<15
		~94,5	10-15	PP + A.I	<10
	15	~73	~50	AFM + A.III	>20
		81-87	35-40	mP-tA-PPM + A.I-II-III	10-25
		~95	30-35	PP + A.I-II	<15
		~97,5	25-30	PP + A.I-II	<15
		~104	20-25	PP + A.I-II	<15
		~109	5-10	PM-PP + A.I-II	<10
	16	~83	50-55	AFM + A.III	>20
		~94,5	40-45	PP + A.II	10-25
		~101	30-35	PP + A.II	10-25
		~113	20-25	PP + A.I-II	10-25
113,5-115		15-20	mP + A.I-II	10-25	
18	~82	55-60	AFM + A.III	>20	
	~92	35-45	PPM + A.I-II	10-25	
	99-105	30-35	PP-PPM + A.II	10-25	
	121-113	10-20	mP + A.II	10-25	

**Tableau III.13:** Comparaison des paléobathymétries des séquences récifales estimées par référence à la courbe de croissance récifale du récif Papeete (Fig. III.37) et de celles déduites de la composition biologique des séquences récifales. Les assemblages coralliens (PM, PP, mP, PPM, tA, rbA et AFM) et les groupes d'algues (A. I, II et III) associés sont aussi notés.

*Comparison of paleobathymetric range estimates calculated from Fig.III.37 and deduced from coralgal assemblages.*

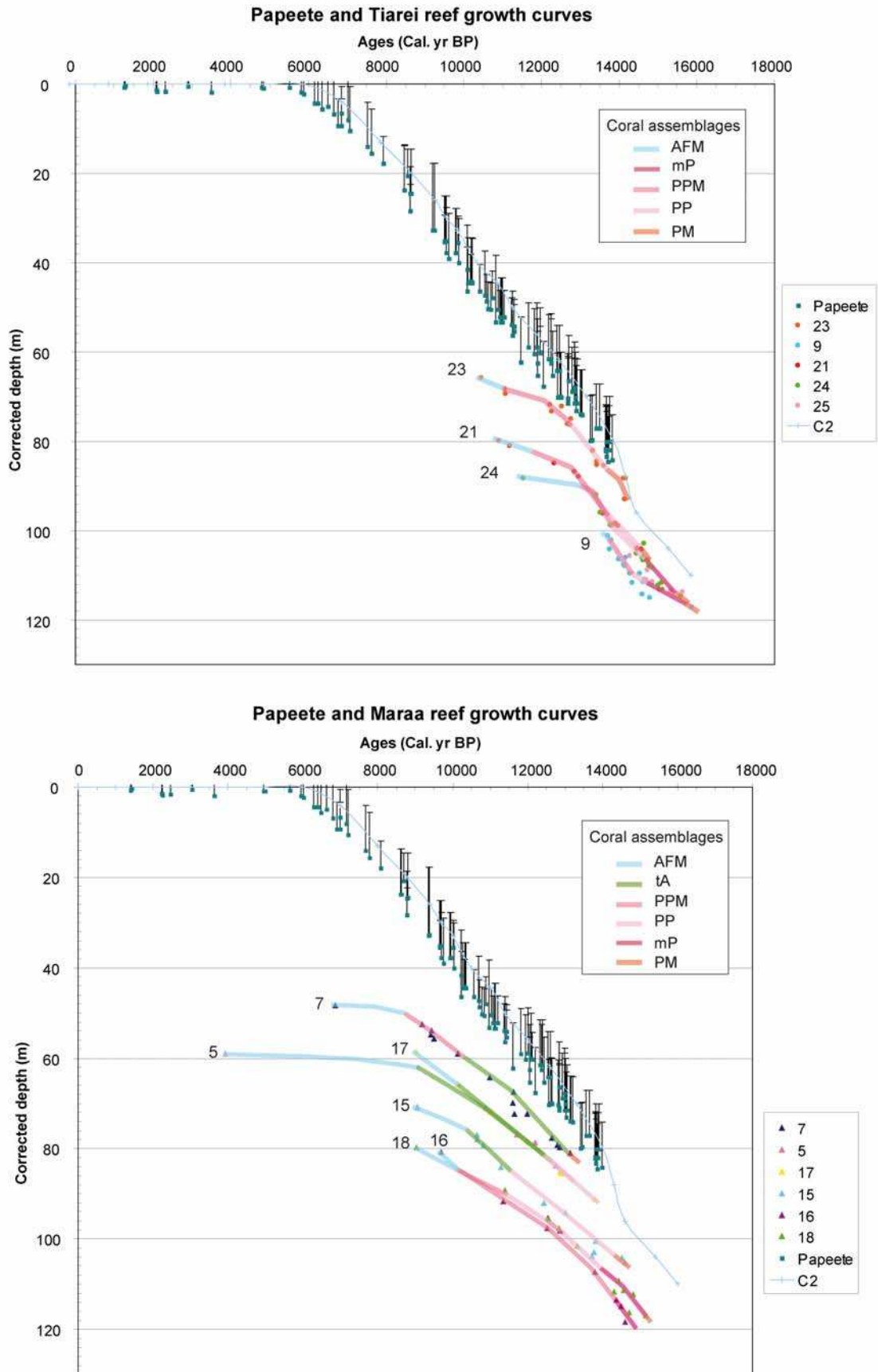
Ces résultats montrent que des croûtes d'*Hydrolithon onkodes* se rencontrent jusqu'à des profondeurs de 20-30 m à Tiarei et 30-40 m à Maraa. Ainsi la présence de ces encroûtements à Tahiti n'indique pas automatiquement des environnements de profondeurs inférieures à 10-15 m. Il est important de noter que seules les croûtes très épaisses d'*Hydrolithon onkodes* (centimétriques à pluricentimétriques) sont à considérer comme des indicateurs fiables d'environnements de faible profondeur (<10-15 m). Les croûtes très épaisses d'*Hydrolithon onkodes* sont très rares dans les séries récifales de Tiarei et Maraa (cf. logs), ce qui montre bien que ces séries ne possèdent pas d'assemblages de front récifal (<6 m de profondeur) mais des assemblages de pentes externes plus ou moins profondes.

Ces résultats démontrent d'une part l'importance de considérer la chronologie du développement récifal dans l'estimation des paléobathymétries et, d'autre part, l'intérêt de réaliser plusieurs forages dans un même système récifal.



**Figure III.39** : Schéma simplifié de profils bathymétriques des pentes récifales externes de récifs post-glaciaires de Tiarei et Maraa avec la zonation des assemblages coralliens.

*Simplified zonation of coral assemblages in Tiarei and Maraa postglacial reefs.*



**Figure III.40 :** Courbes de croissance des différents sites de Tiarei et Maraa comparées à la courbe de croissance de Papeete avec la représentation de la succession des assemblages coralliens.  
*Maraa and Tiarei sites reef growth curves compared with the one defined in Papeete and representing the succession of coral assemblages.*

### III.2.5.2. Synthèse de la croissance récifale à Tahiti

L'initiation récifale débute à Tiarei dans des environnements peu profonds (<10 m) (**Fig. III.40**). Le récif a donc été capable de suivre l'élévation du niveau marin dès l'immersion du substratum (mode de croissance de type 'keep-up'). Malgré des profondeurs d'initiation récifale similaires aux sites de Tiarei et Maraa (~121 m.s.n.m.), l'initiation récifale est plus tardive à Maraa (14,7 ka BP à 120m à Maraa et 16 ka BP à 121m à Tiarei). L'initiation récifale a donc eu lieu dans des environnements plus profonds à Maraa qu'à Tiarei.

L'événement MWP-1A (14,6-14 ka BP) est enregistré dans les forages de la ride externe de Tiarei (sites 9, 21, 24 et 25) et dans les forages les plus profonds de Maraa (sites 18 et 16). Pour les deux sites, l'accélération de la remontée du niveau marin associée au MWP-1A s'accompagne d'un approfondissement de 10-20 m des séquences récifales. À Tiarei, le MWP-1A est marqué par un changement d'associations coralliennes avec le passage de l'assemblage mP aux assemblages PP puis PPM caractérisant un approfondissement de la séquence. À Maraa, la réponse du récif est moins claire qu'à Tiarei ; en effet, il n'y a pas de changement d'assemblage corallien (assemblage mP) durant l'intervalle 14,6-14 ka BP. Les forages des sites 16 et 18 montrent le même type d'évolution que les forages de la ride externe de Tiarei avec le passage d'un assemblage mP à des assemblages PP et PPM mais ce passage a lieu plus tardivement à Maraa vers 14 ka (au lieu de 14,6-14,7 ka BP à Tiarei). Malgré la prédominance d'assemblages coralliens plus profonds à Maraa, la croissance récifale se maintient après le MWP-1A et l'enneiement final du récif y est plus tardif qu'à Tiarei, ce qui est démontré par de plus fortes épaisseurs des séries récifales aux sites 18 et 16 entre la fin du MWP-1A et l'enneiement du récif (plus de 20 m) par rapport aux séries récifales de Tiarei (sites 9, 24 et 25 : 2 à 8 m). Ceci est lié aux conditions environnementales différentes de ces deux sites : le site de Tiarei est affecté par des apports détritiques provenant de la rivière Papenoo tandis que le site de Maraa n'est pas situé à proximité d'une rivière. La turbidité des eaux du site de Tiarei a probablement conduit à la réduction de l'intervalle paléobathymétrique de vie des colonies coralliennes et ainsi à un enneiement plus rapide de ces récifs. Au contraire, à Maraa, les intervalles paléobathymétriques de vie des colonies coralliennes sont plus larges et donc le récif continue à se développer même à des profondeurs plus importantes.

Dans ces deux sites, l'accélération du niveau marin associée au MWP-1A ne cause pas un déclin brutal des récifs mais un approfondissement progressif des séries récifales. La croissance récifale se poursuit dans un premier temps dans des environnements plus profonds avec des taux moyens d'accrétion verticale comparables (**Fig. III.40**). Puis les taux d'accrétion décroissent peu à peu avec l'approfondissement continu des séquences (mode de

croissance de type ‘*give-up*’). L’accrétion verticale des récifs après le MWP-1A est de 10 à 20 m avant l’ennoiement final des séquences.

Les récifs de la ride interne de Tiarei (site 23), des sites les moins profonds de Maraa (sites 5, 7, 15 et 17) et de Papeete se sont développés après la fin du MWP-1A (**Figs. III.40, 41**). Ces récifs de Maraa ont également débuté leur croissance dans des environnements plus profonds que ceux des sites de Tiarei et Papeete. Les récifs de Papeete et de la ride interne de Tiarei ont suivi au début la même évolution (**Fig. III.40**) malgré une initiation récifale plus précoce à Tiarei (14,4 ka BP à Tiarei et 13,8 ka BP à Papeete). La ride interne de Tiarei s’est ensuite ennoyée progressivement dès 12,5 ka BP (croissance ‘*give-up*’) alors que le récif de Papeete a connu une croissance continue jusqu’à l’actuel (croissance ‘*keep-up*’). Les récifs de Maraa ont poursuivi leur croissance jusqu’à 9-8 ka BP mais dans des environnements plus profonds que le récif barrière de Papeete. Les récifs de Maraa se sont ensuite ennoyés alors que les récifs de Papeete ont poursuivi leur croissance. La séquence récifale de Papeete possède une croissance continue (croissance ‘*keep-up*’) jusqu’à la stabilisation du niveau marin vers 6 ka BP. Cette séquence n’enregistre aucun évènement d’ennoiement récifal (**Figs. III.40, 41**). L’absence de preuves d’un approfondissement de la séquence récifale vers 11,5 ka BP remet en doute l’existence de la débâcle glaciaire MWP-1B.

Le récif de Tahiti enregistre donc un seul épisode d’accélération de la remontée du niveau marin associé au MWP-1A (14,6 - 14 ka BP).

Les récifs de Papeete et Maraa semblent avoir connu une évolution comparable. En effet, les différences de profondeur de formation de ces séries sont liées à la localisation des forages au sein du système récifal. Les forages de Maraa ont été réalisés sur les pentes externes du récif actuel tandis que les forages de Papeete ont été réalisés sur le platier du récif actuel : les assemblages échantillonnés à Papeete sont donc caractéristiques d’environnements plus proches de la paléo-position du niveau marin.

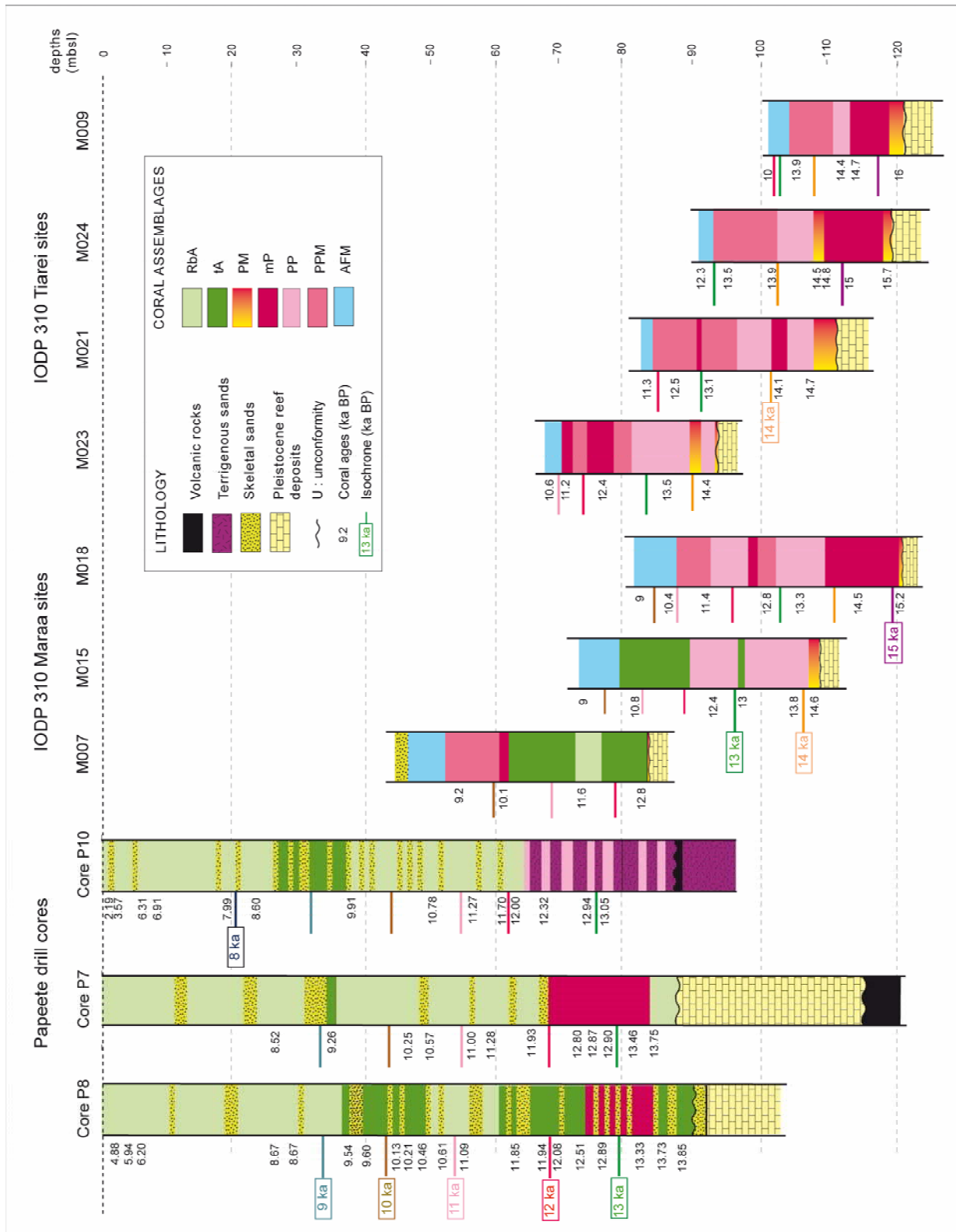
L’évolution du récif de Tiarei est différente car le système récifal forme plusieurs rides (ou récifs ennoyés) discontinues. Le système récifal de Tiarei montre une rétrogradation discontinue alors que celui de Maraa montre une rétrogradation continue. Cette différence est liée à la présence d’apports détritiques à Tiarei. En effet, les sédiments détritiques qui vont se déposer et former un substratum meuble défavorable à l’initiation récifale vont jouer un rôle sur la morphologie et la croissance du récif. Le récif de Tiarei forme ainsi plusieurs rides distinctes développées sur des zones surélevées formées par des carbonates récifaux karstifiés séparées par des zones de substratum meuble. Le récif de Maraa qui n’est pas contraint par la nature du substratum a pu former un édifice continu.

La présence d’apports détritiques à Tiarei a également joué un rôle sur la nature des assemblages coralliens. A Tiarei, le genre *Porites*, tolérant à ces conditions



environnementales, a connu un développement important. Au contraire, le genre *Acropora*, sensible aux conditions environnementales est très peu présent à Tiarei à cause de la présence d'apports détritiques et d'eaux douces en provenance de la rivière Papenoo. Ce genre est présent dans les sites les moins profonds de Maraa (sites 5, 7 et 17) et dans le site de Papeete (assemblages tA et rbA) (**Fig. III.41**), ce qui montre que les conditions environnementales dans ces deux sites devaient être comparables et plus favorables qu'à Tiarei.

Malgré des conditions environnementales différentes, les modes de croissance des sites de Tiarei et Maraa sont similaires avec un approfondissement progressif des séries avant un ennoïement définitif qui s'accompagne d'une rétrogradation du système.



**Figure III.41 :** Logs simplifiés des séquences post-glaciaires des sites de Papeete, Maraa et Tiarei avec les âges <sup>14</sup>C calibrés et U-Th des coraux et la position des isochrones.

*Simplified logs from Papeete, Maraa and Tiarei postglacial sequences with the position of isochrones.*

### III.3. Conclusions

L'étude paléobiologique des séquences récifales post-glaciaires de Tiarei et Maraa couplée aux datations absolues des coraux ont permis de reconstituer l'histoire de la croissance des récifs de Tahiti durant la dernière déglaciation.

- Sept assemblages coralliens ont été identifiés : assemblages à *Pocillopora* à branches robustes et à *Montipora* massifs (PM), à *Porites* massifs (mP), à *Porites* branchus et *Pocillopora* à branches robustes (PP), à *Porites* branchus et à *Porites* et *Montipora* encroûtants (PPM), à *Acropora* tabulaires (tA), à *Acropora* à branches robustes (rbA) et à Agaricidés et Favidés encroûtants (AFM).

- Le calage chronologique des séquences de Papeete, Maraa et Tiarei, associé au grand nombre de forages réalisés permettent d'obtenir des informations fines sur les conditions environnementales du développement récifal. Les assemblages identifiés sont caractéristiques d'environnements de pente externe récifale jusqu'à 60 m de profondeur.

- Les séquences récifales post-glaciaires de Tiarei forment deux systèmes distincts de récifs ennoyés (ride externe et ride interne) au large du récif actuel tandis que les séquences récifales post-glaciaires de Maraa forment un ensemble continu correspondant à la pente externe du récif actuel.

- Les conditions environnementales distinctes entre les sites de Tiarei et Maraa (apports de sédiments détritiques à Tiarei) entraînent des différences de composition biologique, de morphologie et de croissance récifale. Premièrement, les apports de sédiments détritiques et d'eau douce restreignent le développement de certains genres coralliens sensibles aux conditions environnementales (ex. *Acropora*). Deuxièmement, les apports détritiques entraînent une turbidité des eaux au niveau du site de Tiarei, ce qui induit une réduction des intervalles paléobathymétriques de vie des colonies coralliennes et ainsi un ennoisement plus rapide de ces récifs. Troisièmement, les apports détritiques vont former un substratum meuble défavorable à l'initiation récifale et vont ainsi contraindre le développement des récifs de Tiarei au niveau des zones hautes formées par les carbonates récifaux plus anciens.

- Les parties les plus profondes des séquences de Tiarei et Maraa ont enregistré le MWP-1A (14,6-14 ka BP). Cette accélération de la remontée du niveau marin ne produit pas un arrêt rapide de la croissance récifale mais un approfondissement progressif du récif qui se

termine par un ennoisement récifal. La réponse du récif à la remontée du niveau marin correspond à une rétrogradation continue à Maraa et discontinue à Tiarei.

- Contrairement aux séquences de Tiarei et Maraa, les séquences de Papeete n'enregistrent pas d'approfondissement et sont au contraire caractérisées par une croissance continue de 14 ka BP à l'actuel, ce qui remet en doute l'existence du MWP-1B.





**IV. PARAMÈTRES DE DÉVELOPPEMENT DES  
MICROBIALITHES : IMPLICATIONS SUR  
L'ARCHITECTURE DES RÉCIFS**

---





## IV. PARAMÈTRES DE DÉVELOPPEMENT DES MICROBIALITHES : IMPLICATIONS SUR L'ARCHITECTURE DES RÉCIFS

Après la description de la composition biologique et de la croissance des séquences récifales post-glaciaires de Tiarei et Maraa, ce chapitre s'intéresse au composant structural et volumétrique majeur de ces séries récifales : les microbialithes. L'étude de la chronologie du développement des microbialithes et de leur abondance dans les séquences récifales permet de mieux comprendre les paramètres de développement des microbialithes, leur signification environnementale et l'architecture de ces récifs.

### IV.1. Article 2: Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture: Submitted to Marine Geology

Authors: Claire Seard (a), Gilbert Camoin (a), Yusuke Yokoyama (b,c), Hiroyuki Matsuzaki (d), Nicolas Durand (a), Edouard Bard (a), Sophie Sépulcre (a) and Pierre Deschamps (a)

(a) CEREGE, UMR 6635, Aix-Marseille Université, CNRS-Collège de France-IRD, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP80, F-13545 Aix-en-Provence cedex 4, France.

(b) Ocean Research Institute and Department of Earth and Planetary Sciences, University of Tokyo, 1-15-1 Minami-dai Tokyo 164-8639, Japan.

(c) Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka 237-0061, Japan.

(d) Department of Nuclear Engineering and Management, University of Tokyo, 2-11-16 Yayoi, Tokyo 113-0032, Japan.

#### Abstract

The widespread occurrence of microbialites in the last deglacial reef frameworks (16-6 ka BP) implies that the accurate study of their development patterns is of prime importance to unravel the evolution of reef architecture through time and to reconstruct the reef response to sea-level variations and environmental changes.

The present study is based on the sedimentological and chronological analysis ( $^{14}\text{C}$  AMS dating) of drill cores obtained during the IODP Expedition #310 « Tahiti Sea Level » on the successive terraces which typify the modern reef slopes from Tahiti. It provides a comprehensive data base to investigate the microbialite growth patterns (i. e. growth rates and

habitats), to analyze their roles in reef frameworks and to reconstruct the evolution of the reef framework architecture during sea-level rise.

The last deglacial reefs from Tahiti are composed of two distinctive biological communities which were characterized by a similar scenario of development throughout the sequence, involving a diachronous development and a lack of direct competition. The initial frameworks were formed by coralgal communities including seven assemblages characterized by various growth forms (branching, robust-branching, massive, tabular and encrusting). The microbial communities developed in the primary cavities of those frameworks, a few meters (1.5 to 6 m) below the living coral reef surface, where they heavily encrusted the coralgal assemblages to form microbialite crusts. The offset between the growths of coral assemblages and microbialites ranges from 100 to 500 years.

The development of microbialites was controlled by the volume and the shape of the primary cavities of the initial reef frameworks determined by the morphology and the packing of coral colonies. The most widespread microbialite development occurred in frameworks dominated by branching, thin encrusting, tabular and robust-branching coral colonies which built loose and open frameworks typified by a high porosity (> 50%). In contrast, their growth was minimal in compact coral frameworks formed by massive and thick encrusting corals where primary cavities yielded a low porosity (~30%) and could not host a significant microbialite expansion.

**Key words:** microbialite, coral reef framework, last deglaciation, IODP Expedition 310,  $^{14}\text{C}$  dating, sea-level change.

#### IV.1.1. Introduction

The study of coral reef systems that developed during the last deglaciation (23,000-6,000 cal. yr BP) is of major interest both for the reconstruction of climatic and environmental changes, and for the evaluation of the impact of those combined changes on reef accretion, growth modes and architecture. The development of drilling capabilities and radiometric dating techniques over the last 30 years has greatly increased the knowledge concerning the growth history of Holocene coral reefs (e.g. see reviews in Camoin *et al.*, 1997, 2004; Cabioch *et al.*, 1999a; Montaggioni, 2005). Reef systems related to the early history of the last deglaciation have been poorly documented because they are mostly stored on modern fore-reef slopes, at depths greater than 100 m. Data obtained by dredging (e.g. Rougerie *et al.*, 1992, Camoin *et al.*, 2006, Cabioch *et al.*, 2008) and submersible sampling (e.g. James and Ginsburg, 1979; Land and Moore, 1980; Macintyre *et al.*, 1991; Brachert and Dullo, 1991, 1994; Grammer *et al.*, 1993; Brachert, 1994; Dullo *et al.*, 1998; Webster *et al.*, 2004a,b) are

fragmentary and, therefore, can not be used to reconstruct accurately the reef growth patterns and architecture during the last deglacial sea-level rise. Only few continuous reef sequences that encompass the Holocene-Pleistocene boundary have been documented by drilling (Barbados, Fairbanks, 1989, Bard *et al.*, 1990; Papua New Guinea, Edwards *et al.* 1993; Tahiti, Bard *et al.*, 1996, Montaggioni *et al.*, 1997; Cabioch *et al.*, 1999b, Camoin *et al.*, 1999; Vanuatu, Cabioch *et al.*, 2003). With the exception of Tahiti, these studies were focused on sea-level reconstructions, reef growth patterns and reef architecture being barely investigated. Furthermore, most of the relevant coral reef records are located in active subduction zones where apparent sea-level record may be biased by variations in uplift rates (Barbados; Papua New Guinea and Vanuatu), implying that they are inadequate to investigate reef growth patterns and architecture. Because Tahiti is a volcanic island characterized by slow and regular subsidence rates and located at a considerable distance from the major former ice sheets, it corresponds to an ideal site to obtain an unbiased continuous record of reef accretion and architecture covering most of the last deglaciation.

Late Pleistocene and Holocene reefs from Tahiti are characterized by the abundant development of microbial fabrics (« microbialites » *sensu* Burne and Moore, 1987) which correspond to a major structural and volumetric component of the corallgal frameworks and may locally form up to 75% of the rock (Montaggioni and Camoin, 1993; Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin *et al.*, 1999, 2006). Since their first description in the Tahiti reefs, microbialites have been then reported in Late Pleistocene to Holocene reef frameworks from a number of areas (Zankl, 1993; Webb, 1996; Webb *et al.*, 1998; Camoin *et al.*, 1997, 2004; Cabioch *et al.*, 1998, 1999c, 2006; Gischler *et al.*, 2008) as well as from the walls of the deeper fore-reef slopes (Moore *et al.*, 1976; James and Ginsburg, 1979; Land and Moore, 1980; Brachert and Dullo, 1991, 1994; Brachert, 1994; Dullo *et al.*, 1998; Camoin *et al.*, 2004, 2006) and in shallow-water caves (Macintyre, 1984; Zankl, 1993; Reitner, 1993; Reitner *et al.*, 1995). This suggests that microbialites might have played a significant role in Quaternary reef development and in related sedimentary and diagenetic processes. However, so far, their precise roles in reef accretion as well as the environmental changes at the origin of their development in Quaternary reef tracts have not been assessed and could be only addressed through the accurate reconstruction of reef framework development, implying the absolute dating of all involved biological communities. Several attempts have been made to obtain reliable ages on microbialites using both U-series and  $^{14}\text{C}$  methods (Camoin *et al.*, 2006; Heindel *et al.*, 2009) as those fabrics are predominantly composed of high-Mg calcite (7-16 mol%  $\text{MgCO}_3$ ) and display isotopic signatures that are close to those expected for calcite cements precipitated at equilibrium with normal seawater (Camoin *et al.*, 1999; 2006). However, since microbialites trap variable amounts of detrital grains during their growth, the dating results may be biased either by the addition of detrital  $^{230}\text{Th}$  related to terrigenous

volcanic sediments (for U-Th dating) or by the incorporation of detrital carbonates (for both U-Th and  $^{14}\text{C}$  dating), or both.

The available drill cores from Tahiti, characterized by the abundant development of microbialites, provide therefore the unique opportunity to document accurately both microbialite growth patterns (i.e. growth rates and habitats) and the roles of microbialites in reef development during the last deglacial sea-level rise. This study concerns the first attempt to obtain accurate ages on Quaternary microbialites by taking into account the quantification and the  $^{14}\text{C}$  dating of the various carbonate fractions included in the microbialite crusts. The Tahiti model may help in the understanding and the interpretation of fossil counterparts reported throughout the Phanerozoic.

The objectives of this paper are manifold: 1) to document the biological composition of the last deglacial reef frameworks; 2) to accurately date the microbialites and to determine the timing of their development within the framework; 3) to analyze the roles of microbialites in reef frameworks; and 4) to reconstruct the evolution of the reef framework architecture through time.

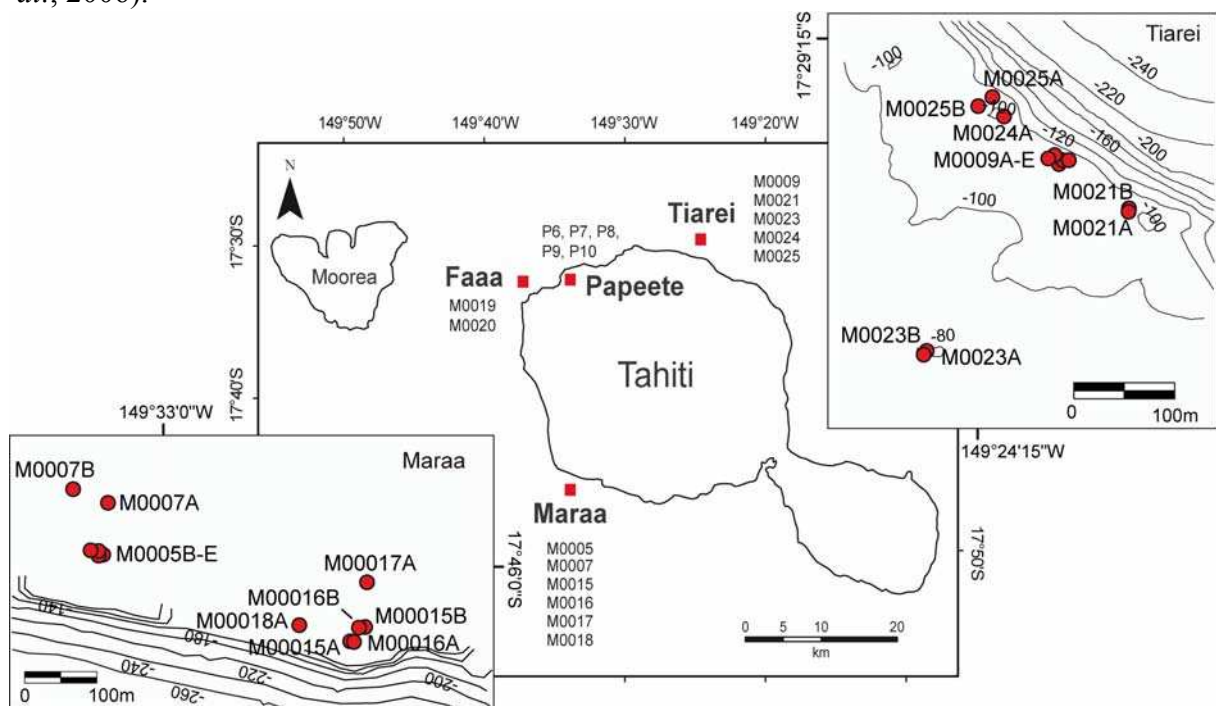
#### IV.1.2. Regional setting

Tahiti is located in French Polynesia at  $17^{\circ}50'S$  and  $149^{\circ}20'W$ , in the tropical zone of the mid-Pacific Ocean and belongs to the Society volcanic linear chain which exhibits a NW-SE direction. It is a high volcanic island (2241 m maximum altitude) where the volcanic activity occurred from  $1.367\pm 0.016$  Ma to  $0.187\pm 0.003$  Ma (Le Roy, 1994). The subsidence rates of the island were estimated to range from  $0.15\text{ mm.yr}^{-1}$  to  $0.4\text{ mm.yr}^{-1}$  by Le Roy (1994) and Montaggioni (1988), respectively. An average subsidence rate of  $0.25\text{ mm.yr}^{-1}$  has been deduced from the ages of the subaerial lavas underlying the Pleistocene reef sequence in the Papeete drill cores (Bard *et al.*, 1996).

The climate is typically tropical, with two distinct seasons: a warm rainy season from November to April, with maximum sea surface temperatures ranging from  $28$  to  $29^{\circ}\text{C}$ , and a cool and dry season from May to October, with lower sea surface temperatures averaging  $24$  to  $25^{\circ}\text{C}$  (Delesalle *et al.*, 1985). The prevailing south-east and north-east trade winds determine the hydrological regime and generate swells of more than  $2\text{ m}$  in amplitude along the long axis of the island. Tides are semi-diurnal and their amplitude averages  $0.5\text{ m}$ ; reef flats emerge at spring tides and waves commonly break on the central areas of reef flats at high tide.

Tahiti is surrounded by discontinuous fringing reefs that grade locally into a discontinuous chain of barrier reefs, enclosing a narrow lagoon. The overall morphology of the reef fore-slopes, as established from submersible observations (Salvat *et al.*, 1985),

bathymetric data and seismic profiling (Camoin *et al.*, 2003; Camoin *et al.*, 2006), includes two major terraces at 50-60 m and 90-100 m water depth respectively and, locally, a third narrower terrace at 75-80 m water depth that are all characterized by the occurrence of submerged reefs which developed during the last deglacial sea-level rise (Camoin *et al.*, 2006). The Tiarei foreslopes (North of Tahiti, **Fig. IV.1**) display a distinctive morphology with two prominent ridges seaward of the living barrier reef that consist of successive submerged reefs. The top of the inner ridge reaches 67 m water depth while the outer ridge is wider and composed of a line of isolated or fused pinnacles which rise at 80-90 m water depth. In contrast, the Maraa area (South of Tahiti, **Fig. IV.1**) is characterized by relatively smooth and gentler slopes between 45 and 97 m water depth (Camoin *et al.*, 2003; Camoin *et al.*, 2006).



**Figure IV.1:** Map of Tahiti displaying the location of studied IODP Expedition 310 drill sites, Tiarei (Sites 9, 21, 23, 24 and 25), Maraa (Sites 5, 7, 15, 16, 17 and 18) and Faa (Sites 19 and 20), and of the Papeete drill sites (P6, P7, P8, P9 and P10 drill holes).

### IV.1.3. Material

The present paper is based on the study of onshore and offshore drill cores obtained in Tahiti and covering most of the last deglaciation.

The successive terraces that characterize the modern reef slopes of Tahiti were drilled in 2005 during the Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 310 – Tahiti Sea Level (Expedition 310 Scientists, 2006; Camoin *et al.*, 2007a,b) from the vessel *DV/DP Hunter*. Transects of vertical holes were drilled seaward of the living barrier reef in three areas: offshore Faa, Tiarei, and Maraa (**Fig. IV.1**); this study concerns the two latter areas.



More than 600 m of reef cores with an exceptional recovery (>90 % of the carbonate rocks) were retrieved from 37 holes (M0005 – M0026) ranging from 41.6 m to 117.5 m water depth. In the Tiarei area, drill cores were obtained both from the inner (Site 23) and outer (Sites 9, 21, 24 and 25) ridges. Two transects were drilled in the Maraa area: an eastern transect including the Sites 17, 15, 18 and 16 at increasing water depths, and a western transect hosting Sites 7 and 5. Additional data have been obtained on previously studied onshore drill cores that correspond to a series of vertical (P6 and P7) and inclined (P8, P9 and P10; from 30° to 33° by reference to the vertical) drill holes carried out in 1995 through the barrier reef tract off Papeete in which an expanded, continuous, reef sequence encompassing the last 13.85 kyr was recovered (Bard *et al.*, 1996; Montaggioni *et al.*, 1997; Camoin *et al.*, 1999; Cabioch *et al.*, 1999b).

In the Tiarei area, the last deglacial reef sequence encompasses the 10-16 ka BP time window (Deschamps *et al.*, to be submitted; Camoin *et al.*, to be submitted) (**Fig. IV.2**). Its thickness averages 30 m on the inner ridge (from 67.58 mbsl - meter below sea level - to 97.57 mbsl) and 40 m on the outer ridge (from 81.7 mbsl to 121.16 mbsl).

In the Maraa area, the last deglacial sequence encompasses the 9-15 ka BP time window and its thickness ranges from 30 to 40 m in each hole (56.45 mbsl to 122.63 mbsl for the eastern transect and from 41.55 mbsl to 86.86 mbsl for the western transect) (**Fig. IV.3**).

In the Papeete drill cores, the last deglacial reef sequence is younger than 13.85 ka (Bard *et al.*, 1996) and ranges in thickness from 85.5 to 92.5 m (Camoin *et al.*, 1999; Cabioch *et al.*, 1999b).

At all drill sites, the last deglacial reef sequences are mostly composed of coralgal frameworks heavily encrusted with microbialites, locally associated or interlayered with skeletal limestone, loose skeletal sediments (rubble, sand, and silt) rich in fragments of corals, coralline and green algae (*Halimeda*), and, to a lesser extent, echinoids, molluscs, and foraminifers (mostly *Amphistegina* and *Heterostegina*), and/or volcaniclastic sediments; however, those lithologies represent only a minor component of the drill cores (Camoin *et al.*, 2007a,b). The substratum of the last deglacial reef sequences corresponds to older Pleistocene reef units that are locally diagenetically altered and karstified.

#### IV.1.4. Methods

##### *Petrographical investigations*

The paleobiological composition and the internal structure of the reef frameworks are based on a detailed study of core samples (e.g. 264 and 591 samples from the Tiarei and Maraa areas, respectively), digital core images and thin sections (e.g. 180 and 200 thin sections for the Tiarei and Maraa areas, respectively). Optical and acoustic images of borehole

walls performed while logging during the IODP Expedition also permit to obtain continuous informations about the structure and composition of the reef framework. The environmental interpretation of coralgal communities and associated reef-dwelling organisms recovered in cores is based on the ecological distribution of their modern counterparts.

#### *X-ray Computed Tomography analysis*

54 half core intervals of 20 to 100 cm long (25 and 29 half core sections from the Tiarei and Maraa areas, respectively) have been scanned with a 'General Electrics LightSpeed 16' scanner in Total (Pau, France) in order to quantify the volumes occupied by the microbialites and to accurately reconstruct the framework architecture. X-ray Computed Tomography (CT) is a nondestructive technique to visualize interior features within solid objects and to obtain digital information on their three-dimensional geometries and properties by creating images that map the variation of X-ray attenuation within objects. It is ideally suited to a wide range of geological investigations including interior examination of fossils or meteorites, textural analysis of igneous and metamorphic rocks, geometric description and quantification of porosity and permeability in rocks and soils (Ketcham and Carlson, 2001; Carlson, 2006). CT-scans were studied with the 3D visualization software AVIZO 5.1 (Mercury) at the CEREGE. A labelling process was carried out by separating for each core two materials: on one hand the microbialites and on the other hand the coral and coralline algae. After labelling, the software allows the volume quantification and the imaging of each material. The scan resolution is of  $0.25 \times 0.25 \times 0.625$  mm.

#### *Mineralogical characterizations*

Most of the dated microbialites samples were examined by X-ray diffraction at the CEREGE to quantify the trapping of detrital grains in those microbial fabrics. X-ray diffractometry data were processed using the X'Pert Graphics & Identify (Philips Analytical) and the PC-APD softwares (Analytical Powder Diffraction, v.3.6, Philips Electronics). The amounts of the various carbonate minerals have been quantified using the method detailed in S epulcre *et al.* (2009). The trapped grains have been identified through SEM (scanning electron microscope) observations. Corals were also examined by X-ray diffraction to check the skeletal aragonite / calcite ratios in order to exclude diagenetically altered material for datings.

#### *Radiometric dating*

An accurate chronology has been obtained through the radiometric dating of numerous triplets of contiguous corals, coralline algal crusts and microbialites from the Tiarei (18 corals, 10 coralline algae and 24 microbialites), Maraa (6 corals, 15 coralline algae and 22 microbialites) and Papeete (8 corals, 4 coralline algae and 8 microbialites) drill cores.

Selected corals have been dated by radiocarbon AMS (Accelerated Mass Spectrometry) at ARTEMIS (Accélérateur pour la Recherche en sciences de la Terre, Environnement, Muséologie, Saclay, France). Coralline algae and microbialites (and 4 coral samples) have been dated by radiocarbon AMS at the MALT (Micro Analysis Laboratory, Tandem accelerator, The University of Tokyo, Japan). The graphitization method was employed to convert CO<sub>2</sub> extracted from samples into graphite, in the presence of H<sub>2</sub>, using Fe powder as a catalyst (for more details on the method see Yokoyama *et al.*, 2000, 2007 and Yokoyama and Esat, 2004). All samples were cleaned using a chemical pre-treatment to remove surface contamination.

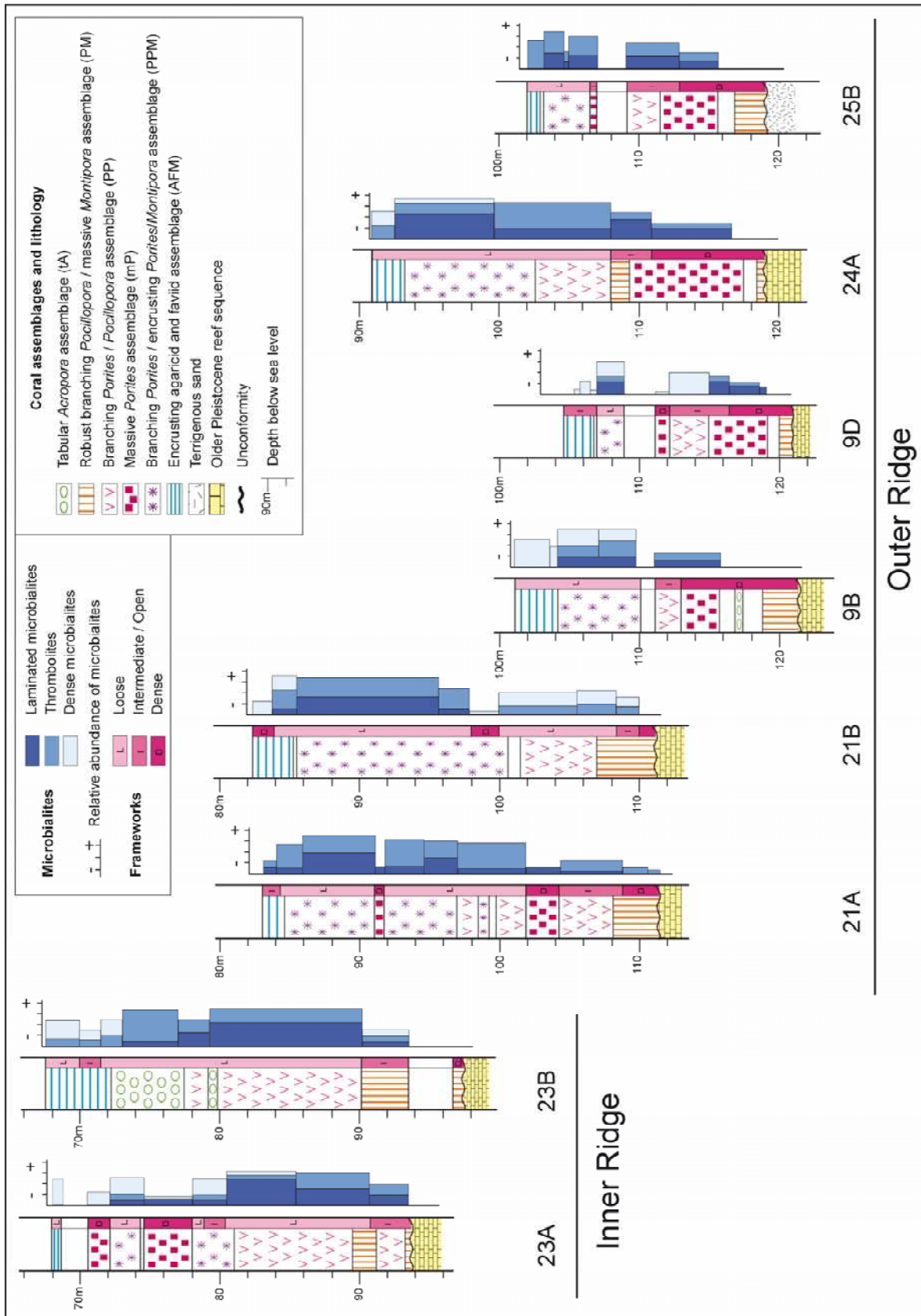
The different mineral fractions occurring in 6 microbialite samples have been separated by density separation with heavy liquids (see Henderson *et al.*, 2000 and 2001 for the details on the method). The selected microbialites were sampled in the following intervals: hole 7B, core 26R, 75 m, ~11.3 ka cal. BP (7B 26R1 69-77); hole 7A, core 32R, 82 m, ~12 ka cal. BP (7A 32R1 46-52) and hole 16A, core 30R, 111 m, ~13.3 ka cal. BP (16A 30R1 16-30) for the Maraa area and samples from hole 23A, core 5R, 75 m, ~12.1 ka cal. BP (23A 5R1 92-103); hole 24A, core 10R, 109 m, ~14.3 ka cal. BP (24A 10R1 107-116) and hole 25B, core 10R, 115 m, ~14.4 ka cal. BP (25B 10R1 14-22) for the Tiarei area. Microbialites were ground to powder and sieved at 75 µm to obtain an homogeneous powder. Sodium polytungstate solutions of 2.93, 2.85 and 2.78 g/cm<sup>3</sup> were used to separate four density fractions from the sieved powder. The fraction 2.93-2.85 g/cm<sup>3</sup> concentrate the aragonite that has a density of 2.93 g/cm<sup>3</sup>; the fraction >2.93 g/cm<sup>3</sup> concentrate dense minerals like silicates and the fraction <2.85 g/cm<sup>3</sup> concentrate high-Mg calcite (d~2.7-2.8 g/cm<sup>3</sup>). A fourth fraction (d<2.78 g/cm<sup>3</sup>) was made in order to purify the high-Mg calcite separate. Microbialite bulk samples and some of the mineral sub-fractions obtained have been dated by radiocarbon AMS at the MALT. These samples were not subjected to any leaching prior to be dated.

The total organic carbon (TOC) content of 69 samples of microbialites (28 and 41 samples from the Tiarei and Maraa areas, respectively) from various depth intervals throughout the last deglacial reef sequence were analysed by Rock Eval pyrolysis at the ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, France).

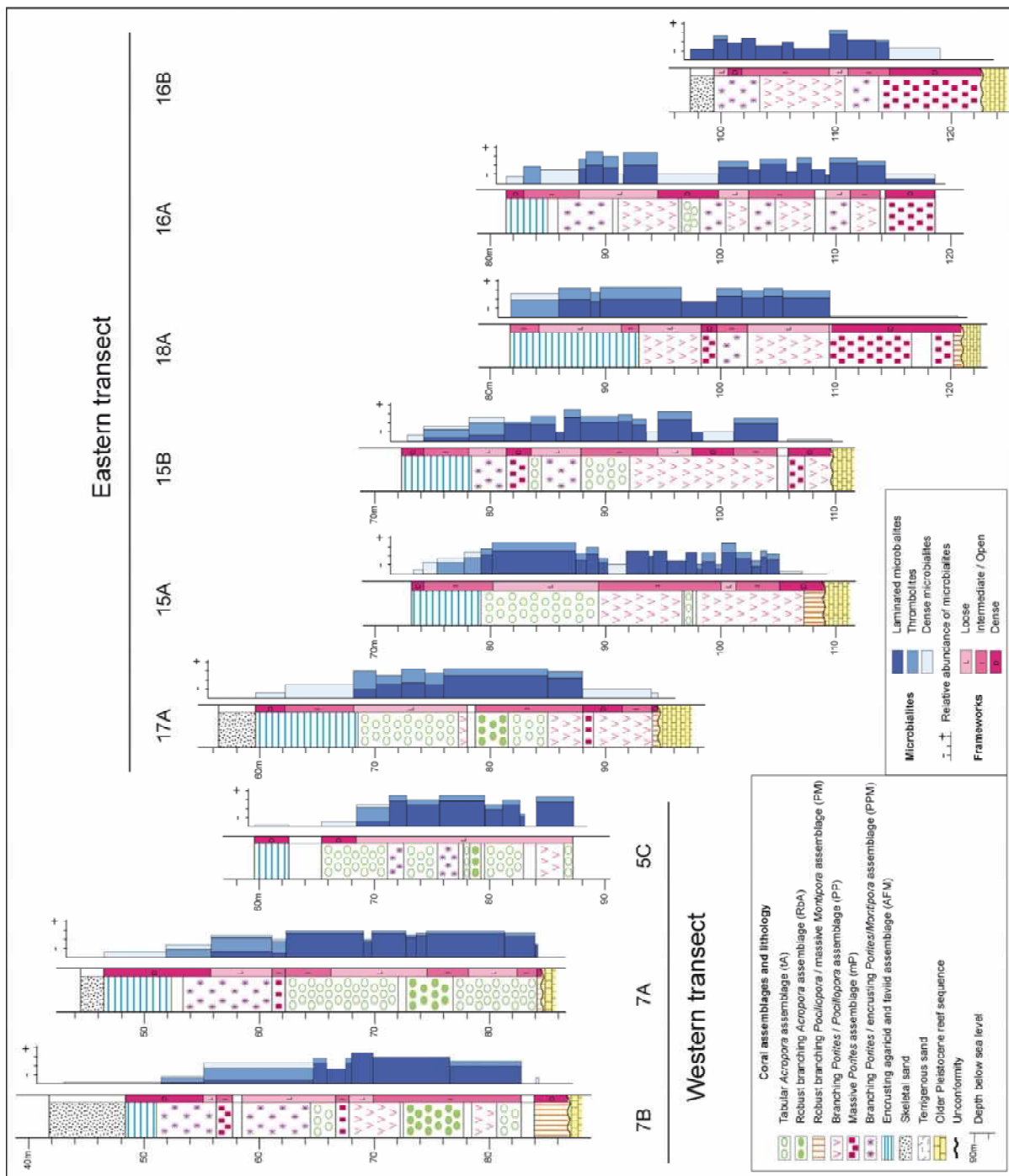
#### IV.1.5. Results

##### *IV.1.5.1. Reef framework components*

The reef frameworks are comprised of three major components - corals, algae and microbialites - whose proportions vary largely throughout the last deglacial reef sequence.



**Figure IV.2:** Lithology and paleobiological composition of the last deglacial reef sequence from the Tiarei area showing the distribution of the seven identified coralline assemblages. The relative abundance of microbialites and the coralline framework types were estimated by observation of all core sections.



**Figure IV.3:** Lithology and paleobiological composition of the last deglacial reef sequence from the Maraa area showing the distribution of corallgal assemblages, the relative abundance of microbialites and the corallgal framework types.

### A. Corallgal communities

Seven distinctive coral assemblages have been identified based on the taxonomy and the morphology of coral colonies (Figs IV.2 and IV.3): encrusting agaricid and faviid (AFM), branching *Porites* and encrusting *Montipora* (PPM), branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* (PP), massive *Montipora* and robust-branching *Pocillopora* (PM),

massive *Porites* (mP), robust-branching *Acropora* (rbA) and tabular *Acropora* assemblages (tA) (Expedition 310 scientists, 2006; Camoin *et al.*, 2007a,b; Camoin *et al.*, to be submitted; Abbey *et al.*, to be submitted). Those assemblages are indicative of a range of modern reef environments, from the reef crest to the reef slope and form a continuum in which most of them are intergradational both vertically and laterally, implying an overlap of their depth ranges (Camoin *et al.*, to be submitted). The dominant coral morphologies (branching, robust-branching, massive, tabular, foliaceous, and encrusting) and the abundance of associated builders and encrusters determine distinctive frameworks displaying a wide range of internal structures, from loose to dense frameworks.

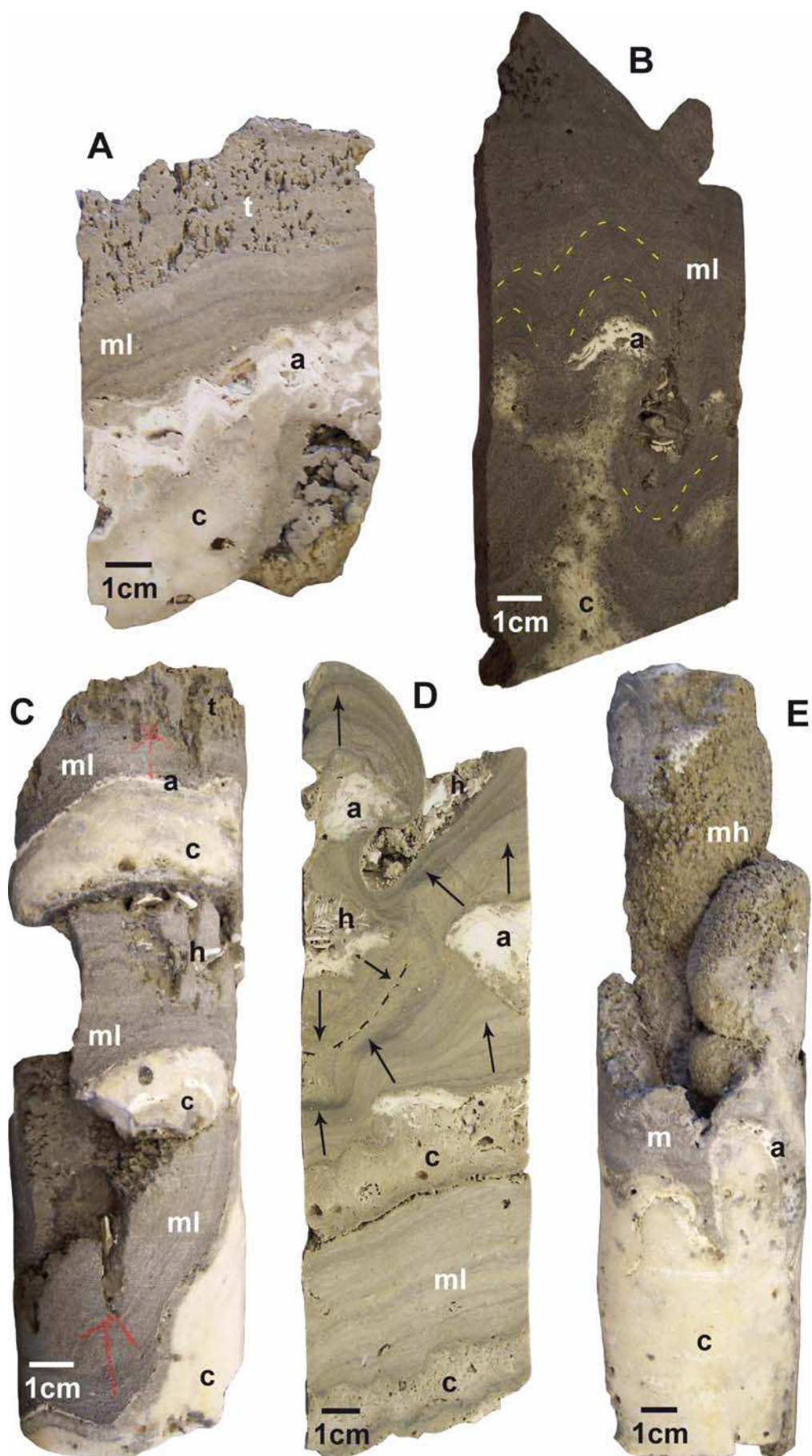
Corals are commonly encrusted by two major groups of coralline algae (Camoin *et al.*, to be submitted; Abbey *et al.*, to be submitted). Mastophoroids (Braga and Aguirre, 2004) form thick algal crusts (i.e. more than 2 mm thick) and include especially *Hydrolithon onkodes* which typifies shallow-water environments (i.e. less than 15 m water depth), while melobesioids (Braga and Aguirre, 2004) usually form thin (i.e. less than 2 mm thick) crusts, dominated especially by *Mesophyllum funafutiense* which characterizes deeper water settings (i.e. more than 15m water depth). Sessile vermetid gastropods (*Serpulorbis annulatus* and *Dendropoma maximus*) and encrusting foraminifers (*Homotrema rubrum*, *Carpenteria* cf. *monticularis* and *Acervulina inhaerens*) are locally associated with the mastophoroid assemblage.

### B. Microbialites

The primary cavities of the corallal frameworks are partly to entirely occluded by abundant microbialite crusts, which range in thickness from a few centimeters up to 20 cm, and represent the last stage of encrustation over the dead parts of coral colonies, or more commonly, over related encrusting organisms (coralline algae and associated encrusting foraminifers) (**Fig. IV.4**).

**Figure IV.4:** Core slabs displaying the various morphologies of microbialite crusts: m: microbialites, ml: laminated microbialites, t: thrombolites, mh: hemispheroid microbialites. c: coral; a: coralline algae. These pictures show the typical biological successions recorded in last deglacial reefs from Tahiti. A. *In situ* coral (tabular *Acropora*) encrusted successively by coralline algae and by a microbial compound crusts in which thrombolites form the last stage of encrustation over laminated crusts. Hole 15B, core 19R, 89.62 m (15B 19R1 57-67). B. Branching coral (*Pocillopora*) in growth position encrusted successively by coralline algae and by laminated microbialites whose laminations mimic the shape of the coral branches. Hole 23B, core 8R, 83.09 m (23B 8R2 63-77). C. Microbial compound crusts filling cavities between submassive coral colonies (*Porites*). Hole 24A, core 11R, 111.65 m (24A 11R1 73-91). D. Tabular coral colonies (*Acropora*) and thick encrusting coralline algae encrusted by laminated microbialites growing in all space directions with a prevalent upward growth typified by the occurrence of convex-upward layered structures. The arrows show the growth direction of laminated microbialites. Hole 7A, core 30R, 78.61 m (7A 30R1 80-102). E. Hemispheroid microbialites developing around columnar coral colonies (*Porites*). Hole 24A, core 10R, 108.56 m (24A 10R1 49-72).





Microbialites grew in all directions within pore spaces although a prevalent upward growth is testified by the common occurrence of convex-upward layered structures and the development of vertical columnar accretions (**Fig. IV.4D**). Some microbialites exhibit a radial growth characterized by the formation of hemispheroid fabrics nucleated on coral branches (**Fig. IV.4E**). The occurrence of non gravitational outer surfaces in microbial crusts indicates that those features were rapidly lithified.

Three types of microbialite mesofabrics are reported: laminated crusts, clotted micritic masses and structureless to massive micritic masses. Those fabrics are commonly associated to form compound crusts.

Laminated crusts (“stromatolites” *sensu* Kalkowsky, 1908) are generally of a few centimeters to a decimeter in thickness, although thinner crusts of a few millimeters occur locally. They display planar or wavy laminations which may mimic the shape of the encrusted substrate (corals and/or algae) (**Fig. IV.4B,C**). Their surface is generally smooth to undulated or may display locally bulbous or domal accretions.

Thrombolites (*sensu* Aitken, 1967) consist of closely spaced and vertically and laterally intergradational micritic masses that range from narrow millimetre-sized upward-radiating shrubs to broader dendritic clusters up to 1 cm high. They generally form the last stage of encrustation of compound crusts in which they overgrow laminated fabrics (**Fig. IV.4A**). Thrombolitic columns growing directly on corals and/or associated encrusters have been rarely observed.

Structureless or massive micritic masses (“leiolites” *sensu* Braga *et al.*, 1995) consist of centimeter-thick homogeneous micritic masses that are generally associated with thrombolites.

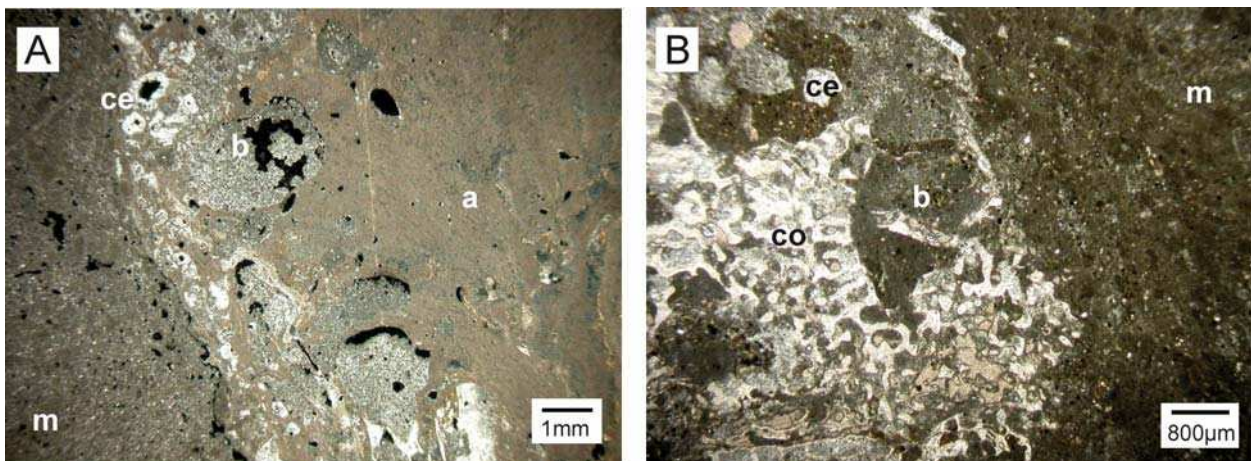
Microbialites display commonly a thrombolitic or massive (leiolitic) fabrics in encrusting coral frameworks (bindstone structure), while thin laminated crusts mostly form in massive coral frameworks (framestone structure), and thick and complex encrustations including laminated crust overlain by thrombolites prevail in branching coral frameworks (bafflestone structure).

The occurrence of the distinctive microbialite mesofabrics vary largely in the studied drill cores. Laminated crusts prevail in the Maraa and Papeete drill cores, while laminated crusts and thrombolites occur in similar proportions in the Tiarei ones. Leiolites are more developed in the Tiarei cores but are much less abundant than laminated crusts and thrombolites at all studied sites.

Microbialite crusts are characterized by distinctive colours across the drilled sites, due the incorporation of volcanoclastic silts in various proportions. Tiarei microbialites are dark grey (**Fig. IV.4B**) whereas they generally display a light grey colour in Maraa (**Fig. IV.4A**) and Papeete drill cores; however, some intervals are characterized by the occurrence of brownish microbialites both at Tiarei and Maraa sites.

The local occurrence of skeletal grains, especially *Halimeda* plates between laminae in some crusts, suggests pauses in the development of the microbialites. Skeletal grains and terrigenous silts often infill the space available between microbial columnar accretions. The outer surface of microbialites is locally encrusted by worm tubes.

Microscopic observations show that microbialite crusts and corallal assemblages are characterized by distinctive bioerosion features and cementation processes. Indeed, coral colonies and coralline algal crusts commonly display evidences of extensive macrobioerosion by clionid sponges and/or lithophagous bivalves, while microbialite crusts barely exhibit traces of macrobioerosion (**Fig. IV.5**). Small bioerosion cavities located at the edges of coral colonies and in the outer part of coralline algal crusts are often cemented by thick fringes of high magnesian calcite cements, whereas those cements do not occur in irregular microcavities which seemingly represent primary voids in microbialite crusts (**Fig. IV.5**).



**Figure IV.5:** Thin section photomicrographs showing the difference in the abundance of bioerosion features in corallal communities and microbialites. m: microbialites, a: coralline algae, co: coral; b: bioerosion; ce: cement. A. Intensively bioeroded coralline algal crust, especially at its edges; small bioerosion cavities are cemented with thick fringes of high-magnesian calcite cements. The microbialite is not affected by bioerosion and cementation. Cross-polarized light image. Hole 7A, core 30R, 78.63 m (7A 30R1 82-97). B. Differential bioerosion between a coral colony heavily bioeroded while the overlying microbialite is not affected by bioerosion. Plane-polarized image. Hole 23A, core 8R, 80.16 m (23A 8R1 131-143).

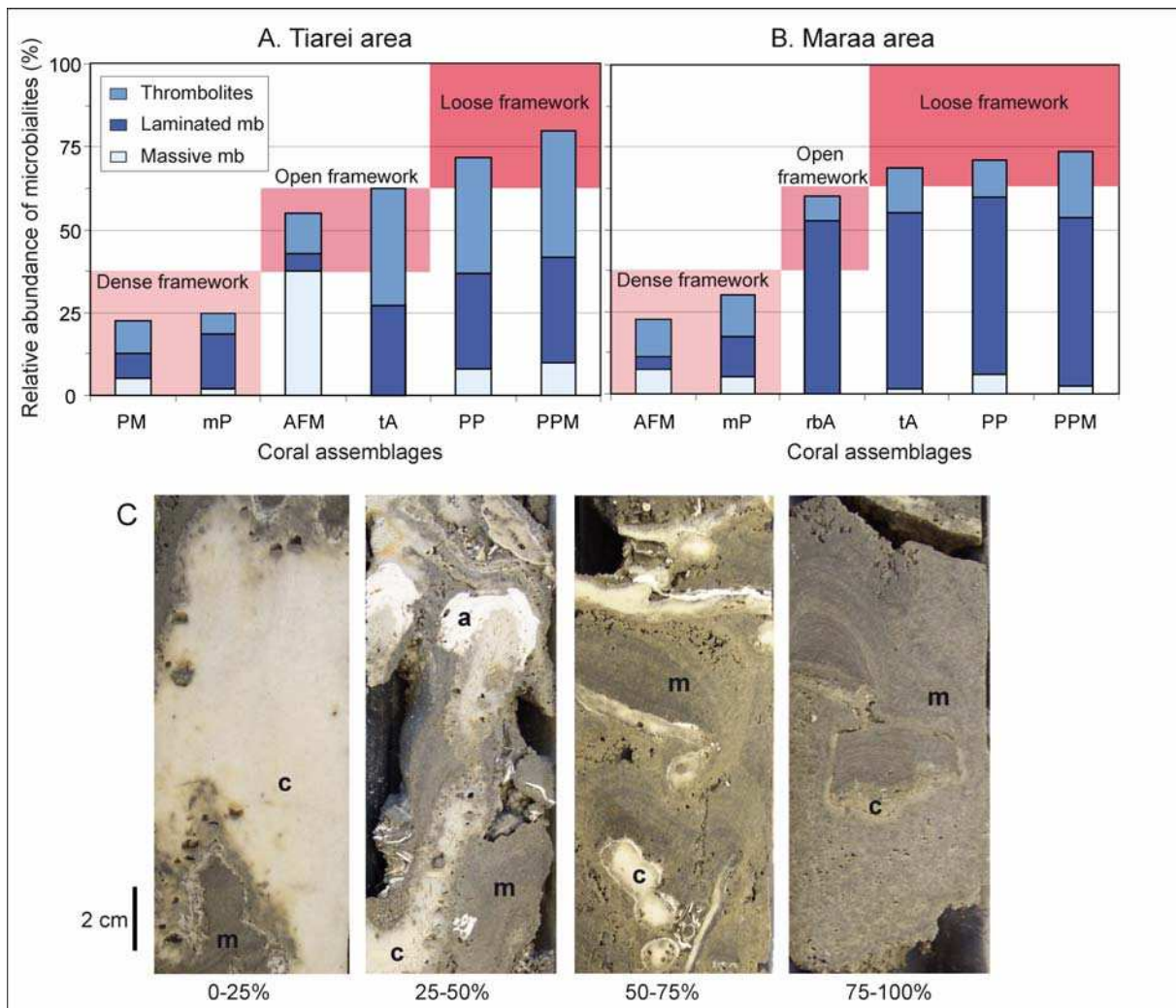
#### IV.1.5.2. Microbialite abundance in reef sequences

Microbialites represent a major volumetric component of the recovered frameworks and may locally form up to 80% of the rock. The abundance of microbialites and their relevant contribution to the reef frameworks vary largely throughout the last deglacial reef sequence and depend mostly on the nature of the associated corallal assemblages (**Figs. IV.2 and IV.3**). The abundance of microbialites in all cores was first estimated visually (**Figs. IV.2, IV.3 and IV.6**) and then, more accurately based on the CT scan data obtained and analyzed with the Avizo software (**Fig. IV.7, Tab. IV.1**).

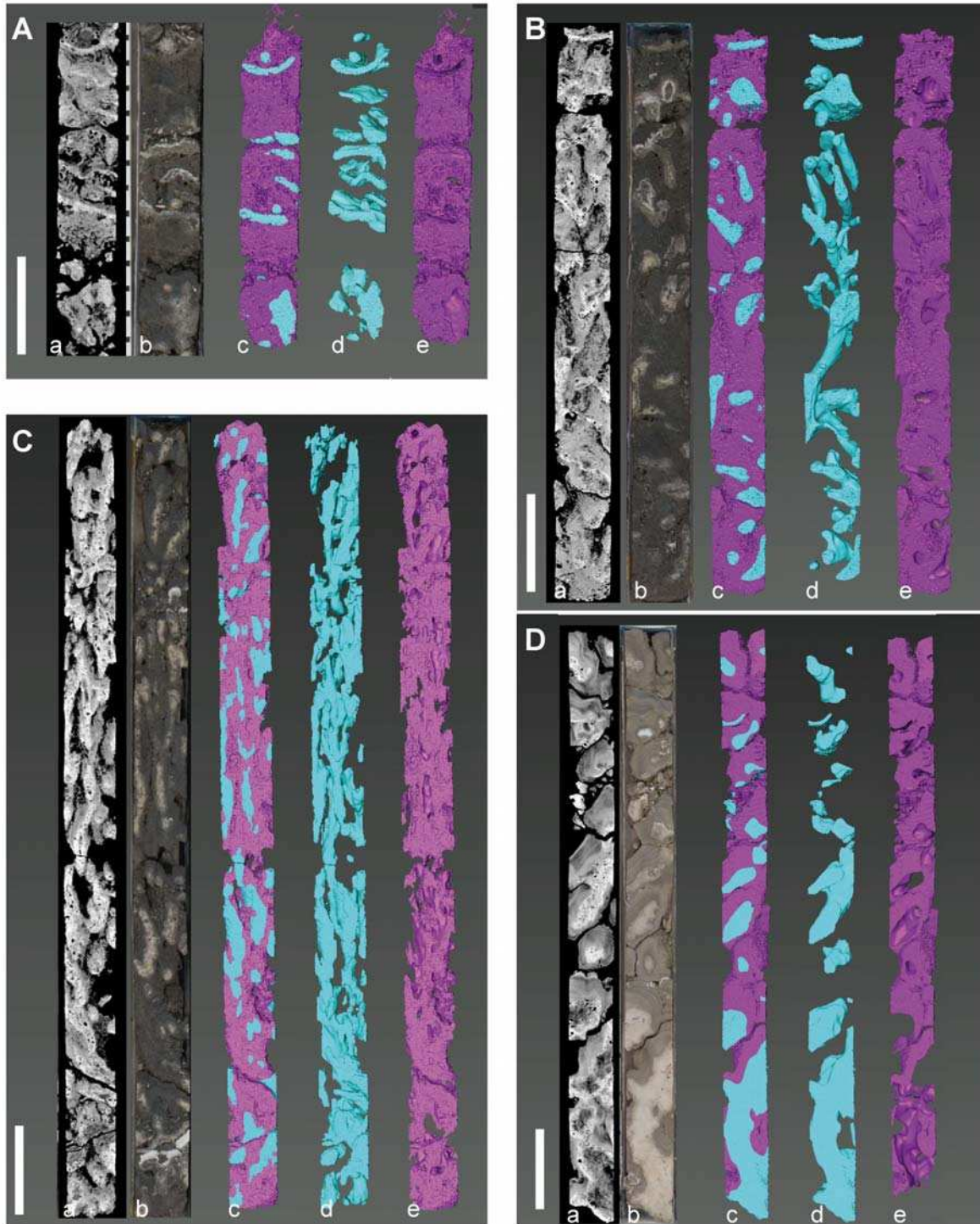


The calculated abundance of microbialites in selected coral assemblages comprising the Tahiti cores are summarized in **Table IV.1**.

In the Tiarei cores, the relevant coral assemblages include: branching *Porites*/encrusting *Montipora* (PPM) (**Fig. IV.7A**), branching *Porites*/robust-branching *Pocillopora* (PP) (**Figs. IV.7B, C**), encrusting agaricid/faviid (AFM) and massive *Porites* (mP). The CT scan data were not acquired on other coral assemblages. The relative abundance of microbialites is about 10-20% in the massive *Montipora*/robust-branching *Pocillopora* assemblage (PM) and 60-65% in the tabular *Acropora* assemblage (tA). The robust-branching *Acropora* assemblage (rbA) was not recorded in those drill cores.



**Figure IV.6:** Abundance of microbialites depending on the associated coral assemblage. A. and B. Histograms showing the semi-quantitative abundance of the various types of microbialites in cores (thrombolites, laminated microbialites and massive microbialites) in % for each coral assemblage for Tiarei and Maraa areas, respectively. PM: massive *Montipora* and robust-branching *Pocillopora* assemblage; mP: massive *Porites* assemblage; AFM: encrusting agaricid and faviid assemblage; tA: tabular *Acropora* assemblage; rbA: robust-branching *Acropora* assemblage; PP: branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* assemblage; and PPM: branching *Porites* and encrusting *Montipora* assemblage. The histograms highlight the 3 types of initial frameworks: dense (microbialite abundance < 30%), open (30 < microbialite abundance < 60%) and loose (microbialite abundance > 60%) frameworks. C. Core slabs showing variable development of microbialites. c: coral; a: coralline algae; m: microbialites.



**Figure IV.7:** CT-scan results showing a) a 2D image of the core scan, b) the core picture, c) a 3D image displaying microbialites in purple and corals and coralline algae in blue, d) a 3D image of coral and coralline algae and e) a 3D image of microbialites. The 3D image of corals and algae separated from microbialites allow the visualization of the primary porosity of these frameworks. Vertical scale bars are 10 cm. A. Encrusting coral framework (PPM assemblage) from core 9E3R (~100 m) with a microbialite abundance (or primary porosity) of 80%; B. Branching coral framework (PPM assemblage) from core 9B5R (~105 m) with a microbialite abundance (or primary porosity) of 75%; C. Branching coral framework with packed coral branching colonies (PP assemblage) from core 24A9R (~105 m) with a microbialite abundance (or primary porosity) of 58%; and D. Tabular coral framework (tA assemblage) from core 7B26R (~76 m) with a microbialite abundance (or primary porosity) of 61%.

In the Maraa cores, the coral assemblages investigated include: branching *Porites*/encrusting *Montipora* (PPM), branching *Porites*/robust-branching *Pocillopora* (PP), tabular *Acropora* (tA), robust-branching *Acropora* (rbA) (**Fig. IV.7D**) and encrusting agaricid/faviid (AFM). The other assemblages were not scanned. The relative abundance of microbialites is about 30% in the massive *Porites* assemblage (mP) while the massive *Montipora*/robust-branching *Pocillopora* assemblage (PM), occurs only locally in those drill cores.

The highest microbialite abundance is therefore recorded in coral frameworks dominated by branching, thin encrusting, tabular and robust-branching coral colonies (i.e. PPM, PP, tA and rbA coral assemblages) which built open frameworks typified by high (i.e. more than 50%) initial porosity values. In contrast, their development is minimal in compact and massive coral frameworks formed by massive and thick encrusting coral colonies (i.e. mP, AFM and PM coral assemblages) where a low to moderate (i.e. 30% or less) initial porosity hampered the development of microbialites.

Site	Coral assemblage	Abundance of microbialites (%) Range and mean value	Number of sections scanned
Tiarei	PPM	67 to 92%; mean: 78%	7
	PP (rare robust-branching corals)	60 to 82%; mean: 72%	7
	PP (abundant robust-branching corals)	43 to 45%; mean: 44%	2
	AFM (thin encrusting corals)	54 to 64%; mean: 59%	2
	mP	12%	1
Maraa	PPM	60 to 75%; mean: 68%	3
	PP (rare robust-branching corals)	61 to 81%; mean: 74%	8
	tA	70%	2
	rbA	60 to 73%; mean: 64%	10
	AFM (thick encrusting corals)	0%	1

**Table IV.1:** Table displaying the abundance of microbialites for each coral assemblage (range and mean values in %): PPM: branching *Porites* and encrusting *Montipora* assemblage; PP: branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* assemblage; tA: tabular *Acropora* assemblage; rbA: robust-branching *Acropora* assemblage; AFM: encrusting agaricid and faviid assemblage; and mP: massive *Porites* assemblage. The abundance was deduced from the microbialite volume quantification with the AVIZO software. The number of sections scanned is also mentioned.



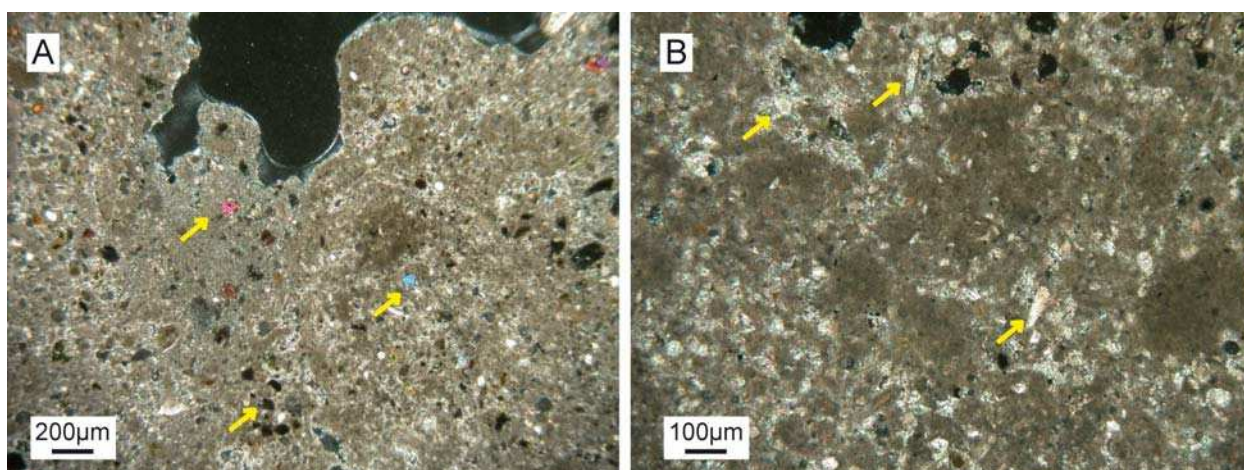
#### IV.1.5.3. Dating of reef framework components

Comparative dating has been carried out on numerous triplets of contiguous corals, coralline algal crusts and microbialites from the last deglacial reef sequences from Tiarei, Maraa and Papeete to better constrain the chronology of the framework development and to reconstruct the involved accretion processes.

##### A. Mineralogical characterization of microbialites

An accurate characterization of all mineral phases that form the microbialites is a prerequisite to validate  $^{14}\text{C}$  measurements. X-ray diffraction measurements indicate that microbialites are primarily composed of high-Mg calcite but generally include from 0 to 23% of aragonite (Tabs. IV.2, IV.3 and IV.4) and a small percentage of volcanic grains (pyroxenes: e.g. diopside and augite and feldspars: e.g. anorthite).

Microscopic observations of microbialites also show that detrital grains (carbonate and volcanic grains) are included in high-Mg calcite micritic matrix (Fig. IV.8).

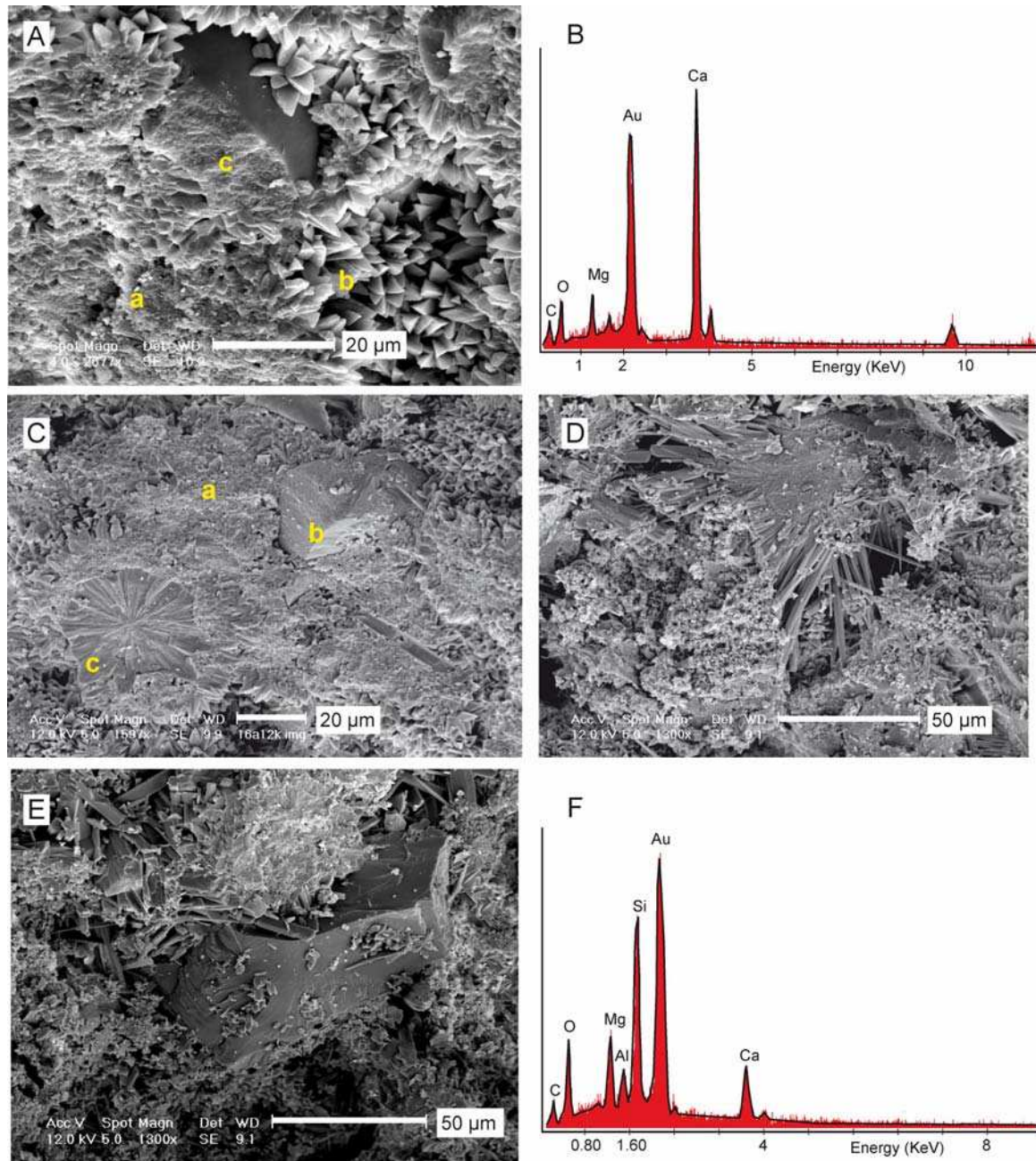


**Figure IV.8:** Thin section photomicrographs (cross-polarized light images) showing microbialite microstructure consisting of clotted to dense micrite incorporating detrital grains (arrows): volcaniclastic grains in a Tiarei sample (A) and skeletal carbonate grains (spicules of alcyonarians and coral debris) in a Maraa sample (B). A. Hole 25A, core 9R, 116.76 m (25A 9R1 29-38); B. Hole 7B, core 26R, 75.21 m (7B 26R1 69-77).

SEM observations demonstrate that the biologically-induced irregularly rounded crystallites which form the elementary building elements of the microbialites are generally highly cemented by high-magnesian calcite crystals (Fig. IV.9A). Micrometer-sized grains (20 to 100µm) are trapped in the micritic matrix (Fig. IV.9). In Tiarei samples, those grains include both carbonate and volcanic grains (Fig. IV.9E,F) while in Maraa ones, they correspond exclusively to carbonate grains (Fig. IV.9A,B). The skeletal grains consist of comminuted fragments of corals and coralline algae, and abundant alcyonarian spicules (Fig. IV.9C,D).



The trapping of small volcanic grains and clay minerals in microbialites indicates terrestrial sediment influx and river runoff, especially in the Tiarei area which is located in the vicinity of the Papenoo River, the main drainage of the island.



**Figure IV.9:** SEM images of microbialites. A. Microbial crusts composed of irregular rounded crystallites (a) highly cemented by rhomboedric high-magnesian calcite crystals (b); (c) indicates a trapped grain of micrometric size (~20 $\mu$ m). Hole 7A, core 20R, 65.05 m (7A 20R1 72-85). B. Elemental spectrum of the trapped grain displayed in photo (A) indicating that this grain is composed of magnesian calcite. C. Microbial crusts with skeletal grains (b and c) including an alcyonarian spicule (c) of micrometric size (20 to 40  $\mu$ m) trapped in the micritic matrix (a). Hole 16A, core 12R, 93.03 m (16A 12R1 11-21). D. Microbial crusts with a trapped coral fragment (~70  $\mu$ m). Hole 24A, core 9R, 106.53 m (24A 9R2 61-75). E. Microbial crusts from the same sample with a trapped grain (~100  $\mu$ m) whose elemental spectrum (F) shows that it is volcanic in origin.

Before observations, all samples were coated by a thin gold layer (Au).

Sample	Nature	Depth (m)	AMS <sup>14</sup> C (yr BP. ±1σ)	Δcoral-mb (yrs)	Δalgae-mb (yrs)	Aragonite content (%)
<b>TIAREI Inner ridge</b>						
23A 1R1 4-10	Microbialite**	68.02	3910 ± 125	5745 ± 131		11
23A 1R1 52-56	Microbialite**	68.54	8835 ± 50	820 ± 64		13
23A 1R1 56-57	Coral	68.51	9655 ± 40			
23A 3R1 0-6	Microbialite	72.06	9700 ± 50		410 ± 71	9
23A 3R1 48-54	Coralline algae	72.54	10110 ± 50			
23A 5R1 92-103	Microbialite (B2)	75.46	10610 ± 55	270 ± 81		6
23A 5R1 92-103	Coral*	75.46	10880 ± 60			
23A 10R1 0-14	Coralline algae	82.35	11380 ± 60			
23A 10R1 64-101	Microbialite	82.99	11370 ± 60			2
23A 10R1 64-101	Microbialite	82.99	11460 ± 55			4
23A 11R1 22-31	Coral	85.57	11930 ± 40			
23A 11R1 45-54	Coralline algae	85.80	11935 ± 65			
23A 11R2 9-23	Microbialite	86.94	11585 ± 60	450 ± 78		0
23A 11R2 112-121	Coral	87.97	12035 ± 50			
23A 12R1 32-38	Coral	88.67	12150 ± 40			
23A 12R1 45-63	Microbialite	88.80	11875 ± 190	275 ± 194		2
23A 13R2 32-37	Coral	91.99	12885 ± 50			
23A 13R2 43-63	Microbialite	92.10	12670 ± 60	215 ± 78		0
23B 6R1 107-112	Microbialite	78.15	10775 ± 60	525 ± 75	185 ± 85	4
23B 6R1 113-114	Coralline algae	78.21	10960 ± 60			
23B 6R1 113-123	Coral	78.21	11300 ± 45			
23B 11R2 35-42	Coral	88.99	12180 ± 50			
23B 11R2 83-90	Microbialite	89.47	11790 ± 85	390 ± 99		3
23B 12R2 52-60	Microbialite	91.17	12630 ± 85	160 ± 99		15
23B 12R2 113-127	Coral	91.78	12790 ± 50			
<b>TIAREI Outer ridge</b>						
24A 1R1 29-34	Microbialite**	91.18	9100 ± 55	1345 ± 68		10
24A 1R1 36-41	Coral	91.25	10445 ± 40			
24A 4R1 73-98	Microbialite	94.70	11260 ± 65	600 ± 76		4
24A 4R1 137-141	Coral	95.34	11860 ± 40			
24A 6R1 45-60	Coralline algae	100.09	12210 ± 65			
24A 6R1 64-74	Microbialite	100.28	12020 ± 60		190 ± 88	12
24 A 9R3 6-23	Microbialite	107.38	12550 ± 100		5 ± 160	9
24 A 9R3 6-23	Coralline algae	107.38	12555 ± 125			
24A 10R1 24-25	Coralline algae	108.31	12470 ± 60			
24A 10R1 51-64	Coralline algae	108.58	12600 ± 60			
24A 10R1 65-75	Microbialite	108.72	12235 ± 60	495 ± 78	365 ± 85	
24A 10R1 65-75	Coral	108.72	12730 ± 50			
24A 10R1 86-98	Microbialite	108.93	12515 ± 110		260 ± 128	12
24A 10R1 98-116	Coralline algae	109.05	12775 ± 65			
24A 10R1 107-116	Microbialite (B2)	109.14	12680 ± 60	155 ± 85	75 ± 88	17
24A 10R1 107-116	Coralline algae	109.14	12755 ± 65			
24A 10R1 107-116	Coral*	109.14	12835 ± 60			
24A 10R2 53-68	Microbialite	110.10	12680 ± 65	170 ± 82		4
24A 10R2 69-72	Coral	110.26	12850 ± 50			
24A 11R2 23-38	Coral	112.10	13025 ± 40			
24A 11R2 73-89	Microbialite	112.60	12775 ± 60	250 ± 72		7
25A 6R1 84-100	Microbialite	114.10	12625 ± 115	275 ± 125		
25A 6R1 84-100	Coral	114.10	12900 ± 50			
25 B 8R1 106-121	Microbialite	112.24	12645 ± 195	285 ± 211		8
25 B 8R1 142-150	Coral*	112.60	12930 ± 80			
25 B 10R1 14-22	Microbialite (B2)	114.98	12680 ± 110	310 ± 121		21
25 B 10R1 14-22	Coral	114.98	12990 ± 50			

**Table IV.2:** Radiocarbon dates (<sup>14</sup>C ages that are not calibrated and not corrected from the regional reservoir age) obtained on corals, coralline algae and microbialites from Tiarei drill cores, calculated offsets between corals and microbialites ages (Δcoral-mb) and between algae and microbialites ages (Δalgae-mb) and aragonite content (in %) of microbialite crusts. The age offsets between the coralgal communities and the encrusting microbialites are calculated from the midpoint of the 1σ range of both raw <sup>14</sup>C ages. Propagation of uncertainties (1σ) was made using the equation  $e_d = \sqrt{(e_1^2 + e_2^2)}$  with  $e_d$  : age difference error,  $e_1$  : age 1 error and  $e_2$  : age 2 error. The aragonite content was quantified using the method detailed in S epulcre *et al.* (2009). Calcite content in coral samples is less than 1%, except for the sample 25B 8R1 142-150 which includes 1.13% of calcite (mostly high-Mg calcite). Slope microbialites are marked by \*\* and were not considered for the calculation of the average age offsets. Coralline algae and microbialites samples have been dated by radiocarbon AMS at the

MALT (University of Tokyo, Japan) and most of the corals samples have been dated by radiocarbon AMS at ARTEMIS (Saclay, France) except for samples marked by \* which were dated at the MALT.

Sample	Nature	depth	AMS <sup>14</sup> C (yr BP. ±1σ)	Δcoral-mb (yrs)	Δalgae-mb (yrs)	Aragonite content (%)
<b>Western MARAA</b>						
7A 16R1 28-33	Microbialite	58.04	8630 ± 70	105 ± 81		0
7A 16R1 28-32	Coral	58.04	8735 ± 40			
7A 19R1 105-113	Microbialite	63.38	9180 ± 75		175 ± 106	8
7A 19R1 105-113	Coralline algae	63.38	9355 ± 75			
7A 20R1 56-59	Microbialite	64.89	9300 ± 75		230 ± 110	9
7A 20R1 56-59	Coralline algae	64.89	9530 ± 80			
7A 22R1 48-53	Microbialite	68.23	9725 ± 85		75 ± 113	9
7A 22R1 48-53	Coralline algae	68.23	9800 ± 75			
7 A 29R1 88-94	Microbialite	76.69	10330 ± 80			
7 A 32R1 34-37	Microbialite	81.63	10530 ± 200		65 ± 217	19
7 A 32R1 34-37	Coralline algae	81.63	10595 ± 85			
7 B 24R1 62-69	Microbialite	71.80	9920 ± 90		290 ± 124	5
7 B 24R1 62-69	Coralline algae	71.80	10210 ± 85			
7 B 26R1 69-77	Microbialite (B2)	75.21	10170 ± 80	210 ± 92	170 ± 117	11
7 B 26R1 69-77	Coralline algae	75.21	10340 ± 85			
7 B 26R1 69-77	Coral	75.21	10380 ± 45			
<b>Eastern MARAA</b>						
15B 35R1 16-40 Top	Microbialite	104.25	11010 ± 50			
15B 35R1 16-40 Base	Microbialite	104.25	11135 ± 50			
16A 2R1 35-42	Microbialite	83.23	8510 ± 85	405 ± 94		
16A 2R1 35-42	Coral	83.23	8915 ± 40			
16 A 30R1 16-30	Microbialite	110.75	11730 ± 85		365 ± 120	13
16 A 30R1 16-30	Coralline algae	110.75	12095 ± 85			
16 B 6R1 84-96	Microbialite	101.41	10270 ± 105	890 ± 112		
16 B 6R1 84-96	Coral	101.41	11160 ± 40			
17 A 15R1 130-150	Microbialite	80.05	10060 ± 80		355 ± 120	7
17 A 15R1 130-150	Coralline algae	80.05	10415 ± 90			
17 A 15R1 130-150	Microbialite	80.05	10030 ± 85		285 ± 117	6
17 A 15R1 130-150	Coralline algae	80.05	10315 ± 80			
17 A 17R1 138-145	Microbialite	84.68	10360 ± 165		300 ± 233	12
17 A 17R1 138-145	Coralline algae	84.68	10660 ± 165			
18 A 3R1 88-99	Microbialite	86.88	9480 ± 100		15 ± 128	15
18 A 3R1 88-99	Coralline algae	86.88	9495 ± 80			
18 A 11R1 55-59	Microbialite	98.71	10365 ± 110	400 ± 117		11
18 A 11R1 55-59	coral	98.71	10765 ± 40			
18A 13R1 25-30	Microbialite	102.08	10640 ± 95	445 ± 107	610 ± 134	13
18A 13R1 25-30	Coralline algae	102.08	11250 ± 95			
18A 13R1 25-30	Coral *	102.08	11085 ± 50			
18A 14R1 36-52	Microbialite	104.21	11625 ± 90		5 ± 154	9
18A 14R1 36-52	Coralline algae	104.21	11630 ± 125			
18 A 16R1 0-6	Microbialite	106.92	10650 ± 85		1245 ± 124	9
18 A 16R1 0-6	Coralline algae	106.92	11895 ± 90			
18A 17R1 17-30	Microbialite	109.25	11110 ± 80		1005 ± 136	6
18A 17R1 17-30	Coralline algae	109.25	12115 ± 110			

**Table IV.3:** Radiocarbon dates obtained on corals, coralline algae and microbialites from Maraa drill cores, calculated offsets between corals and microbialites ages (Δcoral-mb) and between algae and microbialites ages (Δalgae-mb) and aragonite content (in %) of microbialite crusts. Coralline algae and microbialites samples have been dated by radiocarbon AMS at the MALT (University of Tokyo, Japan) and most of the corals samples have been dated by radiocarbon AMS at ARTEMIS (Saclay, France) except for samples marked by \* which were dated at the MALT. Calcite content in coral samples is less than 1%, except for the sample 18A 13R1 25-30 which includes 2.3% of calcite (mostly high-Mg calcite).

Sample	Nature	depth	AMS $^{14}\text{C}$ (yr BP. $\pm 1\sigma$ )	$\Delta\text{coral-mb}$ (yrs)	$\Delta\text{algae-mb}$ (yrs)	Aragonite content (%)
<b>PAPEETE</b>						
P6-1	Microbialite	12.00	6315 $\pm$ 95	230 $\pm$ 100	180 $\pm$ 182	8
P6-1	Coralline algae	12.00	6495 $\pm$ 155			
P6-1	Coral	12.00	6545 $\pm$ 30			
P6-2	Microbialite	16.80	6980 $\pm$ 65	380 $\pm$ 72	200 $\pm$ 99	15
P6-2	Coralline algae	16.80	7180 $\pm$ 75			
P6-2	Coral	16.80	7360 $\pm$ 30			
P6-3	Microbialite	31.90	8220 $\pm$ 75	475 $\pm$ 83	170 $\pm$ 106	
P6-3	Coralline algae	31.90	8390 $\pm$ 75			
P6-3	Coral	31.90	8695 $\pm$ 35			
P6-4	Microbialite	41.40	8965 $\pm$ 75	170 $\pm$ 83	25 $\pm$ 110	5
P6-4	Coralline algae	41.40	8990 $\pm$ 80			
P6-4	Coral	41.40	9135 $\pm$ 35			
P7	Microbialite	78.70	11125 $\pm$ 165	245 $\pm$ 170		4
P7	Coral	78.70	11370 $\pm$ 40			
P8	Microbialite	47.88	9175 $\pm$ 115	190 $\pm$ 120		
P8	Coral	47.88	9365 $\pm$ 35			
P9	Microbialite	67.15	9395 $\pm$ 180	555 $\pm$ 183		3
P9	Coral	67.15	9950 $\pm$ 35			
P10	Microbialite	22.65	7150 $\pm$ 165	320 $\pm$ 169		0
P10	Coral	22.65	7470 $\pm$ 35			

**Table IV.4:** Radiocarbon dates obtained on corals, coralline algae and microbialites from Papeete drill cores, the calculated offsets between corals and microbialites ages ( $\Delta\text{coral-mb}$ ) and between algae and microbialites ages ( $\Delta\text{algae-mb}$ ) and aragonite content (in %) of microbialite crusts. Coralline algae and microbialites samples have been dated by radiocarbon AMS at the MALT (University of Tokyo, Japan) and corals samples have been dated by radiocarbon AMS at ARTEMIS (Saclay, France). Calcite content in coral samples is less than 1%.

### B. Validation of microbialite $^{14}\text{C}$ ages

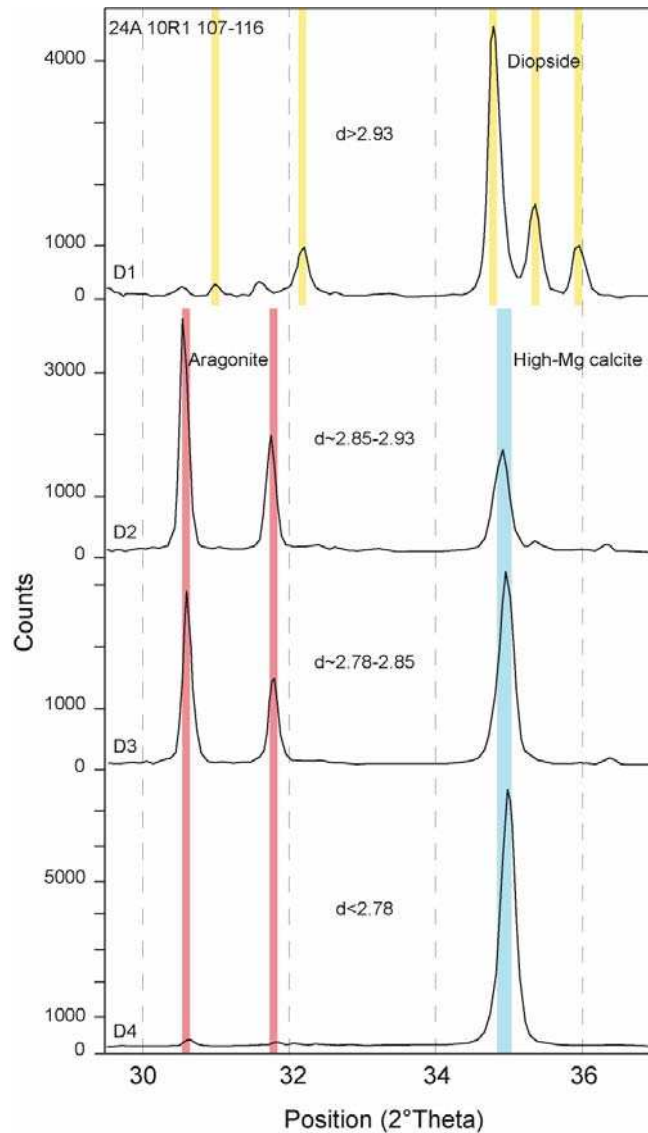
The potential bias in the  $^{14}\text{C}$  dating of microbialites that could be induced by the trapping of detrital carbonate grains must be evaluated through the dating of each mineralogical fraction (aragonite and magnesian calcite) occurring in the crusts. 6 dated samples of microbialite crusts including a significant aragonite content were separated into different density fractions using heavy liquids. The composition of these separates was checked using X-ray diffraction (**Fig. IV.10**). The separation of carbonate minerals produce fractions with different proportions of aragonite and high-Mg calcite (**Tab. IV.5**). The material recovered by the separation method ranges from 83 to 92% of the initial weight.

The separations cannot produce pure mineralogical fractions as the initial material is a hard rock with aragonite grains included in magnesian calcite matrix and cements. These separations were successful for 4 samples: 24A10 (**Fig. IV.10**), 25B10, 7B26 and 16A30. For these samples, D4 contains almost only high magnesian calcite (94.45, 92.85, 93.61 and 90.28% for samples 24A10, 25B10, 7B26 and 16A30, respectively) and corresponds therefore to almost 'pure' microbialite crusts. D2 contains almost only aragonite (89.04, 88.16, 70.77

and 79.91% for samples 24A10, 25B10, 7B26 and 16A30, respectively) which corresponds to the detrital carbonate phase. D1 contains mainly volcanic grains (diopside). D3 contains both aragonite and magnesian calcite in close proportions: this fraction probably consists of grains with cemented aragonite and calcite minerals which cannot be separated.

The separation was not efficient for sample 23A5 (26.6% of aragonite in D2) because it does not initially contain enough detrital aragonite (6.89%). This suggests that this method can be apply only to samples including enough aragonite (>10%), which is not the case for most of the microbialites samples that have been dated and which include an average percentage of aragonite of  $8.22 \pm 5.15\%$ .

For all samples, the major fraction in term of weight is the fraction D4 (65 to 89% of the total weight) including more magnesian calcite and the minor one (0.2 to 3.8% of the total weigh) is the fraction D2 which contains more aragonite. This demonstrates that it is difficult to separate the aragonite grains which are included in magnesian calcite micritic matrix.



**Figure IV.10:** X-ray diffraction results from four density separates from a single aliquot of ground microbialite crust (24A 10R1 107-116; 109.14 m) initially containing 17% of aragonite. Sodium polytungstate solutions of 2.93, 2.85 and 2.78 g/cm<sup>3</sup> were used to separate four density fractions from the sieved powder (D1, D2, D3 and D4). The major peaks for aragonite, high-Mg-calcite and diopside (pyroxene) are indicated by the vertical bars.

Similar ages have been obtained on the different fractions within error bars (**Tab. IV.5, Fig. IV.11**). This indicates that aragonite grains have been trapped in the microbialite crusts during their formation and do not affect the <sup>14</sup>C age of the microbialite bulk sample. This result is confirmed by the fact that the age offsets between the corallgal communities and the microbialites are not related to the percentage of aragonite included in the microbialite crusts (**Fig. IV.12**).

Sample	Fraction	% Mg-calcite	% Aragonite	Sample weight (g)	Raw <sup>14</sup> C age (yr BP) ± 1σ
24A 10R1 107-116	D1		Diopside	0.070	
	D2	10.96	89.04	0.040	12740 ± 60
	D3	35.96	64.04	0.244	12835 ± 60
	D4	94.45	5.55	1.589	12850 ± 60
	Bulk B1	82.82	17.18	2.338	12555 ± 60
25B 10R1 14-22	D1		Diopside	0.152	
	D2	11.84	88.16	0.032	12885 ± 65
	D3	30.88	69.12	0.431	12990 ± 60
	D4	92.85	7.15	1.841	12860 ± 60
	Bulk B1	79.20	20.80	2.908	12780 ± 60
7B 26R1 69-77	D1		Diopside	0.055	
	D2	29.23	70.77	0.008	
	D3	56.31	43.69	0.216	10290 ± 50
	D4	93.61	6.39	2.357	10240 ± 55
	Bulk B1	89.04	10.96	2.983	10080 ± 50
23A 5R1 92-103	D1		Diopside	0.617	
	D2	73.40	26.60	0.153	
	D3	85.73	14.27	0.645	10580 ± 50
	D4	95.71	4.29	2.667	10685 ± 50
	Bulk B1	94.06	5.94	4.490	10515 ± 50
16A 30R1 16-30	D1		Diopside	0.037	
	D2	20.09	79.91	0.012	
	D3	35.52	64.48	0.668	
	D4	91.81	8.19	4.090	11885 ± 55
	Bulk B1	86.77	13.23	5.204	11865 ± 55
7A 32R1 46-52	D1		Diopside	0.053	
	D2	52.00	48.00	0.014	
	D3	47.76	52.24	0.776	10415 ± 55
	D4	90.28	9.72	3.750	10280 ± 60
	Bulk B1	80.88	19.12	5.065	10235 ± 50

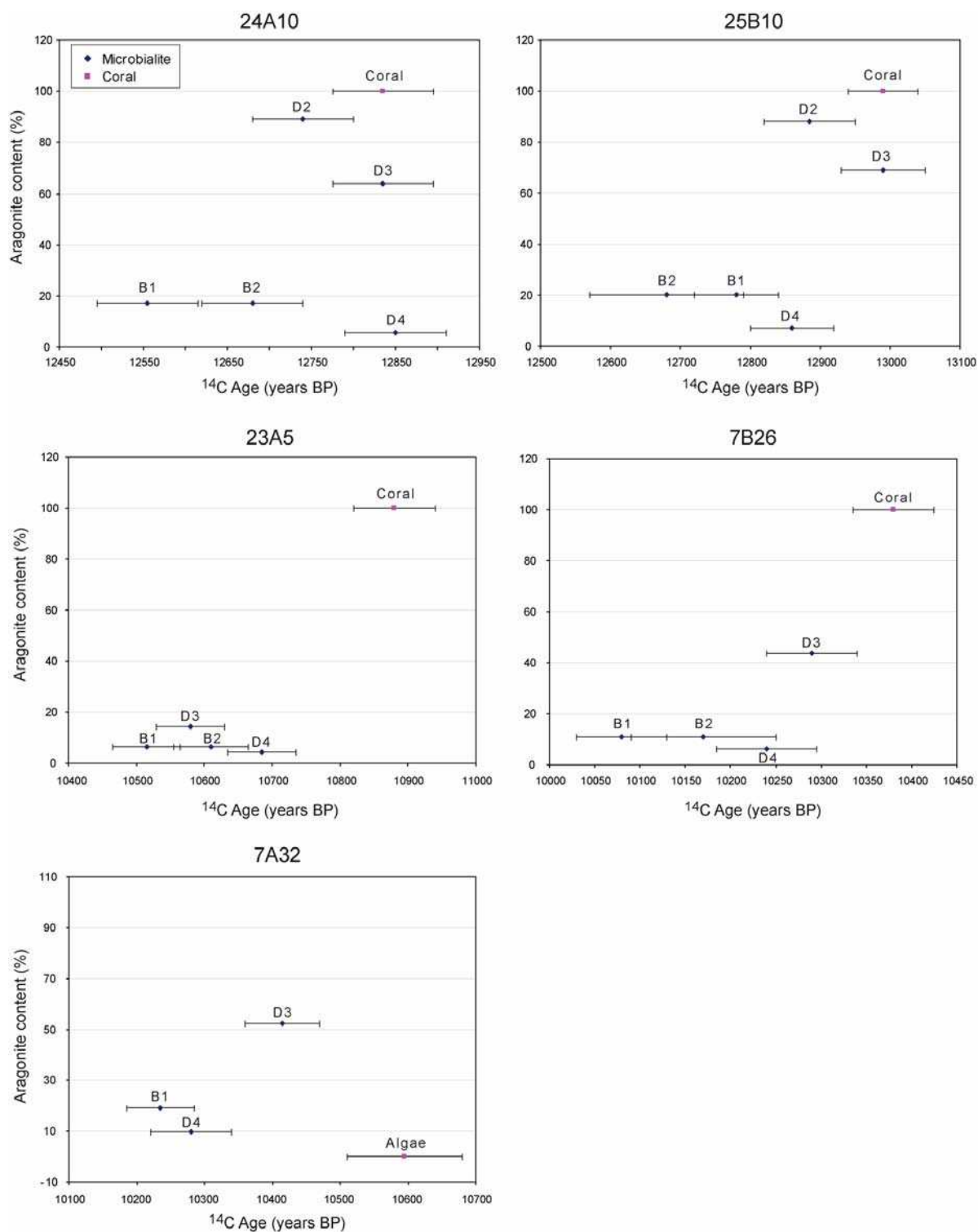
**Table IV.5:** Aragonite and high-magnesian calcite contents (in %) both of the various density fractions and the bulk samples quantified from the XRD measurements, their weight and the corresponding raw <sup>14</sup>C (<sup>14</sup>C ages that are not calibrated and not corrected from the regional reservoir age). Samples have been dated by radiocarbon AMS at the MALT (University of Tokyo, Japan).

The TOC (total organic carbon) values measured in microbialites average 0.1342% in all studied drill cores. These constant low values throughout the last deglacial reef sequence imply that the influence of organic carbon on <sup>14</sup>C dating measurements can be neglected. The TOC content of microbialite crusts ranges from 0.05 to 0.18% (average : 0.12%) and from 0.09 to 0.26% (average : 0.14%) in Tiarei and Maraa drill core samples, respectively.

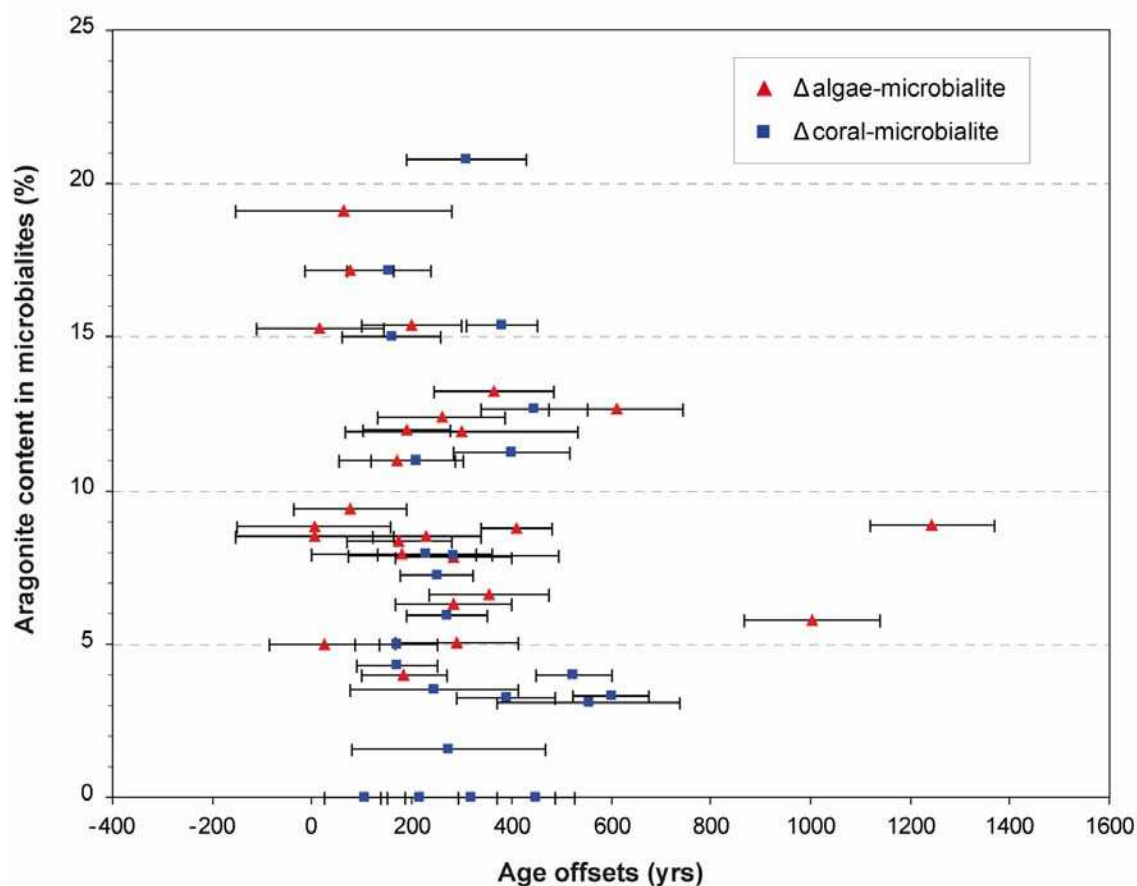
### *C. Age offsets between coralgal communities and microbialites*

The <sup>14</sup>C ages that have been obtained on corals, coralline algae and microbialites are in good agreement and stratigraphically consistent throughout the last deglacial reef sequence (**Tab. IV.2, IV.3 and IV.4**).





**Figure IV.11:** Plots of aragonite content (%) versus raw  $^{14}\text{C}$  ages ( $^{14}\text{C}$  ages that are not calibrated and not corrected from the regional reservoir age; years BP) of the different mineral fractions (D2, D3 and D4) and the bulks (B1 and B2) of microbialite samples 24A 10R1 107-116 (109.14 m), 25B 10R1 14-22 (114.98 m), 23A 5R1 92-103 (75.46 m), 7B 26R1 69-77 (75.21 m) and 7A 32R1 46-52 (81.63 m) and of contiguous coral and/or algae samples. The bulk samples B1 (Tab. IV.5) were not subjected to a chemical pre-treatment before dating while B2 (Tabs. IV.2 and IV.3) were cleaned using a chemical pre-treatment with diluted HCl solution.



**Figure IV.12:** Plot of age offsets (yrs) between raw  $^{14}\text{C}$  ages obtained on contiguous corals and/or algae and microbialites from the 3 studied sites (Tiarei, Maraa and Papeete) versus the aragonite content (in %) of microbialites. The age offsets between the coralgal communities and the encrusting microbialites are calculated from the midpoint of the  $1\sigma$  range of both raw  $^{14}\text{C}$  ages ( $^{14}\text{C}$  ages that are not calibrated and not corrected from the regional reservoir age) (Tabs. IV.2, IV.3 and IV.4). Propagation of uncertainties ( $1\sigma$ ) was made using the equation  $e_d = \sqrt{(e_1^2 + e_2^2)}$  with  $e_d$ : age difference error,  $e_1$ : age 1 error and  $e_2$ : age 2 error.

**Tables IV.2, IV.3 and IV.4** summarize the dating results obtained on the relevant triplets. They indicate that the microbialites are usually significantly younger than the coral and the associated coralline algae that they encrust. The age offsets ( $\Delta$ ) between the coralgal communities and the encrusting microbialites are calculated from the midpoint of the  $1\sigma$  range of both raw  $^{14}\text{C}$  ages ( $^{14}\text{C}$  ages that are not calibrated and not corrected from the regional reservoir age) (**Tables IV.2, IV.3 and IV.4**). Propagation of uncertainties ( $1\sigma$ ) was made using the equation  $e_d = \sqrt{(e_1^2 + e_2^2)}$  with  $e_d$ : age difference error,  $e_1$ : age 1 error and  $e_2$ : age 2 error. The linear regression of the plot between the age offset values calculated from non calibrated ages versus the ones calculated with calibrated ages displays a slope of  $1 \pm 0.27$  ( $2\sigma$ , probability: 0.998), thus suggesting that both calibrated and non calibrated ages can be used. Non calibrated ages are preferably used to calculate age offsets because the calibration increases the error bars and then decreases the accuracy of the values of the age offsets. Because the accuracy of ages obtained on coralline algae crusts is difficult to constrain, the

values of age offsets between corals and microbialites are considered as more reliable than those concerning coralline algae and microbialites.

In drill cores from the inner ridge of the Tiarei area (Site 23, at 70 to 96 mbsl), the offsets between corals and encrusting microbialites on one hand and between coralline algal crusts and microbialites on the other hand average  $326 \pm 41$  years ( $n=7$ ; max:  $525 \pm 75$  yrs; min:  $160 \pm 99$  yrs) and  $298 \pm 55$  years ( $n=2$ ; max:  $410 \pm 71$  yrs; min:  $185 \pm 85$  yrs), respectively. In drill cores from the outer ridge (Sites 24 and 25, at 90 to 120 mbsl), the offsets between corals and microbialites and between coralline algal crusts and microbialites average  $318 \pm 41$  years ( $n=8$ ; max:  $600 \pm 76$  yrs; min:  $155 \pm 85$  yrs) and  $179$  years ( $n=5$ ; max:  $365 \pm 85$  yrs; min:  $5 \pm 160$  yrs), respectively (**Tab. IV.2**).

In the Maraa drill cores (**Tab. IV.3**), the mean offset between coralline algal crusts and microbialites varies throughout the last deglacial reef sequence. At eastern sites (Sites 16, 17 and 18), which cover the lower part of the sequence (80-110 mbsl), it averages  $465 \pm 48$  years ( $n=9$ ; max:  $1245 \pm 124$  yrs; min:  $5 \pm 154$  yrs); some pairs show extreme offset values: two pairs displays a difference of only  $5 \pm 154$  (Core 18A-14R) and  $15 \pm 128$  (Core 18A-3R), two pairs displays a difference higher than 1000 years ( $1245 \pm 124$  yrs in core 18A-16R and  $1005 \pm 136$  yrs in core 18A-17R). The average offset between corals and microbialites is of  $535 \pm 54$  years ( $n=4$ ; max:  $890 \pm 112$  yrs; min:  $400 \pm 117$  yrs). At western sites (Site 7), which concern the upper part of the sequence (60 to 80 mbsl), the offset between coralline algal crusts and microbialites averages  $168 \pm 56$  years ( $n=6$ ; max:  $290 \pm 124$  yrs; min:  $65 \pm 217$  yrs).

In the Papeete drill cores (**Tab. IV.4**), the offset between coralline algal crusts and microbialites averages  $144 \pm 64$  years ( $n=4$ ; max:  $200 \pm 99$  yrs; min:  $25 \pm 110$  yrs). The average offset between corals and microbialites is of  $321 \pm 46$  years ( $n=8$ ; max:  $555 \pm 183$  yrs; min:  $170 \pm 83$  yrs); only two pairs display a value higher than 400 years ( $475 \pm 83$  years in P6-3 and  $555 \pm 183$  years in P9).

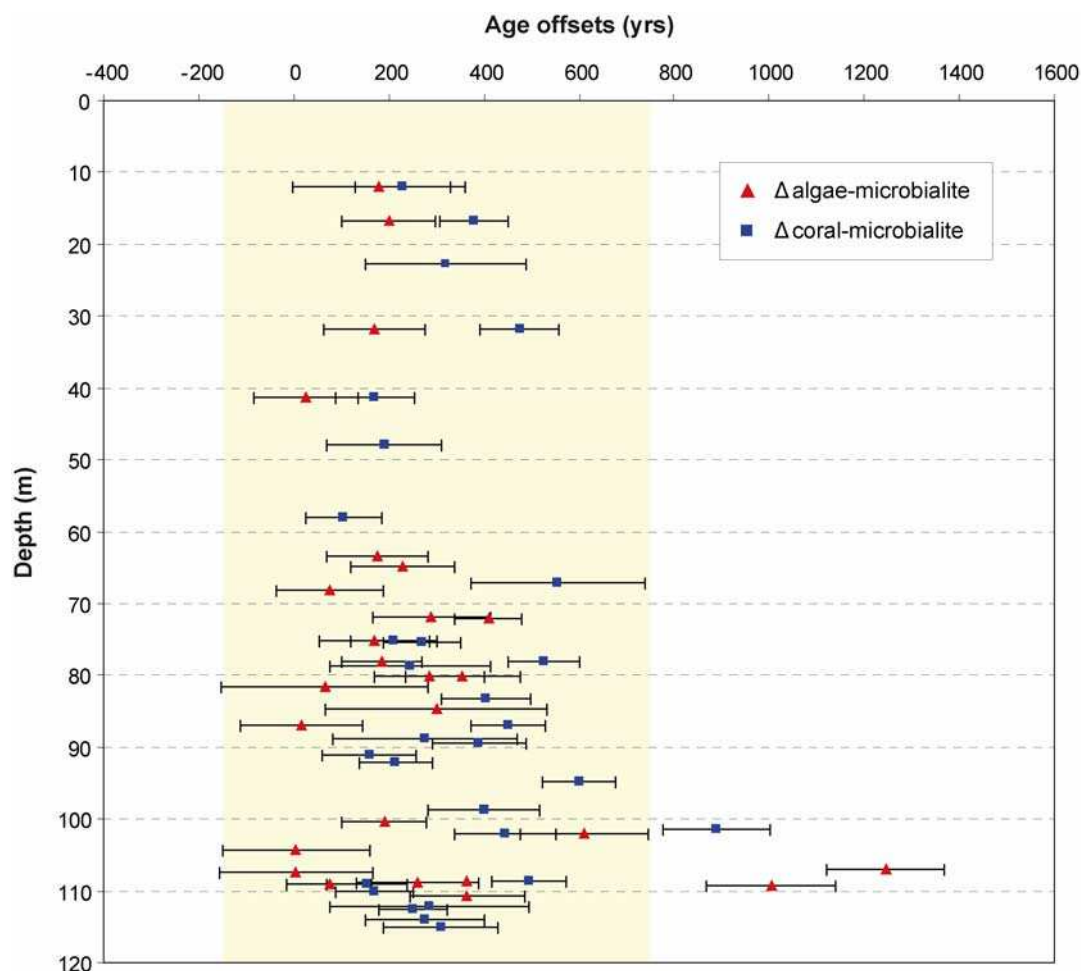
The average offset between the growth of coral assemblages and the development of microbialite crusts throughout the bulk of the last deglacial reef sequence therefore ranges from 160 to 540 years. In Maraa area, age offsets display a decreasing trend through time; the largest offsets are reported in the lower part of the last deglacial reef sequence that occurs at eastern Maraa sites (80 to 110 mbsl) with mean values of  $\sim 535$  yrs ( $\Delta$ coral-microbialite) and  $\sim 465$  yrs ( $\Delta$ algae-microbialite). In contrast, the offsets average  $\sim 158$  yrs ( $\Delta$ coral-microbialite) and  $\sim 168$  yrs ( $\Delta$ algae-microbialite) in the upper part of the last deglacial sequence occurring at the western Maraa sites (60 to 80 mbsl).

**Figure IV.11** shows that the ages obtained on bulk samples are often younger than those obtained on the separated fractions, implying that the age offset between the magnesian calcite fraction ('pure' microbialite) and the encrusted coral is smaller. For example, the ages

obtained on corals and on the various fractions composing the microbialite crusts of samples 25B10 and 24A10 are similar, testifying a fast microbialite development over dead coral colonies.

**Figure IV.13**, which represents the offset values of the 3 sites versus depth, shows that these values are relatively constant ( $\Delta \sim 100$  to 500 yrs) throughout the reef sequence. The population of age offsets follows a normal distribution with a mean  $\mu$  of 311 yrs and a standard deviation  $\sigma$  of 234 yrs. 95% of the population lie within the range [-148; 770] calculated from  $[u_{\alpha}\sigma + \mu; -u_{\alpha}\sigma + \mu]$  with  $u_{0.05}=1.96$  (yellow band on **figure IV.13**). Three points are not included in this range; they may refer to microbialite crusts with slower growth rates or that developed later in framework cavities.

More significant offsets between the growth of corallal assemblages and the development of microbialite crusts are reported at the top of the last deglacial sequence of the Tiarei inner and outer ridges with values of  $820 \pm 64$  and  $5745 \pm 131$  in core 23A-1R1 and  $1345 \pm 68$  years in core 24A-1R1 (**Tab. IV.2**).



**Figure IV.13:** Plot of raw  $^{14}\text{C}$  age offsets (yrs) between contiguous corals and/or algae and microbialites versus depth from the 3 sites Tiarei, Maraa and Papeete. The age offsets between the corallal communities and the encrusting microbialites are calculated from the midpoint of the  $1\sigma$  range of both raw  $^{14}\text{C}$  ages (Tabs. 2, 3 and 4). Propagation of uncertainties ( $1\sigma$ ) was made using the equation  $e_d = \sqrt{(e_1^2 + e_2^2)}$  with  $e_d$  : age difference error,  $e_1$  : age 1 error and  $e_2$  : age 2 error.

#### *IV.1.6. Discussion*

The sedimentological and chronological data set presented in this study can be used to reconstruct the timing of microbialite development in last deglacial Tahiti reefs, to analyze their development patterns (e.g. growth rates and habitats) and their roles in the reef frameworks and to reconstruct the evolution of the reef framework architecture through time.

##### *IV.1.6.1. Timing of microbialite development in Tahiti reef frameworks*

Radiocarbon dating of all reef components, including corals, coralline algae and microbialites provides the opportunity to reconstruct accurately the timing of microbialite development in reef frameworks.

The occurrence of microbialites within primary coralgal framework cavities implies their late development in the reef structures (**Figs. IV.6 and IV.7**). Moreover, several sedimentological criteria, including distinctive bioerosion features and cementation processes in coralgal assemblages and microbialite crusts, indicate that some time elapsed between the growths of those two biological communities (**Fig. IV.5**). This hypothesis of the late development of microbialites in the reef structure is confirmed by accurate dating measurements of the different reef components (corals, algae and microbialites; **Tabs. IV.2, IV.3 and IV.4**).

Microbialites are composed of microcrystalline high-Mg calcite that has been interpreted as primarily deriving from the calcification of organic mucilage associated with living or decaying organisms, and in-place, microbially-mediated, precipitation of micrite based on a suite of sedimentological features (see Camoin and Montaggioni, 1994 and Camoin *et al.*, 1999). The aragonite content (**Tabs. IV.2, IV.3 and IV.4**) is related to the occurrence of detrital skeletal grains (**Figs. IV.8 and IV.9**) and demonstrates that trapping processes were active during microbialite formation. These trapping processes are considered as a passive incorporation of the suspended detrital material and generally corresponds to a minor process in the formation of the microbial crusts (see Camoin and Montaggioni, 1994 and Camoin *et al.*, 1999). The stable isotopic composition of the Tahiti microbialites is typical of non-enzymatic fractionation and is close to those expected for calcite cements precipitated at equilibrium with normal water ( $\sim +2\text{‰}$  to  $\sim +4\text{‰}$   $\delta^{13}\text{C}$  PDB and  $\sim -0,9\text{‰}$  to  $\sim +1\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  PDB; see Camoin *et al.*, 1999, 2006), suggesting that microbialites can be dated as calcite cements. Because U-Th chronology of microbialites could be hampered by a large initial  $^{230}\text{Th}$  content related to the incorporation of terrigenous volcanic grains in microbial fabrics and by the incorporation of detrital carbonates, this study focused on the dating of microbialites by  $^{14}\text{C}$ . These  $^{14}\text{C}$  dating could also be biased by the trapping of detrital carbonate

but the dating results of the microbialite sub-fractions (**Fig. IV.11**) indicate that aragonite grains are contemporaneous to the microbialite formation and then do not affect the  $^{14}\text{C}$  age of the microbialite bulk sample.

The offset between the growth of corallal assemblages and the development of microbialites ranges from 100 to 500 years (**Tab. IV.2, IV.3 and IV.4**). The offset values are relatively constant throughout the reef sequence (**Fig. IV.13**) implying a uniform microbialite development pattern in cryptic cavities of the corallal frameworks at some distance below the living reef surface. Those microbialites therefore grew in a shallow-water environment and can be referred-to as “reefal microbialites” (Camoin *et al.*, 2006). The last deglacial reefs from Tahiti are then composed of two distinctive biological communities which were characterized by a similar scenario of development throughout the sequence. The corallal communities composed of seven assemblages characterized by various growth forms (branching, robust-branching, massive, tabular and encrusting) formed the initial frameworks, while microbialites developed later in the primary cavities of those frameworks.

The offset of a few hundreds years between the growth of corallal assemblages and the development of microbialites implies that there was no direct space competition between those two communities. This could explain the apparent paradox of the coeval occurrence of oligotrophic zooxanthellate corals and microbialites which probably developed in nutrient-rich conditions (Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin *et al.* 1999, 2006; Sprachta *et al.*, 2001) in the Tahiti reef frameworks. The paleoenvironmental significance of microbialite will be the topic of a separate paper (Camoin *et al.*, work in progress).

More significant offsets between the growth of corallal assemblages and the development of microbialite crusts are reported at the top of the last deglacial sequence (**Tab. IV.2**). This indicates that those microbialites grew in a deeper water environment (i.e. > 20m water depth), in clear agreement with their implication as the ultimate stage of a biological succession which typifies a deepening-upward trend. Those microbialites can be therefore referred-to as “slope microbialites” (Camoin *et al.*, 2006) which postdate the “turn off” of the shallow-water carbonate factory. Their absence at the top of the Maraa sequence (Holes 5C, 7A, 7B, 7C, 15B and 17A; **Fig. IV.3**) is seemingly related to the occurrence of a modern sedimentary cover (*Halimeda* and coral sands) which might have prevented their development.

The dating results confirm the occurrence of two distinctive generations of microbialites described in Camoin *et al.* (2006): the “reefal microbialites” developed a few hundred years after corallal communities in shallow-water environments, whereas the “slope microbialites” grew a few thousands of years in significantly deeper water conditions after the demise of corallal communities.



*IV.1.6.2. Microbialites development patterns*

Quantification of the timing of microbialite development in reef frameworks combined with their sedimentological analysis allows the reconstruction of their development patterns including the estimation of their growth rates and their habitats.

Estimations of microbialites abundance in reef sequences (**Figs. IV.2, IV.3, IV.6 and IV.7; Tab. IV.1**) indicate that the microbialite development is primarily controlled by the volume and shape of primary framework cavities. Microbialites developed within the primary cavities of the corallgal frameworks by filling the available space between coral colonies. Accordingly, their development has been primarily controlled by the morphology and the packing of coral colonies which determined the internal structure of the frameworks, including the shape and the volume of the interskeletal primary cavities (**Figs. IV.6 and IV.7**). Microbialite crusts are abundant in frameworks dominated by branching, thin encrusting, tabular and robust-branching coral colonies which built loose and open frameworks typified by a high porosity (> 50%) in which microbialites can have a widespread development. In contrast, their growth was minimal in compact coral frameworks formed by massive and thick encrusting corals where primary cavities yielded a low porosity (~30%) and could not host a significant microbialite development. The shape and the size of framework primary cavities seemingly played a prominent role not only in constraining the abundance of microbialites but also in controlling the nature of their fabric.

Microbialites occur throughout the last deglacial reef sequence but their scarcity, or even their lack during the reef initiation phase, regardless of the nature of the involved corallgal assemblages (**Figs IV.2 and IV.3**), suggests that the relevant frameworks did not include favourable habitats for extensive microbialite development, probably due to the low relief of the reef buildups at that time.

The reefal microbialites grew 100 to 500 years after corallgal communities within primary cavities of the reef framework. They can be therefore referred-to as “endostromatolites” which were defined by Monty (1982) as microbial fabrics growing lately in primary cavities. The microbialite growth followed with some delay the reef accretion during the last deglacial sea-level rise by forming a “filling front” located some meters below the living reef surface. The occurrence of microbialites throughout the last deglacial reef sequence indicates that such a scenario prevailed during the relevant time window and that the microbialite development accompanied the overall reef accretion, thus implying that average microbialite growth rates can be deduced directly from radiocarbon dating.

In the late part of the last deglacial sea-level rise documented by the Papeete drill cores and the shallowest parts of the Maraa sequence (Site 7, at depths shallower than 80mbsl), the offset between the growth of corallgal communities and the development of

microbialites is constant, implying that microbialites could keep pace with the accretion rates of the coralgall framework which averaged 11 and 9 mm.yr<sup>-1</sup> during that time window in Papeete and Maraa, respectively. In the early part of the last deglacial sea-level rise corresponding to the deepest parts (i.e. deeper than 80 mbsl) of the Maraa sequence (Sites 16, 17 and 18) and to the Tiarei sequences, that offset is not constant, implying that microbialite growth rates have changed during that time window, from 7 mm.yr<sup>-1</sup> to about 12 mm.yr<sup>-1</sup> in Maraa and Tiarei, respectively.

The fast growth rates reported herein are unusual for microbialite crusts, and probably result from their development during a period characterized by rapid sea-level rise and coeval high reef accretion rates. Microbialites which developed in more stable environmental conditions (i.e. sea-level stillstand or slow sea-level rise) are usually characterized by significantly lower growth rates. Modern microbial mats grow at rates ranging from 50 to 100µm.yr<sup>-1</sup> in Lizard Island caves (Reitner, 1993). A direct control of microbialite growth rates by reef accretion rates and changing environmental conditions is therefore evidenced.

The depth at which the microbialites grew in the coralgall framework as well as the environmental conditions which governed their development can be better constrained based on the calculation of the offset between the growth of coralgall communities and the development of microbialites and taking into account the reef accretion rates during the relevant time window.

Average offsets of 150 to 320 years between coralgall assemblages and associated microbialites in the Papeete drill cores indicate that microbialites have developed in cavities located at 1.5 to 3.5 m below the living reef surface which was growing at an average rate of 11 mm.yr<sup>-1</sup> between 13 and 8 ka BP (12 mm.yr<sup>-1</sup> for P6, 11 mm.yr<sup>-1</sup> for P7, 12 mm.yr<sup>-1</sup> for P8, 10 mm.yr<sup>-1</sup> for P9 and 12 mm.yr<sup>-1</sup> for P10, calculated from Cabioch *et al.*, 1999b). Similar habitats can be deduced for the microbialites occurring in the upper part of the last deglacial reef sequence at Maraa (9-12 ka time window). In contrast, deeper habitats of about 5-6 m below the living reef surface can be deduced from an average offset of 450-500 years between coralgall communities and microbialites, and based on average reef growth rates of 11 mm.yr<sup>-1</sup> in the lower part of the last deglacial reef sequence at Maraa (9-11 ka time window). Similarly, a 2 to 5 m depth range below the living reef surface can be estimated for the Tiarei area (Sites 23, 24 and 25, at 68-115 mbsl) for the 10-15 ka time window, based on an average value of 200-330 years of that offset and based on reef growth rates ranging from 10 to 15mm.yr<sup>-1</sup>. These results are in agreement with microbial activity measurements carried out during the IODP Expedition 310 which demonstrated that the first six meters below the seafloor is the most active zone and is characterized by the occurrence of modern microbial biofilms in reef cavities (Warthmann *et al.*, submitted).

The development of microbialites in reef cavities at some meters below the living reef surface implies that the micro-organisms that induced the formation of microbialites were not light dependent, even if the high porosity of the reef frameworks suggests that cavities were probably not totally devoid of light. The dominance of borers adapted to low light conditions at the origin of microbioerosion features occurring in microbial crusts strengthens this interpretation and thus indicates that microbialites could have developed in cryptic niches of the reef frameworks, previously defined as shaded by not totally aphotic habitats (Heindel *et al.*, 2009).

The dominance of laminated structures in Maraa drill cores suggests that those fabrics were more tolerant to light than the thrombolites which are dominant in the Tiarei sequence where more turbid conditions prevailed. These conclusions agree with Camoin *et al.* (1999) who considered the dominance of laminated structures in large primary cavities of robust acroporoid framework as an indication of their better adaptation to light conditions compared to thrombolites which characterize usually residual cryptic pore spaces.

Similar reef microbialites which developed in cryptic habitats with reduced light irradiance within the shallow framework of last deglacial reefs were reported in several areas from the Indo-Pacific realm (Indian Ocean: Camoin *et al.*, 1997, 2004; Australian Great Barrier Reef: Webb and Jell, 1997; Webb *et al.*, 1998, 1999; Vanuatu: Cabioch *et al.*, 1998, 1999c, 2006). Because the growth model of these microbialites was seemingly similar to that of the Tahiti microbialites, all these case studies probably also correspond to 'endostromatolites'.

Modern living biofilms growing in shallow reef caves were reported in the Caribbean (Macintyre, 1984; Zankl, 1993) and the Pacific (Great Barrier Reef: Reitner, 1993; Reitner *et al.*, 1995; Tahiti: Warthmann *et al.*, submitted) and could be considered as potential counterparts of the microbial crusts occurring in Quaternary reef frameworks.

The slope microbialites developed significantly later (a few thousand years) than the coralgal communities in a deeper water environment, i.e. deeper than 20m water depth and possibly below the photic zone. They covered the reef surface after the reef demise and therefore correspond to the ultimate stage of a biological succession which indicates a clear deepening-upward trend. Similar slope microbialites were reported in the deeper fore-reef slopes (100 to 200 m water depth) of the Red Sea (Brachert and Dullo, 1991, 1994), the Indian Ocean (Dullo *et al.*, 1998) and the Caribbean (James and Ginsburg, 1979; Land and Moore, 1980). In all those examples, depth and light do not appear as strong limiting factors as the involved microbial communities can probably thrive at very low light levels in deep-water settings (see Brachert, 1999).

#### *IV.1.6.3. Roles of microbialites in reef framework development*

Coral colonies and associated encrusters are usually considered as the major contributors of Quaternary reef frameworks. However, over the last 15 years, various studies of Quaternary reefs have described a more complex scenario in which microbial fabrics might have played prominent roles in the accretion and preservation of the coralgal frameworks (Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin *et al.*, 1999, 2006). The last deglacial reefs from Tahiti are characterized by the widespread development of microbialites. Microbialites represent a major structural and volumetric component of the recovered frameworks and may locally form up to 80% of the rock, as it was already reported in the Papeete cores (Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin *et al.*, 1999). The development of microbial crusts does not represent a unique and specific episode corresponding to a general interruption in coral growth, but characterizes a continuous phenomenon that accompanied the overall reef accretion (**Figs. IV.2, IV.3**). This suggests that they played a prominent role in reef development during the last deglacial sea-level rise and confirms previous conclusions based on the study of the Papeete drill cores (Camoin *et al.*, 1999) and of dredged samples (Camoin *et al.*, 2006).

A significant role of microbialites in the strengthening of the initial coralgal frameworks and the preservation of delicate thin branching corals in growth position (**Figs. IV.14 and IV.15**) can be deduced from their high growth rates, similar to the overall reef accretion rates, and their rapid lithification which is demonstrated by a suite of sedimentological features, including the occurrence both of non gravitational outer surface and borings in crusts. Their development within primary cavities of the coralgal frameworks, a few meters below the living reef surface, implies that the microbialite crusts reduced significantly the overall porosity of the frameworks, but also restricted the space available for subsequent internal reef sedimentation and cementation. Associated skeletal sediments are rare and composed of *Halimeda* plates and scattered fragments of molluscs, echinids, corals and coralline algae. The development of microbialite crusts may have also protected the primary reef builders and encrusters (i.e. corals and coralline algae) from eroders and grazers, reducing therefore largely the production of particulate skeletal material and restricting off-reef sediment transport.

Through the available literature, it appears that relationships of mutual benefit have been considered for microbialites and skeletal metazoans (e.g. corals, sponges; see Webb, 1996). In the Tahiti reefs, the coral colonies provided the prime habitats (i.e. the primary framework cavities) favourable for the development of microbialites which, in turn, largely contributed to the strengthening, the stabilization and the overall accretion of the reef frameworks. The lack of microbialites during the initiation stages of the Tahitian reefs

suggests that a significant relief of coralgal framework was a prerequisite for the widespread development of microbial crusts.

Similar roles for microbial fabrics have been considered in fossil carbonate buildups in which microbialite contribution to the volume and rigidity of buildups have often equalled, or exceeded, the contribution of skeletal metazoans (Webb, 1996). The Late Jurassic reefs (e.g. Leinfelder *et al.*, 1993, 1996; Dupraz and Strasser, 1999, 2002; Leinfelder and Schmid, 2000; Schmid *et al.*, 2001; Olivier *et al.*, 2003, 2004) and the Messinian buildups from the Mediterranean region (e.g. Riding *et al.*, 1991; Martin *et al.*, 1993; Braga *et al.*, 1995) are two sets of case studies characterized by the widespread development of microbialites with 70 and 80% of the volume of the buildups, respectively and the deduced roles of microbialite crusts in the stabilization, the strengthening and the overall accretion of carbonate buildups.

#### *IV.1.6.4. Architecture of initial coralgal frameworks*

The composition of a reef framework does not systematically reflect its initial architecture. The Tahitian last deglacial reefs are composed of two distinctive communities exhibiting a diachronous development: the coralgal communities which formed initial frameworks displaying various internal structures, and microbialite crusts which developed in internal cavities of the initial frameworks, a few meters below the living reef surface. The reconstruction of the reef response to sea-level fluctuations and environmental changes can be tackled only through the analysis of the architecture of the initial coralgal frameworks and their subsequent development.

The offset between the growth of coralgal communities and the microbialite development implies that the initial reef frameworks were characterized by a porosity which was significantly higher than the porosity measured in cores. These initial porosity values can be estimated by adding the volume of microbialites quantified from CT-scan analyses and the residual porosity values. CT-scan analyses also allow the imaging of each material, i.e. microbialites and coral / coralline algae, and the reconstruction of the initial frameworks (**Fig. IV.7**). Different types of initial reef frameworks have been reconstructed based on the prevailing coral assemblages and the abundance of microbialite crusts which was driven by the porosity of the initial coralgal frameworks (**Figs IV.7, IV.14 and IV.15**):

- Dense frameworks are composed of massive (mostly *Porites*, occasionally *Montipora* and *Montastrea*) and thick encrusting coral colonies (agaricids, *Montipora*, *Montastrea*, faviids, *Leptastrea*). Massive *Porites* usually form large (i.e. decimeter-thick) domal, locally columnar, colonies (**Figs IV.14A and IV.15A**) which are commonly coated by thin coralline algal crusts averaging 2 millimeters in thickness. Encrusting corals correspond

to lamellar colonies of several centimeters in thickness with a prevailing horizontal development (**Fig. IV.14E and IV.15B**), and coated by abundant and very thin coralline algal, locally multi-laminated, crusts (less than 2 millimeters-thick). All these corals built massive structures displaying a low to moderate initial porosity, ranging approximately from 0% to 30%.

- Loose frameworks are comprised of branching (*Porites*, occasionally *Pocillopora* and *Pavona*), thin encrusting (agaricids, *Montipora*, *Porites*), robust-branching (*Pocillopora* and *Acropora*) and tabular (*Acropora*) coral colonies. Branching *Porites* usually occur as thin vertical branches of 1 to 2 centimeters in thickness (**Figs IV.7B,C; IV.14B,C and IV.15C**) and commonly up to 10 centimeters long which are thinly encrusted by coralline algae, often thicker - up to several millimeters - on top of the coral branches (**Fig. IV.14B**). The preservation of thin branching coral colonies in growth position indicates the prevalence of low wave-energy conditions in sheltered and/or relatively deep depositional environments. Encrusting corals are a few centimetres thick (**Figs. IV.7A and IV.15B**) and are usually coated by very thin coralline algal crusts (less than 2 millimetres thick). Robust-branching colonies are composed of thick branches of several centimetres (**Fig. IV.14D, F**) and tabular coral colonies are of a few centimeters in thickness; these corals are encrusted locally by coralline algal crusts, up to several centimeters-thick. Coral colonies are usually scattered in cores and therefore formed open frameworks characterized by a high initial porosity of up to 80%.

- Open frameworks are composed of branching (*Porites* and *Pocillopora*), robust-branching (*Pocillopora* and *Acropora*) and tabular (*Acropora*) tightly packed coral colonies (**Figs. IV.7C; IV.14D, F**) and are typified by a moderate to high initial porosity, ranging from 30 to 60 %.

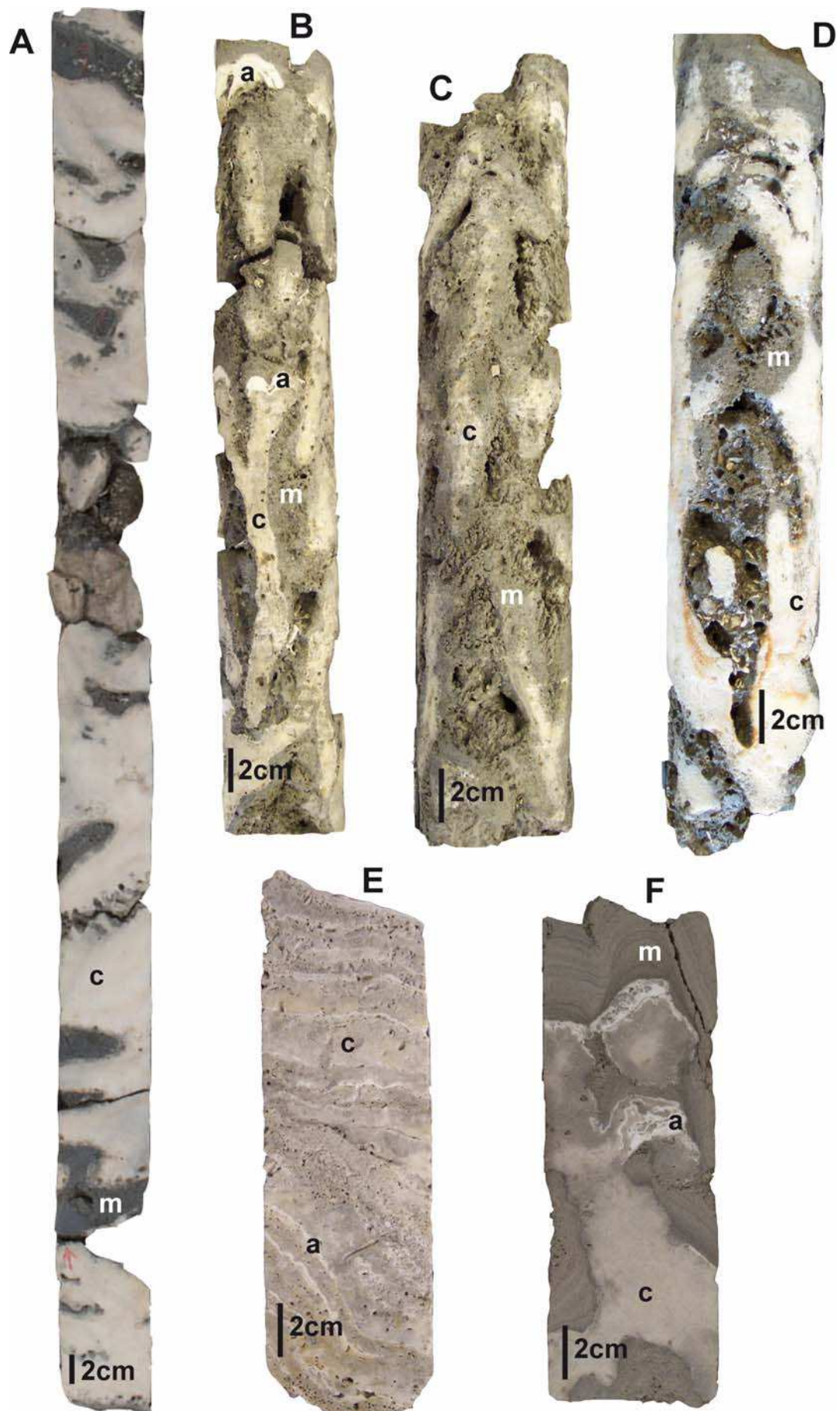
The distribution of the relevant initial frameworks throughout the last deglacial reef sequence displays a clear positive correlation between the porosity of the initial coralgal frameworks and reef accretion rates and is seemingly controlled by sea-level rise. The first reef growth stages (110 to 120 mbsl in Tiarei and Maraa areas, **Figs IV.2 and IV.3**) are characterized by the occurrence of dense frameworks composed of robust-branching *Pocillopora* and massive *Montipora* (PM assemblage) and of massive *Porites* (mP assemblage) which developed at relatively low accretion rates from 3 to 8 mm.yr<sup>-1</sup> respectively (Camoin *et al.*, to be submitted) when sea-level rise averages 8 mm.yr<sup>-1</sup> between 16 and 14.5 ka BP (Deschamps *et al.*, to be submitted). The prevalence of loose and open coralgal frameworks mostly comprised of branching and robust-branching coral colonies (PP and PPM assemblages) in Tiarei area (**Fig. IV.2**) from 14.5 to 12.3 ka BP characterizes high growth rates (from 10 to 25 mm.yr<sup>-1</sup>, Camoin *et al.*, to be submitted) related to a rapid sea-level rise during that time window (from 14 to 30 mm.yr<sup>-1</sup>; see Deschamps *et al.*, to be

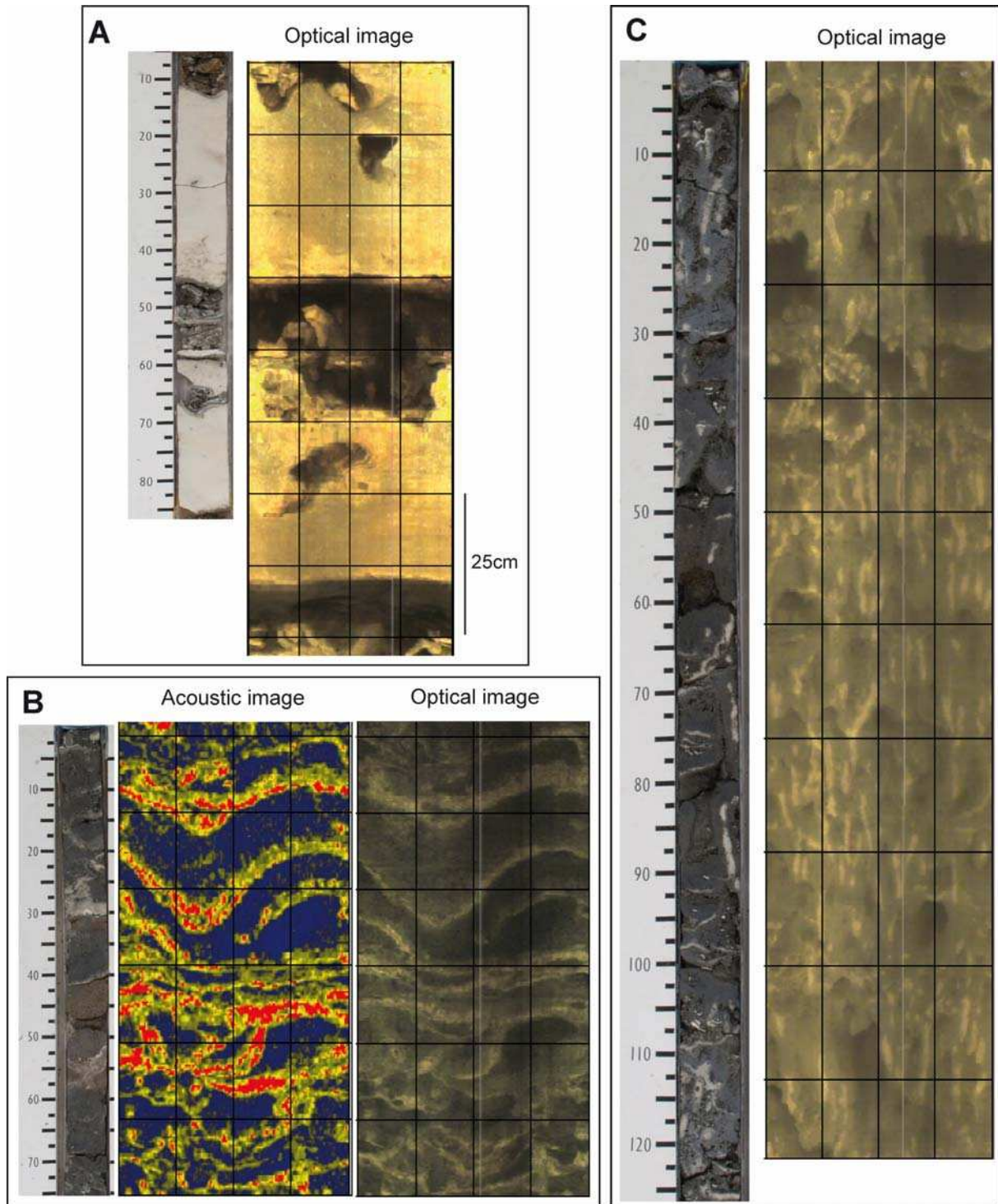


submitted, and Camoin *et al.*, to be submitted). The development of dense frameworks composed of encrusting agaricids and faviids (AFM assemblage) at the top of the sequences at all sites (**Figs IV.2 and IV.3**) is characterized by low reef accretion rates (averaging  $3\text{mm.yr}^{-1}$ , Camoin *et al.*, to be submitted) coeval with the progressive deepening of depositional environments.

In post-glacial reefs, the highest vertical accretion rates (up to  $20\text{mm.yr}^{-1}$ ) are reported generally in cores containing a greater proportion of branching corals (see review by Montaggioni, 2005). An average rate of  $20.6\text{mm.yr}^{-1}$  has been reported from gracile acroporid-rich parts of the barrier reef of Papeete (Montaggioni *et al.*, 1997; Cabioch *et al.*, 1999b). Moderate to high accretions rates have been recorded in open frameworks dominated by robust-branching corals (up to  $15\text{mm.yr}^{-1}$  in Mauritius, Montaggioni and Faure, 1997; up to  $11\text{mm.yr}^{-1}$  in Tahiti, Cabioch *et al.*, 1999b) and dense frameworks dominated by massive corals (up to  $13.6\text{mm.yr}^{-1}$  in Tahiti, Cabioch *et al.*, 1999b but usually less than  $7\text{mm.yr}^{-1}$ , Montaggioni, 2005). The lowest accretion rates have been reported in dense encrusting corals frameworks (maximum accretion rate of  $6\text{mm.yr}^{-1}$ ; Montaggioni, 2005). Although the nature of the framework does not systematically control reef accretion rates (see Davies and Hopley, 1983; Davies *et al.*, 1985; Davies and Montaggioni, 1985; Cabioch *et al.*, 1995; Montaggioni and Faure, 1997; Montaggioni, 2005), variations in accretion rates within a given cored sequence may be related to the succession of distinctive coral assemblages caused by environmental changes (e.g. variations in the rate of sea-level rise), (Montaggioni, 2005). For example, in the Holocene sequence from Palau, the decreasing accretion rates coincide with a facies change from relatively loose frameworks comprised of arborescent acroporids ( $30\text{mm.yr}^{-1}$ ) to rigid frameworks composed of robust acroporids (less than  $3\text{mm.yr}^{-1}$ ) as the reef reached the 0 to 5 m depth interval when the sea level stabilized to its modern position (Kayanne *et al.*, 2002; Montaggioni, 2005).

**Figure IV.14:** Core photos showing different reef framework types. c: coral; a: coralline algae; m: microbialites. A. Dense framework primarily composed of large massive colonies of *Porites*. Microbialite development is minor. Hole 24A, core 12R, 114.4 m (24A 12R2 20-115). B and C. Loose framework comprised of thin upward branches of *Porites* heavily encrusted by thrombolites. Hole 24A, core 9R, 106.7 m (24A 9R2 73-111) and 105.2m (24A 9R1 19-51), respectively. D. Open framework composed of thick branches of robust-branching *Pocillopora* colony encrusted by thrombolites. Hole 23A, core 11R, 85.43 m (23A 11R1 8-40). E. Dense framework composed of a succession of encrusting *Porites* colonies and thin coralline algal crusts. Microbialites are absent. Hole 7A, core 9R, 50.53 m (7A 9R1 22-42). F. Open framework composed of robust-branching *Acropora* colonies coated by thick coralline algal crusts and laminated microbialites. Hole 7B, core 25R, 73.82m (7B 25R1 130-145).





**Figure IV.15:** Optical (A and C) and optical and acoustic (B) images of borehole walls (A: Hole 9D, 7.25m; B: Hole 9B, 7 m; C: Hole 23B, 19 m) (Expedition 310 Scientists, 2006) and photos of the equivalent core sections (A: 9D 7R; B: 9B 7R; C: 23B 11R). A. Massive *Porites* framework; ~112 m. B. Encrusting *Montipora* and *Porites* framework. On the acoustic image, corals are colored in yellow and red, and cavities in blue; ~108m. C. Branching *Porites* framework; ~87m.

#### IV.1.7. Conclusions

The results of a multidisciplinary study of drill cores obtained from three sites around Tahiti (Papeete, Tiarei and Maraa) allow the reconstruction of the evolution of the architecture and accretion processes of reef frameworks during the last deglacial sea-level rise (16-7 ka BP).

(1) The last deglacial reef sequence is mostly composed of coralgal frameworks heavily encrusted by microbialites. Microbialites represent a major structural and volumetric component of the recovered frameworks in which they may locally form up to 80% of the rocks. They developed within the primary cavities of the coralgal frameworks as a “filling front” which shortly followed the overall accretion of the coralgal frameworks during the last deglacial sea-level rise. Their abundance has been primarily controlled by the internal structure of the reef frameworks determined by the morphology and the packing of coral colonies which controlled the shape and the volume of the interskeletal primary cavities. The most widespread microbialite development corresponds to coral frameworks dominated by branching, thin encrusting, tabular and robust-branching corals which built open frameworks typified by high initial porosity values of more than 50%. In contrast, their abundance is minimal in compact and massive coral frameworks formed by massive and thick encrusting corals where a low initial porosity (~30%) hampered their development.

(2) The average offset between the growth of coralgal assemblages and the development of the associated microbialite crusts ranges from 100 to 500 years and is relatively constant throughout the sequence implying that development pattern of the microbialites remained uniform through time.

The reef accretion rates of 10 to 15 mm.yr<sup>-1</sup>, which characterize most of the 16-6 ka BP time window, imply that microbialites must have developed in cryptic reef cavities at some distance within the reef framework, between 1.5 and 6 m below the living reef surface and, as such, can be referred-to as ‘endostromatolites’.

The microbialite growth rates, ranging from 7-8 mm.yr<sup>-1</sup> to 12 mm.yr<sup>-1</sup>, are seemingly dependent of the reef accretion rates and of environmental changes.

(3) The development of reefal microbialites a few hundred years after coralgal communities implies that there was no direct competition between living corals and microbialites.

(4) Reefal microbialites seemingly played three major roles in reef accretion: they contributed to the strengthening and the preservation of the reef framework, they enhanced reef accretion, volume and relief and they stabilized skeletal components and restricted off-reef sediment transport.

(5) Three types of initial reef frameworks have been reconstructed: a) dense frameworks composed of massive corals and thick encrusting corals which built massive



structures characterized by a low initial porosity ranging from 5 to 30%; b) loose frameworks comprised of branching, thin encrusting, robust-branching and tabular coral colonies which formed an open internal structure including a high initial porosity up to 80%; c) open frameworks composed of branching, robust-branching and tabular tightly packed coral colonies with a moderate initial porosity ranging from 30 to 60 %. A positive correlation between the porosity of the initial frameworks and the reef accretion rates has been evidenced.

### **Acknowledgments**

The authors would like to thank all the people and institutions that helped to the success of the Expedition 310 “Tahiti Sea Level”: the Integrated Ocean Drilling Program (IODP), the European Consortium for Research Drilling (ECORD), the ECORD Science Operator (ESO), the drillers from Seacore Ltd and the crew of the *DP Hunter*. We are grateful to our colleagues from the IODP 310 Science Party for their hard and efficient work during and after the expedition, and to the staff of the Bremen core repository.

This work has been made possible thanks to the support both from the European Science Foundation (ESF) under the EUROCORES Programme EuroMARC (contract No. ERAS-CT-2003-980409 of the European Commission, DG Research, FP6) and from the CNRS-INSU through the « ECLIPSE » Programme.

We thank Regis Lasnel who carried out the core scanners, Pascale Gautret who performed TOC analysis and Hildegard Westphal and Katrin Heindel who provided us some microbialites samples. Many thanks to the students and staffs who helped Claire Seard during her stay at the University of Tokyo.

### **References**

- Abbey, E., Webster, J., Braga, J.C., Sugihara, K., Wallace, C., Iryu, Y., Potts, D., Done, T., Camoin, G., Seard, C. Variation in deglacial coralgall assemblages and their paleoenvironmental significance: IODP Expedition 310, Tahiti Sea Level. To be submitted. *Global and Planetary Change*.
- Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *J. Sedim. Petrol.* 37, 1163-1178.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., 1990. U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. Sea level during the past 130 000 years. *Nature* 346, 456-458.

- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241-244.
- Brachert, T.C., 1994. Palaeoecology of enigmatic tube microfossils forming «cryptalgal» fabrics (Late Quaternary, Red Sea). *Paläont. Z.* 68, 299-312.
- Brachert, T.C., 1999. Non-skeletal carbonate production and stromatolite growth within a Pleistocene deep ocean (Last Glacial Maximum, Red Sea). *Facies* 40, 211-228.
- Brachert, T.C., Dullo, W.Chr., 1991. Laminar micrite crusts and associated foreslope processes, Red Sea. *J. Sedim. Petrol.* 61, 354-363.
- Brachert, T.C., Dullo, W.Chr., 1994. Micrite crusts on Ladinian foreslopes of the Dolomites seen in the light of a modern scenario from the Red Sea. *Jahrb. Geol. BA Wie* 50, 57-68.
- Braga, J.C., Aguirre, J., 2004. Coralline algae indicate Pleistocene evolution from deep, open platform to outer barrier reef environments in the northern Great Barrier Reef margin. *Coral Reefs* 23, 547-558.
- Braga, J.C., Martin, J.M., Riding, R., 1995. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10, 347-361.
- Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* 2, 241-254.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., 1995. Holocene initiation and development of New Caledonian fringing reefs, SW Pacific. *Coral Reefs* 14, 131-140.
- Cabioch, G., Taylor, F.W., Récy, J., Edwards, R.L., Gray, S.C., Faure, G., Burr G., Corrège, T., 1998. Environmental and tectonic influences on growth and internal structure of a fringing reef at Tasmaloum (SW Espiritu Santo, New Hebrides Island Arc, SW Pacific). In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms in the Pacific and Indian Oceans*. International Association of Sedimentologists. Special Publication, 25, pp. 261-277.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., Laurenti, A., 1999a. Reef coralline assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1681-1695.
- Cabioch, G., Camoin, G., Montaggioni, L.F., 1999b. Post glacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, Tahiti, central Pacific. *Sedimentology* 46, 985-1000.
- Cabioch, G., Taylor, F.W., Corrège, Th., Récy, J., Edwards, R.L., Burr, G.S., Le Cornec, F., Banks, K.A., 1999c. Occurrence and significance of microbialites in the uplifted Tasmaloum reef (SW Espiritu Santo, SW Pacific). *Sedimentary Geology* 126, 305-316.
- Cabioch, G., Banks-Cutler, K., Beck, W.J., Burr, G.S., Corrège, T., Edwards, R.L., Taylor, F.W., 2003. Continuous reef growth during the last 23 ka in a tectonically active zone (Vanuatu, SouthWest Pacific). *Quat. Sci. Rev.* 22, 1771-1786.



- Cabioch, G., Camoin, G., Webb, G.E., Le Cornec, F., Garcia Molina, M., Pierre, C., Joachimski, M.M., 2006. Contribution of microbialites to the development of coral reefs during the last deglacial period: Case study from Vanuatu (South-West Pacific). *Sedim. Geol.* 185, 277-295.
- Cabioch, G., Montaggioni, L., Frank, N., Seard, C., Sallé, E., Payri, C., Pelletier, B., Paterne, M., 2008. Successive reef depositional events along the Marquesas foreslopes (French Polynesia) during the sea level changes of the last 26,000 years. *Marine Geology* 254, 18-34.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., 1994. High energy coralgall-stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti, French Polynesia). *Sedimentology* 41, 655-676.
- Camoin, G.F., Colonna, M., Montaggioni, L.F., Casanova, J., Faure, G., Thomassin, B.A., 1997. Holocene sea level changes and reef development in southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs* 16, 247-259.
- Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., 1999. Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sedim. Geol.* 126, 271-304.
- Camoin, G.F., Cabioch, G., Hamelin, B., Lericolais, G., 2003. Rapport de mission «SISMITA», pp. 1-20.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology* 206, 119-146.
- Camoin, G., Cabioch, G., Eisenhauer, A., Braga, J.-C., Hamelin, B., Lericolais, G., 2006. Environmental significance of microbialites in reef environments during the Last Deglaciation. *Sedim. Geol.* 185, 277-295.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., the Expedition 310 scientists, 2007a. Proc. IODP, 310 : College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.310.101.2007.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., the Expedition 310 scientists, 2007b. IODP Expedition 310 reconstructs sea-level, climatic and environmental changes in the South Pacific during the Last Deglaciation. *Scientific Drilling* 5, 4-12. doi:10.2204/iodp.sd.5.01.2007
- Camoin, G.F., Seard, C., Deschamps, P., Webster, J., Abbey, E., Braga, J.-C., Durand, N., Bard, E., Yokoyama, Y., Thomas, A. Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation. IODP Expedition 310 "Tahiti Sea Level". To be submitted. *Geology*.
- Carlson, W.D., 2006. Three-dimensional imaging of earth and planetary materials. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 133-147.
- Davies, P.J., Hopley, D., 1983. Growth facies and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 8, 237-252.

- Davies, P.J., Montaggioni, L.F., 1985. Reef growth and sea-level change: the environmental signature. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr.*, Tahiti, 3, 477-511.
- Davies, P.J., Marshall, J.F., Hopley, D., 1985. Relationships between reef growth and sea level in the Great Barrier Reef. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr.*, Tahiti, 3, 95-103.
- Delesalle, B., Galzin, R., Salvat, B., 1985. French Polynesian coral reefs. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr.*, Papeete, 1, 1-554.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A., Henderson, G., Yokoyama, Y. Deglacial Melt Water Pulse 1A revisited from the new IODP Tahiti record. To be submitted. *Nature*.
- Dullo, W.-Ch., Camoin, G.F., Blomeier, D., Casanova, J., Colonna, M., Eisenhauer, A., Faure, G., Thomassin, B.A., 1998. Sediments and sea level changes of the foreslopes of Mayotte, Comoro islands: direct observations from submersible. In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms of the Pacific and Indian Ocean. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol.* 25, pp. 219-236.
- Dupraz, C., Strasser, A., 1999. Microbolites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle-Late Oxfordian, Swiss Jura mountains). *Facies* 40, 101-130.
- Dupraz, C., Strasser, A., 2002. Nutritional modes in coralmicrobialite reefs (Jurassic, Oxfordian, Switzerland). Evolution of trophic structure as a response to environmental change. *Palaios* 17, 449-471.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M., Taylor, F.W., 1993. A large drop in atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  and reduced melting in the Younger Dryas, documented with  $^{230}\text{Th}$  ages of corals. *Science* 260, 962-8.
- Expedition 310 Scientists, 2006. Tahiti Sea Level: the last deglacial sea level rise in the South Pacific: offshore drilling in Tahiti (French Polynesia). IODP Prel. Rept., 310. doi:10.2204/iodp.pr.310.2006.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.
- Gischler, E., Hudson, J.H., Pisera, A., 2008. Late Quaternary reef growth and sea level in the Maldives (Indian Ocean). *Marine Geology* 250, 104-113.
- Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., Swart, P.K., McNeill, D.F., Jull, A.J.T., Prezbindowski, D.R., 1993. Rapid growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. *J. Sedim. Petrol.* 63, 983-989.
- Heindel, K., Wisshak, M., Westphal, H., 2009. Microbioerosion in Tahitian reefs: A record of environmental change during the last deglacial sea level rise (IODP 310). *Lethaia*, 42, 322-340.
- Henderson, G.M., Rendle, R.H., Slowey, N.C., Reijmer, J.J.G., 2000. U-Th dating and diagenesis of Pleistocene highstand sediments from the Bahamas Slope. In Swart, P.K.,

- Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 166: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 23-31.
- Henderson, G.M., Slowey, N.C., Fleisher, M.Q., 2001. U–Th dating of carbonate platform and slope sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 2757–2770.
- James, N.P., Ginsburg, R.N., 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol.* 3, 191 pp.
- Kalkowsky, E., 1908. Oolith und Stromatolith im nord-deutschen Buntsandstein. *Z. Deutsh. Geol. Gesellschaft* 60, 68-125.
- Kayanne, H., Yamano, H., Randall, R.H., 2002. Holocene sea-level changes and barrier reef formation on an ocean island, Palau islands, western Pacific. *Sedim. Geol.* 150, 47- 60.
- Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Comput. Geosci.* 27, 381-400.
- Land, L.S., Moore, C.H., 1980. Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican island slope. *J. Sedim. Petrol.* 50, 357-370.
- Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., 2000. Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites. In: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 289-294.
- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U., Werner, W., 1993. Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies* 29, pp. 195-230.
- Leinfelder, R.R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D.U., Krautter, M., Laternser, R., Takacs, M., Hartmann, D., 1996. Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (Eds.), *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation, I. Reef Evolution*. Res. Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläontol. Sb2, pp. 227-248.
- Le Roy, I., 1994. Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie Française). Thèse Doct. Univ. Paris-Sud, Orsay, 271 pp.
- Macintyre, I.G., 1984. Extensive submarine lithification in a cave in the Belize Barrier Reef Platform. *J. Sedim. Petrol.* 54, 221-235.
- Macintyre, I.G., Rutzler, K., Norris, J.N., Smith, K.P., Cairns, S.D., Bucher, K.E., Steneck, R.S., 1991. An early Holocene reef in the western Atlantic: submersible investigations of a deep relict reef off the west coast of Barbados, W.I. *Coral Reefs* 10, 167-174.
- Martin, J.M., Braga, J.C., Riding, R., 1993. Siliciclastic stromatolites and thrombolites, Late Miocene, SE Spain. *J. Sedim. Petrol.* 63, 131-139.
- Montaggioni, L.F., 1988. Holocene reef growth history in mid plate high volcanic islands. *Proceed. 6th Intern. Coral Reef Symp., Australia*, 3, 455-460.
- Montaggioni, L.F., 2005. History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: development patterns and controlling factors. *Earth Sci. Rev.* 71, 1-75.

- Montaggioni, L.F., Camoin, G.F., 1993. Stromatolites associated with corallgal communities in Holocene high-energy reefs. *Geology* 21, 149-152.
- Montaggioni, L., Faure, G., 1997. Response of reef coral communities to sea-level rise: a Holocene model from Mauritius (western Indian Ocean). *Sedimentology* 44, 1053-1070.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Camoin, G.F., Bard, E., Ribaud-Laurenti, A., Faure, G., Déjardin, P., Récy J., 1997. Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-Pacific island of Tahiti. *Geology*, 25, 555-558.
- Monty, C.L.V., 1982. Cavity or fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud mounds (Extended abstract). *Ann. Soc. Géol. Belg.* 105, 343-344.
- Moore, C.H., Graham, E.A., Land, L.S., 1976. Sediment transport and dispersal across the deep fore-reef and Island slope (-55 m. to -305 m.), Discovery Bay, Jamaica. *J. Sedim. Petrol.* 46, 174-187.
- Olivier, N., Hantzpergue, P., Gaillard, C., Pittet, B., Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., Werner, W., 2003. Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (western France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 193, 383-404.
- Olivier, N., Carpentier, C., Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P., Geister, J., 2004. Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies* 50, 229-255.
- Reitner, J., 1993. Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia), formation and concepts. *Facies* 29, 3-40.
- Reitner, J., Gautret, P., Marin, F., Neuweiler, F., 1995. Automicrites in a modern microbialite. Formation model via organic matrices (Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia). *Bull. Inst. Océanogr. Monaco* 14, 237-263.
- Riding, R., Martin, J.M., Braga, J.C., 1991. Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almeria, Spain. *Sedimentology* 38, 799-818.
- Rougerie, F., Wauthy, B., Rancher, J., 1992. Le récif barrière ennoyé des Iles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling. *C.R. Acad. Sci. Paris (ser. II)* 315, 677-682.
- Salvat, B., Sibuet, M., Laubier, L., 1985. Benthic megafauna observed from the submersible «Cyana» on the fore-reef slope of Tahiti (French Polynesia) between 70 and 100 m. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr., Papeete*, 2, 338.
- Schmid, D.U., Leinfelder, R.R., Nose, M., 2001. Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds. In: Haywick, D.W., Kopaska-Merkel, D.C. (Eds.), *Carbonate Mounds: Sedimentation, Organismal Response, and Diagenesis. Sedim. Geol.* 145, pp. 343-376.

- Sépulcre, S., Durand, N., Bard, E., 2009. Mineralogical determination of reef and periplatform carbonates: Calibration and implications for paleoceanography and radiochronology. *Global and Planetary Change* 66, 1-9.
- Sprachta, S., Camoin, G., Golubic, S., Le Campion, Th., 2001. Microbialites in a modern lagoonal environment: nature and distribution (Tikehau atoll, French Polynesia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 175, 103-124.
- Warthmann, R., Vasconcelos, C., Camoin, G., McKenzie, J., submitted. Geomicrobiology of carbonate microbialite formation in the Tahiti reef (IODP Expedition 310). *Geobiology*.
- Webb, G.E., 1996. Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonate and biologically induced cement). *Sedimentology* 43, 947-971.
- Webb, G.E., Jell, J.S., 1997. Cryptic microbialite in subtidal reef framework and intertidal solution cavities in beachrock, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia: preliminary observations. *Facies* 36, 219-223.
- Webb, G.E., Baker, J.C., Jell, J.S., 1998. Inferred syngenetic textural evolution in Holocene cryptic reefal microbialites, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia. *Geology* 26, 355-358.
- Webb, G. E., Jell, J. S., Baker, J. C., 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: Implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedim. Geology* 126, 317-334.
- Webster, J.M., Clague, D.A., Coleman-Riker, K., Gallup, C., Braga, J.C., Potts, D., Moore, G.J., Winterer, E., Paull C.K., 2004a. Drowning of the 150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A? *Geology* 32, 49-252.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, A. E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K., Gallup, C., 2004b. Coralgall composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Marine Geology* 204, 59-89.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., 2004. Long term variations of uranium isotopes and radiocarbon in the surface seawater recorded in corals. In: Shiyomi, M., Kawahata, H., Koizumi, A., Tsuda, A., Awaya, Y. (Eds.), *Global Environmental Change in the Ocean and on Land*. TERRAPUB, Tokyo, pp. 279-309.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., Fifield, L.K., 2000. Last ice age millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. *Radiocarbon* 42, 383-401.
- Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Matsuzaki, H., Tsunomori, F., 2007. Relation between acid dissolution time in the vacuum test tube and time required for graphitization for AMS target preparation. *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. B* 259, 330-334.
- Zankl, H., 1993. The origin of high-Mg calcite microbialites in cryptic habitats of Caribbean coral reefs - their dependence on light and turbulence. *Facies* 29, 55-60.

## IV.2. Additional informations

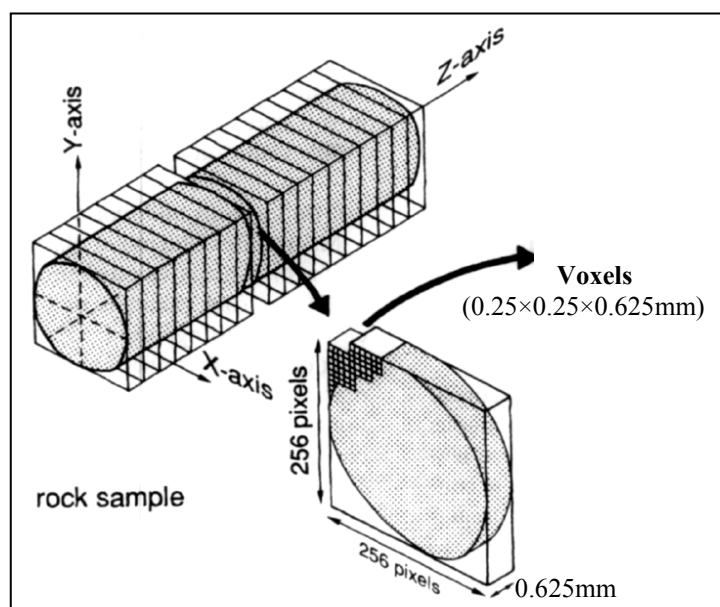
### IV.2.1. CT-scan

X-ray Computed Tomography (CT) is a nondestructive technique for visualizing interior features within solid objects, and for obtaining digital information on their 3-D geometries and properties.

CT provides three-dimensional visualization and characterization, creating images that map the variation of X-ray attenuation within objects. X-ray attenuation, which reflects the proportion of X-rays scattered or absorbed as they pass through the object, is primarily a function of X-ray energy and the density and composition of the material being imaged. X-ray beam passage through the matter is attenuated following Beer's law:  $I = I_0 \exp(-\mu x)$  where  $I_0$  is the integral current of incident X photons;  $I$  is the integral current transmitted by the sample;  $\mu$  is the linear attenuation coefficient of the sample;  $x$  is the sample width.

CT image resulting is a numerical map consisting of all the attenuation coefficients corresponding to each volume element (voxel). The linear attenuation coefficient  $\mu$  depends both on the effective atomic number  $Z$  and the density  $\rho$  of the investigated object. The attenuation coefficient is conventionally expressed in Hounsfield units ( $HU = 1000 \times (\mu - \mu_{\text{water}}) / \mu_{\text{water}}$ ) normalized by the attenuation coefficient of pure water. Fixed values of this scale take -1000 for the air and 0 for the water. The greater is the value of  $\mu$ , the higher is the corresponding HU.

A CT-image is called a "slice" as it corresponds to what would be seen if the object were sliced along the scan plan (Ketcham and Carlson, 2001). The slices have a certain thickness and, thus, are composed of voxels (volume elements). The volumetric representation of the object is then obtained by acquiring a continuous set of CT-slices (**Fig. IV.16**). CT images are represented in grey levels where lighter tones represent higher HU values and, in contrast, lower HU values correspond to darker regions of the image.

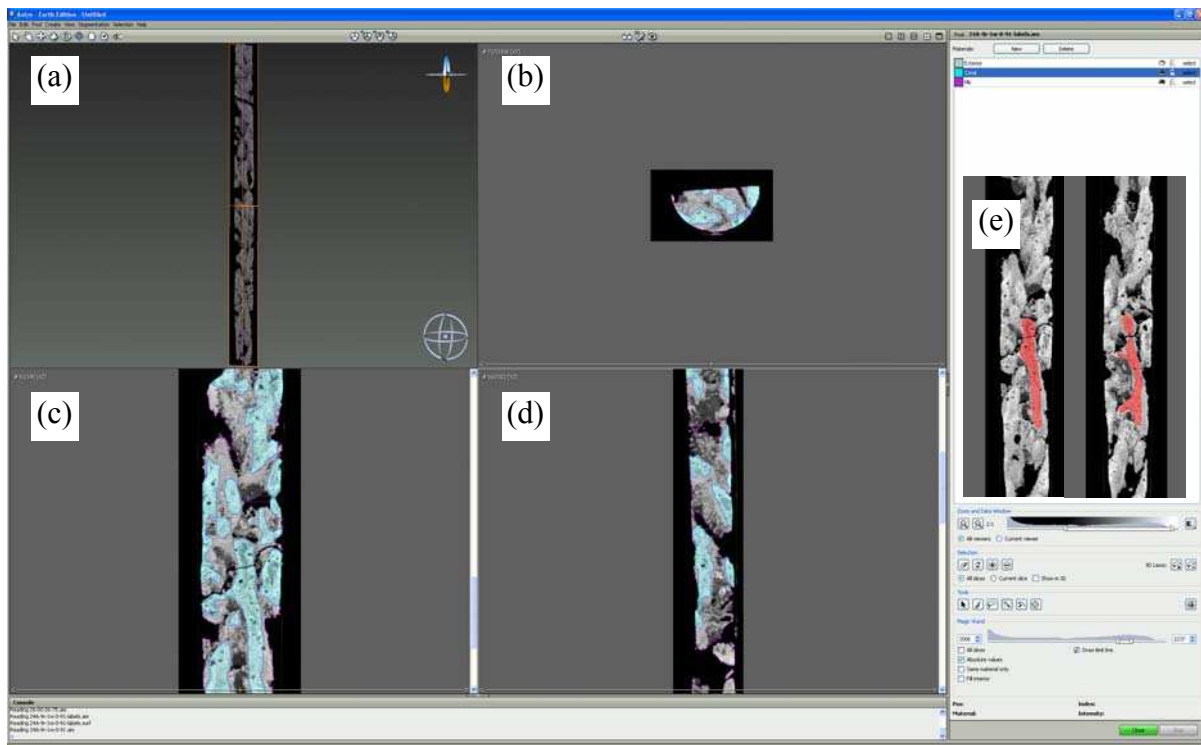


**Figure IV.16:** Schematic representation of a scanned core divided in cross-sectional images (slices) composed of voxels. Voxel size is  $0.25 \times 0.25 \times 0.625$  mm. (modified from Jacobs *et al.*, 1995).

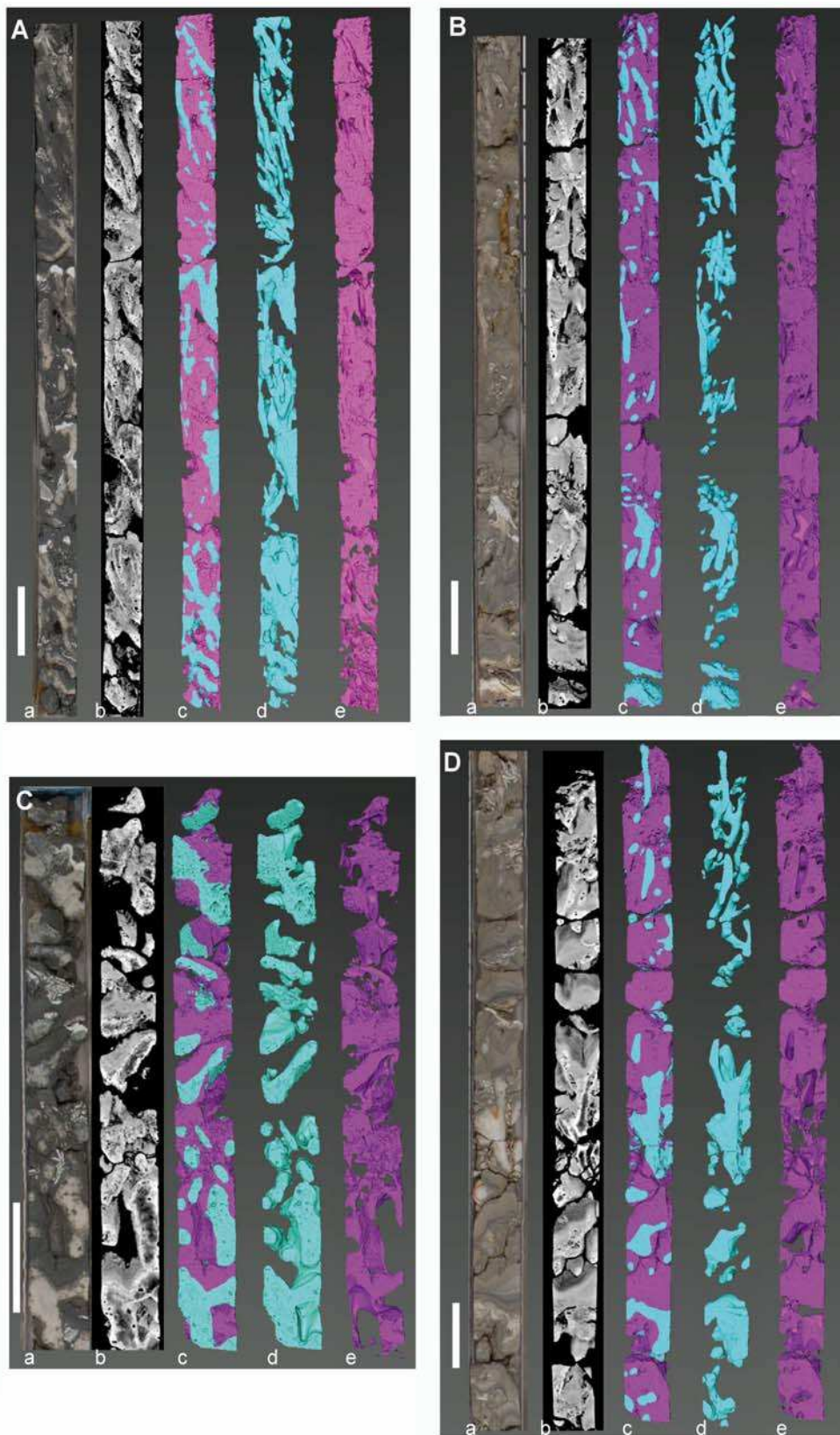


As HU values relate closely to density, it is possible to individualize materials of different densities. For a same mineralogy, there is a positive linear correlation between attenuation (HU) and density.

Using the software AVIZO 5.1 (Mercury), a labelling process was performed by separating, for each core, two materials: on one hand the microbialites and, on the other hand, the coral and coralline algae. Labelling process in AVIZO software consist in selecting voxels and assigning them a material (microbialites or coral-algal in our case). Material differentiation is made with grey levels that correspond to the attenuation coefficients and then to the densities. During labelling process, 4 windows are present (**Fig. IV.17**): one with a 3D visualization of the studied core section (a), and 3 others with the 2D slices xy (b), xz (c) et yz (d). Different tools allow the selection of similar grey levels in all slices automatically. These tools could not be used in our case as they generate wrong results because of the similarity of HU values of the different materials. The only solution was to use a much more time-consuming tool; the paintbrush that allows to select drawing areas slice by slice (**Fig. IV.17**; (e) selected areas with the paintbrush tool highlighted in red). An interpolating tool allows the interpolation of the different selected areas between slices. The module ‘SurfaceGen’ then allows the visualization of the different materials in 3D (**Fig IV.18**). The volume quantification of each material is then carried out automatically (**Tab. IV.6 and IV.7**).



**Figure IV.17:** Segmentation window in AVIZO software. The material ‘coral+algae’ is highlighted in blue. Slice images are represented in grey scale that corresponds to the mapping of the X-ray attenuation variation within objects. 4 fields are present: (a) with a 3D visualization of the studied core section, and 3 others with the 2D slices xy (b), xz (c) et yz (d). The labelling was made with the paintbrush tool that allows to select drawing areas slice by slice (e) (highlighted in red).



**Figure IV.18:** CT-scan results showing a) the core picture, b) a 2D image of the core scan, c) a 3D image displaying microbialites in purple and corals and coralline algae in blue, d) a 3D image of corals and coralline algae and e) a 3D image of microbialites. The 3D image of corals and algae separated from microbialites allow the visualization of the primary porosity of these frameworks. Vertical scale bars are 10cm. A., B. and D. Branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* assemblage (PP) from core 24A9 (~106 m), 15A30 (~100 m) and 15B25 (~95 m), respectively; C. Columnar *Porites* assemblage from core 25B8 (~111m).

Site	Hole	Core	Sect.	Interval	DEPTH /sl (m)		Volume mb (cm <sup>3</sup> )	Volume coral (cm <sup>3</sup> )	Interval length (cm)	% mb	% algae- corals	Coral assemblages
9	B	2	1	20-75	102.8	103.4	334.45	188.25	52.92	63.98	36.02	AFM
9	B	4	1	20-120	104.4	105.4	730.38	195.42	97.6	78.89	21.11	PP
9	B	5	1	0-60	105.4	106.0	451.53	148.26	58.7	75.28	24.72	PP
9	B	10	1	10-67	111.1	111.8	213.46	464.58	57.43	31.48	68.52	PP (+algae)
9	E	2	2	35-135	98.1	99.1	530.10	447.30	101.66	54.24	45.76	AF
9	E	3	1	0-30	99.3	99.6	310.77	25.54	29.67	92.41	7.59	PPM
9	E	3	1	25-125	99.5	100.5	808.32	177.54	39.05/ 33.71	81.99	18.01	PPM
9	E	6	1	10-70	104.7	105.3	319.78	128.07	59.21	71.40	28.60	PPM
21	A	5	1	0-80	88.5	89.3	614.71	144.78	79.95	80.94	19.06	PPM
21	A	7	1	0-82	92.6	93.4	458.82	220.98	78.57	67.49	32.51	PPM
21	A	22	2	0-100	115.7	116.7	752.54	208.50	96.16	78.30	21.70	PPM
21	B	6	2	0-30	90.4	90.7	191.07	47.85	26.15	79.97	20.03	PP
24	A	4	1	45-148	94.4	95.5	781.57	268.29	102.53	74.45	25.55	PPM
24	A	5	1	45-124	97.1	97.9	705.36	153.89	79.6	82.09	17.91	PP
24	A	5	2	10-59	98.3	98.8	351.16	128.77	49.73	73.17	26.83	PPM
24	A	9	1	0-91	105.0	105.9	530.62	381.24	89.17	58.19	41.81	PP
24	A	9	2	18-38	106.1	106.3	160.22	54.31	21.67	74.68	25.32	PP
24	A	9	2	40-140	106.3	107.3	579.22	382.83	99.26	60.21	39.79	PP
24	A	9	3	0-71	107.3	108.0	450.21	181.60	70.5	71.26	28.74	PP
24	A	10	1	0-47	108.1	108.5	213.93	259.64	47.54	45.17	54.83	PP (+rb)
24	A	10	1	50-150	108.6	109.6	404.61	526.61	101.21	43.45	56.55	PP (+rb)
24	A	12	2	50-150	114.6	115.6	133.00	996.96	99.65	11.77	88.23	mP
25	B	2	1	10-50	103.2	103.6	292.81	69.15	40.29	80.89	19.11	PPM
25	B	8	1	0-52	111.2	111.7	212.89	239.84	53.03	47.02	52.98	PP + mP
25	B	8	1	51-150	111.7	112.7	410.13	447.05	99.42	47.85	52.15	PP + mP

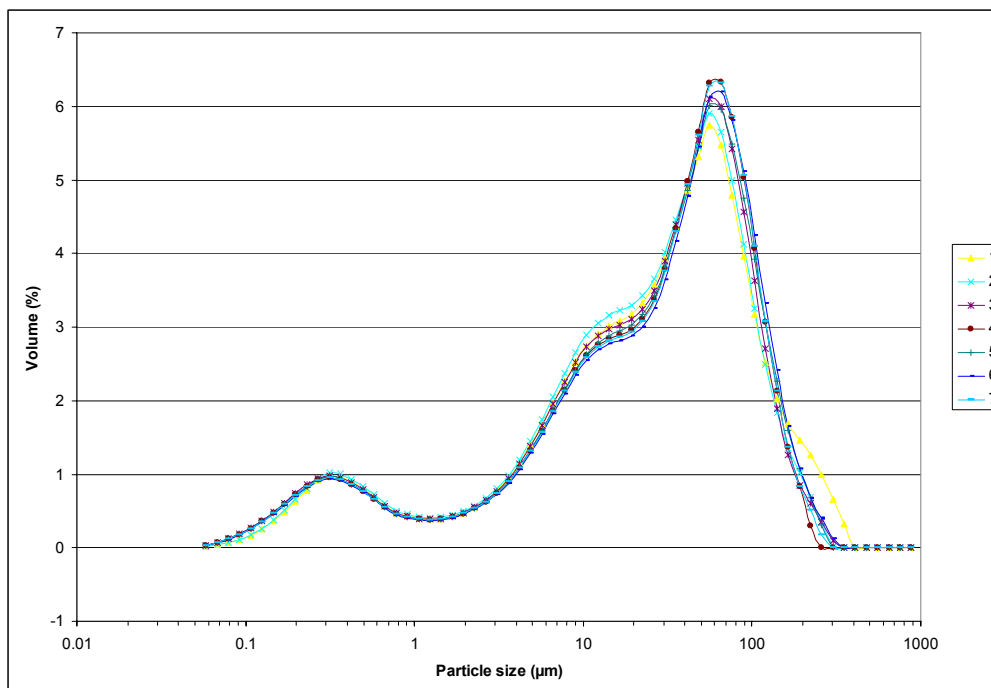
**Table IV.6:** Volume quantification of the various materials (microbialites and coral/algae) occurring in the Tiarei scanned core sections. mP: massive *Porites* assemblage; AFM: encrusting agaricid and faviid assemblage; PP: branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* (rb) assemblage; and PPM: branching *Porites* and encrusting *Montipora* assemblage.

Site	Hole	Core	Sect.	Interval	DEPTH /sl (m)		Volume mb (cm3)	Volume coral (cm3)	Interval length (cm)	% mb	% algae-coral	Coral Assemblages
5	C	9	1	0-45	75.6	76.1	204.44	86.47	38.17	70.28	29.72	tA
5	C	9	1	60-95	76.2	76.6	247.25	186.08	40.39	57.06	42.94	tA + algae
5	C	15	1	0-82	84.0	84.8	540.20	228.67	82.65	70.26	29.74	tA
5	C	15	2	0-42	85.4	85.8	379.53	88.63	42.88	81.07	18.93	PP
5	D	2	1	0-75	84.0	84.8	461.75	161.40	67.78	74.10	25.90	PP
7	A	8	1	30-100	48.6	49.3	0.00	863.24	71.44	0.00	100.00	AFM
7	A	30	1	0-52	77.8	78.3	248.45	128.98	47.07	65.83	34.17	rb (+tA)
7	B	23	1	0-100	69.9	70.9	646.44	260.35	96.82	71.29	28.71	rb (+tA)
7	B	25	1	0-39	72.5	72.9	274.93	98.88	39.80	73.55	26.45	rbA
7	B	25	1	45-146	73.0	74.0	619.50	381.31	101.67	61.90	38.10	rbA
7	B	26	2	0-76	75.6	76.4	474.20	304.45	74.79	60.90	39.10	rbA
7	B	29	1	0-62	79.2	79.8	239.66	154.88	59.70	60.74	39.26	mP + PP
7	B	30	1	12-100	80.6	81.5	366.18	480.90	86.49	43.23	56.77	rb (+tA)
15	A	30	1	10-100	100.2	101.1	713.15	203.44	92.10	77.80	22.20	PP
15	B	25	1	10-87	94.8	95.6	501.10	216.09	79.04	69.87	30.13	rb (+tA)
16	A	24	1	3-60	104.6	105.1	320.08	160.44	55.65	66.61	33.39	rb
16	A	26	1	15-93	106.7	107.5	522.27	346.93	77.39	60.09	39.91	rb
16	A	30	1	7-95	110.7	111.5	503.88	340.11	88.27	59.70	40.30	PPM
16	B	14	1	0-105	109.5	110.5	661.26	211.52	100.40	75.76	24.24	PPM
16	B	14	1	105-120	110.5	110.7	120.65	53.73	16.57	69.19	30.81	PPM
17	A	16	1	0-50	80.4	80.9	266.56	165.45	49.30	61.70	38.30	rbA
17	A	16	1	45-123	80.9	81.7	466.42	218.208	77.48	68.13	31.87	rbA
17	A	18	2	0-75	86.0	86.7	508.32	144.50	74.56	77.87	22.13	PP
18	A	12	1	14-36	99.5	99.7	97.93	138.95	20.73	41.34	58.66	mP
18	A	12	1	35-136	99.7	100.7	753.52	371.32	100.57	66.99	33.01	PP
18	A	13	1	58-152	102.4	103.4	627.75	173.14	96.05	78.38	21.62	PP
18	A	14	1	42-143	104.3	105.3	590.51	285.05	101.72	67.44	32.56	PP
18	A	15	1	15-115	105.5	106.4	539.71	344.44	99.80	61.04	38.96	PP
18	A	16	1	5-45	107.0	107.4	255.83	100.61	41.38	71.77	28.23	PP

**Table IV.7:** Volume quantification of the various materials (microbialites and coral/algae) occurring in the Maraa scanned core sections. mP: massive *Porites* assemblage; AFM: encrusting agaricid and faviid assemblage; tA: tabular *Acropora* assemblage; rbA: robust-branching *Acropora* assemblage; PP: branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* assemblage; rb: robust-branching corals and PPM: branching *Porites* and encrusting *Montipora* assemblage.

### IV.2.2. Density separations

For density separation experiments, microbialites were ground to powder and sieved at 75  $\mu\text{m}$  to obtain an homogeneous powder. Powder amount should be large (3-4 g) in order to obtain enough material to be dated after separations. Particles should not be too small in order to avoid too long centrifugation time. Laser diffraction spectroscopy analyses were performed at the CEREGE with the Malvern Mastersizer particle size analyser (**Fig. IV.19**) to control the particle size distribution of ground microbialites.

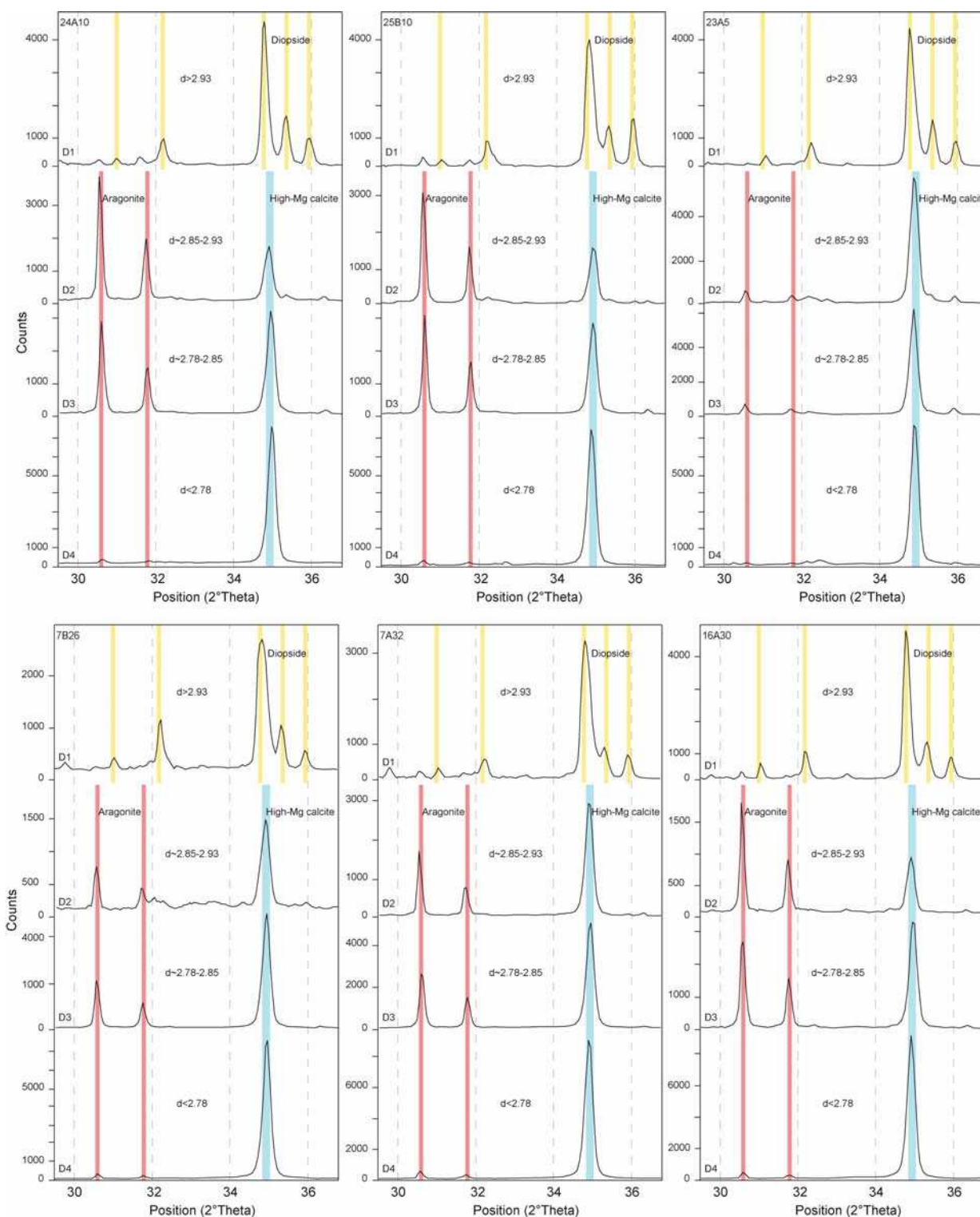


**Figure IV.19:** Particle size distribution of microbialite sample 25B 10R1 14-22 (115 m), after grounding and sieving at 75  $\mu\text{m}$ , obtained by laser diffraction spectroscopy at the CEREGE with the Malvern Mastersizer particle size analyser.

The different mineralogical fractions (high-Mg calcite, aragonite and volcanic minerals) were separated into different density fractions using heavy liquids method. Heavy liquids are dense solutions used to separate materials of different density through their buoyancy. Materials with a density greater than the heavy liquid will sink, while materials with a density less than the heavy liquid will float on the surface. Heavy liquid solutions of different densities were obtained by dissolving sodium tungstate granulates in milli-Q water. Sodium polytungstate solutions have a pH of 3-4. Then in order not to dissolve carbonates, the base  $\text{NH}_4\text{OH}$  was added to obtain a pH of 7. Sodium polytungstate solutions of 2.93, 2.85 and 2.78  $\text{g}/\text{cm}^3$  were used to separate four density fractions from the sieved powder. In order to reduce the time of separations, they are done in a centrifuge. After each centrifugal process (3 times, 1 during 45 mins and 2 during 30 mins), the particules floating in the tubes are removed and transferred in a new tube. All separates are then cleaned in order to remove the



sodium polytungstate with NaCl solution and milliQ water. The composition of these separates was checked using X-ray diffraction (**Fig. IV.20**).



**Figure IV.20:** X-ray diffraction results from four density separates from a single aliquot of ground microbialite crusts 24A 10R1 107-116 (109 m), 25B 10R1 14-22 (115 m), 23A 5R1 92-103 (75 m), 7B 26R1 69-77 (75 m), 7A 32R1 46-52 (82 m) and 16A 30R1 16-30 (111 m) initially containing 17%, 21%, 6%, 11%, 13% et 19% of aragonite, respectively. Sodium polytungstate solutions of 2.93, 2.85 and 2.78 g/cm<sup>3</sup> were used to separate four density fractions from the sieved powder (D1, D2, D3 and D4). The major peaks for aragonite, high-Mg calcite and diopside (pyroxene) are indicated by the vertical bars.



### **IV.3. Environmental significance of microbialites in last deglacial reefs from Tahiti**

#### IV.3.1. Introduction

The last deglacial reefs from Tahiti (16 - 3 ka BP) are characterized by the abundant development of microbialites and then provide the opportunity to investigate the environmental conditions that controlled their widespread development. The development of cryptic habitats with reduced light irradiance has been seen as a key prerequisite for the growth of microbialites within a reef framework (Zankl, 1993; Montaggioni and Camoin, 1993; Camoin and Montaggioni, 1994). The widespread abundance of microbialites in Tahitian reefs indicates that decreasing light conditions alone cannot account for their development. Camoin *et al.* (1999) demonstrated that, in addition to the overall decrease in light and hydrodynamic energy which reflects progressive burial of the framework by later coral growth, the key prerequisite for the widespread development of microbialites in cryptic niches may be related to other subtle fluctuations in ecological parameters, including in particular increased alkalinity and nutrient availability in interstitial waters. Nutrient sources in interstitial waters may have different origins, including terrestrial ground water seepage and surface fluxes from adjacent rivers (Camoin *et al.*, 1999). Furthermore, terrestrial ground water seepage may have enriched reef interstitial waters in dissolved nutrients as it was probably more active when sea level was lower than nowadays and the reef located closer to the shore. This process is prominent in modern fringing reefs (Marsh, 1977; D'Elia *et al.*, 1981; Sansone *et al.*, 1988) and plays an important role in nutrient input to coral reefs (Lewis, 1987). Temporary periods of runoff and surface fluxes from adjacent rivers may also have induced an increase in nutrient availability and alkalinity of interstitial reef waters, as the weathering of basalts and soils may lead to an increase of  $\text{HCO}_3^-$  and  $\text{CO}_3^{2-}$  concentrations.

In order to better constrain the environmental conditions that controlled microbialites development, chemical and mineralogical analyses of microbialites were conducted. This preliminary study will be part of a next paper (Camoin *et al.*, work in progress).

#### IV.3.2. Methods

ICP-analyses: An elemental analysis of the volcanic material trapped in microbialite crusts, especially concerning Si, Al, Fe, Ti and Mn, has been carried out on 42 samples (20 and 22 samples from the Tiarei and Maraa areas respectively) throughout the reef sequence. This analysis was carried out on powdered samples of microbialite crusts (250 mg) which were fused with the "Metaborate fusion" method modified from Cantagrel and Pin (1994)

and Germanique (1994). The use of the metaborate fusion method to dissolve completely the samples was preferred to an acid attack in order to measure Si concentrations. The samples were mixed with 500 mg of lithium metaborate ( $\text{LiBO}_2$ ) in an open graphite crucible and fused for 30 mins in a muffle furnace at  $1010^\circ\text{C}$ . The hot melts were poured directly in 50 ml of HCl (2.4n). Solutions were stirred continuously until the dissolution of the shattered quenched melt droplets (about 30 mins), before diluting to 100 ml with deionised water. Solutions were then analysed with ICP-AES (Inductively coupled plasma – atomic emission spectrometry) at the CEREGE. Calibration (intensity versus concentration) was carried out by using geostandards: BE-N (basalt), AN-G (anorthosite), calcite (Euronorm-MRC n°701-1) and dolomite (Euronorm-MRC n°702-1). Geostandards are subjected to the same treatment than the samples (metaborate fusion method). Geostandards solutions of BE-N/5, BE-N/10, calcite, calcite/2, dolomite, dolomite/2 and AN-G/2 (**Tab. IV.8**) were measured at the beginning, during and at the end of the analyses in order to take into account the instrumental drift. The error on the measurement is calculated from the geostandards that are not used to establish the calibrated curve. The detection limit (LOD) is estimated from the standard deviation of the blank. These analyses were performed with the help of H el ene Miche (CEREGE).

Geostandards	%Al 396.152 nm	%Fe 259.940 nm	%Mn 257.610 nm	%Si 251.611 nm	%Ti 334.941 nm
BE-N	10.1	12.8	0.2	38.2	2.61
Calcite	0.548	1.04	0.0284	1.99	0.03
Dolomite	0.397	0.629	0.127	2.22	0.0217
AN-G	29.8	3.36	0.04	46.3	0.22

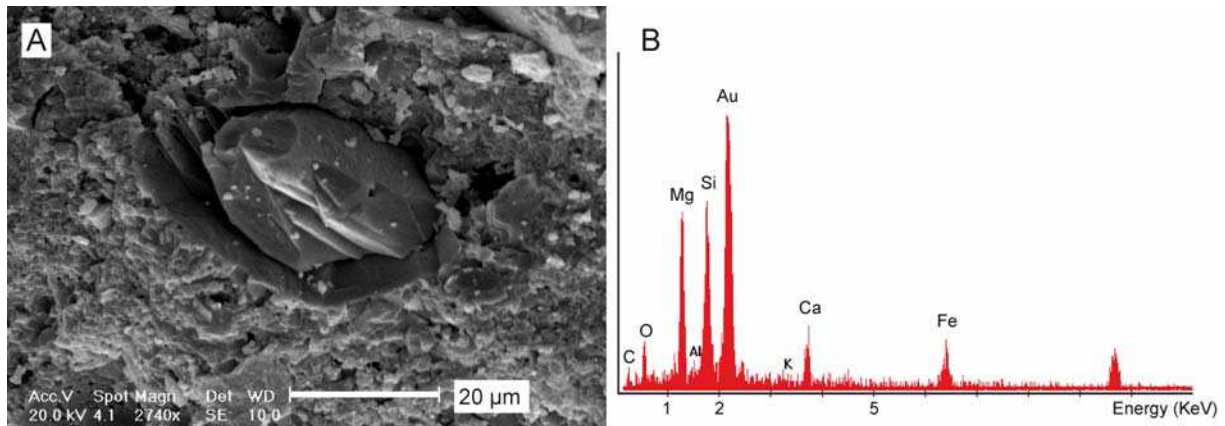
**Tableau IV.8:** Concentrations (in %) of Si, Al, Fe, Ti and Mn in geostandards.

*Dissolutions:* 20 microbialite samples were grinded and dissolved with diluted HCl solution. We weighted them before and after decalcification in order to quantify the mass percentage of the residues (terrigenous grains). The residues are then analyzed with XRD at the CEREGE to determine their mineralogy. Before dissolution some microbialites were observed under SEM (scanning electron microscope).

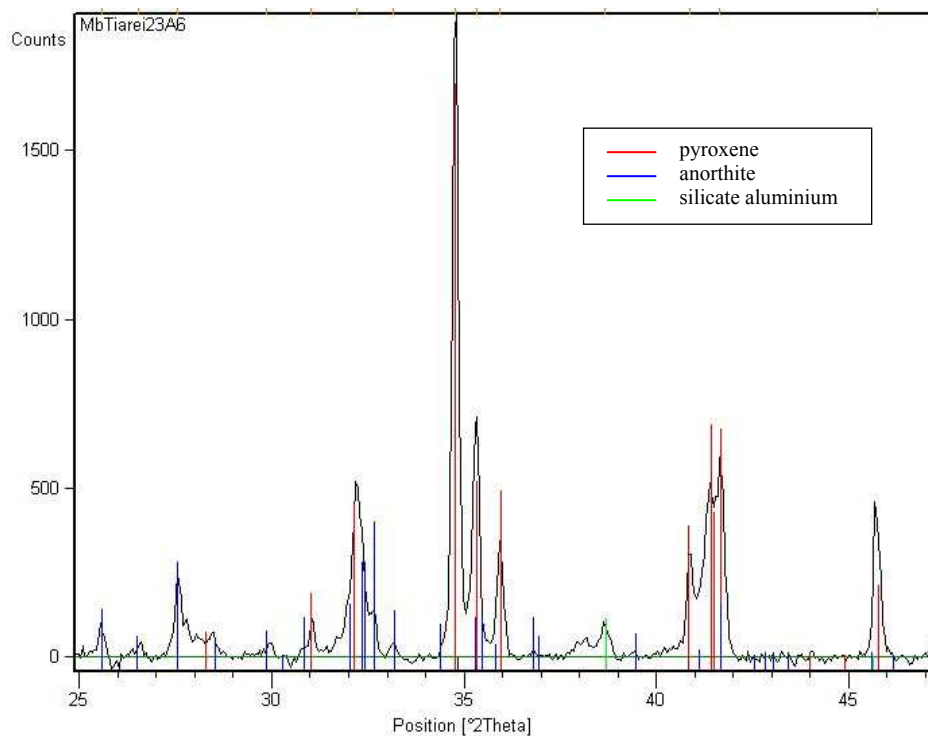
### IV.3.3. Results and discussion

SEM observations of microbialite crusts demonstrate that detrital grains (carbonate and volcanic grains) are included in high-Mg calcite micritic matrix (**Fig. IV.21**). These grains range in size from silt to fine sand (10 to 100  $\mu\text{m}$ ). These trapping processes are

considered as a passive incorporation of the suspended detrital material during microbialite formation. XRD measurements (**Fig. IV.22**) indicate that the trapped volcaniclastic grains are mainly pyroxenes (e.g. diopside) and, to a less extent, feldspars (+iron oxides and pyrite). Dissolutions of microbialite samples show that the mass percentage of volcaniclastic grains is high in Tiarei samples: 9 to 28% of the total mass. In Maraa samples, the mass percentage is low : 0.7 to 3%. This difference of siliciclastic grain content could explain the difference of colour between the dark grey microbialites of Tiarei and the light grey ones of Maraa.

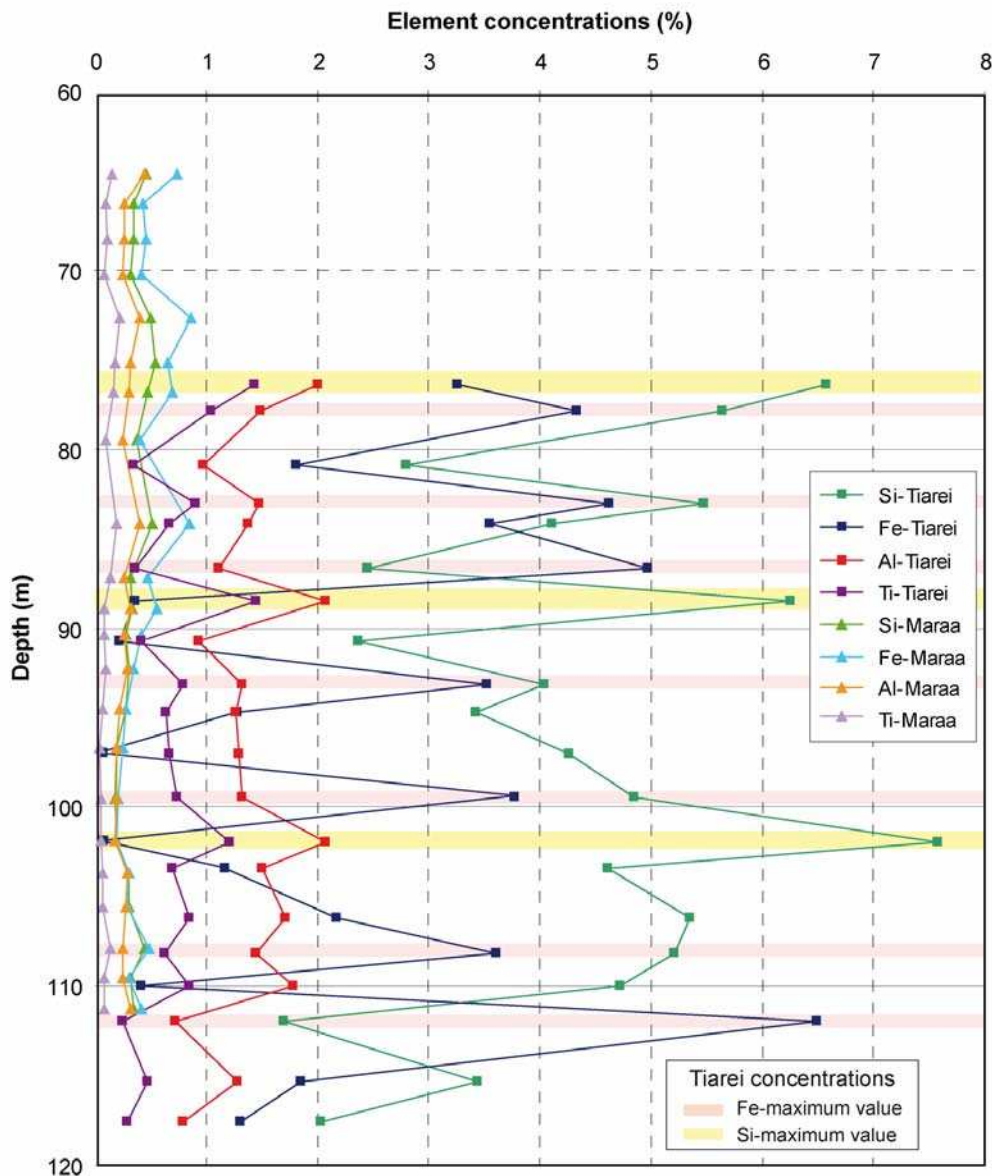


**Figure IV.21:** (A) SEM image of microbialite crusts with a trapped grain (~20 µm) whose elemental spectrum (B) shows that it is volcanic in origin. Before observations, samples were coated by a thin gold layer (Au). Sample 23B7R 2W 124-136, depth ~81 m.



**Figure IV.22:** X-ray diffraction results from sample 23A6R 2W 0-3 (~78m) after dissolution with HCl showing the occurrence of volcanic grains.

The trapping of small volcanic grains and clay minerals in microbialites typifies terrestrial sediment influx and river runoff, especially in the Tiarei area which is located in the vicinity of the Papenoo River, the main drainage of the island. The basin of the Papenoo river (91 km<sup>2</sup>) represents more than 10% of the total area of Tahiti-Nui and a high erosion rate of  $0.246 \pm 0.032 \text{ km}^3 \cdot \text{kyr}^{-1}$  was calculated for this basin for the past 500 kyr (Hildenbrand *et al.*, 2008).



**Figure IV.23:** Evolution of trace and major element concentrations (Si, Fe, Al and Ti) with depth in Tiarei and Maraa areas.

The Si, Al, Fe, Ti and Mn concentrations depend on the content in volcanoclastic grains trapped in microbial fabrics. These concentrations are then dependent on the terrestrial sediment fluxes coming from the island. The results of major and trace elements analyses are shown in **figure IV.23** and **table IV.9**. Mn concentrations are very low for both sites (Tiarei:

190 to 820 ppm and Maraa: 0 to 140 ppm). The concentrations of all these elements are relatively higher in Tiarei (Si: 1.695 to 7.582 %; Al: 0.728 to 2.078%; Ti: 0.245 to 1.445% and Fe: 0 to 6.496%) than in Maraa area (Si: 0 to 0.537 %; Al: 0 to 0.441%; Ti: 0 to 0.226% and Fe: 0 to 0.860%). This is consistent with the location of the Tiarei drilled site close to the main drainage of the island. The Mn, Ti and Al concentrations of Tiarei samples are consistent with the results obtained on the Vanuatu microbialites which were also strongly affected by fresh water fluxes (Mn: 152 to 365 ppm, Ti: 0.222 to 0.714% and Al: 0.582 to 1.292%; Cabioch *et al.*, 1999c).

**Figure IV.23** shows variations of element concentrations with depth, especially in the Tiarei area. A correlation between the variation in Si, Ti and Al concentrations is observed while Si and Fe concentrations do not vary together. Indeed, Fe is not only included in silicate minerals but also in iron oxides whose contents vary independently. The highest concentrations in Si, Ti and Al occur at 3 levels, i.e. around 76 m (Si: 6.6%; ~12.7 ka BP), 88m (Si: 6.3%; ~13.6 ka BP) and 102 m (Si: 7.6%; ~13.9 ka BP). Strong variations in Fe concentrations are recorded with depth, with alternating high (3-5%) and low values (0-1%).

These variations in concentrations are difficult to interpret as they can be related to fluctuations of terrestrial fluxes caused by modifications of climatic conditions, or to variations in sediment net accumulation rates, or to more local factors.

The data indicate that an important amount of detrital material coming from the erosion of the island is trapped in microbial fabrics and testify the influence of surface fluxes over the reef. These fluxes could have induced an increase in nutrient availability and alkalinity of interstitial reef waters, as the weathering of basalts and soils may lead to an increase of  $\text{HCO}_3^-$  and  $\text{CO}_3^{2-}$  concentrations. Periodic inputs of nutrient-rich and more alkaline waters in the vicinity of the reef may have therefore caused 'blooms' of microbial communities as it was reported in modern reef tracts (Sprachta *et al.*, 2001), and an enhancement of  $\text{CaCO}_3$  precipitation and calcification processes (Camoin *et al.*, 1999). Because nutrients are rapidly taken up and incorporated by microbial organisms, the dissolved-nutrient levels may have remained low in surface waters and therefore did not significantly affect the overall reef growth (Camoin *et al.*, 1999).

Sample	Depth (m)	% Al 396.152 nm	% Fe 259.940 nm	% Mn 257.610 nm	% Si 251.611 nm	% Ti 334.941 nm
<b>TIAREI</b>						
23B4	76.37	2.008	3.257	0.067	6.584	1.432
23A6	77.90	1.498	4.338	0.064	5.644	1.040
23B7	80.88	0.982	1.808	0.031	2.797	0.351
23B8	83.09	1.471	4.630	0.058	5.483	0.910
23B9	84.21	1.382	3.556	0.047	4.105	0.665
23A11	86.68	1.110	4.971	0.035	2.450	0.360
23A12	88.51	2.078	0.362	0.076	6.262	1.445
21A6	90.74	0.937	0.222	0.027	2.368	0.415
21B7	93.18	1.330	3.530	0.042	4.038	0.791
24A4	94.70	1.267	1.288	0.040	3.425	0.641
24A5	97.01	1.297	<LOD	0.045	4.270	0.672
9E3	99.49	1.330	3.784	0.051	4.854	0.744
24A7	101.96	2.075	<LOD	0.082	7.582	1.219
9E5	103.41	1.504	1.172	0.046	4.607	0.696
9B6	106.20	1.721	2.172	0.052	5.349	0.854
24A10	108.14	1.455	3.612	0.041	5.209	0.633
25A4	110.00	1.778	0.413	0.051	4.718	0.847
25B8	111.99	0.728	6.496	0.019	1.695	0.245
25A8	115.33	1.286	1.855	0.031	3.436	0.475
9D10	117.55	0.795	1.316	0.023	2.037	0.298
	Error (%)	6.492	6.908	6.091	7.385	3.623
	LOD (ppm)	456.308	446.372	0.769	540.509	44.536
<b>MARAA</b>						
7C15	64.66	0.441	0.744	0.012	0.462	0.160
7B20	66.31	0.268	0.425	0.008	0.355	0.103
7B22	68.28	0.260	0.465	0.008	0.353	0.109
7A24	70.30	0.247	0.423	0.008	0.323	0.081
17A12	72.69	0.400	0.860	0.014	0.504	0.226
7B26	75.21	0.320	0.652	0.010	0.537	0.184
7A29	76.81	0.309	0.700	0.011	0.474	0.171
5B8	79.50	0.255	0.410	0.008	0.381	0.101
5C15	84.13	0.408	0.852	0.012	0.521	0.202
15B17	87.21	0.259	0.477	0.009	0.326	0.133
16A8	88.90	0.318	0.551	0.008	0.341	0.087
16A9	90.39	0.261	0.419	0.009	0.274	0.081
16A11	92.31	0.292	0.343	0.006	0.310	0.101
15A23	94.56	0.227	0.281	0.006	0.280	0.072
15B26	96.70	0.191	0.253	0.006	0.202	0.045
16B5	99.57	0.196	0.209	0.004	0.182	0.058
16B7	101.90	0.185	0.198	0.004	0.199	0.058
15B34	103.66	0.300	0.313	0.006	0.310	0.065
18A15	105.61	0.279	0.291	0.005	0.307	0.075
16A27	107.93	0.254	0.483	0.008	0.445	0.141
16B14	109.59	0.253	0.304	0.005	0.317	0.086
16A30	111.28	0.322	0.414	0.007	0.353	0.085
	Error (%)	8.291	3.433	2.082	2.474	10.161
	LOD (ppm)	456.308	446.372	0.769	540.509	44.536

Tableau IV.9: Si, Al, Fe, Ti and Mn concentrations (in %) in Tiarei and Maraa microbialites.



The apparent paradox of the coeval occurrence of oligotrophic zooxanthellate corals and microbialites which developed in nutrient-rich conditions (Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin *et al.* 1999, 2006; Sprachta *et al.*, 2001) in the Tahiti reef frameworks is explained by the offset between the growth of coralgal assemblages and the development of microbialites (from 100 to 500 years; Seard *et al.*, submitted). The offset values are relatively constant throughout the reef sequence implying a uniform microbialite development pattern in cryptic cavities of the coralgal frameworks at some distance below the living reef surface. This offset implies that there was no direct space competition between those two communities and that they developed in different environmental conditions (open water versus reef cavities).

Microbialite development is abundant both in Tiarei and Maraa despite the different environmental conditions in those two areas; while the Tiarei area is influenced by the nearby river Papeeno (high amount of detrital grains), Maraa area is not influenced by river fluxes (low amount of detrital grains). The abundant development of microbialites in the Maraa area suggests that other factors than surface fluxes produced a nutrient enrichment of reef interstitial waters.

The available data published so far indicate that the microbialite development in Quaternary reef frameworks characterizes primarily reef tracts settled on volcanic (e.g. Montaggioni and Camoin, 1993; Zankl, 1993; Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin *et al.*, 1997; Cabioch *et al.*, 1998, 1999c, 2006; Camoin *et al.*, 1999, 2004, 2006) and granitic (Reitner, 1993) islands. In those settings, carbonate alkalinity increases during the wet season as a consequence of the intense weathering of basalts and granites (Kempe and Degens, 1985; Kempe *et al.*, 1989). On Lizard island, the outer barrier reefs that are not influenced by silicate weathering do not include any microbialite although similar biofilms and linked benthos communities are reported (Reitner, 1993). However, microbialite development has been also recorded on islands that are not subjected to terrigenous inputs (Webb and Jell, 1997; Webb *et al.*, 1998, 1999; Cabioch *et al.*, 2006) and where nutrient inputs may have been related to groundwater seepage through a temporary or permanent freshwater lens, and/or from oceanic waters by upwelling (Camoin *et al.*, 1999, 2006; Cabioch *et al.*, 2006). Nutrient inputs may be also controlled by temporal fluxes of nutrients stored in the sediment and in the reef framework (Sprachta *et al.*, 2001) as high nutrient concentrations in interstitial waters may be related to the oxidation of organic matter that dominates diagenesis within the reef structure and sediments (Tribble *et al.*, 1994).

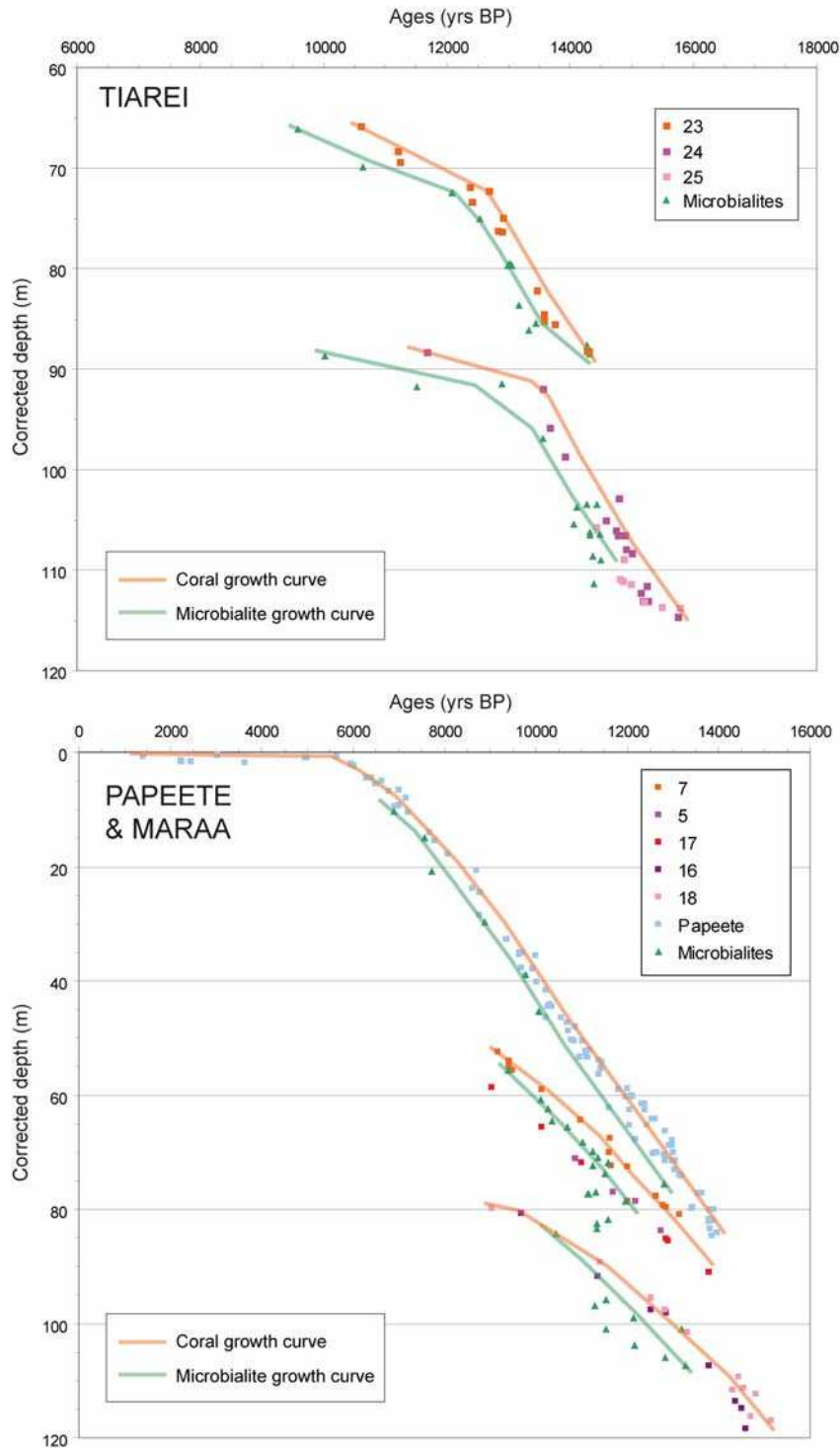
We believe that the Tahiti model could help in the understanding of the environmental significance of microbialites in Mesozoic and Palaeozoic reefs and carbonate buildups, even though the relevant paleoenvironmental conditions are, for obvious reasons, much more

difficult to reconstruct despite several attempts (e.g. Leinfelder *et al.*, 1993; Dupraz and Strasser, 2002; Olivier *et al.*, 2003; Olivier and Boyer, 2006; Olivier *et al.*, 2007). In Upper Jurassic coral and sponge reefs, microbialite development seems to occur in well-oxygenated waters, probably after an increase in nutrient content (Olivier and Boyer, 2006, Olivier *et al.*, 2007). Based on a comparison between several reefs located in different depositional settings, more or less influenced by siliciclastic deposits, Olivier *et al.* (2007) concluded that a rapid and important microbialite development occurs primarily in mixed, carbonate-rich environments. In pure carbonate depositional settings, the microbialite development is seemingly related to the nutrient release from sediments and porewaters following important storm event (Olivier *et al.*, 2004, Olivier and Boyer, 2006). In mixed carbonate-siliciclastic settings, the microbialite development seemingly occurred under normal pH and alkalinity conditions, thus implying that their formation was not controlled by those parameters (Olivier and Boyer, 2006).

#### IV.3.4. Conclusions

The environmental conditions that trigger the development of microbialites are still not fully constrained but it becomes clear that their abundant development is associated to a nutrient enrichment in reef cavity waters and that this enrichment does not affect the living reef surface.

Besides environmental factors, microbialite development is controlled by the volume of the interskeletal primary reef cavities and then by the internal structure of reef frameworks (Seard *et al.*, submitted). Microbialite development was widespread in reef framework during the last deglacial sea-level rise (16 - 6 ka BP) and followed with short delay the overall reef accretion (**Fig. IV.24**). The decrease of their development during the sea-level stabilization (last 6 ka BP) is linked to the decrease of the reef vertical accretion and then to the decrease of the reef porosity and available space for microbialite development.



**Figure IV.24:** Age-depth plots of the calibrated  $^{14}\text{C}$  dated contiguous corals and microbialites from the Tiarei, Papeete and Maraa sites. The reef and microbialite growth curves are shown. Radiocarbon ages were converted to calendar years before present (Cal. BP) using the programme 'CALIB REV 5.1beta' (Stuiver and Reimer, 1993) and the marine calibration curve 'marine04.14c' (Hughen *et al.*, 2004). An adjustment to a regional reservoir age of 300 years was used (Bard *et al.*, 1998; Stuiver *et al.*, 1998; Goslar *et al.*, 2000; Paterne *et al.*, 2004).





## **V. MODÉLISATION DE LA CROISSANCE RÉCIFALE**

---





## V. MODÉLISATION DE LA CROISSANCE RÉCIFALE

Ce chapitre présente la reconstitution de la croissance des récifs de Tiarei grâce à une modélisation basée-processus. Cette modélisation 3D va permettre de mieux comprendre les paramètres environnementaux contrôlant la géométrie, la croissance et l'enneigement de ces systèmes récifaux. La modélisation basée-processus a été utilisée pour vérifier la cohérence des hypothèses sur le développement récifal déduites des résultats du chapitre III.

### V.1. Présentation générale du logiciel DIONISOS

La modélisation 3D du système récifal de Tiarei a été réalisée grâce au logiciel DIONISOS (Diffusive-Oriented-Normal and Inverse-Simulation Of Sedimentation) qui est un logiciel de modélisation stratigraphique basée-processus développé par l'Institut Français du Pétrole (IFP) (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999).

La modélisation numérique basée-processus (*forward modelling*) consiste à simuler les processus géologiques qui contrôlent la mise en place et le développement des systèmes sédimentaires à partir de conditions initiales et en fonction du temps (modélisation 4D). DIONISOS permet de reproduire les géométries et les lithologies d'environnements terrigènes et carbonatés de plaine côtière, de front littoral, de plate-forme, de pente ou de bassin (Granjeon et Joseph, 1999 ; Rabineau *et al.*, 2005 ; Burgess *et al.*, 2006; Gary, 2008 ; Bassant et Harris, 2008; Andres *et al.*, 2008; Claps *et al.*, 2009; Williams *et al.*, soumis).

Pour réaliser une modélisation basée-processus, il est nécessaire, tout d'abord, de construire une surface de base qui servira de substratum initial aux dépôts. La construction de la surface de base se réalise à partir des données de sub-surface disponibles (sismique, puits, carte bathymétrique...). Ces données sont importées sous forme de points xyz (coordonnées UTM, *Universal Transverse Mercator*) dans le logiciel puis ce dernier crée une carte par extrapolation entre ces points avec différents degrés de lissage possibles.

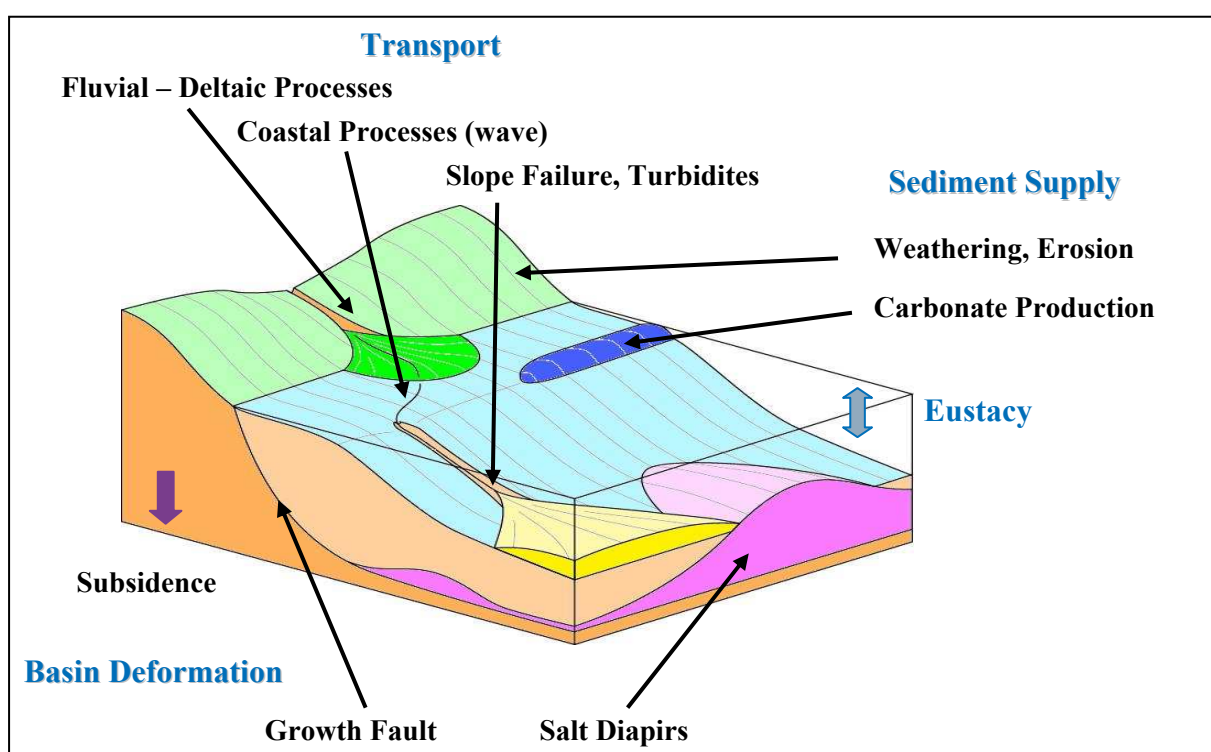
Sur cette surface de base, dont les conditions initiales sont définies par l'utilisateur, trois processus stratigraphiques sont pris en compte à chaque pas de temps durant la simulation (**Fig. V.I**):

1. Les variations d'accommodation: c'est-à-dire du volume ou de l'espace total disponible pour accumuler du sédiment. En domaine marin, cela correspond au volume délimité par le niveau de la mer et le substratum au début de la sédimentation. L'évolution dans le temps de cet espace d'accommodation est contrôlée par les variations eustatiques et les déformations du substratum.

Il est donc nécessaire de définir :

- des courbes de variations du niveau marin absolu que l'on peut importer dans le modèle. Pour les grandes échelles de temps, les courbes globales ou locales de Haq *et al.* (1987) sont disponibles dans le logiciel.

- les déformations du substratum, qui sont le résultat des mouvements tectoniques et de la charge sédimentaire, et qui correspondent à des abaissements ou à des soulèvements homogènes ou différentiels en 4D. Ces déformations sont représentées dans DIONISOS par des successions de cartes de subsidence associées à différents âges. Le logiciel réalise une interpolation linéaire entre ces cartes pour définir la subsidence aux temps intermédiaires et reconstituer la déformation du bassin.



**Figure V.1 :** Schéma d'un bassin sédimentaire avec les différents paramètres pris en compte dans DIONISOS : les apports sédimentaires, le transport, l'eustaticisme et la déformation du bassin. Modifié d'après Granjeon, 2008.

*Sedimentary basin sketch with the different parameters used in DIONISOS simulations.*

2. Les apports sédimentaires, qui peuvent correspondre à des apports externes d'origine terrigènes et/ou à de la production sédimentaire marine *in situ*.

Il est donc nécessaire de définir :

- les taux d'apports sédimentaires externes comme des flux de sédiments entrant aux frontières du modèle durant toute la période de la simulation. L'utilisateur doit définir la localisation de la source de sédiments et les caractéristiques de cette source : les apports globaux ( $\text{km}^3/\text{Ma}$ ), les flux d'eaux ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), la largeur de la source (km) et les différents types

de lithologies présentes. Il est possible d'indiquer des zones d'apports à différentes périodes puis le logiciel réalise une interpolation pour définir les flux à chaque instant de la simulation.

- la production carbonatée *in situ* en environnement marin peu profond qui est fonction du temps, de la bathymétrie et de l'énergie hydrodynamique.

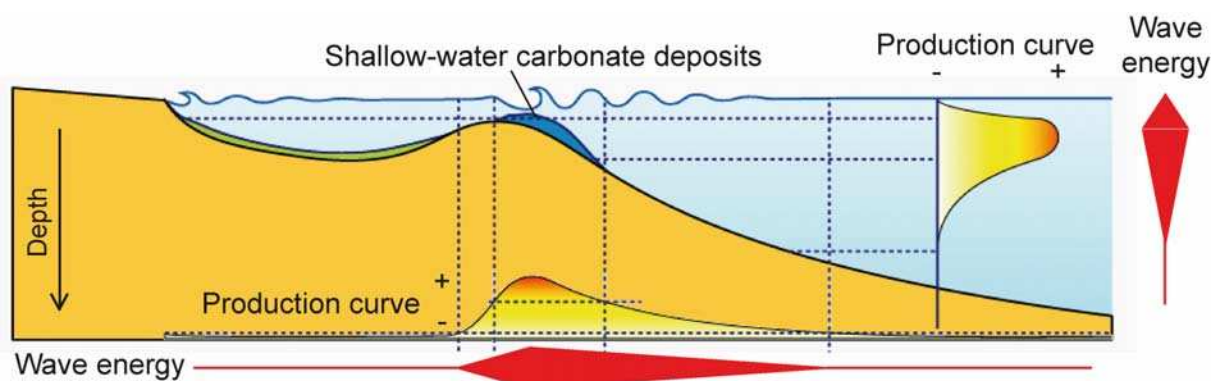
La production carbonatée peut varier uniquement en fonction de la profondeur. En effet, l'un des principaux paramètres de contrôle de la production carbonatée (ou croissance verticale du système récifal) est la luminosité et donc la profondeur d'eau à laquelle se développent les communautés coralliennes (Chalker *et al.*, 1988). Il est alors nécessaire d'utiliser une règle liant les taux de production carbonatée avec la profondeur. Aucune règle de production n'est prédéfinie dans DIONISOS, c'est à l'utilisateur de donner les valeurs de production en fonction de la profondeur. L'équation la plus communément utilisée pour les récifs coralliens est l'équation de Bosscher et Schlager (1992) :

$$G(z) = G_m * \tanh(I_0 * \exp(-z/k) / I_k)$$

où  $G$  = taux de croissance récifal [ $m.kan^{-1}$ ],  $z$  = profondeur d'eau [ $m$ ],  $G_m$  = taux de croissance récifal maximal [ $m.kan^{-1}$ ],  $I_0$  = intensité de la lumière à la surface [ $\mu E.m^{-2}.s^{-1}$ ],  $k$  = coefficient d'extinction [ $m^{-1}$ ],  $I_k$  = intensité de saturation de la lumière pour la croissance corallienne [ $\mu E.m^{-2}.s^{-1}$ ].

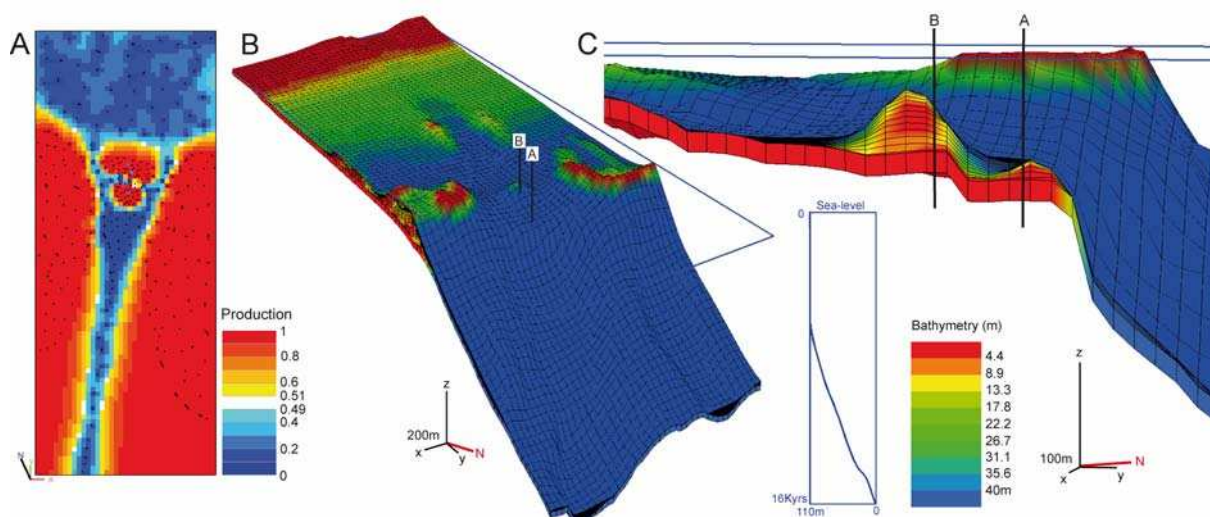
La production carbonatée peut être également modulée par l'énergie hydrodynamique des vagues (**Fig. V.2**). La production est alors seulement possible dans un intervalle d'énergie défini par l'utilisateur. Ce dernier doit également définir la direction des vagues et la profondeur d'action des vagues.

La production carbonatée peut être limitée dans l'espace grâce à l'établissement d'une carte de production (**Fig. V.3**).



**Figure V.2 :** Schéma représentant des dépôts carbonatés dont la production est contrôlée par l'énergie des vagues. Modifié d'après Granjeon, 2008.

*Schematic reconstruction of the model of carbonate deposition depending on wave energy.*



**Figure V.3 :** Résultats de simulation avec l'utilisation d'une carte de production.

*Simulation displaying the testing of carbonate production according to depth and space. The carbonate production is restricted spatially by a production map. A. Production map with areas of maximum carbonate production (red) and areas with no production (blue) defined by the user. Areas with no carbonate production are characterized by soft sediment deposition (depressed areas). B and C. Simulation result with potential carbonate production only in red areas forming two distinctive ridges. The use of production maps constrained too much simulation results. For B and C, the colour scale represents the bathymetry of the deposits.*

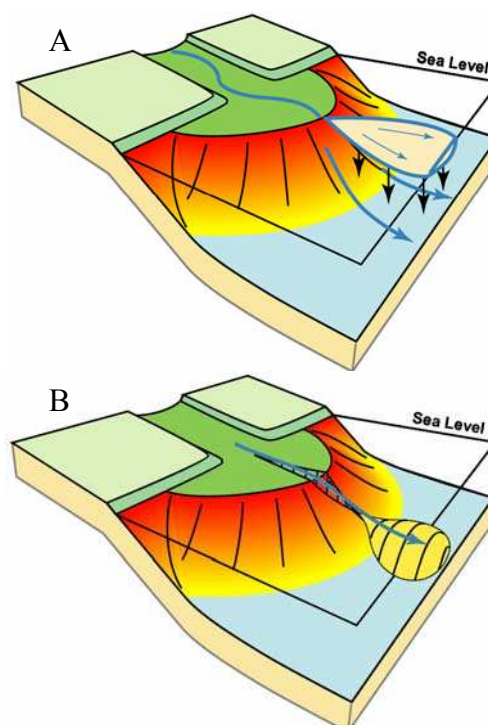
### 3. Le transport de sédiments :

DIONISOS utilise une équation généralisée de diffusion (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999) pour simuler la dispersion de sédiments en tenant compte de la gravité (pente sédimentaire) et des conditions hydrodynamiques (courants, vagues) :

$Q = -K\phi_{\text{water}}S$  où  $Q$  est le taux moyen d'apport sédimentaire ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ),  $K$  le coefficient de diffusion des particules sédimentaires ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ),  $\phi_{\text{water}}$  la décharge hydrodynamique (sans dimension) et  $S$  la pente.

Ces calculs couplés à la notion de conservation de masse permettent au logiciel de déterminer à chaque instant et à chaque point du bassin le taux de sédimentation et d'érosion et de simuler progressivement le remplissage du bassin.

Deux principaux types de transport à long terme sont simulés : le transport lié aux flux d'eaux (rivière) et celui lié à la pente locale (gravité) (Fig. V.4). Le transport de sédiment à court terme (turbidites) peut aussi être simulé mais ne sera pas utilisé dans cette étude.

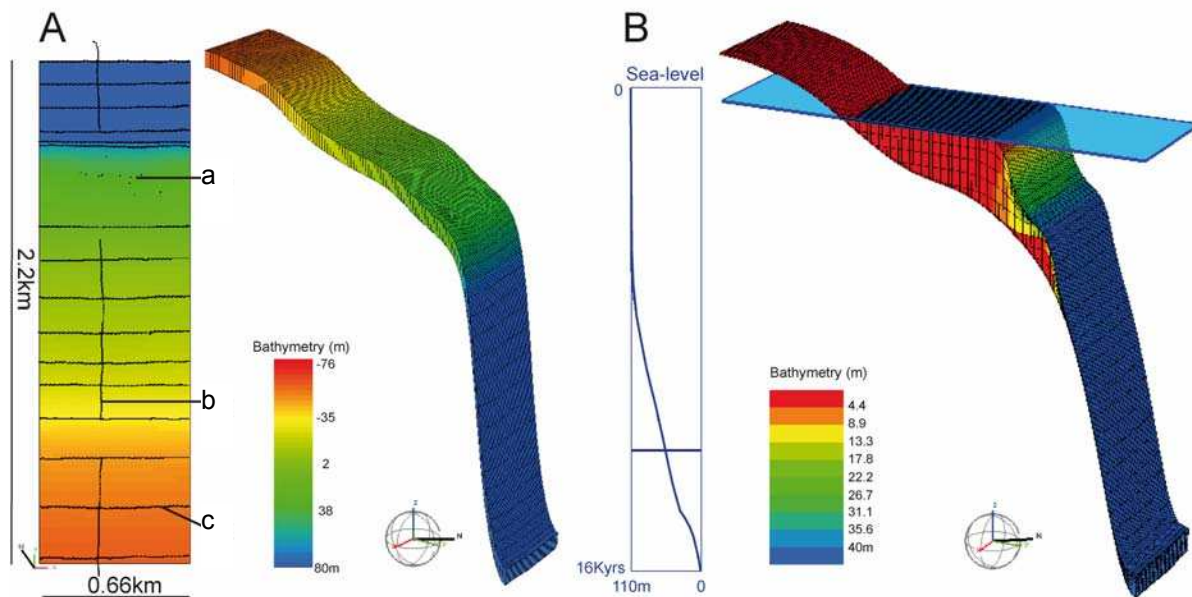


**Figure V.4 :** Schémas représentant deux types de transport simulés dans DIONISOS : le transport par les flux d'eaux (A) et par les pentes (B). Granjeon, 2008.

*Sedimentary basin sketches displaying water-driven (A) and slope-driven (B) diffusive transports.*

Les paramètres testés dans cette étude sont : (1) la surface initiale, (2) l'espace d'accommodation (niveau marin et subsidence), (3) la production carbonatée, (4) les apports sédimentaires silico-détritiques et (5) le transport des sédiments.

Les simulations ont tout d'abord été réalisées sur une surface initiale simple et de taille réduite pour comprendre l'effet des différents paramètres sur la production carbonatée (**Fig. V.5**) puis ensuite sur une surface plus grande et plus réaliste (cf. article au paragraphe V.2).



**Figure V.5:** Surface initiale utilisée pour les premières simulations.

*Initial surface used for first simulations.*

(A) A first small and smooth initial surface was created in order to better understand the control of the different parameters on carbonate production (simulations without siliciclastic inputs). These first simulations concerned the testing of carbonate production rules, production rates and accommodation space. The size of the surface (number of cells) controlling the simulation run time, a small surface induces short runs and then allows various simulations. This surface was created with the points corresponding to the base of postglacial reef in holes (a), from the horizon line corresponding to the base of the last deglacial detrital sediments identified on seismic line 079 (b) and from manually added points (c).

(B) Example of test with carbonate production varying only with depth (production curve P1), a mean subsidence rate of 0.25 mm/yr and a sea-level curve C7 (47 mm/yr between 14.6 and 14.3 Kyr BP).



## **V.2. Article 3: Impact of environmental parameters on coral reef development and drowning: Forward modelling of last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): to be submitted**

Authors: Claire Seard (a), Jean Borgomano (b), Didier Granjeon (c) and Gilbert Camoin (a)

(a) CEREGE, UMR 6635, Aix-Marseille Université, CNRS-Collège de France-IRD, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP80, F-13545 Aix-en-Provence cedex 4, France.

(b) Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés, Université de Provence EA 4234, 3 Place Victor Hugo, F-13331 Marseille cedex 03, France.

(c) IFP (Institut Français du Pétrole), avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison cedex, France.

### **Abstract**

The sedimentological and chronological analysis of last deglacial reef sequences of Tahiti (French Polynesia) drilled during the Integrated Ocean Drilling Program Expedition 310 provided a high resolution data set allowing a constrained forward modelling study. This study concerns the first attempt to model in 3D the coral reef development during the last deglacial sea-level rise (23,000-6,000 cal. yr BP) using the software DIONISOS developed by the Institut Français du Pétrole (IFP, Paris). It allows the testing of the last deglacial sea-level curve and the different environmental parameters (e.g. wave energy, sediment fluxes) that could have influenced the reef development. The studied last deglacial reef sequences form two prominent ridges occurring seaward of the living barrier reef that consist of successive submerged reefs. These reefs have been prone to drowning as the window of maximum production rate is constrained by high water turbidity (sediment supply from a nearby river), low wave action depth and substrate availability. These factors, combined with rapid sea-level rise, have driven the formation of discontinuous backstepped reef pinnacles. Two types of drowning have been evidenced: a drowning caused by local factors (substratum nature, sediment supply and wave energy) for the inner ridge and a drowning caused by an interplay of local and global factors (acceleration of the sea-level rise) for the outer ridge. This acceleration of sea-level rise of 16 meters between 14.6 and 14 Ka BP is associated to the meltwater pulse 1A.

**Key words:** coral reef, forward modelling, carbonate production, reef drowning, sea-level change, last deglaciation.

### V.2.1. Introduction

Reefs and carbonate platforms are complex sedimentary systems controlled by an interplay of numerous local (e.g. wave energy, tectonic setting, nutrient and sediment supplies) and global (e.g. eustasy, climate, biota evolution) parameters. The effects of each parameter on the development of carbonate systems can be tested and understood through the use of numerical models. Two main approaches allow 3D modelling of carbonate facies: (1) a forward modelling and (2) a stochastic simulation. While stochastic simulation creates 3D images of subsurface structures from input data (e.g. outcrop, well, seismic), the forward modelling produces 3D models by simulating the sedimentary processes that lead to the carbonate platform development (e.g. carbonate production, sediment transport and accommodation space).

The forward modelling allows both the simulation of the evolution in time and space of the processes that govern the development of sedimentary systems from initial conditions, and the testing of the different controlling parameters. The forward modelling in carbonate systems first involved 2D models such as SEDPAK (Strobel *et al.*, 1989 ; Kendall *et al.*, 1991), CARBONATE (Bosence and Waltham, 1990 ; Bosence *et al.*, 1994 ; Whitaker *et al.*, 1999), CARBPLAT (Bosscher and Southam, 1992), 2D CYCOPATH (Demicco, 1998), PHIL (Bowman and Vail, 1999) and SEALEX (Koelling *et al.*, 2009). 3D models include: 3D SEDSIM (Tetzlaff and Harbaug, 1989), REPRO (Hüssner and Roessler, 1996; Roessler and Hüssner, 1997), FUZZIM (Nordlund, 1996, 1999a, 1999b), DIONISOS (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999; Rabineau *et al.*, 2005), Facies-3D (Matsuda *et al.*, 2004) and CARBONATE-3D (Warrlich, 2001; Warrlich *et al.*, 2002, 2005, 2008; Schlager and Warrlich, 2008). REPRO and CARBONATE-3D softwares were used to model Miocene carbonate platforms from Mallorca (Hüssner *et al.*, 2001), from the Sorbas basin (Spain, Cuevas Castell *et al.*, 2006) and from the Níjar basin (SE Spain, Warrlich *et al.*, 2005). Forward models are deterministic with a set of parameters that leads to a unique realisation. However, some forward models integrate stochastic rules (Burgess and Wright, 2003) or fuzzy logic (Nordlund, 1996, 1999a, 1999b).

This study concerns the first attempt to model in 3D the coral reef development during the last deglacial sea-level rise (23,000-6,000 cal. yr BP) with a time step of 500 yrs, using the software DIONISOS developed by the Institut Français du Pétrole (IFP, Paris) (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999). Previous studies concerning the modelling of Quaternary reefs included only 2D models (Bard *et al.*, 1996; Webster *et al.*, 2007; Koelling *et al.*, 2009).

The last deglaciation has been characterized by a rapid sea-level rise of high amplitude (~120-130m) and coeval abrupt environmental changes. The study of coral reef systems which developed during that period is therefore of major interest both for the reconstruction of the timing and amplitude of rapid sea-level rise and environmental changes, and for the



evaluation of the impact of those combined changes on reef accretion, growth modes and architecture (e.g. see reviews in Camoin *et al.*, 1997, 2004; Cabioch *et al.*, 1999a; Montaggioni, 2005).

The studied reef sequences are located in Tahiti (French Polynesia) and encompass the 10-16 ka BP time window (Deschamps *et al.*, to be submitted; Camoin *et al.*, to be submitted). Reef sequences were drilled in 2005 during the Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 310 - "Tahiti Sea Level" (Expedition 310 Scientists, 2006; Camoin *et al.*, 2007a,b). Transects of vertical holes were drilled seaward of the living barrier reef in three areas - offshore Faaa, Tiarei, and Maraa (**Fig. V.6**) - where more than 600 m of reef cores were retrieved with an exceptional recovery (>90 % of the carbonate rocks) from 37 holes (M0005 - M0026) ranging from 41.6 m to 117.5 m water depth. The comprehensive data set obtained through the analysis of the last deglacial reef sequences (Camoin *et al.*, to be submitted; Deschamps *et al.*, to be submitted) provides good chronological and sedimentological constraints on a forward modelling study. The reef sequences correspond to continuous reef frameworks with well preserved *in situ* corals providing a high resolution chronology (U-Th and <sup>14</sup>C dating; Deschamps *et al.*, to be submitted) that allows an accurate time control on the simulated results.

The main objectives of this study are: 1) to test the last deglacial sea-level curve and the different parameters (e.g. wave energy, sediment fluxes) that could have had influenced the reef development, 2) to model the stratigraphic architecture of the relevant submerged coral reefs, given the high resolution of the chronological and sedimentological data obtained from the cores, and 3) to test the DIONISOS software through the available highly constrained data base. It is focused on the drilled submerged reefs located on the northern side of Tahiti (Tiarei area, 17°29'15''S; 149°24'15''W, **Fig. V.6**).

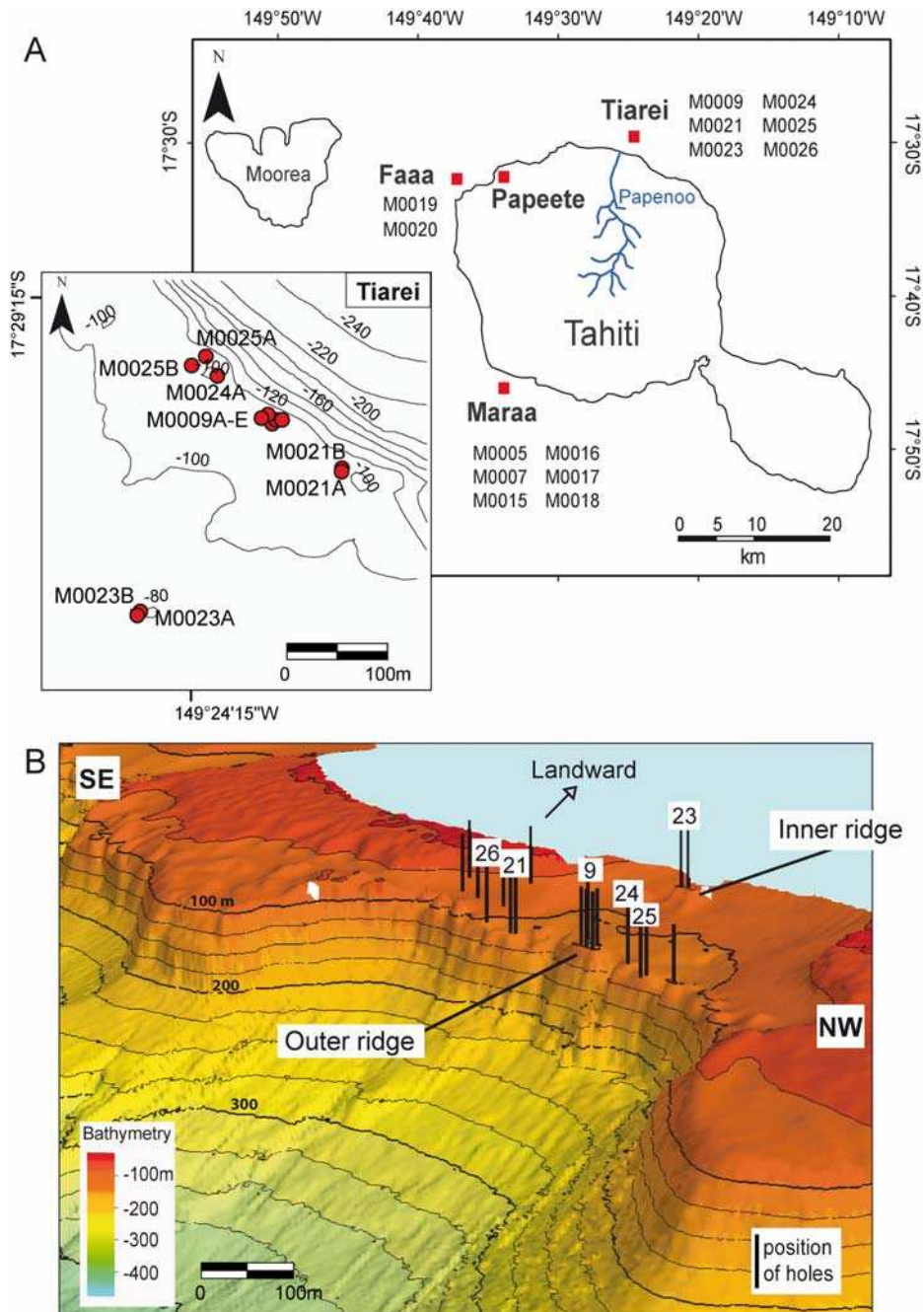
### V.2.2. Study area

Tahiti is located at 17°50'S and 149° 20'W in French Polynesia, in the tropical zone of the mid-Pacific Ocean and belongs to the Society volcanic linear chain which exhibits a NW-SE direction. It is a high volcanic island (2241 m maximum altitude) where the volcanic activity occurred from 1.367±0.016 Ma to 0.187±0.003 Ma (Le Roy, 1994).

The climate is typically tropical, with two distinct seasons: a warm rainy season from November to April, with maximum sea surface temperatures ranging from 28 to 29 °C, and a cool and dry season from May to October, with lower sea surface temperatures averaging 24 to 25 °C (Delesalle *et al.*, 1985).

The dominant winds (frequency: 50%) are the NE-SW trade winds which blow mainly from October to March and reach speeds of 5 to 8 m/s (Gabrie and Salvat, 1985). The

oceanographic regime is dominated by swells with three dominant systems, namely the trade winds surges from the South-East and North-East sectors, and swells from the South and South-West formed in Austral polar regions. The swells are generally lower than 4 m high, the greatest proportion being less than 2 m (Gabrie and Salvat, 1985). Tides are semi-diurnal and their amplitude averages 0.4 m; reef flats emerge at spring tides and waves commonly break on the central areas of reef flats at high tide.



**Figure V.6:** A. Map of Tahiti displaying the location of studied IODP Expedition 310 drill sites, Tiarei (Sites 9, 21, 23, 24 and 25), Maraa (Sites 5, 7, 15, 16, 17 and 18) and Faa (Sites 19 and 20), with a detail of the location of studied holes in the Tiarei area. B. 3D bathymetric reconstruction of the Tiarei area from multibeam bathymetric data acquired during the «SISMITA» cruise (Camoin *et al.*, 2003; Camoin *et al.*, 2006), with the position of holes located on the inner (Site 23, 2 holes) and outer (Sites 9, 21, 24 and 25, 7 holes) ridges.

The climatic conditions have induced a spectacular erosion of the Tahiti volcanic edifice despite the recent formation (less than 2 million years) of the island (Le Roy, 1994; Duncan *et al.*, 1994; Hildenbrand *et al.*, 2004, 2005, 2008). The study area (Tiarei, **Fig. V.6**), is influenced by sediment inputs coming from the Papenoo river which is one of the main drainage of the island. The basin of this river (91 km<sup>2</sup>) represents more than 10% of the total area of Tahiti-Nui (Hildenbrand *et al.*, 2008). A high erosion rate of  $0.246 \pm 0.032$  km<sup>3</sup>/kyr was calculated for the Papenoo basin for the last 500 kyr (Hildenbrand *et al.*, 2008).

Tahiti island is surrounded by fringing reefs that grade locally into a discontinuous chain of barrier reefs, enclosing a narrow lagoon. The overall morphology of the reef fore-slopes, as established from submersible observations (Salvat *et al.*, 1985), bathymetric data and seismic profiling (Camoin *et al.*, 2003, 2006), includes two major terraces at 50-60 m and 90-100 m water depth respectively. Those prominent features are characterized by the occurrence of submerged reefs which developed during the last deglacial sea-level rise (Camoin *et al.*, 2006). The Tiarei fore-slopes (**Fig. V.6**) display a distinctive morphology typified by two prominent ridges that occur seaward of the living barrier reef and consist of successive submerged reefs. The top of the inner ridge reaches 67 m water depth while the outer ridge is wider and composed of a line of isolated or fused pinnacles which rise at 80-90 m water depth (Camoin *et al.*, 2003, 2006; Camoin *et al.*, to be submitted).

### V.2.3. Data set and methods

#### *V.2.3.1. Data set*

The data set concerning the Tiarei area was obtained during a site survey cruise and the IODP Expedition 310 (**Figs. V.6 and V.9**). During the «SISMITA» cruise (Camoin *et al.*, 2003, 2006), multibeam bathymetric data were acquired using a 'SIMRAD EM 1002' at depths ranging from 50 to 500 m, and high resolution seismic data were acquired using Sparker and Delph systems. Bathymetric data were postprocessed using the software CARAIBES and then studied with the software ArcGIS. Seismic data were processed with the software KINGDOM, especially the line SISM079 that crosses the sites drilled between 67 m and 105 m water depth (**Fig. V.9**) during the IODP Expedition 310 – Tahiti Sea Level (Expedition 310 Scientists, 2006; Camoin *et al.*, 2007a,b). Drill cores were obtained both from the inner (Site 23, 2 holes) and outer (Sites 9, 21, 24 and 25, 7 holes) ridges (**Fig. V.6**). In most of the drill sites, the whole last deglacial reef sequence was sampled and its substratum corresponds to older Pleistocene reef units. The lithology and the paleobiological composition of the recovered reef sequences are based on a detailed study of 264 core samples, digital core images and 180 thin sections. The environmental interpretation of coralgall communities and associated reef-dwelling organisms recovered in cores is based on

the ecological distribution of their modern counterparts. An accurate chronology of the reef development has been obtained through the radiometric dating of corals and coralline algal crusts (46 corals and 17 coralline algae) (Deschamps *et al.*, to be submitted; Camoin *et al.*, to be submitted), and the reef development history detailed by Camoin *et al.* (to be submitted).

### V.2.3.2. Stratigraphic modelling

The model used in this study is DIONISOS, a three-dimensionnal process-based stratigraphic forward model (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999), which simulates the long-term (100 kyr to 100 Myr) and large-scale (10 km to 100 km) evolution of sedimentary basins. This model allows the production of lithologies in both terrigenous and carbonates settings from coastal zones, platforms, slopes and basins (Granjeon and Joseph, 1999; Rabineau *et al.*, 2005; Granjeon *et al.*, 2005; Burgess *et al.*, 2006; Bassant and Harris, 2008; Andres *et al.*, 2008; Claps *et al.*, 2009; Williams *et al.*, submitted).

A forward stratigraphic simulation is performed from a given age in the past up to the present in a sequence of time step. At each time step, three main stratigraphic processes are taken into account:

- The creation or removal of accomodation space, controlled by eustatic variations and by deformation of the substrate (uplift or subsidence).
- The supply of sediment which may correspond to fluvial inputs and/or to *in situ* marine carbonate production.
- The transport of sediment with a generalised diffusion equation:  $Q = K \varphi_{\text{water}} S$  with Q: sediment flow (in  $\text{m}^2/\text{s}$ ); K: diffusion coefficient (in  $\text{m}^2/\text{s}$ );  $\varphi_{\text{water}}$ : water flow (dimensionless); S: elevation gradient (basin slope). At each point, the equation links sediment flux within the basin to two major parameters: the local slope and the water flow. The slope represents the amount of potential energy capable of moving fluid, whereas the water flow represents transport capacity and enables to define zones with higher transport (river belt for example). Slope and water flow are linked by the diffusion coefficient that characterizes the mean transport efficiency for a given depositional environment and changes in relation to the dynamics (fluvial, tidal, or wave dominated processes; Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999).

Three main parameters are thus required: (1) tectonic maps and eustatic curve to define accommodation, (2) the location and intensity of the source(s), and carbonate production rules, to define sediment supply, and (3) the transport parameters such as water discharge or wave energy to rule out the involvement of sediment transport, and, therefore, of sedimentation and erosion.

Controlling data are the observed facies at wells, coral ages and calculated reef growth rates; an automatic adjustment of input against observations was done.

#### V.2.4. Last deglacial reef sequences

The use of forward models requires a theoretical geological model of the studied deposits based on the interpretation of well and seismic data. In order to validate the simulated result, it is important to define: (1) the morphology of the deposits that corresponds in this study to the modern morphology of the Tiarei fore-slopes, (2) the different facies and their paleobathymetric ranges, and (3) the evolution of these facies in space and time which corresponds to the depositional architecture and the growth history of the last deglacial reefs.

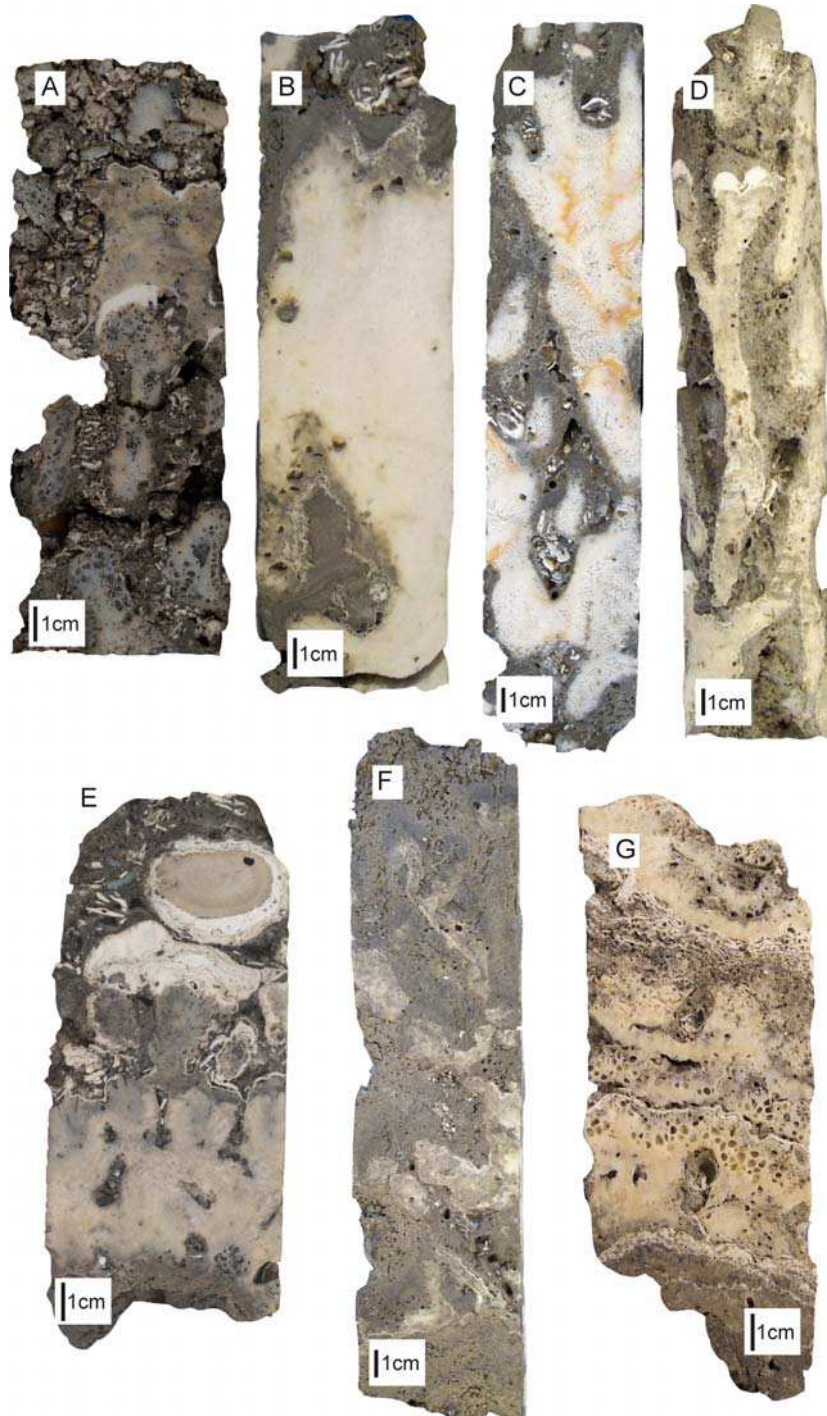
##### *V.2.4.1. Biological composition of the last deglacial reef sequences*

The last deglacial reef sequence is mostly composed of coralgal frameworks heavily encrusted with microbialites. Six distinctive coral assemblages (**Fig. V.7**) have been identified based on the taxonomy and the morphology of coral colonies: encrusting agaricid and faviid (AFM), branching *Porites* and encrusting *Montipora* (PPM), branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* (PP), massive *Montipora* and robust-branching *Pocillopora* (PM), massive *Porites* (mP) and tabular *Acropora* assemblages (tA) (Expedition 310 scientists, 2006; Camoin *et al.*, 2007a,b). The nature and environmental significance of the identified coralgal assemblages are detailed in Camoin *et al.* (to be submitted) and Abbey *et al.* (to be submitted).

Four major reef depositional environments have been distinguished, from the shallowest to the deepest:

- A shallow and high-energy environment at depths less than 10 m (modern reef crest and the uppermost fore-reef slope) characterized by the development of the robust-branching *Pocillopora* and massive *Montipora* assemblage (PM) (Facies A).
- A shallow and moderate energy environment at depths from 0 to 15 m (upper fore-reef slope) typified by the prevalence of massive *Porites* (mP), tabular *Acropora* (tA) and branching *Porites/Pocillopora* (PP) assemblages (Facies B).
- An intermediate fore-reef slope environment at depths ranging from 5 to 25 m where a branching *Porites/encrusting Porites* and *Montipora* (PPM) assemblage prevail (Facies C).
- A deeper and low-energy fore-reef slope environment at depths greater than 20 m where encrusting agaricids and faviids (AFM assemblage) develop (Facies D).





**Figure V.7:** Core slabs displaying corallgal assemblages. A. Picture of a robust-branching *Pocillopora* and encrusting and massive *Montipora* assemblage showing highly bioeroded *Pocillopora* colony in growth position encrusted at its top by an encrusting *Montipora* colony. Skeletal packstones including *Halimeda* plates are trapped between coral branches. Sample 24A15R 1W 19-35, depth ~118.6 m. B. Picture of a massive *Porites* assemblage with a massive *Porites* colony in growth position encrusted by thin coralline algae and then by microbialites. Sample 24A10R 2W 1-22, depth ~109.4 m. C. Picture of a branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* assemblage with a robust-branching *Pocillopora* colony in growth position encrusted by microbialites. Sample 23A11R 1W 8-37, depth ~85.4 m. D. Picture of a branching *Porites* and robust-branching *Pocillopora* assemblage with branching *Porites* colonies in growth position encrusted by thin coralline algae and then by microbialites. Sample 24A9R 2W 83-111, depth ~106.8 m. E. Picture of a tabular *Acropora* assemblage with a tabular *Acropora* colony in growth position encrusted by thick coralline algae. Sample 9B13R 1W 4-18, depth ~117 m. F. Picture of a branching *Porites* and encrusting *Porites* and *Montipora* assemblage with encrusting and branching *Porites* colonies in growth position encrusted by microbialites. Sample 24A5R 2W 26-52, depth ~98.5 m. G. Picture of encrusting agaricid and faviid assemblage with highly bioeroded encrusting *Leptastrea* colonies in growth position. Sample 21B1R 1W 66-83, depth ~83 m.

In DIONISOS, we grouped these four reef facies as they correspond to very similar environments. However, because simulation results can be represented with the bathymetric scale of deposits, it is then possible to compare them with the facies distribution in cores.

The coralgal frameworks are locally associated or interlayered with skeletal limestone, loose skeletal sediments (rubble, sand, and silt) rich in fragments of corals, coralline and green algae (*Halimeda*), and, to a less extent, echinoids, molluscs, and foraminifers (mostly *Amphistegina* and *Heterostegina*), and/or volcanoclastic sediments; however, those lithologies represent only a minor component of the drill cores. This indicates that erosional processes were limited during the development of those reefs.

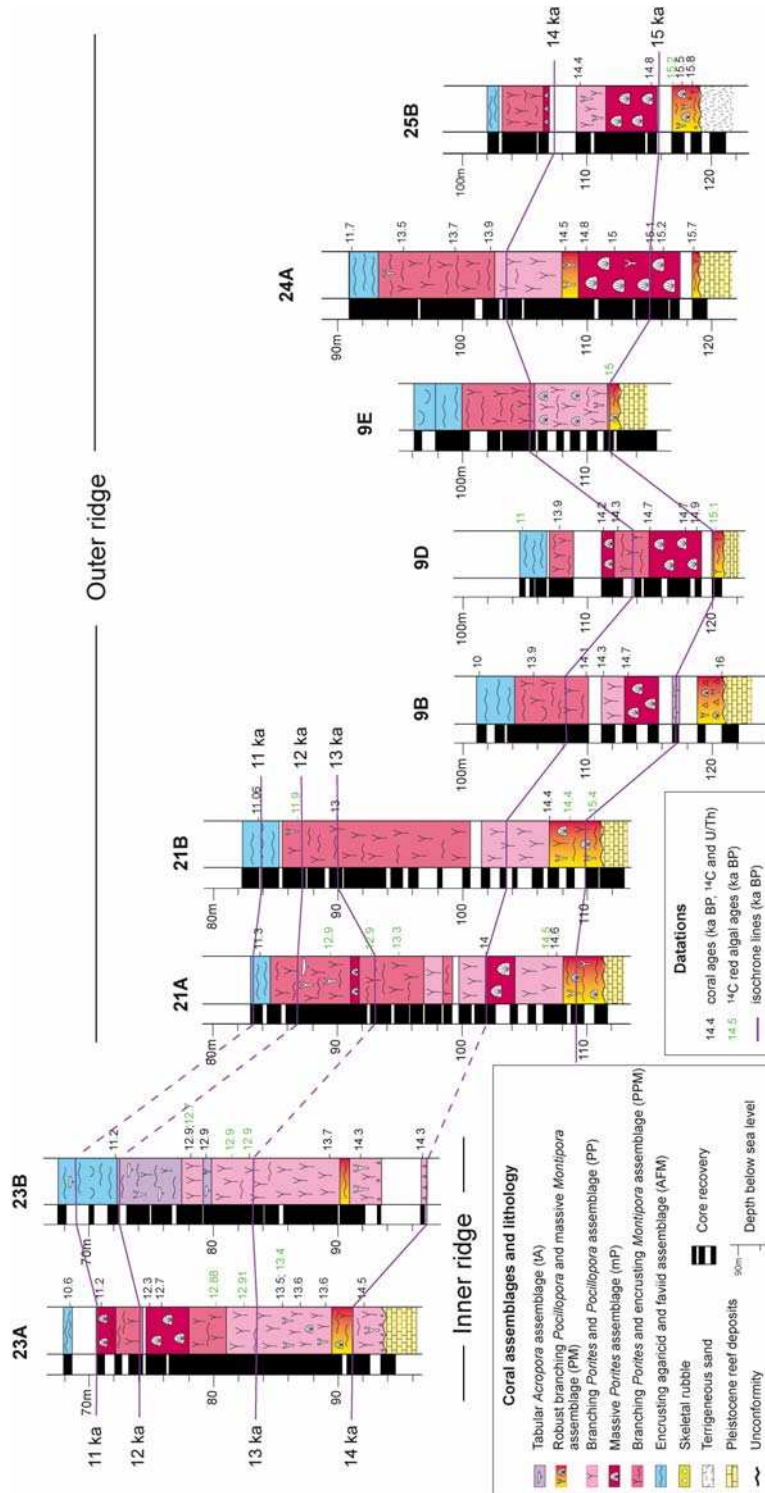
#### *V.2.4.2. Evolution of the biological composition of reef sequences during the last deglacial sea-level rise*

The last deglacial sequence, recovered from 81.7 to 122.12 mbsl at sites 9, 21, 24 and 25 on the outer ridge of the Tiarei area (**Fig. V.8**), provided stratigraphically consistent ages ranging from 16 ka BP at 121 mbsl in Hole M0009B to 11 ka BP at 83 mbsl in Hole M0021B (Deschamps *et al.*, to be submitted; Camoin *et al.*, to be submitted). The thickest continuous sequence is 30m-thick and was recovered at Site 21. On the inner ridge (**Fig. V.8**), the last deglacial sequence is 24 to 30m-thick and was recovered from 68 to 97 mbsl at site 23 where it ranges in age from 14.3 ka BP at 92 mbsl to 10.6 ka BP at 69 mbsl in Hole M0023A (Deschamps *et al.*, to be submitted; Camoin *et al.*, to be submitted). At all drill sites, the substratum of the last deglacial reef sequence corresponds to older Pleistocene reef units that are locally diagenetically altered and karstified.

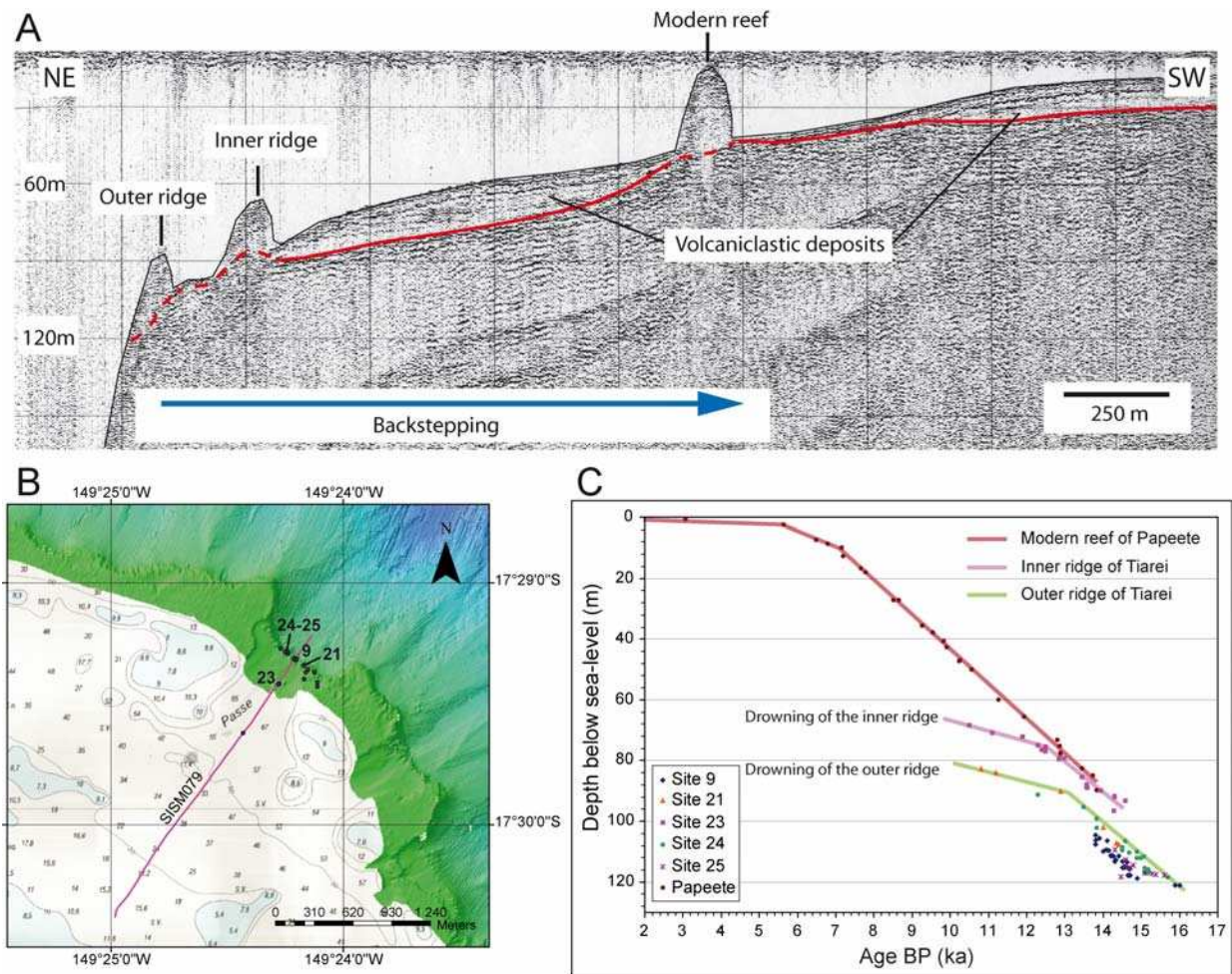
At each individual drill site the last deglacial reef sequence is continuous (**Fig. V.8**). The first coralgal assemblage to colonize the Pleistocene carbonate substrate corresponds to the PM assemblage from 16 ka BP at the deepest sites of the outer ridge to 14.3 ka BP on the inner ridge. It formed a 2 to 7m-thick unit which grew at an average rate of 3-4mm.yr<sup>-1</sup>. Then, the mP assemblage developed at the deepest sites of the outer margin from 15.4 to 14.6 ka BP. It formed a 7m-thick unit which grew at a rate of 8-9mm.yr<sup>-1</sup>. It is replaced at 14.6 ka BP by the PP assemblage that occurs at all Tiarei drill sites from 14.6 (outer ridge) to 13.6 (inner ridge) ka BP. It formed a 6 to 7m-thick pile which developed at vertical rates ranging from 10 to 13mm.yr<sup>-1</sup>. On the outer ridge, the PP assemblage is replaced at 13.9 ka BP by the PPM assemblage whose accretion rates reached 20mm.yr<sup>-1</sup>. At all sites, the upper part of the last deglacial sequence corresponds to the development of the AFM assemblage which developed at slow growth rates (averaging 3mm.yr<sup>-1</sup>) from 12.3 to 10.5 ka BP on the outer and inner ridges respectively. The reef sequences therefore display an evolution from facies A (PM assemblage) to facies B (mP, tA, PP assemblages), C (PPM assemblage) and then D (AFM



assemblage), indicating a general deepening-upward trend. The top 1-2m of all sequences is characterized by the development of deep coralline algae crusts and the occurrence of pelagic sediments (planktonic foraminifera), extensive bioerosion and iron mineralizations that represent classical platform drowning signatures.



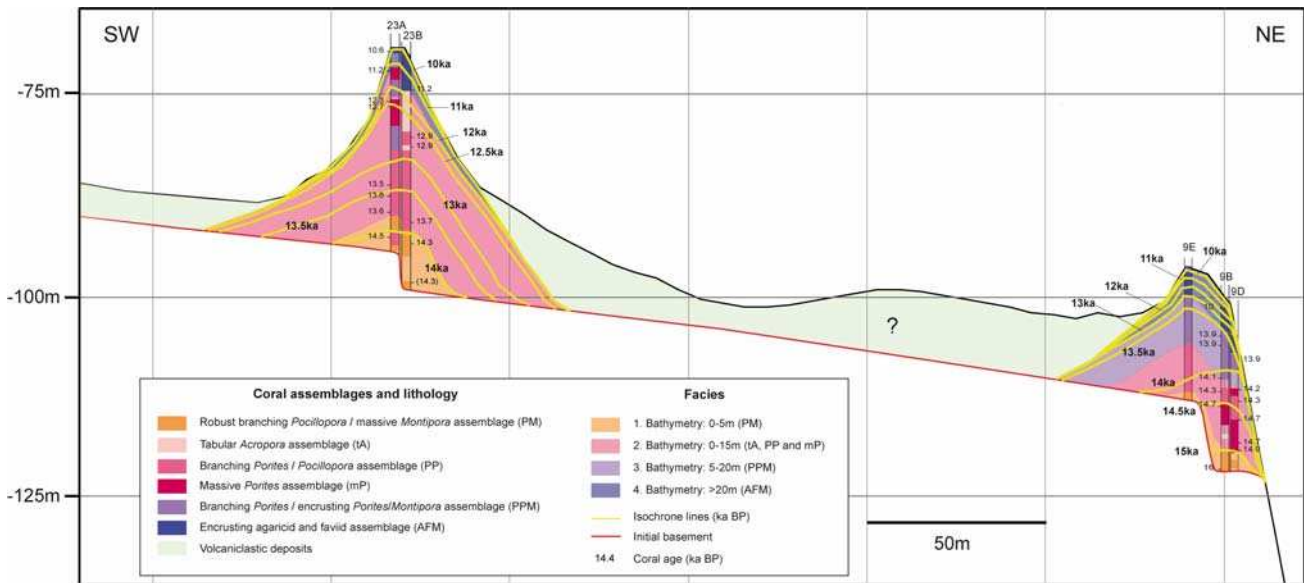
**Figure V.8:** Lithology and paleobiological composition of the last deglacial reef sequence from the Tiarei area displaying the distribution of the six identified coralgal assemblages. Radiometric dates (U-Th and calibrated  $^{14}\text{C}$ ) obtained on corals are detailed in Deschamps *et al.*, to be submitted and radiometric dates ( $^{14}\text{C}$ ) obtained on coralline algae are detailed in Searđ *et al.*, submitted.



**Figure V.9:** A. Seismic line across the Tiarei area displaying the two ridges drilled during the IODP Expedition 310 and the modern reef. The horizon corresponding to the boundary between older Pleistocene deposits (siliciclastic rocks and diagenetically altered reef deposits) and the last deglacial deposits (siliciclastic silts and sands and coral reefs) is underlined in red; B. Position of the seismic track and studied holes on the bathymetric map; C. Reef growth curves based on data obtained both on the IODP Tiarei (offshore) and the Papeete (onshore) drill sites (modified from Camoin *et al.*, submitted).

### V.2.4.3. Reef growth history

The reef sequence from the outer ridge records a keep-up reef growth from 16 to 14.6 ka BP typified by the continuous development of shallow-water assemblages (facies A and B; 0 to 15m; upper reef slope). The occurrence of PP assemblage at 14.6 ka BP, characterized by fast-growing corals, corresponds to the reef response to an accelerated sea-level rise. The 14.6-13.9 ka BP time window records a lateral displacement of the PP assemblage from the outer to the inner ridges (backstepping) and a gradual vertical deepening (facies C) that can be estimated to a magnitude of 10-20 m in total, implying an average rate of sea-level rise ranging from 14 to 30mm. yr<sup>-1</sup> (Camoin *et al.*, to be submitted). During that time window, the reef growth was insufficient to balance the sea-level rise which ultimately induced an incipient reef drowning (Camoin *et al.*, to be submitted) (**Fig. V.9C**).



**Figure V.10:** Schematic cross section between sites 9 and 23 displaying the facies distribution and isochrones of both drowned reefs.

The reef sequence from the inner ridge records a continuous reef growth in shallow-water environment (less than 15m) from 14.3 to 12 ka BP, implying that reef growth was able to keep pace with the rising sea level (keep-up growth mode) and that no significant deepening occurred during that time window (Camoin *et al.*, to be submitted).

The diachronous development of the platform drowning facies (facies D) illustrates the overall backstepping of the shallow-water reef facies during the last deglacial sea-level rise (Figs. V.8 and V.9). This condensed deep-water sequence developed when the reef features dropped below the photic zone with the continued sea-level rise and coeval environmental changes (e.g. light availability, water quality) during Holocene time (Camoin *et al.*, to be submitted).

The reef growth curve (Fig. V.9C) indicates that the drowning of both ridges is gradual. These drowning events are related to the backstepping of the reef complex from the outer ridge to the inner ridge and then to the modern reef as a response to sea-level rise (Fig. V.9A). The general backstepping of the last deglacial reef sequence defines a reef growth curve comprised of three distinctive segments (Camoin *et al.*, to be submitted).

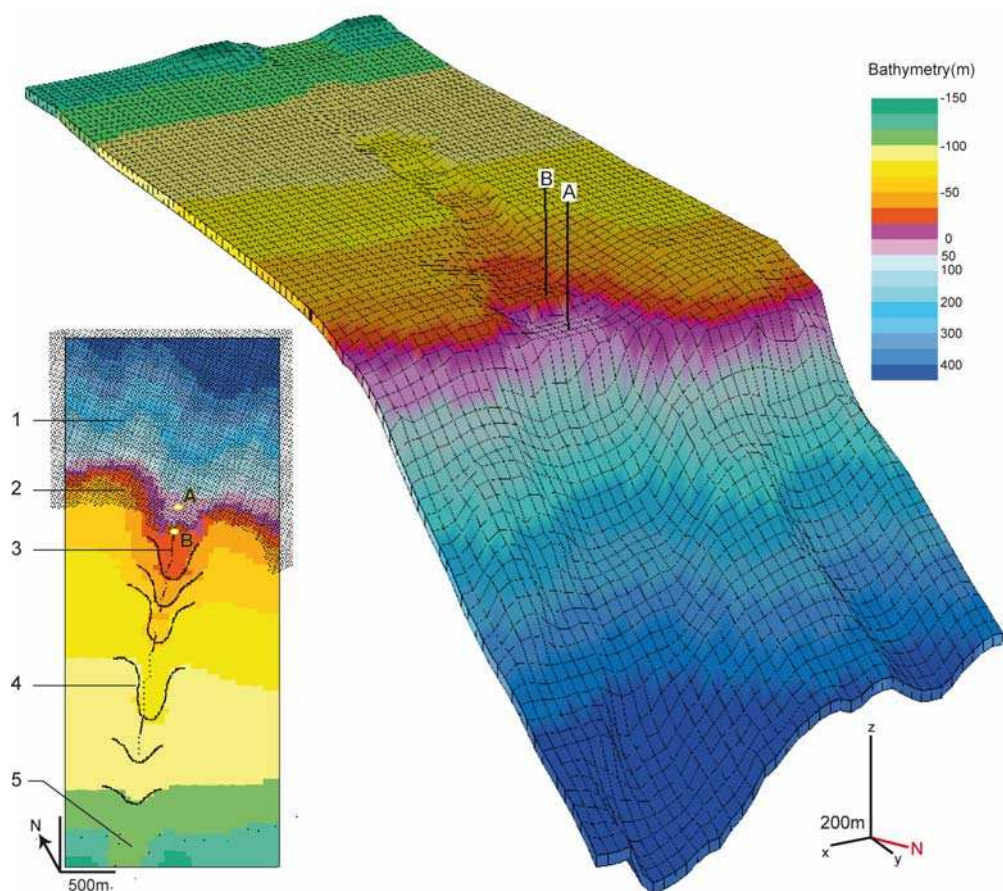
The geometry of the drowned reefs and the related facies distribution are summarized in figure V.10. The distribution of isochrones demonstrates that the drowning of the outer and inner ridges occurred on sites 9 and 23 at  $\approx 13.5$  ka BP and 12 ka BP, respectively. The timing of the drowning of the outer ridge, which is formed of various pinnacles, varies in the different drill sites (e.g.  $\sim 12$  ka BP for site 21;  $\sim 13.8$  for site 9B; 13.5 for site 24A). The late drowning of the outer ridge indicates that the reef was first able to keep pace with the acceleration of the sea-level rise that occurred at 14.6 ka BP and then that reef growth gradually lagged behind sea-level rise before being drowned at  $\approx 12$  ka BP.



### *V.2.5. Simulations*

#### *V.2.5.1. Input parameters*

Simulations were conducted for the last 16,000 years, i.e. the time span covered by the drill cores. The area of the model is a  $2 \times 4.8$  km rectangle. The grid point spacing is 50 meters.



**Figure V.11:** Initial bathymetric surface representing the unconformity surface between older Pleistocene deposits (siliciclastic rocks and diagenetically altered reef deposits) and the last deglacial deposits (siliciclastic silts and sands and coral reefs). It corresponds to the basement at 16 ka BP. (A) and (B) correspond to the location of the drill sites 9 and 23, respectively. The northern part of the basement surface (slopes) was constructed from the points corresponding to modern bathymetric data (1); the outer part of the shelf was constructed from the points corresponding to modern bathymetric data with an altitude decreased of 20 m (corresponding to the mean thickness of postglacial sediments) (2); the slope of the shelf was reconstructed from the horizon line corresponding to the base of the last deglacial detrital sediments identified on the seismic line 079 (Fig. V.9) (3); the channel morphology in front of the river mouth was made manually by adding points (4); and the modern coastline points allow the reconstruction of the position of the source sediment (5).

The input parameters (**Table V.1**) tested for this study are the following : (1) initial topography, (2) accommodation space (eustatic sea-level variations and subsidence rates), (3) variations of carbonate production in depth, time and space, and with hydrodynamic energy, (4) siliciclastic inputs, (5) sediment transport and (6) ecological parameters.

Parameters	Values
Model size	$2 \times 4.8$ km
Cell dimension	$50 \times 50$ m
Display time	16,000 years
Time step	500 years
Sea-level rate during MWP-1A	26 to 130 mm/yr
Subsidence	0.25 - 0.5 - 1 mm/yr
Minimum wave energy threshold	10 to 40 kW/m
Wave action depth	10 to 20 m
Wave propagation angle	N170 to N210
Maximum reef growth rate	12 -15 - 20 mm/yr
Total of external sediment supply	0.001 to 0.1 km <sup>3</sup> /kyr
Fluvial discharge	0.01 to 10 m <sup>3</sup> /s
Erosion	0
Water driven transport	
K (diffusion coefficient)	0 to 4.10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> /kyr

**Tableau V.1:** List of the parameters used in simulations.

(1) Initial bathymetric surface (Fig. V.11):

The initial bathymetric surface represents the base of the studied last deglacial reefs. It corresponds to an unconformity between older Pleistocene deposits (siliciclastic rocks and diagenetically altered reef units) which form the basement of the lowermost part of the last deglacial deposits, including siliciclastic silts and sands, and coralgal reef frameworks dated at 16 ka BP. The surface of the basement was reconstructed from the points corresponding to the base of the last deglacial sequence in holes, from the horizon line identified on the seismic line 079 (Fig. V.9) and from the modern bathymetric data (Fig. V.6).

(2) Accommodation space:

Tahiti is a volcanic island characterized by slow and regular subsidence rates whose estimates range from 0.15 mm/yr (Le Roy, 1994) to 0.4 mm/yr (Montaggioni, 1988). An average subsidence rate of 0.25 mm/yr has been deduced from the depth occurrence and age of subaerial lavas underlying the Pleistocene reef sequence in the Papeete drill cores (Bard *et al.*, 1996). The subsidence rate is considered as a constant value in space and time for the studied area and the time window considered. Subsidence rates of 0.25 mm/yr; 0.5 mm/yr and 1 mm/yr have been tested.

Different sea-level curves were reconstructed from the dates obtained on Tahiti corals corrected from subsidence rates (values of 0.25, 0.5 and 1 mm/year were considered) and from the living depth range of dated corals (Fig. V.22). Sea-level curves characterized by different amplitudes (A) and durations (dt) of the meltwater pulse 1A (MWP-1A; Fairbanks, 1989), were defined and tested (Figs. V.17E; V.23) (e.g. amplitudes from 8 to 16 meters and durations from 100 to 600 yrs).

(3) Carbonate production:

Carbonate production can be controlled by two main parameters: water depth and wave energy. Reef growth rates are mainly controlled by light intensity and hence by water depth where coral colonies grew (Chalker *et al.*, 1988; Bosscher and Schlager, 1992). The reef growth rate (G) can be calculated using the equation described by Bosscher and Schlager (1992):  $G(z) = G_m * \tanh(I_0 * \exp(-z/k) / I_k)$  with G = reef growth rate [m.kyr<sup>-1</sup>], z = water depth [m], G<sub>m</sub> = maximum reef growth rate [m.kyr<sup>-1</sup>], I<sub>0</sub> = surface light intensity [μE.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>], k = extinction coefficient [m<sup>-1</sup>], I<sub>k</sub> = saturating light intensity [μE.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>]. Different production curves were tested (**Fig. V.12B**): P1: with k=3, I<sub>0</sub>/I<sub>k</sub>=50 and a maximum growth rate at the surface; P2: with k=2, I<sub>0</sub>/I<sub>k</sub>=50 and a maximum growth rate at the surface; P3: with k=2, I<sub>0</sub>/I<sub>k</sub>=50 and a maximum growth rate at 6 m deep (no production at the surface); and P4: with k=3, I<sub>0</sub>/I<sub>k</sub>=50 and a maximum growth rate at 6 m deep. These production curves were tested with various maximum growth rates: 12, 15 and 20 mm/yr; and with different sea-level curves. Variations of the maximum production rate with time have been also considered.

This initial water-depth dependent estimation of the production rate can then be modulated by wave energy. In such a case, production is allowed only in a given wave-energy range. Minimum wave energy thresholds from 10 to 40 kW/m, wave reference depths (wave base divided by 2.5) from 10 to 20 m and wave propagation angles from N170 to N210 were tested.

For the simulations that do not imply any sediment supply, the carbonate lithology alone was simulated and for the simulations implying significant external sediment supplies, three lithologies were simulated, namely carbonate, sand and shale.

(4) Siliciclastic inputs:

A sediment source was defined in the model and corresponds to the Papenoo river which is one of the main drainage of the island. This sediment source is 200 m wide and is located on the southern border of the model at 0.5 km of the SW corner. The total sediment supply ranges from 0.001 to 0.1 km<sup>3</sup>/kyr, with a constant quality (50 % of sand, and 50 % of shale), and fluvial discharge ranges from 0.01 to 10m<sup>3</sup>/s. Because there is no evidence of any erosional event in the studied reef sequence, the erosion rate was considered as nil.

(5) Sediment transport:

Two types of sediment transport can be simulated with DIONISOS: 1) long-term transport, such as wave-driven transport, water-driven transport and slope-driven transport, and 2) short-term transport such as debris-flows. Only long-term transports were tested for the purpose of this study.

Wave transport depends on wave parameters including wave energy and wave action depth. Slope (or gravity) transport and water-driven transport are calculated from a diffusion

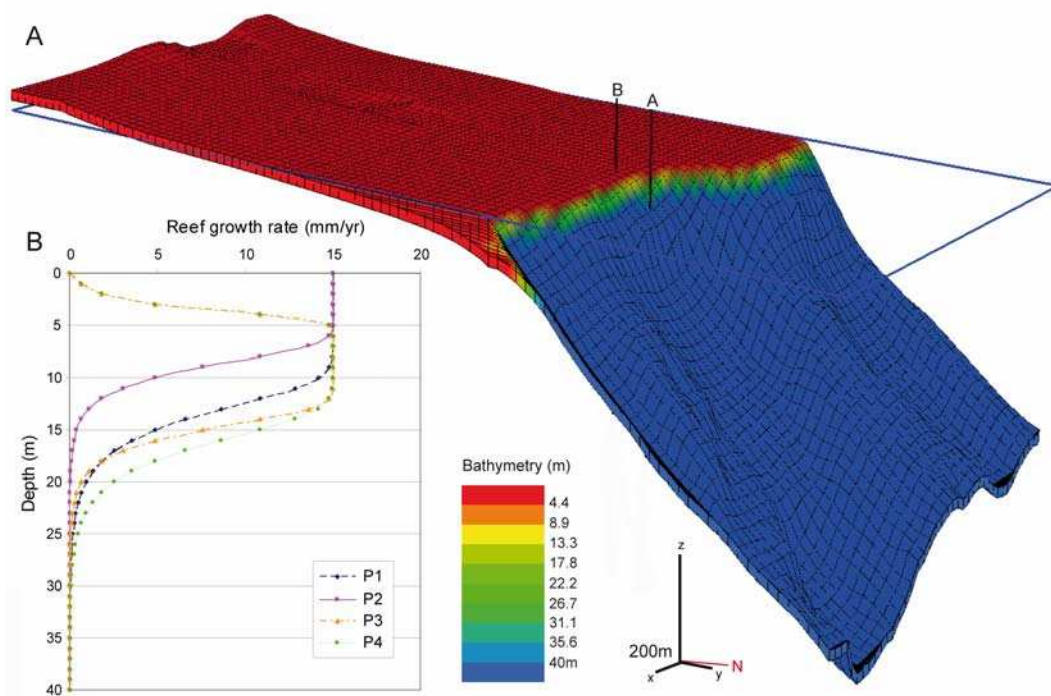
equation. For slope-driven transport, the average sediment flow  $Q$  ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ) is defined as  $Q=K_{\text{slope}}S$  with  $K$  ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ): diffusion coefficient and  $S$ : slope. For water-driven transport, the average sediment flow  $Q$  ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ) is defined as  $Q=K_{\text{water}}\phi_{\text{water}}S$  with  $K$  ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ): diffusion coefficient,  $\phi_{\text{water}}$ : water flow (dimensionless) and  $S$ : slope. The user must evaluate  $K$  ( $\text{km}^2/\text{ka}$ ) for each lithology.  $K$  values from 0 to  $4 \cdot 10^3$  were tested.

(6) Ecological parameters:

The use of ecological rules was limited to models which combine the three lithologies carbonate, sand and shale, in order to avoid the development of carbonate lithology over sand and shale lithologies (**Fig. V.24**).

V.2.5.2. *Simulations results*

Because the subsurface data are limited, the parameters required by the stratigraphic modelling are not well constrained and several assumptions were tested before obtaining the best parameter set which is seemingly the most realistic one. A sensitivity analysis of each parameter was used to quantify their importance on the stratigraphy (**Tab. V.2**).



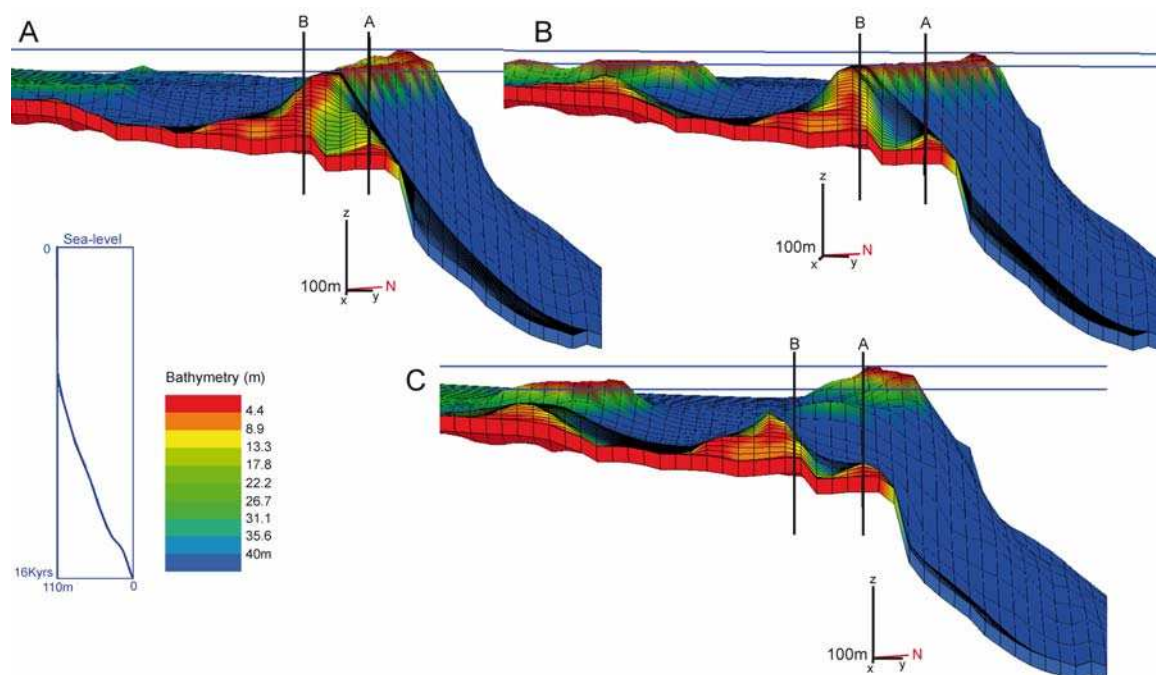
**Figure V.12:** Simulation displaying the testing of carbonate production with depth. A. Result of a simulation with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production only with depth; production curve P1; maximum production rate  $P_{\text{max}}=15$  mm/yr; unique lithology: carbonates. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. B. Production curves tested showing the reef growth rate versus water depth. These curves were calculated from the equation described in Bosscher and Schlager (1992).



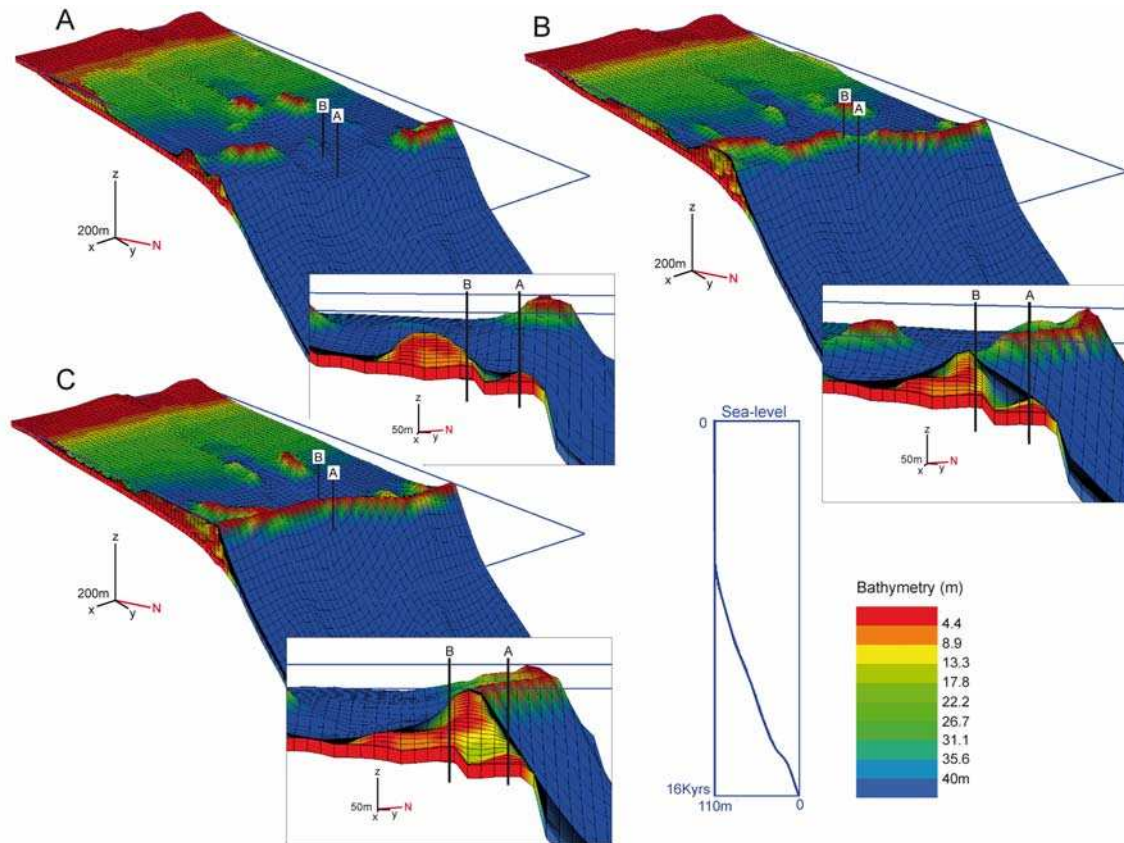
### A. Carbonate production

Simulations involving a single relation between carbonate production and water depth produced too simple depositional profile (**Figs. V.12A, V.25**). Regardless of the production versus water-depth curve used, a shallow-water carbonate platform was produced without any reef morphology. A more complex carbonate production rule is therefore needed to produce reefs, which takes into account both water depth and wave energy. If the production of carbonate is limited to high wave-energy areas and shallow-water depth, then this carbonate platform is replaced by a reef barrier system (**Fig. V.13**). Indeed, the variation of carbonate production with wave energy induces two gradients: 1) a vertical gradient, similar to depth, with a maximum production at shallow depths, and 2) an horizontal gradient where the production is maximum at the platform edge. This leads to the formation of a barrier reef system including a low energy backreef area where the carbonate production is limited.

The reef morphology is highly dependent on the energy threshold (**Figs. V.13, V.26; Tab. V.2**): when this threshold increases the lateral continuity of reef deposits is hampered and the formation of two ridges is enhanced. These results indicate that the formation of two ridges implies that the window for carbonate production must be narrow and that hydrodynamic energy is an important controlling factor for the development of the studied reefs. The most suitable minimum energy threshold is 25kW/m (**Fig. V.14B**).



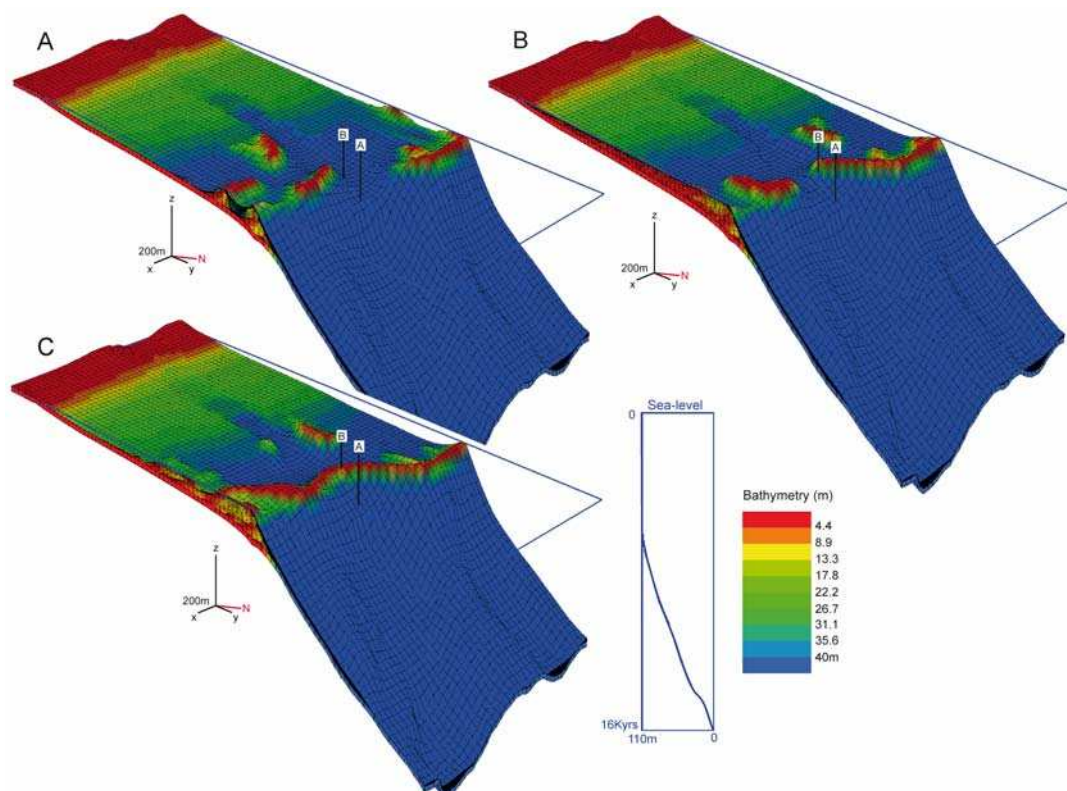
**Figure V.13:** Simulations displaying the testing of carbonate production with water energy while changing the minimum energy threshold that permits carbonate production. (A) and (B) correspond to the location of the drill sites 9 and 23, respectively. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A., B. and C. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15\text{mm/yr}$ ; unique lithology: carbonates; minimal wave energy thresholds of 15, 20 and 30 kW/m for simulations A., B. and C., respectively. Simulation result with a wave energy threshold of 25 kW/m is shown in Figure V.14B.



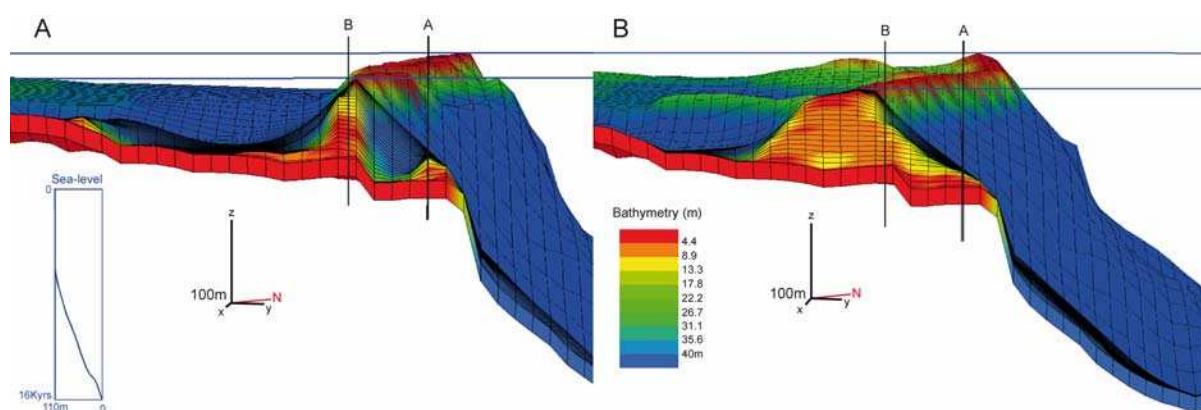
**Figure V.14:** Simulations displaying the testing of carbonate production with water energy while changing the wave action depth. (A) and (B) correspond to the location of the drill sites 9 and 23, respectively. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A., B. and C. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; unique lithology: carbonates; wave reference depths of 10, 11 and 12 m for simulations A., B. and C., respectively.

The wave characteristics in the shallow-water areas depend on the local topography, but also on the wave parameters in the deep ocean. Variations of wind duration and direction modify wave propagation angle and storm wave base which control the extension of the depth range where carbonate production is maximum. The reef development is very sensitive to such variations. Indeed, variations of only one meter in the storm wave base lead to deep changes of both morphology and internal stratigraphic architecture of reef deposits (**Figs. V.14, V.28; Tab. V.2**). The deposits are becoming more discontinuous when storm wave base are decreasing. In simulation 14C, the reef forms a continuous and thick sequence while when wave reference depths are decreasing, the deposits form two ridges that are more and more spaced and thinner. The most suitable storm wave base is 11 m (**Fig. V.14B**). Variations of wave propagation of more than  $10^\circ$  change the morphology and geographical distribution of the deposits (**Figs. V.15, V.29**). The interaction between wave direction and the morphology of the initial surface controls the distribution of deposits (**Fig. V.27**). The sinuosity of the coastline induces the formation of protected and exposed areas, and the carbonate production

is maximum in exposed areas. This sensitivity analysis has demonstrated that the most suitable wave propagation angle is N190 (**Fig. V.15C**).



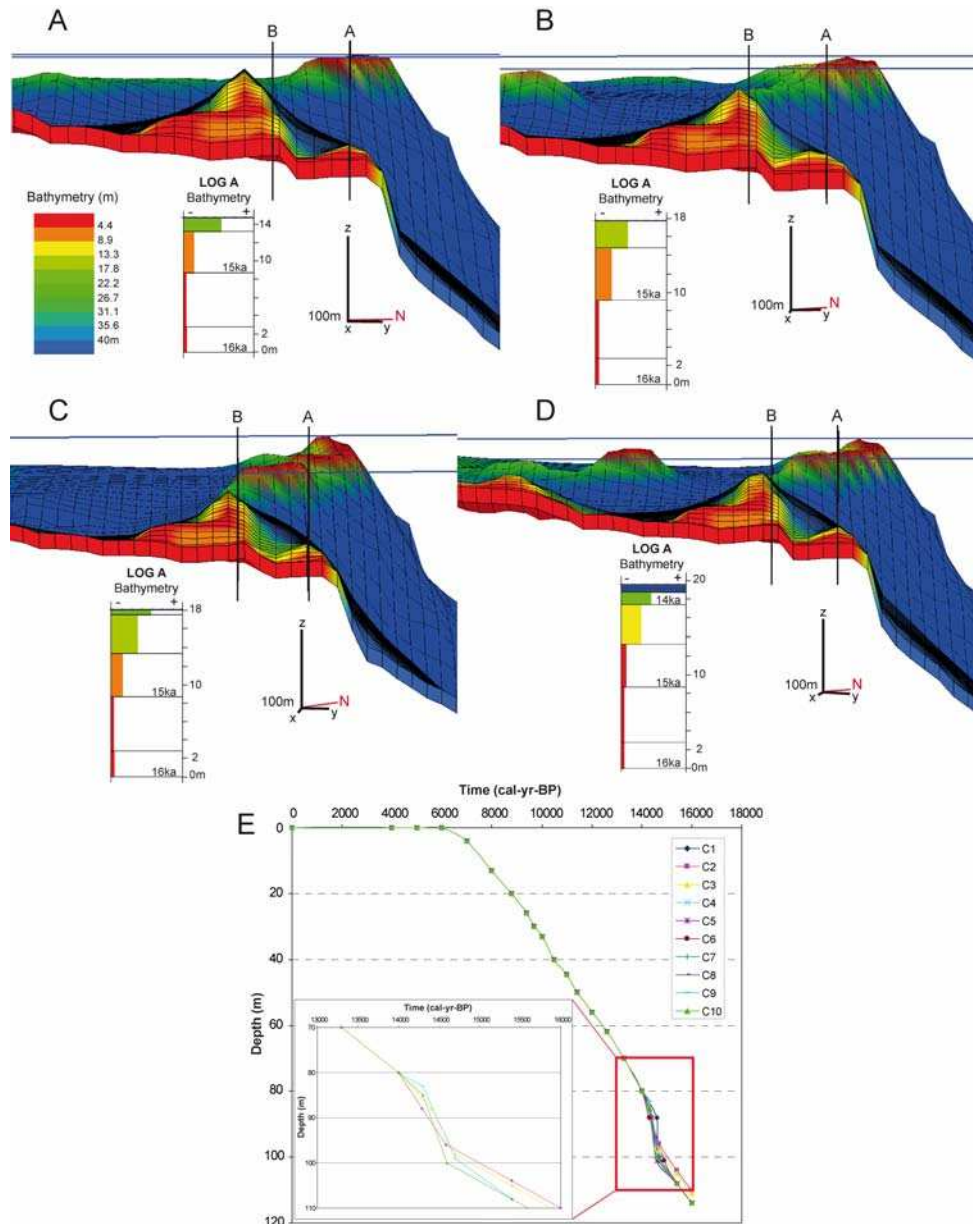
**Figure V.15:** Simulations displaying the testing of carbonate production with water energy while changing the wave propagation angle. (A) and (B) correspond to the location of the drill sites 9 and 23, respectively. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A., B. and C. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 30kW/m; wave reference depth of 12 m; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; unique lithology: carbonates; wave propagation angle of N170, N210 and N190 for simulations A., B. and C., respectively.



**Figure V.16:** Simulations displaying the testing of various maximum production rates. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A. and B. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; unique lithology: carbonates; maximum production rate of 20 and 12 mm/yr for simulations A. and B., respectively.



Different maximum production rates were also tested and simulation results show that this parameter controls the morphology of reef deposits, such as their thickness and width and the steepness of the outer-reef slope (**Fig. V.16**). Reef deposits with high production rates are thicker and narrower. Reef slopes are steep when maximum production rates are high (**Fig. V.16A**) and are more gentle when maximum production rates decrease (**Fig. V.16B**). The most suitable maximum production rate is 15 mm/yr (e.g. **Fig. V.14B**).

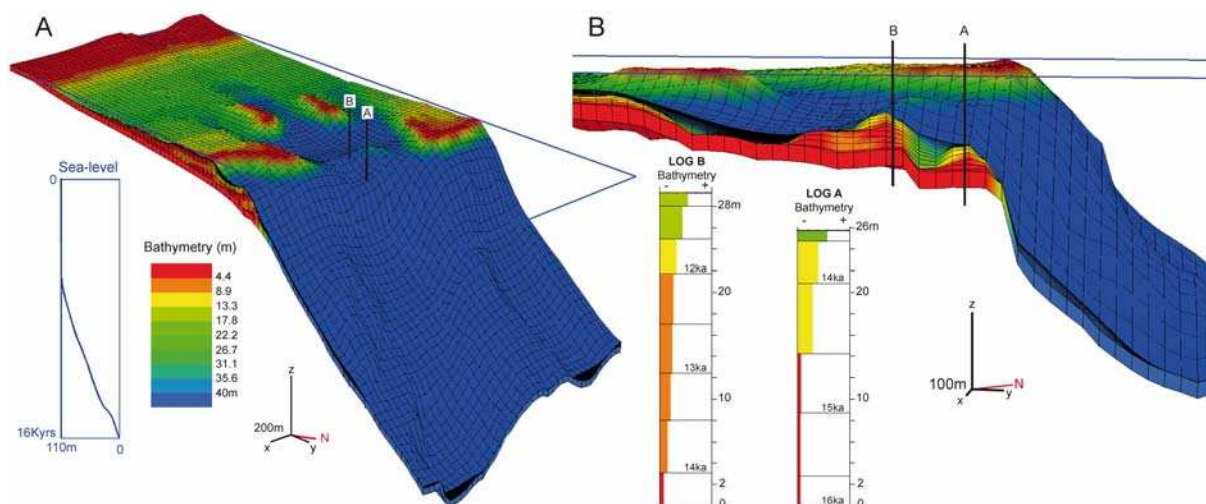


**Figure V.17:** Simulations displaying the testing of various sea-level curves. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. The morphology of the deposits and a simulated log on the outer ridge (location of drill site 9) are shown. A., B., C. and D. Results of simulations with the following parameters: a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15\text{mm/yr}$ ; unique lithology: carbonates; sea-level curves C10 (sea-level rate of 50 mm/yr between 14.6 and 14.3 ka BP), C9 (sea-level rate of 40 mm/yr between 14.7 and 14.3 ka BP), C3 (sea-level rate of 30 mm/yr between 14.7 and 14.4 ka BP) and C2 (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP) for simulations A., B., C. and D., respectively. E. Graph displaying the tested sea-level curves with a detailed view of C10, C9, C3 and C2 curves.

### B. Sea level

Sea-level variations influence the bathymetry of the deposits, the timing of reef drowning and the thickness of the deposits but have a lower impact on the morphology of the deposits (**Tab. V.2**). Simulations (**Figs. V.17, V.30**) show that rates of sea-level rise higher than 30 mm/yr during MWP-1A may produce a drowning of the outer ridge at 14 ka BP. The most suitable rate is 27 mm/yr, corresponding to a sea-level jump of 16 m during the 14.6-14 ka BP time window, which produces a drowning at 13.5 ka BP. Rapid sea-level pulses produce an early drowning of the outer ridge.

The best case is obtained with the variation of maximum production rate through time according to the rates calculated from the data. Maximum production rates are estimated at 15mm/yr from 16 to 14.7 ka BP, 20 mm/yr from 14.6 to 14 ka BP, 15 mm/yr from 13.9 to 12 ka BP and 11 mm/yr from de 11.9 to 0 ka BP. Simulation results (**Fig. V.18**) show successive drownings of the outer and inner ridges starting at 13.5 and 11 ka BP respectively.

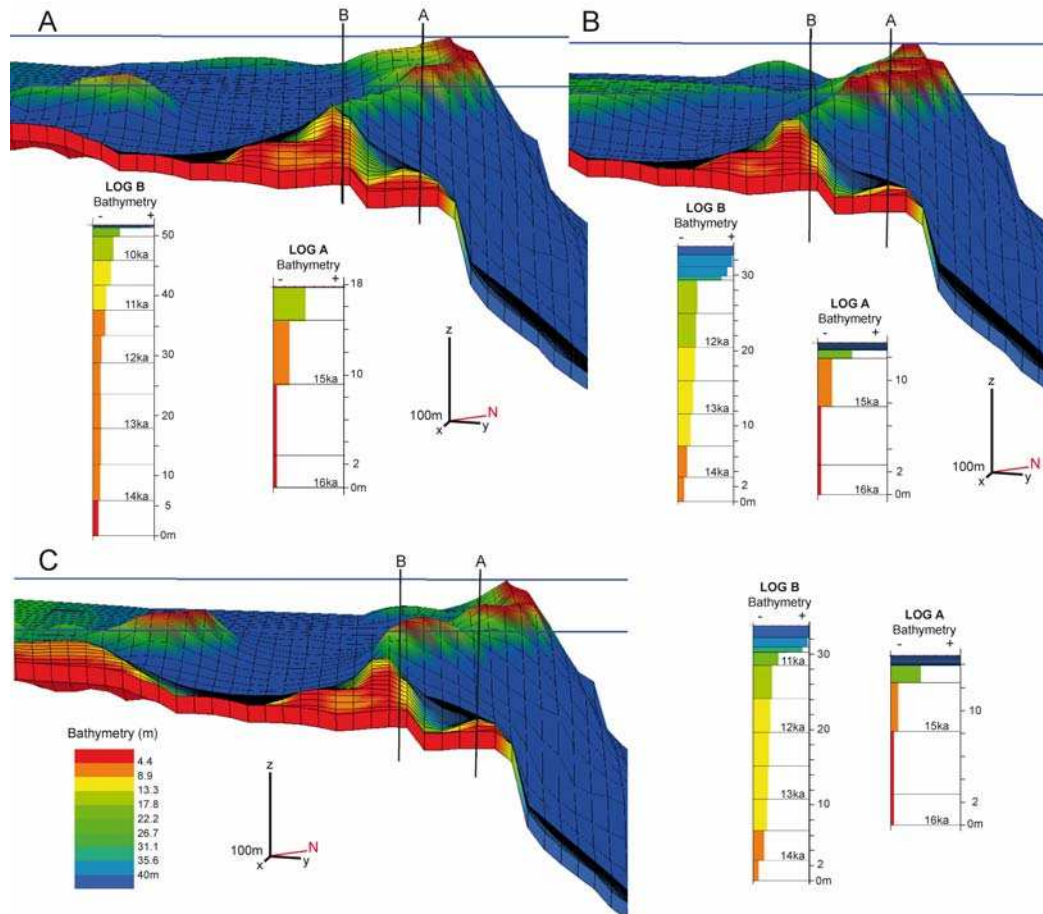


**Figure V.18:** The best simulation result with a unique lithology (carbonates). The colour scale represents the bathymetry of the deposits. The morphology of deposits and simulated logs on the outer ridge (log A: location of drill site 9) and on the inner ridge (log B: location of drill site 23) are shown. A. and B. Different views of the simulation results obtained with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; variation of the maximum production rate with  $P_{\max}=15$  mm/yr from 16 to 14.7 ka BP, 20 mm/yr from 14.6 to 14 ka BP, 15 mm/yr from 13.9 to 12 ka BP and 11 mm/yr from de 11.9 to 0 ka BP.

### C. Subsidence

Similarly to eustasy, subsidence does not change the morphology of the reef systems but changes lightly their bathymetric range and the timing of the drowning events recorded on the two ridges. **Figure V.19** shows that the results of the simulation are similar for subsidence rates of 0.5 (V.19B) and 1 mm/yr (V.19C), but are different from the result obtained with a subsidence rate of 0.25 mm/yr (V.19A). The thickness of the last deglacial reef sequence from

the outer ridge is reduced for V.19B and C which indicates that higher subsidence rates produce a faster drowning of this ridge. For the inner ridge, the log B sequence is thicker in V.19A than in V.19B and C because log B is located on top of the ridge while in V.19B and C it concerns the outer part, implying that the inner ridge is lightly shifted seaward in V.19A compared to cases V.19B and C.

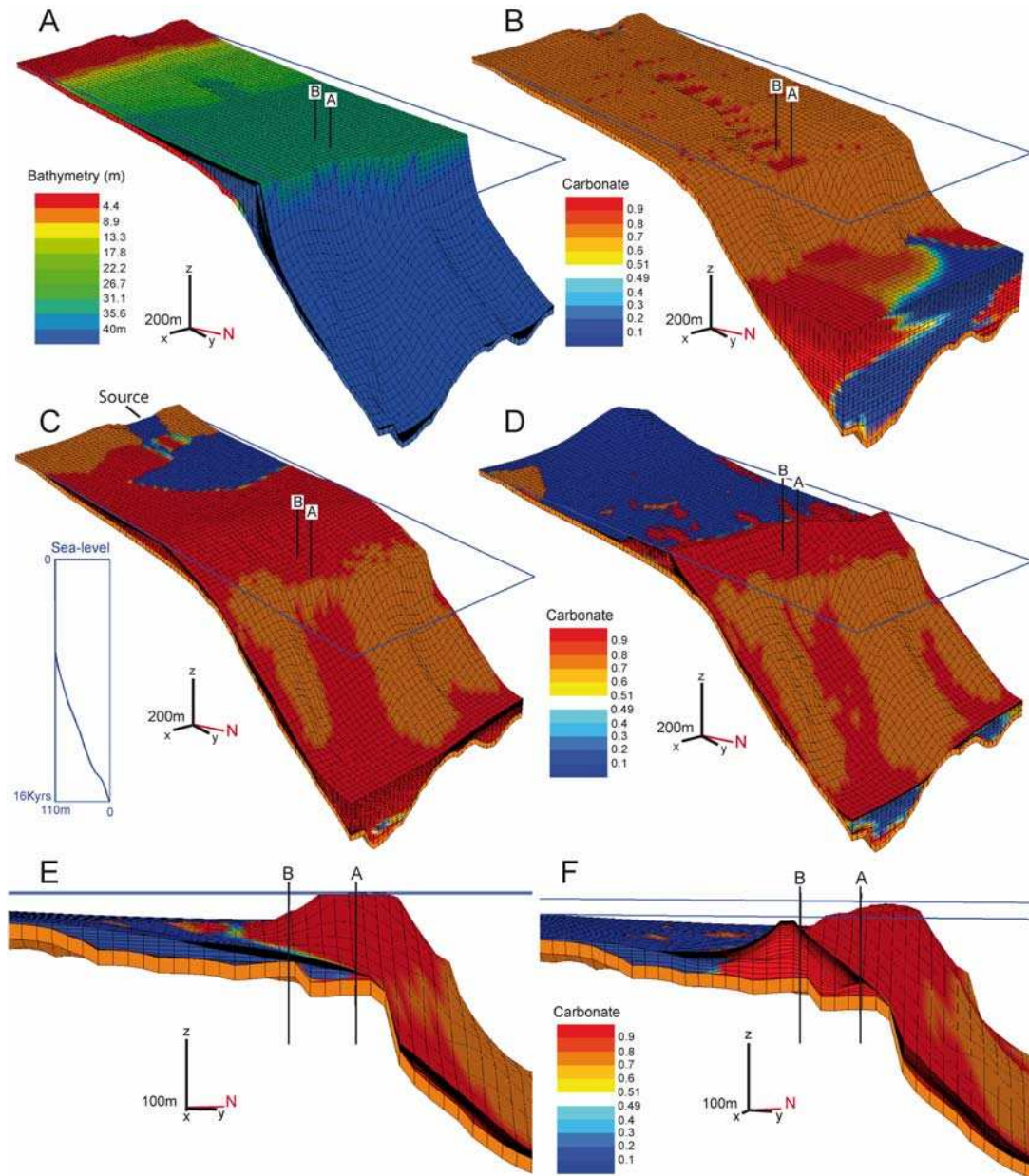


**Figure V.19:** Simulations displaying the testing of various values of subsidence rates. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. The morphology of deposits and simulated logs on the outer ridge (log A: location of drill site 9) and on the inner ridge (log B: location of drill site 23) are shown. A., B. and C. Results of simulations with the following parameters: a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; unique lithology: carbonates; sea-level curve C9 (sea-level rate of 40 mm/yr between 14.7 and 14.3 ka BP) modified for each subsidence rate; subsidence rates of 0.25, 0.5 and 1 mm/yr for simulations A., B. and C., respectively.

#### D. Siliciclastic inputs and transports

A too high wave-driven transport induces the reworking of sediments deposited above the storm wave base. This produces a flat depositional morphology below an erosional surface (**Fig. V.20A**) and does not fit with the data, as does the transfer of all sediments to the basin by slope-driven transport (**Fig. V.20B**). The only type of transport used is therefore the water flow transport which moves sands and shales but not carbonates (**Fig. V.20D**).





**Figure V.20:** Simulations displaying the testing of various transports and siliciclastic inputs. (A) and (B) correspond to the location of the drill sites 9 and 23, respectively. The colour scales represent the bathymetry of the deposits for the simulation A. and the carbonate proportion of the deposits for simulations B., C., D., E. and F. The similar parameters between these simulations are: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15\text{mm/yr}$ . For simulations B., C., D., E. and F, three lithologies are simulated: carbonate, sand and shale; and a unique lithology (carbonates) for simulation A.

A. Simulation result with only one transport type: the wave-driven transport.

B. Simulation result with only one transport type: the slope-driven transport and a continuous sediment supply of  $0.001 \text{ km}^3/\text{ka}$ .

C., D., E. Simulation results with only one transport type: the water flow-driven transport and continuous sediment supplies of  $0.001 \text{ km}^3/\text{ka}$ ,  $0.005 \text{ km}^3/\text{ka}$  and  $0.002 \text{ km}^3/\text{ka}$ , respectively.

F. Simulation result with a water flow-driven transport and variation of sediment supply with time: 0 from 16 to 14 ka BP and  $0.002 \text{ km}^3/\text{ka}$  from 14 ka BP until now.

Because of the small size of the model, it is easily saturated by the sediment supply and weak sediment supplies were therefore used (**Fig. V.20C and D**). A low sediment supply of 5 km<sup>3</sup>/Myr already produces a relief (**Fig. V.20D**), although the most suitable sediment supply is of 1 km<sup>3</sup>/Myr (**Fig. V.20C**). If sediment supplies are constant in time, they prevent carbonate production and, hence, reef development (**Fig. V.20E**). Variations through time induce the formation of the two ridges and the deposition of detrital sediments behind the carbonate belt (**Fig. V.20F**). The total sediment supply was estimated to be nil from 16 to 14.5 ka BP and at 1 km<sup>3</sup>/Myr from 14.5 ka BP onwards. The variation in sediment supply is evidenced in cores carried out between the two ridges that display at their base the development of corals covered by clastic sediments at  $\approx 14 - 14.5$  ka BP.

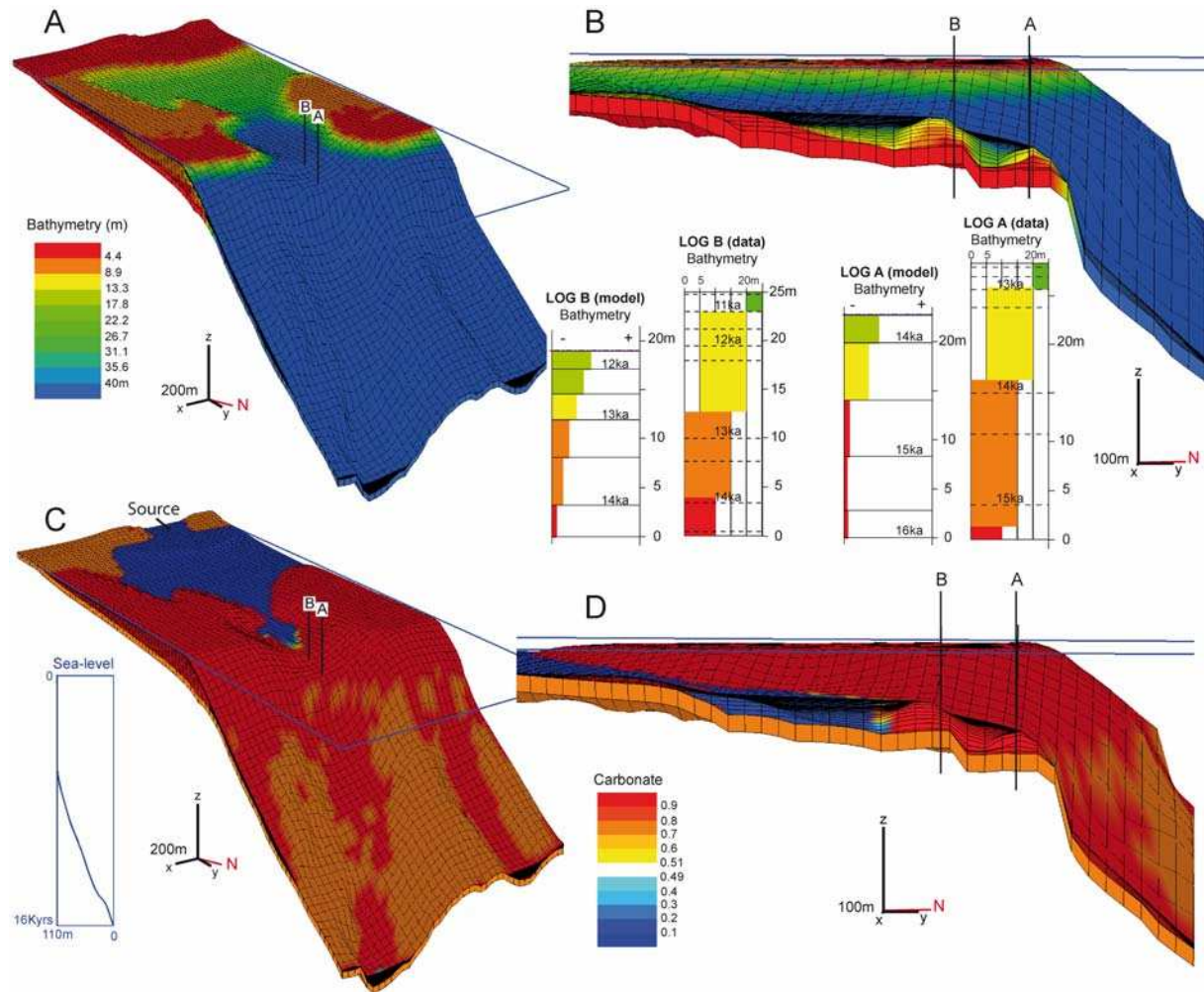
Main parameters	Values	Occurrence of 2 ridges	Reef continuity	Maximum reef thickness (m)	Timing of reef drowning (ka BP)
<b>Minimum wave energy threshold</b> (with reference depth of 11 m, wave direction N190 and sea-level curve C2)	15 kW/m	N	C	117	ND
	20 kW/m	Y	C	IR: 89; OR:21	13.5
	23 kW/m	Y	C	IR: 87; OR:23	13.5
	25 kW/m	Y	C	IR: 73; OR:23	13.5
	27 kW/m	Y	C	IR: 68; OR:20	14
	30 kW/m	Y	C	IR: 64; OR:25	14
<b>Wave reference depth</b> (with wave energy > 25 kW/m, wave direction N190 and sea-level curve C2)	10 m	Y	NC	IR: 61; OR:17	14.5
	10.5 m	Y	C	IR: 64; OR:19	14
	11 m	Y	C	IR: 70; OR:22	13.5
	11.5 m	Y	C	IR: 95; OR:31	13
	12 m	N	C	117	ND
<b>Sea level</b> (with wave energy > 25 kW/m and wave direction N190 and reference depth of 11 m)	C2	Y	C	IR: 74; OR:20	13.5
	C3	Y	C	IR: 70; OR:18	13.5
	C9	Y	C	IR: 73; OR:18	14
	C10	Y	C	IR: 84; OR:15	14.5

**Tableau V.2:** Sensibility testing of wave energy (kW/m), wave reference depth (m) and sea level on the occurrence of two ridges (Y: yes, N: no), reef lateral continuity (C: continuous, NC: non continuous), maximum reef thickness (m) and timing of reef drowning (ka BP). IR: Inner ridge; OR: outer ridge; ND: no drowning.

### V.2.5.3. Best case scenario and comparison with data

The best simulation result (**Figs. V.21, V.31, V.32**) was obtained with the following parameters: the sea-level curve C2 (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy (and not with only depth); a minimal wave energy threshold of 25 kW/m; a wave reference depth of 11m; a wave propagation angle of N190; a variation of the maximum production rate with  $P_{\max}=15$  mm/yr from 16 to 15 ka BP, 20 mm/yr from 14.9 to 14 ka BP, 13 mm/yr from 13.9 to 13 ka BP, 10 mm/yr from 12.9 to 9 ka BP, 9 mm/yr from 8.9 to 6 ka BP and 3 mm/yr from

5.9 to 0 ka BP; a weak water-driven transport for sands and shales and a very low water-driven transport for carbonates; a fluvial discharge of  $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ ; a total sediment supply estimated to be nil from 16 to 14.5 ka BP and of  $1 \text{ km}^3/\text{Myr}$  from 14.5 ka BP onwards, and with environmental conditions preventing the development of carbonates on sand and shale lithologies.



**Figure V.21:** The best simulation result with three lithologies: carbonate, sand and shale. The colour scales represent the bathymetry of the deposits for the simulations A. and B. and the carbonate proportion of the deposits for simulations C. and D. The morphology of deposits, simulated logs on the outer ridge (location of drill site 9) and on the inner ridge (location of drill site 23) and composite logs of both ridges (from the data) are shown.

A., B., C. and D. Different views of the simulation results obtained with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of  $27\text{mm}/\text{yr}$  between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of  $0.25 \text{ mm}/\text{yr}$ ; a variation of carbonate production with wave energy (and not with only depth); a minimum wave energy threshold of  $25\text{kW}/\text{m}$ ; wave reference depth of 11m; wave propagation angle of  $N190$ ; variation of the maximum production rate with  $P_{\text{max}}=15\text{mm}/\text{yr}$  from 16 to 15 ka BP,  $20\text{mm}/\text{yr}$  from 14.9 to 14 ka BP,  $13\text{mm}/\text{yr}$  from 13.9 to 13 ka BP,  $10\text{mm}/\text{yr}$  from 12.9 to 9 ka BP,  $9\text{mm}/\text{yr}$  from 8.9 to 6 ka BP and  $3\text{mm}/\text{yr}$  from 5.9 to 0 ka BP; weak water driven transport for sand and shale and very weak water driven transport for carbonate; a fluvial discharge from  $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ ; variation of the total sediment supply estimated at 0 from 16 to 14.5 ka BP and at  $0.001 \text{ km}^3/\text{ka}$  from 14.5 ka BP until now and with ecological rules that avoid the development of carbonate over of sand and shale lithologies.

For the outer ridge, the simulation results display the prevalence of shallow-water environment (0-5 m water depth) from 16 to 14.5 ka BP, then a deepening to 9-14 m water depth and to 14-18 m water depth from 14.5 to 13.5 ka BP, followed by a rapid reef drowning. The data indicate a more progressive deepening with higher accumulation rates between 14 and 13.5 ka BP. The reef growth rate is lower before 15 ka BP but this could be due to the fact that the first phase of reef growth was not recorded in the studied cores.

For the inner ridge, the simulation results display a progressive deepening with shallow-water facies (less than 14 m water depth) until 12.5 ka BP, followed by a progressive drowning beginning at that time. The data suggest a similar evolution but with higher accumulation rates. Those differences could be related to the position of log B which is not centered on the ridge. Simulated results do not reproduce the facies D (water depth > 20m).

The morphology of the simulated ridges and of the detrital deposits is similar to the interpretation deduced from the data (e.g. seismic line, **Fig. V.9**). However, the simulated morphology of the modern reef is not correct. The slight differences with the simulation results could be due to the lack of some important parameters, like the nutrient levels, that can not be inputted in the model or to uncertainties regarding the initial surface topography.

#### V.2.6. Discussion: Effect of controlling parameters on reef development and drowning

The impacts of the different environmental factors on postglacial reef growth are generally difficult to differentiate as they interact with each other. The postglacial reef development would be principally controlled by sea-level variations, hydrodynamic energy, nutrient and sediment supplies and substrate disponibility and, to a less extent, by paleotopography, turbidity, sea surface temperature and aragonite saturation state (Montaggioni, 2005).

Nutrient availability, water temperature and aragonite saturation state of seawater were not modelled:

(1) Nutrient supply that controls the development and decline of coral reefs (Hallock and Schlager, 1986; Buddemeier and Hopley, 1988; Marshall, 1988; Montaggioni, 1988; Hopley *et al.*, 1997) is a parameter difficult to constrain in a model and then could explain differences between simulation results and reality. The demise of a number of modern Indo-Pacific reefs may have been driven by a temporary increase in suspended sediment and nutrient loads from terrestrial runoff or groundwater discharge (Montaggioni *et al.*, 1993; McCulloch *et al.*, 2000). Moreover, it has been considered that the last deglacial sea-level rise might have caused a gradual reorganization of ocean circulation and the enhancement of

large-scale upwelling that resulted in nutrient enrichment of shelves and adjacent coastal areas (Marshall, 1988).

(2) Sea surface temperatures variations in Tahiti during the last deglaciation seem to not affect coral growth as temperatures stayed in the optimum range for coral development. Indeed, the coral Sr/Ca records of two Tahiti corals indicate that the annual average sea surface temperature (SST) was 2.6-3.1°C and 1.0-1.6°C lower than the present ( $27.5 \pm 0.2^\circ\text{C}$ ) at 12.4 ka and 14.2 ka respectively and that no significant changes affected the amplitude of the seasonal SST cycle (Asami *et al.*, 2009).

(3) The supersaturation of seawater with respect to aragonite, which controls the calcification and growth rates of corals (Broecker and Takahashi, 1966; Morse *et al.*, 1984; Gattuso *et al.*, 1998; Broecker *et al.*, 1999; Kleypas *et al.*, 1999, 2001) seem to globally not affected postglacial reefs as atmospheric pCO<sub>2</sub> seemingly remained within the tolerance thresholds for reef calcification during the last deglaciation (Montaggioni, 2005). However, in restricted areas (e.g. lagoon, Broecker and Takahashi, 1966; Morse *et al.*, 1984; Hill *et al.*, 2009), the decreasing supersaturation could be of great importance in controlling carbonate production rates.

#### V.2.6.1. Wave energy

Coral reef growth is largely controlled by the wave energy associated with ocean swells and local winds (Bourrouilh and Talandier, 1985; Scoffin, 1993; Blanchon and Jones, 1997; Grigg, 1998; Yamano *et al.*, 2003; Larcombe and Carter, 2004; Grossman and Fletcher, 2004; Hongo and Kayanne, 2009). During the last deglaciation, reef growth has responded to changes in wave conditions that evolved according to the sea-level rise.

Coral growth morphologies and then the reef growth rates are direct functions of water turbulence (e.g., Geister, 1977; Marshall and Davies, 1982; Hubbard, 1988). As wave energy increases, branching corals change from delicate to more robust forms.

The oceanographic regime of Tahiti is dominated by swells with three dominant systems that are the trade winds surges from the South-East and North-East sectors and swells from the South and South-West formed in Austral polar regions. Tiarei reefs, located in the northern side of the island, are exposed to North-East swells. The heights of ocean swells are generally under 4 m with the greater proportion being less than 2 m (Gabrie and Salvat, 1985). Tropical cyclones, generating average winds from 100 to 200 km/h and storm swell heights of 8 to 10 m, are rare in French Polynesia. The occurrence in the reef sequences of delicate well preserved branching corals (*Porites*) in growth position suggests the prevalence of moderate wave energy and that the storm wave action depth was low.

Stratigraphic simulations show that the reef development is highly controlled by wave parameters such as wave energy and storm wave base (**Figs. V.13, 14 and 15**). Simulations with no wave influence on carbonate production (carbonate production only controlled by water depth, **Fig. V.12**) produce aggrading deposits forming a carbonate platform and are not able to produce any reef morphology and feature (e.g. reef barrier, lagoon). It is then critical for reef modelling to use software with wave energy algorithms. Platform forming with no wave modelling and with high production rates (15 mm/yr in our case) are very difficult to drown and produce expanded and aggrading deposits throughout the last deglacial sea-level rise. The use of a rule in DIONISOS linking carbonate production and wave energy produce isolated reef morphologies that can be more easily drowned than wide platform. The generation of isolated drowned reefs was only possible using the 2D wave modelling. However, the mathematic function relating wave power to reef growth rates is difficult to assess. It should be useful to test different function types (linear, exponential...) relating wave power to reef growth rates to better simulate the control of wave energy on reef growth.

We assumed in simulations that maximum reef accretion rates are associated with high energy levels. Indeed, comparison studies between high-water and lower-water energy settings (i.e., windward and leeward reefs) indicate that the better framework development occurred in high-energy reefs (e.g., Blanchon and Jones, 1995; Gischler, 1995; Gischler and Lomando, 2000). In Indo-Pacific reefs, the highest wave-energy settings are characterized by the development of robust-branching and tabular coral assemblages (e.g. *Acropora* and *Pocillopora*; e.g. Montaggioni *et al.*, 1997; Montaggioni and Faure, 1997; Cabioch *et al.*, 1999b; Kayanne *et al.*, 2002). These reefs are characterized by well developed frameworks and by high accretion rates (e.g. 15 mm /yr in Mauritius, Montaggioni and Faure, 1997; 20 to 30 mm/yr in Tahiti, Montaggioni *et al.*, 1997, and in Palau, Kayanne *et al.*, 2002). In contrast, reef assemblages in lower-energy settings consist of massive corals and detrital facies characterized by lower accretion rates (Easton and Ku, 1980; Davies and Hopley, 1983; Kleypas and Hopley, 1992). Corals may develop more extensively under high-energy conditions as vigorous water motion replenishes food and nutrients, removes sediment and moderates extremes in temperature, salinity, and dissolved oxygen concentration (e.g., Wells, 1957; Yamano *et al.*, 2003). Although reefs develop well in high-energy conditions, extremely high wave energy can also depress framework development (Grigg, 1998). Especially, in areas subject to destructive open-ocean swell or hurricanes, coral recruitment and subsequent reef building are poor and are restricted below storm-wave base (Montaggioni, 2005). Reefs are then composed of relocated and recemented coral blocks or skeletal detritus (Blanchon *et al.*, 1997; Hubbard *et al.*, 1998; Braithwaite *et al.*, 2000; Smithers and Larcombe, 2003).



### V.2.6.2. Accomodation space

During the last deglaciation, characterized by a eustatic sea-level rise of 120-130m (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Yokoyama *et al.*, 2000, 2001; Peltier, 2002; Lambeck *et al.*, 2002), sea-level change controlled the location of reef development and the reef growth patterns.

The availability of accomodation space is a function of eustatic sea-level change and local tectonic movements (e.g. subsidence or uplift). In active tectonic setting characterized by high uplift rates, the increase in accommodation space will be more limited than on subsiding areas. Reefs located in uplifted areas (e. g. Vanuatu; Cabioch *et al.*, 2003) will be then more able to compensate the sea-level rise, while reefs will be more easily drowned in areas characterized by high subsidence rates (e.g. Hawaï; Webster *et al.*, 2004a, 2009). Tahiti is characterized by slow subsidence rates (i.e. 0.25 mm/yr; Bard *et al.*, 1996) that are negligible compared to the last deglacial sea-level rise and are therefore considered to have had little or no influence on reef development during that time window.

The Barbados coral reef record suggested that the last deglaciation was characterized by two brief intervals of accelerated melting (meltwater pulses; MWP), occurring around 14 and 11.3 ka BP, superimposed on a smooth and continuous rise of sea level (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Peltier and Fairbanks, 2006). According to this record, the MWP-1A event should be characterized by a rapid sea-level rise of 40-50 mm.yr<sup>-1</sup> between 14.2 and 13.8 ka BP and the MWP-1B event by a sea-level rise of 25 mm.yr<sup>-1</sup> between 11.5 and 11.1 ka BP (Bard *et al.*, 1990). The timing, the amplitude or even the realities of those periods of accelerated sea-level rise are still debated (Clark, 1995; Bard *et al.*, 1996; Okuno and Nakada, 1999; Lambeck *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2004). Moreover the Barbados reef record is located in active subduction zones where apparent sea-level record may be biased by variations in uplift rates.

The Tiarei reef record, ranging from 16 to 10.6 ka BP, allows the testing of these two pulses (Camoin *et al.*, to be submitted; Deschamps *et al.*, to be submitted). First, the reef record from the outer ridge permits to better constrain the meltwater pulse 1A. Smooth sea-level curve without any acceleration of the rate of sea-level rise does not produce a drowning of the outer ridge. An increase of sea-level rise corresponding to the MWP-1A is needed. Different curves with rates of sea-level rise from 26 to 130 mm/yr during the MWP 1-A were tested. On simulations, the different rates of sea-level rise play a role on the timing of reef drowning as well as on the bathymetry and thickness of the reef deposits, but have less effect on their morphologies. A rapid sea-level rise as defined by the Barbados record (40-50

mm/yr) would induce a too early drowning of the outer ridge (**Fig. V.17**). These rates do not fit with the data which indicate a progressive drowning until 12 ka BP (**Fig. V.8**; holes 21). Increasing rates of sea-level rise induce a more rapid drowning but also thinner sequences on the outer ridge. The uncertainty concerning the MWP-1A concerns not only the rates of sea-level rise but also the timing of this event. The C2 and C3 curves display similar rates of sea-level rise (27 and 30 mm/yr, respectively) but a different timing as the MWP-1A begins at 14.6 ka BP for the C2 curve and at 14.7 ka BP for the C3 curve. The results (**Fig. V.17**) show that the timing of the initiation of the pulse is important as the reef drowning is faster with the C3 curve (**Fig. V.17C**) than with the C2 one (**Fig. V.17D**). According to the simulation results and the data, the MWP-1A in Tahiti should be characterized by a rise of 16 m between 14.6 and 14 ka BP (rate of 27 mm/yr), while the mean rate of sea-level rise before and after this event is estimated to be of 10 mm/yr. A similar timing of the MWP-1A has been deduced from reef records from Hawaii (14.7 to 14.2 ka BP; Webster *et al.*, 2004a) and Marquesas island (14.6 to 14 ka BP; Cabioch *et al.*, 2008), even if the timing of this event cannot be well constrained due to the incomplete data set provided by the dredged rock samples.

The reef record from the inner ridge allows the testing of the meltwater pulse 1B. In the simulations, the drowning of the inner ridge does not require any acceleration in sea-level rise and therefore does not support the existence of the MWP-1B (**Fig. V.9C**). It confirms the results obtained on the onshore drillings throughout the Papeete reef (Rougerie and Wauthy, 1993; Bard *et al.*, 1996; Montaggioni *et al.*, 1997; Rougerie *et al.*, 1997; Cabioch *et al.*, 1999b; Camoin *et al.*, 1999; Bard *et al.*, 2010) that exhibits a “keep-up” growth mode from 13.8 to 3 ka BP without any significant deepening trend.

This model therefore provides reliable information regarding the occurrence and the amplitude of the meltwater pulse events, but cannot decipher the various mechanisms involved in sea-level change, implying that the respective roles of eustasy, hydro-isostasy adjustments and meltwater redistribution (“equatorial ocean siphoning”) have not been considered.

#### V.2.6.3. Initial topography

Small-scale topographic features of the initial surface such as substrate type, changes in slope and paleochannels rather than the overall shelf architecture may have controlled postglacial reef development (Webster, 1999; Grossman and Fletcher, 2004; Montaggioni, 2000).

Reefs preferentially colonize rough surfaces that favour the attachment of coral larvae such as the karstified surfaces of limestones and rough lava flows while unconsolidated sediments and smooth-surfaces are apparently less suitable (Partain and Hopley, 1989; Cabioch *et al.*, 1995). In the Tiarei area, reefs preferentially developed on karst surfaces of older Pleistocene reef deposits developed during marine isotope stages 3 (29-33 ka BP) and 6 (~153 ka BP) (Thomas *et al.*, 2009) rather than on volcanoclastic sediments.

The initial topography is an important factor as it controls the wave energy distribution, the location of carbonate production, the transport and distribution of deposits (**Fig. V.33**). Accordingly, the initial topography drastically influences the early stages of reef growth and the local morphology of individual reef bodies. For example, the slope of the initial surface can play a role on reef initiation. The steepness of the slopes in the northern part of the model prevents the development of coral reefs that were able to form only thin veneers. The reefs could only develop on the shelf. Indeed, the slope of the substrate may have directly influenced the composition of pioneer coral assemblages (Webster, 1999). Flat and gently sloping surfaces are predominantly covered by fast-growing branching and domal forms, whereas steeper substrates are mainly colonized by laminar and slow-growing forms. The ability of reefs growing on steep slopes to follow the sea-level rise will then be lower than those developed on gentle slopes.

The roughness of the initial surface is an important parameter as a rough surface will produce topographic highs prone to high water energy and then to high production rates, while the production will be lower in depressed areas characterized by lower water energy. Smooth initial surfaces will produce more homogeneous deposits. The sinuosity of the coastline is also important as it will produce areas that are more or less subjected to wave energy and then will play a major role in the distribution of sedimentary deposits.

The limitations of the model rely on the validity of the initial topography which is not well constrained because of the scarcity and the general low quality of seismic data. Uncertainties are not related to the general features of this initial surface that are deduced from the available data (seismic line 079, bathymetric surface, cores) but from its roughness. Indeed, the initial basement is locally formed by older Pleistocene reefs that may have variations in height of several meters that cannot be constrained by the seismic records. However, simulations show that, because of the high variations in accommodation space and the high reef accretion rates, variations of several meters of the initial surface would not affect significantly the reef growth patterns and distribution.

Because studied reef sequences developed over older Pleistocene reefs, a relief of ~20m high has been considered for this initial surface on the inner ridge location. A smooth

surface without this relief would have produced simulation results with a more homogeneous distribution of those deposits, thus preventing the development of the two ridges observed at that site. However, the use of a smooth surface without considering the older stages of reef growth would produce incorrect results as the modern reef slope features reflect a complex history of reef growth and erosion related to Quaternary relative sea level high-stands and low-stands (e.g. Hopley *et al.*, 1997; Camoin *et al.*, 2001, 2004; Webster *et al.*, 2004b; Beaman *et al.*, 2008).

#### V.2.6.4. Sediment supply and turbidity

Sediment supply and turbidity are known to be strong limiting factors in coral reef development (Buddemeier and Hopley, 1988; MacIntyre *et al.*, 1992; Hopley, 1995): (1) they reduce light levels in the water column and, therefore, the coral growth; (2) they result in soft or mobile substrates unfavourable to the settlement of coral larvae (Done, 1982; Rogers, 1990; Veron, 1995). However, a number of studies have demonstrated that coral growth can occur in environments characterized by turbid waters and/or terrigenous sedimentation, especially in the inner shelf of the Great Barrier Reef, even if the relevant coral communities are generally composed of coral rubbles and isolated coral colonies that do not build rigid reef frameworks (e.g. Goreau and Yonge, 1968; Roy and Smith, 1971; Johnson and Risk, 1987; Larcombe *et al.*, 1994, 1995; Tudhope and Scoffin, 1994; Woolfe and Larcombe, 1998; Larcombe and Woolfe, 1999; Smithers and Larcombe, 2003; Perry, 2005; Perry and Smithers, 2006).

Reef development in the Tiarei area has been influenced by sediment inputs brought by the Papenoo river which is one of the main drainage of the island. This river was modelled as a sediment source located on the southern border of the model. The basin of the Papenoo river (91 km<sup>2</sup>) represents more than 10% of the total area of Tahiti-Nui (Hildenbrand *et al.*, 2008). A high erosion rate of 0.246±0.032 km<sup>3</sup>/kyr was calculated for the Papenoo basin for the last 500 kyr (Hildenbrand *et al.*, 2008), thus suggesting that the Tiarei reefs probably developed in turbid waters.

The influence of sediments on the postglacial reef development is confirmed by sedimentological studies of reef framework components (microbialites) and associated sediments:

(1) Volcanic grains coming from the erosion of the island are trapped in microbial fabrics all along the postglacial reef sequence (Searđ *et al.*, submitted). The mass percentage of volcanoclastic grains trapped by microbialites ranges from 9 to 28% of the total mass.

These grains correspond to pyroxenes (e.g. diopside) and, to a less extent, feldspars from the silt to fine sand fractions (~50-100 $\mu$ m).

(2) Coarse volcaniclastic grains (up to fine gravel) are found in sediment infillings at the base of the reef sequence. Except for the base, volcanic grains are scarce in sediment infillings (Expedition 310 Scientists, 2006).

These sedimentological evidences indicate that the reefs were less influenced by the detrital sediments as they developed and formed a significant relief and that the net accumulation of terrigenous sediment was low on reef. However, the trapping of silt particles by microbial fabrics indicates the occurrence of sediment fluxes and therefore suggests the prevalence of turbid waters that may have induced a shallowing of the fully photic zone and, accordingly, a compression of coral zonation and a coeval decreasing in depth at which reefs may drown.

Ecological rules may be used in Dionisos, for example to prevent carbonate production when sediment supply is too high. Accordingly, the reef initiation was possible only when the terrigenous sedimentation rates are nil or weak (**Fig. V.20F**). The total sediment supply was estimated to be nil from 16 to 14.5 ka BP and averaging 1 km<sup>3</sup>/Myr from 14.5 ka BP onwards. The data show that during reef initiation, sediment supply was not reduced as suggested by the occurrence of volcanic grains in sediment infillings. Thus, net rate of sedimentation would have been close to zero in order to initiate reef development. Because, coral assemblages (PM) indicate very shallow environments (< 10 m water depth) under high wave energy influence during initiation stage, a terrigenous sedimentation may have been prevented by wave transport. A high energy setting during reef initiation is also confirmed by the occurrence of numerous reworked coral fragments at the base of the reef sequence. Accordingly, reef initiation was only possible on topographic highs formed by older Pleistocene reefs where water energy hampered terrigenous sedimentation which prevailed in the surrounding depressed areas.

After 14.5 ka BP, the deposition of terrigenous sediments behind the inner ridge reduced the substrate available for reef development and prevented the landward expansion of this reef, thus illustrating the role of the terrigenous sedimentation on the spatial distribution of reefs.

#### V.2.6.5. Implications on Tahiti reef drowning

Drowned carbonate platforms and reefs are common in the geological record (Schlager, 1981). Reef drowning occurs especially when coral growth is unable to keep pace with an increased accommodation space caused by subsidence and/or eustatic sea-level rise. The interpretation of the causes of the drowning is difficult as it may reflect a rapid increase in the rate of sea-level rise and/or the decrease in the growth potential of carbonate producer (Schlager, 1981). Accordingly, besides changes in accommodation space, the demise of reef systems can be also caused by a declining water quality (e.g. anoxia), an increase in nutrient concentration, burial by sediment, sea surface temperature fluctuations or current changes (e.g. Schlager, 1981; Hallock and Schlager, 1986; Erlich *et al.*, 1993; Camoin *et al.*, 1998; Wilson, 2000; Webster *et al.*, 2004c; Beaman *et al.*, 2008).

In the Tiarei area, reefs have been prone to drowning as the window of maximum production rate was probably restricted by water turbidity and wave energy dependent upon physiography and bathymetry. The heterogeneous nature of the substratum also limits the lateral expansion of reef frameworks and therefore the ability of reefs to form well-developed structures capable to keep pace with rising sea level. These factors, combined with a rapid sea-level rise, have strongly driven the formation of discontinuous reef features exhibiting various morphologies, including isolated (inner ridge) or fused (outer ridge) pinnacles.

The inner ridge is a good example showing that the nature of the substrate, sediment supplies and wave energy alone may have induced a reef drowning without any significant increase in the rate of sea-level rise. The interpretation of the drowning of the outer ridge is different as it is also influenced by a rapid sea-level rise associated with the MWP-1A. Thus, the Tiarei reefs seemingly display two types of reef drowning: a drowning caused by local factors on the inner ridge and a drowning caused by an interplay of local and global factors on the outer ridge. The local causes for the inner ridge drowning is confirmed by the studies of the Papeete reef sequences which demonstrated that reefs grew continuously from 13.8 to 3 ka BP (Cabioch *et al.*, 1999b; **Fig. V.9C**). The drowning of both ridges does not coincide with the cessation of reef growth but to the general backstepping of the reef complex from the outer ridge to the inner ridge and then to the modern barrier reef as a response to sea-level rise (Camoin *et al.*, to be submitted) (**Fig. V.9**).

This model could help to better understand the drowning of fossil reef systems as it illustrates the reef response to specific environmental conditions (high turbidity, low wave action base and heterogeneous nature of the substrate) and rapid sea-level rise with the formation of backstepped pinnacles (e.g. Borgomano and Peters, 2004).



### V.2.7. Conclusions

Sedimentological and chronological analysis of last deglacial reefs from Tahiti combined with a forward modelling study allow to better constrain the reef response to sea-level rise and environmental changes. The postglacial reef sequences from the Tiarei area formed two submerged ridges that gradually drowned around 13.5 ka BP (outer) and 12 ka BP (inner ridge).

(1) This study indicates that DIONISOS, generally used to simulate the long-term and large-scale evolution of sedimentary basins, is also a reliable tool to model the short-term evolution of shallow carbonate systems as it allows the reproduction of the architecture of the last deglacial reefs from Tahiti. Simulations allow the testing of various parameters, including the accommodation space, the carbonate production, sediment supplies and transport, as well as the initial topography.

(2) Simulation results underline the necessity to link carbonate production with wave energy in order to form reef morphologies. Variations in carbonate production with water depth only produce uniform deposits forming a platform. Wave energy is a crucial parameter controlling reef morphology and growth patterns.

(3) The Tiarei reef record, ranging from 16 to 10.6 ka BP, allows the testing of the two meltwater pulses, MWP-1A and 1B. Simulation results and data indicate that the MWP-1A in Tahiti should be characterized by a rise of 16 m between 14.6 and 14 ka BP (rate of 27mm/yr) while the mean rate of sea level before and after this event is estimated to be of 10 mm/yr. Faster rate in sea-level rise (>30 mm/yr) induce a too early drowning of the outer ridge. Simulations do not support the existence of the MWP-1B and then confirm the results obtained on the onshore drillings of the modern reef of Papeete.

(4) The initial topography of the model is an important factor as it controls the initial conditions in 3D such as: bathymetry, energy, carbonate production, sediment transport and the distribution of the deposits.

(5) The Tiarei reefs developed in turbid waters influenced by terrigenous sediments brought by a nearby river. The turbidity of waters may have induced the compression of coral zonation and therefore a shallower depth at which reefs may drown. Terrigenous sediments constrain not only the development of coral communities relative to depth, but also spatially as reef initiation was only possible on hard substrates located on topographic highs where water energy hampered sedimentation.

(6) In the Tiarei area, reefs have been prone to drowning as the window of maximum production rate was constrained by high water turbidity, low wave action depth and substrate availability. These factors, combined with rapid sea-level rise, have driven the formation of discontinuous backstepped reef pinnacles.

(7) Simulations results better constrained the causes of the drowning of both ridges. The Tiarei reefs display two types of drowning: a drowning caused by local factors (substratum nature, sediment supply and wave energy) for the inner ridge and a drowning caused by an interplay of local and global factors (acceleration of the sea-level rise) for the outer ridge. The drowning of both ridges is not related to periods of cessation of reef growth but to the backstepping of the reef complex from the outer ridge to the inner ridge and then to the modern barrier reef as a response to sea-level rise.

### Acknowledgments

The authors would like to thank all the people and institutions that helped to the success of the Expedition 310 “Tahiti Sea Level”: the Integrated Ocean Drilling Program (IODP), the European Consortium for Research Drilling (ECORD), the ECORD Science Operator (ESO), the drillers from Seacore Ltd and the crew of the *DP Hunter*. We are grateful to our colleagues from the IODP 310 Science Party for their hard and efficient work during and after the expedition, and to the staff of the Bremen core repository.

This work has been made possible thanks to the support both from the European Science Foundation (ESF) under the EUROCORES Programme EuroMARC (contract No. ERAS-CT-2003-980409 of the European Commission, DG Research, FP6) and from the CNRS-INSU through the « ECLIPSE » Programme.

### References

- Abbey E., Webster J., Braga J.C., Sugihara K., Wallace C., Iryu Y., Potts D., Done T., Camoin G., Searl C. Variation in deglacial coralline assemblages and their paleoenvironmental significance: IODP Expedition 310, Tahiti Sea Level. To be submitted. *Global and Planetary Change*.
- Andres, M., Bassant, Ph., Harris, M., 2008. Conditioned forward stratigraphic modeling in large carbonate fields: a Dionisos model of Karachaganak. *Search and Discovery Article #40352*.
- Asami, R., Felis, T., Deschamps, P., Hanawa, K., Iryu, Y., Bard, E., Durand, N., Murayama, M., 2009. Evidence for tropical/subtropical South Pacific climate changes during the Younger Dryas and the Bolling-Allerod from geochemical records of fossil Tahiti corals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288, 96-107.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., 1990. U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. Sea level during the past 130 000 years. *Nature* 346, 456-458.

- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241-244.
- Bard, E., Hamelin, B., Delanghe-Sabatier, D., 2010. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* DOI: 10.1126/science.1180557.
- Bassant, Ph., Harris, M., 2008. Analyzing reservoir architecture of isolated carbonate platforms. *Search and Discovery Article #40295*.
- Beaman R.J., Webster J.M., Wust R.A.J., 2008. New evidence for drowned shelf edge reefs in the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Geology* 247, 17-34.
- Blanchon, P., Jones, B., 1995. Marine-planation terraces on the shelf around Grand Cayman: a result of stepped Holocene sea-level rise. *J. Coast. Res.* 11, 1-33.
- Blanchon, P., Jones, B., 1997. Hurricane-control on shelf-edge-reef architecture around Grand Cayman. *Sedimentology* 44, 479-506.
- Blanchon, P., Jones, B., Kalbfleisch, W., 1997. Anatomy of a fringing reef around Grand Cayman: storm rubble, not coral framework. *J. Sediment. Res.* 67, 1-16.
- Borgomano, J.R.F, Peters, J., 2004. Outcrop and seismic expressions of coral reefs, carbonate platforms and adjacent deposits in the Tertiary of the Salalah Basin, South Oman, in AAPG special publication "Carbonate seismic atlas" G. Eberli, E. Sarg, J. Massafferro (Eds) 81, pp. 251-266.
- Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., 1990. Computer modelling of the internal architecture of carbonate platforms. *Geology* 18, 26-30.
- Bosence, D.W.J., Pomar, L., Waltham, D.A., Lankester, T.H.G., 1994. Computer modelling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain. *AAPG Bulletin* 78, 247-266.
- Bosscher, H., Schlager, W., 1992. Computer simulation of reef growth. *Sedimentology* 39, 503-512.
- Bosscher, H., J. Southam, 1992. CARBPLAT - a computer model to simulate the development of carbonate platforms. *Geology* 20, 235-238.
- Bourrouilh, F.G., Talandier, J., 1985. Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: motu et hoa, à Rangiroa Tuamotu, Pacifique SE. *Mar. Geol.* 67, 263-333.
- Bowman, S.A., Vail, P.R., 1999. Interpreting the stratigraphy of the Baltimore Canyon section, offshore New Jersey with PHIL, a stratigraphic simulator. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: SEPM Special Publication* 62, pp. 117-138.

- Braithwaite, C.J.R., Montaggioni, L.F., Camoin, G.F., Dalmaso, H., Dullo, W.C., Mangini, A., 2000. Origins and development of Holocene coral reefs: a revisited model based on reef boreholes in the Seychelles, Indian Ocean. *Int. J. Earth Sci.* 89, 431-445.
- Broecker, W.S., Takahashi, T., 1966. Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. *Journal of Geophysical Research* 71, 1575-1602.
- Broecker, W.S., Clark, E., Mc Corkle, D., Peng, T.H., Hadjas, I., Bonani, G., 1999. Evidence of a reduction in the carbonate ion content of the deep sea during the course of the Holocene. *Paleoceanography* 14, 744-752.
- Buddemeier, R.W., Hopley, D., 1988. Turn-ons and turn-offs: causes and mechanisms of the initiation and termination of coral reef growth. *Proc. 6th Int. Coral Reef Congr.*, Townsville, 1, 253-261.
- Burgess, P.M., Wright V.P., 2003. Numerical forward modeling of carbonate platform dynamics: an evaluation of complexity and completeness in carbonate strata. *Journal of Sedimentary Research* 73, 637-652.
- Burgess, P.M., Lammers, H., van Oosterhout, C., Granjeon, D., 2006. Multivariate sequence stratigraphy: tackling complexity and uncertainty with stratigraphic forward modelling, multiple scenarios and conditional frequency maps. *AAPG Bulletin* 90, 1883-1901.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., 1995. Holocene initiation and development of New Caledonian fringing reefs, SW Pacific. *Coral Reefs* 14, 131-140.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., Laurenti, A., 1999a. Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1681-1695.
- Cabioch, G., Camoin, G., Montaggioni, L.F., 1999b. Post glacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, Tahiti, central Pacific. *Sedimentology* 46, 985-1000.
- Cabioch, G., Banks-Cutler, K., Beck, W.J., Burr, G.S., Corrège, T., Edwards, R.L., Taylor, F.W., 2003. Continuous reef growth during the last 23 ka in a tectonically active zone (Vanuatu, SouthWest Pacific). *Quat. Sci. Rev.* 22, 1771-1786.
- Cabioch, G., Montaggioni, L., Frank, N., Sear, C., Sallé, E., Payri, C., Pelletier, B., Paterne, M., 2008. Successive reef depositional events along the Marquesas foreslopes (French Polynesia) during the sea level changes of the last 26,000 years. *Marine Geology* 254, 18-34.
- Camoin, G.F., Colonna, M., Montaggioni, L.F., Casanova, J., Faure, G., Thomassin, B.A., 1997. Holocene sea level changes and reef development in southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs* 16, 247-259.
- Camoin, G.F., Arnaud-Vanneau, A., Bergersen, D.D., Enos, P., Ebren, Ph., 1998. Development and demise of mid-oceanic carbonate platforms, Wodejebato Guyot (NW Pacific). In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms of the Pacific and Indian Ocean. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol.* 25, pp. 39-67.

- Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., 1999. Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sedim. Geol.* 126, 271-304.
- Camoin, G.F., Ebrein, Ph., Eisenhauer, A., Bard, E., Faure, G., 2001. A 300,000-yr coral reef record of sea-level changes, Mururoa Atoll (Tuamotu archipelago French Polynesia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 175, 325-341.
- Camoin, G.F., Cabioch, G., Hamelin, B., Lericolais, G., 2003. Rapport de mission «SISMITA», pp. 1-20.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology* 206, 119-146.
- Camoin, G., Cabioch, G., Eisenhauer, A., Braga, J.-C., Hamelin, B., Lericolais, G., 2006. Environmental significance of microbialites in reef environments during the Last Deglaciation. *Sedim. Geol.* 185, 277-295.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., the Expedition 310 scientists, 2007a. Proc. IODP, 310 : College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.310.101.2007.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., the Expedition 310 scientists, 2007b. IODP Expedition 310 reconstructs sea-level, climatic and environmental changes in the South Pacific during the Last Deglaciation. *Scientific Drilling* 5, 4-12. doi:10.2204/iodp.sd.5.01.2007
- Camoin, G.F., Sear, C., Deschamps, P., Webster, J., Abbey, E., Braga, J.-C., Durand, N., Bard, E., Yokoyama, Y., Thomas, A. Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation. IODP Expedition 310 "Tahiti Sea Level". To be submitted. *Geology*.
- Chalker, B.E., Barnes, D.J., Dunlap, W.C., Jokiel, P.L., 1988. Light and reef-building corals. *Interdiscip. Sci. Rev.* 13, 222-237.
- Claps, M., Zempolich, W.G., Casaglia, F., Ronchi, P., 2009. Sedimentology and stratigraphy of the Kashagan buildup, Carboniferous, Pricaspian Basin, Kazakhstan. AAPG Meeting.
- Clark, P.U., 1995. Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Comment: Geology* 23, 957-958.
- Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C., Weaver, A.J., 2004. Rapid rise of sea-level 19,000 years ago and its global implications. *Science* 304, 1141-1144.
- Cuevas Castell, J.M., Betzler, C., Rössler, J., Hüssner, H., Peinl., M., 2007. Integrating outcrop data and forward computer modelling to unravel the development of a Messinian carbonate platform in SE Spain (Sorbas Basin). *Sedimentology* 54, 423-441.
- Davies, P.J., Hopley, D., 1983. Growth facies and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 8, 237-252.
- Delesalle, B., Galzin, R., Salvat, B., 1985. French Polynesian coral reefs. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr., Papeete*, 1, 1-554.

- Demicco, R.V., 1998. CYCOPATH 2-D, a two-dimensional, forward-model of cyclic sedimentation on carbonate platforms. *Comput. Geosci.* 24, 405–423.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A., Henderson, G., Yokoyama, Y. Deglacial Melt Water Pulse 1A revisited from the new IODP Tahiti record. To be submitted. *Nature*.
- Done, T., 1982. Patterns in the distribution of coral communities across the central Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 1, 95-107.
- Duncan, R.A., Fisk, M.R., White, W.M., Nielsen, R.L., 1994. Tahiti, geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *J. Geophys. Res., B, Solid Earth and Planets* 99 (12), 24341-24357.
- Easton, W.H., Ku, T.L., 1980. Holocene sea-level changes in Palau, West Caroline Islands. *Quat. Res.* 14, 199-209.
- Erlich, R.N., Longo, A.P., Hyare, S., 1993. Response of carbonate platform margins to drowning: evidence of environmental collapse. In: Loucks, R.G. and Sarg, J.F. (Eds), *Carbonate sequence stratigraphy*, pp. 241-266.
- Expedition 310 Scientists, 2006. Tahiti Sea Level: the last deglacial sea level rise in the South Pacific: offshore drilling in Tahiti (French Polynesia). IODP Prel. Rept., 310. doi:10.2204/iodp.pr.310.2006.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.
- Gabrie, C., Salvat, B., 1985. General features of French Polynesian islands and their coral reefs. *Proc. Fifth Int. Coral Reef Cong. Tahiti*, 1, 1-16.
- Gattuso, J.P., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S., Buddemeier, R.W., 1998. Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. *Glob. Planet. Change* 18, 37-46.
- Geister, J., 1977. The influence of wave exposure on the ecological zonation of Caribbean coral reefs. *Proc. Third Int. Coral Reef Symp.* 1, 23-29.
- Gischler, E., 1995. Current and wind influenced facies patterns in a Devonian atoll: Iberg Reef, Hartz Mts., Germany. *Palaios* 10, 180-189.
- Gischler, E., Lomando, A.J., 2000. Isolated carbonate platforms of Belize, Central America: sedimentary facies, late Quaternary history and controlling factors. *Geol. Soc. Lond. (Spec. Publ.)* 178, 135-146.
- Goreau, T.F., Yonge, C.M., 1968. Coral community on coral sand. *Nature* 217, 421-423.
- Granjeon, D., 1997. Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, Thèse de Doctorat. Université de Rennes 1, 175 pp.
- Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C.,



- Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: SEPM Special Publication 62, pp. 197-210.
- Granjeon, D., Masson, R., Wolf, S., 2005. Modélisation stratigraphique 3D en zones tectoniques complexes. Rapport IFP 58598.
- Grigg, R.W., 1998. Holocene coral reef accretion in Hawaii: a function of wave exposure and sea level history. *Coral Reefs* 17, 263-272.
- Grossman, E.E., Fletcher, C., 2004. Holocene reef development where wave energy reduces accommodation space, Kailua Bay, Windward Oahu, Hawaii, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 74, 49-63.
- Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389-398.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 349-365.
- Hildenbrand A., Marlin C., Conroy A., Guillot P-Y., Filly A., Massault M., 2005. Isotopic approach of rainfall and groundwater circulation in the volcanic structure of Tahiti-Nui (French Polynesia). *Journal of Hydrology* 302, 187-208.
- Hildenbrand A., Guillot P-Y., Marlin C., 2008. Geomorphological study of long term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology* 93, 460-481.
- Hill, J., Tetzlaff, D., Curtis, A., Wood, R., 2009. Modeling shallow marine carbonate depositional systems. *Computers and Geosciences* 35, 1862-1874.
- Hongo, C., Kayanne, H., 2009. Holocene coral reef development under windward and leeward locations at Ishigaki Island, Ryukyu Islands, Japan. *Sediment. Geol.* 214, 62-73
- Hopley, D., 1995. Continental shelf reef systems. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 303-340.
- Hopley, D., Graham, T.L., Rasmussen, C., 1997. Submerged shelfedge reefs, Great Barrier Reef, Australia. *Recent Advances in Mar. Sci. and Technology. Proc. PACON Intern. Conference, Honolulu*, pp. 305-315.
- Hubbard, D.K., 1988. Controls of modern and fossil reef development: common ground for biological and geological research. *Proc. 6th Int. Coral Reef Symp.* 1, 243-252.
- Hubbard, D.K., Burke, R.B., Gill, I.P., 1998. Where's the reef: the role of framework in the Holocene. *Carbonates Evaporites* 13, 3-9.
- Hüssner, H., Roessler, J., 1996. Modeling of reef growth in a 3-dimensional space. In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (Eds.), *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. Göttinger Arb. Geol. Spec.* 2, pp. 397-404.

- Hüssner, H., Roessler, J., Betzler, C., Petschick, R., Peinl, M., 2001. Testing 3D computer simulation of carbonate platform growth with REPRO: the Miocene Lluçmajor carbonate platform (Mallorca). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 239-247.
- Johnson, D.P., Risk, M.J., 1987. Fringing reef growth on a terrigenous mud foundation, Fantome Island, central Great Barrier Reef, Australia. *Sedimentology* 34, 275-287.
- Kayanne, H., Yamano, H., Randall, R.H., 2002. Holocene sea level changes and barrier reef formation on an oceanic island, Palau Islands, Western Pacific. *Sediment. Geol.* 150, 47-60.
- Kendall, C.G.St.C., Strobel, J.S., Cannon, R., Bezdek, J., Biswas, G., 1991. The simulation of the sedimentary fill of basins. *Journal of Geophysical Research* 96, 6911-6929.
- Kleypas, J.A., Hopley, D., 1992. Reef development across a broad continental shelf, Southern Great Barrier Reef, Australia. *Proc. 7th Int. Coral Reef Symp.* 2, 1129-1141.
- Kleypas, J.A., McManus, J.W., Meñez, L.A.B., 1999. Environmental limits to coral reef development: where do we draw the line. *Am. Zool.* 39, 146-159.
- Kleypas, J., Buddemeier, R.W., Gattuso, J.P., 2001. The future of coral reefs in an age of global change. *Int. J. Earth Sci.* 90, 426-437.
- Koelling, M., Webster, J.M., Camoin, G., Iryu, Y., Bard, E., Seard, C., 2009. SEALEX - Internal reef chronology and virtual drill logs from a spreadsheet-based reef growth model.- *Global and Planetary Change* 66, 149-159. doi: 10.1016/j.gloplacha.2008.07.011
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, A., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2: *Quaternary Science Reviews* 21, 343-360.
- Larcombe, P., Woolfe, K.J., 1999. Terrigenous sediments as influences upon Holocene nearshore coral reefs, central Great Barrier Reef, Australia. *Aust. J. Earth Sci.* 46, 141-154.
- Larcombe, P., Carter, R.M., 2004. Cyclone pumping, sediment partitioning and the development of the Great Barrier Reef shelf system: a review. *Quat. Sci. Rev.* 23, 107-135.
- Larcombe, P., Ridd, P.V., Wilson, B., Prytz, A., 1994. Sediment data collection. In: Benson, L.J., Goldsworthy, P.M., Butler, I.R., Oliver, J. (Eds.), *Townsville Port Authority Capital Dredging Works 1993: Environmental Monitoring Program*. Townsville Port Authority, pp. 149-164.
- Larcombe, P., Ridd, P.V., Wilson, B., Prytz, A., 1995. Factors controlling suspended sediment on inner-shelf coral reefs, Townsville, Australia. *Coral Reefs* 14, 163-171.
- Le Roy, I., 1994. Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie Française). Thèse Doct. Univ. Paris-Sud, Orsay, 271 pp.
- Macintyre, I.G., Glynn, P.W., Cortès, J., 1992. Holocene reef history in the Eastern Pacific: mainland Costa Rica, Cano Island, Cocos Island, and Galapagos islands. *Proc. Seventh Int. Coral Reef Symp. Guam*, 2, 1174-1184.

- Marshall, J.F., 1988. Potential effects of oceanic deep waters on the initiation and demise of coral reefs. *Proc. Sixth Int. Coral Reef Symp.* Townsville, 3, 509-512.
- Marshall, J.F., Davies, P.J., 1982. Internal structure and Holocene evolution of One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 1, 21-28.
- Matsuda, F., M. Saito, R. Iwahashi, H. Oda, Y. Tsuji, 2004. Computer simulation of carbonate sedimentary and shallow diagenetic processes, in *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: AAPG Memoir* 80, 365-382.
- Mc Culloch, M., Fallon, S., Alibert, C., Sinclair, D., Lough, J., 2000. The geochemical record of changing land/sea interactions from coastal coral skeletons in the Great Barrier Reef of Australia. *Ninth Int. Coral Reef Symp. Bali. Abstracts*, vol. 91.
- Montaggioni, L.F., 1988. Holocene reef growth history in mid plate high volcanic islands. *Proceed. 6th Intern. Coral Reef Symp.*, Australia 3, 455-460.
- Montaggioni, L.F., 2000. Postglacial reef growth. *C. R. Acad. Sci., Paris, Earth Planet. Sci.* 331, 319-330.
- Montaggioni, L.F., 2005, History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: development patterns and controlling factors. *Earth Sci. Rev.* 71, 1-75.
- Montaggioni, L., Faure, G., 1997. Response of reef coral communities to sea-level rise: a Holocene model from Mauritius (western Indian Ocean). *Sedimentology* 44, 1053-1070.
- Montaggioni, L.F., Cuet, P., Naïm, O., 1993. Effects of nutrient excess on a modern fringing reef (Reunion island, Western Indian Ocean). Geological implications. *Proc. Colloquium Global Aspects of Coral Reefs*, 397-403.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Camoin, G.F., Bard, E., Ribaud-Laurenti, A., Faure, G., Déjardin, P., Récy J., 1997. Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-Pacific island of Tahiti. *Geology* 25, 555-558.
- Morse, J.W., Millero, F.J., Thurmond, V., Brown, E., Ostlund, H.G., 1984. The carbonate chemistry of the Grand Bahama Bank waters: After 18 years another look. *Journal of Geophysical Research* 89, 3604-3614.
- Nordlund, U., 1996. Formalising geological knowledge-with an example of modeling stratigraphy using fuzzy logic. *Journal of Sedimentary Research* 66, 689-698.
- Nordlund, U., 1999a. FUZZIM: forward stratigraphic modelling made simple. *Computers and Geosciences* 25, 449-456.
- Nordlund, U., 1999b. Stratigraphic modelling using common-sense rules. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein and E.K. Franseen (Eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication* 62, pp. 245-251.

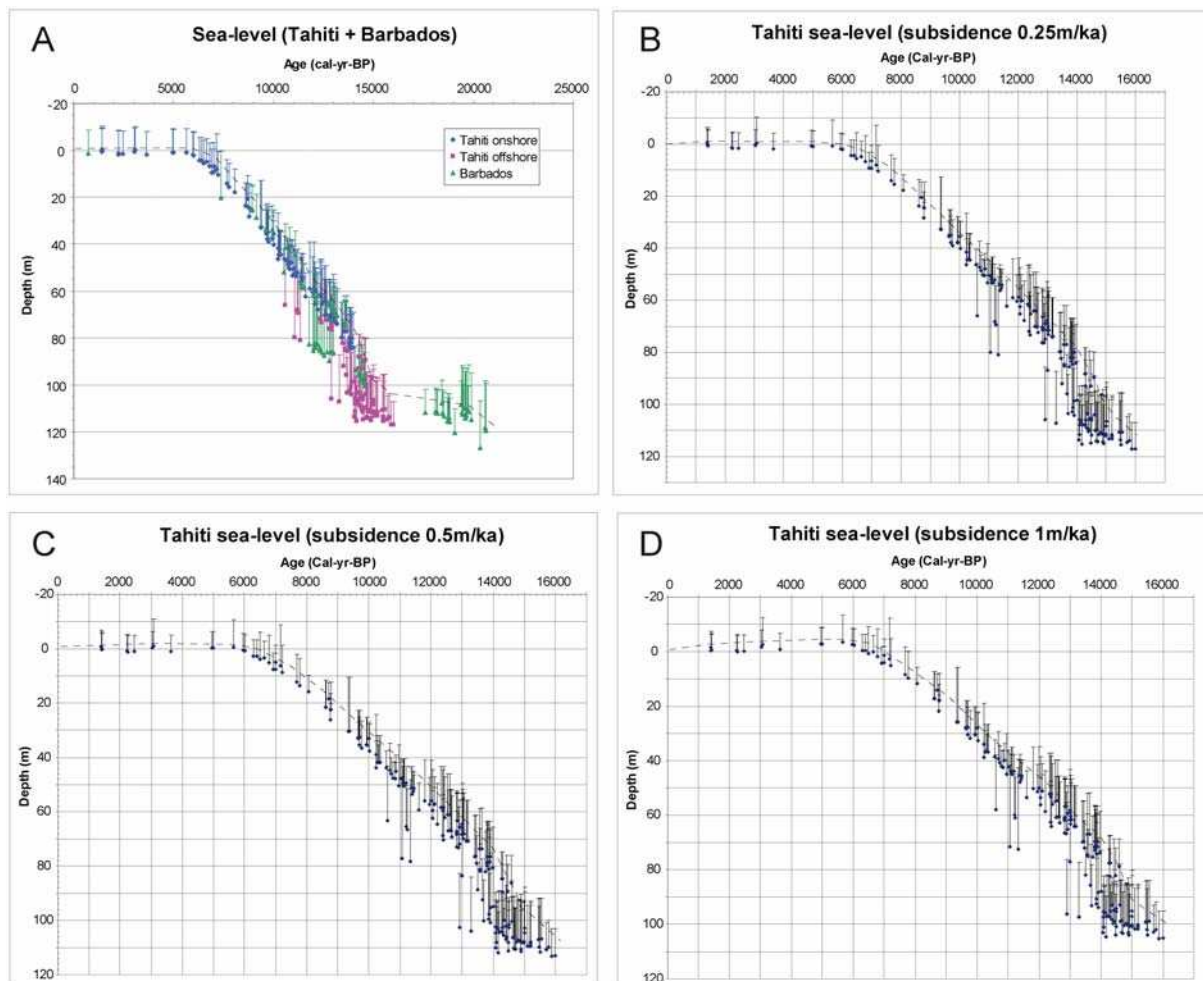
- Okuno J., Nakada, M., 1999. Total volume and temporal variation of meltwater from last glacial maximum inferred from sea level observations at Barbados and Tahiti: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 283-293.
- Partain, B.R., Hopley, D., 1989. Morphology and development of the Cape Tribulation reefs, Great Barrier Reef, Australia. Great Barrier Reef Marine Park Authority Technical Memorandum, vol. 21. GBRMPA, Townsville, 45 pp.
- Peltier, W.R., 2002. On eustatic sea level history: last glacial maximum to holocene. *Quat. Sci. Rev.* 21, 377-396.
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25, 3322-3337.
- Perry, C.T., 2005. Structure and development of detrital reef deposits in turbid nearshore environments, Inhaca Island, Mozambique. *Mar. Geol.* 214, 143-161.
- Perry, C.T., Smithers, S.G., 2006. Taphonomic signatures of turbid-zone reef development: Examples from Paluma Shoals and Lugger Shoal, inshore central Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242, 1-20.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775-804.
- Roessler, J., Hüssner, H., 1997. Numerical solution of the 1+2 dimensional Fisher's equation by Finite Elements and the Galerkin method. *Math. Comput. Mod.* 25, 57-67.
- Rogers, C.S., 1990. Responses of coral reefs and reef organisms to sedimentation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 62, 185-202.
- Rougerie, F., Wauthy, B., 1993. The endo-upwelling concept: from geothermal convection to reef construction. *Coral Reefs* 12, 19-30.
- Rougerie, F., Fichez, R., Harris, P., Andrié, C., 1997. The Tahiti barrier reef: a reservoir for inorganic and organic nutrients. *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp., Panama*, 2, 2059-2062.
- Roy, K.J., Smith, S.V., 1971. Sedimentation and coral reef development in turbid water: Fanning Lagoon. *Pac. Sci.* 25, 234-248.
- Salvat, B., Sibuet, M., Laubier, L., 1985. Benthic megafauna observed from the submersible «Cyana» on the fore-reef slope of Tahiti (French Polynesia) between 70 and 100 m. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr., Papeete*, 2, 338.
- Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America, Bulletin* 92, 197.
- Schlager, W., Warrlich, G., 2008. Record of sea-level fall in tropical carbonates. *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00383.x
- Scoffin, T.P., 1993. The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs* 12, 203-221.

- Sear, C., Camoin, G., Yokoyama, Y., Matsuzaki, H., Durand, N., Bard, E., S epulcre, S., Deschamps, P., submitted, Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture. *Marine Geology*.
- Smithers, S., Larcombe, P., 2003. Late Holocene initiation and growth of a nearshore turbid-zone coral reef: Paluma Shoals, central Great Barrier Reef, Australia. *Coral Reefs* 22, 499-505.
- Strobel, J., Cannon, R., Kendall, C.G.St.C., Biswas, G., Bezdek, J., 1989. Interactive (SEDPACK) simulation of clastic and carbonate sediments in shelf to basin settings. *Computers and Geosciences* 15, 1279-1290.
- Tetzlaff, D., Harbaugh, J.W., 1989. *Simulating Clastic Sedimentation*. Van Nostrand Reinhold, New York, 202 pp.
- Thomas, A. L., Henderson, G. M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Mason, A. J., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N., Camoin, G., 2009. Penultimate deglacial sea-level timing from uranium/thorium dating of Tahitian corals. *Science* 324, 1186-1189.
- Tudhope, A.W., Scoffin, T.P., 1994. Growth and structure of fringing reefs in a muddy environment, South Thailand. *J. Sediment. Res.* A64, 752-764.
- Veron, J.E.N., 1995. *Corals in Space and Time*. UNSW Press, Sydney, 321 pp.
- Warrlich, G.M.D., 2001. Computer modeling of carbonate platform evolution. Ph.D. Thesis. University of London, London, 240 pp.
- Warrlich, G.M.D., Waltham, D.A., Bosence, D.W.J., 2002. Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new forward modeling program (CARBONATE 3-D). *Basin Research* 14 , 379-400.
- Warrlich, G.M.D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., 2005. 3D and 4D controls on carbonate depositional systems: sedimentological and sequence stratigraphic analysis of an attached carbonate platform and atoll (Miocene, N ıjar Basin, SE Spain). *Sedimentology* 52, 363-389.
- Warrlich, G.M.D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., Wood, C., Boylan, A., Badenas, B., 2008, 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production. *Marine and Petroleum Geology* 25, 25-58.
- Webster, J.M., 1999. The response of coral reefs to sea level change: evidence from the Ryukyu islands and the Great Barrier Reef. Unpubl. PhD thesis, Univ. Sydney, 328 pp.
- Webster, J.M., Clague, D.A., Coleman-Riker, K., Gallup, C., Braga, J.C., Potts, D., Moore, G.J., Winterer, E., Paull C.K., 2004a. Drowning of the 150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A? *Geology* 32, 49-252.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, A. E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K., Gallup, C., 2004b. Coralgal composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Marine Geology* 204, 59-89.

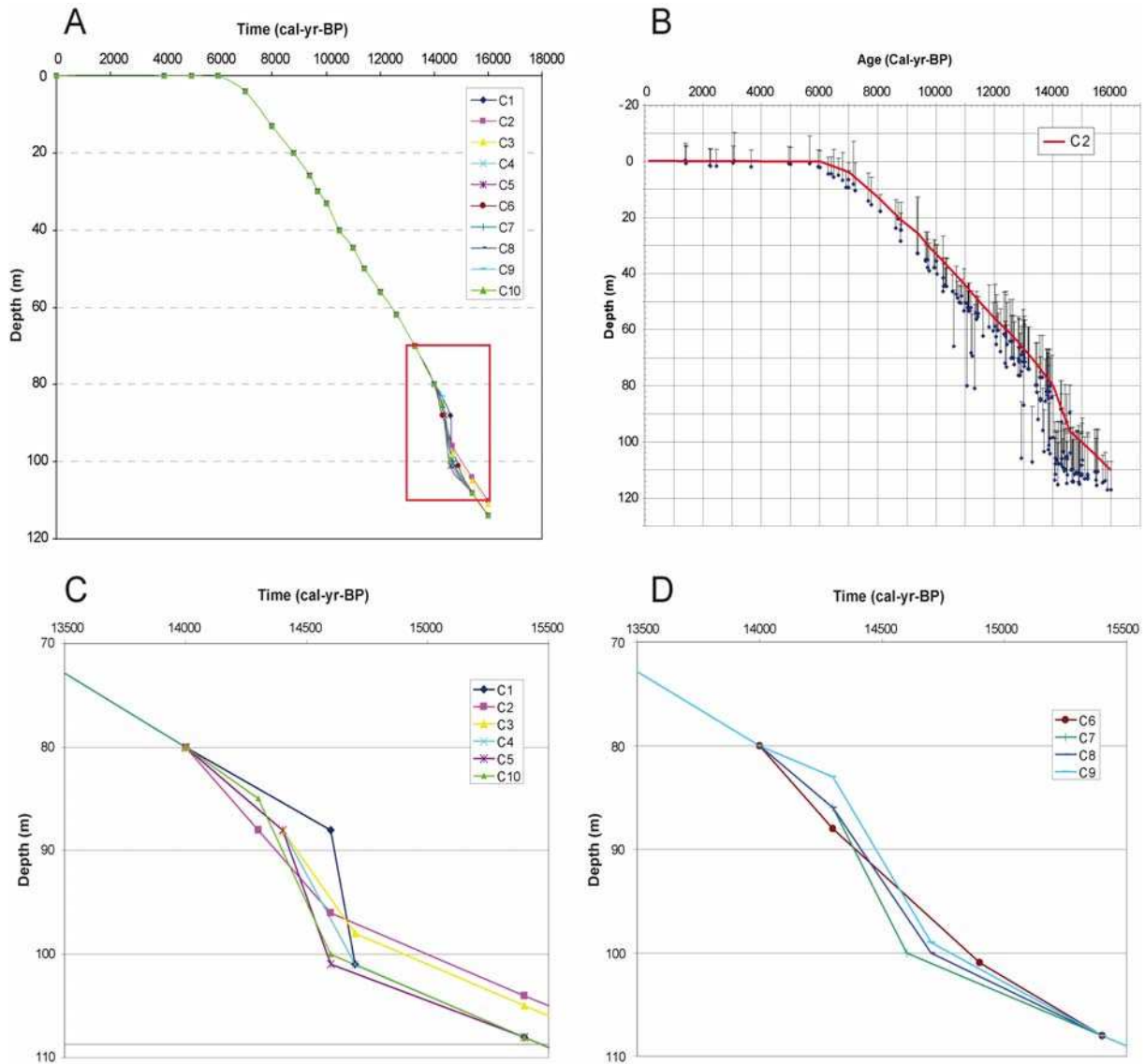
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, E., Applegate, B., Potts, D., Braga, J.C., Coleman-Riker, K., Gallup, C., 2004c. Drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q11008. doi:10.1029/2004GC000726.
- Webster, J.M., L.M. Wallace, D.A. Clague, J.C. Braga, 2007. Numerical modeling of the growth and drowning of Hawaiian coral reefs during the last two glacial cycles (0–250 kyr). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q03011, doi:10.1029/2006GC001415.
- Webster, J.M., Braga, J.C., Clague, D.A., Riker-Coleman, K., Gallup, C., Hein, J.R., Potts, D., Riding, R., Renema, W., Silver, E., Wallace, L.M., 2009. Coral reef evolution on rapidly subsiding margins. *Glob. Planet. Change* 66, 129-148.
- Wells, J.W., 1957. Coral reefs. *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 609-631.
- Whitaker, F., P Smart, P., Y Hague, Y., Waltham, D.A., Bosence, D.J.W., 1999. Structure and function of a coupled two-dimensional diagenetic and sedimentological model of carbonate platform evolution. In: Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication, 62, pp. 337-355.
- Williams, H.D., Burgess, P., Wright, V.P., Della Porta, G., Granjeon, D., submitted. Understanding carbonate platform types: multiple controls and a continuum of geometries.
- Wilson, M.E.J., 2000. Tectonic and volcanic influences on the development and diachronous termination of a tropical carbonate platform. *Journal of Sedimentary Research* 70, 310-324.
- Woolfe, K.J., Larcombe, P., 1998. Terrigenous sediments as a control upon reef development. In: Camoin, G.F., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 25, pp. 295-310.
- Yamano, H., Abe, O., Matsumoto, E., Kayanne, H., Yonekura, N., Blanchon, P., 2003. Influence of wave energy on Holocene coral reef development: an example from Ishigaki Island, Ryukyu Islands, Japan. *Sediment. Geol.* 159, 27-41.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., Fifield, L.K., 2000. Last ice age millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. *Radiocarbon* 42, 383-401.
- Yokoyama, Y., DeDeckker, P., Lambeck, K., Johnston, P., Fifield, L.F., 2001. Sea level at the last glacial maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 165, 281-297.



## V.3. Complementary figures



**Figure V.22:** Postglacial relative sea-level curves. A. Sea-level curve reconstructed based on the Tahiti (onshore and offshore data; Delanghe, 2002, Bard *et al.*, 2010, Deschamps *et al.*, to be submitted) and Barbados (Peltier and Fairbanks, 2006) coral reef records and corrected both from the tectonic movements (subsidence of 0.25mm/yr -Bard *et al.*, 1996 - for Tahiti and uplift of 0.34 mm/yr - Fairbanks, 1989 - for Barbados) and the living depth ranges of corals. B., C. and D. Tahiti sea-level curves reconstructed based on the Tiarei and Pappete coral reef records (onshore and offshore data) and corrected both from subsidence rates of 0.25 mm/yr, 0.5 mm/yr and 1 mm/yr, respectively, and from the living depth ranges of corals.

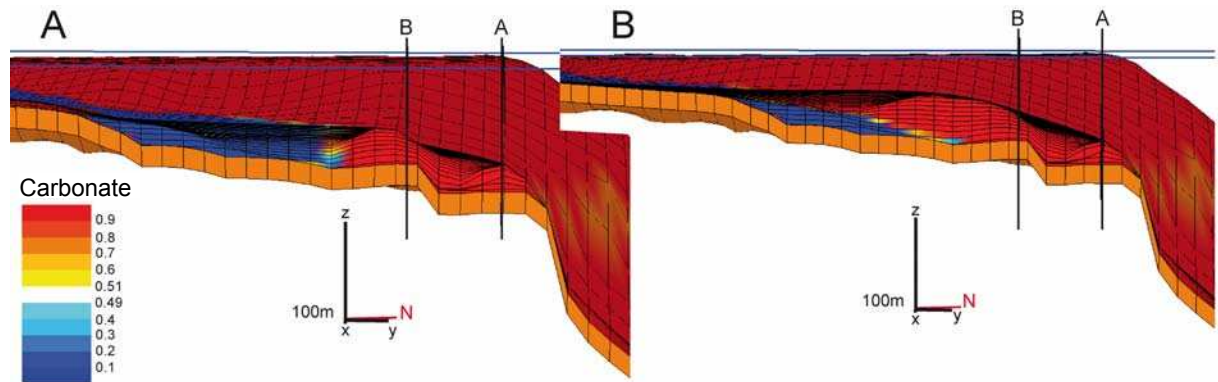


**Figure V.23:** Tested sea-level curves. Considering the uncertainty regarding the living depth ranges of corals, different curves characterized by different amplitudes (A) and durations (dt) of the meltwater pulse 1A, were defined and tested: C1: dt=100 yrs, A=13 m (130 mm/yr); C2: dt=300 yrs, A=8 m (27 mm/yr); C3: dt=300yrs ; A=10 m (30 mm/yr); C4: dt=300 yrs ; A=13 m (43 mm/yr); C5: dt=200 yrs ; A=13 m (65mm/yr); C6: dt=500 yrs ; A=13 m (26 mm/yr); C7: dt=300 yrs ; A=14 m (47 mm/yr); C8 dt=400 yrs ; A=14 m (35 mm/yr) ; C9: dt=400 yrs ; A=16 m (40 mm/yr) ; C10: dt=300 yrs ; A=15 m (50 mm/yr).

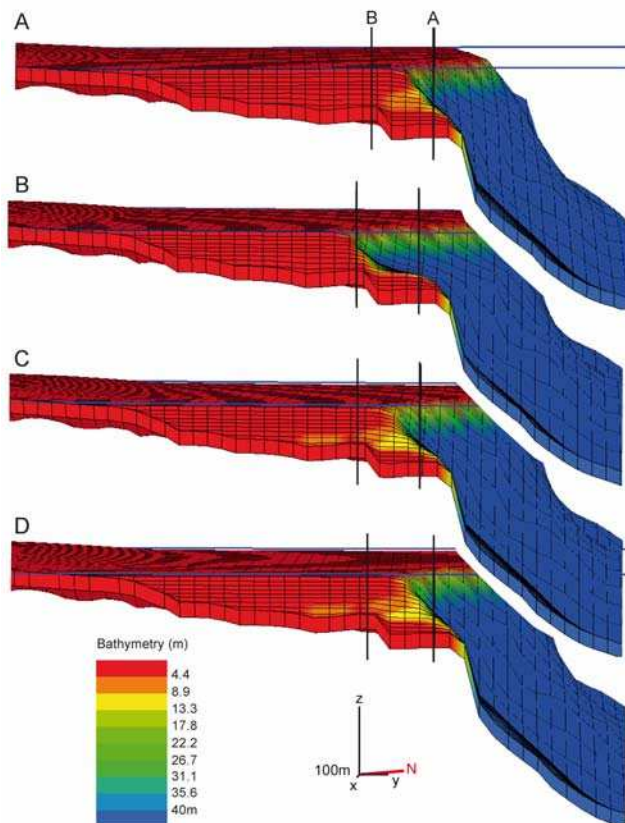
A. General view of the curves.

B. Curve C2 (27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP) concerning the Tahiti coral reef record.

C., D. Close-ups of the tested curves (C1 to C10).



**Figure V.24:** Simulation displaying the testing of ecological parameters. The user can define some interaction rules between lithologies to control the production of each lithology as a function of the occurrence of other lithologies. These rules were used to avoid the development of carbonate lithology over sand and shale lithologies. A. Simulation result taking this rule into account: the carbonate lithology (red) does not develop over sand and shale (blue). B. Simulation result not taking this rule into account: the carbonate lithology (red) develops over sand and shale (blue).



**Figure V.25:** Simulations displaying the testing of carbonate production with depth. All simulations are performed with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production only with depth; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; one lithology: carbonates. The colour scale represents the bathymetry of the deposits.

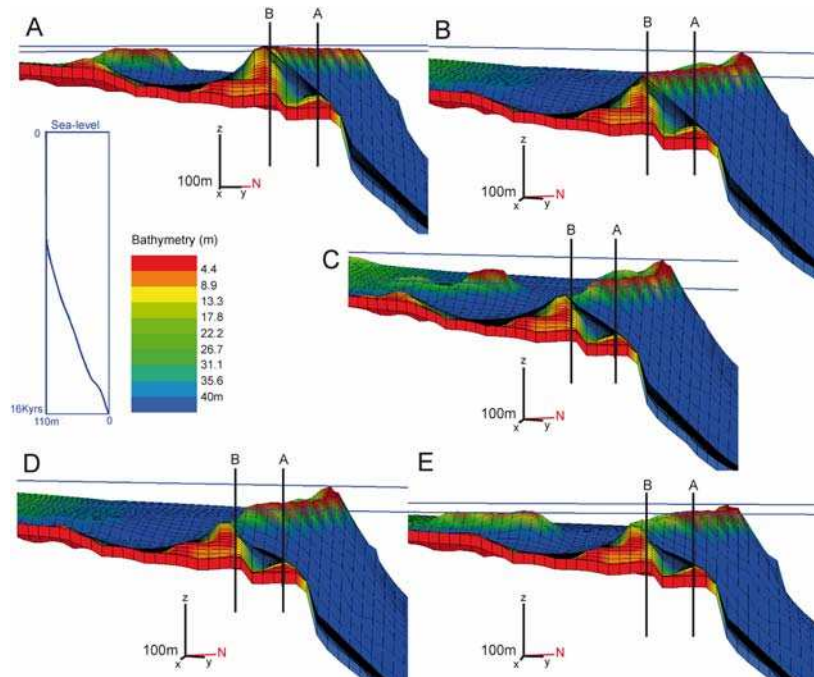
A. Production curve P1 (maximum growth rate from 0 to 10 m water depth). Simulation forms shallow-water platform deposits.

B. Production curve P2 (maximum growth rate from 0 to 7 m water depth). Simulation forms two backstepping shallow-water platforms.

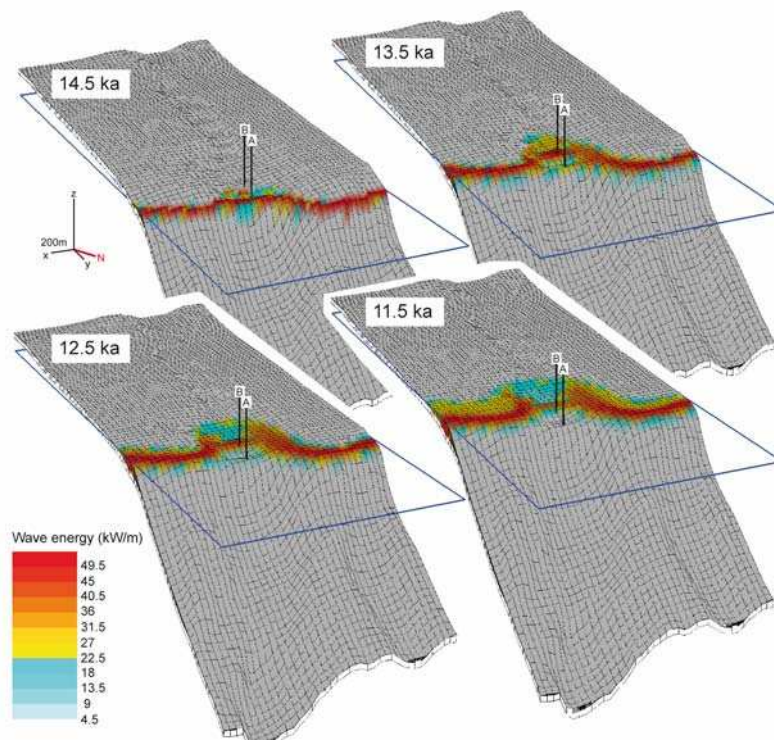
C. Production curve P3 (maximum growth rate from 5 to 12 m water depth). Simulation forms shallow-water platform with deeper outer platform deposits.

D. Production curve P4 (maximum growth rate from 5 to 12 m water depth). Simulation forms similar deposits than C.

These simulations do not reproduce the morphology of the studied reefs.

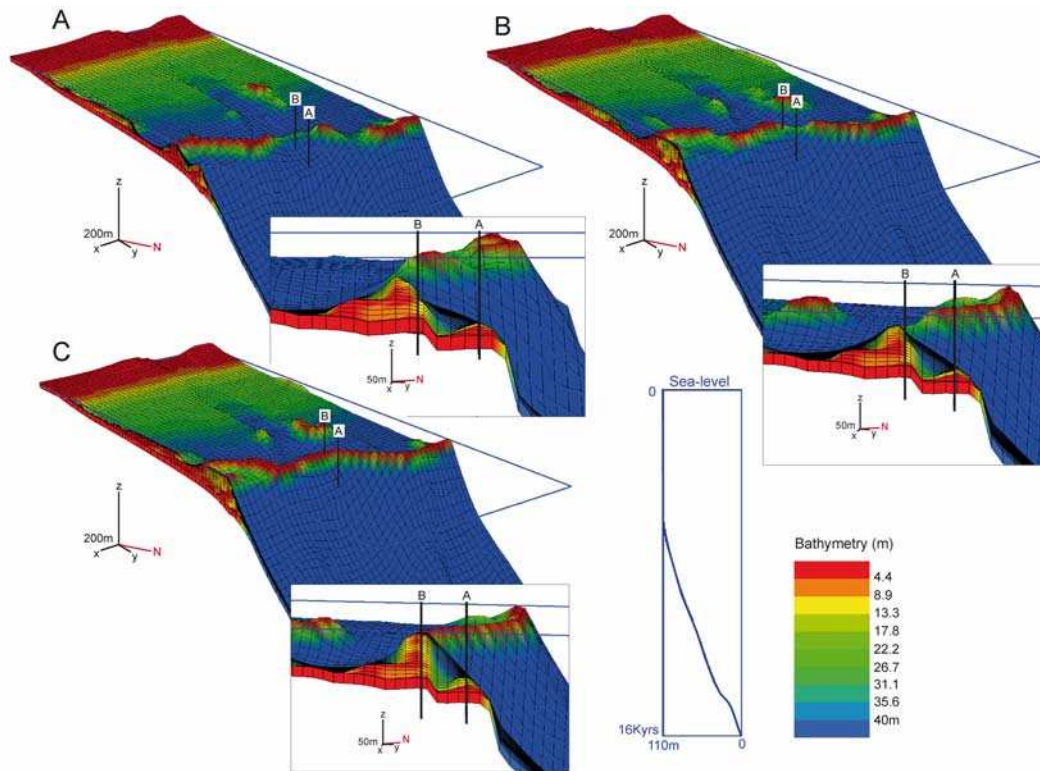


**Figure V.26:** Simulations displaying the testing of carbonate production with water energy while changing the minimum energy threshold that permits carbonate production. The goal of those simulations was to obtain two reef ridges and not continuous deposits forming a platform. Varying carbonate production with wave energy allows the formation of the two studied ridges. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A., B., C., D. and E. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; one lithology: carbonates; a minimum wave energy thresholds of 23, 24, 25, 26 and 27 kW/m for simulations A., B., C., D. and E. respectively. The variations of the minimum energy threshold of 1 kW/m have little impact on reef morphology. The reef morphology is affected when changes are greater than 5 kW/m.

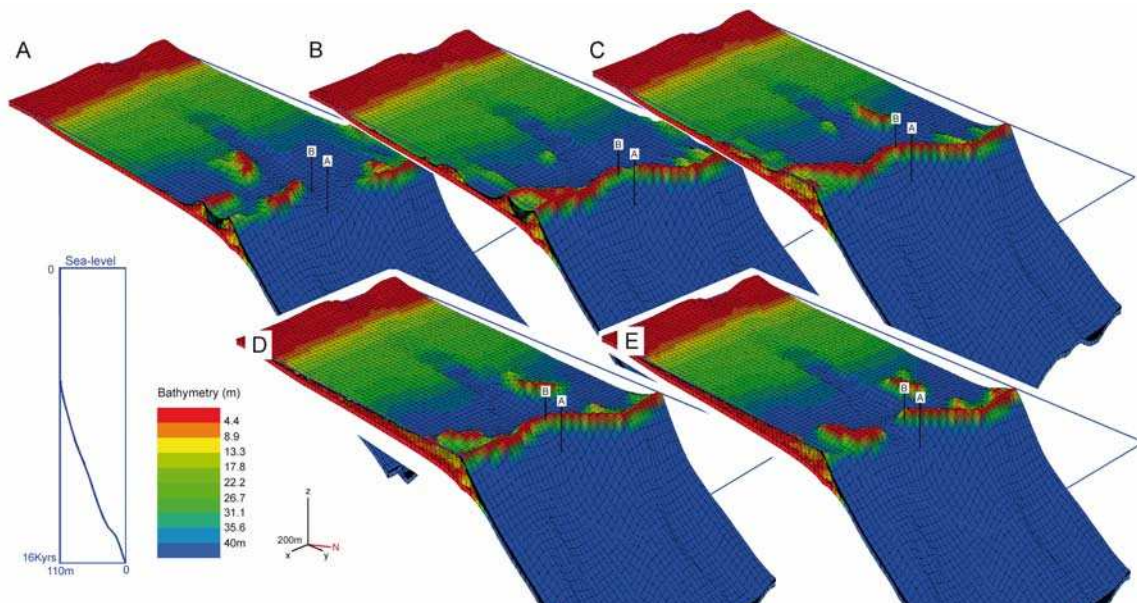


**Figure V.27:** Wave energy distribution on the initial surface at different ages. Wave energy distribution relies on the morphology and the bathymetry of the initial surface. Carbonate production occurs in high wave energy areas (red colour).

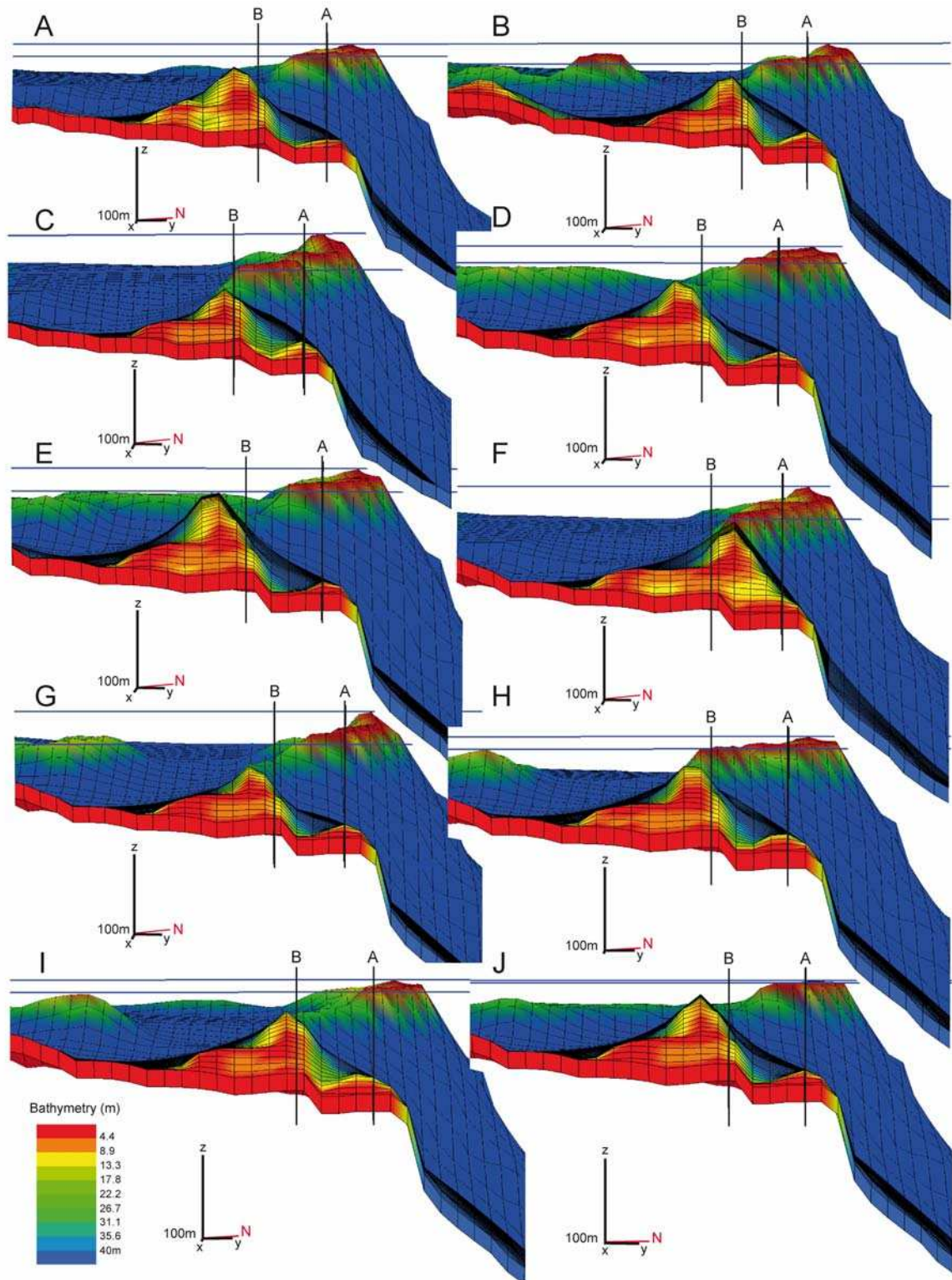




**Figure V.28:** Simulations displaying the testing of carbonate production with water energy while changing the wave action depth. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A., B. and C. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve; a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; one lithology: carbonates; wave reference depths of 10.5, 11 and 11.5 m for simulations A., B. and C., respectively. Reef bathymetry and morphology are very sensitive to wave action depth (affected by variations of 0.5 m).



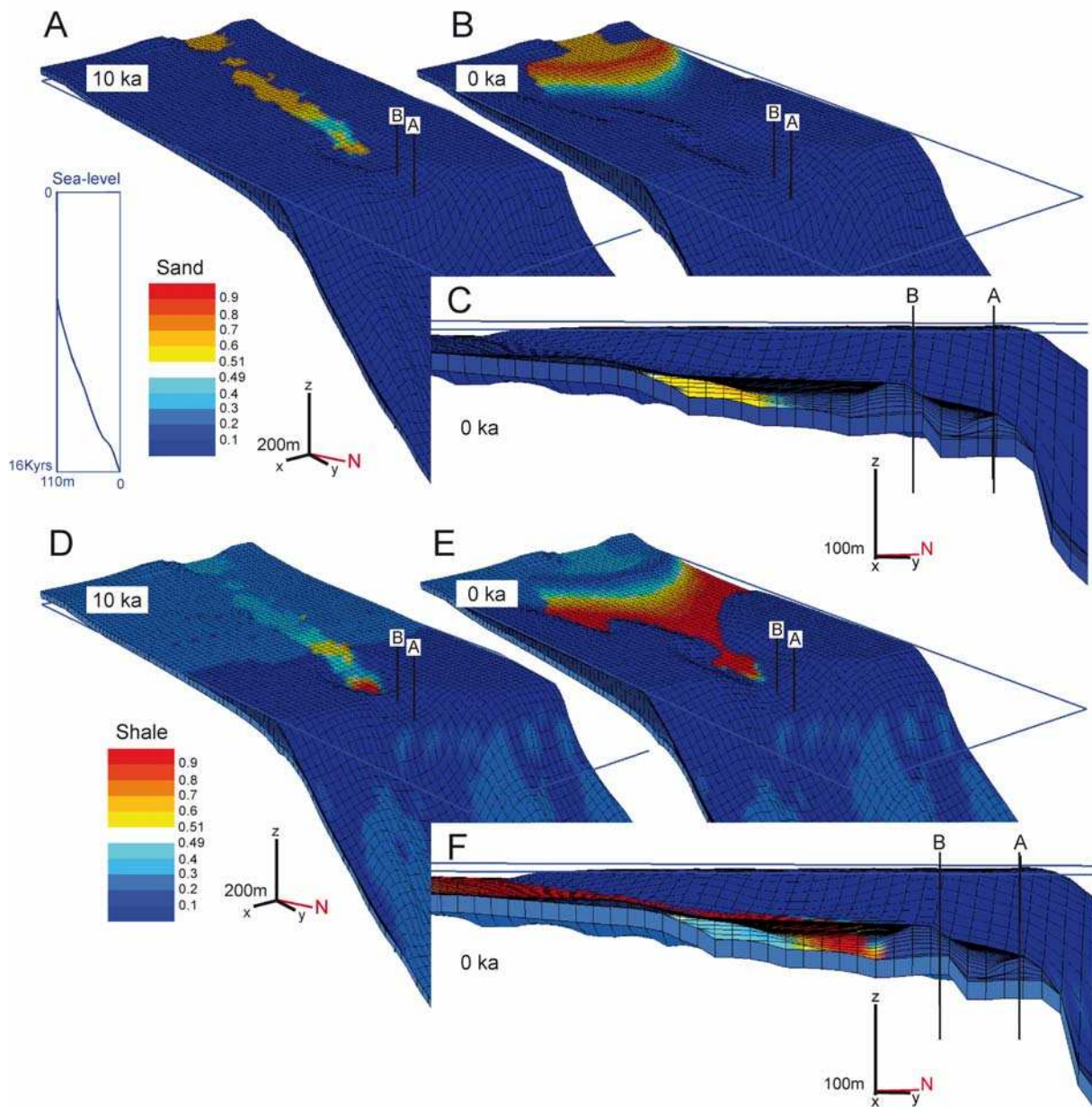
**Figure V.29:** Simulations displaying the testing of carbonate production with water energy while changing the wave propagation angle. The colour scale represents the bathymetry of the deposits. A., B., C., D. and E. Results of simulations with the following parameters: the C2 sea-level curve; a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 30 kW/m; wave reference depth of 12 m; maximum production rate  $P_{max}=15$  mm/yr; one lithology: carbonates; wave propagation angle of N170, N180, N190, N200 and N210 for simulations A., B., C., D. and E., respectively. Changes of more than  $10^\circ$  in wave direction variations modify the morphology and distribution of deposits.



**Figure V.30:** Simulations displaying the testing of various sea-level curves. The colour scale represents the bathymetry of the deposits.

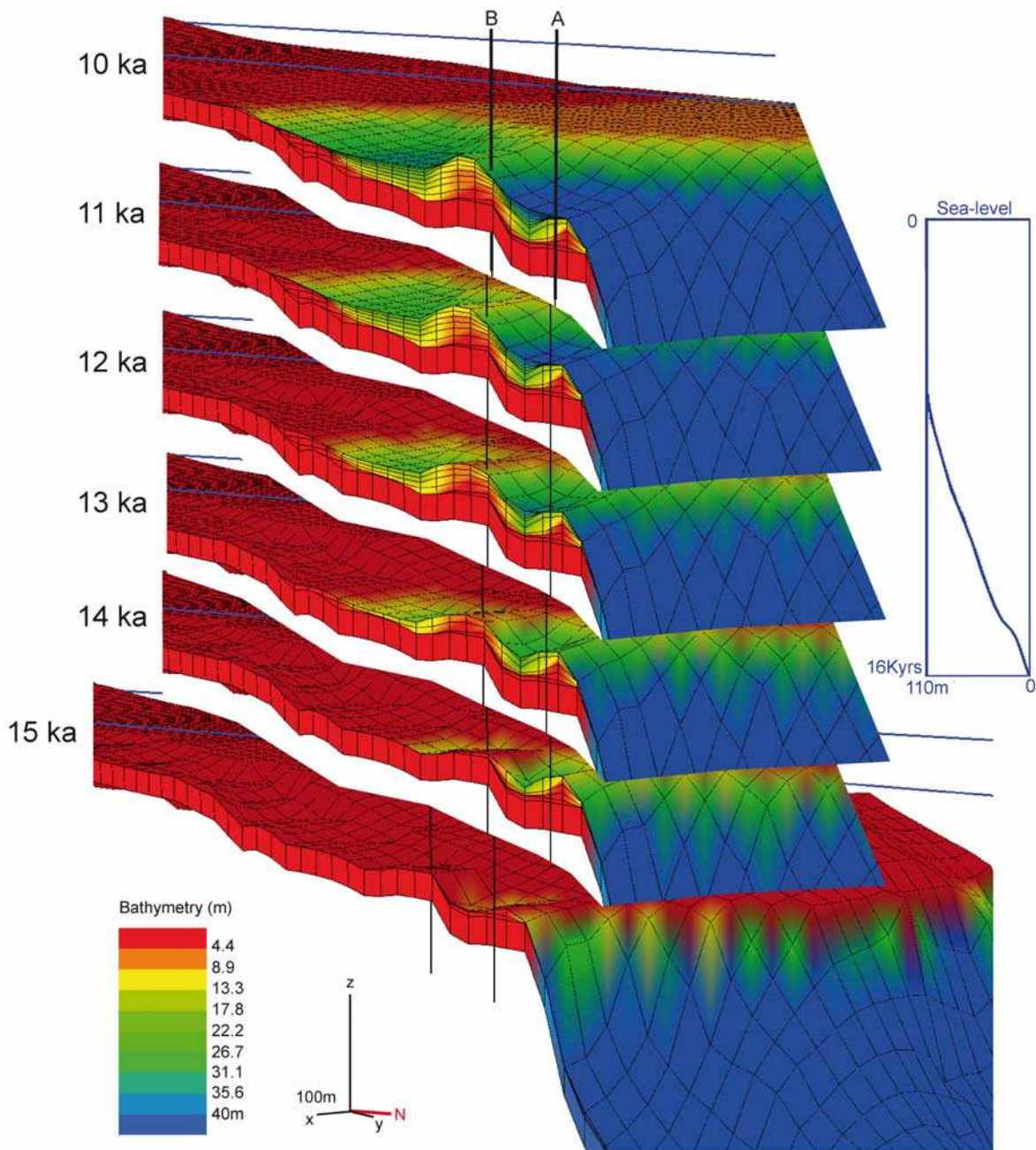
A., B., C., D., E., F., G., H., I. and J. Results of simulations with the following parameters: a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; maximum production rate  $P_{\max} = 15\text{mm/yr}$ ; one lithology: carbonates and C1 to C10 curves (cf. Fig. V.23) for simulations A to J, respectively. The rate of sea-level rise affects the timing of the drowning of the outer ridge and the bathymetry of the deposits but has little impact on the morphology of the ridges.



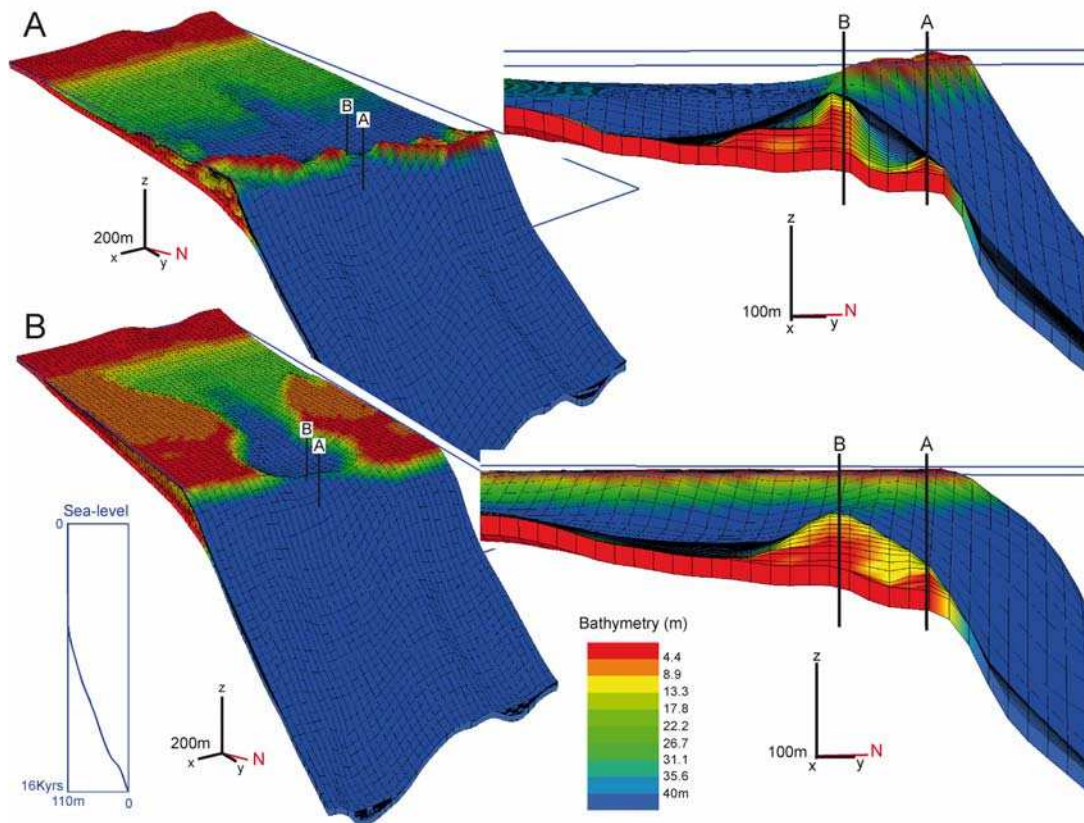


**Figure V.31:** Distribution of sands (A., B., C.) and shales (D., E., F.) for the best simulation result with three lithologies: carbonates, sands and shales (cf. Fig. V.21). The colour scales represent the amount of sands and shales of the deposits for simulations considering different ages. Simulation results were obtained with the following parameters: the C2 sea-level curve; a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy; a minimum wave energy threshold of 25 kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; variation of the maximum production rate with time; variation of total sediment supply with time; and ecological rules that avoid the development of carbonate over sands and shales. Sedimentation occurs on the platform behind the reefs. Sands are located close to the source and shales more offshore.





**Figure V.32:** Evolution of the bathymetry of the deposits with time for the best simulation result with three lithologies: carbonates, sands and shales. The colour scales represent the bathymetry of the deposits. Simulation result was obtained with the following parameters: the C2 sea-level curve (sea-level rate of 27 mm/yr between 14.6 and 14 ka BP); a subsidence rate of 0.25 mm/yr; a variation of carbonate production with wave energy (and not with only depth); a minimal wave energy threshold of 25 kW/m; wave reference depth of 11 m; wave propagation angle of N190; variation of the maximum production rate with  $P_{max}=15$  mm/yr from 16 to 15 ka BP, 20 mm/yr from 14.9 to 14 ka BP, 13 mm/yr from 13.9 to 13 ka BP, 10 mm/yr from 12.9 to 9 ka BP, 9mm/yr from 8.9 to 6 ka BP and 3 mm/yr from de 5.9 to 0 ka BP; weak water driven transport for sands and shales, and very weak water driven transport for carbonates; a fluvial discharge from 0.02 m<sup>3</sup>/s; variation of the total sediment supply estimated to be nil from 16 to 14.5 ka BP and of 0.001 km<sup>3</sup>/ka from 14.5 ka BP until now, and with ecological rules that avoid the development of carbonates over sands and shales.



**Figure V.33:** Simulation displaying the testing of different initial surfaces with various smoothing. Several surfaces with different morphologies and smoothing degrees were tested before obtaining the final surface (Fig. V.11) which is seemingly the most realistic one. A. and B. Simulation results with different smoothing degrees: moderate and high, respectively. The carbonate production changes with wave energy. The smoothing of the surface influences the morphology of the deposits: a smooth surface does not lead to the formation of the two ridges. The morphology of the initial surface controls the distribution of maximum production areas, because it notably controls the wave energy distribution (cf. Fig. V.27).



## **VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS**

---



## VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Les études paléobiologique et sédimentologique des séquences récifales post-glaciaires de Tahiti couplées aux méthodes de datation, d'imagerie et de modélisation ont permis de mieux appréhender l'architecture récifale et la réponse de ces récifs à l'élévation rapide du niveau marin et aux changements environnementaux. Nous avons ainsi été en mesure de répondre à la majeure partie des questions posées dans le chapitre I.

Les principaux résultats du présent travail concernent, d'une part, la croissance et l'enneiement des récifs de Tahiti et leur modélisation et, d'autre part, le développement des microbialithes et l'architecture récifale.

### VI.1. Croissance et ennoiement des récifs de Tahiti

Les séquences de Tiarei, Maraa et Papeete ont permis de reconstituer la croissance récifale à Tahiti de 16 ka BP à nos jours. Les séquences de Tiarei, Maraa et Papeete couvrent les intervalles 16-10 ka BP, 15-8 ka BP et 13,8-0 ka BP, respectivement. Leur étude a permis de mieux comprendre les différents facteurs agissant sur le développement et l'enneiement des récifs durant la dernière déglaciation.

Les séquences récifales post-glaciaires des sites de Tiarei et Maraa sont marquées par un développement aggradant qui s'accompagne d'un approfondissement progressif des séquences avec une succession d'assemblages caractérisant des environnements de plus en plus profonds. L'approfondissement s'accompagne d'une diminution des taux d'accrétion récifale, entraînant l'enneiement du récif (mode de croissance de type '*give-up*') (e.g. **Fig. III.40**). Cet ennoiement se matérialise dans les carottes par l'apparition d'assemblages à faible accrétion verticale (3-4 mm/an) caractéristiques de milieux de pente externe profonde (>20 m de profondeur ; coraux encroûtants Agaricidés et Favidés et fines algues corallinacées du groupe Mélobésoidés), d'une forte bioérosion et de précipitations de fer. Les courbes de croissance récifale (ex. **Fig. III.40**) indiquent que l'enneiement est progressif et qu'il s'accompagne d'une rétrogradation plus ou moins continue du système récifal durant la phase transgressive (16-6 ka BP).

Selon les conditions environnementales locales, les récifs vont répondre différemment à la remontée du niveau marin :

- les récifs du site de Tiarei, affectés par des apports de sédiments silico-détritiques ont été plus sensibles aux variations du niveau marin : 1) les apports détritiques ont entraîné une turbidité des eaux, ce qui a eu pour conséquence de restreindre les intervalles paléo-

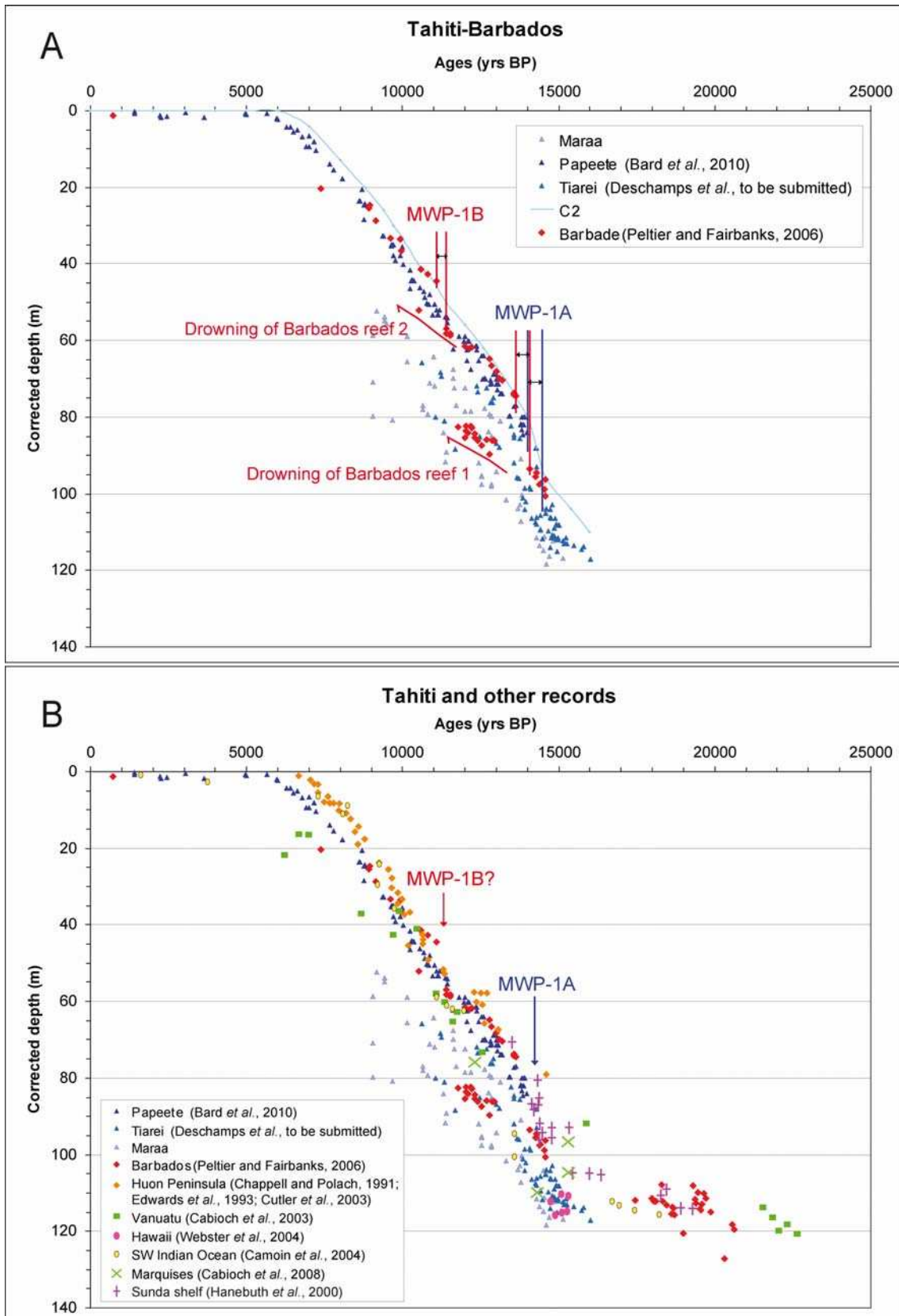
bathymétriques de développement des assemblages algo-coralliens et de provoquer un ennoïement récifal plus rapide; 2) les apports détritiques ont, suite à leur dépôt, formé un substratum meuble défavorable à l'initiation récifale. Le développement récifal a ainsi été limité aux zones hautes non soumises à une sédimentation détritique, affectant ainsi leur capacité à suivre l'élévation du niveau marin. Ces paramètres environnementaux défavorables (apports détritiques, turbidité, substratum meuble) ont entraîné le développement d'édifices récifaux discontinus et de faible extension géographique (formation de deux rides) et la rétrogradation discontinue des systèmes récifaux.

- les récifs du site de Maraa, non affectés par des apports silico-détritiques, ont été soumis à des conditions environnementales plus favorables au développement récifal. Du fait de l'absence de turbidité des eaux, les assemblages algo-coralliens ont eu des intervalles paléo-bathymétriques de vie plus larges, ce qui a permis au récif de croître à des profondeurs plus importantes et, ainsi, d'être moins sensible à l'élévation rapide du niveau marin. Cela a entraîné un ennoïement récifal plus progressif qu'à Tiarei avec des développements verticaux importants d'assemblages de pente récifale externe intermédiaire (10-30 m de profondeur). Les récifs de Maraa n'étant pas contraints par la nature du substratum, ils ont pu former un édifice récifal continu, à la fois aggradant et rétrogradant.

En dépit de conditions environnementales locales différentes, les modes de croissance des récifs de Tiarei et de Maraa, contrôlés par la remontée du niveau marin, sont similaires. Les différents facteurs locaux ont ainsi exercé un certain contrôle sur la morphologie et l'ennoïement des récifs et ont modulé la croissance récifale qui a été gouvernée par le niveau marin. Ces récifs ont ainsi enregistré un événement de remontée rapide du niveau marin, le MWP-1A (14,6-14 ka BP), qui a entraîné un approfondissement progressif des séries récifales (10-20 m), corrélatif de leur rétrogradation, avant leur ennoïement définitif. D'après les simulations avec le logiciel DIONISOS, le MWP-1A correspondrait à une remontée du niveau marin de l'ordre de 16 m entre 14,6 et 14 ka BP.

L'évènement MWP-1A semble global (**Fig. VI.1**). En effet, il est également enregistré dans d'autres sites de l'Océan Pacifique comme aux Marquises (Polynésie Française) où des récifs ennoyés à 110-95 m de profondeur sont datés de 16,2 à 14,6 ka BP (Cabioch *et al.*, 2008) et à Hawaï où des récifs ennoyés à 150 m de profondeur sont datés de 15,2 à 14,7 ka BP (Webster *et al.*, 2004). Dans l'Océan Indien, à Mayotte (Comores), des récifs ennoyés à 110-90 m de profondeur sont datés de 13,6 ka BP (Dullo *et al.*, 1998).





**Figure VI.1 :** Comparaison entre les données de Tahiti, de la Barbade, de la Péninsule Huon, de Vanuatu, de Hawaï, du SW de l’Océan Indien, des Marquises et de Sunda (Asie du SE). Les points correspondent aux échantillons de coraux datés (U-Th ou  $^{14}\text{C}$  calibré) corrigés de la composante tectonique (subsidence ou surrection) sauf pour l’enregistrement de Sunda qui correspond à des sédiments marins. A. Tahiti et Barbade ; B. Tahiti et autres sites.

*Comparison between last deglacial coral reef data from Tahiti and other sites.*

Étant donné que ces sites ont été échantillonnés par dragages et non par forages, il n'est pas possible de connaître avec précision la chronologie de l'enneiement de ces récifs. Ces sites sont caractérisés, comme Tahiti, par une succession de terrasses submergées à différentes profondeurs ; il serait logique que ces récifs aient enregistré la même évolution générale que les séquences de Tahiti, c'est-à-dire des ennoiements progressifs associés à une rétrogradation du système récifal. Selon les caractéristiques environnementales propres au site, l'enneiement a pu être plus ou moins progressif et la rétrogradation plus ou moins continue. Les séries récifales échantillonnées par forages enregistrant l'intervalle 14,6-14 ka BP (MWP-1A) sont celles de la Barbade (Océan Atlantique ; Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990 ; Peltier et Fairbanks, 2006) et de Vanuatu (Océan Pacifique ; Cabioch *et al.*, 2003). Les nouvelles datations obtenues sur les coraux de la Barbade (Peltier et Fairbanks, 2006) montrent que les récifs submergés de la Barbade ont subi, comme à Tahiti, un ennoiement progressif associé à la rétrogradation du système récifal (**Fig. VI.1**). Le MWP-1A a entraîné un approfondissement des séquences récifales de 18 à 20 m, ce qui est comparable à Tahiti (16m) ; en revanche, le MWP-1A est plus tardif à la Barbade (**Fig. VI.1** ; cf. Deschamps *et al.*, à soumettre). A Vanuatu, la croissance récifale continue (Cabioch *et al.*, 2003) a été probablement favorisée par de forts taux de surrection tectonique (3 mm/an) qui ont permis aux récifs de compenser la remontée rapide du niveau marin.

La modélisation récifale a permis de mettre en évidence deux types d'enneiement dans les séries récifales de Tiarei : un ennoiement causé par des facteurs environnementaux locaux (apports silico-détritiques, turbidité des eaux, nature et topographie du substratum) pour la ride interne, et un ennoiement causé par une interaction entre des facteurs locaux et globaux (accélération de l'élévation du niveau marin associé au MWP-1A) pour la ride externe.

Les séquences de Papeete, qui sont caractérisées par une croissance continue sans épisode d'approfondissement de 13,8 ka BP à l'actuel, permettent de confirmer que l'enneiement de la ride interne de Tiarei est un phénomène local. Elles permettent également de remettre en cause l'existence du MWP-1B défini à la Barbade (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990 ; 11,5 ka BP ; **Fig. VI.1**). Des terrasses récifales ennoyées présentes entre 80 et 50 m de profondeur pourraient être les témoins de l'évènement MWP-1B (~11,5-11 ka BP) comme à Mayotte (65-55 m ; Dullo *et al.*, 1998) et aux Marquises (80-68 m ; 12,4 ka BP ; Cabioch *et al.*, 2008). Toutefois, le faible nombre d'échantillons récoltés et de datations obtenues sur ces terrasses ne permet pas d'apporter des réponses quant aux causes de leur ennoiement. Les séries récifales échantillonnées par forages enregistrant l'intervalle 11,5-11 ka BP (MWP-1B) sont celles de la Barbade (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990 ; Peltier et Fairbanks, 2006), de la Péninsule Huon (Papouasie Nouvelle Guinée, Océan Pacifique ; Edwards *et al.*, 1993) et de Vanuatu (Cabioch *et al.*, 2003). À la Barbade, le MWP-1B s'accompagne d'un approfondissement des séquences récifales d'une dizaine de mètres et d'une rétrogradation

corrélative (**Fig. VI.1**). À Vanuatu et à la Péninsule Huon, la croissance récifale est continue mais le MWP-1B s'accompagne d'un changement d'associations coralliennes autour de 11,5 ka BP, marquant un approfondissement de la série.

L'existence de l'évènement MWP-1B est toujours discutée. La présence de terrasses récifales entre 80 et 50 m de profondeur pourrait également témoigner d'une courte période de stabilisation du niveau marin associée à la période du Dryas récent (Lambeck *et al.*, 2002 ; Camoin *et al.*, 2004) ou de changements de paléo-circulation océanique (Burr *et al.*, 1998).

Montaggioni (2005) a considéré que quatre générations récifales se sont développées durant la dernière déglaciation et qu'elles ont été séparées par des périodes caractérisées par l'absence de développement récifal et/ou par des évènements d'enneigement. Nos résultats permettent de conclure qu'il n'y a pas eu de période d'arrêt global du développement récifal entre 16 ka BP et l'actuel. Des conditions environnementales locales défavorables (éléments nutritifs, apports terrigènes...) ont cependant pu causer localement des périodes d'arrêt du développement récifal. L'élévation du niveau marin ne cause pas un arrêt du développement récifal mais des enneigements progressifs associés à une rétrogradation du système récifal.

## **VI.2. Développement des microbialithes et architecture récifale**

Ce travail est la première étude associant les reconstitutions de la chronologie du développement des différents constituants récifaux (coraux, algues et microbialithes) et de leur agencement en 3 dimensions pour appréhender l'architecture récifale. Les études antérieures sur les récifs de la dernière déglaciation se sont focalisées sur la reconstitution des variations du niveau marin (ex. Fairbanks, 1989 ; Edwards *et al.*, 1993 ; Bard *et al.*, 1996 ; Cabioch *et al.*, 2003 ; Webster *et al.*, 2004 ; Cabioch *et al.*, 2008 ) ou sur la description des microbialithes (ex. Camoin et Montaggioni, 1994 ; Camoin *et al.*, 1999, 2006 ; Cabioch *et al.*, 1999c, 2006) mais aucune n'a abordé l'architecture récifale.

Les microbialithes correspondent au composant structural et volumétrique majeur des séquences récifales post-glaciaires de Tahiti. Elles forment le dernier stade d'encroûtement des associations algo-coralliennes et se sont développées dans les cavités primaires de la trame récifale. Leur abondance a ainsi probablement été contrôlée principalement par le volume des cavités primaires intra-récifales déterminé par la morphologie et l'agencement des colonies coralliennes. Le développement des microbialithes est ainsi maximal dans les trames récifales composées par des coraux branchus, encroûtants (fins), tabulaires et à branches robustes qui forment une structure récifale lâche avec une forte porosité initiale (>50%). Au contraire, leur abondance est minimale dans les trames récifales compactes et massives

formées par les coraux massifs et encroûtants (épais) avec une faible porosité initiale (~30%). Les microbialithes ont ainsi comblé la majeure partie de la porosité primaire.

Les datations des microbialithes et des associations algo-coralliennes encroûtées confirment l'existence de deux types de générations de microbialithes définies par Camoin *et al.* (2006) : des microbialithes récifales qui se développent quelques centaines d'années après les communautés algo-coralliennes dans des environnements peu profonds et des microbialithes de pentes qui se développent plusieurs milliers d'années après le déclin des communautés récifales dans des environnements plus profonds.

Le décalage dans le temps entre le développement des microbialithes récifales et celui des associations algo-coralliennes est de 100 à 500 ans en moyenne et est constant tout au long des séquences récifales pour les trois sites (Tiarei, Maraa et Papeete). Les microbialithes ont ainsi suivi le développement récifal durant la dernière transgression marine dans les cavités cryptiques du récif, 1,5 à 6 m sous la surface vivante du récif. Leurs taux moyens de croissance (7-8 à 12 mm/an) dépendent des taux d'accrétion récifale et, par conséquent, de l'élévation du niveau marin.

Des microbialithes récifales similaires, se développant dans les cavités cryptiques des trames récifales peu profondes post-glaciaires, ont également été décrites dans l'Océan Indien (Camoin *et al.*, 1997, 2004), en Australie (Grande barrière, Webb et Jell, 1997 ; Webb *et al.*, 1998, 1999) et à Vanuatu (Cabioch *et al.*, 1998, 2006).

Le décalage dans le temps entre le développement des microbialithes et celui des associations algo-coralliennes montre que ces différentes communautés n'étaient pas présentes dans le même environnement (cavités récifales *versus* surface du récif), excluant ainsi toute compétition directe entre ces dernières. Ce décalage explique également la succession de ces deux communautés aux exigences écologiques différentes (conditions oligotrophes pour les coraux et eaux enrichies en nutriments pour les microbialithes).

La très forte abondance de microbialithes à Tahiti est exceptionnelle et a permis une bonne conservation des édifices récifaux. Leur développement est important pendant la période transgressive (16-6 ka BP) puis diminue pendant la période de stabilisation du niveau marin. En effet, l'espace disponible pour la croissance des microbialithes est maximal pendant la période de forte accrétion récifale verticale (création de cavités) puis décroît au fur et à mesure du comblement des cavités lors de la diminution de l'accrétion récifale suite à la stabilisation du niveau marin. Le fort développement des microbialithes est tout d'abord lié à l'abondance de cavités récifales formées par l'accrétion verticale rapide des récifs. La stabilité

de leurs habitats (cavités récifales) au cours du temps, liée à la faible fréquence des événements cycloniques, s'avère également être un facteur important. En effet, le développement des microbialithes doit être limité dans les récifs fréquemment soumis à la destruction de leur trame suite aux actions hydrodynamiques. La présence de microbialithes est ensuite associée à des conditions environnementales particulières caractérisées par la prédominance d'eaux alcalines riches en nutriments. La croissance des microbialithes pourrait être ainsi favorisée dans les systèmes récifaux bordant les îles et les marges volcaniques (ex. Montaggioni et Camoin, 1993 ; Zankl, 1993 ; Camoin et Montaggioni, 1994 ; Camoin *et al.*, 1997 ; Cabioch *et al.*, 1998, 2006 ; Camoin *et al.*, 1999, 2004, 2006) et granitiques (Reitner, 1993) où l'altération des roches silicatées entraîne une augmentation significative de l'alcalinité et des taux de nutriments (Kempe et Degens, 1985 ; Kempe *et al.*, 1989). Le développement de microbialithes est plus sporadique dans les récifs croissant dans d'autres contextes environnementaux (ex. Maldives, Gishler *et al.*, 2008 ; Grand Barrière d'Australie). Les apports en nutriments doivent être alors plus épisodiques et associés à des *upwellings* océaniques, à des apports d'eaux souterraines à partir de nappes temporaires (Camoin *et al.*, 1999, 2006 ; Cabioch *et al.*, 2006), ou encore à des apports de nutriments stockés dans la trame récifale et les sédiments suite à l'oxydation de la matière organique (Tribble *et al.*, 1994 ; Sprachta *et al.*, 2001).

Les microbialithes ont joué un rôle important dans la consolidation et la préservation de la trame récifale initiale grâce à leur développement important et à leur lithification rapide. Une interprétation similaire a été envisagée pour les microbialithes dans des récifs fossiles, par exemple au Jurassique supérieur (e.g. Leinfelder *et al.*, 1993, 1996 ; Dupraz et Strasser, 1999, 2002 ; Leinfelder et Schmid, 2000 ; Schmid *et al.*, 2001 ; Olivier et al, 2003, 2004) et au Messinien (e.g. Riding et al, 1991 ; Martin *et al.*, 1993 ; Braga *et al.*, 1995). Dans ces récifs, la contribution des microbialithes au volume et à la rigidité des édifices a souvent dépassé, comme à Tahiti, celle des métazoaires squelettiques (ex. coraux).

En considérant le développement tardif des microbialithes dans les cavités de la trame récifale, trois types de trames récifales initiales ont ainsi été définis :

- une trame dense formée de colonies de coraux massifs et encroûtants (épais) qui construisent une structure massive avec une faible porosité initiale (5-30%) ;
- une trame lâche formée par des colonies coralliennes branchues, encroûtantes (fines), à branches robustes et tabulaires qui édifient une structure avec une forte porosité initiale (jusqu'à 80%) ;
- une trame intermédiaire formée par des colonies coralliennes à branches robustes et tabulaires agencées de façon compacte avec une porosité initiale de 30 à 60%.

Il existe une corrélation positive entre la porosité des trames récifales initiales et les taux d'accrétion récifale et, par conséquent, avec les taux de remontée du niveau marin. Ainsi, pendant les périodes de remontée rapide du niveau marin, les forts taux d'accrétion récifale verticale vont favoriser le développement de trames récifales lâches. Au contraire, pendant les périodes de stabilisation du niveau marin, les taux d'accrétion récifale diminuent, ce qui favorise le développement de trames récifales compactes.

### VI.3. Perspectives

Les séquences récifales de Tahiti couvrent les 16 derniers millénaires, les stades plus anciens de la dernière déglaciation (22-16 ka BP) n'ayant pas été atteints. Les premiers stades de développement récifal lors de cette période restent mal connus car difficiles à échantillonner; les enregistrements étudiés sont donc rares (ex. Vanuatu, Cabioch *et al.*, 2003 ; Barbade, Peltier et Fairbanks, 2006 ; Marquises, Cabioch *et al.*, 2008 ; cf. **Fig. VI.1**).

L'échantillonnage de séries continues des premiers stades récifaux de la dernière déglaciation serait importante pour :

- reconstituer l'intégralité de la courbe du niveau marin au cours de la dernière déglaciation et confirmer ou infirmer l'existence de l'accélération de remontée du niveau marin '*LGM terminal*' (Yokoyama *et al.*, 2001) ;
- déterminer les caractéristiques des systèmes récifaux qui se sont développés durant cette période.

Des forages ont été réalisés sur les pentes externes de la Grande Barrière d'Australie en Février-Mars 2010 pour obtenir un enregistrement récifal couvrant la période 20-10 ka BP, lors de l'expédition IODP 325 '*Great Barrier Reef Environmental Changes*' (Webster *et al.*, 2008) qui correspond au deuxième volet du projet '*The Last Deglacial Sea-Level Rise in the South Pacific : Offshore Drilling in Tahiti and on the Australian Great Barrier Reef*' (Camoin *et al.*, 2002).

Les séquences de Tahiti couvrent une courte période de temps (0-16 ka BP) par rapport au Quaternaire qui est marqué par des variations amples du niveau marin. L'objectif des futures études sur les récifs coralliens quaternaires serait d'obtenir des enregistrements plus longs, couvrant plusieurs cycles de variations du niveau marin.





## VII. RÉFÉRENCES

---



---

## VII. RÉFÉRENCES

- Abbey, E., 2007. Coral reef response to abrupt climate and sea-level change; evidence from Tahiti fossil reefs. Thesis Bachelor of Science with Honours in Geology, James Cook University, Townsville, Australia.
- Abbey, E., Webster, J., Braga, J.C., Sugihara, K., Wallace, C., Iryu, Y., Potts, D., Done, T., Camoin, G., Seard, C., work in progress. Variation in deglacial corallgal assemblages and their paleoenvironmental significance: IODP Expedition 310, Tahiti Sea Level. *Global and Planetary Change*.
- Abed, R., Golubic, S., Garcia-Pichel, F., Camoin, G., Sprachta, S., 2003. Characterization of microbialite-forming cyanobacteria in a tropical lagoon: Tikehau atoll. Tuamotu. French Polynesia. *J. Phycol.* 39, 862-873.
- Adey, W.H., 1979. Crustose coralline algae as microenvironmental indicators in the Tertiary. In: Gray, J., Boucot, A.J. (Eds), *Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment*. Oregon University Press, Corvallis, pp. 459-464.
- Adey, W.H., 1986. Coralline algae as indicators of sea level. In: Van de Plassche, O. (Ed.), *Sea-level research, a manual for the collection and evaluation of data*. Norwich, England, Geo Books, pp. 229-280.
- Adey, W.H., Townsend, R.A., Boykins, W.T., 1982. The crustose coralline algae (Rhodophyta: Corallinaceae) of the Hawaiian islands. *Smithsonian Contrib. Mar. Sci.* 15, 1-74.
- Adjeroud, M., 1997. Factors influencing spatial patterns on coral reefs around Moorea, French Polynesia. *Marine Ecology Progress Series* 159, 105-119.
- Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *J. Sedim. Petrol.* 37, 1163-1178.
- Andres, M., Bassant, Ph., Harris, M., 2008. Conditioned forward stratigraphic modeling in large carbonate fields: a Dionisos model of Karachaganak. *Search and Discovery Article #40352*.
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., 2003. Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, Satonda Crater Lake, Indonesia. *Journal of Sedimentary Research* 73, 105-127.

- Asami, R., Felis, T., Deschamps, P., Hanawa, K., Iryu, Y., Bard, E., Durand, N., Murayama, M., 2009. Evidence for tropical/subtropical South Pacific climate changes during the Younger Dryas and the Bolling-Allerod from geochemical records of fossil Tahiti corals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288, 96-107.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., 1990. U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados. Sea level during the past 130 000 years. *Nature* 346, 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241-244.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N., Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages of corals: an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon* 40, 1085-92.
- Bard, E., Hamelin, B., Delanghe-Sabatier, D., 2010. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* DOI: 10.1126/science.1180557.
- Bassant, Ph., Harris, M., 2008. Analyzing reservoir architecture of isolated carbonate platforms. *Search and Discovery Article #40295*.
- Bauld, J., D'Amelio, E., Farmer, J.D., 1992. Modern microbial mats. In: Schopf J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, New York, pp. 261-270.
- Baumgartner, L.K., Reid, R.P., Dupraz, C., Decho, A.W., Buckley, D.H., Spear, J.R., Przekop, K.M., Visscher, P.T., 2006. Sulfate reducing bacteria in microbial mats: changing paradigms, new discoveries. *Sedimentary Geology* 185, 131-145.
- Bassett, S.E., Milne, G.A., Mitrovica J.X., Clark, P.U., 2005, Ice sheet and solid earth influences on far-field sea-level histories. *Science* 309, 925-928.
- Beaman R.J., Webster J.M., Wust R.A.J., 2008. New evidence for drowned shelf edge reefs in the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Geology* 247, 17-34.
- Betzler, C., Brachert, T. C., Kroon, D., 1995. Role of climate in partial drowning of the Queensland Plateau carbonate platform (northeastern Australia). *Marine Geology* 123, 11-32.
- Binard, N., R. C. Maury, G. Guille, J. Talandier, P. Y. Gillot, J. Cotton, 1993. Mehetia Island, South Pacific: Geology and petrology of the emergent part of the Society hot spot, J. *Volcanol. Geotherm. Res.* 55, 239-260.

- Blanchon, P., Jones, B., 1995. Marine-planation terraces on the shelf around Grand Cayman: a result of stepped Holocene sea-level rise. *J. Coast. Res.* 11, 1-33.
- Blanchon, P., Jones, B., 1997. Hurricane-control on shelf-edge-reef architecture around Grand Cayman. *Sedimentology* 44, 479-506.
- Blanchon, P., Shaw, J., 1995. Reef-drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea level rise and ice-sheet collapse. *Geology* 23, 4-8.
- Blanchon, P., Jones, B., Kalbfleisch, W., 1997. Anatomy of a fringing reef around Grand Cayman: storm rubble, not coral framework. *J. Sediment. Res.* 67, 1-16.
- Blanchon, P., Jones, B., Ford, D.C., 2002. Discovery of a submerged relic reef and shoreline off Grand Cayman: further support for an early Holocene jump in sea level. *Sediment. Geol.* 147, 253-270.
- Borgomano, J.R.F, Peters, J., 2004. Outcrop and seismic expressions of coral reefs, carbonate platforms and adjacent deposits in the Tertiary of the Salalah Basin, South Oman, in AAPG special publication "Carbonate seismic atlas" G. Eberli, E. Sarg, J. Massaferro (Eds) 81, pp. 251-266.
- Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., 1990. Computer modelling of the internal architecture of carbonate platforms. *Geology* 18, 26-30.
- Bosence, D.W.J., Pomar, L., Waltham, D.A., Lankester, T.H.G., 1994. Computer modelling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain. *AAPG Bulletin* 78, 247-266.
- Bosscher, H., Schlager, W., 1992. Computer simulation of reef growth. *Sedimentology* 39, 503-512.
- Bosscher, H., Southam, J., 1992. CARBPLAT - a computer model to simulate the development of carbonate platforms. *Geology* 20, 235-238.
- Bouchon, C., 1983. Les peuplements de scléactiniaires de l'atoll de Takapoto (Polynésie française). *J. Soc. Océan.*, 39 (77), 35-42.
- Bouchon, C. 1985. Quantitative Study of Scleractinian Coral Communities of Tiahura Reef (Moorea Island, French Polynesia). *Proceedings of the 5th International Coral Reef Congress, Tahiti*, 6, 279-284.
- Bouchon, C., 1996. Recherches sur des Peuplements de Scléactiniaires Indo-pacifiques (Mer Rouge, Océan Indien, Océan Pacifique). Thèse Doct.-ès Sci. Marseille, Univ. Aix-Marseille, France.
- Bourrouilh, F.G., Talandier, J., 1985. Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la

- géomorphologie d'un atoll: motu et hoa, à Rangiroa Tuamotu, Pacifique SE. *Mar. Geol.* 67, 263-333.
- Bowman, S.A., Vail, P.R., 1999. Interpreting the stratigraphy of the Baltimore Canyon section, offshore New Jersey with PHIL, a stratigraphic simulator. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: SEPM Special Publication 62*, pp. 117-138.
- Brachert, T.C., 1994. Palaeoecology of enigmatic tube microfossils forming «cryptalgal» fabrics (Late Quaternary, Red Sea). *Paläont. Z.* 68, 299-312.
- Brachert, T.C., 1999. Non-skeletal carbonate production and stromatolite growth within a Pleistocene deep ocean (Last Glacial Maximum, Red Sea). *Facies* 40, 211-228.
- Brachert, T.C., Dullo, W.Chr., 1991. Laminar micrite crusts and associated foreslope processes, Red Sea. *J. Sedim. Petrol.* 61, 354-363.
- Brachert, T.C., Dullo, W.Chr., 1994. Micrite crusts on Ladinian foreslopes of the Dolomites seen in the light of a modern scenario from the Red Sea. *Jahrb. Geol. BA Wie* 50, 57-68.
- Braga, J.C., Davies, P.J., 1993. Coralline algal distribution in One Tree Reef (Southern Great Barrier Reef, NE Australia). In: *International Society for Reef Studies 1st European Regional Meeting, Vienna, Abstract 9*.
- Braga, J.C., Aguirre, J., 2004. Coralline algae indicate Pleistocene evolution from deep, open platform to outer barrier reef environments in the northern Great Barrier Reef margin. *Coral Reefs* 23, 547-558.
- Braga, J.C., Martin, J.M., Riding, R., 1995. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10, 347-361.
- Braithwaite, C.J.R., Montaggioni, L.F., Camoin, G.F., Dalmaso, H., Dullo, W.C., Mangini, A., 2000. Origins and development of Holocene coral reefs: a revisited model based on reef boreholes in the Seychelles, Indian Ocean. *Int. J. Earth Sci.* 89, 431-445.
- Broecker, W.S., Takahashi, T., 1966. Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. *Journal of Geophysical Research* 71, 1575-1602.
- Broecker, W.S., Clark, E., Mc Corkle, D., Peng, T.H., Hadjas, I., Bonani, G., 1999. Evidence of a reduction in the carbonate ion content of the deep sea during the course of the Holocene. *Paleoceanography* 14, 744-752.



- Brousse, R., Gelugne, P., 1987. Tahiti-Nui, carte géologique (1/25000), carte des formations de surface (1/25000), carte des instabilités et risques naturels (1/50000), feuille Punaauia-Paea, Ministère de l'équipement, de l'aménagement, de l'énergie et des mines.
- Brousse, R., Boutault, G., Eisenstein, A., Gelugne, P., 1985. Tahiti- Nui, carte géologique (1/25000), carte des formations de surface (1/25000), carte des instabilités et risques naturels (1/50000), feuille Papeete, Ministère de l'équipement, de l'aménagement, de l'énergie et des mines.
- Brousse, R., Lavest, P., Léotot, C., 1990. Tahiti-Nui, carte géologique (1/25000), carte des formations de surface (1/25000), carte des instabilités et risques naturels (1/50000), feuille Papara–Teva I Uta–Taravao, Ministère de l'équipement, de l'aménagement, de l'énergie et des mines.
- Buddemeier, R.W., Hopley, D., 1988. Turn-ons and turn-offs: causes and mechanisms of the initiation and termination of coral reef growth. Proc. 6th Int. Coral Reef Congr., Townsville, 1, 253-261.
- Burgess, P.M., Wright V.P., 2003. Numerical forward modeling of carbonate platform dynamics: an evaluation of complexity and completeness in carbonate strata. *Journal of Sedimentary Research* 73, 637-652.
- Burgess, P.M., Lammers, H., van Oosterhout, C., Granjeon, D., 2006. Multivariate sequence stratigraphy: tackling complexity and uncertainty with stratigraphic forward modelling, multiple scenarios and conditional frequency maps. *AAPG Bulletin* 90, 1883-1901.
- Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* 2, 241-254.
- Burr, G.S., Beck, W., Taylor, F.W., Récy, J., Lawrence Edwards, R., Cabioch, G., Corrège, T., Donahue, D.J., O'malley, J.M., 1998. A high-resolution radiocarbon calibration between 11.7 and 12.4 kyr BP derived from  $^{230}\text{Th}$  ages of corals from Espiritu Santo Island, Vanuatu. *Radiocarbon* 40, 1093-1106.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., 1995. Holocene initiation and development of New Caledonian fringing reefs, SW Pacific. *Coral Reefs* 14, 131-140.
- Cabioch, G., Taylor, F.W., Récy, J., Edwards, RL, Gray, S.C., Faure, G., Burr G., Corrège, T., 1998. Environmental and tectonic influences on growth and internal structure of a fringing reef at Tasmaloum (SW Espiritu Santo, New Hebrides Island Arc, SW Pacific). In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms in the Pacific and Indian Oceans*. International Association of Sedimentologists. Special Publication, 25, pp. 261-277.

- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., Laurenti, A., 1999a. Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1681-1695.
- Cabioch, G., Camoin, G., Montaggioni, L.F., 1999b. Post glacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, Tahiti, central Pacific. *Sedimentology* 46, 985-1000.
- Cabioch, G., Taylor, F.W., Corrège, Th., Récy, J., Edwards, R.L., Burr, G.S., Le Cornec, F., Banks, K.A., 1999c. Occurrence and significance of microbialites in the uplifted Tasmaloum reef (SW Espiritu Santo, SW Pacific). *Sedimentary Geology* 126, 305-316.
- Cabioch, G., Corrège, Th., Turpin, L., Castellaro, Ch., Récy, J., 1999d. Development patterns of fringing and barrier reefs in New Caledonia (Southwest Pacific). *Oceanol. Acta* 22, 567-578.
- Cabioch, G., Banks-Cutler, K., Beck, W.J., Burr, G.S., Corrège, T., Edwards, R.L., Taylor, F.W., 2003. Continuous reef growth during the last 23 ka in a tectonically active zone (Vanuatu, SouthWest Pacific). *Quat. Sci. Rev.* 22, 1771-1786.
- Cabioch, G., Camoin, G., Webb, G.E., Le Cornec, F., Garcia Molina, M., Pierre, C., Joachimski, M.M., 2006. Contribution of microbialites to the development of coral reefs during the last deglacial period: Case study from Vanuatu (South-West Pacific). *Sedim. Geol.* 185, 277-295.
- Cabioch, G., Montaggioni, L., Frank, N., Sear, C., Sallé, E., Payri, C., Pelletier, B., Paterne, M., 2008. Successive reef depositional events along the Marquesas foreslopes (French Polynesia) during the sea level changes of the last 26,000 years. *Marine Geology* 254, 18-34.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., 1994. High energy coralgal-stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti, French Polynesia). *Sedimentology* 41, 655-676.
- Camoin, G.F., Colonna, M., Montaggioni, L.F., Casanova, J., Faure, G., Thomassin, B.A., 1997. Holocene sea level changes and reef development in southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs* 16, 247-259.
- Camoin, G.F., Arnaud-Vanneau, A., Bergersen, D.D., Enos, P., Ebrén, Ph., 1998. Development and demise of mid-oceanic carbonate platforms, Wodejebato Guyot (NW Pacific). In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms of the Pacific and Indian Ocean. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol.* 25, pp. 39-67.
- Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., 1999. Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sedim. Geol.* 126, 271-304.

- Camoin, G.F., Ebrein, Ph., Eisenhauer, A., Bard, E., Faure, G., 2001. A 300,000-yr coral reef record of sea-level changes, Mururoa Atoll (Tuamotu archipelago French Polynesia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 175, 325-341.
- Camoin, G.F., Bard, E., Hamelin, B., Davies, P.J., Dullo, W.-Ch., 2002. The Last Deglacial Sea-Level Rise in the South Pacific: Offshore Drilling in Tahiti and on the Australian Great Barrier Reef. IODP/ODP Proposal #519, Integrated Ocean Drilling Program.
- Camoin, G.F., Cabioch, G., Hamelin, B., Lericolais, G., 2003. Rapport de mission «SISMITA», pp. 1-20.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology* 206, 119-146.
- Camoin, G., Cabioch, G., Eisenhauer, A., Braga, J.-C., Hamelin, B., Lericolais, G., 2006. Environmental significance of microbialites in reef environments during the Last Deglaciation. *Sedim. Geol.* 185, 277-295.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., the Expedition 310 scientists, 2007a. Proc. IODP, 310 : College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.310.101.2007.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., the Expedition 310 scientists, 2007b. IODP Expedition 310 reconstructs sea-Level, climatic and environmental changes in the South Pacific during the Last Deglaciation. *Scientific Drilling* 5, 4-12. doi:10.2204/iodp.sd.5.01.2007
- Camoin, G.F., Seard, C., Deschamps, P., Webster, J., Abbey, E., Braga, J.-C., Durand, N., Bard, E., Yokoyama, Y., Thomas, A., to be submitted. Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation. IODP Expedition 310 "Tahiti Sea Level". *Geology*.
- Cantagrel, F., Pin, C., 1994. Major, minor and rare-earth element determinations in 25 rock standards by ICP-Atomic Emission Spectrometry. *Geostandards Newsletter* 18, 123-138.
- Carlson, W.D., 2006. Three-dimensional imaging of earth and planetary materials. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 133-147.
- Carter, R.M., Johnson, D.P., 1986. Sea-level controls on the Postglacial development of the Great Barrier Reef, Queensland. *Marine Geology* 71, 137-164.
- Castanier, S., Le Métayer-Levrel, G., Perthuisot, J.-P., 1997. La carbonatogenèse bactérienne. In: Causse, F., Gasse, F. (Eds.), *Hydrologie et géochimie isotopique*. ORSTOM, Paris, pp. 197-218.

- Castanier, S., Le Metayer-Levrel, G., Perthuisot, J.-P., 1999. Ca-carbonates precipitation and limestone genesis - the microbiogeologist point of view. *Sedimentary Geology* 126, 9-23.
- Chafetz, H.S., 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrol.* 56, 812-817.
- Chalker, B.E., Barnes, D.J., Dunlap, W.C., Jokiel, P.L., 1988. Light and reef-building corals. *Interdiscip. Sci. Rev.* 13, 222-237.
- Chappell, J., Polach, H.A., 1991. Post-glacial sea level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature* 349, 147-149.
- Cheminée, J.L., Hékinian, R., Talandier, J., Albarède, F., Devey, C.W., Francheteau, J., Lancelot, Y., 1989. Geology of an active hot-spot Teahiti-Mehetia region in the south central Pacific, *Mar. Geophys. Res.* 11, 27-50.
- Chevalier, J.P., 1976. Madréporaires actuels et fossiles du lagon de Taiaro. *Cah. Pacif.*, 19, 253-264.
- Chevalier, J.P., 1977. Origin of the reef formations of Moorea island (Society Archipelago). *Proc. Third Int. Coral Reef Symp. Miami*, 2, 283-288.
- Chevalier, J.P., 1978. Les coraux des Iles Marquises. *Cah. Pacif.* 21, 243-283.
- Chevalier, J.P., 1979. La faune corallienne (Scléactiniaires et Hydrocoralliaires) de la Polynésie Française. *Cah. Pac.* 2, 129-151.
- Chevalier, J.P., Kuhlmann, D.H., 1983. Les scléactiniaires de Moorea, île de la Société (Polynésie française). *J. Soc. Océan.* 39, 55-75.
- Claps, M., Zempolich, W.G., Casaglia, F., Ronchi, P., 2009. Sedimentology and stratigraphy of the Kashagan buildup, Carboniferous, Pricaspian Basin, Kasakhstan. AAPG Meeting.
- Clark, P.U., 1995. Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Comment: Geology* 23, 957-958.
- Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C., Weaver, A.J., 2004. Rapid rise of sea-level 19,000 years ago and its global implications. *Science* 304, 1141-1144.
- Cohen, Y., Castenholz, R.W., and Halvorson, H.O., (Eds.), 1984. *Microbial mats: Stromatolites*, Alan R. Liss Inc, New York, 508 pp.
- Cortés, J., Macintyre, I.G., Glynn, P.W., 1994. Holocene growth history of an Eastern Pacific fringing reef, Punta Islotes, Costa Rica. *Coral Reefs* 13, 65-73.

- Costerton, J.W., Lewandowski, Z., Caldwell, D.E., Korber, D.R., Lappin-Scott, H.M., 1995. Microbial biofilms. *Ann. Rev. Microbiol.* 49, 711-745.
- Coudray, J., 1976. Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène de la Nouvelle-Calédonie. Expédition Française sur les Récifs Coralliens de Nouvelle Calédonie, vol. 8. Fondation Singer-Polignac, Paris. 276 pp.
- Coudray, J., Montaggioni, L., 1982. Coraux et récifs coralliens de la province Indo-Pacifique: répartition géographique et altitudinale en relation avec la tectonique globale. *Bull. Soc. Géol. France* 24, 981-993.
- Cuevas Castell, J.M., Betzler, C., Rössler, J., Hüssner, H., Peinl, M., 2007. Integrating outcrop data and forward computer modelling to unravel the development of a Messinian carbonate platform in SE Spain (Sorbas Basin). *Sedimentology* 54, 423-441.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 253-271.
- D'Elia, C.F., Webb, K.L., Porter, J.W., 1981. Nitrate-rich groundwater inputs to Discovery Bay, Jamaica: a significant source of N to local reefs. *Bull. Mar. Sci.* 31, 903-910.
- Davies, G. R., 1970. Carbonate bank sedimentation, eastern. Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* 75, 85-168.
- Davies, P.J., 1983. Reef growth. In: Barnes, D.J. (Ed.), *Perspectives on Coral Reefs*. Australian Inst. Mar. Sci., Clouster Publ., Manuka, Australia, pp. 69-106.
- Davies, P.J., Hopley, D., 1983. Growth facies and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 8, 237-252.
- Davies, P.J., Montaggioni, L.F., 1985. Reef growth and sea-level change: the environmental signature. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr., Tahiti*, 3, 477-511.
- Davies, P.J., Marshall, J.F., Foulstone, D., Thom, B.G., Harvey, N., Short, A.D., Martin, K., 1977. Reef growth, southern Great Barrier Reef-preliminary results. *BMR J. Aust. Geol. Geophys.* 2, 69-72.
- Davies, P.J., Marshall, J.F., Hopley, D., 1985. Relationships between reef growth and sea level in the Great Barrier Reef. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr., Tahiti*, 3, 95-103.
- Decho, A.W., 1990. Microbial exopolymer secretions in ocean environments: Their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanogr. Mar. Biol. An. Rev.* 28, 73-154.

- Decho, A.W., 2000. Exopolymer microdomains as a structuring agent for heterogeneity within microbial biofilms. In: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, pp. 1-9.
- Decho, A.W., Visscher, P.T., Reid, R.P., 2005. Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219, 71-86.
- DeDeckker, P., Yokoyama, Y., 2009, Micropalaeontological evidence for Late Quaternary sea-level changes in Bonaparte Gulf, Australia. *Global and Planetary Change* 66, 85-92.
- Défarge, C., Trichet, J., Jaunet, A.M., Robert, M., Tribble, J., Sansone, F.J., 1996. Texture of microbial sediments revealed by cryo-scanning electron microscopy. *Journal of sedimentary research* 66, 935-947.
- Delanghe, D., 2002. Etude de la dernière déglaciation et de l'impact de la remontée du niveau marin sur la construction d'un récif corallien. Exemple du récif de Tahiti. Thèse de Doctorat. Université Paul Cézanne.
- Delesalle, B., Galzin, R., Salvat, B., 1985. French Polynesian coral reefs. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr., Papeete*, 1, 1-554.
- Demicco, R.V., 1998. CYCOPATH 2-D, a two-dimensional, forward-model of cyclic sedimentation on carbonate platforms. *Comput. Geosci.* 24, 405-423.
- Deneufbourg, G., 1965. Carte géologique de Tahiti, notice explicative. BRGM, Orléans.
- Deneufbourg, G., 1971. Etude géologique du Port de Papeete, Tahiti, Polynésie Française. *Cah. Pac.* 15, 75-82.
- Des Marais, D.J., 1990. Microbial mats and the early evolution of life. *Trends Ecol. Evol.* 5, 140-144.
- Des Marais, D.J., 1995. The biogeochemistry of hypersaline microbial mats. In: Jones (Ed.), *Advanced in Microbial Ecology*. Plenum, New York, pp. 251-274.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A., Henderson, G., Yokoyama, Y., to be submitted. Deglacial Melt Water Pulse 1A revisited from the new IODP Tahiti record. *Nature*.
- Done, T., 1982. Patterns in the distribution of coral communities across the central Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 1, 95-107.
- Dullo, W.-Ch., Camoin, G.F., Blomeier, D., Casanova, J., Colonna, M., Eisenhauer, A., Faure, G., Thomassin, B.A., 1998. Sediments and sea level changes of the foreslopes of Mayotte, Comoro islands: direct observations from submersible. In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms of the Pacific and Indian Ocean*.



- Special Publication of the International Association of Sedimentologists 25, pp. 219-236.
- Duncan, R.A., Fisk, M.R., White, W.M., Nielsen, R.L., 1994. Tahiti, geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *J. Geophys. Res., B, Solid Earth and Planets* 99 (12), 24341-24357.
- Dupraz, C., Strasser, A., 1999. Microbolites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle-Late Oxfordian, Swiss Jura mountains). *Facies* 40, 101-130.
- Dupraz, C., Strasser, A., 2002. Nutritional modes in coralmicrobialite reefs (Jurassic, Oxfordian, Switzerland). Evolution of trophic structure as a response to environmental change. *Palaios* 17, 449-471.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., 2005. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends in Microbiology* 13, 429-438.
- Dupraz C., Visscher P.T., Baumgartner L.K. Reid R.P., 2004. Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51, 745-765.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Sean Norman, R., Visscher, P. T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Science Reviews* 96, 141-162
- Easton, W.H., Olson, E.A., 1976. Radiocarbon profile of Hanauma Reef, Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 711-719.
- Easton, W.H., Ku, T.L., 1980. Holocene sea-level changes in Palau, West Caroline Islands. *Quat. Res.* 14, 199-209.
- Ebren, Ph., 1996. Impact des Variations Rapides du Niveau Marin sur le Développement des Atolls au Quaternaire: Mururoa (Polynésie Française). Thèse Doct. Univ. Provence, Marseille, 310 pp.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M., Taylor, F.W., 1993. A large drop in atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  and reduced melting in the Younger Dryas, documented with  $^{230}\text{Th}$  ages of corals. *Science* 260, 962-8.
- Erlich, R.N., Longo, A.P., Hyare, S., 1993. Response of carbonate platform margins to drowning: evidence of environmental collapse. In: Loucks, R.G. and Sarg, J.F. (Eds), *Carbonate sequence stratigraphy*, pp. 241-266.

- Expedition 310 Scientists, 2006. Tahiti Sea Level: the last deglacial sea level rise in the South Pacific: offshore drilling in Tahiti (French Polynesia). IODP Prel. Rept., 310. doi:10.2204/iodp.pr.310.2006.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.
- Faure, G., 1982. Recherches sur les peuplements de scléactiniaires des récifs coralliens de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien occidental). Thèse Doct.-ès Sci. Univ. Aix-Marseille II, Marseille, pp. 1-206.
- Faure, G., 1986. Les coraux. In: Gleizal, C. (Ed.), *Encyclopédie de la Polynésie*, 3, Multipress, pp. 25-40.
- Faure, G.F., Montaggioni, L.F., 1976. Les récifs coralliens Au-Vent de l'île Maurice: morphologie et bionomie de la pente externe. *Marine Geology* 21, M9-M16.
- Faure, G., Laboute, P., 1984. Formations récifales: I. Définition des unités récifales et distribution des principaux peuplements de Scléactiniaires. L'atoll de Tikehau-premiers résultats. *Off. Rech. Sci. Tech. O.-M., Océanogr.* 22, 108-136.
- Feldmann, M., McKenzie, J.A., 1997. Messinian stromatolite-thrombolite associations, Santa Pola, SE Spain: an analogue for the Palaeozoic? *Sedimentology* 44, 893-914.
- Feldmann, M., McKenzie, J.A., 1998. Stromatolite-thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios* 13, 201-212.
- Ferry, L., 1988. Contribution à l'étude des régimes hydrologiques de l'île de Tahiti, Thesis, Univ. Paris-Sud, Orsay, France, 164 pp.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the last glacial maximum using far- and intermediate field sites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 327-342.
- Gabrie, C., Salvat, B., 1985. General features of French Polynesian islands and their coral reefs. *Proc. Fifth Int. Coral Reef Cong. Tahiti*, 1, 1-16.
- Gary, J., 2008. Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D : exemple de la marge carbonatée du bassin Sud-Provençal au crétacé supérieur (SE, France), Thèse de Doctorat. Université de Provence, 272 pp.
- Gattuso, J.P., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S., Buddemeier, R.W., 1998. Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. *Glob. Planet. Change* 18, 37-46.

- Gautret, P., Camoin, G., Golubic, S., Sprachta, S., 2004. Biochemical control of calcium carbonate precipitation in modern lagoonal microbialites, Tikehau Atoll, French Polynesia. *Sediment Res.* 74, 462-478.
- Geister, J., 1977. The influence of wave exposure on the ecological zonation of Caribbean coral reefs. *Proc. Third Int. Coral Reef Symp.* 1, 23-29.
- Germanique, J.C., 1994. Major, trace and rare-earth elements in fourteen GSJ reference samples. Determination by X-ray fluorescence spectrometry and inductively coupled plasma optical emission spectrometry. *Geostandards Newsletter* 18, 91-100.
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Clouard, V., 2004. Comments on “Epiclastic deposits and “horseshoe-shaped” caldeiras in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia” by Clément *et al.* (2003). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 136, 159-163.
- Gischler, E., 1995. Current and wind influenced facies patterns in a Devonian atoll: Iberg Reef, Hartz Mts., Germany. *Palaios* 10, 180-189.
- Gischler, E., Lomando, A.J., 2000. Isolated carbonate platforms of Belize, Central America: sedimentary facies, late Quaternary history and controlling factors. *Geol. Soc. Lond. (Spec. Publ.)* 178, 135-146.
- Gischler, E., Hudson, J.H., Pisera, A., 2008. Late Quaternary reef growth and sea level in the Maldives (Indian Ocean). *Marine Geology* 250, 104-113.
- Glynn, P.W., Ault, J.S., 2000. A biogeographic analysis and review of the far eastern Pacific coral reef region. *Coral Reefs* 19, 1-23.
- Golubic, S., Seong-Joo, L., Browne, K.M., 2000. Cyanobacteria: architects of sedimentary structures. In: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 57-67.
- Goreau, T.F., Yonge, C.M., 1968. Coral community on coral sand. *Nature* 217, 421-423.
- Goslar, T., Arnold, M., Tisnérat-Laborde, N., Hatté, C., Paterne, M., Ralska-Jasiewiczzone, M., 2000. Radiocarbon calibration by means of varves versus  $^{14}\text{C}$  ages of terrestrial macrofossils from Lake Gościąż and Lake Perespilno, Poland. *Radiocarbon* 42, 335-48.
- Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., Swart, P.K., McNeill, D.F., Jull, A.J.T., Prezbindowski, D.R., 1993. Rapid growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. *J. Sedim. Petrol.* 63, 983-989.
- Granjeon, D., 1997. Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, Thèse de Doctorat. Université de Rennes 1, 175 pp.

- Granjeon, D., 2008. Principles of DIONISOS 3.8. IFP training session.
- Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*: SEPM Special Publication 62, pp. 197-210.
- Granjeon, D., Masson, R., Wolf, S., 2005. Modélisation stratigraphique 3D en zones tectoniques complexes. Rapport IFP 58598.
- Griffin, K. M., 1989. Microbial reefs on a carbonate ramp: a case study from western North America with a global perspective. In J. D. Cooper (ed.), *Cavalcade of Carbonates*. Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 61. pp. 101-112
- Grigg, R.W., 1998. Holocene coral reef accretion in Hawaii: a function of wave exposure and sea level history. *Coral Reefs* 17, 263-272.
- Grigg, R.W., Grossmann, E.F., Earle, S.A., Gittings, S.R., Lott, D., McDonough, J., 2002. Drowned reefs and antecedent karst topography, Au'au Channel, S.E. Hawaiian islands. *Coral Reefs* 21, 73-82.
- Grossman, E.E., Fletcher, C., 2004. Holocene reef development where wave energy reduces accommodation space, Kailua Bay, Windward Oahu, Hawaii, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 74, 49-63.
- Guo, L., Riding, R., 1992. Microbial micritic carbonates in uppermost Permian reefs, Sichuan Basin, southern China: some similarities with Recent travertines. *Sedimentology* 39, 37-53.
- Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389-398.
- Hanebuth, T., Statterger, K., Grootes, P.M., 2000. Rapid flooding on the Sunda Shelf—a late glacial sea-level record. *Science* 288, 1033-1035.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Harris, M. T., 1993. Reef Fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic), northern Italy. *Sedimentology* 40, 383-401.
- Harris, P.T., Davies, P.J., 1989. Submerged reefs and terraces on the shelf edge of the Great Barrier Reef, Australia: morphology, occurrence and implications for reef evolution. *Coral Reefs* 8, 87-98.

- Harris, P.T., Heap, A.D., Wassenberg, T., Passlow, V., 2004. Submerged coral reefs in the Gulf of Carpentaria, Australia. *Marine Geology* 207, 185-191.
- Hartley, A.M., House, W.A., Leadbeater, B.X.C., Callow, M.E., 1996. The use of microelectrodes to study the precipitation of calcite upon algal biofilms. *J. Colloid. Interf. Sci.* 183, 498-505
- Heindel, K., Wisshak, M., Westphal, H., 2009. Microbioerosion in Tahitian reefs: A record of environmental change during the last deglacial sea level rise (IODP 310). *Lethaia*, 42, 322-340.
- Heindel, K., Birgel, D., Westphal, H., Peckmann, J., submitted. Formation of deglacial microbialites in coral reefs off Tahiti (IODP 310) involving sulfate-reducing bacteria. *Palaios*.
- Henderson, G.M., Rendle, R.H., Slowey, N.C., Reijmer, J.J.G., 2000. U-Th dating and diagenesis of Pleistocene highstand sediments from the Bahamas Slope. In Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 166: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 23-31.
- Henderson, G.M., Slowey, N.C., Fleisher, M.Q., 2001. U-Th dating of carbonate platform and slope sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 2757-2770.
- Hildenbrand, A., 2002. Etude géologique de l'île volcanique de Tahiti-Nui (Polynésie française): évolution morpho-structurale, géochimique et hydrologique. Thesis Univ. Paris-Sud, Orsay, France, 250 pp.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., 2006. Evidence for a differentiated ignimbritic activity ending the building-stage of Tahiti-Nui (French Polynesia). *C.R. Geosci.* 338, 280-287.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 349-365.
- Hildenbrand A., Marlin C., Conroy A., Guillot P-Y., Filly A., Massault M., 2005. Isotopic approach of rainfall and groundwater circulation in the volcanic structure of Tahiti-Nui (French Polynesia). *Journal of Hydrology* 302, 187-208.
- Hildenbrand A., Guillot P-Y., Marlin C., 2008. Geomorphological study of long term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology* 93, 460-481.
- Hill, J., Tetzlaff, D., Curtis, A., Wood, R., 2009. Modeling shallow marine carbonate depositional systems *Computers and Geosciences* 35, 1862-1874.

- Hine, A.C., Steinmetz, J.C., 1984. Cay Sal Bank, Bahamas - a partially drowned carbonate platform. *Marine Geology* 59, 135-164.
- Hongo, C., Kayanne, H., 2009. Holocene coral reef development under windward and leeward locations at Ishigaki Island, Ryukyu Islands, Japan. *Sediment. Geol.* 214, 62-73
- Hopley, D., 1977. The age of the outer ribbon reef surface, Great Barrier Reef, Australia: implications for hydroisostatic models. *Proc. Third Int. Coral Reef Symp. Miami*, 2, 23-28.
- Hopley, D., 1982. *The Geomorphology of the Great Barrier Reef: Quaternary Development of Coral Reefs*. Wiley Interscience, New-York, 453 pp.
- Hopley, D., 1989. Coral reefs: zonation, zonality and gradients. *Essen. Geogr. Arbeit.* 18, 79-123.
- Hopley, D., 1995. Continental shelf reef systems. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 303-340.
- Hopley, D., Graham, T.L., Rasmussen, C., 1997. Submerged shelfedge reefs, Great Barrier Reef, Australia. *Recent Advances in Mar. Sci. and Technology. Proc. PACON Intern. Conference, Honolulu*, 305-315.
- Hubbard, D.K., 1988. Controls of modern and fossil reef development: common ground for biological and geological research. *Proc. 6th Int. Coral Reef Symp.* 1, 243-252.
- Hubbard, D.K., Burke, R.B., Gill, I.P., 1998. Where's the reef: the role of framework in the Holocene. *Carbonates Evaporites* 13, 3-9.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1059-1086.
- Hüssner, H., Roessler, J., 1996. Modeling of reef growth in a 3-dimensional space. In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (Eds.), *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. Göttinger Arb. Geol. Spec.* 2, pp. 397-404.
- Hüssner, H., Roessler, J., Betzler, C., Petschick, R., Peinl, M., 2001. Testing 3D computer simulation of carbonate platform growth with REPRO: the Miocene Lluçmajor carbonate platform (Mallorca). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 239-247.

- Inwood, J., Brewer, T., Braaksma, H., Pezard, P., 2008. Integration of core, logging and drilling data in modern reefal carbonates to improve core location and recovery estimates (IODP Expedition 310). *Journal of the Geological Society, London* 165, 585-596.
- Iryu, Y., Nakamori, T., Matsuda, S., Abe, O., 1995. Distribution of marine organisms and its geological significance in the modern reef complex of the Ryukyu Islands. *Sedim.Geol.* 99, 243-258.
- James, N.P., Ginsburg, R.N., 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol.* 3, 191 pp.
- Jacobs, P., Sevens, E., Kunnen, M., 1995. Principles of computerised X-ray tomography and applications to building materials. *The Science of the Total Environment* 167, 161-170.
- Johnson, D.P., Risk, M.J., 1987. Fringing reef growth on a terrigenous mud foundation, Fantome Island, central Great Barrier Reef, Australia. *Sedimentology* 34, 275-287.
- Kalkowsky, E., 1908. Oolith und Stromatolith im nord-deutschen Buntsandstein. *Z. Deutsh. Geol. Gesellschaft* 60, 68-125.
- Kayanne, H., Yamano, H., Randall, R.H., 2002. Holocene sea level changes and barrier reef formation on an oceanic island, Palau Islands, Western Pacific. *Sediment. Geol.* 150, 47-60.
- Keim, L., Schlager, W., 1999. Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy). *Facies* 41, 15-26.
- Kempe, S., Degens, E.T., 1985. An early soda ocean? *Chem. Geol.* 53, 95-108.
- Kempe, S., Kazmierczak, J., Degens, E. T., 1989. The soda ocean concept and its bearing on biotic and crustal evolution. In: Crick, R.E. (Eds.), *Origin, Evolution and Modern Aspects of Biomineralisation in Plants and Animals*. Plenum., New York, pp. 29-43.
- Kendall, C.G.St.C., Strobel, J.S., Cannon, R., Bezdek, J., Biswas, G., 1991. The simulation of the sedimentary fill of basins. *Journal of Geophysical Research* 96, 6911-6929.
- Kennard, J.M., James, N.P., 1986. Thrombolites and stromatolites: Two distinct types of microbial structures. *Palaios* 1, 492-503.
- Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Comput. Geosci.* 27, 381-400.



- Kirkland, B.L., Dickson, J.A.D., Wood, R.A., Land, L.S., 1998. Microbialite and microstratigraphy: the origin of encrustations in the middle and upper Capitan Formation, Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico, USA. *J. Sediment. Petrol.* 68, 956-969.
- Kleypas, J.A., Hopley, D., 1992. Reef development across a broad continental shelf, Southern Great Barrier Reef, Australia. *Proc. 7th Int. Coral Reef Symp.* 2, 1129-1141.
- Kleypas, J.A., McManus, J.W., Meñez, L.A.B., 1999. Environmental limits to coral reef development: where do we draw the line. *Am. Zool.* 39, 146-159.
- Kleypas, J., Buddemeier, R.W., Gattuso, J.P., 2001. The future of coral reefs in an age of global change. *Int. J. Earth Sci.* 90, 426-437.
- Koelling, M., Webster, J.M., Camoin, G., Iryu, Y., Bard, E., Seard, C., 2009. SEALEX - Internal reef chronology and virtual drill logs from a spreadsheet-based reef growth model. *Global and Planetary Change* 66, 149-159. doi: 10.1016/j.gloplacha.2008.07.011.
- Krumbein, W.E., 1979. Photolithotropic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiol. J.* 1, 139-203.
- Kühlmann, D.H.H., Chevalier, J.P., 1986. Les coraux (Scléactiniaires et Hydrocoralliaires) de l'atoll de Takapoto, îles Tuamotu: aspects écologiques. *Mar. Ecol.* 7, 75-104.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, A., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2: *Quaternary Science Reviews* 21, 343-360.
- Land, L.S., Goreau, T.F., 1970. Submarine lithification of Jamaican reefs. *J. Sediment. Petrol.* 40, 457-462.
- Land, L.S., Moore, C.H., 1980. Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican island slope. *J. Sedim. Petrol.* 50, 357-370.
- Larcombe, P., Woolfe, K.J., 1999. Terrigenous sediments as influences upon Holocene nearshore coral reefs, central Great Barrier Reef, Australia. *Aust. J. Earth Sci.* 46, 141-154.
- Larcombe, P., Carter, R.M., 2004. Cyclone pumping, sediment partitioning and the development of the Great Barrier Reef shelf system: a review. *Quat. Sci. Rev.* 23, 107-135.
- Larcombe, P., Ridd, P.V., Wilson, B., Prytz, A., 1994. Sediment data collection. In: Benson, L.J., Goldsworthy, P.M., Butler, I.R., Oliver, J. (Eds.), Townsville Port Authority

- Capital Dredging Works 1993: Environmental Monitoring Program. Townsville Port Authority, pp. 149-164.
- Larcombe, P., Ridd, P.V., Wilson, B., Prytz, A., 1995. Factors controlling suspended sediment on inner-shelf coral reefs, Townsville, Australia. *Coral Reefs* 14, 163-171.
- Lawrence, J.R., Wolfaardt, G.M., Korber, D.R. 1994. Monitoring diffusion in biofilm matrices using scanning confocal laser microscopy. *Appl. Environ. Microbiol.* 60, 1166-1173.
- Le Roy, I., 1994. Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie Française). Thèse Doct. Univ. Paris-Sud, Orsay, 271 pp.
- Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., 2000. Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites. In: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 289-294.
- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U., Werner, W., 1993. Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies* 29, 195-230.
- Leinfelder, R.R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D.U., Krautter, M., Latenser, R., Takacs, M., Hartmann, D., 1996. Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (Eds.), *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation, I. Reef Evolution*. Res. Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläontol. Sb2, pp. 227-248.
- Lewis, J.B., 1987. Measurements of groundwater seepage flux onto a coral reef: spatial and temporal variations. *Limnol. Oceanogr.* 32, 1165-1169.
- Ley, R.E., Harris, J.K., Wilcox, J., Spear, J.R., Miller, S.R., Bebout, B.M., Maresca, J.A., Bryant, D.A., Sogin, M.L., Pace, N.R., 2006. Unexpected diversity and complexity of the Guerrero Negro hypersaline microbial mat. *Applied and Environmental Microbiology* 72, 3685-3695.
- Lightly, R.G., Macintyre, I.G., Stuckenrath, R., 1978. Submerged early Holocene barrier reef south-east Florida shelf. *Nature* 276, 59-60.
- Littler, D.S., Littler, M.M., 2003. *South Pacific Reef Plants*. OffShore Graphics, Washington, USA.
- Logan, B.W., 1961. Cryptozoan and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *J. Geology* 69, 517-533.
- Lohmann, G., Schulz, M., 2000. Reconciling Bølling warmth with peak deglacial meltwater discharge. *Paleoceanography* 15, 537-540.

- Lund, M.J., Davies, P.J., Braga, J.C., 2000. Coralline algal nodules of Fraser Island, eastern Australia. *Facies* 42, 25-34.
- Lyons, W.B., Long D.T., Hines M.E., Gaudette H.E., Armstrong P.B., 1984. Calcification of cyanobacterial mats in Solar Lake, Sinai. *Geology* 12, 623-626.
- Macintyre, I.G., 1972. Submerged reefs of Eastern Caribbean. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 56, 720-738.
- Macintyre, I.G., 1984. Extensive submarine lithification in a cave in the Belize Barrier Reef Platform. *J. Sedim. Petrol.* 54, 221-235.
- Macintyre, I.G., Rutzler, K., Norris, J.N., Smith, K.P., Cairns, S.D., Bucher, K.E., Steneck, R.S., 1991. An early Holocene reef in the western Atlantic: submersible investigations of a deep relict reef off the west coast of Barbados, W.I. *Coral Reefs* 10, 167-174.
- Macintyre, I.G., Glynn, P.W., Cortès, J., 1992. Holocene reef history in the Eastern Pacific: mainland Costa Rica, Cano Island, Cocos Island, and Galapagos islands. *Proc. Seventh Int. Coral Reef Symp. Guam*, 2, 1174-1184.
- Macintyre, I.G., Reid, R.P., Steneck, R.S., 1996. Growth history of stromatolites in a fringing Holocene reef, Stocking Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 66, 231-242.
- Macintyre, I.G., Prufert-Bebout, L. and Reid, R.P, 2000. The role of endolithic cyanobacteria in the formation of lithified laminae in Bahamian stromatolites. *Sedimentology* 47, 915-921.
- Maragos, J.E., 1977. Order scleractinia: stony corals. In: Devancy, D.M., Elredge, L.G (Eds.), *Reef and Shore Fauna of Hawaii- Section 1: Protozoa Through Ctenophora*. Bernice P. Bishop Mus. Spec. Publ., 64, pp. 158-241.
- Maragos, J.E., Jokiel, P.L., 1986. Reef corals of Johnston atoll; one of the world's most isolated reefs. *Coral Reefs* 4, 141-150.
- Marsh, J.A., 1977. Terrestrial inputs of nitrogen and phosphorus on fringing reefs of Guam. *Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., Miami* 1, 331-336.
- Marshall, J.F., 1988. Potential effects of oceanic deep waters on the initiation and demise of coral reefs. *Proc. Sixth Int. Coral Reef Symp. Townsville*, 3, 509-512.
- Marshall, J.F., Davies, P.J., 1982. Internal structure and Holocene evolution of One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 1, 21-28.
- Martin, J.M., Braga, J.C., Riding, R., 1993. Siliciclastic stromatolites and thrombolites, Late Miocene, SE Spain. *J. Sediment. Petrol.* 63, 131-139.

- Matsuda, F., M. Saito, R. Iwahashi, H. Oda, Y. Tsuji, 2004. Computer simulation of carbonate sedimentary and shallow diagenetic processes, in *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: AAPG Memoir 80*, 365-382.
- Mc Culloch, M., Fallon, S., Alibert, C., Sinclair, D., Lough, J., 2000. The geochemical record of changing land/sea interactions from coastal coral skeletons in the Great Barrier Reef of Australia. *Ninth Int. Coral Reef Symp. Bali. Abstracts*, vol. 91.
- Merz-Preiß, M., 2000. Calcification in cyanobacteria. In: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 50-56.
- Middleton, L. T., 2001. Middle Cambrian offshore microbialites and shoaling successions, western Wyoming: Implications for regional palaeogeography Rocky Mountain. *Geology* 36, 81-98.
- Minnery, G.A., 1990. Crustose coralline algae from the Flower Garden Banks, northwestern Gulf of Mexico: controls on distribution and growth morphology. *J Sediment Petrol* 60, 992-1007.
- Minnery, G.A., Rezak, R., Bright, T.J., 1985. Depth zonation and growth forms of crustose coralline algae: Flower Garden Banks, Northwestern Gulf of Mexico. In: Toomey, D.F., Niteck, M.H. (Eds.), *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*. Springer, Berlin, 376 pp.
- Moissette, P., Saint Martin, J.-P., André, J.-P., Pestrea, S., 2002. L'association microbialite-bryozoaires dans le Messinien de Sicile et de Sardaigne. *Geodiversitas* 24, 611-623.
- Montaggioni, L.F., 1976. Holocene submergence in Réunion island. *Ann. S. Afr. Mus.* 71, 69-75.
- Montaggioni, L.F., 1977. Structure interne d'un récif corallien holocène (île de la Réunion Océan Indien). *Mémoires BRGM (Paris)*, 89, 456-466.
- Montaggioni, L.F., 1988. Holocene reef growth history in mid plate high volcanic islands. *Proceed. 6th Intern. Coral Reef Symp., Australia*, 3, 455-460.
- Montaggioni, L.F., 2000. Postglacial reef growth. *C. R. Acad. Sci., Paris, Earth Planet. Sci.* 331, 319-330.
- Montaggioni, L.F., 2005, History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation : development patterns and controlling factors. *Earth Sci. Rev.* 71, 1-75.
- Montaggioni, L.F., 2007. *Coraux & récifs : Archives du climat*. Vuibert, 310 pp.
- Montaggioni, L.F., Faure, G., 1980. Les récifs coralliens de l'archipel des Mascareignes. *Coll. Trav. Univ. Réunion*. 150 pp.

- Montaggioni, L.F., Camoin, G.F., 1993. Stromatolites associated with corallgal communities in Holocene high-energy reefs. *Geology* 21, 149-152.
- Montaggioni, L., Faure, G., 1997. Response of reef coral communities to sea-level rise: a Holocene model from Mauritius (western Indian Ocean). *Sedimentology* 44, 1053-1070.
- Montaggioni, L.F., Cuet, P., Naïm, O., 1993. Effects of nutrient excess on a modern fringing reef (Reunion island, Western Indian Ocean). Geological implications. Proc. Colloquium Global Aspects of Coral Reefs, 397-403.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Camoin, G.F., Bard, E., Ribaud-Laurenti, A., Faure, G., Déjardin, P., Récy J., 1997. Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-Pacific island of Tahiti. *Geology* 25, 555-558.
- Monty, C.L.V., 1977. Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. In: Flügel, E. (Ed.), *Fossil algae*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 15-35.
- Monty, C.L.V., 1981. Le Miocène supérieur de la region de Benejuzar (Province d'Alicante), et stromatolithes associés. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 104, 109-114.
- Monty, C.L.V., 1982. Cavity or fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud mounds (Extended abstract). *Ann. Soc. Géol. Belg.* 105, 343-344.
- Monty, C.L.V., Rouchy, J.M., Maurin, A., Bernet-Rollande, M.C., Perthuisot, J.P., 1987. Reef - Stromatolites - Evaporites facies relationships from Miocene examples of the Gulf of Suez and the Red Sea. In Peryt T.M. (Ed.), *Evaporite Basins*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 133-188.
- Moore, C.H., Graham, E.A., Land, L.S., 1976. Sediment transport and dispersal across the deep fore-reef and Island slope (-55 m. to -305 m.), Discovery Bay, Jamaica. *J. Sedim. Petrol.* 46, 174-187.
- Morse, J.W., Millero, F.J., Thurmond, V., Brown, E., Ostlund, H.G., 1984. The carbonate chemistry of the Grand Bahama Bank waters: After 18 years another look. *Journal of Geophysical Research* 89, 3604-3614.
- Nakamori, T., 1986. Communities structures of recent and pleistocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 2 (56), 71-133.
- Nakamori, T., Campbell, C.R., Wallensky, E., 1995. Living hermatypic coral assemblages at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *J. Geogr. (Jpn.)* 104, 743-757.
- Neumann, A.C., Macintyre, I., 1985. Reef response to sea-level rise: keep-up, catch-up or give-up. Proc. fifth Int. Coral Reef Congr. 3, 105-110.

- Neumeier, U., 1998. Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). Ph.D. thesis, University of Geneva. *Terre et Environnement*, 13, 183 pp.
- Neumeier, U., 1999. Experimental modeling of beachrock cementation under microbial influence. *Sedimentary Geology* 126, 35-46.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, Th., Krumbein, W.E., 2001. Microbially induced sedimentary structures - a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research* 71, 649-656.
- Nordlund, U., 1996. Formalising geological knowledge-with an example of modeling stratigraphy using fuzzy logic. *Journal of Sedimentary Research* 66, 689-698.
- Nordlund, U., 1999a. FUZZIM: forward stratigraphic modelling made simple. *Computers and Geosciences* 25, 449-456.
- Nordlund, U., 1999b. Stratigraphic modelling using common-sense rules. In: Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (Eds.), Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication, 62, pp. 245-251.
- Okuno J., Nakada, M., 1999, Total volume and temporal variation of meltwater from last glacial maximum inferred from sea level observations at Barbados and Tahiti. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 283-293.
- Olivier, N., Boyet, M., 2006. Rare earth and trace elements of microbialites in Upper Jurassic coral- and sponge-microbialite reefs. *Chem. Geol.* 230, 105-123.
- Olivier, N., Hantzpergue, P., Gaillard, C., Pittet, B., Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., Werner, W., 2003. Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (western France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 193, 383-404.
- Olivier, N., Carpentier, C., Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P., Geister, J., 2004. Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies* 50, 229-255.
- Olivier, N., Pittet, B., Gaillard, C., Hantzpergue, P., 2007. High-frequency palaeoenvironmental fluctuations recorded in Jurassic coral- and sponge microbialite bioconstructions. *CR Palevol.* 6, 21-36.

- Olivier, N., Pittet, B., Werner, W., Hantzpergue, P., Gaillard, C., 2008. Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low-energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian, western France). *Sedimentary Geology* 205, 14-33.
- Ota, Y., Chappell, J., 1999. Holocene sea-level rise and coral reef growth on a tectonically rising coast, Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Int.* 55, 51-59.
- Partain, B.R., Hopley, D., 1989. Morphology and development of the Cape Tribulation reefs, Great Barrier Reef, Australia. Great Barrier Reef Marine Park Authority Technical Memorandum, vol. 21. GBRMPA, Townsville, 45 pp.
- Paterne, M., Ayliffe, L.K., Arnold, M., Cabioch, G., Tisnérat-Laborde, N., Hatté, C., Douville, E., Bard, E., 2004. Paired  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  dating of surface corals from the Marquesas and Vanuatu (sub-equatorial Pacific) in the 3,000 CAL yr to 15,000 CAL yr. *Radiocarbon* 46, 551-566.
- Peltier, W.R., 2002. On eustatic sea level history: last glacial maximum to holocene. *Quat. Sci. Rev.* 21, 377-396.
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25, 3322-3337.
- Perry, C.T., 1999. Biofilm-related calcification, sediment trapping and constructive micrite envelopes: a criterion for the recognition of ancient grass-bed environments? *Sedimentology* 46, 33-45.
- Perry, C.T., 2005. Structure and development of detrital reef deposits in turbid nearshore environments, Inhaca Island, Mozambique. *Mar. Geol.* 214, 143-161.
- Perry, C.T., Smithers, S.G., 2006. Taphonomic signatures of turbid-zone reef development: Examples from Paluma Shoals and Lugger Shoal, inshore central Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242, 1-20.
- Pichon, M., 1978. Recherches sur les peuplements à dominance d'anthozoaires dans les récifs coralliens de Tuléar (Madagascar). *Atoll Res. Bull.* 222, 1-447.
- Pichon, M., 1985. Scleractinia. *Proc. Fifth Int. Coral Reef Congr.* 1, 399-403.
- Pierson, B.K., Bauld, J., Castenholz, R.W., D'Amelio, E., Des Marais, D.J., Farmer, J.D., Grotzinger, J.P., Jorgensen, B.B., Nelson, D.C., Palmisano, A.C., Schopf, J.W., Summons, R.E., Walter, M.R., Ward, D.M., 1992. Modern mat-building microbial communities: a key to the interpretation of Proterozoic stromatolitic communities. In: Schopf J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, New York, pp. 241-42.



- Pirazzoli, P., 1996. Sea level changes: the last 20000 years. John Wiley & Sons, Chichester, 211 pp.
- Pringault, O., de Wit, R., Camoin, G., 2005. Irradiance regulation of photosynthesis and respiration in modern microbialites built by benthic cyanobacteria in a tropical lagoon (New Caledonia). *Microb. Ecol.* 49, 604-616.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775-804.
- Rao, P.V., Montaggioni, L.F., Vora, K.H., Almeida, F., Rao, K.M., Rajagopalan, G., 2003. Significance of relic carbonate deposits along the central and southwestern margin of India for Late Quaternary environmental and sea-level changes. *Sedimentary Geology* 159, 95-112.
- Reid, R.P., 1987. Nonskeletal peloidal precipitates in Upper Triassic reefs, Yukon territory (Canada). *J. Sed. Petrol.* 57, 893-900.
- Reid, R.P., MacIntyre, I.G., Browne, K.M., Steneck, R.S., Miller, T., 1995. Modern marine stromatolites in the Exuma Cays, Bahamas: Uncommonly Common. *Facies* 33, 1-18.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.K., Bebout, B.M., Dupraz, C., MacIntyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., Des Marais, D.J., 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406, 989-992.
- Reitner, J., 1993. Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia), formation and concepts. *Facies* 29, 3-40.
- Reitner, J., Gautret, P., Marin, F., Neuweiler, F., 1995. Automicrites in a modern microbialite. Formation model via organic matrices (Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia). *Bull. Inst. Océanogr. Monaco* 14, 237-263.
- Reitner, J., Wörheide, G., Thiel, V., Gautret, P., 1996. Reef caves and cryptic habitates of Indo-Pacific reefs - Distribution patterns of coralline sponges and microbialites. In: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F., *Globale und regionale Steuerungsfaktoren biogener Sedimentation*, Gött.Arb.Geol.Paläont SB2, 91-100.
- Richard, G., 1982. Mollusques Lagunaires et Récifaux de Polynésie française. Inventaire Faunistique, Bionomie, Bilan Quantitatif, Croissance, Production. Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris VI.
- Riding R., 1991. Classification of microbial carbonates. In Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, New York, pp. 21-51.

- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179-214.
- Riding, R., Martin, J.M., Braga, J.C., 1991. Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almeria, Spain. *Sedimentology* 38, 799-818.
- Riegl, B., Piller, W.E., 2000. Reefs and coral carpets in the Northern Red Sea as models for organism–environment feedback in coral communities and its reflection in growth fabrics. In: Insalaco, E., Skelton, P.W. (Eds.), *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 178, pp. 71-88.
- Ringeltaube, P., Harvey, A., 2000. Non-geniculate coralline algae (Corallinales, Rhodophyta) on Heron Reef, Great Barrier Reef (Australia). *Bot. Mar.*, 43, 431-454.
- Roessler, J., Hüssner, H., 1997. Numerical solution of the 1+2 dimensional Fisher's equation by Finite Elements and the Galerkin method. *Math. Comput. Mod.* 25, 57-67.
- Rogers, C.S., 1990. Responses of coral reefs and reef organisms to sedimentation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 62, 185-202.
- Rosen, B.R., 1971a. The distribution of reef coral genera in the Indian Ocean. *Symp. Zool. Soc. London* 28, 263-299.
- Rosen, B.R., 1971b. Principal features of reef coral ecology in shallow-water environments of Mahé, Seychelles. *Symp. Zool. Soc. London* 28, 163-183.
- Rougerie, F., Wauthy, B., 1993. The endo-upwelling concept: from geothermal convection to reef construction. *Coral Reefs* 12, 19-30.
- Rougerie, F., Wauthy, B., Rancher, J., 1992. Le récif barrière ennoyé des Iles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling. *C.R. Acad. Sci. Paris (ser. II)* 315, 677-682.
- Rougerie, F., Fichez, R., Harris, P., Andrié, C., 1997. The Tahiti barrier reef: a reservoir for inorganic and organic nutrients. *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp., Panama*, 2, 2059-2062.
- Roy, K.J., Smith, S.V., 1971. Sedimentation and coral reef development in turbid water: Fanning Lagoon. *Pac. Sci.* 25, 234-248.
- Saint Martin, J.-P., Conesa, G., Cornée, J.-J., 1996. A new type of Messinian composite microbialitic build-up (Salemi, Sicily, Italy), *Sediment. Geol.* 106, 51-63.
- Saint Martin, J.P., Cornée, J.J., Conesa, G., André, J.P., 1997. Les constructions microbiennes du Messinien de Méditerranée. *Geobios Mém. Spec.* 20, 463-470.
- Saint Martin, J.P., Müller, P., Moissette, P., Dulai, A., 2000. Coral microbialite environment in a Middle Miocene reef of Hungary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 160, 179-191.

- Salvat, B., Sibuet, M., Laubier, L., 1985. Benthic megafauna observed from the submersible «Cyana» on the fore-reef slope of Tahiti (French Polynesia) between 70 and 100 m. *Proceed. Fifth Intern. Coral Reef Congr.*, Papeete, 2, 338.
- Sansone, F.J., Andrews, C.C., Buddemeier, R.W., Tribble, G.W., 1988. Well-point sampling of reef interstitial water. *Coral Reefs* 7, 19-22.
- Scheer, G., 1971. Coral reefs and coral genera in the Red Sea and Indian Ocean. *Symp. Zool. Soc. London* 28, 329-367.
- Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America, Bulletin* 92, 197.
- Schlager, W., 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. In: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., Read, J.F., (Eds), *Controls on Carbonate Platform and Basin Development. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 44, pp. 15-25.
- Schlager, W., 1998. Exposure, drowning and sequence boundaries on carbonate platforms. In: Camoin, G., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and carbonate platforms of the Pacific and Indian Ocean. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol.* 25, pp. 3-21.
- Schlager, W., Camber, O., 1986, Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology* 14, 762-765.
- Schlager, W., Warrlich, G., 2008. Record of sea-level fall in tropical carbonates. *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00383.x
- Schmid, D.U., 1996. Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil* 9, 101-251.
- Schmid, D.U., Leinfelder, R.R., Nose, M., 2001. Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds. In: Haywick, D.W., Kopaska-Merkel, D.C. (Eds.), *Carbonate Mounds: Sedimentation, Organismal Response, and Diagenesis. Sedim. Geol.* 145, pp. 343-376.
- Scoffin, T.P., 1993. The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs* 12, 203-221.
- Seard, C., Camoin, G., Yokoyama, Y., Matsuzaki, H., Durand, N., Bard, E., S epulcre, S., Deschamps, P., submitted, Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture. *Marine Geology*.
- Semikhatov, M.A., Gebelein, C.D., Cloud, P., Awramik, S.M., Benmore, W.C., 1979. Stromatolite morphogenesis - progress and problems. *Can. J. Earth Sci.* 16, 992-1015.

- Sépulcre, S., Durand, N., Bard, E., 2009. Mineralogical determination of reef and periplatform carbonates: Calibration and implications for paleoceanography and radiochronology. *Global and Planetary Change* 66, 1-9.
- Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios* 15, 166-169.
- Smithers, S., Larcombe, P., 2003. Late Holocene initiation and growth of a nearshore turbid-zone coral reef: Paluma Shoals, central Great Barrier Reef, Australia. *Coral Reefs* 22, 499-505.
- Sprachta, S., Camoin, G., Golubic, S., Le Campion, Th., 2001. Microbialites in a modern lagoonal environment: nature and distribution (Tikehau atoll, French Polynesia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 175, 103-124.
- Stal L.J. 2000. Cyanobacterial mats and stromatolites. In: *The Ecology of Cyanobacteria: Their Diversity in Time and Space*. Whitton, B.A. and Potts, M. (Eds). Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, pp. 61-120.
- Steneck, R.S., Macintyre, I.G., Reid, R.P., 1997. Unique algal ridge systems of Exuma Cays, Bahamas. *Coral Reefs* 16, 29-37.
- Strobel, J., Cannon, R., Kendall, C.G.St.C., Biswas, G., Bezdek, J., 1989. Interactive (SEDPAK) simulation of clastic and carbonate sediments in shelf to basin settings. *Computers and Geosciences* 15, 1279-1290.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  Age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard E., Beck W.J., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., van der Plicht J., Spurk M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Sugihara, K., Yamada, T., Iryu, Y., 2006. Contrasts of coral zonation between Ishigaki Island (Japan, northwestern Pacific) and Tahiti Island (French Polynesia, central Pacific), and its significance in Quaternary reef growth histories. *SEALAIX International Symposium*, Giens, September 2006, Publication Spéciale ASF 55, 179-180.
- Talandier, J., Okal, E.A., 1984. The volcanoseismic swarms of 1981-1983 in the Tahiti-Mehetia area, French Polynesia, *J. Geophys. Res.* 89, 11216-11234.
- Tetzlaff, D., Harbaugh, J.W., 1989. *Simulating Clastic Sedimentation*. Van Nostrand Reinhold, New York, 202 pp.

- Thomas, A. L., Henderson, G. M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Mason, A. J., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N., Camoin, G., 2009. Penultimate deglacial sea-level timing from uranium/thorium dating of Tahitian corals. *Science* 324, 1186-1189.
- Thompson, J.B., 2000. Microbial whittings. In: Riding, R., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 250-260.
- Tribble, G.W., Atkinson, M.J.W., Sansone, F.J., Smith, S.V., 1994. Reef metabolism and endo-upwelling in perspective. *Coral Reefs* 13, 199-201.
- Trichet, J., Défarge, C., 1995. Non-biologically supported organomineralization. *Bull. Inst. Océanographique Monaco*, no. spec. 14, 203-236.
- Tudhope, A.W., Scoffin, T.P., 1994. Growth and structure of fringing reefs in a muddy environment, South Thailand. *J. Sediment. Res.* A64, 752-764.
- Turner, E.C., James, N.P., Narbonne, G.M., 2000. Taphonomic control on microstructure in Early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaios* 15, 87-111.
- Van Woesik, R., Done, T.J., 1997. Coral communities and reef growth in the southern Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 16, 103-115.
- Veeh, H.H., Veevers, J.J., 1970. Sea level at -175 m off the Great Barrier Reef 13,600 to 17,000 years ago. *Nature* 226, 536-537.
- Veron, J.E.N., 1986. *Corals of Australia and the Indo-Pacific*. Angus & Robertson, London, 644 pp.
- Veron, J.E.N., 1990. Checklist of the hermatypic corals of Vanuatu. *Pacific Sci.*, 44, 51-70.
- Veron, J.E.N., 1995. *Corals in Space and Time*. UNSW Press, Sydney, 321 pp.
- Visscher, P.T., Stolz, J.F., 2005. Microbial mats as bioreactors: populations, processes and products. *Paeoogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 219, 87-100.
- Visscher, P.T., Beukema J., van Gemerden H., 1991. In situ characterization of sediments: measurements of oxygen and sulfide profiles. *Limnol. Oceanogr.* 36, 1476- 1480.
- Visscher, P.T., Prins, R.A., van Gemerden, H., 1992. Rates of sulphate reduction and thiosulfate consumption in a marine microbial mat. *FEMS Microbiol. Ecol.* 86, 283-294.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., 2000. Microscale observations of sulphate reduction: Correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology* 28, 919-922.

- Vogt, P.R., 1989. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water: A possible factor in carbonate-bank/reef demise and benthic faunal extinctions? *Geological Society of America Bulletin* 101, 1225-1245.
- Vora, K.H., Almeida, F., 1990. Submerged reef systems on the central western continental shelf of India. *Mar. Geol.* 91, 255-262.
- Vora, K.H., Wagle, B.J., Veerayya, M., Almeida, F., Karisiddaiah, S.M., 1996. A 1300 km long late Pleistocene–Holocene shelfedge barrier reef system along the western continental shelf of India: occurrence and significance. *Marine Geology* 134, 145-162.
- Walter L.M., Bischof S.A., Patterson W.P., Lyons T.W., 1993. Dissolution and recrystallization in modern shelf carbonates: evidence from pore water and solid phase chemistry. *Philosophical Transactions of Royal Society London A* 344, 27-36.
- Warrlich, G.M.D., 2001. Computer modeling of carbonate platform evolution. Ph.D. Thesis. University of London, London, 240 pp.
- Warrlich, G.M.D., Waltham, D.A., Bosence, D.W.J., 2002. Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new forward modeling program (CARBONATE 3-D). *Basin Research* 14 (3), 379-400.
- Warrlich, G.M.D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., 2005. 3D and 4D controls on carbonate depositional systems: sedimentological and sequence stratigraphic analysis of an attached carbonate platform and atoll (Miocene, Nijar Basin, SE Spain). *Sedimentology* 52, 363-389.
- Warrlich, G.M.D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., Wood, C., Boylan, A., Badenas, B., 2008, 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production. *Marine and Petroleum Geology* 25, 25-58.
- Warthmann, R., Vasconcelos, C., Camoin, G., McKenzie, J., submitted. Geomicrobiology of carbonate microbialite formation in the Tahiti reef (IODP Expedition 310). *Geobiology*.
- Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U., Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of Bølling–Allerød warm interval. *Science* 299, 1709-1712.
- Webb, G.E., 1996. Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonate and biologically induced cement). *Sedimentology* 43, 947-971.
- Webb, G.E., Jell, J.S., 1997. Cryptic microbialite in subtidal reef framework and intertidal solution cavities in beachrock, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia: preliminary observations. *Facies* 36, 219-223.

- Webb, G.E., Baker, J.C., Jell, J.S., 1998. Inferred syngenetic textural evolution in Holocene cryptic reefal microbialites, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia. *Geology* 26, 355-358.
- Webb, G. E., Jell, J. S., Baker, J. C., 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: Implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedim. Geology* 126, 317-334.
- Webster, J.M., 1999. The response of coral reefs to sea level change: evidence from the Ryukyu islands and the Great Barrier Reef. Unpubl. PhD thesis, Univ. Sydney, 328 pp.
- Webster, J.M., Clague, D.A., Coleman-Riker, K., Gallup, C., Braga, J.C., Potts, D., Moore, G.J., Winterer, E., Paull C.K., 2004a. Drowning of the 150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A? *Geology* 32, 49-252.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, A, E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K., Gallup, C., 2004b. Coralgall composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Marine Geology* 204, 59-89.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, E., Applegate, B., Potts, D., Braga, J.C., Riker-Coleman, K., Gallup, C., 2004c. Drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (11), Q11008. doi:10.1029/2004GC000726.
- Webster, J.M., L.M. Wallace, D.A. Clague, J.C. Braga, 2007. Numerical modeling of the growth and drowning of Hawaiian coral reefs during the last two glacial cycles (0–250 kyr). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q03011, doi:10.1029/2006GC001415.
- Webster, J.M., Yokoyama, Y., McInroy, D., the Expedition 325 Project Team, 2008. The last deglacial sea level rise in the south Pacific: offshore drilling NE Australia. *IODP Sci. Prosp.*, 325. <http://www.ecord.org/exp/gbr/325SP.html>.
- Webster, J.M., Braga, J.C., Clague, D.A., Riker-Coleman, K., Gallup, C., Hein, J.R., Potts, D., Riding, R., Renema, W., Silver, E., Wallace, L.M., 2009. Coral reef evolution on rapidly subsiding margins. *Glob. Planet. Change* 66, 129-148.
- Webster, J.M., Clague, D.A., Faichney, I.D.E., Fullagar, P.D., Hein, J.R., Moore, J.G., Paull, C.K., 2010. Early Pleistocene origin of reefs around Lanai, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2009.12.029
- Weiner, S., Dove, P.M., 2003. An Overview of Biomineralization and the Problem of the Vital Effect. In: Dove, P.M., Weiner, S., De Yoreo, J.J. (Eds.), *Biomineralization*. Mineralogical Society of America, *Review in Mineralogy and Geochemistry* 54, Washington, D.C, pp. 1-31.



- Wells, J.W., 1957. Coral reefs. *Geol. Soc. Am. Mem.* 67, 609-631.
- Whalen, M.T., Day, J., Eberli, G.P., Homewood, P.W., 2002. Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: examples from the Upper Devonian, Alberta basin, Canada, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 181, 127-151.
- Whitaker, F., P Smart, P., Y Hague, Y., Waltham, D.A., Bosence, D.J.W., 1999. Structure and function of a coupled two-dimensional diagenetic and sedimentological model of carbonate platform evolution. In: Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication, 62, pp.337-355.
- Williams, H.D., Burgess, P., Wright, V.P., Della Porta, G., Granjeon, D., submitted. Understanding carbonate platform types: multiple controls and a continuum of geometries.
- Wilson, M.E.J., 2000. Tectonic and volcanic influences on the development and diachronous termination of a tropical carbonate platform. *Journal of Sedimentary Research.* 70, 310-324.
- Woolfe, K.J., Larcombe, P., 1998. Terrigenous sediments as a control upon reef development. In: Camoin, G.F., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 25, pp. 295-310.
- Yamano, H., Hori, K., Yamauchi, M., Yamagawa, O., Ohmura, A., 2001. Highest-latitude coral reef at Iki Island, Japan. *Coral Reefs* 20, 9-12.
- Yamano, H., Abe, O., Matsumoto, H., Kayanne, H., Yonekura, N., Blanchon, P., 2003. Influence of wave-energy on Holocene coral reef development: an example from Ishigaki island, Ryukyu island, Japan. *Sediment. Geol.* 159, 27-42.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., 2004. Long term variations of uranium isotopes and radiocarbon in the surface seawater recorded in corals. In: Shiyomi, M., Kawahata, H., Koizumi, A., Tsuda, A., Awaya, Y. (Eds.), *Global Environmental Change in the Ocean and on Land. TERRAPUB, Tokyo*, pp. 279-309.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., Fifield, L.K., 2000. Last ice age millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. *Radiocarbon* 42, 383-401.
- Yokoyama, Y., DeDeckker, P., Lambeck, K., Johnston, P., Fifield, L.F., 2001. Sea level at the last glacial maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 165, 281-297.

- Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Matsuzaki, H., Tsunomori, F., 2007. Relation between acid dissolution time in the vacuum test tube and time required for graphitization for AMS target preparation. *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. B* 259, 330-334.
- Zankl, H., 1993. The origin of high-Mg calcite microbialites in cryptic habitats of Caribbean coral reefs - their dependence on light and turbulence. *Facies* 29, 55-60.
- Zinke, J., Reijmer, J.J.G., Thomassin, B.A., 2001. Seismic architecture and sediment distribution within the Holocene barrier reef-lagoon complex of Mayotte (Comoro archipelago SW Indian Ocean). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 175, 343-368.
- Zinke, J., Reijmer, J.J.G., Thomassin, B.A., Dullo, W.Chr., Grootes, P.M., Erlenkeuser, H., 2003. Postglacial flooding history of Mayotte lagoon (Comoro archipelago, southwest Indian Ocean). *Mar. Geol.* 194, 181-196.





## VIII. ANNEXES

---



## VIII. ANNEXES

### **Genesis of microbialites as contemporaneous framework components of deglacial coral reefs, Tahiti (IODP 310) – COMMENT: submitted to *Facies***

Authors: Gilbert CAMOIN and Claire SEARD

The microbialite contribution to the volume and rigidity of carbonate buildups and reefs have often equalled, or exceeded, the contribution of skeletal metazoans throughout the geological column (e.g. see Webb, 1996). Since their first descriptions in the Late Pleistocene to Holocene reefs from Tahiti (Montaggioni and Camoin, 1993; Camoin and Montaggioni, 1994), microbialites have been then reported in various Quaternary reef frameworks from a number of areas, as well as from the walls of the deeper fore-reef slopes and in shallow-water caves (see review in Camoin *et al.*, 2006). This implies that microbialites may have played a significant role in the development of Quaternary reefs, as well as in related sedimentary and diagenetic processes.

The accurate reconstruction of development patterns and the quantification of microbialite growth rates in carbonate buildups and reefs clearly rely on the ability to obtain a reliable chronological frame. The sedimentological and paleoecological criteria (e.g. the relationships between builders, environmental significance of the various reef dwelling communities etc.) provide a relative chronology which, generally, does not allow to fully address those issues. Major controversies regarding reef growth patterns and relationships between actual builders and microbial fabrics have appeared in the past and are still under debate. Quaternary reefs provide the unique opportunity to address those issues through the potential dating of the various components of the reef frameworks (i.e. corals, coralline algae and microbialites in the case of Tahiti) coupled with a proper study of the framework architecture. A first attempt to obtain reliable ages on microbialites using U-series has been made few years ago (Camoin *et al.*, 2006).

The major objectives of the Westphal *et al.* (2010) paper were to examine the relative timing of coral framework development and microbialite encrustation in Tahiti IODP cores (Camoin *et al.*, 2007a,b), and to reconsider the previous interpretations based on the study of onshore drill cores and dredged samples (Montaggioni and Camoin, 1993; Camoin and Montaggioni, 1994 ; Camoin *et al.*, 1999, 2006). This Comment aims to discuss briefly the results (ages and observations) and the interpretations presented in the Westphal *et al.* (2010) paper, especially in light of recent results obtained on the same drill cores by using an array of various methods (Seard *et al.*, submitted). We do not discuss below the « *Origin of*

*microbialites* » section of that paper in which Westphal *et al.* agree with our previous interpretations (see e.g. Camoin *et al.*, 1999).

*Ages* – In our view, the Westphal *et al.* (2010) paper does not include an appropriate chronological frame to address properly the timing of coral framework development and microbialite encrustation, as well as the evolution of environmental conditions during reef growth for the following reasons:

1) The estimate of the microbialite growth rates relies only on two  $^{14}\text{C}$  ages that were obtained on the same microbialite crust; furthermore, the authors state that the “*incorporation of carbonate grains probably results in a shift of the true age to greater  $^{14}\text{C}$  ages*”, suggesting that the reported ages might not be reliable.

2) The authors do not provide comparative chronological results on corals and microbialites.

In a recent study (Seard *et al.*, submitted) an accurate chronology has been obtained through the  $^{14}\text{C}$  dating of numerous triplets of contiguous corals, coralline algal crusts and microbialites to better constrain the chronology of the framework development and to reconstruct the involved accretion processes. The accuracy of the  $^{14}\text{C}$  ages obtained on the microbialites has been checked and the ages validated by separating and dating the different mineral fractions occurring in those structures. In particular, we have demonstrated that the aragonite grains that have been trapped in the microbialite crusts during their formation do not affect the  $^{14}\text{C}$  age of the microbialite bulk sample. However, it must be noted that the aragonitic fraction measured on 45 samples ranges from 0 to 23%, i.e. much less than the 38-68% estimates reported by Westphal *et al.* (2010).

The  $^{14}\text{C}$  ages that we have obtained on corals, coralline algae and microbialites are in good agreement and stratigraphically consistent throughout the last deglacial reef sequence. The average offset between the growth of coral assemblages and the development of microbialite crusts ranges from 160 to 540 years, indicating that previous U-Th dating results involving an average offset of 2,000 yrs for reef microbialites (Camoin *et al.*, 2006) may be biased by the addition of detrital  $^{230}\text{Th}$  related to terrigenous volcanic sediments. Based on reef accretion rates reported during the 16-8 kyr BP time span, this 160-540 years average offset implies that the microbialites developed in cavities of the coralgal frameworks at some distance (some meters) below the living reef surface (« Reef microbialites », see Camoin *et al.*, 2006), thus confirming our previous interpretations (e.g. Camoin *et al.*, 1999, 2006). It implies that the microbialite growth followed with some delay the reef accretion during the last deglacial sea-level rise by forming a “filling front” located some meters below the living reef surface. These results are in agreement with microbial activity measurements carried out during the IODP Expedition 310 which demonstrated that the first 6 meters below the seafloor is the most active zone and is characterized by the occurrence of modern microbial biofilms in reef cavities (Camoin *et al.*,



2007a,b; Warthmann *et al.*, submitted). Our previous and current interpretation is implicitly accepted by Westphal *et al.* (2010) who eventually concluded that “*coral growth took place in the uppermost levels of the framework edifice while microbial encrustation occurred coevally in lower levels*”.

It must be noticed that more significant offsets between the growth of coralgall assemblages and the development of microbialite crusts have been reported at the top of the last deglacial reef sequence, implying that (a) different generation(s) of microbialites grew at greater depths after the shallow-water carbonate factory was drowned (« slope microbialites », see Camoin *et al.*, 2006).

*Observations* - The interpretation of the relationships in time and space between the coralgall communities and the microbialites is mostly based on core and microscope observations in the Westphal *et al.* (2010) paper. However, in our view, the data presented by these authors do not (fully) support their interpretation. For example, the reported « *repetitive interbedding between coralline algae and microbialites* » is based on the occurrence of few micrite layers and infillings (Fig. 6 and 7) whose microbial origin is not established. Moreover, the environmental significance of those layers cannot be properly addressed due to the lack of indication of sampling depths on the relevant figures. Finally, we note that no interbedding between coralline algae and microbialites appears on the core photos (Fig. 5), despite the statement introducing the « *Environmental conditions* » section.

We underpin that 2D core and microscope studies might introduce a significant bias in the observation of reef features in which primary cavities can be colonized subsequently by various organisms. The internal structure of a reef framework is difficult to ascertain in cores. To overcome this potential bias, a 3D study is called for. We have conducted an X-ray Computed Tomography analysis on a suite of representative drill cores to reconstruct accurately the architecture of the reef frameworks, including the relationships between the various reef dwellers, and to quantify the volume of the microbialites compared to that of the coralgall communities (Searid *et al.*, submitted). This analysis did not show any interbedding between coralgall communities and microbialites and has therefore confirmed the late development of microbialites in primary cavities of the coralgall reef frameworks.

*Interpretation* – We note that despite different results and observations, Westphal *et al.* (2010) agree with our previous interpretations in which we attributed the widespread development of microbialites in last deglacial reefs from Tahiti to increased alkalinity and nutrient availability in interstitial waters bathing the subsurface of the living reef framework without affecting the general reef development (Camoin and Montaggioni, 1994 ; Camoin *et al.*, 1999, 2006). Indeed, Westphal *et al.* (2010) conclude that « *Influx of volcanoclastic sediment from the hinterland is a potential source of nutrients promoting microbialite formation in the*

*deglacial reefs of Tahiti and elsewhere in the tropical Pacific* ». It must be stressed that direct relationships between nutrient increase and the widespread development of microbial features have been established in modern reef environments (Sprachta *et al.*, 2001; Camoin and Golubic, work in progress).

As a conclusion, we think that our Tahiti model is well-constrained and may therefore help in the understanding and interpretation of older counterparts reported throughout the Phanerozoic.

### References

- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., 1994. High energy coralgall-stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti, French Polynesia). *Sedimentology* 41, 655-676.
- Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., 1999. Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sedim. Geol.* 126, 271-304.
- Camoin, G., Cabioch, G., Eisenhauer, A., Braga, J.-C., Hamelin, B., Lericolais, G., 2006. Environmental significance of microbialites in reef environments during the Last Deglaciation. *Sedim. Geol.* 185, 277-295.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., and the Expedition 310 scientists, 2007a. Proc. IODP, 310 : College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.310.101.2007.
- Camoin, G.F., Iryu, Y., McInroy, D., and the Expedition 310 scientists, 2007b. IODP Expedition 310 reconstructs sea-level, climatic and environmental changes in the South Pacific during the Last Deglaciation. *Scientific Drilling* 5, 4-12. doi:10.2204/iodp.sd.5.01.2007
- Montaggioni, L.F., Camoin, G.F., 1993. Stromatolites associated with coralgall communities in Holocene high-energy reefs. *Geology* 21, 149-152.
- Seard, C., Camoin, G.F., Yokoyama, Y., Matsuzaki, H., Durand, N., Bard, E., S epulcre, S., Deschamps, P. submitted. Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture. *Marine Geology*.
- Sprachta, S., Camoin, G., Golubic, S., Le Campion, Th., 2001. Microbialites in a modern lagoonal environment: nature and distribution (Tikehau atoll, French Polynesia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 175, 103-124.
- Warthmann, R., Vasconcelos, C., Camoin, G., McKenzie, J., submitted. Geomicrobiology of carbonate microbialite formation in the Tahiti reef (IODP Expedition 310). *Geobiology*.

- Webb, G.E., 1996. Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonates (microbial carbonate and biologically induced cement). *Sedimentology* 43, 947-971.
- Westphal, H., Heindel, K., Brandano, M., Peckmann, J., 2010. Genesis of microbialites as contemporaneous framework components of deglacial coral reefs, Tahiti (IODP 310). *Facies*, DOI 10.1007/s10347-009-0207-3.



<b>RÉSUMÉ DE LA THÈSE</b> .....	- 5 -
<b>ABSTRACT</b> .....	- 5 -
<b>SOMMAIRE</b> .....	- 7 -
<b>I. INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	13
<b>I.1. Contexte général et problématique</b> .....	13
<b>I.2. Les récifs coralliens de la dernière déglaciation (0-20 ka BP)</b> .....	17
<i>I.2.1. Généralités sur les récifs coralliens</i> .....	17
<i>I.2.2. Développement des récifs coralliens durant la dernière déglaciation</i> .....	18
I.2.2.1. Les variations du niveau marin .....	18
I.2.2.2. Réponse des récifs à la remontée du niveau marin et aux changements environnementaux .....	22
<b>I.3. Les microbialithes</b> .....	27
<i>I.3.1. Définitions</i> .....	27
<i>I.3.2. Les microbes impliqués dans la formation des microbialithes</i> .....	28
<i>I.3.3. Processus de formation des microbialithes</i> .....	28
<i>I.3.4. Distribution temporelle des microbialithes</i> .....	31
<i>I.3.5. Les microbialithes récifales quaternaires</i> .....	32
<b>I.4. Objectifs et méthodes</b> .....	35
<b>II. SITE D'ÉTUDE ET MATÉRIEL</b> .....	41
<b>II.1. Description du site d'étude</b> .....	41
<i>II.1.1. Localisation</i> .....	41
<i>II.1.2. Contextes géologique et géomorphologique</i> .....	42
<i>II.1.3. Conditions environnementales physiques générales</i> .....	46
<i>II.1.4. Récifs modernes</i> .....	48
<b>II.2. Matériel d'étude</b> .....	50

<b>III. COMPOSITION BIOLOGIQUE ET ÉVOLUTION DES SÉQUENCES RÉCIFALES POST-GLACIAIRES.....</b>	<b>59</b>
<b>III.1. Composition biologique des séquences récifales post-glaciaires .....</b>	<b>59</b>
<i>III.1.1. Les assemblages algaires .....</i>	<i>60</i>
<i>III.1.2. Les assemblages coralliens .....</i>	<i>63</i>
<i>III.1.3. Les microbialithes .....</i>	<i>69</i>
<i>III.1.4. Autres composants biologiques .....</i>	<i>74</i>
<b>III.2. Évolution de la composition biologique des séquences récifales post-glaciaires : reconstitution de la croissance récifale .....</b>	<b>77</b>
<i>III.2.1. Évolution des séquences récifales de Tiarei.....</i>	<i>80</i>
<i>III.2.2. Article 1: Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation. IODP Expedition 310 "Tahiti Sea Level": to be submitted to Geology. ....</i>	<i>100</i>
III.2.2.1. Introduction .....	101
III.2.2.2. Setting.....	102
III.2.2.3. Composition and age of the last deglacial reef sequence .....	103
III.2.2.4. Impact of sea-level and environmental changes on reef growth .....	105
III.2.2.5. Conclusions .....	108
<i>III.2.3. Évolution des séquences récifales de Maraa.....</i>	<i>113</i>
<i>III.2.4. Sommets de séquences .....</i>	<i>133</i>
<i>III.2.5. Comparaison des séquences de Tiarei, Maraa et Papeete.....</i>	<i>140</i>
III.2.5.1. Paléobathymétrie des assemblages.....	141
III.2.5.2. Synthèse de la croissance récifale à Tahiti .....	146
<b>III.3. Conclusions.....</b>	<b>150</b>
<b>IV. PARAMÈTRES DE DÉVELOPPEMENT DES MICROBIALITHES : IMPLICATIONS SUR L'ARCHITECTURE DES RÉCIFS .....</b>	<b>155</b>
<b>IV.1. Article 2: Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture: Submitted to Marine Geology.....</b>	<b>155</b>
<i>IV.1.1. Introduction .....</i>	<i>156</i>
<i>IV.1.2. Regional setting .....</i>	<i>158</i>
<i>IV.1.3. Material .....</i>	<i>159</i>
<i>IV.1.4. Methods .....</i>	<i>160</i>

<i>IV.1.5. Results</i> .....	162
IV.1.5.1. Reef framework components .....	162
IV.1.5.2. Microbialite abundance in reef sequences .....	168
IV.1.5.3. Dating of reef framework components.....	172
<i>IV.1.6. Discussion</i> .....	183
IV.1.6.1. Timing of microbialite development in Tahiti reef frameworks.....	183
IV.1.6.2. Microbialites development patterns .....	185
IV.1.6.3. Roles of microbialites in reef framework development.....	188
IV.1.6.4. Architecture of initial coralgall frameworks .....	189
<i>IV.1.7. Conclusions</i> .....	194
<b>IV.2. Additional informations</b> .....	202
<i>IV.2.1. CT-scan</i> .....	202
<i>IV.2.2. Density separations</i> .....	207
<b>IV.3. Environmental significance of microbialites in last deglacial reefs from Tahiti</b> .....	209
<i>IV.3.1. Introduction</i> .....	209
<i>IV.3.2. Methods</i> .....	209
<i>IV.3.3. Results and discussion</i> .....	210
<i>IV.3.4. Conclusions</i> .....	216
<b>V. MODÉLISATION DE LA CROISSANCE RÉCIFALE</b> .....	221
<b>V.1. Présentation générale du logiciel DIONISOS</b> .....	221
<b>V.2. Article 3: Impact of environmental parameters on coral reef development and drowning: Forward modelling of last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): to be submitted</b> .....	226
<i>V.2.1. Introduction</i> .....	227
<i>V.2.2. Study area</i> .....	228
<i>V.2.3. Data set and methods</i> .....	230
V.2.3.1. Data set .....	230
V.2.3.2. Stratigraphic modelling .....	231
<i>V.2.4. Last deglacial reef sequences</i> .....	232
V.2.4.1. Biological composition of the last deglacial reef sequences .....	232
V.2.4.2. Evolution of the biological composition of reef sequences during the last deglacial sea-level rise.....	234



---

V.2.4.3. Reef growth history .....	236
V.2.5. <i>Simulations</i> .....	238
V.2.5.1. Input parameters .....	238
V.2.5.2. Simulations results.....	241
V.2.5.3. Best case scenario and comparison with data.....	249
V.2.6. <i>Discussion: Effect of controlling parameters on reef development and drowning</i> .....	251
V.2.6.1. Wave energy .....	252
V.2.6.2. Accomodation space.....	254
V.2.6.3. Initial topography .....	255
V.2.6.4. Sediment supply and turbidity.....	257
V.2.6.5. Implications on Tahiti reef drowning.....	259
V.2.7. <i>Conclusions</i> .....	260
<b>V.3. Complementary figures .....</b>	<b>272</b>
<b>VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS.....</b>	<b>283</b>
<b>VI.1. Croissance et ennoisement des récifs de Tahiti.....</b>	<b>283</b>
<b>VI.2. Développement des microbialithes et architecture récifale .....</b>	<b>287</b>
<b>VI.3. Perspectives .....</b>	<b>290</b>
<b>VII. RÉFÉRENCES .....</b>	<b>293</b>
<b>VIII. ANNEXES.....</b>	<b>329</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES .....</b>	<b>335</b>