

***STRUCTURE GEOLOGIQUE ET ETUDE
DES EAUX INTERSTITIELLES DU RECIF
BARRIERE NORD DE TAHITI***

FICHEZ Renaud ⁽¹⁾, ROUGERIE Francis ⁽¹⁾, DÉJARDIN Pascale ⁽²⁾, HARRIS Pierre ⁽¹⁾

1 - Centre ORSTOM de Tahiti, BP 529 Papeete, Tahiti, POLYNESIE FRANCAISE

2 - Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, FRANCE



Rapport final de l'étude sous Convention N° 378 (23 Octobre 1992).

ORSTOM - Groupement Port Autonome/Compagnies Pétrolières.

Mai 1995

SOMMAIRE

	Page
1. LE CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE ET OCEANIQUE	2
2. CHOIX DU SITE DE L'ETUDE ET FINALITE	4
3. LE RECIF BARRIERE ET LES CONTRAINTES DU FORAGE P7	5
4. ETUDE DE LA CAROTTE : CALCAIRE ET BASALTE	11
4.1. DESCRIPTION	11
4.2. INTERACTION ENTRE L'EAU ET LE SUBSTRAT	14
4.3. DATATION	15
5. PHYSICO-CHIMIE DU SYSTEME INTERSTITIEL RECIFAL	17
5.1. STRUCTURE THERMO-HALINE	17
5.2. DYNAMIQUE INTERSTITIELLE	27
5.3. TRACEURS INORGANIQUES	29
5.4. CARBONE INORGANIQUE ET EQUILIBRE DES CARBONATES	32
5.5. CHIMIE DU SYSTEME INTERSTITIEL RECIFAL	33
6. CONCLUSION	39
7. ANNEXES	45

1. LE CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE ET OCEANIQUE

Le contexte hydroclimatique

La Polynésie Française est située dans le Pacifique Central Tropical et est soumise à un climat de type tropical humide à forte influence maritime. On distingue une saison fraîche et sèche durant l'hiver austral et une saison chaude et humide durant l'été austral. Cette dernière saison est particulièrement favorable à la genèse de dépressions tropicales et de cyclones dont les effets peuvent être dévastateurs, en particulier sur les rivages. Toute baisse de pression barométrique s'accompagne d'une élévation du niveau océanique (+ 1 cm de hausse du niveau océanique pour 1 h Pa de baisse de pression) ; ainsi un système dépressionnaire à 993 h Pa, soit 20 h Pa au-dessous de la pression moyenne à Tahiti (1013 h Pa) s'accompagnera d'une hausse statique du niveau océanique de 20 cm. Cette hausse sera éventuellement aggravée par une onde de tempête (dépression ou cyclone) qui peut lever des vagues de 6 à 10 mètres de hauteur.

C'est également pendant l'été austral que de fortes houles, créées par les tempêtes d'hiver du golfe de l'Alaska-Aléoutiennes, peuvent frapper les côtes nord des îles et atolls (vagues de 3 à 4 m de creux et de 7 à 10 secondes de période). La conjonction de ces conditions hydroclimatiques peut se traduire par des épisodes où les récifs barrières des îles hautes et les atolls polynésiens sont soumis à des régimes de très haute énergie entraînant destructions et effondrements partiels de secteurs coralliens. Les installations et équipements peuvent également être noyés, balayés ou détruits par les déferlements de houles de tempête (cas des cyclones de 1983 et de 1991). On conçoit donc que l'équilibre biologique et la pérennité des récifs coralliens, qui constituent des barrières vivantes en affleurement océanique protégeant lagons et lignes de rivage, puissent constituer des préalables absolus au développement économique des îles polynésiennes.

Le contexte océanique

L'océan polynésien fait l'objet d'un suivi régulier depuis plus d'une décennie grâce aux campagnes de l'ORSTOM, de l'IFREMER et du CEA/SMSR (RANCHER et ROUGERIE, 1993). Plusieurs atlas océanographiques concernent le Pacifique Sud et présentent des moyennes en température, salinité, circulation etc... (LEVITUS, 1982 ; DELCROIX et

HENIN, 1989). Les conditions hydroclimatiques du Pacifique Central Sud ont fait l'objet de plusieurs synthèses, englobant aussi bien les situations normales (ROUGERIE *et al.*, 1985a) que les anomalies climatiques de type ENSO (ROUGERIE et WAUTHY, 1983). Un relevé quotidien de la température et de la salinité de l'océan de surface est effectué au proche large depuis 1978 (ROUGERIE *et al.*, 1985b ; GERARD, 1992). Les eaux océaniques au proche large du Port de Papeete ont fait l'objet en 1982-1984 d'une étude intégrée hydrologique, physico-chimique et dynamique, dans le cadre d'un projet d'installation d'une usine thermique des mers (projet ETM, KESSLER et MONBET, 1984). Au plan des fluctuations du niveau océanique, un marégraphe installé dans le port de Papeete permet l'enregistrement de l'onde de marée et des anomalies (WYRTKI, 1990).

L'état actuel des connaissances hydroclimatiques et océaniques du Pacifique Central Sud permet ainsi de faire une évaluation raisonnée des contraintes actuelles supportées par les récifs barrières ainsi que des risques probables pour le demi-siècle prochain sur les points suivants :

- Le niveau océanique tend à s'élever de quelques millimètres/an, probablement à cause du réchauffement global atmosphère-océan (augmentation de l'effet de serre due aux activités humaines et à la démographie galopante). Dans 30 ans, ce niveau devrait être supérieur de 6 à 12 cm à ce qu'il est aujourd'hui (WYRTKI, 1990).
- Cette dérive hydroclimatique vers un climat plus chaud augmentera significativement la fréquence des cyclones et dépressions tropicales touchant la Polynésie. Les anomalies hydroclimatiques ENSO (El Nino - Southern Oscillation) pourraient également être plus fréquentes et plus aiguës (PERNETTA et HUGHES, 1990).
- Les récifs barrières devraient, grâce à la forte productivité-croissance des coraux, suivre la montée océanique et se maintenir en affleurement, comme ils le sont depuis quelques millénaires (à l'issue de la dernière montée de 120 m du niveau océanique, entre -15.000 et -5.000 ans).
- Toutefois, il apparaît que le phénomène récent et mondial de blanchissement des coraux, comme celui observé en été austral 1991 sur l'ensemble des récifs des îles de la Société, entraîne une mortalité importante de ceux-ci. A court terme le risque existe d'une dégénérescence et d'un affaiblissement du rôle des barrières récifales face aux houles océaniques (ROUGERIE *et al.*, 1992). Ce dernier risque pourrait néanmoins être contrebalancé par les capacités d'adaptation des coraux (BUDDEMEIER et FAUTIN, 1993).

2. LE CHOIX DU SITE DE L'ETUDE ET SA FINALITE

Le devenir du récif barrière de Tahiti, île de 1.000 km² qui abrite les 3/4 de la population polynésienne, est particulièrement important. Dans sa partie nord le site de Papeete abrite le seul complexe portuaire commercial et pétrolier de Polynésie Française sur lequel la grande majorité de l'économie du territoire repose. Le port occupe le secteur lagonaire à l'est de la passe de Papeete (zone MOTU-UTA) et est naturellement protégé de l'océan par un récif barrière affleurant. Afin d'éviter les déferlements de houles océaniques une digue en béton a été construite sur le récif barrière à partir des années 1960. Cette digue de 6 mètres de hauteur et s'étendant actuellement sur une longueur de 2,5 km est munie d'un flanc externe de forme concave pour offrir une meilleure résistance à la houle océanique. La zone d'arrière récif (platier) a été comblée et goudronnée sur une largeur de 30 à 300 mètres pour construire une route et des installations portuaires et de stockage d'hydrocarbures. Cette zone est accessible grâce à un pont qui enjambe le lagon, alors réduit à un chenal de 30 mètres de large. Plusieurs questions peuvent se poser concernant :

- L'impact à moyen terme du comblement de cette zone d'arrière-récif sur la stabilité du soubassement calcaire (existence d'effondrements ponctuels, de fissures etc...).
- l'effet de la digue en béton sur la crête récifale et sur l'équilibre et le développement des coraux de la pente récifale et des éperons de croissance (perturbation de la dynamique océanique, de l'éclairement, surcharge etc...);
- l'effet de la digue en béton sur le fonctionnement interne du récif barrière : circulation du fluide interstitiel, pénétration des houles oxygénées etc...
- La sensibilité des installations portuaires dans le contexte d'une évolution des conditions climatologiques de la région.

Une étude détaillée de ce récif barrière a donc été proposée par l'ORSTOM-Tahiti en 1992 avec comme critères essentiels de chercher à répondre aux questions concernant l'avenir de ce secteur récifal sensible, tout en augmentant de façon substantielle la connaissance de son fonctionnement interne, déjà abordé grâce à un forage de 50 m de profondeur réalisé en 1990 (DÉJARDIN, 1991). Les grandes lignes et le but de cette étude ont été initialement définies en fonction des contraintes, actuelles et à venir, auxquelles le récif barrière nord de Tahiti est soumis puisque le rôle de cette structure récifale vivante est essentiel pour la pérennité des installations portuaires, industrielles et civiles du nord de l'île. Il était donc nécessaire, dans ce contexte, de bien définir les tendances évolutives du soubassement carbonaté et de mesurer

l'impact des aménagements mis en place sur l'équilibre du socle calcaire et sur l'état de santé du récif. Il s'agit donc d'une étude où intérêts scientifiques et économiques sont étroitement liés et en accord avec les orientations de recherche et développement affichées par l'ORSTOM. Une convention entre le Port-Autonome - Groupement des Compagnies Pétrolières et l'ORSTOM a été signée à cette fin le 23 Octobre 1992. Le coût total de l'étude est de 21,66 millions F.CFP, dont 11,66 millions à la charge de l'ORSTOM et 10 millions à la charge du Port-Groupement.

L'étude a commencé début 1993, grâce à la réalisation d'un forage de 150 m de profondeur, dans la partie centrale de la digue récifale (au niveau de la boule de gaz). Ce forage, entièrement carotté, permet d'étudier l'édifice carbonaté récifal dans son ensemble et d'en préciser le fonctionnement interne en :

- établissant un bilan de l'état de santé du récif ;
- reconstituant l'évolution environnementale et structurale de ce récif (depuis son apparition il y a 10^5 à 10^6 années) ;
- caractérisant les interactions existant entre la matrice carbonatée et les fluides interstitiels (processus diagénétiques) ;
- quantifiant la dynamique de la circulation interne de ces fluides (composante verticale notamment) qui constituent une véritable "sève récifale".

Le diagnostic ainsi établi permettra de se prononcer sur **l'état de santé du récif** et sur **sa capacité à supporter**, sur le court et moyen terme, les installations portuaires et pétrolières actuelles et prévues (digue, remblai d'arrière récif avec cuves de stockage et bâtiments divers).

3. LE RECIF BARRIERE TAHITIEN ET LES CONTRAINTES DU FORAGE P7

Les récifs barrière sont des édifices carbonatés résultant de l'activité d'organismes constructeurs, principalement les coraux hermatypiques. Ces organismes se développent essentiellement sur la couronne océanique externe (de 0 à 60 m) où, après leur mort leurs squelettes, conservés en place ou remaniés, sont cimentés par des processus diagénétiques précoces : ils constituent alors la trame calcaire construite de l'édifice.

Le phénomène de cimentation précoce permettant la tenue de l'édifice est mal connu ; il en va de même pour l'ensemble du fonctionnement interne des édifices récifaux (équilibres physico-chimiques, interactions entre la matrice carbonatée et les fluides interstitiels, circulation de ces fluides, ...). C'est pour améliorer cette connaissance de l'ensemble du système carbonaté récifal et de son fonctionnement interne, qu'un premier forage P6 (de 50 m) avait été réalisé sur le récif barrière nord de Tahiti en 1990.

Les travaux réalisés sur les eaux interstitielles et sur la carotte calcaire du forage avaient fourni des éléments novateurs sur le fonctionnement interne du récif et sur son évolution environnementale et diagénétique. Ces données permettaient de confirmer le modèle de fonctionnement par endo-upwelling (appliqué à un récif barrière) où les eaux océaniques profondes (500 m et plus) pénètrent dans la structure volcanique perméable avant de déboucher dans l'édifice carbonaté récifal et d'atteindre la couronne corallienne vivante. Les micro-algues symbiotiques présentes dans les polypes des coraux sont ainsi alimentées par des éléments nutritifs venant des profondeurs océaniques. L'intérêt majeur de réaliser un forage plus profond (150 m) était de pouvoir atteindre le soubassement volcanique du récif barrière : comme espéré, ce soubassement fut atteint à la côte 116 m (Cf. Rapport de forage, DÉJARDIN, 1992).

Réalisation du forage P7

Ce forage profond (P7) est situé juste derrière la digue récifale, en face de la sphère de stockage du gaz de GAZ de TAHITI (Figure 1). Préalablement à cette étude un premier forage de 50 m de profondeur (P6) avait été déjà été effectué à 800 m sur le musoir Est de la digue.

Les travaux de forage ont été réalisés par l'entreprise BOYER, ils ont débuté le 1er Octobre 1992 et se sont terminés le 30 Octobre 1992 à une profondeur de 150 m. La foreuse utilisée était équipée d'un carottier à câble et d'un outil de forage de type "Diamond Board". Le diamètre de l'outil est de 96 mm, celui du carottier de 63 mm. Le forage a été réalisé à l'eau douce. La carotte de 150 m a été stockée en caisse de bois. L'étude de la structure géologique et pétrographique de cette carotte a été effectuée dans le cadre du travail de Thèse de Pascale DEJARDIN au Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg.

Equipement du puits et paramètres étudiés

Une fois terminé le puits a été équipé d'un tubage de PVC d'un diamètre interne de 62 mm, strié de fentes de 2 mm donnant une porosité d'environ 15 %. Cette fenêtre permanente ouverte dans le récif permet de descendre différents appareils de mesures in situ (sondes

thermo-halines, courantomètres, oxymètres, etc.) ainsi que des polytubes pour le prélèvement des eaux interstitielles. Les prélèvements d'eaux se font environ tous les 2 mois. Certaines mesures sont effectuées immédiatement au débouché des polytubes (pH, O₂, Rédox), d'autres sont effectuées rapidement au Laboratoire ORSTOM de Tahiti (nutriants, CO₂, alcalinité) ou plus tard dans des Laboratoires associés après traitement et stockage approprié des échantillons (éléments majeurs, traceurs isotopes, etc.).

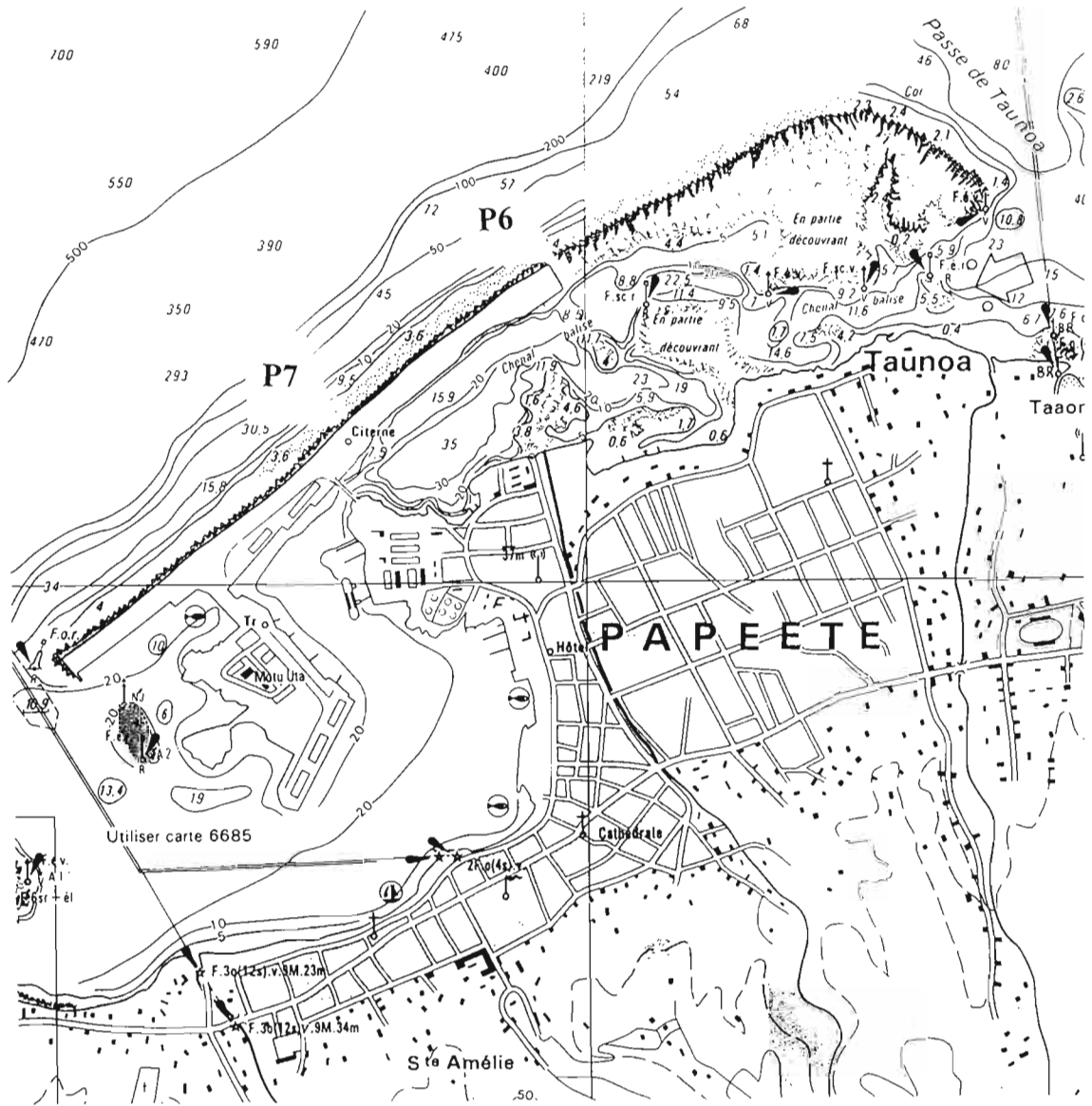


Figure 1 : Emplacement du site de forage P7 sur le récif nord de Tahiti.

Les opérations d'équipement du site de forage et d'acquisition de matériel se sont déroulées comme suit.

- Installation d'une plate-forme et d'une passerelle ainsi que d'un portique avec poulie par les services du Port Autonome (Janvier 1993).
- Confection d'un polytube de prélèvement de 12 voies avec lest. Ce polytube qui permet de prélever des échantillons d'eau à des profondeurs fixes a été installé pour la première fois dans le forage en Janvier 1993. Le pompage est effectué avec des pompes péristaltiques à 4 voies et les échantillons sont recueillis à la sortie. Les analyses de routine portent sur 12 paramètres des eaux interstitielles récifales : température, sels minéraux dissous (5), matière organique dissoute (2), oxygène dissous, pH, alcalinité, potentiel Rédox. La base de données ainsi obtenue représente près de 3000 valeurs pour une période de 24 mois.
- Acquisition d'une sonde Température-Salinité avec 150 mètres de câble et interfacage avec micro-ordinateur pour acquisition automatique des données. Mise en service en Mars 1993.
- Acquisition d'un débitmètre à pulsation thermique pour mesure directe de la composante verticale du flux interstitiel. Cet appareil mis en service en 1993 a nécessité un reconditionnement important pour pouvoir répondre aux besoins spécifiques de cette étude (et pour résoudre un problème d'infiltration d'eau).
- Acquisition d'une sonde multiparamètre autonome pour la mesure de paramètres océaniques (T, S, O₂, pH) simultanément aux études menées sur le puits de forage. Mise en service Février 1994. Action venant compléter la prise de données régulière dans l'océan pour l'établissement d'une référence océanique.
- Acquisition et mise en place d'une chaîne de capteurs thermiques autonomes pouvant être utilisée en même temps que le système polytube (Septembre 1994).



Planche 1 : Vue du forage P7 équipé d'une plate-forme, d'une potence, d'une alimentation électrique solaire et d'une guérite d'instrumentation. Noter la présence du polytube de prélèvement sur la plate-forme.

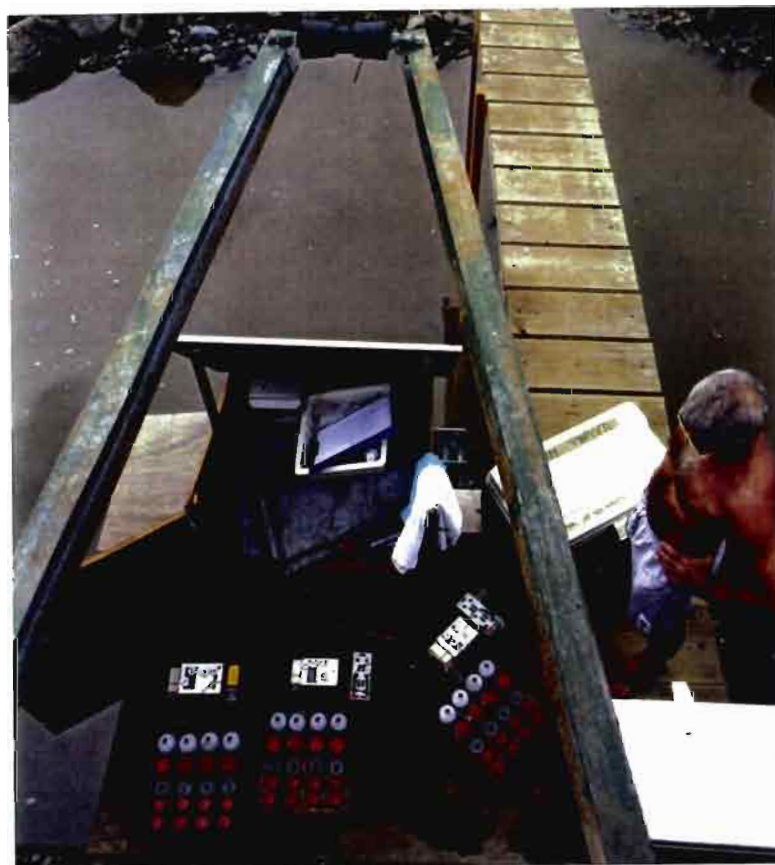


Planche 2 : Vue de la plate-forme du forage P7 avec la guérite d'instrumentation ouverte et une expérimentation en cours (prélèvement d'eau interstitielle).

4. ETUDE DE LA CAROTTE: CALCAIRE ET BASALTE

La carotte prélevée lors du forage fait l'objet d'une étude complète au plan de la sédimentologie, de la pétrographie, de la minéralogie, des datations et de l'analyse et de la modélisation des processus diagénétiques. Cette étude a été effectuée dans le cadre du travail de thèse de Pascale DEJARDIN qui s'est effectué en grande partie au Centre de Géochimie de la Surface à Strasbourg.

4. 1. DESCRIPTION

Ce travail est réalisé depuis l'échelle macroscopique jusqu'à l'échelle microscopique et à l'aide des principaux outils de la pétrographie, minéralogie, cristallographie et optique cristalline. Les premiers résultats obtenus permettent de distinguer trois grandes séries, du début de la carotte (-1 m) à son extrémité (-152 m) :

- un récif récent (holocène), composé de constructions coralliennes et d'accumulations détritiques (côte 2-88 m). Le matériel carbonaté, relativement bien cimenté sur les premiers mètres présente ensuite des horizons largement moins compacts et indurés. La macroporosité est très développée à partir de 5 m et probablement supérieure aux porosités habituellement rencontrées dans ce type d'édifice (de 25 à 50 %). Cette formation composée majoritairement d'aragonite et de calcite fortement magnésienne ne présente que peu de phases de dissolutions, les organismes y sont bien conservés et les ciments rencontrés sont pour la plupart primaires. Les différentes séries sédimentaires et les paléoenvironnements sont décrits sur le Tableau I et une fiche sur la datation est donnée en annexe.

- un récif plus ancien (pléistocène, non daté), composé de constructions coralliennes et d'accumulations détritiques (côte 89-109 m). Le matériel rencontré est principalement carbonaté, avec quelques apports détritiques provenant de l'érosion du volcan ; il est bien cimenté, entièrement calcitisé et présente une macroporosité importante. Les phases minéralogiques présentes ici, sont la calcite (pure) et l'aragonite : il s'agit de minéraux secondaires issues de recristallisations et ou épigénies. Les dissolutions y sont intenses et dans la partie supérieure, les squelettes des coraux ont été intégralement dissous.

Tableau 1

Profondeur (m)	Unités	FACIES	Cimentation Dissolutions	Porosité	Environnement dépôts
2-3,5	I	FRAMESTONE coraux branchus massifs cimentée FLOASTONE (en chenal)	massif et très bien peu développée	macro porosité	P L A T I E R
3,5-4,8	II	FRAMESTONE coraux massifs BOUNDSTONE important encroutements algaires	massif et très bien cimenté		C R E T E
4,8-12	III	FRAMESTONE Pocillopora branchus au sommet, Acropora en dessous, (quelques encroutements) (en partie fragment!)	augmentation de l'induration	diminution de la macro-porosité	
		RUDSTONE (en chenal)	apparition de précipitations d'origine organique (dentelles + compactes)		
12-29	IV	Alternance : FRAMESTONE coraux branchus et massifs peu épais et quelques formes encroutantes inclinées (en partie fragment!)	précipitations compactes en dentelle	très grande porosité (chenaux et très grandes vacuoles)	P E N T E
		FLOASTONE débris de coraux branchus (encroutés ou non par des algues rouges) quelques Fungia, mélangés avec un sédiment fin plus ou moins compact			
29-34	V	BOUNDSTONE coraux et algues encroutants FLOASTONE	précipitations compactes et en dentelles	chenaux nombreux	E X T E
34-45	VI	Alternance : FRAMESTONE coraux et algues massifs et encroutants (en partie fragmenté) RUDSTONE débris de coraux branchus (encroutés ou non par des algues rouges)		presence d'un megapore (> 3m)	R N E
45-48	VII	FRAMESTONE coraux branchus inclinés BOUDSTONE algues et coraux encroutants et compacts	Massive avec précipitations en dentelle	Chenaux entre les constructions	

48-63	VIII	Alternance : BOUDSTONE coraux et algues encroûtants très fins (en partie fragmenté), quelques Pocillopora FLOASTONE débris de coraux encroûtés par des algues et mélangés avec un sédiment fin plus ou moins compact	(environ 1m)	Un mégapore nombreux chenaux	
63-74	IX	RUDSTONE morceaux de coraux (encroûtés ou non par des algues rouges), quelques Fungia BOUNDSTONE -FRAMESTONE coraux and algues branchus et encroûtants			
74-79	X	FRAMESTONE nombreux coraux massif puis à larges branches puis à branches très fines BOUDSTONE coraux et algues encroûtants (quelques algues branchues)	chenaux		
79-88	XI	Alternance : FLOASTONE RUDSTONE avec quelques FRAMESTONE à coraux massifs en partie fragmentés	apparition de phases de dissolution partielle des	squelettes	
88-95	XII	Alternance : FRAMESTONE (coraux branchus et quelques massifs) BOUDSTONE FLOASTONE	dissolution de la majorité des squelettes de coraux		R
95-109	XIII	FRAMESTONE (coraux massifs & quelques branchus) RUDSTONE		nombreux chenaux constructions (karstique)	entre les
109-116	XIV	RUDSTONE matériel détritique (origine volcanique)			
116-119		sédiment ocre-jaune avec quelques petits galets d'origine volcanique			M A T E R I E L
119-134		sable gris, fin moyennement induré avec de galets basaltiques			I E L
134-139		Alternance : - sédiment gris-marron moyennement induré - sable moyen noir et ocre			V O L C A N I Q U E
139 -152		Alternance : - brèche plus ou moins poreuse - basalte fracturé	importante cimentation dans les fractures		Q U E

- à partir de 109 m, un substratum d'origine volcanique, lui-même décomposé en plusieurs horizons : un horizon d'altération formé de terre et de sable plus ou moins stratifié puis de sable et galets ; un horizon de roche mère : alternance de basalte fracturé et de brèches. La roche mère présente des phases de cimentation secondaire à l'intérieur du réseau de fractures.

4. 2. INTERACTIONS ENTRE L'EAU ET LE SUBSTRAT

La circulation d'un fluide à travers une roche induit des échanges ou interactions entre les deux compartiments. Si le fluide n'est pas en équilibre chimique avec la roche, des phénomènes de dissolution ou, à l'inverse, de précipitation vont pouvoir se produire et ceci jusqu'à ce que l'état d'équilibre tende à s'établir. L'étude spécifique suivie d'une comparaison des deux compartiments (fluide et roche) permet de déterminer s'il y a ou non équilibre. Ceci permet de reconstituer l'histoire et la nature des altérations ayant affecté le récif tout au long de sa croissance et de son évolution, du stade récif frangeant au stade actuel de récif barrière. L'état des connaissances actuelles sur le fonctionnement récifal indique que, du fait de la circulation interne d'eau interstitielle (modèle d'endo-upwelling géothermique, ROUGERIE et WAUTHY, 1990,1993), les fluides interstitiels, présents dans la roche carbonatée, et dans le soubassement basaltique circulent et sont continuellement renouvelés. L'équilibre est donc difficilement, voire jamais, atteint et des échanges peuvent avoir lieu tout au long du parcours, depuis la zone de pénétration des eaux profondes (500 mètres et plus) jusqu'à leur sortie à travers l'écosystème algo-corallien battu par les houles océaniques. Deux types d'échanges peuvent intervenir au sein du milieu interstitiel :

- interactions eau-roche ; soit dissolution spécifique de l'encaissant (et tout d'abord, de l'aragonite, plus soluble que la calcite magnésienne ou que la dolomite), soit précipitation de certains éléments transportés par le fluide (par exemple précipitation de fer ou de manganèse en fonction de l'état d'oxydo-réduction du système).

- mélange entre des fluides d'origine et/ou de compositions différentes : le milieu océanique profond ayant une grande stabilité, ce phénomène intéresse essentiellement la partie haute du récif ; pénétration des eaux océaniques de surface, moins salées en saison des pluies, pénétration d'eau douce issue de nappes phréatiques, pénétration d'eau lagonaire.

Lorsque l'on compare la composition ionique de l'eau interstitielle récifale avec celle de l'eau océanique profonde (Eau Antarctique Intermédiaire, présente au-delà de 500 m de profondeur) on constate un enrichissement du système interstitiel en Silice, Strontium, Rubidium, Baryum etc. (voir Chapitre 5.5). Ces éléments révèlent l'importance qualitative du

basalte sur la composition de l'eau interstitielle circulant à travers la couche récifale calcaire, après avoir dissout les éléments les plus mobiles pendant sa traversée du basalte. Les analyses de la partie basaltique de la carotte tendent à confirmer la forte perméabilité de ce basalte émis et refroidi hors d'eau (basalte aérien) ou tout au moins dans la partie haute de l'océan (basalte "basse pression"). Ces observations sont compatibles avec le modèle de MINK (1964) sur la circulation au sein des basaltes des îles Hawaïennes. En ce qui concerne la partie calcaire de la carotte récupérée lors du forage, les observations pétrographiques ne montrent pas de dissolutions actuelles des squelettes coralliens, la majorité d'entre eux sont calcités et les résidus d'aragonite sont intacts.

4. 4. DATATION

La datation complète de la carotte de 150 m n'est pas encore terminée, mais celle de la carotte de 50 m du forage P₆ (réalisé en 1990) est présentée en figure 2. On constate une croissance rapide du récif au cours de la dernière déglaciation (holocène), en réponse à la montée du niveau océanique, compris entre 1 et 5 cm/an. Cette vigueur de la croissance de l'écosystème algo-corallien a ainsi permis au récif de se maintenir près de la surface et d'être de nouveau affleurant lorsque la montée océanique a cessé, il y a 5.000 ans. On rappelle que dans le cas contraire (récif incapable de suivre ou de rattraper la surface) le manque d'énergie lumineuse est rapidement mortel pour l'écosystème corallien : c'est le cas des récifs barrières des îles Marquises, ennoyés par 95 mètres de profondeur et donc morts depuis 12.000 - 15.000 ans. Cette croissance rapide vers le haut explique les très fortes porosités observées dans les calcaires. La stabilisation du niveau marin au niveau actuel a en revanche favorisé la solidification des 5 premiers mètres par des processus de cimentation interne.

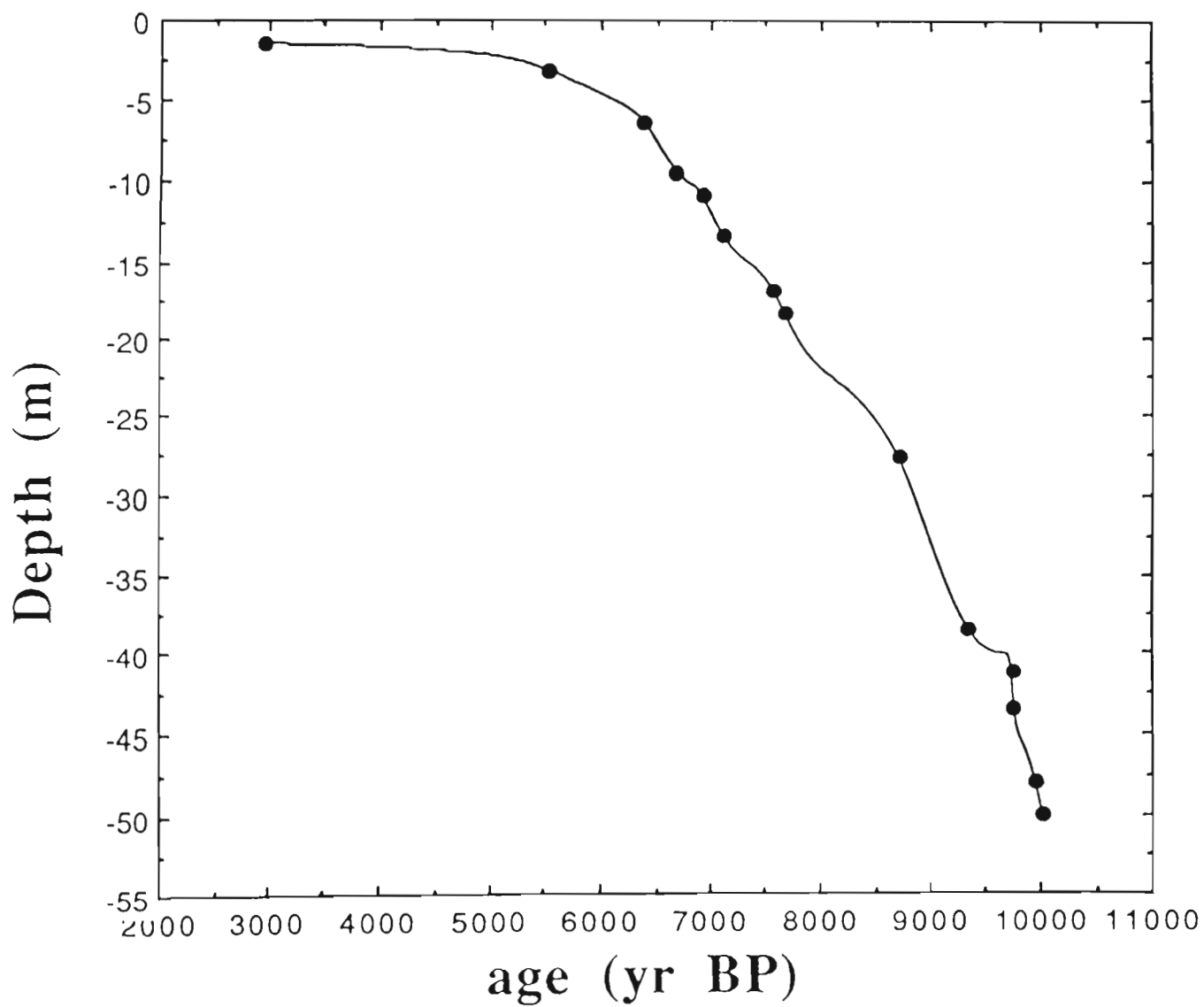


Figure 2 : Datation au ^{14}C de la carotte calcaire du forage P6. Entre 10 000 et 3 000 ans le récif corallien est passé du niveau -50 m à 0 m (niveau actuel), ce qui représente une montée des eaux de 1,4 cm par an correspondant à la déglaciation Holocène.

5. PHYSICO CHIMIE DES EAUX INTERSTITIELLES

5. 1. STRUCTURE THERMO-HALINE

L'étude de l'évolution des paramètres température et salinité a tout d'abord été effectuée à l'aide d'une sonde Aandera. Cette étude a permis de différencier les couches d'eau interstitielle ayant des caractéristiques physiques différentes en fonction de la profondeur. Dans un second temps nous avons entrepris une étude de l'évolution temporelle de ces mêmes paramètres à certains niveaux sélectionnés grâce à la première approche. Cette étude de l'évolution temporelle de la température constitue une première approche de la dynamique du système interstitiel. Ces résultats préliminaires ayant montré une grande variabilité thermique au sein du système interstitiel, une seconde phase d'acquisition de données a été effectuée en immergeant simultanément 12 capteurs thermiques miniaturisés (Hugrun) à 12 profondeurs croissantes.

Profils verticaux et variabilité.

La figure 3 montre un profil type de salinité dans le puits de forage et dans l'océan en face de la digue de Motu-Uta. Dans le forage on observe des salinités faibles à 10 et surtout à 5 m de profondeur. Cette zone de dessalure correspond à la couche de mélange entre une lentille d'eau douce (alimentée par la pluie) et l'eau marine sous-jacente. Cette formation est une structure hydrologique classiquement rencontrée aussi bien à la frange des plaines côtières des îles volcaniques que dans les milieux carbonatés récifaux et notamment dans les motu d'atoll. En dessous de la zone dessalée on observe un profil vertical rectiligne avec des valeurs de salinité autour de 35 ups^{*}. Il faut souligner la présence d'un décalage significatif d'environ 1 unité entre les eaux interstitielles et le système océanique ouvert qui présente des valeurs de salinité de 36 ups dans les 150 m superficiels. Ce décalage ne peut pas être imputé à la dessalure observée en surface et qui reste un épiphénomène lié à la nappe phréatique. Une autre explication plus satisfaisante du décalage de salinité entre l'eau interstitielle et l'eau océanique de même niveau peut être apportée par l'influence de l'océan profond. En effet dans l'océan tropical sud, en dessous de la couche de surface d'une épaisseur d'environ 200 m on observe une diminution progressive de la salinité jusqu'à une valeur d'environ 34,5 ups vers 500 m de profondeur. Il semble donc logique de penser que les eaux interstitielles sont des eaux océaniques originaires de l'océan profond ayant migré verticalement à travers les carbonates ou les basaltes poreux. Une conclusion similaire avait été tirée de l'étude des systèmes interstitiels du puits P6 et d'un atoll des TUAMOTU.

* ups = unité pratique de salinité. 35 ups signifie 35 g de sels dissous par kilo d'eau de mer.

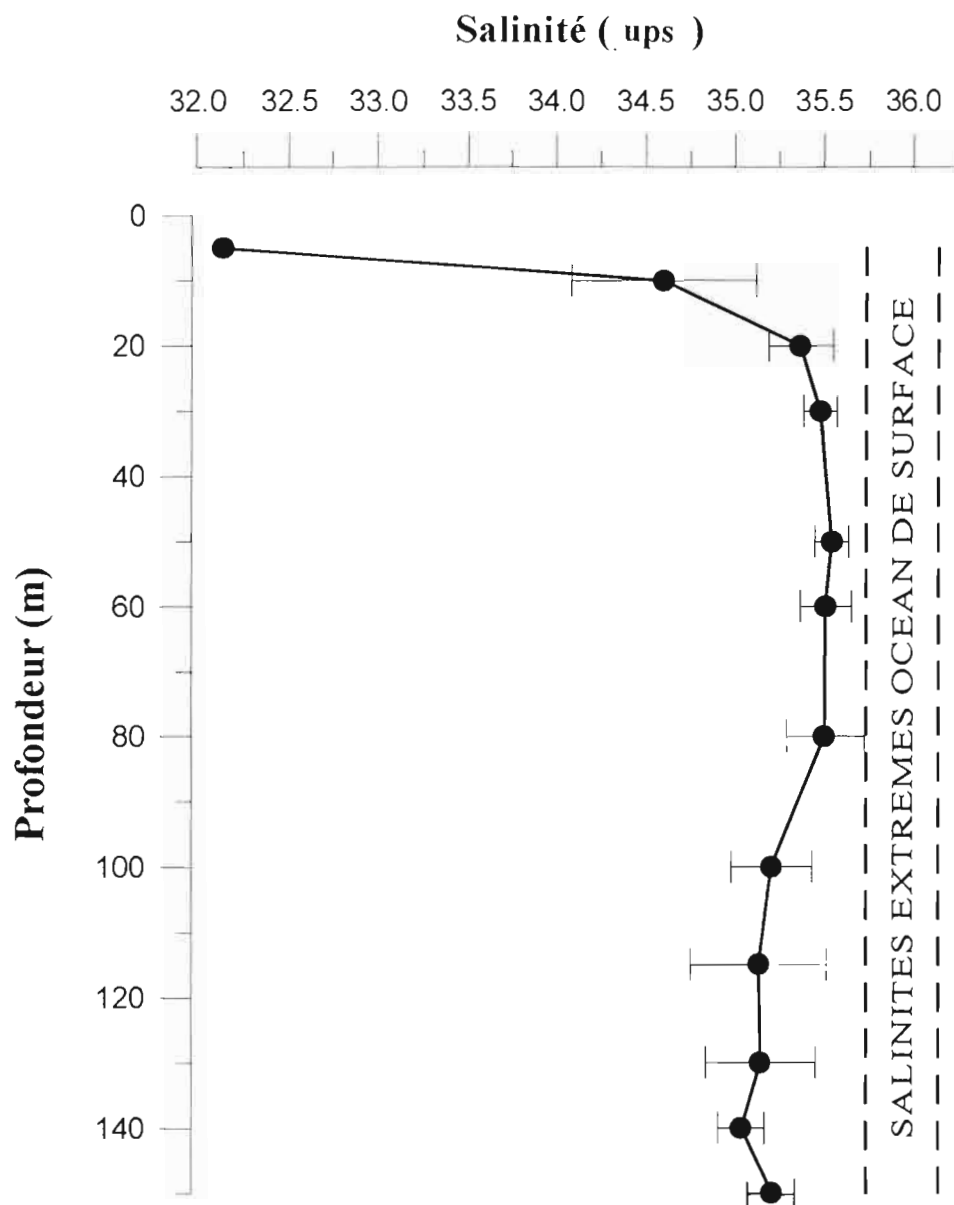


Figure 3 : Valeurs moyennes de salinité dans le puits P7 comparées aux valeurs extrêmes de salinité dans la couche de mélange de l’océan de surface. On observe une dessalure dans le haut du forage ainsi qu’un décalage entre le puits et l’océan en dessous de 20 m.

La figure 4 montre plusieurs profils de température dans le puits de forage et dans l'océan. La température tend à diminuer avec la profondeur dans l'océan comme dans le puits de forage. Dans le puits cette tendance est cependant en contradiction avec le gradient géothermique positif observé dans les systèmes hydrologiques continentaux et démontre la pénétration et la circulation active d'eaux océaniques froides à l'intérieur du système poreux.

La structure thermique montre trois zones bien distinctes séparées par deux niveaux de forte discontinuité.

Une première zone de discontinuité apparaît vers 10-20 m de profondeur où l'on observe une diminution marquée de température. Cette première interface sépare :

- une couche superficielle d'eau interstitielle influencée par un apport océanique de surface (houle principalement) et le mélange avec l'eau phréatique.
- une couche d'eau interstitielle à gradient thermique régulièrement décroissant avec la profondeur et qui baigne les niveaux carbonatés à fortes porosité (40 à 60%) et perméabilités.

Une seconde zone de discontinuité apparaît entre 90 et 100 m de profondeur. Elle se caractérise par une diminution brutale de la température pouvant porter sur plusieurs °C. Cette seconde interface sépare :

- La couche d'eau interstitielle baignant les niveaux carbonatés précédemment décrite.
- Une couche d'eau froide (21-22 °C) sans gradient décroissant avec la profondeur.

Le fait que les eaux interstitielles constituent une colonne d'eau plus froide que les eaux océaniques de même niveau est en accord avec l'interprétation des données de salinité, toujours plus faibles que celles de l'océan. L'explication logique de cette signature thermique est que des eaux océaniques profondes remontent à l'intérieur des édifices basaltiques et carbonatés. La dynamique de ce système doit en outre être suffisante pour maintenir l'écart de température entre l'océan et le système récifal.

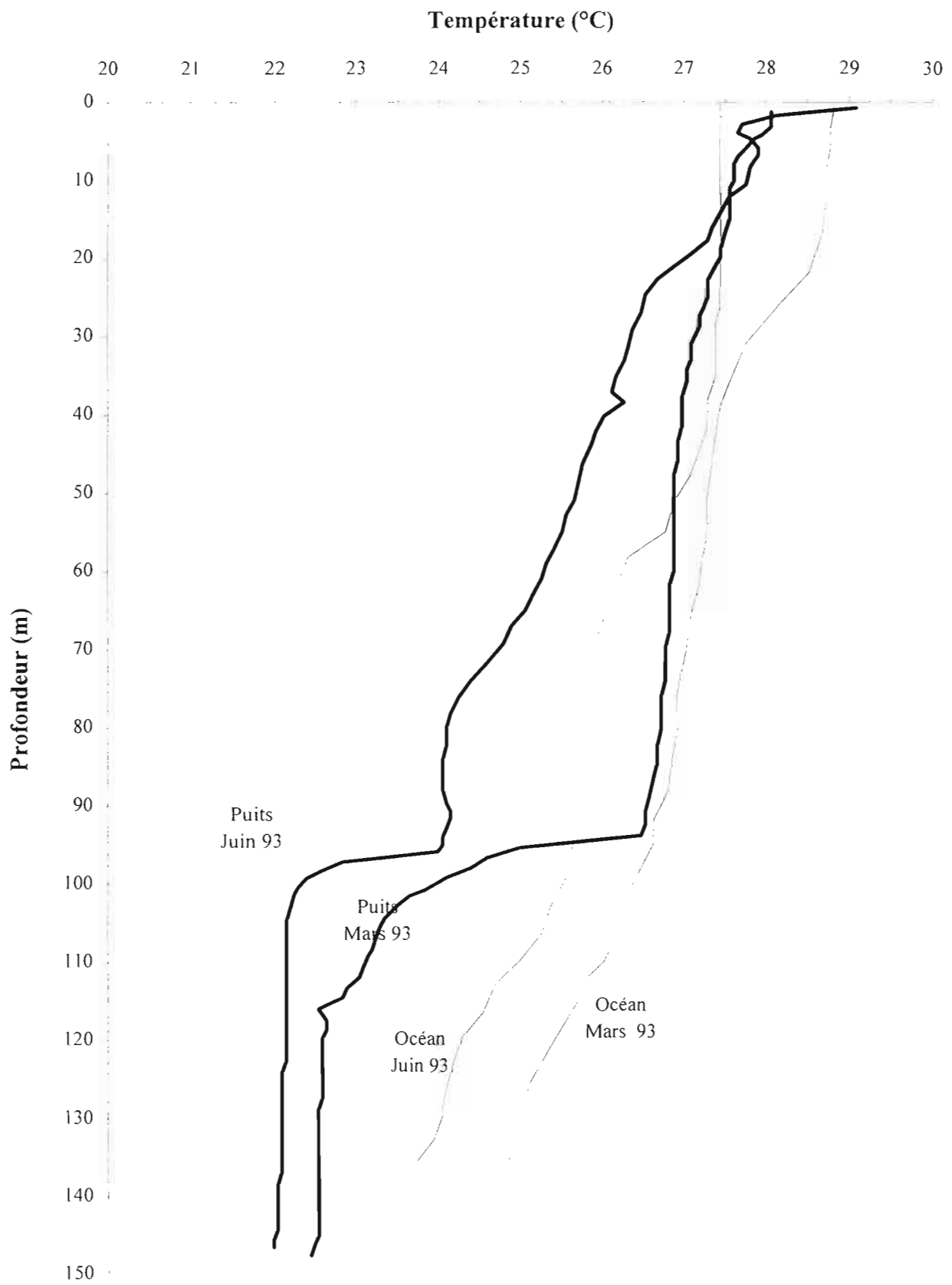


Figure 4 : Profils verticaux de température dans le puits P7 (traits épais) et dans l’océan (traits fins) montrant la forte variabilité du système interstitiel dans la partie calcaire et sa relative isothermie (autour de 22°C) dans la partie basaltique.

Evolution temporelle

Etant donné les différences observées entre des profils thermiques espacés de quelques jours nous avons cherché à déterminer la variabilité temporelle du système interstitiel récifal. Pour cela nous avons décidé de procéder à un premier test sur une échelle de temps courte soit un cycle de 24 heures avec un pas d'échantillonnage de 10 minutes. Le choix de la profondeur de 90 m était dicté par les profils verticaux qui identifiaient cette zone comme étant une zone de fluctuation thermique maximale entre l'océan et le système interstitiel récifal. Cette opération était considérée comme un premier test, étant donné notre méconnaissance de la thermodynamique à l'échelle de temps considérée. Les résultats obtenus (figure 5) montrent une forte variabilité thermique avec des variations de plus de 2 °C dans un espace de temps de quelques heures. Cette variabilité implique une dynamique considérable du système interstitiel et démontre que les eaux circulent très rapidement à l'intérieur du substrat poreux.

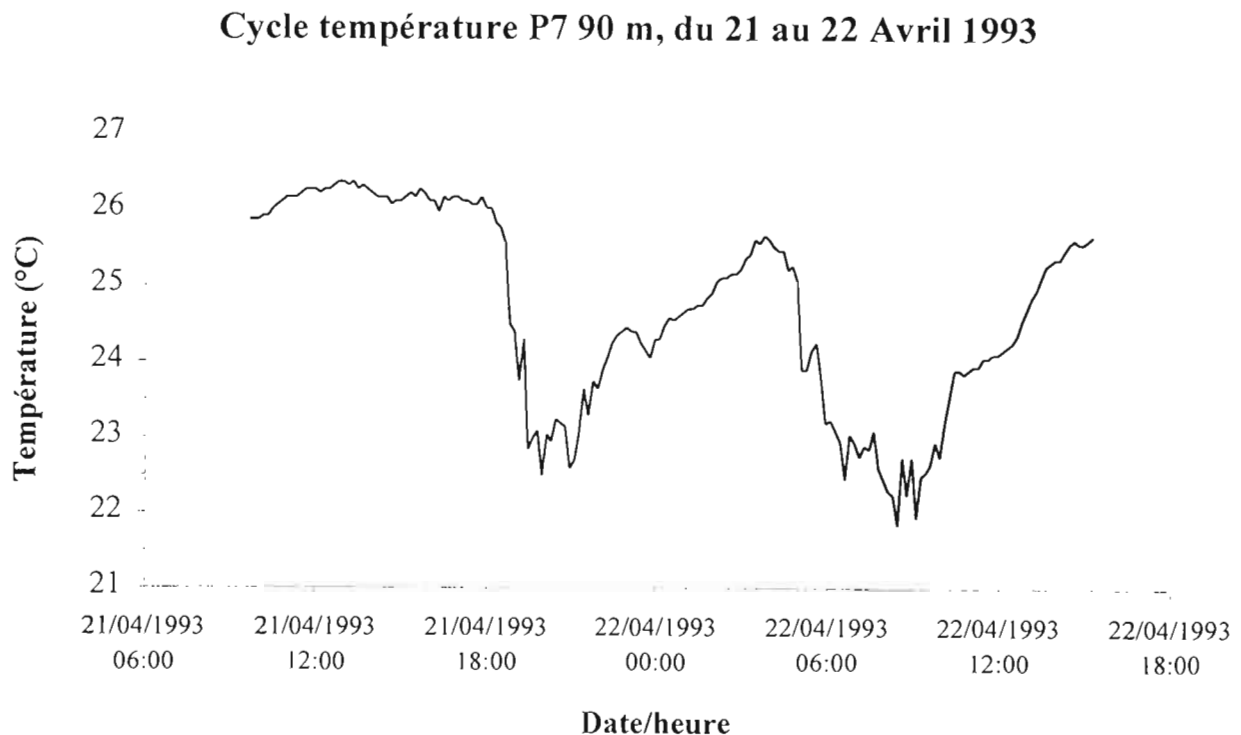


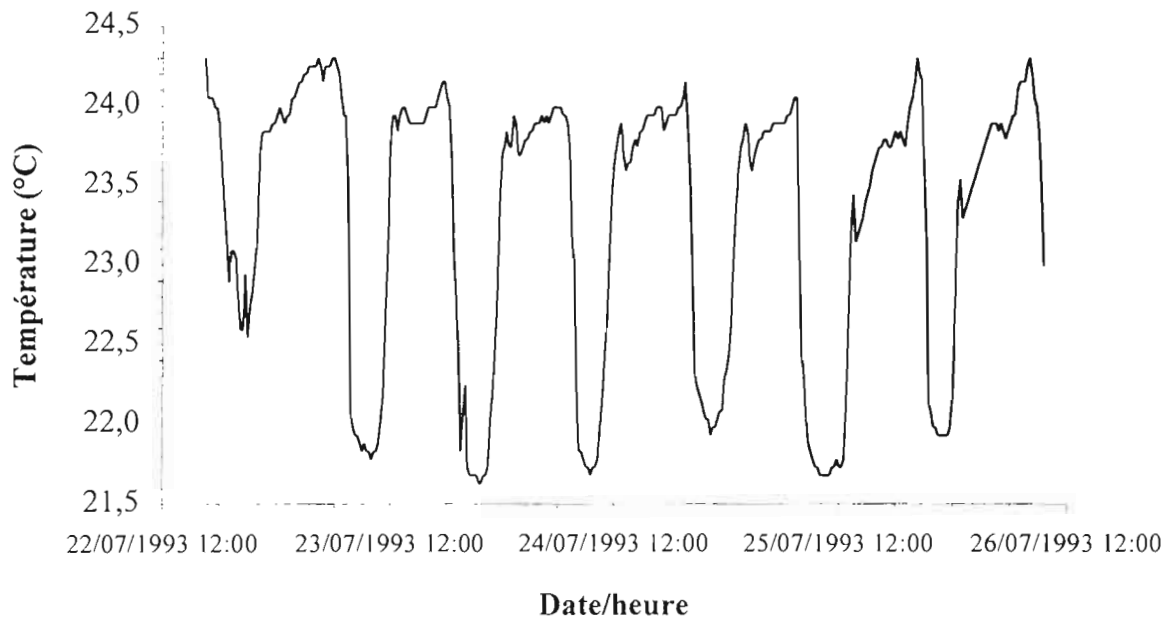
Figure 5 : Premiers résultats sur l'évolution temporelle de la température mesurée dans le puits de forage à la profondeur de 90 m.

A la suite de cette première expérience il s'est avéré nécessaire de concevoir un système d'acquisition automatique de données, constitué par l'interfaçage de la sonde température-salinité avec un micro-ordinateur portable, le tout étant alimenté en électricité par des batteries et une pile solaire. Le système autonome ainsi mis en place a permis un suivi des caractéristiques thermiques des eaux interstitielles sur des durées de plusieurs dizaines de jours. La figure 6 montre les mesures de température obtenues pour des profondeurs respectives de 90 et 147 m.

La première série obtenue à 90 m montre comme précédemment un cycle de variation de température ayant une période d'environ 12 heures, et donc calquée sur la période de marée. Le signal observé, en raison de sa période et de son amplitude, peut être apparenté aux variations thermiques correspondant à une onde interne. Ces ondes internes se manifestent sous la forme de montée et descente cyclique des couches sub-superficielles et profondes d'égale densité. Les variations de température observées dans le forage pourraient donc correspondre à la propagation au sein du système interstitiel récifal d'une onde interne océanique. L'existence de ce type d'onde dans le secteur Tahiti-Moorea a été révélée par les mesures effectuées lors de la campagne ETM (Energie Thermique des Mers) par KESSLER et MONBET (1984) et rappelé par des publications récentes (ROUGERIE et RANCHER, 1994; WOLANSKI et DELESALLE, 1995). La zone de forte perméabilité située vers 90-100 m de profondeur pourrait favoriser la propagation de cette onde et sa manifestation thermique à l'intérieur du système interstitiel.

L'enregistrement effectué en Janvier 1994 à 147 m de profondeur montre également un signal cyclique mais qui présente des caractéristiques différentes de celles du cas précédent. On observe une ligne de base avec des pics d'augmentation brutale de température ayant une périodicité moyenne de 24 heures et une amplitude de 1,5 °C. De plus, à la mi-Janvier on observe un amortissement rapide du signal qui disparaît presque totalement pendant plus de quinze jours. Cette disparition s'accompagne d'une diminution lente de la température. Il semble donc que la disparition du signal périodique (dont le mécanisme reste encore à élucider) conduise à un retour à l'équilibre du système vers des températures plus faibles, ce qui pourrait traduire une influence des eaux profondes océaniques sur le système interstitiel.

Cycle température P7 90 m, du 22 au 26 Juillet 1993



Cycle température P7 147 m, du 29 Déc 1993 au 1 Fév 1994

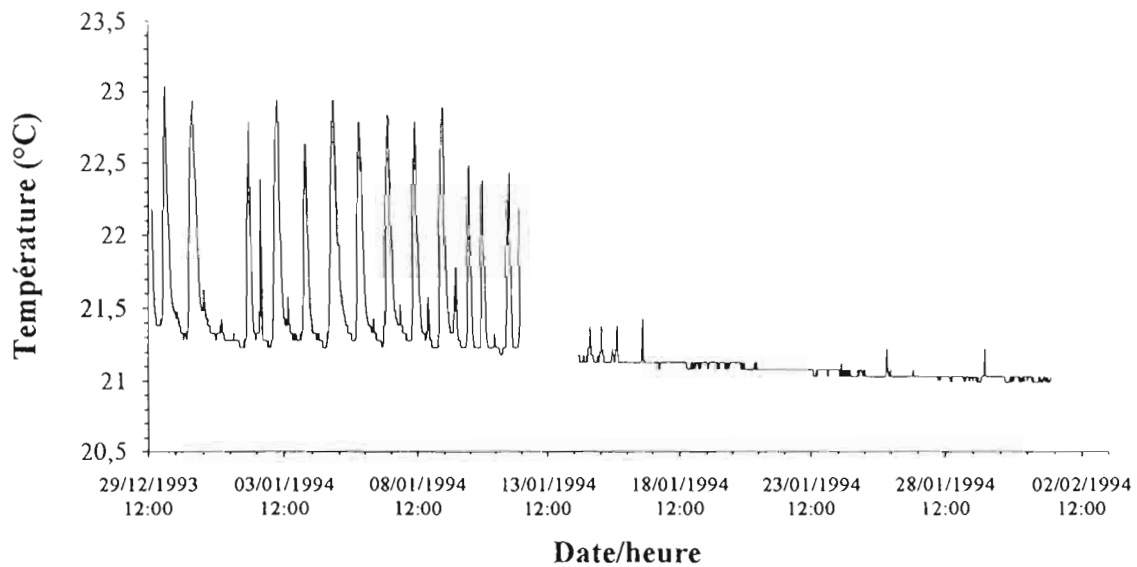


Figure 6 : Evolution temporelle de la température des eaux interstitielles aux profondeurs de 90 m (calcaire) et de 147 m (basalte).

Afin de mieux comprendre la cinétique des fluctuations thermiques au sein du système interstitiel nous avons alors cherché à effectuer un suivi simultané de la température à différentes profondeurs en déployant la chaîne de thermistances. Les résultats obtenus sur une période de 1 mois, de Septembre à Octobre 1994 (Figure 7) permettent de différencier différentes couches d'eau. Le niveau 20 m se démarque des autres profondeurs par une température nettement plus élevée et une légère tendance croissante dans les 20 derniers jours. Les niveaux 30, 40, 50, 60 et 70 m présentent des caractéristiques évolutives très similaires, même si la température moyenne décroît légèrement avec la profondeur. Cette tendance est notamment marquée par une légère diminution de la température dans les 20 derniers jours, à l'opposé de ce qui a été observé à 20 m. Les niveaux 80 et 90 m se caractérisent par une variabilité forte et une croissance de la température dans les 20 derniers jours. Cette augmentation de la température à ce niveau conduit à une inversion thermique avec les niveaux supérieurs, ce qui, à salinité égale, pourrait provoquer un déséquilibre de densité, puis un rééquilibrage dynamique.

Plus profondément, le signal thermique se singularise très fortement. Il suit une ligne de base froide avec des incursions chaudes sous forme de pics. Ces pics se manifestent avec une certaine irrégularité, mais apparaissent toujours de façon synchronisée avec les maxima thermiques des niveaux supérieurs. Il se pourrait donc que ces fluctuations thermiques dans les basaltes entre 100 et 150 m corresponde un effet d'entraînement ou de forçage du à la circulation dans les niveaux supérieurs carbonatés. L'irrégularité du signal pourrait indiquer que ce processus est soumis à un effet de seuil, une énergie minimum étant nécessaire pour déclencher le phénomène.

Quoi qu'il en soit, on observe un très net synchronisme entre les différentes phases du cycle de variation de température dans l'ensemble du système récifal. Le signal thermique se transmet donc très rapidement dans l'édifice calcaire, ce dont ne pourrait rendre compte le simple déplacement convectif d'une lentille d'eau au sein du système. Dans le basalte, les augmentations brutales de température, lorsqu'elles apparaissent, sont synchrones avec celles observées dans le calcaire. Une fois les températures élevées atteintes, elles se maintiennent pendant plusieurs heures dans les calcaires alors qu'on observe une diminution plus rapide dans les basaltes.

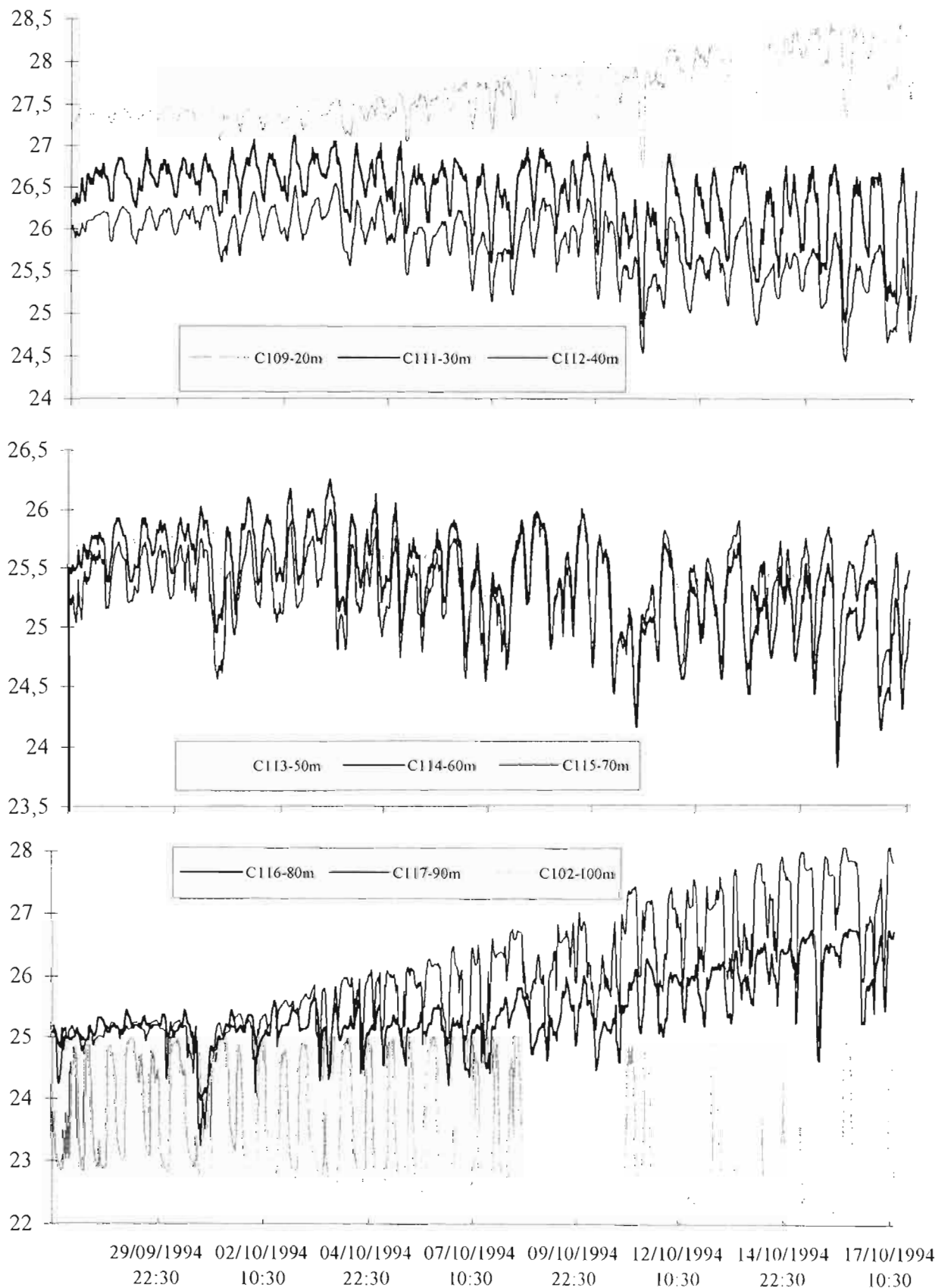


Figure 7 : Enregistrement simultané des températures aux profondeurs de 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 et 100 m dans le puits P7

La représentation de quelques profils verticaux au cours d'un cycle de 12 heures (Figure 8) montre l'évolution du signal thermique décrit précédemment. La température à 90 m est maximale vers 10 heures, atteint son minimum vers 18 heures et remonte au maximum vers 20 heures. De 70 mètres à la surface l'évolution thermique est synchrone : maxima entre 10 et 14 h et minima à 20 h.

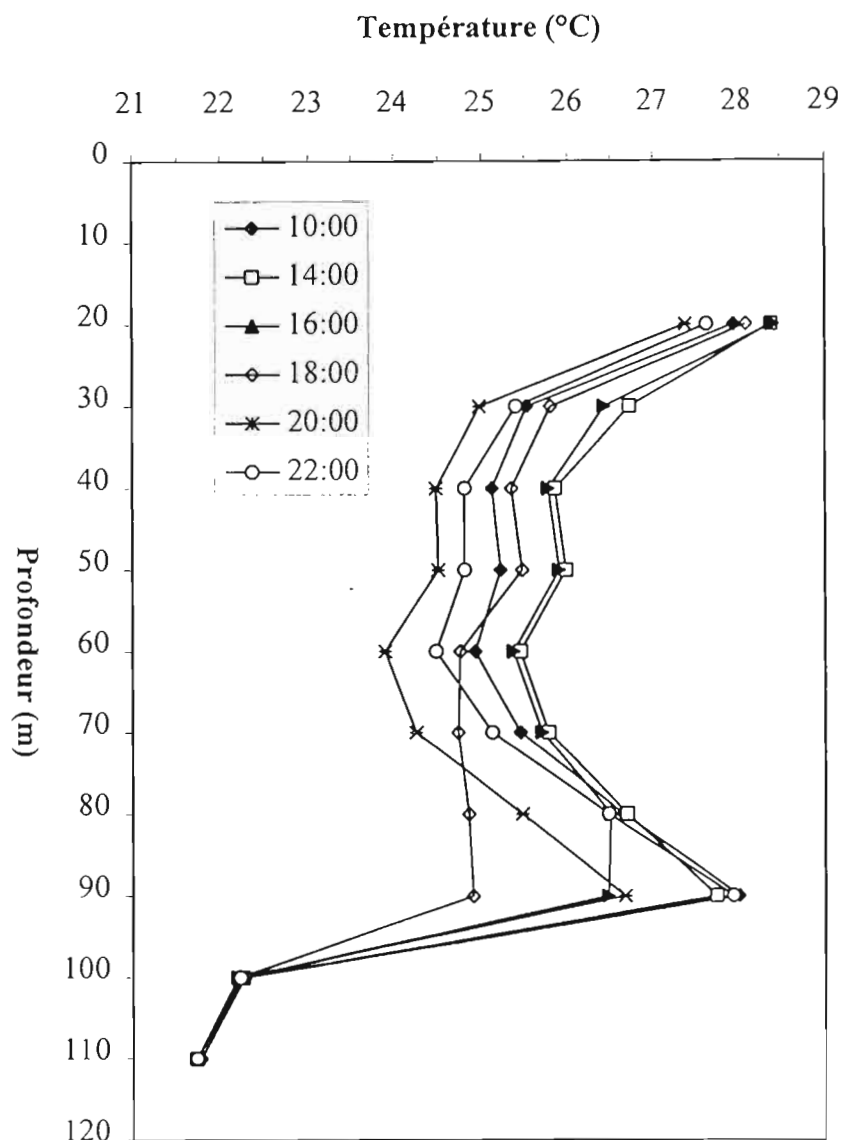


Figure 8 : Exemple de tracé de l'évolution des profils de température sur un cycle de 12 heures effectué à la date du 15 Octobre 1994 à partir des données de la figure 7.

Il apparaît ainsi que le système interstitiel récifal est occupé par des eaux légèrement plus froides et moins salées que les eaux océaniques de surface (couche 0-200 mètres). Cette situation implique une circulation d'eau océanique d'origine profonde dans les substrats carbonatés mais aussi dans les substrats basaltiques, probablement sous l'action d'un hydrothermalisme de basse énergie (Cf. ROUGERIE et WAUTHY, 1993). La circulation dans les basaltes a été démontrée aussi bien dans les basaltes altérés (mamu) que dans les basaltes consolidés dans lesquels les zones de dykes sont par exemple des voies de conduction hydrauliques préférentielles (voir travaux sur Mururoa dans GUILLE et al., 1993). Sur ce mécanisme de circulation verticale peut se greffer un second mécanisme d'échange d'eau entre l'océan de sub-surface (100-150 m) et le système interstitiel, ce qui tendrait à diminuer l'écart de salinité entre ces deux systèmes. Enfin dans les 20 premiers mètres du récif deux facteurs supplémentaires viennent encore s'ajouter aux mécanismes précédemment énoncés. D'une part, les vagues et les houles qui brisent sur le récif barrière injectent de l'eau océanique de surface à l'intérieur du système poreux récifal. D'autre part, dans le cas du site P7, la nappe phréatique située sous le terre-plein vient influencer les caractéristiques des eaux interstitielles, en fonction de l'intensité des pluies. Tous ces différents mécanismes, plus ou moins combinés selon les niveaux considérés, rendent compte des propriétés thermo-halines du fluide interstitiel. De plus, celui-ci subit, à niveau donné, des fluctuations temporelles gouvernées par des ondes internes issues de l'onde de marée.

5. 2. DYNAMIQUE INTERSTITIELLE

La composante verticale de la circulation interstitielle a été mesurée directement avec un courantomètre à impulsion thermique (heat pulse flowmeter, KVA Instruments). Il s'agit d'un système spécialement conçu pour mesurer les flux dans des puits de forage et initialement utilisé en hydrologie continentale. La conception initiale de ce matériel a dû être repensée pour répondre aux besoins spécifiques de cette étude et pour éviter des infiltrations d'eau dans le corps de l'appareil. Un soin tout particulier a été apporté pour améliorer les procédures de calibration au laboratoire dans des conditions comparables aux conditions de terrain.

Nous avons procédé à des enregistrements au cours du temps à des profondeurs choisies en fonction des résultats précédemment obtenus. La figure 9 illustre une série des résultats significatifs obtenus en combinant la mesure de courant avec la mesure de la température. En ce qui concerne le flux on observe une tendance généralement ascendante avec des vitesses comprises entre 0 à 100 cm j^{-1} et généralement situées autour de 40 cm j^{-1} . On observe également quelques phases très ponctuelles d'inversion de flux avec des vitesses

descendante allant jusqu'à -80 cm j^{-1} . Ces vitesses maximales descendantes sont généralement enregistrées au moment des phases d'augmentation de température des eaux interstitielles.

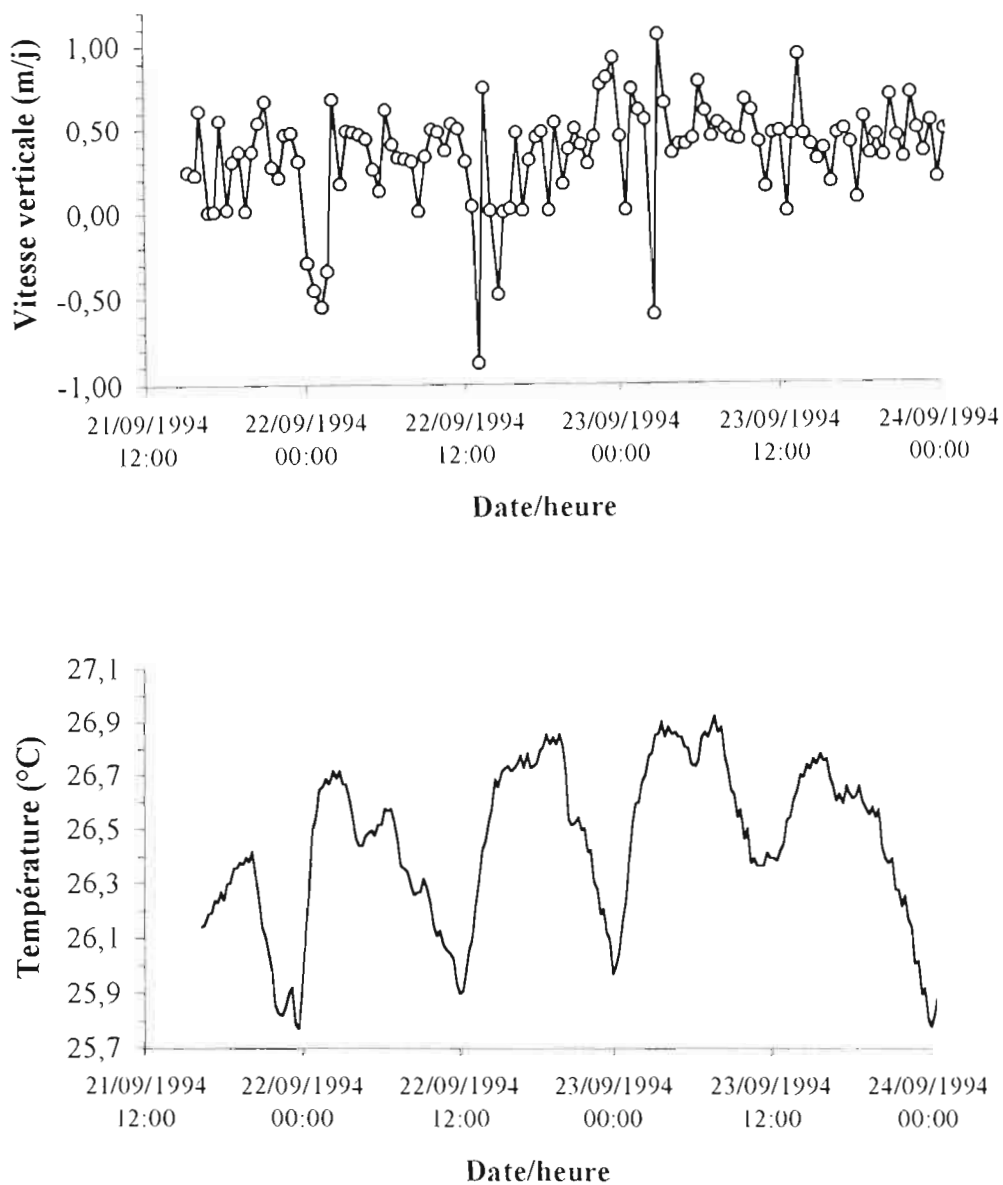


Figure 9 : Représentation simultanée de la composante verticale du flux et de la température des eaux interstitielles à 30 m dans le forage P7 entre le 21 et le 24 Septembre 1994.

Ces résultats démontrent l'importance des processus de circulation interne, généralement ignorés ou sous-estimés dans les milieux carbonatés récifaux saturés en eau de mer. Les conséquences biogéochimiques et géochimiques d'une telle dynamique récifale sont cependant considérables. En effet, un déséquilibre, même mineur, entre le système encaissant et le fluide peut, sous la contrainte d'une circulation active, conduire à des restructurations importantes du système dont la porosité pourra augmenter (dissolution) ou diminuer (précipitation). De plus, l'ampleur des processus de dissolution-précipitation sera très fortement conditionnée par la vitesse de circulation de l'eau interstitielle qui joue aussi un rôle de " sève récifale ".

5. 3. TRACEURS INORGANIQUES

Une étude ponctuelle a été effectuée en collaboration avec le CEA-Saclay (P. JEAN-BAPTISTE, J.-J. POUPEAU) et le LODYC de Paris (C. ANDRIE) pour analyser certains traceurs très spécifiques de l'origine des eaux. Ces traceurs avaient déjà fait la preuve de leur utilité lors de l'étude des eaux interstitielles de l'atoll de Tikehau et du récif barrière de Tahiti (ANDRIE et al., 1994).

Le premier groupe de traceurs concerne les traceurs anthropiques (introduits par l'homme) dans l'environnement depuis seulement une cinquantaine d'années. Des analyses de chlorofluorocarbones (Fréons) et de tétrachlorure de carbone (CCl_4) ont été effectuées, seuls les résultats de l'analyse du Fréon 12 (F12) sont présentés ici. Dans la province océanique entourant la Polynésie et entre 0 et 200 m (couche de mélange) les concentrations sont d'environ 1 picomole par kilogrammes (pmol kg^{-1}); elles diminuent très rapidement en dessous de 200 m pour devenir presque indécélables au delà de 400 m de profondeur. Les profils obtenus dans le puits de forage montrent que les concentrations sont proches des valeurs océaniques jusqu'à 20 m puis diminuent fortement au-delà pour atteindre 0,2-0,1 pmol kg^{-1} en dessous de 50 m. Cette diminution tend à confirmer que les eaux interstitielles proviennent en grande partie de l'océan profond : elles s'infiltrent en profondeur dans les basaltes et sous l'action d'un réchauffement géothermique ont tendance à remonter à travers le substrat basaltique puis calcaire. Dans le haut du forage les faibles concentrations observées correspondent à la brutale diminution de la salinité, due à la nappe phréatique du terre plein d'arrière récif. Il faut signaler qu'une dégradation partielle du F12 peut être observée en milieu interstitiel anoxique, ce qui peut être ponctuellement le cas de ce petit système phréatique.

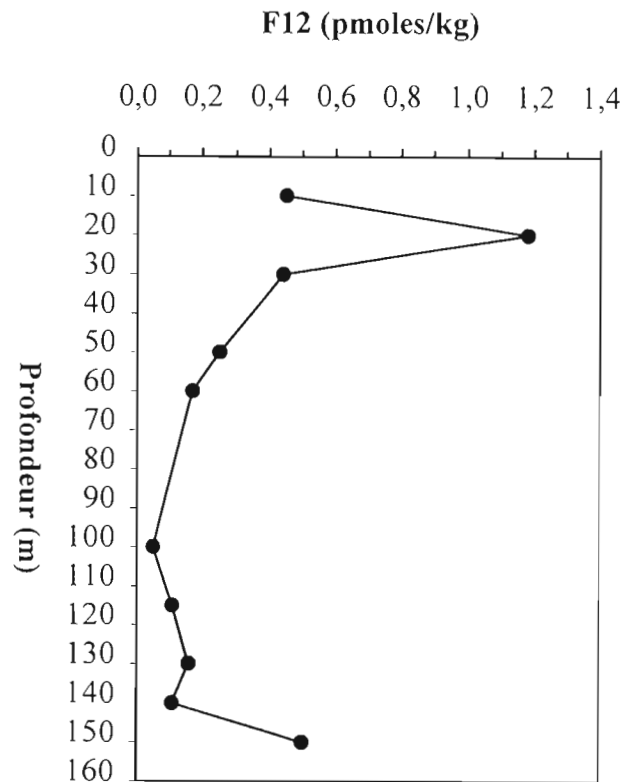


Figure 10 : Profil vertical des concentrations en Fréon F12 dans le puits de forage P7.

Le second groupe de traceurs correspond aux isotopes stables dont les équilibres peuvent être caractéristiques d'une masse d'eau particulière. Les analyses ont été effectuées sur l'Oxygène-18 (^{18}O) et sur l'hélium-3 (^3He). Seul les résultats de ^{18}O sont exposés ici à titre d'exemple. Dans l'océan tropical sud les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ exprimés en pour mille (pour mille) sont proches de 0,8 pour mille en surface et diminuent jusqu'à 0 pour mille en dessous de 400 m. Dans le puits de forage on observe des caractéristiques proches de celles de l'océan de surface vers 20 m (0,7 pour mille). Les valeurs diminuent progressivement jusqu'à 0,4 pour mille vers 80m. Il y a une chute marquée jusqu'à des valeurs de 0 pour mille à partir de 100 m, ce qui correspond au passage des couches calcaires aux couches basaltiques. Les résultats obtenus convergent avec ceux obtenus pour la salinité et démontrent que le système interstitiel peut être séparé en 3 couches :

1 - dans le haut une couche à forte dessalure liée aux intrusions d'eaux douces de la nappe phréatique (faibles valeurs de ^{18}O et de F12).

2 - Dans les calcaires, entre 20 et 95 m une couche où les eaux interstitielles se différencient progressivement des eaux océaniques de surface (les salinités faiblissent à partir de 50 m, ainsi que ^{18}O et F12).

3 - Dans les basaltes, à partir de 100 m de profondeur, une couche dont les propriétés sont proches de l'eau océanique de 400 m à 500 m de profondeur.

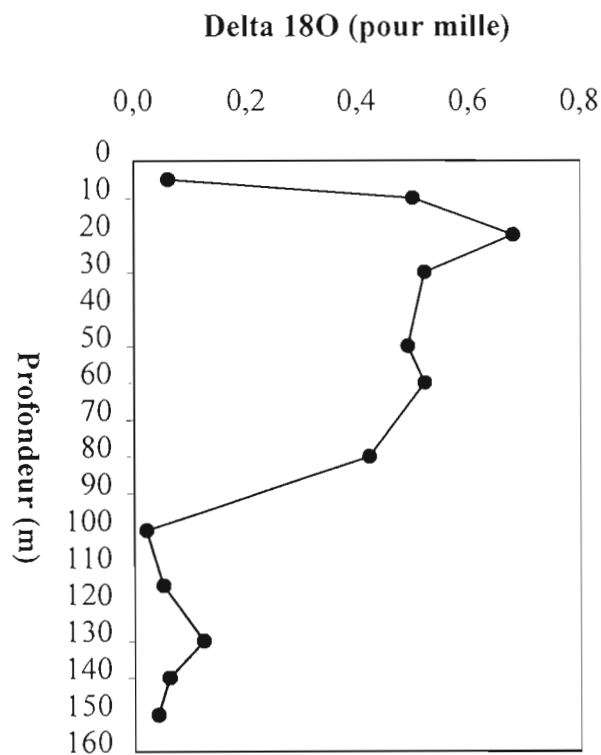


Figure 11 : Profil vertical du rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ dans le puits de forage P7.

5. 4 CARBONE INORGANIQUE ET EQUILIBRES DES CARBONATES

L'ensemble des résultats obtenus au cours de cette étude des équilibres du carbone inorganique est trop complexe pour être exposé en détail ici. Pour plus de détail nous renvoyons le lecteur au travail de Pierre HARRIS ayant fait l'objet d'un rapport de DEA de l'Université Française du Pacifique de Tahiti en 1994. En accord avec les objectifs initialement définis dans le cadre de la convention seule la phase ultime de ce travail traitant des équilibres des carbonates de calcium sera commentée dans la mesure où ces équilibres sont directement liés à la cohésion à long terme de l'édifice calcaire.

Les états de saturation calculés pour la calcite et l'aragonite (Figure 12) à partir des valeurs du pH et de l'alcalinité montrent que l'eau interstitielle est globalement saturée en calcite et aragonite dans la presque totalité de l'épaisseur de la couche calcaire. Cette caractéristique est à rapprocher de l'analyse géologique de la carotte qui ne pas en évidence de faciès de dissolution jusqu'à 79 m (avec cependant quelques mégapores métriques à 40 m, 50 m...). Plus bas, les phases de dissolution partielles puis majoritaires observées à partir de 88 m, correspondent aux niveaux où l'eau interstitielle devient insaturée en carbonate : elle a donc une certaine capacité à dissoudre l'encaissement carboné, ce qui se traduit par une forte augmentation de la porosité et de la tortuosité du milieu. Une émergence du récif lors de bas niveaux océaniques a pu également entraîner une certaine karstification de cette partie du récif. On peut donc considérer que les calcaires baignés par les eaux interstitielles ne subissent d'attaque chimique significative que dans la partie profonde de ce récif. Dans le haut du forage la baisse de salinité, liée à l'écoulement vers l'océan des eaux douces de la nappe phréatique, s'accompagne également d'une légère diminution de la saturation en carbonates. Ceci démontre que le principal danger de fragilisation du sommet de l'édifice calcaire provient de la présence de cette nappe phréatique qui pourrait dissoudre du carbonate de calcium sous sa forme la moins stable, i.e, l'aragonite. Les capacités de dissolution restent néanmoins limitées à moyen terme et dans l'hypothèse du maintien des volumes et pH de l'eau phréatique le potentiel de dissolution ne devrait pas créer de mégaporosités importantes aux échelles de temps considérées. Les affaissements ponctuels de la route et du parking observés au cours de la décennie doivent être plus imputés à la fragilisation de cavités pré-existantes (structure très hétérogène du soubassement calcaire) qu'à la création active et récente de nouvelles poches de dissolution.

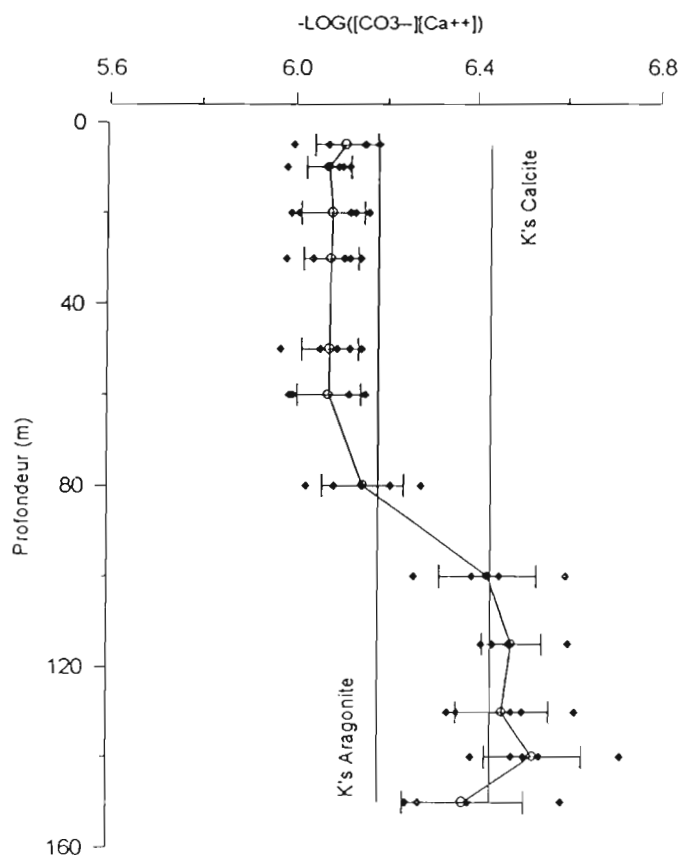


Figure 12 : Etats de saturation vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite dans le puits P7. Les 2 droites correspondent à la saturation respective en calcite et en aragonite; les valeurs situées à la gauche de ces droites sont sursaturées alors que celles situées à leur droite sont sous-saturées.

5. 5. CHIMIE DU SYSTEME INTERSTITIEL RECIFAL

Les analyses réalisées portent sur l'oxygène dissous et le potentiel d'oxydo-réduction (Rédox), les ions majeurs, les éléments nutritifs inorganiques dissous, les éléments organiques dissous. Ces données constituent une fiche signalétique du système interstitiel récifal.

Oxygène dissous, potentiel rédox, pH et alcalinité (Cf. tableau 2)

Les concentrations en oxygène dissous sont faibles dans le puits de forage (1,2 à 2,2 mg/l) mais on n'observe pas d'anoxie caractérisée dans ce milieu interstitiel puisque les potentiels rédox mesurés restent positifs (moyenne autour de + 160 mV). Il faut noter que la situation observée dans le puits P7 s'écarte des résultats obtenus précédemment dans le puits P6 de 50 m de profondeur, où une franche anoxie apparaît à partir de 30 m. Il est possible que

cette différence provienne du fait que le forage P7 traverse la couche de forte porosité à partir de 80 - 90 m de profondeur, ce qui pourrait favoriser la dynamique du système et donc l'oxygénation du milieu. Dans le haut du forage la zone dessalée a des concentrations en oxygène faibles à nulles et des potentiels rédox souvent négatifs. Cette zone de mélange avec la nappe phréatique est classiquement connue pour son déficit en oxygène. Cependant, l'eau océanique saturée en oxygène, injectée par les houles et les vagues, maintient l'oxygénation du système interstitiel, ce qui permet d'éviter que l'écosystème corallien soit intoxiqué par des émanations létales de sulfure d'hydrogène (H₂S). Le pH des eaux interstitielles (7,6) est plus faible que celui des eaux océaniques de la couche de surface (8,3) et même que celui des eaux océaniques intermédiaires et profondes (7,9). Les valeurs minimale (7,5) sont mesurées dans la partie basaltique et croissent ensuite lentement vers le haut du récif calcaire. Cette eau interstitielle, relativement riche en CO₂ dissous, a donc une certaine capacité de dissolution des structures les plus fragiles de la base du récif (comme précisé figure 12) et peut donc, ad minima, maintenir ouvert le réseau dans lequel elle s'écoule. Ce fait est important car en s'opposant aux processus de précipitation et de dépôts internes qui auraient tendance à combler les interstices et à diminuer la porosité, il permet à la circulation interstitielle de se maintenir sur le court et moyen terme. L'alcalinité des eaux interstitielles comprise entre 1,2 et 1,9 meq/l est nettement plus faible que celle de l'océan (2,5 meq/l); les valeurs les plus faibles étant mesurées dans les basaltes, il apparaît que là encore, le système interstitiel en transit basaltique représente le signal prépondérant de contrôle de ce paramètre.

Les ions majeurs

La composition en ions majeurs ne se démarque pas significativement de la composition ionique des eaux océaniques. Ceci confirme que les eaux interstitielles récifales ont bien une origine marine et qu'il n'y a pas de modification profonde de l'équilibre chimique durant leur séjour au sein du système interstitiel. Ce constat est important dans la mesure où il permet d'affirmer les interactions entre le milieu liquide et le substrat qui l'environnent n'altèrent pas les grands équilibres chimiques des eaux interstitielles considérées.

La matière organique dissoute

Les résultats obtenus montrent des concentrations en carbone (C) et azote (N) organiques dissous beaucoup plus élevés dans le système interstitiel que dans l'océan (Figure 13). Cette caractéristique semble logiquement liée à l'accumulation au sein de la trame récifale de matériel organique détritique issu de la communauté vivante qui constitue et génère le récif corallien. Ces détritiques organiques peuvent être partiellement dégradés et oxydés par l'action des bactéries avec in fine, libération de nutriments dissous (phosphates, nitrates, silicates). Une

fraction notable de la masse organique détritique et dissoute peut cependant résister à l'attaque bactérienne, en particulier si le milieu est anoxique, et persister ainsi sous forme réfractaire. Les profils verticaux de la figure 13 révèlent une caractéristique a priori surprenante de la distribution de cette matière organique dissoute, puisque les teneurs les plus élevées se trouvent à l'intérieur de la masse basaltique qui constitue ainsi un important réservoir organique à la base du récif calcaire. Il est difficile pour l'instant de se prononcer sur les mécanismes qui contrôlent ce réservoir organique, mais une exploration de la littérature récente montre que les basaltes sous-marins contiennent toujours de fortes teneurs organiques dissoutes (WHEAT et al, 1994).

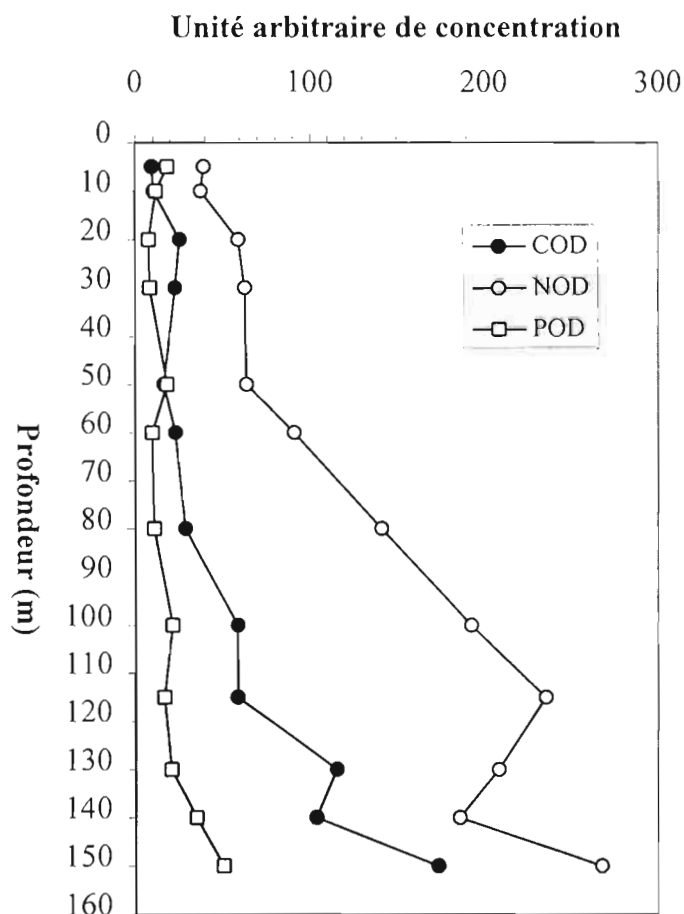


Figure 13 : Profils verticaux des concentrations en C, N, et P organiques dissous (COD, NOD, POD) dans le puits P7. Pour pouvoir représenter les 3 éléments sur un même graphe les concentrations de NOD sont en μM , celles de COD en mM ont été multipliées par 10 et celles de POD en μM ont été multipliées par 100.

Les éléments nutritifs ou nutriments (forme inorganique dissoute).

Comme dans toute la zone tropicale sud dont l'oligotrophie est extrême, les concentrations en éléments nutritifs (nitrite, nitrates, ammonium, phosphate, silicates) sont très faibles dans les eaux océaniques qui baignent les récifs de Tahiti (Tableau 2, ligne 1). Dans le puits P7, les profils moyens obtenus montrent que les concentrations en éléments nutritifs azotés (NO_2 , NO_3 , NH_4) et phosphorés (PO_4) sont beaucoup plus élevées que dans l'océan (figure 14). Les nutriments azotés dissous (NO_3 , NH_4) sont abondants au sein du récif calcaire mais tendent à disparaître dans le basalte dont on a souligné la richesse en matière organique dissoute : cette charge organique entraînée dans le calcaire récifal par la circulation interstitielle serait donc dégradée par les bactéries avec libération in situ de NH_4 et de NO_3 . Les teneurs en phosphate (PO_4) sont également importantes dans les deux systèmes interstitiels basaltiques et calcaires. On rappelle que l'eau océanique possède, au-delà de 500 m de profondeur, de fortes teneurs en nutriments dissous qui tendent à se conserver lors de la pénétration de ces eaux dans les socles basaltiques puis calcaires.

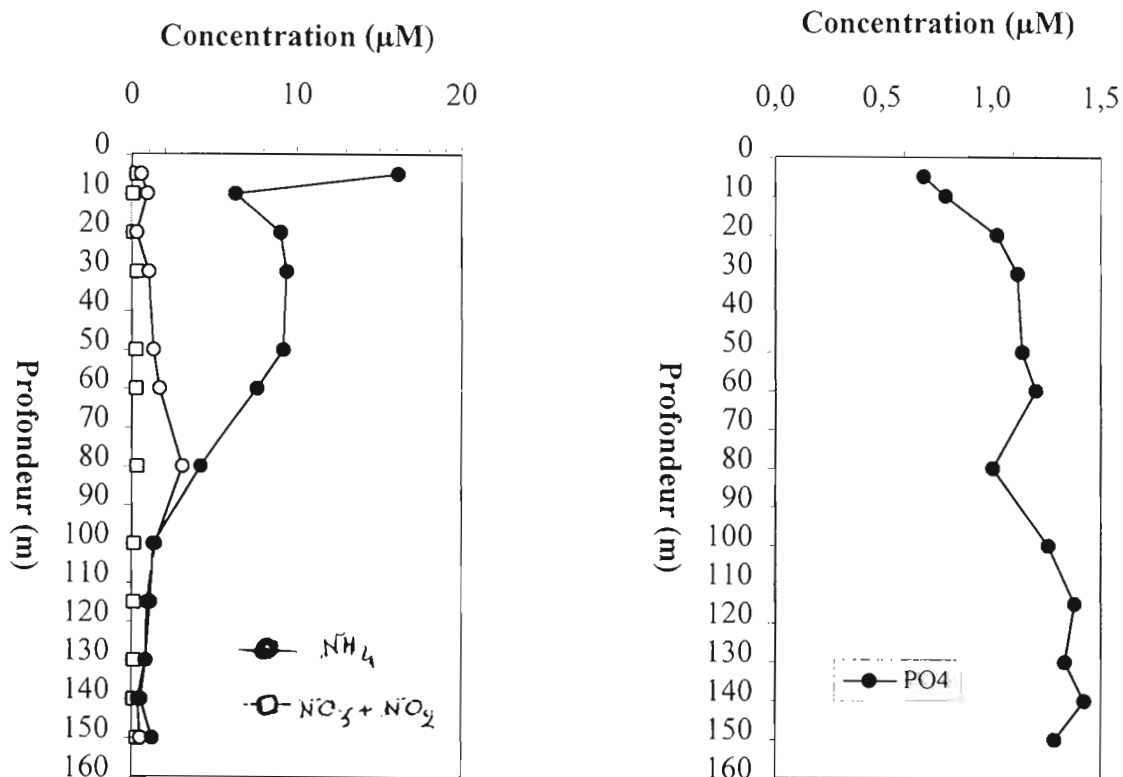


Figure 14 : Profils verticaux des concentrations moyennes en nutriments azotés et phosphorés dans le puits P7 (Cf. tableau 2).

Le cas des silicates est un peu différent dans la mesure ou ce composé peut être à la fois originaire de l'eau océanique profonde (20 à 50 μM) et être également fourni par la dissolution du socle basaltique. Les profils de silicates dissous (figure 15) permettent de bien mettre en évidence l'influence croissante de cette dissolution au fur et à mesure que l'on se rapproche du socle basaltique servant d'assise au substrat calcaire du récif corallien.

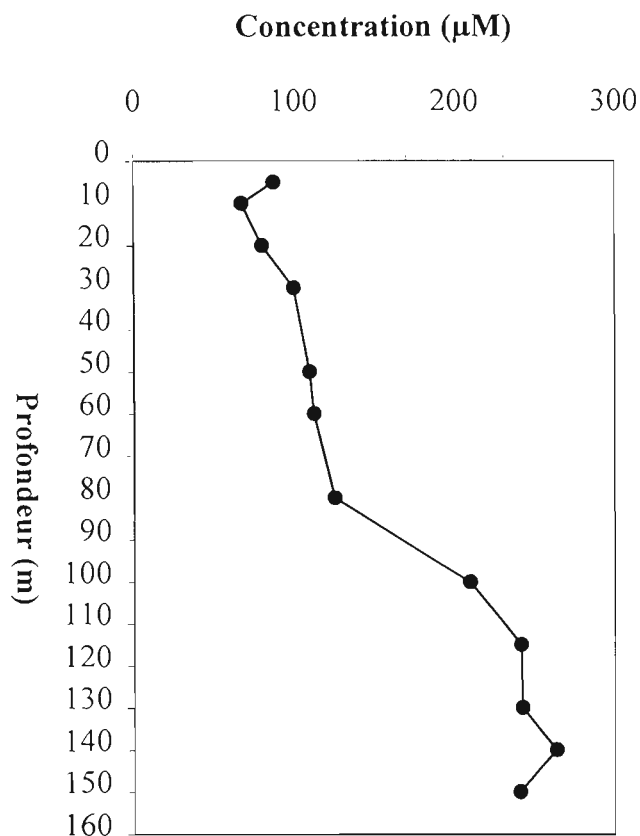


Figure 15 : Profil vertical des concentrations moyennes en silicates dans le puits de forage P7.
(Cf. tableau 2)

La diminution de moitié des concentrations en silicates entre la zone basaltique et la zone calcaire permet de proposer, en accord avec les résultats de salinité, que l'eau interstitielle contenue dans le calcaire (couche 20 - 80 m) est constituée à 50% par l'eau ayant transité par le socle basaltique, l'autre 50% étant de l'eau océanique de surface ou de sub-surface, très pauvre (1 μM) en silice dissoute..

6. CONCLUSIONS

L'étude effectuée sur la géologie et les caractéristiques chimiques des eaux interstitielles du puits P7 du récif barrière nord de Tahiti permet de clairement identifier 3 ensembles bien distincts.

1 - Dans les 15 premiers mètres on observe un niveau calcaire assez bien consolidé où les eaux océaniques qui pénètrent le récif par suite du pilonnement des houles se mélangent avec des eaux interstitielles et des eaux douces issues de la nappe phréatique. Dans le cas présent cette nappe phréatique s'est formée sous les remblais artificiels qui ont servi à bâtir les structures portuaires dans la zone de platier et d'arrière récif.

2 - Entre 20 et 100 m la matrice calcaire dont la porosité est élevée, est occupée par des eaux interstitielles issues du mélange à 50% entre des eaux provenant des niveaux inférieurs et des eaux océanique de surface ou de sub-surface.

3 - En dessous de 100 m, les sables d'origine basaltique et le soubassement volcanique rocheux sont baignés par des eaux interstitielles ayant majoritairement pour origine les eaux océaniques profondes (au delà de 500 m)

Le système interstitiel récifal est au plan des constituants chimiques un milieu dont les caractéristiques générales sont proches de celles de l'océan (ions majeurs) mais s'en écartent au plan des équilibres chimiques, en particulier pour le système pH - alcalinité et CO_2 - carbonate. Il possède, contrairement à l'océan de surface (0 - 200 m), des concentrations élevées en composés organiques et inorganiques dissous. Il est alors évident que le système interstitiel représente un réservoir potentiel significatif d'éléments nutritifs pouvant servir au développement des communautés d'algues et des coraux qui composent la couverture récifale.

L'étude diagénétique (Cf. tableau 1) met en évidence la présence d'une zone de plus forte porosité à partir de 80 m de profondeur, limite à partir de laquelle le système interstitiel est sous saturé en carbonate, et donc susceptible d'attaquer l'encaissant carbonaté. Ces eaux à basses valeurs de pH et d'alcalinité sont issues du transit basaltique d'eaux originaires de l'océan profond. Leur charge organique dissoute est particulièrement élevée et contribue, au sein du massif calcaire à fournir des nutriments azotés et phosphatés résultant de l'attaque - oxydation bactérienne.

Le système interstitiel est le siège d'une circulation vers le haut du récif, avec une vitesse moyenne de l'ordre de $40 \text{ cm} \cdot \text{J}^{-1}$: cette composante verticale correspond donc à un flux journalier interstitiel de $400 \text{ litres} \cdot \text{m}^{-2}$, jusque dans la zone sommitale corallienne où se produit le mélange turbulent avec les houles océaniques. Cette dynamique élevée de la "sève

récifale" permet de fournir des nutriments neufs aux consommateurs autotrophes algo-corallien, ce qui rendrait compte de la forte productivité - calcification de la couronne récifale.

Le signal thermique enregistré en semi-continu met en évidence une oscillation interne de plusieurs degrés d'amplitude avec une périodicité de 12 à 24 h. Cette oscillation résulterait de la propagation au sein du récif d'une onde interne océanique contrôlée par l'onde de marée et dont l'amplitude maximale se situerait au delà de 300 mètres de profondeur.

Nos données de température et salinité montrent que, dans le forage P7, l'amplitude maximale de l'oscillation thermo-haline se situe vers 95 mètres, au niveau de calcaires traversés par un réseau de chenaux de dissolution karstique.

Implications pratiques

On peut donc considérer que la base calcaire récifale constitue, malgré sa grande porosité, un soubassement fiable pour les structures portuaires actuellement en place. Les structures construites, que ce soit le terre-plein ou la digue, ne semblent pas interférer sur le fonctionnement général interne du système interstitiel récifal et ne modifient donc pas la nature de ses relations avec la matrice calcaire. Ces structures artificielles ne semblent pas, d'autre part, affecter l'état de santé de la crête récifale et de la zone d'éperons sillon qui sont les principales barrières hydrodynamiques vivantes du récif. Ces zones pourront donc continuer à assurer leur fonction naturelle d'amortisseur de houle, en particulier pendant l'été austral (houles de secteur nord provenant du Pacifique nord et ondes de tempêtes cycloniques).

Le développement de la nappe phréatique sous les remblais ayant servi à la formation de l'île artificielle sur laquelle reposent toutes les installations peut, en revanche, provoquer des faciès de dissolution dans le substrat calcaire sous-jacent. Toutefois l'importance de ces dissolutions devrait être peu significative, dans la mesure où le système interstitiel reste saturé en carbonate, et les effondrements constatés localement sont probablement à mettre à l'actif de cavités préexistantes, fragilisées par des surcharges. Dans ce contexte, il est bien évident que l'implantation de nouveaux terre-pleins et de constructions lourdes devrait impliquer un bon repérage préalable des éventuelles cavités naturelles présentes dans le soubassement récifal. Un réseau de forages de faibles profondeurs (5 à 15 m) permettrait de lever la topologie en trois dimensions du platier récifal et d'identifier les faiblesses et macro-cavités potentielles.

Enfin, si la structure calcaire peut être considérée comme une base saine, de nouveaux risques pourraient affaiblir l'écosystème algo-corallien, dont la capacité de calcification

conditionne la croissance du récif. On pense, en particulier, aux phénomènes de blanchissement des coraux, apparus de façon spectaculaire et léthale en fin d'été austral 1991 et 1994. De plus, les évolutions climatiques projetées (réchauffement planétaire) augurent d'une augmentation des anomalies climatiques de type ENSO, qui ont pour corollaire une élévation de la fréquence des cyclones dans la zone polynésienne, comme en 1983 et 1991, et une élévation du niveau marin de 2 à 3 mm / an. Même si un récif corallien en bonne santé peut a priori suivre ce rythme de montée océanique, l'envasement progressif des zones lagunaires et côtières est inévitable à moyen terme.

Ce forage P7, tout comme le forage P6 de moindre profondeur qui l'avait précédé, constitue une porte ouverte sur un milieu récifal de haute énergie, bien représentatif de barrières récifales dont le fonctionnement global est encore source de questionnements et de polémiques. Il faut donc considérer le présent rapport comme l'expression d'un premier niveau de connaissances, où les interrogations l'emportent largement sur les certitudes. Quoi qu'il en soit, cette étude de P7 correspond à une avancée notable puisque, pour la première fois, ont été réalisés :

- un forage sur récif barrière d'île haute traversant la colonne carbonatée et pénétrant le basalte,
- une étude géologique et diagénétique de l'ensemble de la carotte récupérée (la thèse de Pascale DEJARDIN sera soutenue fin 1995),
- des mesures directes de la composante verticale du flux interstitiel,
- des mesures en semi-continu du champs thermo-halin interstitiel (par chaines de thermistances et bathysondes),
- des prélèvements, par cycles de 24 heures, des traceurs conservatifs hélium-3 et fréons dissous (données en cours d'interprétation).

L'ensemble des équipements déployés dans le forage et la puissance des méthodes analytiques de laboratoire permettent de garantir que le suivi scientifique, assuré par les équipes ORSTOM et associées, permettra, à terme, de modéliser le fonctionnement de ce secteur récifal. Un grand pas en avant aura alors été accompli dans la connaissance des récifs coralliens, qui constituent les entités vivantes les plus anciennes et les plus massives de notre planète.

Remerciements

Cette étude n'aurait pu voir le jour sans l'aide active des Directions du Port Autonome de TAHITI et de la Société TOTAL. Que MM. Alain BONNETTE et Olivier DEROYAN trouvent ici l'expression de notre gratitude, ainsi que les directions des autres compagnies pétrolières qui ont contribué au montage financier. Le soutien sans faille du Directeur de l'ORSTOM -TAHITI, M. Bernard BOCCAS, a permis que la Convention soit rapidement signée par la Direction de l'ORSTOM-PARIS et soutenue au plan scientifique par le Département T.O.A..

Nous remercions donc vivement les bailleurs de fonds privés et les structures institutionnelles publiques qui ont financé et favorisé le bon déroulement de cette étude.

Au plan local, ce travail n'a pu être effectué que grâce à l'aide précieuse de nos collaborateurs de l'ORSTOM, Jean Louis CREMOUX (Chimie), Léonard CHUNGUE (Electronique) et Joël OREMPULLER (systèmes et logistique). Nous sommes également reconnaissant envers le Laboratoire d'Etude et de Surveillance de l'Environnement (IPSN-CEA) pour son assistance analytique dans l'analyse des ions majeurs. Enfin il nous faut remercier Chantal ANDRIE (ORSTOM-PARIS), Phillippe JEAN-BAPTISTE et Jean-Jacques POUPEAU (C.E.A. SACLAY), en tant que chercheurs associés au programme de recherche endo-upwelling.

RÉFÉRENCES

- ANDRIE Ch., BOULOUBASSI I., CORNU H., FICHEZ R., PIERRE C., ROUGERIE F., 1993. Chemical and tracer studies in coral reef interstitial waters (French Polynesia): implications for endo-upwelling circulation. In: Proceeding of the Seventh coral Reef International Symposium Guam. RICHMOND H. (ed.) University of Guam Press, Mangilao (USA) p. 1165-1173.
- BUDDEMEIER R.W., FAUTIN D.G., 1993. Coral bleaching as an adaptative mechanism. *BioSciences*, **43**: 320-326.
- DÉJARDIN P., 1991. Forage (P₆) du récif barrière nord de Tahiti : Caractérisation pétrographique et étude géochimique des fluides interstitiels. Rapport de DEA, Université Française du Pacifique, 30 p.
- DÉJARDIN P., 1992. Etude du récif barrière nord de Tahiti : Compte Rendu de forage (P₇), ORSTOM Tahiti, 11 p.
- DEJARDIN P., FICHEZ R., ROUGERIE F., 1994. Premiers résultats du forage P7 (rapport de mi-parcours).
- DELCROIX Th. et HENIN Ch., 1989. Atlas océanographiques du Pacifique Tropical Sud-Ouest. PROE, n° 36, ORSTOM Nouméa, 68 p.
- GERARD R., 1992. Station côtière de Tahiti. Données brutes, 1979-1991. Archives d'Océanographie. ORSTOM Tahiti, n° 92-06, 206 p.
- GUILLE G., GOUTIERE G., SORNEIN J.F., 1993. Les atolls de Mururoa et de Fangataufa I. Géologie - Pétrologie - Hydrogéologie. Louis-Jean Imprimerie Gap (France), 168 p.
- HARRIS P., 1994. Système CO₂ dans les eaux interstitielles récifales de Tahiti. Approches géochimiques et biogéochimiques. Rapport de DEA de l'Université Française du Pacifique, 41 p.
- KESSLER M. et MONBET Y., 1984. Projet ETM : Résultats des études de site. CNEXO-CDT-COB-BREST, vol. 1, 499 p.
- LEVITUS S., 1982. Climatological atlas of the world ocean US Dept. of commerce NOAA, 173 p.
- PERNETTA J.C. and HUGHES P.J. (eds.), 1990. Implications of expected climate changes in the South Pacific region : an overview UNEP Reg. Seas Rep. and Studies, n° 128, 275 p.
- RANCHER J. et ROUGERIE F., 1993. HYDROPOL Situations océaniques du Pacifique Central Sud. Montlhéry. Edition SMSR/CEA, 91 p.
- ROUGERIE F. et WAUTHY B., 1983. Anomalies de l'hydroclimat et cyclogénèse en Polynésie en 1982 et 1983. *Met-Mar*, **121** : 27-40.
- ROUGERIE F., MAREC L. et WAUTHY B., 1985a. Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne en 1982 et 1983. Notes et Documents, ORSTOM Tahiti, n° 27, 112 p.
- ROUGERIE F., VIENNEY P.J., MAREC L., 1985b. Les eaux côtières nord de Tahiti et leur contexte hydroclimatique. Notes et Documents, ORSTOM Tahiti, n° 26, 26 p.
- ROUGERIE F. et WAUTHY B., 1990. Les atolls-oasis. *La Recherche*, **21** : 832-842.
- ROUGERIE F. et WAUTHY B., 1993. The endo-upwelling concept : from geothermal convection to reef construction. *Coral Reefs*, **12** : p 19-30.
- ROUGERIE F., SALVAT B., TATARATA M., 1992. La mort blanche des coraux. *La Recherche*, **23** : 826-834.

ROUGERIE F. et RANCHER J. , 1994. The polynesian south ocean : features and circulation. Marine Pollution Bulletin, Vol 29, n°1-3, p 14-25.

WOLANSKI E., DELESALLE B., 1995. Upwelling by internal waves, Tahiti, French Polynesia. Continental Shelf Res., 15 : 357-368.

WYRTKI K., 1990. Sea level rise : the facts and the future. Pacific Science. University of Hawaii Press, vol. 44, n° 1, p. 1-16.

ANNEXE 1

LE LITTORAL, LES PLAGES ET LA MONTÉE DU NIVEAU OCÉANIQUE

Le niveau de l'océan Pacifique s'est élevé de 15 à 20 cm au cours de ce siècle (Fig. 1), la montée actuelle étant de l'ordre de 1 à 2 millimètres/an. Rien n'indique que cette tendance puisse s'inverser, bien au contraire : l'augmentation rapide de la teneur en gaz carbonique de l'air, due à la combustion par l'homme des hydrocarbures fossiles et des forêts, entraîne un réchauffement global de la température ; l'océan plus chaud se dilate d'autant, (expansion thermique) tandis que la fonte des calottes glaciaires libère de l'eau et contribue à la montée du niveau océanique (Fig. 2). Pour la décennie à venir, il faut donc, comme pour la précédente, tabler sur une montée de l'ordre de 2 cm (Fig. 3 et 4). Ce chiffre paraît faible mais va entraîner une érosion accrue des plages et du littoral. Les récifs coralliens ont théoriquement la capacité de suivre une montée océanique de l'ordre de 1 cm/an et ne devraient donc pas être pénalisés. Le blanchissement des coraux Polynésiens pendant les étés 1991 et 1994, et la mortalité induite (5 à 15 %), montre cependant que la tendance au réchauffement global est, là aussi, une menace à ne pas prendre à la légère. Pour en revenir à l'érosion prévisible des plages et littoral des îles polynésiennes, ce processus va entraîner une diminution de la partie émergée des îles. Ce "retrécissement" ou recul sera fonction de la pente des rivages et plages, et ce d'autant plus que la pente est faible. Ainsi pour une pente forte, de l'ordre de 100 % (falaise), le retrécissement sera de 2 cm, équivalent à celui de la montée océanique. Mais pour une plage en pente très douce (2 %), ce sera 1 mètre de largeur moyenne qui sera noyé par une montée des eaux de 2 cm/décennie.

Une évaluation pour l'île de Tahiti donne les chiffres suivants : superficie 1000 km², longueur de la ligne de côte 110 km. Pour une valeur moyenne de 4 % de pente des plages, le recul est de 0,5 m/décennie. La surface perdue par ennoisement est donc de 110 km x 0,5.10⁻³ km = 5,5.10⁻² km² soit 55.000 m² ou 5,5 hectares/décennie. Il y a donc là une tendance lourde et une évolution à prendre en considération pour les constructions futures et les aménagements à proximité des rivages.

Un deuxième type de risque est celui lié aux passages des tempêtes et dépressions cycloniques et à la surélévation brutale de l'océan qui les accompagne : toute baisse de pression de 1 mb (ou hpa) entraîne en effet une dilatation et surélévation du niveau de l'océan de 1 cm. Les creux barométriques cycloniques pouvant atteindre 50 hpa, la surélévation statique peut donc être de 50 cm. Cet effet est de plus très largement amplifié par l'onde de tempête dynamique, qui peut se traduire par des houles d'une dizaine de mètres d'amplitude. Sans les barrières récifales qui ceinturent les îles polynésiennes, ces ondes de tempête auraient des effets catastrophiques sur les rivages. Concernant la



fréquence des cyclones dans le Pacifique Central et en Polynésie, la tendance semble être à la hausse depuis les années 1982. Cette tendance est liée à l'apparition d'une anomalie hydroclimatique appelée ENSO (El Nino - South Oscillation) qui concerne l'ensemble du Pacifique, et qui se traduit au plan régional, par une baisse de pression dans le système anticyclonique Australes - Iles de Pâques. Bien que nos connaissances soient encore assez frustrées sur les causes de ces anomalies, elles semblent liées au réchauffement global. Il y a donc une forte probabilité pour que la fréquence, le nombre et la force des cyclones touchant la Polynésie soit en augmentation statistique au cours des décennies à venir.

Articles consultés (Bibliothèque ORSTOM)

Pernetta J.C. and Hughes P.J. (1990). Implications of expected climate changes in the South Pacific Region : an overview, UNEP/SPREP, n° 128, 280 pp.

Wyrski K. (1990). Sea level rise : the facts and the future. Pacific Science, vol. 44, n° 1, 1-16.

Brook R.R. et al., (1991). The changing climate in Paradise. Bureau of Meteorology. Commonwealth of Australia, 145 pp.

Paskoff R. (1993). Côtes en danger. Masson, Paris, 250 pp.

Septembre 1994
Francis ROUGERIE
ORSTOM

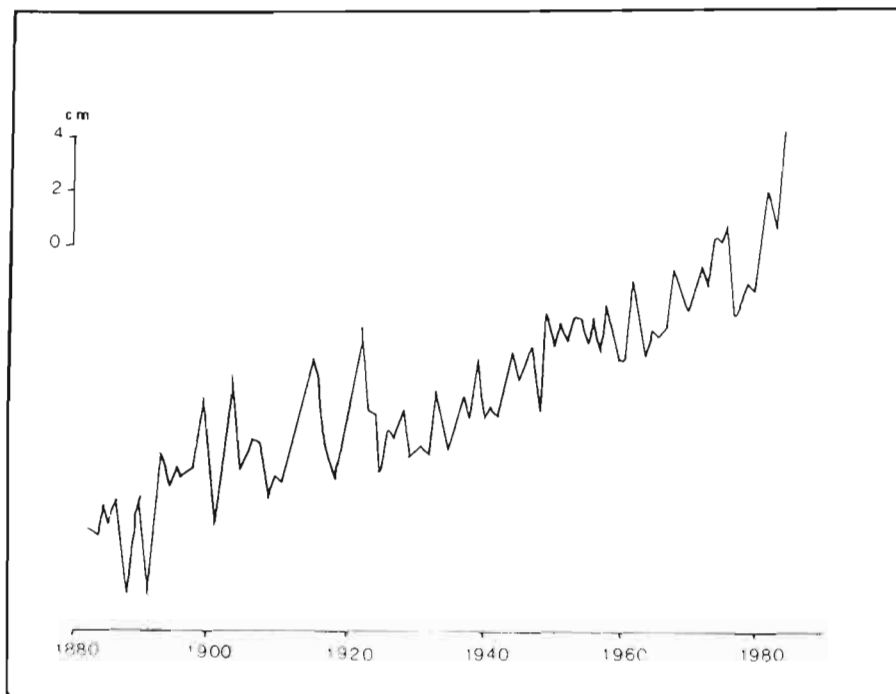


Fig 1 - Courbe faisant apparaître l'élévation du niveau général de la mer depuis la fin du XIX^e siècle, d'après l'US Environmental Protection Agency (1986).

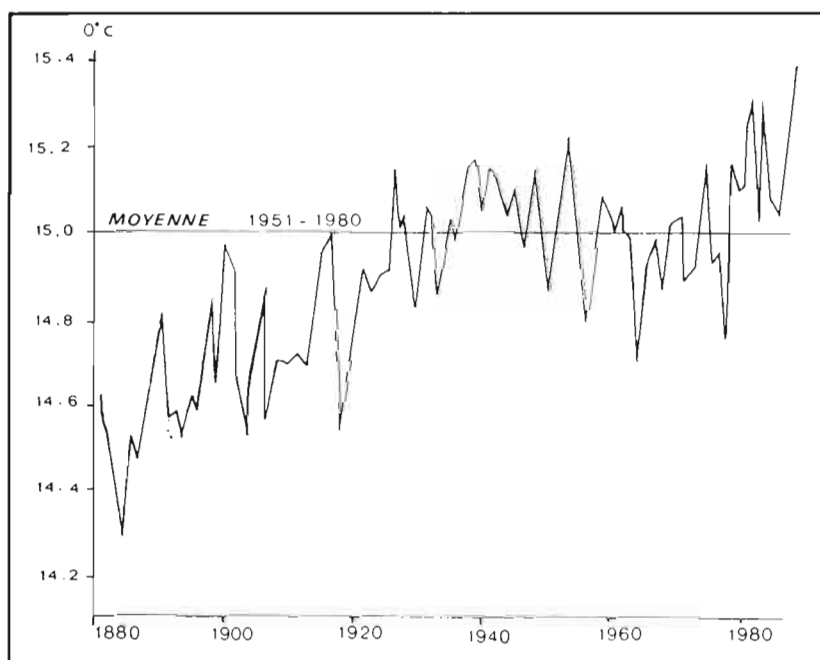


Fig. 2 - Variations de la température moyenne à la surface de la Terre depuis 1880, d'après J. Gribbin (1988).

L'élévation de la température a été interrompue entre les années quarante et les années soixante-dix.

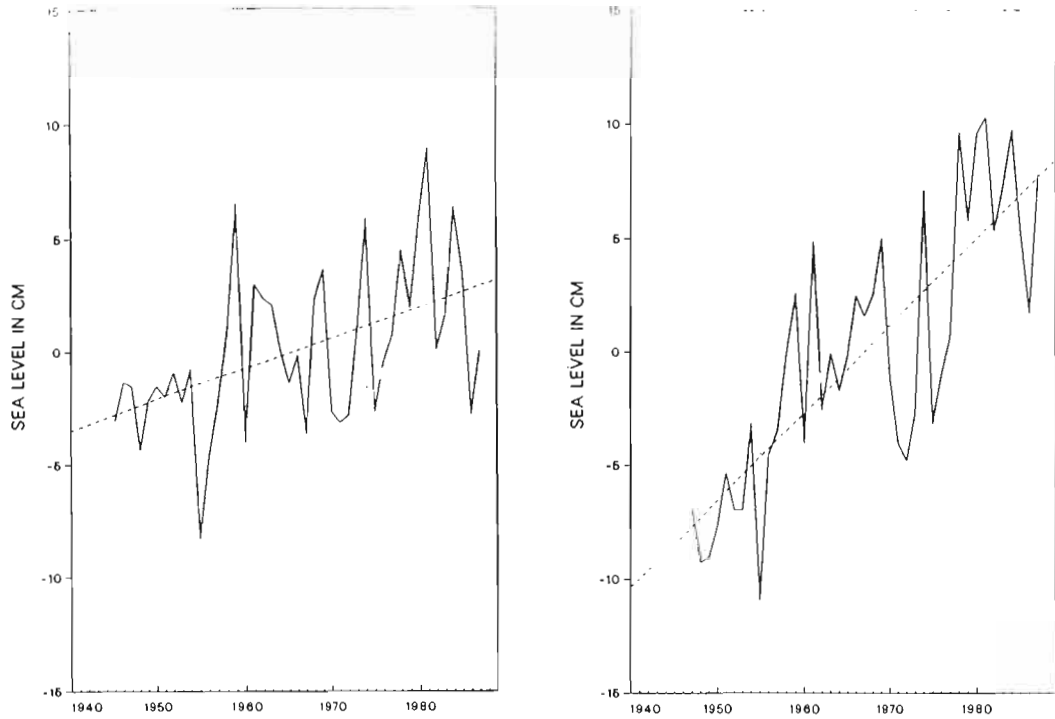


Fig 3 - Annual mean sea level (in centimeters) at Honolulu (left) and Hilo (right) in the Hawaiian Islands from 1947 to 1987, and linear trend.

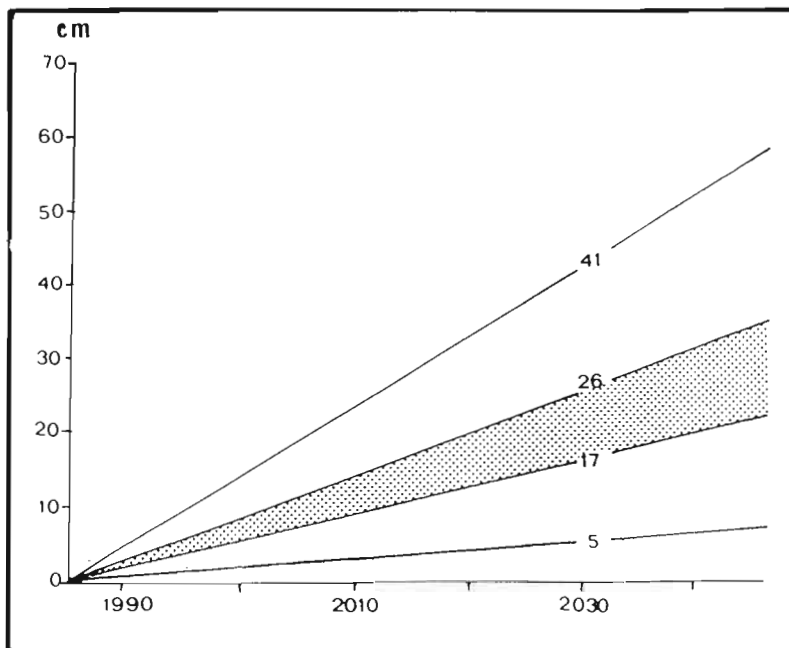


Fig. 4 - Projections de l'élévation du niveau général de la mer pour le début du XXI^e siècle, d'après D. Pugh (1990). La hausse la plus probable est indiquée en grisé.

ANNEXE 2

SEA LEVEL RECORD DURING THE LAST 14,000 YR OBTAINED BY DATING CORALS FROM TAHITI

Bard, E.¹; Hamelin, B.¹; Arnold, M.²; Montaggioni, L.³; Cabioch, G.⁴; Laurenti, A.³; Faure, G.⁵; Rougerie, F.⁶

¹CEREGE, CNRS Université d'Aix-Marseille III, France

²Centre des Faibles radioactivités, CNRS-CEA, Gif sur Yvette

³Labo de Sédimentologie, CNRS-Université de Provence

⁴Labo de Géodynamique, ORSTOM Villefranche sur Mer

⁵Labo d'Hydrobiologie Marine, Université de Montpellier II

⁶Centre ORSTOM de Papeete, Tahiti, Polynésie Française

Two deep cores were drilled on the outer barrier reef flat protecting Papeete harbor in the island of Tahiti (50m and 150m long). By means of thermal ionization mass spectrometry (TIMS) and accelerator mass spectrometry (AMS), we obtained ²³⁰Th and ¹⁴C ages on corals present in these cores (about 25 samples). As checked by XRD, the samples were not altered by diagenesis.

Between 14,000 cal yr BP and 3000 cal yr BP the ages define a smooth increasing profile versus depth. Sedimentological and paleoecological analysis of the core allowed to assess the significance of each dated coral sample in terms of paleobathymetry. After a small correction, the reef growth curve can be used as a record of relative sea level. Most of the rise observed during the last 14,000 cal yr BP can be attributed to a rapid accretion of the barrier reef in response to the eustatic sea level rise linked to the last deglaciation.

Our data will be compared with records previously obtained from French Polynesia (Pirazzoli & Montaggioni, 1988, Montaggioni, 1988, Proc. VI Int. Reef Symp. Townsville), from Barbados (Fairbanks 1989, *Nature* 342, 637, Bard et al. 1990 *Nature* 346, 456), New-Guinea (Chappell & Polach 1991, *Nature* 349, 147, Edwards et al. 1993 *Science* 260, 962), and Abrolhos islands (Eisenhauer et al. 1993, *EPSL* 114, 529). The resemblance and difference between these records will be described. In particular, the presence of abrupt sea level jumps at 11,000 and 14,000 cal yr BP will be discussed in comparison with the Barbados record.



F42779

ANNEXE 3

Système CO₂ dans les eaux interstitielles récifales de Tahiti

Approches géochimique et biogéochimique

présenté par Pierre HARRIS

RESUME

Ce travail est une approche des équilibres du système CO₂ au sein du système interstitiel du récif barrière nord de Tahiti. Les échantillons d'eau ont été prélevés dans un forage de 150 m de profondeur traversant la totalité du substrat calcaire (100 m), une couche de sédiments principalement basaltiques (40 m) et le substrat basaltique (10 m). Les analyses d'alcalinité, de pH et des ions majeurs permettent de déterminer les équilibres du système CO₂ ainsi que l'état de saturation en carbonate de calcium des eaux interstitielles récifales. L'étude des interactions entre le fluide et l'encaissant met en évidence une sous-saturation vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite dans la partie basse de la couche calcaire (80 à 100 m de profondeur) qui favorise la dissolution. Cette dissolution ainsi que les processus de mélange d'eau sont les principaux facteurs qui régissent l'évolution de la concentration en carbone inorganique total. L'approche biogéochimique basée sur le couple O₂-CO₂ démontre que la minéralisation joue un rôle majeur dans les déviations d'équilibre au sein du système CO₂.

L'ensemble des caractéristiques étudiées mettent en évidence deux masses d'eau distinctes, la première baignant le prisme carbonaté (de -20 à -60 m) et la seconde baignant la partie basaltique du forage (de -100 à -150 m). L'étude des processus de mélange permet enfin de proposer une composition de la masse d'eau baignant le prisme carbonaté correspondant à 50 % d'eau interstitielle de la zone basaltique et à 50 % d'eau océanique.

MOTS-CLES : EAU INTERSTITIELLE, RECIF, ALCALINITE, CARBONE INORGANIQUE, CARBONATES.

ABSTRACT

This work considers the CO₂ system within interstitial waters from Tahiti northern barrier reef. Water is sampled within a 150 m deep hole drilled through the whole limestone layer (100 m), a sediment layer mainly composed of altered basalt (40 m) and the basalt bed rock (10 m). Analysis of alkalinity, pH and major ions allow to calculate the stoichiometric equilibrium of the CO₂ system as well as saturation in calcium carbonates for interstitial waters. Studying rock-water interactions shows interstitial water to be under-saturated in the lower part of the limestone layer (80-100 m depth) thus favouring dissolution. Dissolution combined with water mixing are the main factors driving variations in the amount of dissolved total inorganic carbon. The biogeochemical approach mainly based on the O₂-CO₂ couple demonstrate mineralization processes to be of paramount importance in shifting equilibrium of the CO₂ system.

All the studied parameters converge to identify two interstitial water bodies, the first one within the limestone layer (20 to 100 m depth) and the second one within the basalt layer (100 to 150 m depth). Assessing the mixing processes between those two water bodies allow us to propose that interstitial water within the carbonate layer is grossly composed of 50 % of water from the basalt layer and 50 % of ocean surface water.

KEY WORDS : INTERSTITIAL WATER, REEF, ALKALINITY, INORGANIC CARBON, CARBONATES.



F 42780

Université Française du Pacifique

D.E.A.

Diplôme d'Etudes Approfondies

Connaissance et gestion des milieux coralliens littoraux et océaniques

C.G.Mi.C.L.O.

présenté par Pierre HARRIS

**Systeme CO₂ dans les eaux interstitielles récifales de Tahiti.
Approches géochimique et biogéochimique.**

sous la direction scientifique de :
Renaud FICHEZ, Chargé de Recherche
Francis ROUGERIE, Directeur de Recherche

soutenu à Papeete le 2 juillet 1994, devant le jury composé de :

Président : Raymond BAGNIS, Professeur.
Membres : Christian HERBAUT, Professeur,
Bernard MARTIN, Maître de conférence,
Claude PAYRI, Professeur,
Antoine PEYRE, Professeur.

Centre ORSTOM de Tahiti, B.P. 529 - Papeete
Tahiti, Polynésie Française.

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION	1
2. MATERIELS ET METHODES	3
2.1 Site d'étude.....	3
2.1.1 Historique et localisation du forage	3
2.1.2 Description du forage	3
2.1.3 Profil géomorphologique du site d'étude.....	3
2.2 Approche chimique:	
définition du système gaz carbonique-bicarbonates-carbonates	5
2.2.1 Réactions acide-base en milieu marin	5
2.2.2 Caractérisation du système CO ₂	7
2.2.3 Mesure du pH.....	8
2.2.4 Mesure de l'alcalinité.....	10
2.3 Approche géochimique	11
2.3.1 Equilibres ioniques du système CO ₂ -H ₂ O-CaCO ₃	11
2.3.2 Les ions majeurs.....	13
2.4 Approche biogéochimique	13
2.4.1 Métabolisme aérobie	13
2.4.2 Les sels nutritifs	14
2.5 Les paramètres physico-chimiques.....	14
2.5.1 Salinité.....	14
2.5.2 Température	15
2.5.3 Potentiel redox	15
2.5.4 Oxygène dissous.....	15
2.6 Equilibres thermodynamiques du système CO ₂	15
2.6.1 Traitement des données	15
2.6.2 Précision des mesures.....	17
3. RESULTATS	18
3.1 Caractéristiques des eaux océaniques tahitiennes.....	18
3.1.1 Le champ thermo-halin	18
3.1.2 Les sels nutritifs dissous.....	18
3.1.3 L'oxygène et le système CO ₂	19
3.1.4 Solubilité du carbonate de calcium	20
3.2 Caractéristiques chimiques des eaux interstitielles récifales	20
3.2.1 Paramètres physico-chimiques	20
3.2.2 Le système CO ₂	23
3.3 Approche géochimique	27
3.3.1 Géomorphologie.....	27
3.3.2 Equilibres de solubilité.....	27
3.4 Approche biogéochimique	29
3.4.1 Initiation aux processus de minéralisation	29
3.4.2 Modification des équilibres du système CO ₂	31
4. DISCUSSION ET CONCLUSION GENERALES	32
<i>REMERCIEMENTS</i>	34
<i>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	35
<i>ANNEXES</i>	38

ICONOGRAPHIE

- Figure 1** : cycle global du carbone
(d'après SIGG et al., 1992)
- Figure 2** : Equilibres du système CO₂
- Figure 3** : Diagramme de Sillén de l'acide carbonique et de l'acide borique
(d'après MICHARD, 1989)
- Figure 4** : courbe de titrage pour le système carbonaté et fonctions de Gran
(d'après SIGG et al., 1992)
- Figure 5** : schémas conceptuels des systèmes fermé et ouvert
(d'après SIGG et al., 1992)
- Figure 6** : figure 2 complétée par l'équilibre de précipitation CaCO₃
- Figure 7** : interaction entre les cycles de carbone organique et inorganique
- Figure 8** : profils verticaux d'oxygène, température et salinité
(d'après REVERDIN et al., 1991)
- Figure 9** : évolution de la salinité et de la température dans le puits P7
- Figure 10** : évolution de la concentration en silicates
- Figure 11** : évolution des paramètres déduits du système CO₂
- Figure 12** : évolution des profils de pH et d'alcalinité totale
- Figure 13** : états de saturation des eaux interstitielles récifales
- Figure 14** : évolution de la concentration en calcium
- Figure 15** : profil de la teneur en oxygène dissous
- Figure 16** : évolution des concentrations en nutriments azotés
- Figure 17** : diagramme du pH en fonction de l'alcalinité totale

LISTE DES PLANCHES

- Planche I** : vue aérienne du site du forage P7
- Planche II** : vue aérienne du forage P7

LISTE DES ANNEXES

- Annexe 1** : résultats préliminaires de l'étude pétrographique de la carotte de P7
(d'après DEJARDIN, 1994)
- Annexe 2** : figure 18: cycles de température à 50, 80 et 147 m dans le puits P7
- Annexe 3** : tableau 1 : synthèse des données océaniques de 0 à -500 m
tableau 2 : synthèse des données océaniques de surface
- Annexe 4** : tableau 3 : synthèse des données du puits P7
tableau 4 : synthèse des concentrations en sels nutritifs de P7
tableau 5 : synthèse des concentrations en ions majeurs de P7



INTRODUCTION

1. INTRODUCTION

Bien qu'il ne représente qu'un tout petit réservoir, le dioxyde de carbone occupe une position centrale dans le cycle géochimique global (figure 1). Depuis la prise de conscience sur les questions de protection de l'environnement de notre planète, comme l'effet de serre, le CO₂ est au centre des grands débats scientifiques depuis plus d'une dizaine d'année; il a généré la mise en place de programmes de recherche internationaux (JGOFS, Global Change).

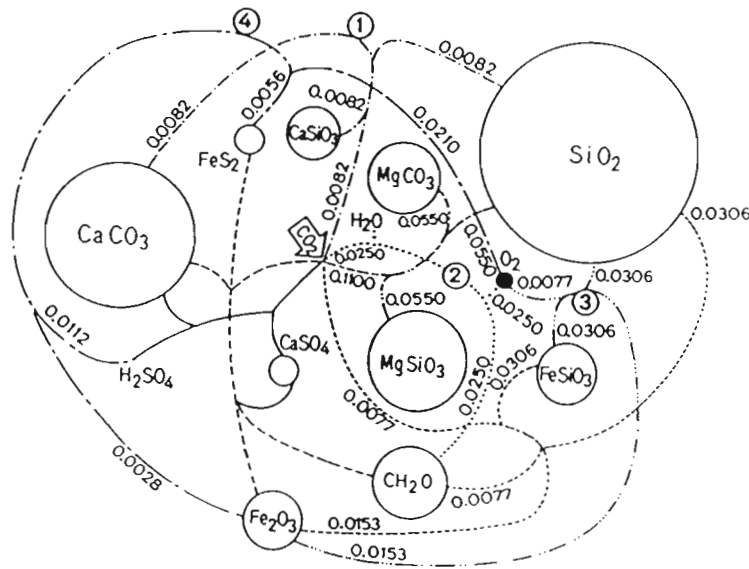


Figure 1 : Cycle du carbone, du soufre et de l'oxygène. Le réseau du cycle géochimique global reflète l'état quasi-stationnaire qui a déterminé notre environnement au cours des 600 derniers millions d'années. La taille des cercles est proportionnelle à l'importance du réservoir en moles. Les données chiffrées pour les interconnexions correspondent aux flux de matières en 10¹⁴ moles par an.

Les premières études sur les écosystèmes coralliens se sont rapidement intéressées au système carbonaté et en particulier aux processus de calcification (REVELLE et FAIRBRIDGE, 1957; SMITH, 1978). Depuis peu, des travaux ont permis de définir la place des écosystèmes coralliens dans le cycle global du carbone (CROSSLAND et al., 1991; SMITH & BUDDEMEIER, 1992; WARE et al., 1992; GATTUSO et al., 1993; FRANKIGNOULLE et al., 1994).

D'autre part, les études abordant les interactions entre les eaux interstitielles et le système carbonaté récifal ont significativement augmenté durant la dernière décennie. Il en résulte un progrès considérable de nos connaissances sur les processus chimiques et biogéochimiques (SMART et al., 1988; SANSONE et al., 1988; 1990; TRIBBLE, 1990; TRIBBLE et al., 1990), des interactions eau-roches (AISSAOUI et al., 1986; SMART et al., 1988; WHITAKER et al., 1994) et de la circulation hydraulique (BUDDMEIER et OBBERDORFER, 1988; WHITAKER et SMART, 1990; TRIBBLE et al., 1992) dans les récifs coralliens carbonatés. Plusieurs de ces travaux insistent sur l'importance des échanges entre les eaux interstitielles récifales (E.I.R.) et l'océan ouvert (TRIBBLE et al., 1990). Toutefois, il faut souligner que la plupart des études du système interstitiel récifal sont limitées aux quelques mètres superficiels du récif. Depuis plusieurs années, des chercheurs de l'ORSTOM ont démontré l'intérêt qu'il pouvait y avoir à pousser l'investigation au delà du système interstitiel superficiel, notamment en ce que concerne

l'équilibre à long terme de l'ensemble du système récifal (ROUGERIE et al., 1991; 1992; ROUGERIE & WAUTHY, 1993; ANDRIE et al., 1994). C'est dans ce contexte qu'un forage de 150 m de profondeur a été réalisé fin 1992 sur le récif barrière Nord de Tahiti qui est le cadre géographique de cette étude. La connaissance encore bien incomplète du cycle du carbone inorganique dans les eaux interstitielles a conduit à la construction du présent sujet de recherche. L'objectif de ce travail consiste à déterminer et à comprendre les mécanismes qui régissent les équilibres du système CO₂ dans les eaux interstitielles récifales du récif barrière Nord de Tahiti.

Ces équilibres doivent tout d'abord être définis par une approche purement chimique. La composition chimique des eaux dépend en grande partie des interactions acides-bases, et l'équilibre des carbonates y est étroitement associé. Les questions auxquelles cette approche chimique cherche à répondre sont:

- Quelles sont les caractéristiques (plus particulièrement en ce qui concerne le carbone inorganique) des eaux interstitielles récifales ?
- Quelles conclusions peut-on tirer quand à la nature des relations entre le milieu interstitiel et l'océan ?

L'interprétation des équilibres chimiques des eaux interstitielles récifales nécessite une prise en compte des processus géochimiques. La géochimie s'intéresse aux réactions chimiques en relation avec les roches et, dans le cas qui nous intéresse, aux interactions eaux-roche. Cette étude est volontairement focalisée sur le fluide interstitiel du prisme carbonaté du récif barrière Nord de Tahiti. La composition de la phase liquide résulte en grande partie des interactions entre l'eau et les phases minérales solides des roches. En effet, la dissolution et la précipitation des phases solides y jouent un rôle décisif, particulièrement pour la régulation des éléments majeurs comme le calcium, les carbonates, les silicates, etc. L'étude de la solubilité des minéraux correspondants aux phases solides prédominantes du système géologique considéré (carbonate de calcium notamment) doit permettre de définir les équilibres entre les deux phases. Viennent alors les questions suivantes:

- Quels sont les équilibres de solubilité déterminants ?
- Dans quelles conditions une phase dissoute est-elle sur- ou sous-saturée par rapport à la solubilité à l'équilibre ?

Une troisième approche nécessaire à l'interprétation des données consiste à considérer les interactions possible entre le cycle de carbone organique et le cycle de carbone inorganique. Il s'agit d'une approche biogéochimique. Dans les écosystèmes coralliens, la production de carbone organique est souvent équivalente à la décomposition de la matière organique (HATCHER, 1990; CROSSLAND et al., 1991). Les réactions biogéochimiques d'oxydation de cette matière organique (processus de minéralisation) vont jouer un rôle capital dans les modifications d'équilibre du système CO₂ au sein des eaux interstitielles récifales; leur examen devra permettre de comprendre:

- Quelles sont les modifications des équilibres du système CO₂ du fluide interstitiel liés à l'activité de minéralisation ?
- Quelles sont les conséquences de ces modifications ?

La conjonction de ces différentes approches nous permettra, dans les limites de ce travail d'initiation à la recherche, de définir les facteurs qui régissent les équilibres du système CO₂. A partir des conclusions de travail, nous examinerons les perspectives ouvertes en ce qui concerne les développements futurs de l'étude du système CO₂ et en ce qui concerne la connaissance plus générale du système interstitiel récifal.

MATERIELS & METHODES

2. MATERIELS ET METHODES

2.1 Site d'étude

2.1.1 Historique et localisation du forage

Les récifs barrière sont des édifices carbonatés résultant de l'activité d'organismes constructeurs. Après leur mort, les squelettes de ces organismes, conservés en place ou remaniés, sont cimentés par des processus diagenétiques pour constituer la trame construite de l'édifice carbonaté. Comme nous l'avons vu en introduction, les caractéristiques et la dynamique des eaux interstitielles ainsi que les relations entre le fluide et l'encaissant carbonaté sont encore peu étudiées. Les études réalisées dans le cadre du programme endo-upwelling de l'ORSTOM ont permis d'identifier certaines caractéristiques spécifiques des eaux interstitielles dans les cinquante premiers mètres de l'édifice récifal. La réalisation en Octobre 1992 d'un nouveau forage d'une profondeur de 150 mètres réalisé sur financement mixte ORSTOM et consortium Port Autonome de Papeete et compagnies pétrolières a permis d'ouvrir de nouveaux horizons dans le domaine de la connaissance du système interstitiel récifal. L'un des objectifs finalisés de l'étude de ce forage consiste à dresser un "bilan de santé" du récif, afin d'estimer sa capacité à supporter, sur le court et moyen terme, les installations portuaires et pétrolières actuelles et prévues (planche 1).

2.1.2 Description du forage

La foreuse utilisée était équipée d'un carottier à câble et d'un outil de forage du type Diamant Board. La carotte de 150 m a été stockée en caisse de bois puis acheminée au centre de géochimie de la surface de Strasbourg où elle est en cours d'étude dans le cadre de la thèse de Pascale DEJARDIN. Quelques résultats préliminaires de cette étude seront énoncés dans le paragraphe suivant.

Le puits a été équipé d'un tubage de PVC lanterné (avec fentes de 2 mm) d'un diamètre interne de 62 mm et dont la porosité est d'environ 15 %. Ce tubage permet de descendre différents appareils de mesure in situ (thermomètre, salinomètre, courantomètre,...) ainsi que des polytubes de prélèvements d'eaux interstitielles. Le site de forage a été équipé pour faciliter les prélèvements et l'acquisition de données en continu. Cet équipement se compose d'une passerelle, une plateforme, une échelle d'accès au sommet de la digue et d'une potence avec poulie pour la manipulation des câbles et tubes de prélèvements. De plus, le forage P7 est actuellement équipé d'un panneau solaire (planche 2) et de batteries permettant l'alimentation électrique des appareils de mesure en continu (caractéristiques thermo-halines, composante verticale de l'eau interstitielle récifale). Le polytube 12 voies, en tygon coloré, est relié à trois pompes péristaltiques 4 voies permettant le pompage d'eaux interstitielles, sur 12 niveaux simultanément, soit: 5, 10, 20, 30, 50, 60, 80, 100, 115, 130, 140 et 150 mètres.

2.1.3 Profil géomorphologique du site d'étude

La carotte prélevée lors du forage fait actuellement l'objet d'une étude complète au plan sédimentologique, pétrographique, minéralogique, diagenétique et datation dans le cadre de la thèse de P. DEJARDIN. Les premiers résultats obtenus permettent de distinguer trois grandes séries, du début de la carotte (-1 m) à son extrémité (-152 m):

- un récif récent, composé de constructions coralliennes et d'accumulations détritiques. Le matériel rencontré est exclusivement carbonaté, relativement bien cimenté sur les premiers mètres et présentant des horizons largement moins compacts et indurés ensuite. La macroporosité est très élevée à partir de 5 m, semblable aux porosités habituellement rencontrées dans ce type d'édifice (de 25 à 50 %). Ce niveau composé majoritairement d'aragonite et de calcite fortement



Planche 1: Vue aérienne du forage P7 réalisé en Novembre 1992 au niveau de la digue en béton (6m) érigée en 1965. Une passerelle permet de traverser le fossé d'évacuation des houles. Le tube de forage débouche sous la guérite de mesure.



Planche 2: Le forage P7 est actuellement équipé d'un panneau solaire alimentant des batteries permettant des mesures au semi continu des caractéristiques thermo-halines et de la composante verticale de l'eau interstitielle récifale. Les pompages d'eau interstitielle sont faits sur une base mensuelle avec un polytube 12 voies amovible.

magnésienne ne présente que très localement des phases de dissolutions, les organismes y sont bien conservés et les ciments rencontrés sont pour la plupart primaires. Les différentes séries sédimentaires et les paléoenvironnements sont décrits en annexe I.

- un récif plus ancien, composé de constructions coralliennes et d'accumulations détritiques (entre les côtes 29 et 95 m). Le matériel rencontré est principalement carbonaté, avec quelques apports détritiques provenant de l'érosion du substratum volcanique à partir de la côte - 92 m. Ce matériel essentiellement carbonaté est bien cimenté et présente une macroporosité importante. Les phases minéralogiques présentes ici, sont la calcite (pure) et l'aragonite : il s'agit de minéraux secondaires issus de recristallisations et/ou épigénies. Les dissolutions y sont plus intenses que dans la partie supérieure, les squelettes des coraux ont été intégralement dissous, notamment entre les côtes - 87 m et - 95 m où on rencontre un matériel d'origine mixte: corallienne et volcanique. Ce matériel d'origine mixte s'étend jusqu'à la côte 109 m avec apparition de Mamu, provenant de l'altération du basalte marquant ainsi la transition avec la fin du matériel sédimentaire carbonaté.

- à partir de 109 m, on observe un substratum d'origine volcanique, lui-même décomposé en plusieurs horizons:

- un horizon d'altération formé de terre et de sable plus ou moins stratifié puis de sable et galets;

- un horizon de roche mère avec une alternance de basalte fracturé et de brèches. La roche mère présente des phases de cimentation secondaire à l'intérieur même du réseau de fractures.

2.2 Approche chimique; définition du système gaz carbonique-bicarbonates-carbonates

2.2.1 Réactions acide-base en milieu marin

Les réactions entre espèces dissoutes dans l'eau conduisent soit à de nouvelles espèces dissoutes (on parle de réactions homogènes), soit à des espèces solides (**réactions de précipitation** et réaction inverse de **dissolution**, cf. paragraphe 2.2.3) ou gazeuses. Parmi les réactions homogènes, deux types de réactions sont particulièrement fréquentes: les **réactions d'oxydo-réduction** (cf. paragraphe 2.2.4) et les **réactions acide-base**. Une réaction acide-base est une réaction de transfert de proton. Conformément à la théorie de Brønsted, les acides sont considérées comme des donneurs de protons et les bases comme des accepteurs de protons. Le transfert de protons (protolyse) se fait entre les acides et leurs bases conjuguées pour atteindre rapidement (1 ms) l'état d'équilibre.

a) Autoprotolyse de l'eau

L'autoprotolyse de l'eau:

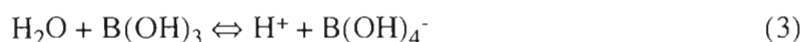


doit être considérée dans toutes les solutions aqueuses. A partir de l'équation (1), on définit la constante d'équilibre K_w , appelée produit ionique de l'eau (équation (2)):

$$\cdot K_w = [\text{H}_3\text{O}^+] \cdot [\text{OH}^-] = [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] \quad (2)$$

b) Dissociation de l'acide borique

L'équilibre de dissociation de l'acide borique s'écrit:



avec

$$K_b = [H^+] \cdot [B(OH)_4^-] / [B(OH)_3] \quad (4)$$

En appelant bore total la somme:

$$[B_T] = [B(OH)_4^-] + [B(OH)_3] \quad (5)$$

on a aussi:

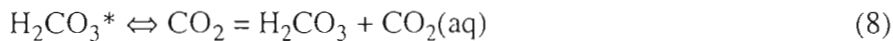
$$[B(OH)_4^-] = K_b \cdot [B_T] / ([H^+] + K_b) \quad (6)$$

A un niveau de précision suffisant pour les calculs du système des carbonates, le bore total apparaît conservatif dans l'eau de mer; il ne sera pas mesuré; sa teneur peut être déduite de la salinité par une simple relation de proportionnalité, selon l'équation (7):

$$[B_T] = 1.18 \cdot 10^{-5} \cdot S \quad (7)$$

c) Cas particulier: la polyprotolyse de l'acide carbonique

Il n'est pas toujours possible de définir rigoureusement une protolyse. Il est difficile de faire une différence entre $CO_2(aq)$ et H_2CO_3 . $H_2CO_3^*$ est considéré comme l'acide carbonique mesuré analytiquement. L'acide carbonique H_2CO_3 , dont l'existence reste hypothétique, est un acide beaucoup plus fort que $H_2CO_3^*$ car seulement 0,3 % du CO_2 dissous se présente sous la forme H_2CO_3 (25° C). L'équilibre s'écrit:



Les formes $CO_2(aq)$ et H_2CO_3 sont deux formes neutres, tandis que les formes ioniques sont HCO_3^- et CO_3^{2-} , respectivement bicarbonates et carbonates.

Il existe donc en tout **quatre formes de carbone inorganique en solution**, résumées sur la figure 2.

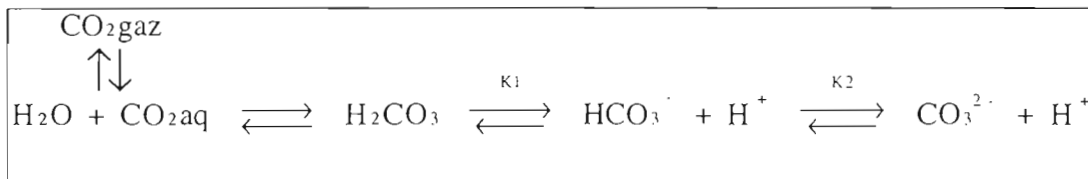


Figure 2 : Equilibres du système CO_2 .

On peut définir également la somme totale du carbone inorganique (ou somme des CO_2) par la relation:

$$\Sigma CO_2 = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (9)$$

Dissociation de l'acide carbonique

Comme l'indique la figure 2, l'équilibre s'écrit:



et la constante de cet équilibre est:

$$K_{1,1} = [H^+] \cdot [HCO_3^-] / [H_2CO_3] \quad (11)$$

Cette constante d'équilibre vaut environ $2 \cdot 10^{-4}$ et l'acide carbonique apparaît comme un acide de force moyenne (comparable à l'acide acétique). Mais en fait, comme il a été mentionné

plus haut, on peut définir deux autres constantes de dissociation en combinant les équations (8) et (10) d'une part et (10) et (11) d'autre part:

$$K_{1,2} = [H^+] \cdot [HCO_3^-] / [CO_2(aq)] \cdot [H_2O] \quad (12)$$

$$K_{1,3} = [H^+] \cdot [HCO_3^-] / [CO_2(aq)] + [H_2CO_3] \quad (13)$$

Les valeurs numériques des constantes $K_{1,2}$ et $K_{1,3}$ sont de l'ordre de 10^{-6} , soit plus de 1000 fois plus faible que $K_{1,1}$ et ne diffèrent l'une de l'autre que 0.1 %. Dans la pratique, c'est $K_{1,3}$ que l'on prend comme constante de dissociation du CO_2 non ionique. Cette constante est appelée K_1 :

$$K_1 = [H^+] \cdot [HCO_3^-] / [CO_2] \quad (14)$$

Dissociation de l'ion bicarbonate

La réaction de dissociation de l'ion bicarbonate est défini par l'équilibre:



La constante de cet équilibre est:

$$K_2 = [H^+] \cdot [CO_3^{2-}] / [HCO_3^-] \quad (16)$$

Les valeurs numériques de K_2 sont de l'ordre de 10^{-9} .

Les équilibres thermodynamiques précédents et, en particulier, les relations (14) et (16) ont été écrits de manière purement formelle sans préciser l'échelle des concentrations (activités, concentrations "réelles") ni de la nature des constantes d'équilibre (constantes thermodynamiques, constantes apparentes diverses). " Le calcul de la relation d'équilibre des concentrations ou des activités dans un système acide-base est un problème mathématique qui se résout de façon exacte et systématique. Chaque système d'équilibre acide-base peut être décrit par un certain nombre d'équations fondamentales." (SIGG et al, 1992). Les équations fondamentales définissant les équilibres thermodynamiques du système $CO_2 - HCO_3^- - CO_3^{2-}$ seront décrites au paragraphe 2.6.

Le système carbonate abordé sous son aspect purement chimique peut se résumer à l'étude des systèmes acide-base dont les principaux couples actifs dans l'eau de mer sont les deux couples carbonate et le couple borate.

Le diagramme classique en coordonnées logarithmiques est très utile car il permet une vision synoptique claire de systèmes chimiques complexes. Son tracé découle des équations précitées. Un tel diagramme (figure 3) ne permet pas la lecture précise des concentrations, mais donne immédiatement les ordres de grandeur respectifs des concentrations des espèces présentes.

2.2.2 Caractérisation du système CO_2

Depuis les premières approches (voir REVELLE et FAIRBRIDGE, 1957 et citations incluses), un certain nombre de travaux constituent la base incontournable des études contemporaines sur les équilibres du système CO_2 (HANSSON, 1973, MERHBACH et al., 1973). Enfin, plus récemment encore, les travaux de MILLERO (1983) et de DICKSON (1984) ont largement contribué aux connaissances actuelles.

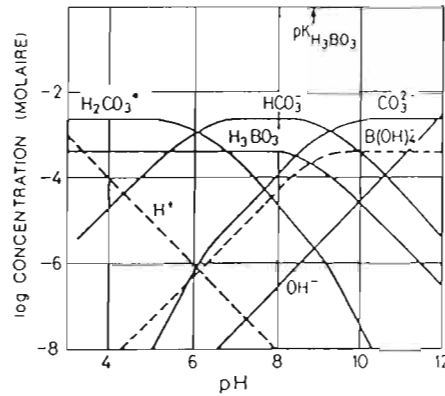


Figure 3: Diagramme de Sillén montrant les variations des systèmes de l'acide carbonique et de l'acide borique en fonction du pH. Trois pH sont indiqués par les lignes tiretées verticales. La ligne de pH = 8.3 correspond au pH moyen d'un échantillon d'eau de mer tropicale. Les deux autres lignes correspondent aux équilibres de dissociation de l'acide carbonique et des carbonates.

Dans le but de décrire le système carbonate des eaux interstitielles récifales, plusieurs paramètres mesurables peuvent être employés. Si les constantes de dissociation de l'acide carbonique et de l'acide borique, la salinité, la température, le rapport bore/salinité sont connus précisément, seuls deux autres paramètres sont nécessaire pour décrire les conditions d'équilibre. Ces deux paramètres doivent être choisis parmi les quatre suivants (ALMGREN et al., 1983):

- pH
- alcalinité (AT)
- somme du carbone inorganique (ΣCO_2)
- pression partielle du CO_2 (P_{CO_2}).

Quelques équipes françaises sont actuellement capables de mesurer avec précision ces paramètres (POISSON et al., 1990). Pour résumer les tendances actuelles, on peut dire que les scientifiques impliqués dans l'étude des équilibres gazeux à l'interface océan-atmosphère mesurent le pH et la P_{CO_2} . La plupart des études entreprises sur les équilibres du système CO_2 en milieu corallien font appel à l'étude combinée du pH et de l'alcalinité. (SMITH, 1978; GATTUSO et al., 1993; etc.). Dans ce contexte, et étant donné les disponibilités en outil analytique sur le Territoire polynésien, c'est cette dernière combinaison de paramètre qui a été retenu pour accomplir cette étude.

2.2.3 Mesure du pH

La méthode de mesure du pH présentée ici est la méthode électrochimique avec électrode de verre.

Définition

En théorie, le pH est défini comme le cologarithme décimal de l'activité de l'ion H^+ , soit :

$$pH = -\log a_H = -\log \gamma_H C_H \quad (17)$$

- avec :
- . a_H : activité de l'ion H^+ ,
 - . γ_H : coefficient d'activité de l'ion H^+ ,
 - . C_H : concentration de l'ion H^+ (mol.l⁻¹).

Actuellement, la définition pratique est fondée sur la différence des potentiels mesurés en plongeant successivement une électrode dans une solution standard de pH connu (pH_s) et la solution d'eau de mer dont on désire mesurer le pH (pH_x). La définition opérationnelle du pH (DICKSON, 1984) s'établit ainsi:

$$pH_x = pH_s + (E_s - E_x) / (RT \ln 10 / F) \quad (18)$$

La différence de potentiel E que l'on mesure effectivement aux bornes des électrodes est égale à la différence entre les potentiels E_2 et E_1 des électrodes de mesure et de référence, additionnée du potentiel de jonction liquide E_j entre l'électrode de référence et la solution, soit:

$$E = E_2 - E_1 + E_j \quad (19)$$

avec E_j qui dépend de la force ionique du milieu, autrement dit de la salinité.

Actuellement, il y a trois approches alternatives pour définir l'échelle de pH pour les mesures en eau de mer (DICKSON, 1984):

- . l'échelle de pH N.B.S. (National Bureau of Standard)
- . l'échelle de pH (SWS) ou concentration en ion hydrogène "totale"
- . l'échelle concentration en ion hydrogène "libre".

Ces trois approches pour définir l'échelle de pH (et donc les constantes d'acidités) que l'on utilise en eau de mer (BATES, 1982) reflètent les approches alternatives dans l'interprétation de la détermination potentiométrique de l'acidité (d'après la loi de NERNST):

$$E = E_0 + (RT/F) \ln H \quad (20)$$

L'échelle de pH N.B.S. définit le pH comme $-\log a_H$ (équation 17).

Alors d'après les relations (17) et (18) on peut écrire:

$$E_0 = E_s + (RT \ln 10 / F) \cdot \text{pH}_s \quad (21)$$

E_0 est le potentiel standard et les constantes d'acidités apparentes sont définies par:

$$K'_A = 10^{-\text{pH}} \cdot a_B / a_{HB} \quad (22)$$

pour une réaction acide-base quelconque: $HB = B + H^+$

Détermination analytique du pH

Si pour les études de la qualité des eaux une précision de ± 0.1 unité pH est suffisante, il est indispensable, pour caractériser le système des carbonates, d'avoir des valeurs de pH avec une précision de ± 0.01 unité pH.

En travaillant sur l'échelle de pH N.B.S., les tampons proposés sont des tampons en eau douce, donc de force ionique pratiquement nulle. La force ionique de l'eau de mer étant élevée (environ 0.7), le passage d'une solution étalon à une solution d'eau de mer induit un temps de stabilisation relativement important (de l'ordre d'une dizaine de minutes). Pour réduire le temps de mise à l'équilibre (fonction de l'électrode de verre (MILLERO, 1986)), on utilisera des étalons secondaires (tampon TRIS), de force ionique élevée qui servent à contrôler rapidement la stabilité de l'étalonnage dans de longues séries de mesures et permettent également de corriger les dérives éventuelles de l'appareillage dont le réglage n'est plus modifié après l'étalonnage N.B.S. L'utilisation du tampon TRIS à force ionique élevée est donnée par ALMGREN et al. (1975). Le pHmètre utilisé est un WTW (référence pH 539) avec électrode de verre combinée (solution de chlorure de potassium de concentration 3.5 M comme liquide de jonction) couplée à une sonde de température. Les mesures de pH sont faites moins de deux heures après les prélèvements dans le puits, dans une cuve thermostatée de 100 ml.

Calcul du pH in situ

Le pH mesuré au laboratoire (pH_m) est un pH *apparent*. Le pH *in situ* (pH_s) doit être calculé connaissant la température lors de la mesure (t_m) et la température *in situ* (t_s) selon la relation :

$$\text{pH}_s = \text{pH}_m + \alpha \cdot (t_m - t_s) \quad (23)$$

Cette correction a été étudiée par différents auteurs. Le coefficient de température dépend de plusieurs facteurs (salinité, pH, température, alcalinité totale) qui rendent complexe le calcul de la correction. Les premières valeurs publiées ignoraient l'effet des borates et leurs calculs utilisaient des constantes de dissociation non basées sur l'échelle N.B.S. (GIESKES, 1969; 1970). Plus récemment CULBERSON (1980) a proposé des méthodes de calcul du pH *in situ* basées sur les solutions de l'équation cubique reliant la somme du carbone inorganique à l'alcalinité totale. Ces méthodes sont peu pratiques à utiliser en routine. Pour simplifier, on retiendra pour nos calculs les résultats de BEN YAAKOV (1970) dont les valeurs du coefficient de température sont rapportées par AMINOT & CHAUSSEPIED (1983).

Les équilibres chimiques sont également déplacés sous l'effet de la pression. Les résultats de CULBERSON et PYTKOWICZ (1968) concernant la correction du pH en fonction de la profondeur indiquent des variations de l'ordre de 0.01 unité de pH par 250 m. Les prélèvements d'eaux interstitielles n'atteignant jamais plus de 150 m dans le puits P7, nous négligerons cette correction.

2.2.4 Mesure de l'alcalinité totale

Définition

Historiquement, l'alcalinité totale a été définie comme le nombre d'équivalents d'acide fort qui permet de neutraliser 1 Kg d'eau de mer au point final correspondant à la formation de l'acide carbonique à partir des bicarbonates. Cette définition a été clarifiée en montrant que la convention de LOWRY-BRØNSTED pouvait être utilisée pour définir l'alcalinité comme l'excès de bases (accepteurs de protons) sur les acides (donneurs de protons) dans l'eau de mer. Une définition plus exacte est proposée par DICKSON (1981) qui définit l'alcalinité totale d'une eau comme le nombre de moles d'ion hydrogène équivalent à l'excès d'accepteurs de protons (bases complémentaires des acides faibles ayant une constante de dissociation $K < 10^{-4.5}$, à 25°C et force ionique nulle) sur les donneurs de protons (acides avec $K > 10^{-4.5}$) dans un kilogramme d'échantillon.

Pour un système d'eau de mer, le point d'équivalence est défini par la relation:

$$[H^+] = [CO_3^{2-}] + 2 [HCO_3^-] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] \quad (24)$$

Nous considérons ici un système oxique où la contribution des autres couples acide-base n'est pas significative (en particulier les nitrates et phosphates), et où on néglige l'effet des sulfates et des fluorures dans la gamme de pH considéré (5.5 à 8.5 (BRADSHAW et al., 1981)).

L'alcalinité totale de notre système d'eau de mer s'écrit alors:

$$AT = [CO_3^{2-}] + 2 [HCO_3^-] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+] \quad (25)$$

On peut déterminer également l'alcalinité des carbonates :

$$AC = [CO_3^{2-}] + 2 [HCO_3^-] \quad (26)$$

Détermination analytique de l'alcalinité

La méthode par titration en retour proposée par GRIPENBERG, puis améliorée par KOROLEFF, donne une imprécision trop grande dès lors qu'on rentre dans les calculs d'équilibres des carbonates (ALMGREN et al., 1983). Il en est de même pour la méthode dite "du point final". La titration potentiométrique (ou pHmétrique) nécessite un appareillage plus sophistiqué que les précédentes mais permet d'obtenir une précision comparable à la méthode photométrique (ALMGREN et al., 1983). Cette méthode potentiométrique, revue par BRADSHAW et al (1981) est celle utilisée dans ce travail.

La détermination du volume au point d'équivalence est faite sur un Titroprocesseur Metrohm (Titroprocess 672) équipé d'une burette automatique. Les échantillons d'eaux interstitielles récifales sont prélevés dans des flacons hermétiques de 50 ml. Le point d'équivalence (relation 20) obtenu par titrage par un acide fort (HCl, de normalité 0.01N), est recalculé par la technique de linéarisation de Gran (1952).

Au point d'équivalence on a:

$$C_0 \cdot V_0 = C_a \cdot V_2 \quad (27)$$

avec: C_0 = alcalinité

V_0 = volume initial

C_a = concentration de l'acide ajouté

V_2 = volume d'acide ajouté au point d'équivalence.

Les points au-delà du point équivalent du dosage ($V > V_2$) sont utilisés pour calculer l'alcalinité à partir de la première fonction de Gran:

$$F_1 = 10^{-\text{pH}} \cdot (V_0 + V) = C_a \cdot (V - V_2) \quad (28)$$

La fonction F_1 définie par la relation (28) est une fonction linéaire du volume d'acide ajouté. Cette droite est obtenue par régression linéaire des points ayant pour abscisse une valeur de pH comprise entre 3 et 4 (soit 11 points en général).

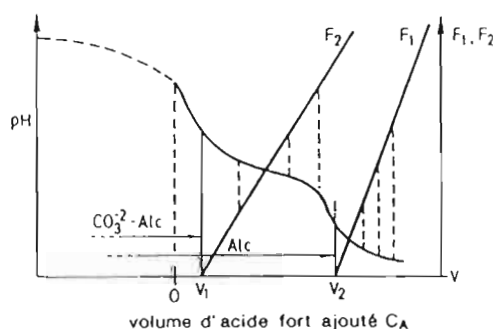


Figure 4: Courbe de titrage pour le système carbonaté et la fonction de Gran correspondante. V_2 correspond au point équivalent de l'alcalinité totale.

En traçant F_1 en fonction de V et en extrapolant pour $F_1 = 0$, on détermine, à partir du dernier membre à droite de l'équation (27), le volume V_2 correspondant au point d'équivalence pour l'alcalinité (figure 4).

A partir de la courbe de titrage, on peut également déterminer l'alcalinité- CO_3^{2-} , pour laquelle le point d'équivalence est donné par la deuxième fonction de Gran:

$$F_2 = 10^{-\text{pH}} \cdot (V_2 - V) = K_1 \cdot (V - V_1) \quad (29)$$

2.3 Approche géochimique

2.3.1 Equilibres ioniques du système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$

L'approche géochimique s'intéresse aux processus chimiques régissant l'évolution des roches en place. Dans l'étude des réactions chimiques du système considéré, l'eau interstitielle joue le rôle de réacteur du système. C'est un milieu d'échange et de combinaison. Dès lors, nous allons aborder le domaine des **interactions eaux-roches**, en considérant les relations entre le système carbonaté et les équilibres ioniques.

Dans un système carbonaté fermé (figure 5), la somme totale du carbone minéral est considérée comme constante. Lorsque le système fermé est en relation avec une phase aqueuse, H_2CO_3^* (relation 8) est considéré comme un acide non-volatile. Dans un système carbonaté ouvert (figure 5), un échange de matière avec l'extérieur est possible; ainsi une eau à l'équilibre

avec l'atmosphère est caractérisée par une pression partielle de CO_2 constante, ce qui n'est pas le cas dans un système hydrologique souterrain.

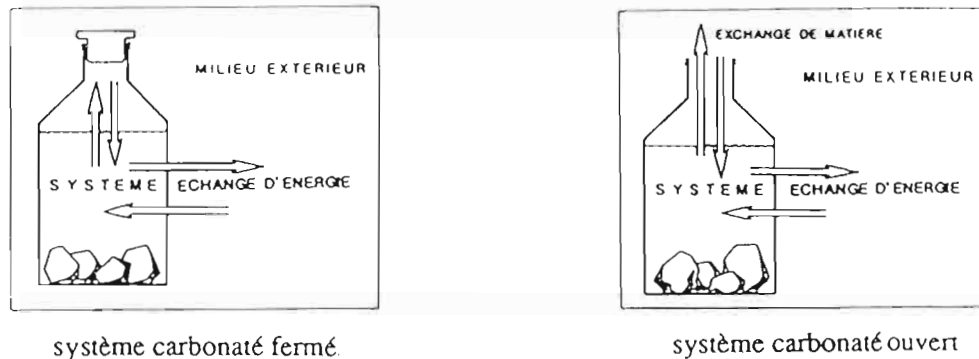


Figure 5. Le concept de système fermé et ouvert.

Les systèmes "fermés" et "ouverts" sont des modèles idéaux avec lesquels les systèmes réels peuvent être comparés. **L'eau interstitielle récirculaire sera plutôt considérée comme un système fermé.**

Dans un système carbonaté fermé, cinq espèces, H_2CO_3^* , HCO_3^- , CO_3^{2-} , H^+ et OH^- sont présentes simultanément. On a donc besoin de cinq équations pour définir et résoudre le système, auxquelles viennent se rajouter les équilibres de solubilité des phases minérales. L'étude des équilibres de solubilité sera focalisée au niveau du **carbonate de calcium** (CaCO_3), représenté dans notre système sous les deux formes polymorphiques: calcite et aragonite. La forme aragonitique (du système orthorhombique) est plus soluble que la calcite (du système rhomboédrique). Cette dernière est dite magnésienne si elle contient entre 5 et 15 % de magnésium (FOUCAULT et RAOULT, 1988). Il existe bien d'autres carbonates (magnésite, sidérite, dolomite) que nous n'évoquerons pas.

Les équilibres s'écrivent:



$$K_s = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] \quad (31)$$

avec K_s comme produit (ou constante) de solubilité de l'aragonite et de la calcite.

Pour contrôler si une eau en contact avec une phase solide est sur- ou sous-saturée, on pourra comparer le produit ionique déterminé expérimentalement avec le produit de solubilité.

$$Q = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] \quad (32)$$

On a alors : $Q = K_s$, s'il y a équilibre,
 $Q > K_s$, si la phase liquide est sur-saturée,
 $Q < K_s$, si la phase liquide est sous-saturée.

La figure 6 complète la figure 2. On a porté l'équilibre de précipitation CaCO_3 , qui ne devient effectif que lorsque le produit ionique (relation 31) atteint la valeur du produit de solubilité. Il s'agit d'une représentation schématique puisque on néglige ici la voie majeure de biocalcification: $\text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^- = \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

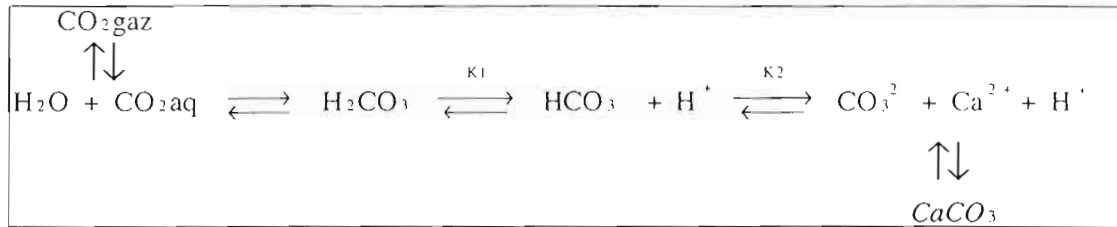


Figure 6: Equilibres du système carbonate $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-}$; équilibre de précipitation CaCO_3 .

2.3.3 Les ions majeurs

Les ions majeurs de l'eau de mer sont représentés par quatre cations: calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^+), potassium (K^+) et deux anions: sulfate (SO_4^{2-}) et chlorure (Cl^-). A eux-seuls ces six composés dissous représentent 99.9 % de la somme totale des composés dissous dans l'eau (le reste étant attribué aux composés mineurs et aux traces). Ils permettent de définir l'équilibre ionique du système. Ce sont eux qui déterminent de manière significative la salinité. Les cations ont été dosés par spectrométrie d'absorption atomique. Les sulfates ont été dosés par gravimétrie (précipitation de sulfate de baryum). La chlorinité a été dosée par colorimétrie (méthode du thiocyanate mercurique). Les échantillons prélevés dans des flacons en polypropylène de 500 ml sont fixés par addition d'acide nitrique. Les analyses ont été effectuées par le centre ORSTOM de Nouméa et par le LESE/CEA (Tahiti).

2.4 Approche biogéochimique

2.4.1 Métabolisme aérobie

La décomposition du matériel organique en produits inorganiques ou **minéralisation** est principalement effectuée par oxydation microbienne (MARTY et al., 1989). Elle s'effectue selon différentes voies métaboliques qui sont fonctions des différents accepteurs finaux d'hydrogène ou d'électrons. Nous nous limiterons dans cette étude aux processus métaboliques aérobie qui mettent en jeu l'oxygène moléculaire comme accepteur terminal d'électrons. Les processus de minéralisation dans le prisme récifal ont été peu étudiés dès lors que l'on sort du cadre sédimentaire classique. Or, il existe d'importantes interactions, plus ou moins complexes, entre la réserve de carbone organique du système récifal, la population bactérienne et la réserve inorganique présente dans le fluide interstitiel. Une caractéristique commune à toutes les bactéries hétérotrophes aérobies, est leur capacité à mener à terme l'oxydation de nombreux composés carbonés, jusqu'au stade $\text{H}_2\text{O} / \text{CO}_2$.

ALLER (1980) propose une réaction de minéralisation idéale de la matière organique faisant apparaître des coefficients x, y et z pour la stochiométrie des éléments respectifs C, N et P :



Cette équation permet une approche simplifiée du cycle du carbone organique et l'interaction de ce dernier avec le cycle du carbone inorganique (figure 7).

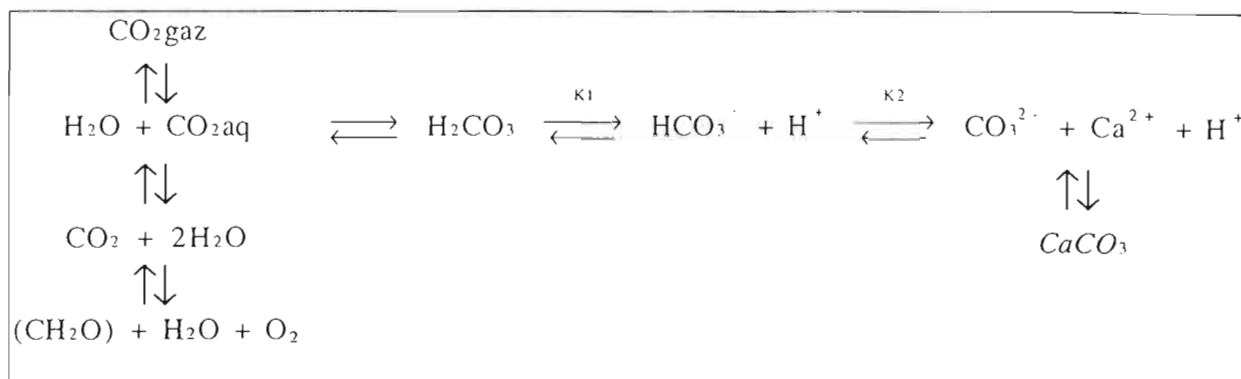


Figure 7: Interaction entre les cycles de carbone organique et inorganique (carbonate).

Le système des carbonates est donc modifié par le cycle du carbone organique. Comprendre les influences du carbone organique sur le carbone inorganique nécessite une approche quantitative et qualitative des processus de minéralisation. Pour se faire, nous étudierons l'évolution des nutriments dans la collone d'eau interstitielle du puits P7 ainsi que dans l'océan. La réaction (33) montre que le gaz O_2 (oxygène dissous) intervient directement dans les processus d'oxydation des matières détritiques et dans la respiration aérobie des micro-organismes hétérotrophes. L'étude des processus de minéralisation à travers l'évolution des sels nutritifs nous permettra d'affiner l'approche biogéochimique des équilibres des carbonates.

2.4.2 Les sels nutritifs

Les éléments nutritifs (N, P, S) se présentent sous plusieurs formes minérales en solution. Ils sont présents aussi sous formes organiques (dissoute ou particulaire) dans le milieu interstitiel. Le principe général des mesures des sels nutritifs repose sur des réactions colorimétriques analysées en spectrophotométrie (modèle MILTONROY SPECTRONIC 1201). Les échantillons sont prélevés dans des flacons en polyéthylène.

Les sels nutritifs azotés (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+) et les silicates (notés SiO_2 mais composés en fait à 95 % de $\text{Si}(\text{OH})_4$) ont été analysés selon la méthode décrite par AMINOT et CHAUSSEPIED (1983). La concentration en azote total dissous (N tot) est obtenue par irradiation UV de l'échantillon en présence d'eau oxygénée suivie d'un dosage des nitrites. La concentration en azote organique dissous est obtenue par différence entre N tot et la somme des nutriments azotés inorganique.

La silice, outre son rôle de sel nutritif, revêt une importance particulière dans le système interstitiel récifal considéré (P7) puisque notre forage pénètre dans la roche volcanique, dont la silice est un composé essentiel.

2.5. Paramètres physico-chimiques

La compréhension des modifications d'équilibre du système CO_2 dans les eaux interstitielles nécessite la prise en compte d'un certain nombre de paramètres physico-chimiques accompagnateurs.

2.5.1 Salinité

"La mesure de la salinité est importante dans l'étude du milieu marin. Par son influence sur la densité de l'eau de mer, elle permet d'identifier les masses d'eaux d'origines différentes" (AMINOT, 1983).

L'analyse de la salinité est effectuée par la méthode conductimétrique. Les prélèvements sont réalisés dans des flacons en polypropylène de 150 ml. Les mesures sont effectuées grâce à un salinomètre à induction (modèle AUTOLAB 601 MK III) étalonné avec de l'eau de mer normale de chlorinité connu à 0.001 ‰.

2.5.2 Température

L'intérêt de la mesure de la température dans cette étude est double. Elle doit permettre: de mettre en évidence les variabilités spatiales et temporelles des eaux interstitielles récifales; de calculer les paramètres du système carbonate en fonction de la température *in situ*.

Les mesures sont faites avec une bathysonde température, salinité, pression (T.S.P.) AANDERAA interfacée avec un micro-ordinateur portable pour l'acquisition des données en continu.

Un suivi en continu a été fait de janvier à juin pour trois niveaux donnés. Ne disposant pour le moment que d'une seule sonde, il n'a pas été possible de mesurer la température *in situ* aux douze niveaux simultanément pendant les prélèvements. Pour effectuer un profil vertical de température il est nécessaire de libérer totalement le forage de tout autre appareillage. En revanche, il est possible de poser simultanément le polytube de prélèvement et la sonde T.S.P., cette dernière devant être fixée à une profondeur supérieure à 50 mètres.

2.5.3 Potentiel d'oxydo-réduction

Le potentiel d'oxydo-réduction exprime la capacité d'un milieu à fournir ou à capter des électrons du milieu, c'est-à-dire son caractère oxydant ou réducteur. Il est mesuré avec un voltmètre de terrain JENCO (réfèrence 6009) équipé d'électrode spécifique.

2.5.4 Oxygène dissous

Dans la compréhension des processus biogéochimiques ou plus simplement biologiques du milieu récifal la mesure de l'oxygène moléculaire dissous est un paramètre incontournable. La méthode chimique classique de référence pour le dosage de l'oxygène dissous est la méthode de WINKLER, qui a été optimisée par CARPENTER (1965) et CARRITT et CARPENTER (1966) (AMINOT, 1983). La méthode a été semi-automatisée sur Titroprocess METROHM; elle associe une grande précision avec un temps d'analyse réduit. L'échantillonnage est effectué dans des flacons en verre, de 100 ml environ, à rodage normalisé, équipés de bouchons à base biseautée, dont le volume est connu au centième de ml près. Les échantillons sont fixés aussitôt après prélèvement.

2.6 **Equilibres thermodynamiques du système CO₂**

2.6.1 Traitement des données

Les différents paramètres qui caractérisent le système CO₂ sont donnés dans ce paragraphe. Les symboles et abbréviations suivantes sont utilisées dans le texte et dans les tableaux synthétiques des résultats:

- S = salinité
- T = température
- Cl = chlorinité
- AC = Alcalinité des carbonates (d'après l'équation 26)
- AT = Alcalinité totale (d'après l'équation 25)

- ΣB = Bore Total
 ΣCO_2 = Somme des carbonates
 CO_2 = CO2 Total (défini comme $H_2CO_3^*$ dans l'équation 10)
 a_H = 10^{-pH} (d'après l'équation 17)
 K'_b = constante apparente de l'acide borique (d'après l'équation 4)
 K'_1 = première constante apparente de l'acide carbonique (d'après l'équation 14)
 K'_2 = deuxième constante apparente de l'acide carbonique (d'après l'équation 16)
 P_{CO_2} = pression partielle de CO2 (gaz)
 K_0 = coefficient de solubilité de CO2 (gaz)
 Q = produit ionique (d'après l'équation 32)
 $K'_{s_{calc}}$ = constante apparente de solubilité de la calcite
 $K'_{s_{arag}}$ = constante apparente de solubilité de l'aragonite
 Ω_{calc} = indice de saturation de la calcite
 Ω_{arag} = indice de saturation de l'aragonite

Les différents paramètres du système carbonate sont déterminés en utilisant les équations de SKIRROW (1965) et du rapport de l'UNESCO (1987):

$$AC = AT - K'_b \cdot \Sigma B / (K'_b + a_H) \quad (34)$$

$$[CO_3^{2-}] = CA / (2 + a_H / K'_2) \quad (35)$$

$$[HCO_3^-] = CA / (1 + 2 \cdot K'_2 / a_H) \quad (36)$$

$$[CO_2] = (CA \cdot a_H / K'_1) / (1 + 2 \cdot K'_2 / a_H) \quad (37)$$

$$\Sigma CO_2 = [CO_3^{2-}] + [HCO_3^-] + [CO_2] \quad (38)$$

$$\Sigma CO_2 = CA \cdot (1 + a_H / K'_1 + K'_2 / a_H) / (1 + 2 \cdot K'_2 / a_H) \quad (39)$$

$$P_{CO_2} = [CO_2] / \alpha \quad (40)$$

$$\Omega = Q / K's \quad (41)$$

Les constantes apparentes de l'acide borique et de l'acide carbonique sont calculées respectivement à partir des équations de LYMAN (1956) et MEHRBACH et al. (1973):

$$pK_b = 2291.90 / T + 0.01756 T - 3.3850 - 0.32051 C^{1/3} \quad (42)$$

$$pK_1 = -13.7201 + 0.031334 T + 3235.761 / T + 1.300 \times 10^{-5} S \times T - 0.1032 S^{0.5} \quad (43)$$

$$pK_2 = 5371.9645 + 1.671221 T + 0.22913 S + 18.3802 \log_{10} S - 128375.28 / T - 2194.3055 \log_{10} T - 8.0944 \times 10^{-4} S \times T - 55617.11 (\log_{10} S) / T + 2.136 S / T \quad (44)$$

La solubilité, exprimée en mol Kg⁻¹ atm⁻¹, du CO₂ dans l'eau de mer est calculée à partir de l'équation de WEISS (1974):

$$\ln(K_0) = A_1 + A_2(100 / T) + A_3 \ln(T / 100) + S \times \{B_1 + B_2(T / 100) + B_3(T / 100)^2\} \quad (45)$$

$$\begin{aligned}
A_1 &= 60.2409 \\
A_2 &= 3.4517 \\
A_3 &= 3.3585 \\
B_1 &= 0.023517 \\
B_2 &= 0.023656 \\
B_3 &= 0.0047036
\end{aligned}$$

Le produit ionique de l'eau est donné par l'équation de DICKSON et RILEY (1979):

$$pK_w = 3441.0 / T + 2.241 - 0.09415 S^{0.5} \quad (46)$$

Les produits de solubilité de la calcite et de l'aragonite sont calculés à partir des équations de MUCCI (1983):

$$\log (K^{\circ}sp_{\text{arag}} / K^{\circ}sp_{\text{calc}}) = 0.0385 + 63.974 / T \quad (47)$$

$$\log (K^{\circ}sp_{\text{arag}}) = -171.945 - 0.077993 T + 2903.293 / T + 71.595 \log T \quad (48)$$

L'équation suivante représente les constantes apparentes de solubilité en fonction de la température et de la pression (MUCCI, 1983):

$$\log K'_{sp} - \log K^{\circ}sp = (B_0 + B_1 T + B_2 / T) \cdot S^{0.5} + C_0 S + D_0 S^{1.5} \quad (49)$$

avec les valeurs des coefficients des constantes suivantes:

solide	calcite	aragonite
B_0	-0.77712	-0.068393
$B_1 \cdot 10^3$	2.8426	1.7276
B_2	178.34	88.135
C_0	-0.07711	-0.10018
$D_0 \cdot 10^3$	4.1249	5.9415

2.6.2 Précision des mesures

Les paramètres calculés sont l'alcalinité et le pH pour définir le système CO_2 , les paramètres déduits étant le gaz carbonique total (ΣCO_2) et la pression partielle de CO_2 (P_{CO_2}).

La détermination indépendante de TA et de ΣCO_2 apparaîtrait toutefois préférable (PARK, 1969).

Les valeurs d'alcalinité et de pH sont données avec un intervalle de confiance de $\pm 0,01$ unité.

Les incertitudes sur les autres paramètres mesurés, à savoir la température et la salinité n'entraînent que peu de variations sur les paramètres déduits.

Les erreurs de $\pm 0,01$ meq / Kq sur TA et $\pm 0,01$ sur pH donne les erreurs suivantes:

- . $\pm 0,004$ mmol / Kq sur CO_3^{2-}
- . $\pm 0,02$ mmol / Kq sur HCO_3^-
- . $\pm 0,02$ mmol / Kq sur CO_2
- . $\pm 60 \cdot 10^{-6}$ atm sur P_{CO_2}
- . $\pm 0,02$ mmol / Kq sur ΣCO_2

ce qui est en accord avec les données de MILLERO, 1979 et ALMGREN et al., 1983.

RESULTATS

3. RESULTATS

3.1 Caractéristiques des eaux océaniques tahitiennes

Les données des campagnes océanographiques réalisées dans la zone de l'île de TAHITI viennent étayer les résultats obtenus au cours de cette étude. Une synthèse a été faite (tableau 1) à partir:

- des campagnes HYDROPOL 2 à 8 du B.O.C.B. "MARARA" (d'Avril 1986 à Octobre 1989) (RANCHER et ROUGERIE, 1992);
- de la campagne océanographique trans-Pacifique ALIZE 2 (Janvier-Mars 1991) (REVERDIN et al., 1991).

Les profils sont établis pour l'ensemble des paramètres de 0 à 500 m.

D'autre part, une synthèse des valeurs de surface (tableau 2) a été obtenue à partir des séries d'analyses coïncidant avec les dates de prélèvements des eaux interstitielles récifales.

3.1.1 Le champ thermo-halin

En été austral (premier semestre) la température du système superficiel atteint 29° C entre Janvier et Avril, conséquence d'un événement ENSO (EL NINO Southern Oscillation) entraînant une anomalie thermique de plus de 1° C. Sous l'épaisse couche de surface quasi isotherme dont la base peut être visualisée par le tracé de l'isotherme 25° C entre 100 et 150 m de profondeur, se développe un gradient thermique vertical progressif sur plusieurs centaines de mètres (thermocline). Cette caractéristique permanente de l'océan tropical démontre le découplage entre les eaux superficielles et les eaux intermédiaires (à partir de 400 m) et profondes (DELCROIX et MASIA, 1989).

Dans la zone considérée, la salinité de surface est voisine de 36 psu. La prépondérance de l'évaporation sur les précipitations, particulièrement marquée dans la partie orientale polynésienne dans laquelle on observe des salinités de 36,5 psu, s'atténue fortement à Tahiti sous l'influence de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (Z.C.P.S.) qui est caractérisée par une forte nébulosité et des précipitations importantes. La forte salinité acquise par l'Eau Tropicale Sud (E.T.S) entraîne la plongée ou convergence de cette eau au fur et à mesure qu'elle se forme, ce qui explique que dans la zone tahitienne le noyau à salinité maximale soit présent en subsurface (figure 8).

En profondeur, l'isohaline 35 psu se situe entre 300 et 400 m à l'intérieur de la thermocline. L'eau de salinité inférieure à 34,6 psu qui occupe le niveau 400 m et au-delà est appelée Eau Antarctique Intermédiaire car elle est issue de la convergence antarctique (vers 50-60° Sud) et s'enfonce au fur et à mesure de sa dérive vers le tropique.

3.1.2 Les sels nutritifs dissous

La distribution verticale du phosphate minéral est caractérisée par des teneurs dans la couche 0-150 m de l'ordre de 0,1 mmol / m³, ce qui constitue un minimum océanique mondial. Dans la partie subsuperficielle correspondant à la thermocline (150-400 m), la gradient vertical moyen sur la tranche 200-500 m de phosphate dissous atteint 0,2 mmol / m³ / 50 m. Ces caractéristiques identifient une importante zone de transition entre l'eau tropicale de surface très pauvre en phosphate (oligotrophie) et l'Eau Antarctique Intermédiaire qui présente de fortes teneurs (1,5 à 2 mmol / m³).

La distribution du nitrate est assez semblable à celle du phosphate. Les eaux de surface présentent des concentrations en nitrates inférieures à 0,1 mmol / m³ (tableau 1) valeurs correspondant aux limites de détection analytique. La zone oligotrophe s'étend jusqu'à 200 m. A partir de ce niveau, une rapide et régulière croissance des valeurs avec la profondeur traduit la

présence de la nitracline, couche de transition entre le système de surface pauvre en nitrates et l'Eau Antarctique Intermédiaire dont les teneurs dépassent 20 mmol/m³ dans la bande 400-500m.

La phase nitrite, située entre le niveau d'oxydation / reminéralisation ultime, représentée par la molécule nitrate et des phases plus réduites comme la molécule ammoniacque, constitue un état intermédiaire, plus fugace que les autres sels nutritifs. Sa distribution au large de Tahiti se résume à des concentrations très faibles en surface, dans la couche euphotique et même au-delà.

La répartition des silicates est très semblable à celle des nitrates et souligne les grands traits de cette zone. Les teneurs sont très faibles dans tout le profil vertical. L'isoplethe 5 mmol / m³ est présente vers 400 m de profondeur.

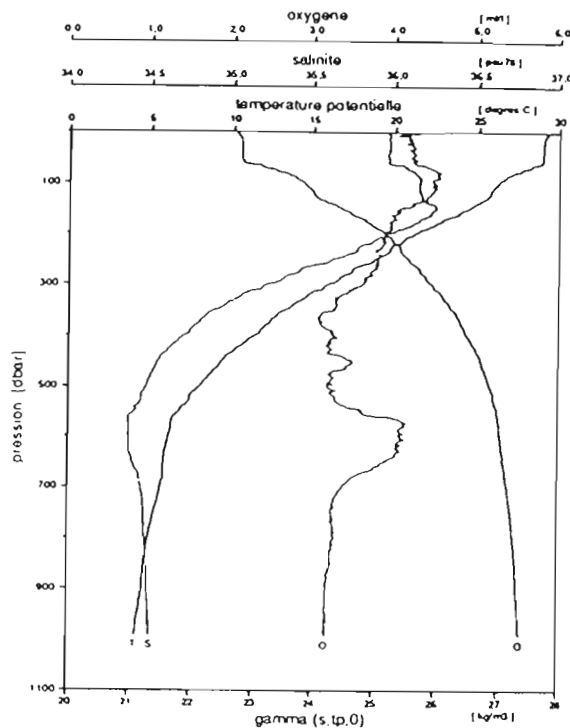


Figure 8: Profils verticaux d'oxygène, de température et de salinité (16. 0' 0 S; 148. 53' 9 W).

3.1.3 L'oxygène et le système CO₂

- Oxygène dissous (O₂)

Dans l'océan ce gaz intervient directement dans les processus de respiration des organismes et est libéré dans la couche euphotique par la photosynthèse chlorophyllienne. Les échanges gazeux à l'interface air-océan tendent également à maintenir un état d'équilibre imposé par la thermodynamique. Dans la zone étudiée, la répartition verticale de l'oxygène dissous est caractérisée par l'existence de fortes valeurs dans la couche de surface et sub-surface (>4,5 ml/l) et à toute profondeur (>4 ml/l jusqu'à 300m), ce qui signifie que l'eau océanique Tahitienne est proche de la valeur de saturation. "Les processus d'oxydation / reminéralisation sont donc très faibles par manque de matières à oxyder et confirment la grande faiblesse d'une production primaire limitée à son plus bas niveau par manque de sels nutritifs" (RANCHER & ROUGERIE, 1991).

- pH

Ce paramètre sans dimension constitue un indicateur de l'état d'équilibre du système CO₂. Une eau riche en matière détritique où les processus d'oxydation sont importants sera le siège d'une émission in situ de CO₂ et son pH aura tendance à baisser. A l'inverse, une eau où le CO₂ est contrôlé de façon prépondérante par les échanges physiques atmosphère-océan aura une teneur en CO₂ proche de l'équilibre (air-océan), une teneur en oxygène proche de la saturation et un pH élevé. C'est le cas de la zone considérée où le pH dépasse 8,3 en surface et à l'intérieur de

la couche euphotique. Le pH diminue ensuite de façon régulière avec la profondeur, jusqu'à des valeurs inférieures à 8 vers 500 m.

- Alcalinité totale (AT)

L'alcalinité ou réserve alcaline est liée, comme le pH, à l'utilisation de l'oxygène et à la production corrélative de gaz carbonique. Par contre, l'alcalinité est indépendante de la pression et de la température si elle est exprimée en unité de concentration d'équivalents (ou de moles) par kilogramme d'eau de mer (DYRSSEN et SILLEN, 1967). Les eaux de surface ont des valeurs de AT comprises entre 2,37 et 2,51. La valeur minimale a été obtenue le 10 mai lors d'un prélèvement océanique succédant à de fortes précipitations. Elle est reliée aux valeurs minimales du pH (8,31) et de la salinité (35,271). On peut penser que le prélèvement a été effectué trop près de la passe et a subi l'influence des écoulements d'eaux pluviales.

D'autre part, il faut souligner les très faibles variations de l'alcalinité avec la profondeur dans les 600 premiers mètres.

- Pression partielle de CO₂ (P_{CO₂})

La pression partielle du gaz carbonique dans les eaux superficielles est fonction du coefficient de saturation (équation 39). Les valeurs de P_{CO₂} mesurées en surface sont de l'ordre de 3.10⁻⁴ atmosphère, ce qui est en accord avec les valeurs de la littérature (IVANOFF, 1972; MONTEL, 1992). Toutefois, il est assez rare que le CO₂ des eaux de surface soit parfaitement en équilibre avec l'atmosphère; cependant, à la latitude considérée, il y a peu de production primaire, donc peu de dégradation, et les concentrations en CO₂ sont principalement régies par les processus physiques d'échanges entre l'atmosphère et l'océan.

3.1.4 Solubilité du carbonate de calcium

La détermination des concentrations des espèces ioniques dans un système en équilibre avec du carbonate de calcium solide nécessite la prise en considération des relations du système des carbonates, auxquelles on ajoute la contrainte du produit de solubilité. Les eaux océaniques de surface sont très largement sursaturées en carbonate de calcium.

Les produits de solubilité augmente sous l'effet de la pression. Il est établi par ailleurs qu'en moyenne la proportion de carbonate de calcium diminue avec la profondeur (IVANOFF, 1972). Au-delà d'une certaine profondeur, appelée profondeur de compensation, l'équilibre est atteint. Les eaux de l'Océan Pacifique (plus riches en gaz carbonique total que l'Océan Atlantique) ne sont sursaturées en calcite qu'aux profondeurs inférieures à 500 à 3000 m; alors que pour l'aragonite, dont le produit de solubilité est plus grand, la profondeur limite n'est que de 300 m.

3.2 Caractéristiques chimiques des eaux interstitielles récifales

3.2.1 Paramètres physico-chimiques

Température

Une variabilité temporelle a pu être mise en évidence grâce au suivi en continu et à une profondeur fixe de la température. On observe un signal thermique sinusoïdal d'une période d'environ 12 heures correspondant à la période de la marée. Ce signal périodique présente une amplitude maximale vers 80 à 100 m de profondeur. L'interprétation de ce signal actuellement en cours n'est pas du ressort du présent travail. Très brièvement il est toutefois nécessaire de signaler que le signal thermique enregistré s'apparente étroitement aux signaux thermiques enregistrés en milieu océanique ouvert qui correspond à la propagation d'ondes internes. La transmission de ce signal en milieu interstitiel semble démontrer l'existence d'échanges horizontaux vers 90-100 m de profondeur, ces échanges venant se surimposer aux processus de transfert verticaux discutés

plus loin. En l'absence d'enregistrements simultanés à différentes profondeurs il serait illusoire de chercher à comparer les différents enregistrements. Dans le cadre de ce travail nous nous contenterons, à partir des enregistrements effectués à 147, 90 et 50 m et qui couvrent la période d'étude, de constater la disparition momentanée (février-avril) du signal périodique (les enregistrements sont donnés en annexe 2). Ces conditions indiquent une diminution des processus d'échanges entre le milieu interstitiel et l'océan ouvert lors de la période couverte dans le cadre de cette étude.

L'évolution de la température suivant les profils verticaux (figure 9) se traduit par une décroissance de la température de la surface vers le fond avec une différence de 6 à 7 °C entre les extrémités du puits. La décroissance est continue entre 0 et 150 m avec une rupture de pente entre 80 et 100 m correspondant à une amplitude de température de près de 3 °C; on peut ainsi distinguer trois sous-systèmes: 0 à 80 , 80 à 100 et 100 à 150 m (figure 9). Le gradient observé de température ainsi établi peut être interprété comme résultant d'un flux général ascendant avec des températures du système interstitiel toujours plus basse que le système océanique de même niveau.

Salinité

Paramètre conservatif par excellence, la salinité permet de caractériser des masses d'eau type et d'en quantifier les mélanges. Le diagramme de salinité en fonction de la profondeur (figure 9), établi sur les valeurs moyennes des 4 mois, permet de dégager quatre sous-ensemble de -5 m à -150 m (figure 9):

- une zone superficielle de dessalure de -5 à -30 m correspondant à une masse d'eau originaire de la lentille d'eau douce induite par le remblaiement de la zone dite de Motu Uta. Les salinités minimales sont observées dans le premier niveau du puits (-5 m) avec une valeur moyenne de 32 psu,
- une zone de salinité moyenne de -30 à -60 m homogène avec des valeurs de 35,5 psu, avec de très faibles variations mensuelles,
- une zone de transition marquée par un léger gradient décroissant de -60 à -100 m,
- une zone de salinité plus faible que la précédente de -100 à -150 m avec des valeurs moyennes de 35 psu.

La salinité des eaux interstitielles est, comme la température, toujours plus basse que la salinité de l'océan à profondeur identique.

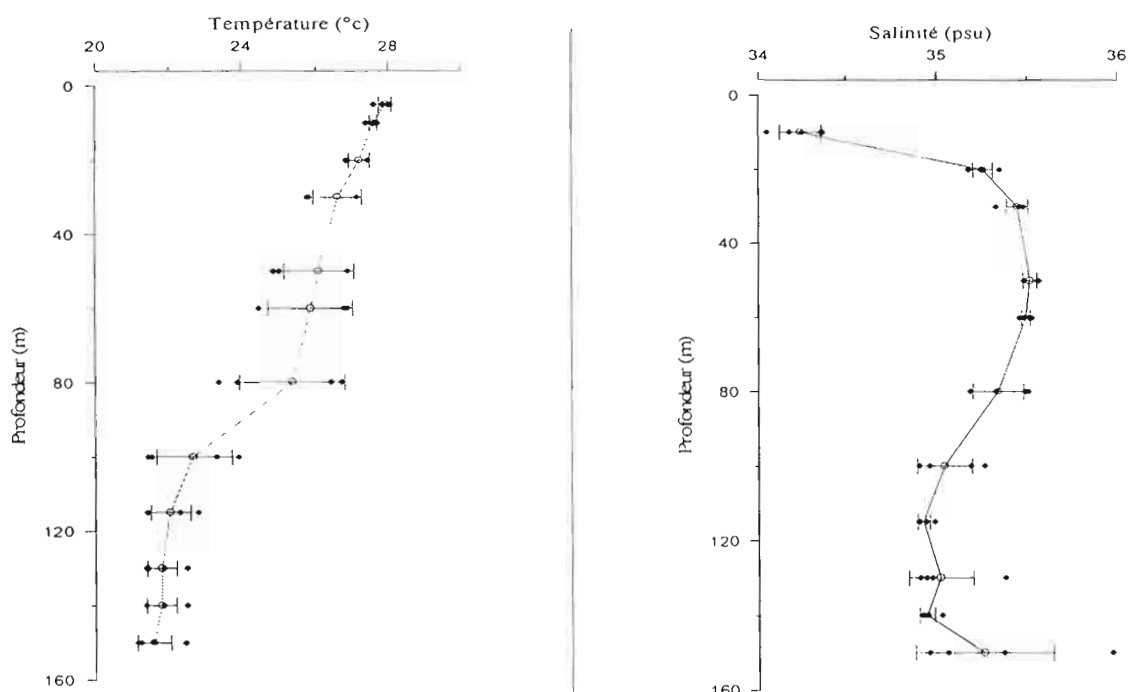


Figure 9: Evolution de la température et de la salinité dans le puits P7.

Les silicates

L'altération de la roche-mère basaltique (d'origine volcanique) et des sédiments basaltiques (Mamu) aboutit à la dissolution de composés siliceux dans le fluide interstitiel. Les concentrations mesurées dans le puits permettent de dégager là encore deux sous-ensembles: de -150 à -100 m et de -80 à -5 m avec une zone de transition entre les deux. Les valeurs les plus fortes sont observées à 140 m avec des valeurs moyennes dans le sous-ensemble "profond" supérieures à 200 mmol/m³; les valeurs les plus faibles sont présentes au niveau -10 m, avec des valeurs moyennes de 100 mmol/m³ pour le second sous-ensemble (figure 10).

Entre les deux sous-ensemble on observe une zone de transition brutale.

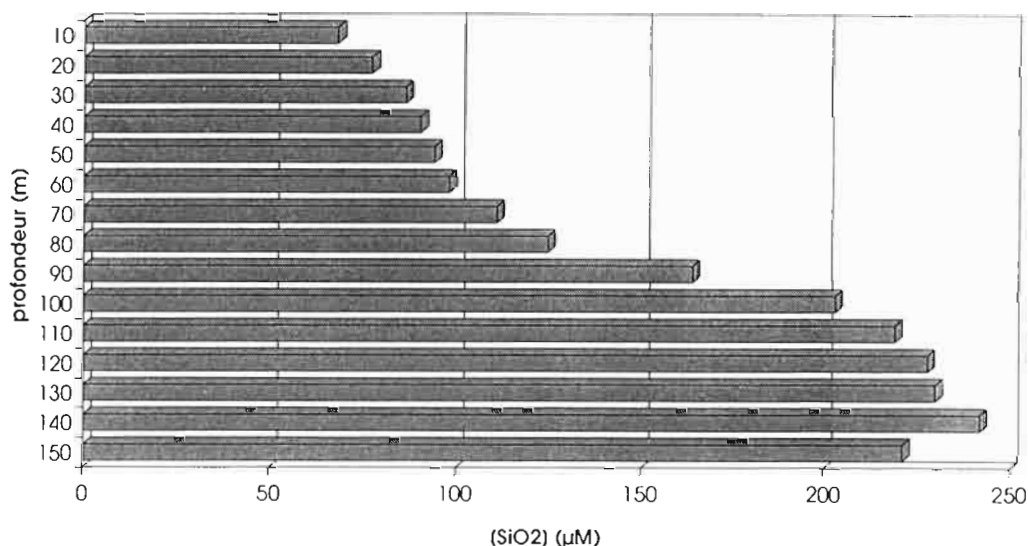


Figure 10: Evolution de la concentration en silicates avec la profondeur dans le puits P7.

Discussion

Les eaux interstitielles récifales apparaissent comme moins salées que les eaux océaniques (écart significatif d'environ 1 unité de salinité), plus froides, et considérablement plus chargées en silicates.

Le décalage de salinité entre l'eau interstitielle et l'eau océanique de même niveau peut être expliqué si l'on considère l'océan profond comme une source d'eau interstitielle. En effet, dans l'océan, en dessous de la couche de surface d'une épaisseur d'environ 200 m on observe une diminution progressive de la salinité jusqu'à une valeur d'environ 34,5 psu vers 500 m de profondeur. Il semble donc logique de penser que les eaux interstitielles sont issues d'eaux océaniques profondes ayant migré verticalement à travers les basaltes puis les carbonates, et ce conformément au modèle de circulation récifale par endo-upwelling (ROUGERIE & WAUTHY, 1993).

En complément, le champ thermique observé dans le forage peut être expliqué par une arrivée d'eaux plus froides que les eaux océaniques de même niveau dans le fond du forage, suivie d'un mélange avec des eaux plus chaudes dans le haut du forage.

Il est donc possible à ce stade de l'étude de proposer certaines origines possibles pour les eaux et de chercher à quantifier grossièrement les processus de mélanges dans le système interstitiel. En simplifiant nous considérerons que les mécanismes hydrodynamiques mis en jeu sont:

- un flux ascendant de composante verticale, correspondant au modèle géothermique proposé par ROUGERIE et WAUTHY (1988) et dont une première évidence est fournie par le champ thermo-halin. On peut signaler ici que les premiers résultats de mesure de flux ont confirmé la tendance générale ascendante,

- un processus de mélange entre eaux interstitielles profondes et eaux océaniques de surface dans la partie haute du forage.

A partir de ces simples postulats, il est possible de tenter de quantifier l'importance respective de chacune des composantes sur la base des caractéristiques halines des eaux. La salinité moyenne des eaux interstitielles des niveaux les plus bas (140 et 150 m) est d'environ 35,0 psu. Selon l'hypothèse de la circulation verticale qui induit l'entrée d'eau d'origine profonde, cette salinité correspond à des eaux océaniques de 400 m de profondeur (origine minimum), définie comme la limite supérieure de l'eau antarctique intermédiaire. En prenant pour hypothèse de travail que le mélange a lieu au-dessus de la zone de discontinuité thermique (vers 80 m), on peut penser que l'eau interstitielle "intermédiaire" vers 80 m de profondeur serait composée de:

- 50 % d'eau océanique superficielle, de salinité 36 psu,
- 50 % d'eau océanique de 400 m de profondeur (de salinité 35 psu).

Ces chiffres ne représentent que des estimations d'origine et de mélange et ne permettent en aucun cas d'estimer la valeur absolue des flux mis en jeu. Cette estimation de mélange 50/50 apparaît cohérente lorsque l'on considère le cas des silicates puisque les concentrations en silicates diminuent environ de moitié entre 130-140 m et 50-60 m (la concentration des eaux océaniques de surface étant comparativement négligeable). D'autre part, ces estimations rejoignent les résultats obtenus précédemment sur l'étude de traceurs conservatifs (CFC) sur le puits P6 (50 m) (ANDRIE et al., 1994). Dans le contexte déjà délicat de l'étude du système CO₂ des eaux interstitielles, la double entrée d'eau océanique vient encore compliquer l'analyse des équilibres chimiques.

3.2.2 Le système CO₂

Les paramètres mesurés

- pH

Les résultats synthétiques du pH dans le puits P7 mettent en évidence une première zone de 5 à 80 m remarquablement homogène avec des valeurs moyennes de pH de 7,7 ; la valeur minimale pour cette zone s'inscrit dans le premier niveau. Une deuxième zone est constituée par la tranche 115 à -150 m avec des valeurs moyennes de pH de 7,6. La diminution du pH est progressive de -80 à -115 m; à noter qu'une remontée du pH apparaît dans le dernier niveau (figure 11).

La comparaison avec les eaux océaniques montre une différence très nette. Les eaux interstitielles sont plus "acides" (différence de 0,5 unité pH) que le pH de l'océan. Cette diminution de pH mesurée dans les eaux interstitielles récifales par rapport aux eaux océaniques de surface est classiquement observée (TRIBBLE et al., 1990). Elle est également observée en milieu interstitiel sédimentaire (FENCHEL, 1969; GAILLARD, 1987; GAILLARD et al., 1989). **Les variations de pH sont une conséquence, et non une cause** des déplacements d'équilibre du système CO₂. Dans les conditions naturelles, ces déplacements sont provoqués par des variations de ΣCO_2 , de l'alcalinité totale et (ou) de la pression partielle de CO₂ (P_{CO_2}) sous l'action de processus géochimiques et biogéochimiques qui seront discutés plus loin.

- Alcalinité totale

L'alcalinité des eaux interstitielles de surface (niveaux -5 et -10 m) est du même ordre de grandeur que l'alcalinité des eaux océaniques de surface, avec toutefois des caractéristiques physico-chimiques dissemblables (figure 11). Dans le reste de la colonne d'eau, trois sous-systèmes peuvent là encore être distingués:

- un ensemble homogène compris entre les niveaux -20 et -60 m, avec un TA plus faible qu'en surface mais qui reste cependant supérieur à 2 méq/Kg.
- une zone de transition qui s'étend de -60 à -100 m
- un ensemble qui va jusqu'au fond du puits et marqué par un TA moyen de 1,5 méq/Kg.

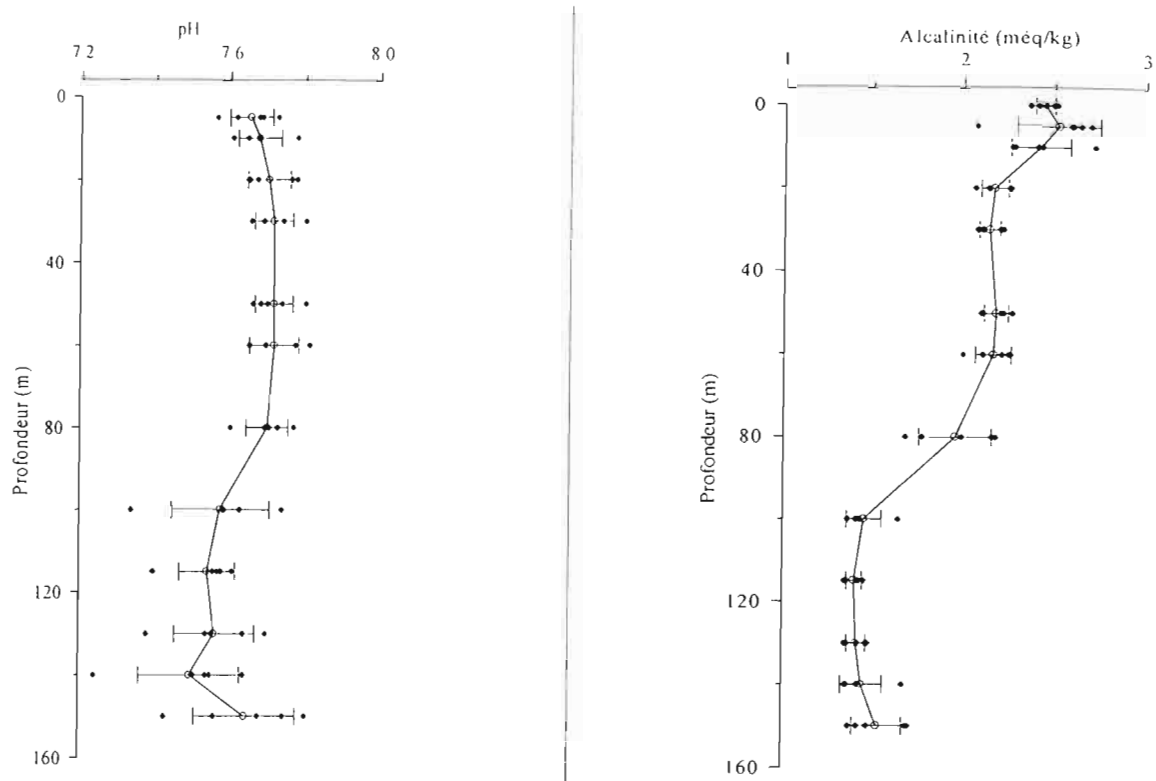
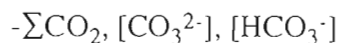


Figure 11: Evolution des profils de pH et d'alcalinité totale dans le puits P7.

Les paramètres déduits



Les trois paramètres, ΣCO_2 , $[\text{CO}_3^{2-}]$, $[\text{HCO}_3^-]$ évoluent de façon identique dans le profil vertical du puits P7 (figure 12). Ils reproduisent avec beaucoup de fidélité les variations de l'alcalinité. Les ions bicarbonates, représentant la forme majoritaire de carbone inorganique, se trouvent à des concentrations moyennes de 1,4 mmol/Kg dans le fond du puits et à 2 mmol/Kg dans la partie haute. On observe une augmentation de la concentration dans les niveaux superficiels (5 et 10 m de profondeur), qui sont sous l'influence de la lentille d'eau douce artificielle. L'idée générale reste une séparation entre deux sous-systèmes; le premier de -20 m à -60 m avec des concentrations moyennes beaucoup plus fortes que le second, allant des côtes -100 à -150 m. La répartition des carbonates suit cette tendance générale, avec toutefois une amplitude plus marquée entre les deux sous-systèmes; on passe de concentrations moyennes 0,04 mmol/Kg dans la partie basse à des teneurs deux fois plus élevées (0,085 mmol/Kg) dans la partie supérieure. Une autre différence est à souligner dans les deux niveaux superficiels avec une augmentation des concentrations en carbonates peu marquée en comparaison avec les concentrations en bicarbonates et en ΣCO_2 .

D'autre part, si la concentration moyenne de HCO_3^- dans le puits P7 apparaît peu différente de celle mesurée dans l'océan de surface, la concentration moyenne en ΣCO_2 dans le puits est parfois inférieure à celle de l'océan (jusqu'à -80 m). Dans la moitié supérieure de la colonne d'eau la concentration en ΣCO_2 est sensiblement identique à celle de l'océan; dans la partie inférieure (des côtes -100 à -150 m) les eaux interstitielles ont des concentrations plus faibles en ΣCO_2 que celles de l'océan. Cette tendance est encore plus marquée en ce qui concerne la concentration en CO_3^{2-} qui est en moyenne huit fois plus faible dans le sous-système profond du puits que dans l'océan tropical superficiel mais seulement 3 fois et demi dans le sous-système supérieur.

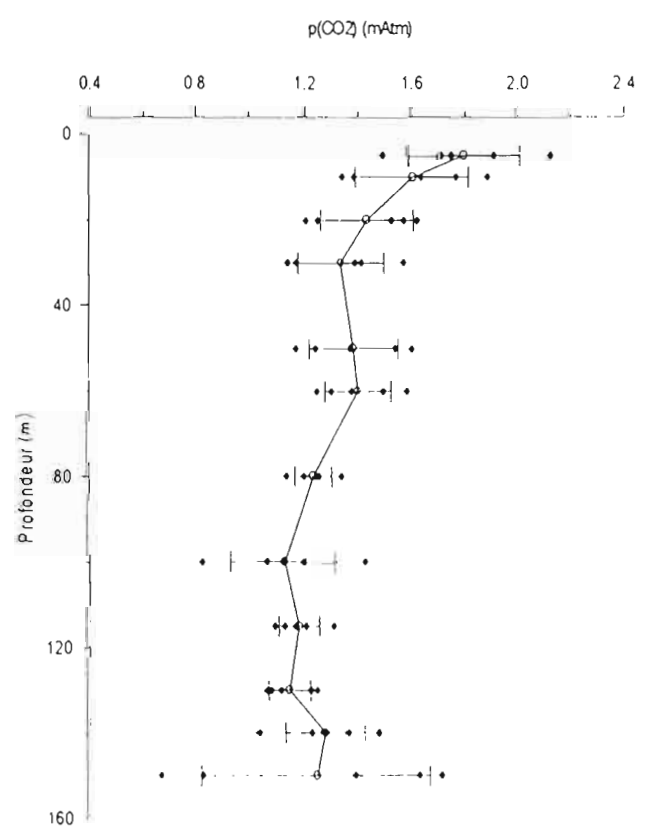
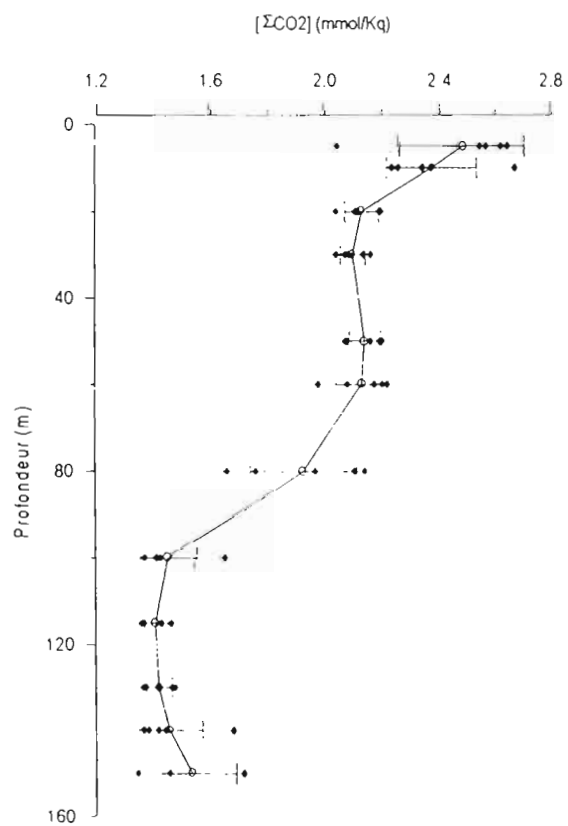
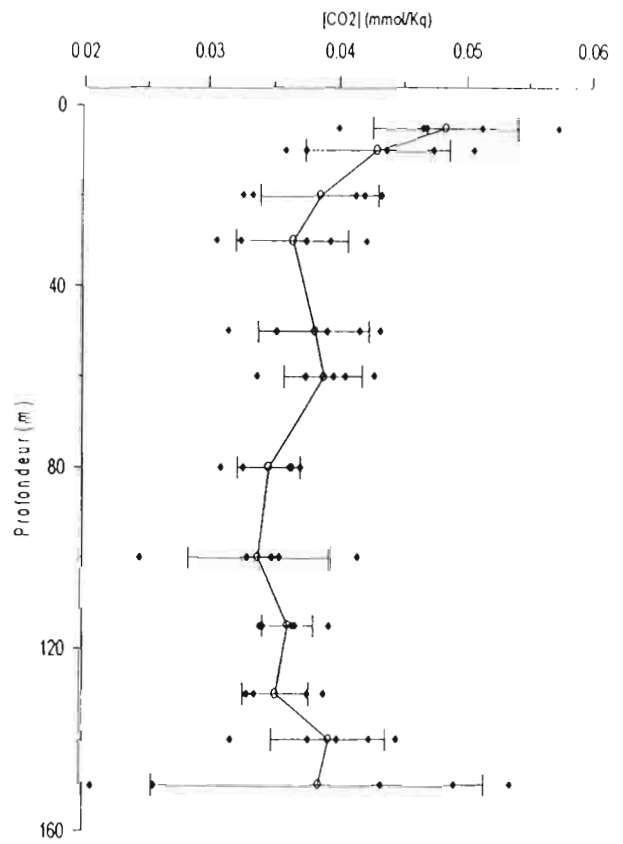
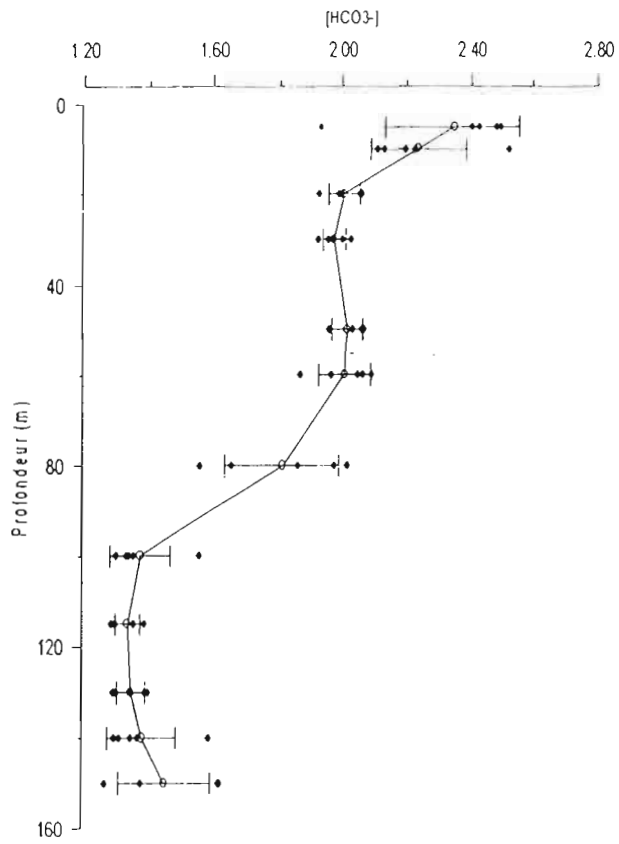


Figure 12: Evolution des concentrations en HCO₃⁻, CO₂, ΣCO₂ et pCO₂ dans le puits P7.

- CO₂ et pCO₂

La concentration en gaz carbonique dissous est relativement homogène dans la colonne d'eau de -20 à -150 m, les valeurs moyennes étant comprises entre 34 et 39 µmol/Kg. Seule la partie superficielle (niveaux -5 et -10 m) est plus concentrée que le reste de la colonne (respectivement 48 et 43 µmol/Kg). Il faut mentionner également que la variabilité temporelle est importante, principalement au niveau -150 m. Si les différences de concentrations entre les eaux interstitielles et l'océan étaient significatives (entre 20 et 60 % selon le niveau considéré) en ce qui concerne le ΣCO₂, il y a, en terme de concentration, cinq fois plus de CO₂ dissous dans le système interstitiel que dans le système océanique de surface.

La pression partielle de CO₂ est déduite de la concentration en gaz carbonique dissous (équation 44) qui dépend de la température. Les variations de pCO₂ se distinguent de celles du CO₂ dissous par un léger gradient croissant du fond (1,2 mAtm) vers la surface (1,4mAtm). On peut remarquer là encore une augmentation de la pression partielle de CO₂ concernant les niveaux -5 et -10 m. Dans le reste de la colonne d'eau interstitielle, les valeurs de pCO₂ sont, en moyenne, quatre fois plus fortes qu'à l'interface océan-atmosphère (1,27 contre 0,32 mAtm).

Discussion

Il convient de remarquer que les variations des concentrations en HCO₃⁻, CO₃²⁻ et ΣCO₂ s'effectuent dans le même sens. Les variations de [CO₂] (ou, ce qui revient au même, de pCO₂) dans la colonne d'eau sont beaucoup moins marquées. Le tableau 6 présente la composition en pourcentage du CO₂ dissous, des ions bicarbonates et carbonates de l'eau tropicale océanique de surface et des eaux interstitielles, mettant ainsi en évidence d'une part la dissemblance de composition chimique entre les deux eaux, et d'autre part la répartition verticale des différentes espèces au sein de la colonne d'eau interstitielle.

Tableau 6 Pourcentage de gaz carbonique dissous, de bicarbonates et de carbonates de l'eau océanique superficielle et de la colonne d'eau interstitielle du puits P7.

profondeur (m)	CO2	HCO3-	CO3--
5	1.9	94.5	3.6
10	1.8	94.2	4.0
20	1.8	94.2	4.0
30	1.7	94.1	4.1
50	1.8	94.2	4.0
60	1.8	94.3	3.9
80	1.8	94.3	3.9
100	2.3	94.8	2.9
115	2.6	94.9	2.6
130	2.5	94.9	2.7
140	2.7	94.9	2.5
150	2.5	94.7	2.8
océan (surface)	0.4	84.4	15.2

Cette répartition verticale confirme l'existence des deux sous-systèmes déjà mis en évidence précédemment, ainsi que l'existence d'une zone superficielle, ayant les plus fortes concentrations en espèces chimiques. Le pourcentage de bicarbonate reste relativement constant sur toute la profondeur (compris entre 94,1 et 94,9 %), le sous-système profond étant légèrement plus concentré, tandis que les variations du gaz carbonique dissous et des carbonates sont inversement proportionnelles avec un sous-système de -5 à -80 m plus concentré en carbonates et moins concentré en CO₂ dissous que le sous-système profond compris entre les niveaux -100 et -150 m. La discussion plus poussée des équilibres du système CO₂ fait appel aux approches géochimiques et biogéochimiques qui suivent.

3.3 Approche géochimique

3.3.1 Géomorphologie

L'étude préliminaire du profil géomorphologique confirme l'existence de trois ensembles qui d'un point de vue géomorphologique peuvent se résumer à:

- un ensemble carbonaté, récent (holocène) qui atteint la côte 88 m. L'étude du matériel carbonaté sur la carotte met en évidence une dissolution partielle du matériel d'origine corallien à la base de l'encaissant carbonaté entre les côtes 79 et 88 m,

- un ensemble carbonaté plus ancien (pléistocène) avec dissolution de la majorité des squelettes de coraux entre les côtes 88 et 109 m. Au cours de la dernière régression marine du Würm; Le récif s'est retrouvé en position aérienne (émergé) et soumis à des conditions hydrogéologiques et climatiques favorables à des transformations diagénétiques des roches carbonatées qui le composent. Parmi les transformations diagénétiques associées aux variations eustatiques, figurent en particulier la dissolution karstique des carbonates récifaux (FAISSOLLE, 1988). Lors de la dernière régression majeure (Wisconsinian 2), on peut envisager l'existence de phases de dissolution des carbonates en zone désaturée soumise à une circulation d'eau météorique agressive, dissolution karstique, qui se traduit par une "chenalisation" de l'encaissant carbonaté. Ces réseaux karstiques, caractérisés par une perméabilité importante, déjà observés à Mururoa, ont été mis en évidence lors de l'étude diagénétique de la carotte (DEJARDIN et al., 1994). Par ailleurs, il est important de signaler que l'étude en cours n'a révélé jusqu'à présent aucune trace de dolomitisation. En outre, on observe dans ces deux ensembles carbonatés d'âge différent la présence de calcite magnésienne. Les équilibres de saturation de ce cristal de carbonate de calcium étant encore mal connus, nous ne discuterons pas de ses processus de dissolution/précipitation ni des processus de remplacement.

- un ensemble d'origine basaltique constitué d'une trentaine de mètres de sédiments (mamu). La limite supérieure, mal définie, est constituée d'un matériel d'origine mixte (carbonaté et basaltique) entre les côtes -105 et -115 m. Le matériel terrigène d'origine volcanique strict s'étend de -115 à -137 m.

- un substrat basaltique, dans les dix derniers mètres du forage, constituant la roche-mère et composé de couches volcanique non érodées.

3.3.2 Equilibres de solubilité

Notre étude se limite aux équilibres de solubilité du carbonate de calcium et plus précisément aux phases solides calcite et aragonite. Les équilibres concernant la calcite magnésienne identifiée lors de l'étude géomorphologique ne sera pas discutée. Nous n'aborderons pas non plus les causes de l'absence de dolomitisation dans ce récif.

Les valeurs des constantes de solubilité apparentes de la calcite et de l'aragonite sont encore discutées à ce jour. Les valeurs les plus communément utilisées des coefficients apparents sont les suivantes (UNESCO, 1987):

$$K_{\text{calc}} = 4.47 \cdot 10^{-7} \text{ mol}^2 \cdot \text{Kg}^{-2}$$

$$K_{\text{arag}} = 6.76 \cdot 10^{-7} \text{ mol}^2 \cdot \text{Kg}^{-2}$$

La mesure du calcium dans les eaux interstitielles permet d'établir la relation du produit ionique (équation 31) et de calculer les équilibres de solubilité (figure 12). On a également reporté sur la figure les équilibres de solubilité de la calcite et de l'aragonite, représentés par deux droites parallèles à l'axe des profondeurs.

Les eaux interstitielles apparaissent sous-saturées vis-à-vis de l'aragonite et de la calcite dans la partie basale du puits, des côtes 100 à 150 m. La différence entre les valeurs des constantes de solubilité montre que la calcite est moins soluble que l'aragonite. C'est pourquoi la diminution avec la profondeur des concentrations en carbonates se traduit par une première sous-saturation vis-à-vis de l'aragonite (niveau -80 m) suivie d'une sous-saturation en calcite (niveau -

100 m). Les conditions d'équilibres ioniques dans la partie profonde du prisme sont donc favorables à **des réactions de dissolution** des carbonates. Le passage de la phase solide à la phase liquide d'ions carbonates et calcium peut avoir lieu. On observe bien une augmentation de la concentration en carbonates (d'un facteur deux) entre les deux sous-ensembles séparés par l'interface -80/-100 m par contre, la libération d'ions Ca^{2+} dans le liquide interstitielle n'apparaît pas significative. En effet, on a une libération au maximum de 0,05 mmol/Kg d'ions CO_3^{2-} et donc d'ions Ca^{2+} (le rapport stoechiométrique étant de 1 entre les deux ions). L'ion calcium étant un ion majeur dans l'eau de mer, cette libération ne représenterait qu'une augmentation d'environ 0,5 %. Cette différence ne peut être mise en évidence compte tenu de la précision des résultats d'analyses.

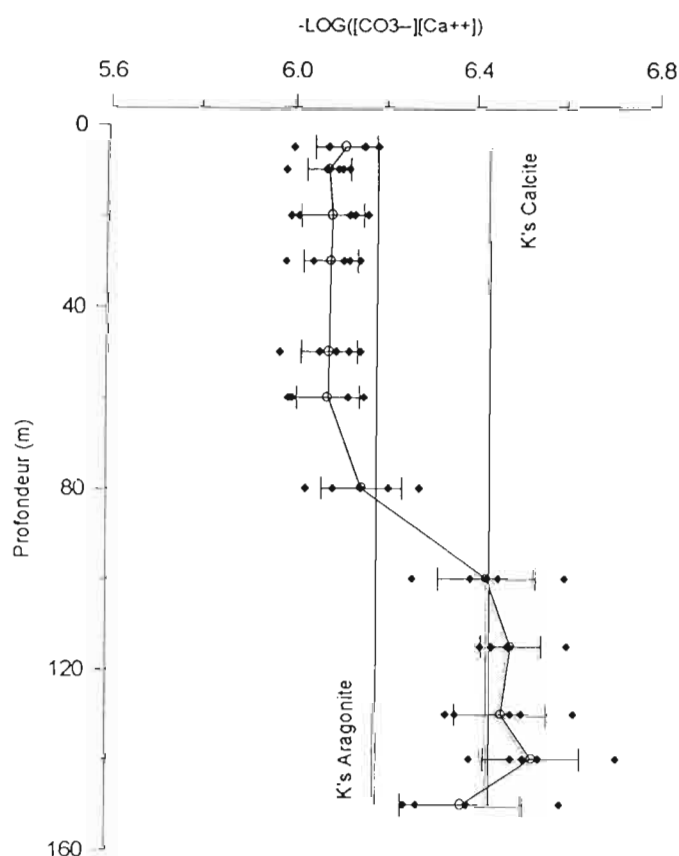


Figure 12: Etats de saturation vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite dans le puits P7. On a porté sur la figure les produits apparents de solubilité de la calcite et de l'aragonite.

Dans la partie supérieure (à partir de la côte 80 m), les eaux interstitielles apparaissent sur-saturées vis-à-vis des deux minéraux. Contrairement à ce qui se passe dans la partie basse du forage, les conditions d'équilibre ionique ne sont pas favorables aux processus de dissolution. Pour autant, on ne peut pas dire que les processus de précipitation sont favorisés dans cette partie. En effet, d'autres facteurs rentrent en ligne de compte comme les notions de formations de complexes, de cinétique de nucléation, etc. Ceci nous mènerait trop loin des équilibres du système CO_2 et nous nous contenterons de discuter des équilibres des solutions.

D'autre part, on peut noter que la concentration en calcium apparaît constante dans la colonne d'eau, exceptée dans les deux premiers niveaux, pour lesquels on peut noter une baisse significative de la concentration en calcium (figure 13). Cette diminution de l'ordre de 7 % pour le premier niveau s'explique de façon logique par la dessalure des eaux superficielles en contact avec la lentille d'eau douce, cette dessalure traduisant une diminution globale des concentrations en ions majeurs.

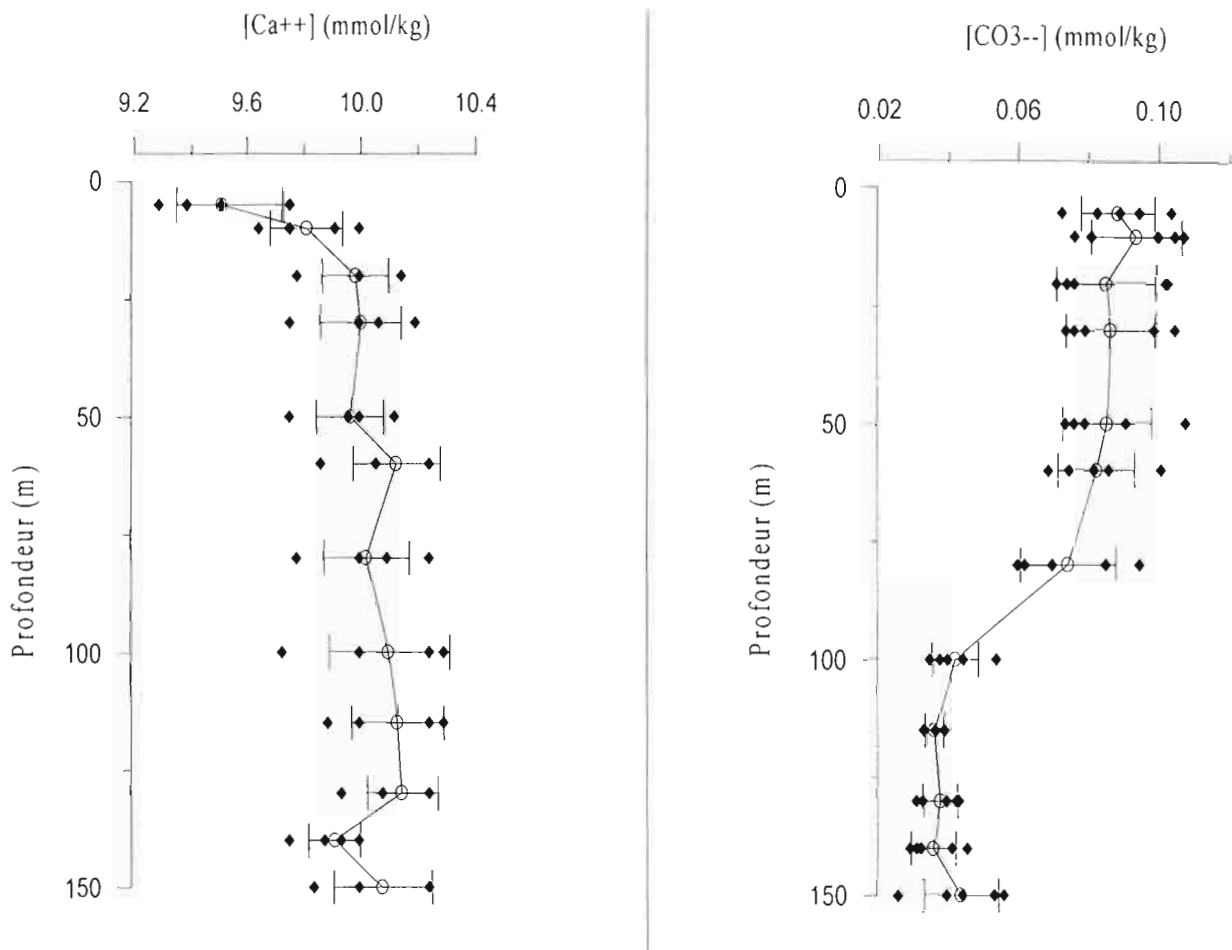


Figure 13: Evolution de la teneur en calcium et en carbonates dans le puits P7.

3.4 Approche biogéochimique

3.4.1 Initiation aux processus de minéralisation

L'analyse des processus biogéochimiques (chapitre 2) complète l'étude du système CO_2 et doit nous aider à cerner les règles qui régissent les équilibres ioniques dans les eaux interstitielles. Etant donné les caractéristiques oxiques des eaux interstitielles échantillonnées, nous nous limiterons essentiellement à l'étude des processus de minéralisation en aérobiose et à leur impact sur la composition chimique des eaux interstitielles.

Les résultats des mesures du potentiel redox et de l'oxygène dissous mettent en évidence l'existence d'un système interstitiel faiblement oxygéné notamment dans le haut du puits.

Les variations de concentration en O_2 (figure 14) dans le puits P7 montrent l'existence d'un gradient décroissant de la concentration en oxygène dissous, lié à des processus de minéralisation interne. De 1 mg/l au fond, on passe à des valeurs voisines de 0 dans les niveaux superficiels. Pendant une courte période (une dizaine de jours entre fin mars et début avril). L'anoxie a été observée au niveau -50 m, caractérisée par la présence d' H_2S (à la concentration de 1 μM).

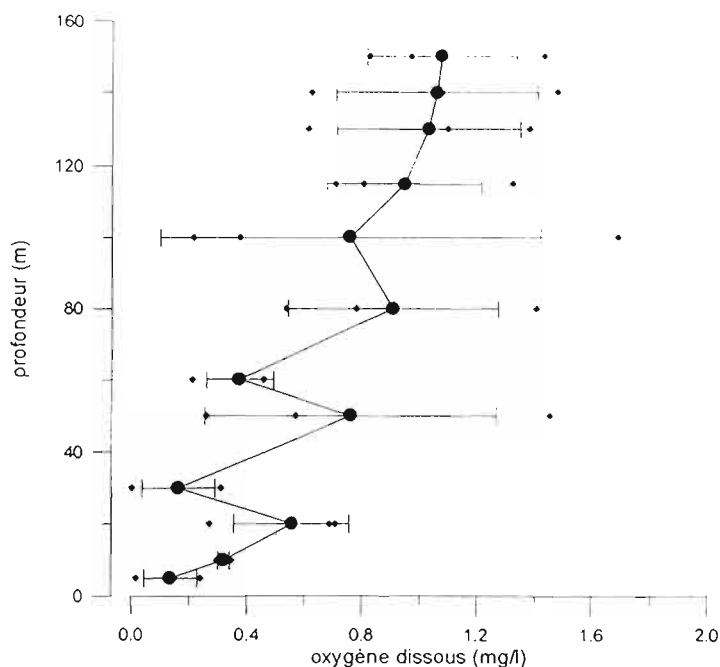


Figure 14: Concentrations en oxygène dissous dans le puits P7.

Les résultats des analyses en sels nutritifs azotés (figure 15) sont caractérisés par des concentrations très fortes en azote ammoniacal dans les niveaux supérieurs du puits (à partir du niveau -60 m) qui s'accompagnent d'une diminution de la concentration en azote organique dissous du fond vers la surface d'une part et d'une diminution de la concentration en nitrates entre les niveaux -60 et -20 m d'autre part. Un tableau synthétique des teneurs en sels nutritifs est donné en annexe. les variations des nitrites ne seront pas discutées, les concentrations présentes dans le fluide interstitiel étant trop proches du seuil de détection. Le gradient d'azote organique dissous ne sera pas interprété non plus; les méthodes d'oxydation de la matière organique n'ont pas donné entière satisfaction pour la première moitié des échantillons (l'hypothèse que toute la matière organique n'a pas été totalement oxydée ne pouvant pas être écartée).

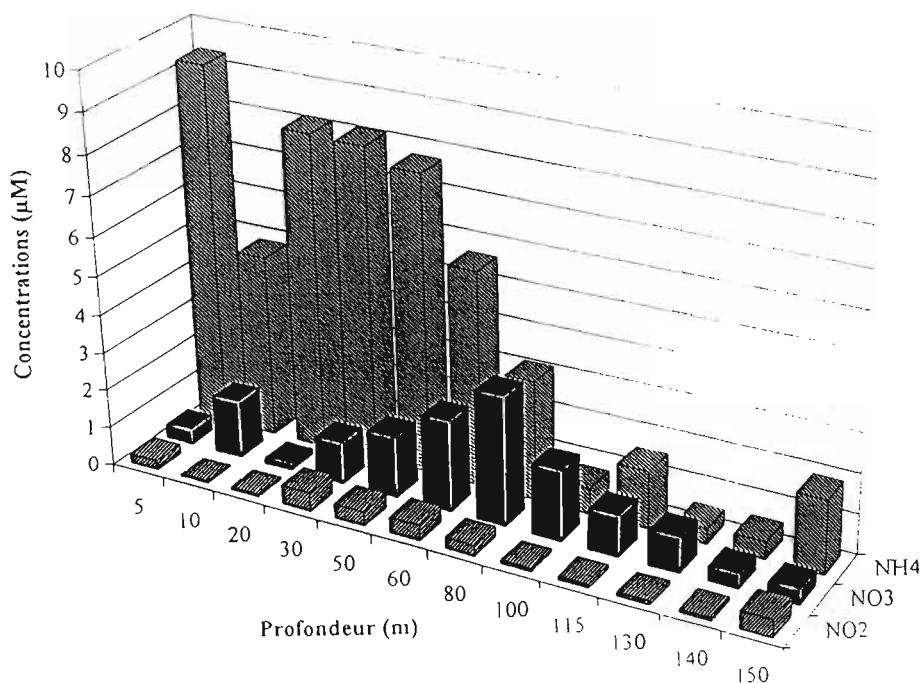


Figure 15: Evolution des concentrations en nutriments azotés dans le puits P7.

La répartition des nitrates et des ions ammonium met en évidence une stratification des eaux. Cette stratification dans P7 se distingue des caractéristiques des eaux interstitielles décrites en milieu sédimentaire marin (MARTY et al., 1989; CAPONE et al., 1992) et en milieu récifal (TRIBBLE et al., 1990). L'existence d'un flux ascendant permettrait d'expliquer cette stratification inversée que l'on observe dans P7 (à savoir des teneurs plus faibles dans les niveaux plus profonds). L'hypothèse de l'utilisation du pool de nitrates par les micro-organismes transformés en ammonium peut être envisagée par réduction dissimilatrice (MARTY et al., 1989). Si l'importance de ce mécanisme n'est pas encore bien connu, on pense qu'il serait, comme la dénitrification, fonction de la quantité de matière organique présente, de fortes concentrations en matières organique favorisant la production. Or, de telles concentrations sont observées dans notre puits. L'évolution des nutriments inorganiques, associée aux faibles teneurs en oxygène dissous, permettent d'avancer l'hypothèse d'une alternance de processus de minéralisation interne aérobie et anaérobie. Cette hypothèse met en avant la possibilité d'utiliser la dénitrification ou la réduction dissimilatrice pour une population bactérienne anaérobie facultative qui s'intégrerait parfaitement dans un milieu "suboxique".

Cependant, la validation de ces hypothèses dépasserait le cadre de ce travail, et nous ne pousserons pas plus avant la discussion des résultats des sels nutritifs ni des processus métaboliques anaérobie. Nous considérerons les processus de dégradation de la matière organique dans notre système interstitiel comme étant essentiellement liés à la respiration aérobie des micro-organismes qui consomment de l'oxygène et produisent du gaz carbonique en quantité théoriquement équimolaire (équation 32). Ce CO_2 produit déplace l'équilibre du système en provoquant une diminution du pH. A son tour, la diminution de pH déplace l'équilibre des carbonates. Rappelons que l'équilibre entre les différentes formes de carbonates est rapide et que, quelle que soit la forme préférentielle sous laquelle le carbone est restitué au milieu, ce sont les variations du contenu total en carbone inorganique, c'est-à-dire les variations de ΣCO_2 , qui donne la mesure exacte de ces apports. Les variations de ΣCO_2 (figure 12) ont été discutées précédemment, d'un point de vue chimique uniquement. Si l'on considère que la diminution d'une mole d'oxygène dissous fournit au milieu une mole de CO_2 dissous, on peut essayer de quantifier la variation entre le système -100 à -150 m et le système -80 à -20 m. Si l'on considère un mélange des eaux dans ce dernier système ayant une teneur en oxygène dissous de l'ordre de 45 μM composé de:

- 50 % d'eau océanique superficielle, caractérisée par une concentration en oxygène dissous de l'ordre de 350 μM ,
- 50 % d'eau issue du système sous-jacent, de concentration en oxygène dissous d'environ 90 μM ,

on a une augmentation de ΣCO_2 liée à l'utilisation apparente en oxygène de l'ordre de 120 μM . Cette augmentation explique une variation de ΣCO_2 du système compris entre -20 et -80 m de l'ordre de 15 et 30 %. Si cela n'apparaît pas hautement significatif, on peut l'interpréter par le fait que les processus de dissolution qui relarguent des carbonates sont plus importants en terme de concentration molaire que les processus biogéochimiques. Par contre, si la résultante est d'origine géochimique, la cause des variations d'équilibre du système carbonaté ΣCO_2 se trouve dans les processus de minéralisation qui déplacent l'équilibre du système.

*DISCUSSION ET CONCLUSION
GENERALES*

4. DISCUSSION ET CONCLUSION GÉNÉRALES

Les variations de l'alcalinité totale reflétant avec fidélité les variations de ΣCO_2 , nous nous proposons dans cette discussion générale de caractériser les différentes masses d'eaux de notre système interstitiel récifal en fonction des deux paramètres mesurés, le pH et l'alcalinité (figure 16). On a également porté les points caractéristiques de l'océan de surface.

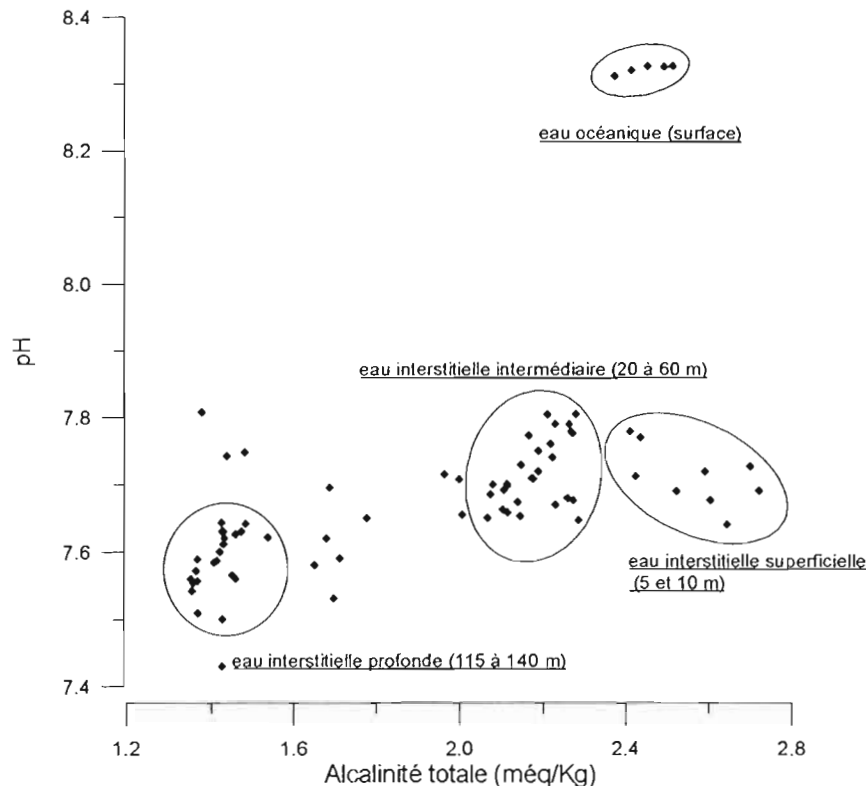


Figure 16: Diagramme $\text{pH} = f(\text{TA})$ caractérisant les différentes masses d'eau du système interstitiel de P7. On a également porté sur la figure les points correspondant à l'eau océanique de surface.

Ce diagramme met en évidence les différences caractéristiques entre le système interstitiel d'une part et l'eau tropicale océanique de surface d'autre part. Trois masses d'eau types sont clairement identifiées:

- **eau interstitielle de surface**, qui concerne les niveaux superficiels -5 et -10 m. Cet ensemble, dont l'hétérogénéité temporelle est à souligner, est caractérisée par un pH moyen de 7,7 et par le titre alcalimétrique le plus fort mesuré (2,4 à 2,7 méq/Kg). Il s'agit d'une **eau de mélange** entre les apports océaniques (houle) et les apports pluviaux, d'où la dessalure enregistrée. La diminution de la teneur en calcium et en carbonates mise en évidence dans cette zone n'est cependant pas suffisante pour se situer dans des conditions de précipitation. Des études de comptage bactérien ont révélé une activité microbienne considérable, favorisant ainsi les processus de minéralisation permettant ainsi d'expliquer les mesures élevées de l'alcalinité.

- **eau interstitielle intermédiaire**, entre les niveaux -20 et -60 m, caractérisée par des valeurs de pH comprises entre 7,65 et 7,8 et une alcalinité moyenne de 2,2 méq/Kg, qui circule à travers un prisme carbonaté qui **n'apparaît pas comme soumis à des processus de dissolution**. Au vue des résultats, cette eau se définit comme étant une **eau de mélange** entre deux eaux interstitielles sous-jacentes et des eaux océaniques **superficielles** principalement injectées par l'énergie des houles.

- **eau interstitielle profonde**, mise en évidence entre les côtes 115 et 150 m, qui se caractérise par un pH bas (7,6 en moyenne) et une alcalinité moyenne très faible (1,4 méq/Kg). Il s'agit d'un fluide circulant à travers un ensemble basaltique sédimentaire et rocheux qui trouve son origine dans l'océan Antarctique Intermédiaire.

Entre les eaux interstitielles profondes et intermédiaires on observe une zone de mélange qui est également caractérisée par les valeurs de pH et surtout d'alcalinité. Au niveau de la mesure de l'alcalinité, on se retrouve dans la zone de mélange avec des valeurs de TA de 2 méq/Kg. Si l'on considère les valeurs du fluide interstitiel profond (1,5 méq/Kg) et les valeurs de l'eau océanique superficielle (2,5 méq/Kg), on se retrouve avec **une eau de mélange 50/50**. Ce mélange correspond bien au calcul de mélanges des eaux défini à partir des valeurs de salinité (paramètre conservatif) ainsi que des teneurs en silicates.

Nous avons défini les caractéristiques chimiques des eaux interstitielles récifales en ce qui concerne plus spécifiquement les équilibres du système CO₂. Comme nous venons de le voir, les différentes approches, chimique, géochimique et biogéochimique, permettent de définir sommairement l'origine possible des eaux interstitielles et les mécanismes d'échanges entre elles et les eaux océaniques.

Il apparaît au terme de notre travail qu'une sous-saturation en carbonate de calcium vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite et par conséquent favorable à des phénomènes de dissolution existe dans le système étudié mais restant localisée dans la partie basale de l'encaissant carbonaté (en-dessous de 80 à 100 m de profondeur). Il est bien évident qu'une telle sous-saturation aura des implications sur l'évolution de la trame carbonatée. Les résultats de ce travail de recherche devront être rapprochés avec l'approche plus particulièrement géologique développée dans le cadre de la thèse de P. DEJARDIN (en cours).

L'approche biogéochimique démontre l'importance des processus de minéralisation sur les variations d'équilibre du système CO₂. En outre, il faut souligner qu'à l'interface entre le système interstitiel récifal et l'océan de surface les fortes concentrations en CO₂ des eaux interstitielles vont conduire à un rééquilibrage dont une des conséquences sera un dégazage de CO₂ (les conséquences de tels mécanismes en terme de géochimie ou de biogéochimie restent à définir et quantifier).

Nous avons pu mettre en évidence grâce aux différentes approches énoncées ci-dessus la double origine du fluide interstitiel; ce dernier serait caractérisé par une eau océanique d'origine profonde (< 400 m) et une eau océanique superficielle. L'importance quantitative de ces deux composantes semblent être globalement identiques vers 80 m, et laisse à supposer que le flux géothermique tel qu'il est décrit par ROUGERIE & WAUTHY (1988) serait accompagné par une circulation océanique superficielle clairement identifiée par les résultats de nos travaux et qui se traduit par une large zone de mélange des eaux.

Enfin, il est important de souligner que l'échantillonnage dans un forage reste critiquable. En effet, il faut toujours garder en esprit la question de savoir si le puits ne constitue pas un biais au niveau des résultats ? Si oui, comment le mettre en évidence ? D'autre part, certaines données du dernier niveau (-150m) laissent à penser qu'un effet de fond pourrait exister.

Une approche critique de ces biais sera envisagée cette année, avec des expériences de compartimentage du forage par séries de membranes isolantes.

A plus long terme, on peut envisager une étude modélisation des flux interstitiels récifaux qui permettrait d'améliorer nos connaissances sur les systèmes coralliens.

REMERCIEMENTS
&
BIBLIOGRAPHIE

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier tout particulièrement:

Le Service Mixte de Sécurité Radiologique (SMSR) dépendant du CEA pour le prêt gracieux du titroprocesseur Metrohm sans lequel ce travail n'aurait pas été possible.

Luc BONNAFOUS et Nicolas MARQUET et Ivan BERNEZ pour leur amitié et leur soutien financier durant cette année universitaire.

Francis ROUGERIE, Directeur de recherche à l'ORSTOM, pour ses conseils et sa disponibilité de tous les instants.

Le docteur Raymond BAGNIS, qui est à l'origine de mon aventure Polynésienne et qui me fait l'honneur de présider le jury de D.E.A.

L'ensemble du personnel du centre ORSTOM de Tahiti dirigé par Bernard BOCCAS, techniciens, stagiaires et chercheurs pour leurs précieux soutiens au cours de ce stage, et tout particulièrement Jean-Pascal TORRETON.

Renaud FICHEZ pour avoir été mon guide scientifique au cours de ces cinq mois de stage dans cette exploration du récif barrière de Tahiti. Qu'il soit assuré de ma plus grande estime.

Enfin, je tiens à remercier mes parents et mon frère qui m'ont soutenu durant cette année.

BIBLIOGRAPHIE

- AISSAOUI D.M., BUIGUES D. & PURSER B.H. (1986). Model of reef diagenesis : Mururoa atoll, French Polynesia. In : Reef diagenesis. Schroeder J.H. & Purser B.H. (eds.), Springer, Berlin, p. 27-52.
- ALLER R.C. (1980). Relationships of tube-dwelling benthos with sediment and overlaying water chemistry. In : Marine benthic dynamics. Tenore K.R. & COULL B.C. (eds.), University of south Carolina, Columbia, p. 285-308.
- ALMGREN T., DYRSSEN D. & FONSELIUS S. (1983). Determination of alkalinity and total carbonate. In: Methods of Seawater Analysis, Grasshoff K. et al. (eds.), Verlag Chemie, Weinheim p. 99-123.
- ALMGREN T., DYRSSEN D. & STANDBERG M.. (1975). Determination of pH on the moles per kg seawater scale (M_w). Deep-Sea Res., 22 : 635-645.
- AMINOT A. & CHAUSSEPIED M. (1983). Manuel des analyses chimiques en milieu marin. CNEXO, Brest, 395 p.
- ANDRIE C., BOULOUBASSI I., CORNU H., FICHEZ R., PIERRE C. & ROUGERIE F. (1994). Chemical and tracer studies in coral reef interstitial waters (French Polynesia): implications for endo-upwelling circulation. In : Proceedings of the seventh International Coral Reef Symposium, in press.
- BATES R.G. (1982). pH measurements in the marine environment. Pure Appl. Chem., 54 : 229-232.
- BEN YAAKOV S. (1970). A method for calculating the in situ pH of sea water. Limnol. Oceanogr., 15 : 326-328.
- BRADSHAW A.L., BREWER P.G., SHAFER D. & WILLIAMS R.T. (1981). Measurements of total carbon dioxide and alkalinity by potentiometric titration in the GEOSECS program. Earth Planet. Sci. Lett., 55 : 99-115.
- BUDDEMEIER R. W. & OBERDORFER J. A. (1988). Hydrogeology and hydrodynamics of coral reef pore waters. In : Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium, vol. 2, CHOAT J.H. (eds.), 6th International Coral Reef Symposium Executive committee, Townsville 485-490.
- CAPONE D.G., DUNHAM S.E., HERRIGAN S.G. & DUGUAY L.E. (1992). Microbial nitrogen transformation in unconsolidated coral reef sediments. Mar. Ecol. Prog. Ser., 80 : 75-88.
- CARPENTER J.H. (1965). The accuracy of the Winkler method for dissolved oxygen analysis. Limnol. Oceanogr., 10 : 135-140.
- CARRIT D.E. & CARPENTER J.H. (1966). Comparison and evaluation of currently employed modifications of the Winkler method for determining dissolved oxygen in sea-water; a NASCO Report. J. Mar. Res., 24 : 286-318.
- CROSSLAND C.J., HATCHER B.G. & SMITH S.V. (1991). Role of coral reefs in global ocean production. Coral Reefs, 10 : 55-64.
- CULBERSON C.H. (1980). Calculation of the in situ pH of sea water. Limnol. Oceanogr., 25 : 150-152.
- CULBERSON C.H. & PYTKOWICZ R.M. (1968). Effect of pressure on carbonic acid, boric acid and the pH in sea water. Limnol. Oceanogr., 13 : 403-417.
- CULBERSON C.H. & PYTKOWICZ R.M. (1973). Ionization of water in seawater. Mar. Chem., 1 : 309-316.
- DEJARDIN P., FICHEZ R. & ROUGERIE F. (1994). Le récif barrière nord de Tahiti: géologie, géochimie et circulation du système interstitiel récifal. Rapport de convention, ORSTOM, Papeete, 29 p.
- DELCROIX T. & MASIA F. (1989). Atlas des variations de température et de salinité de surface du Pacifique Tropical (1969-1988). Rapports Scientifiques et Techniques. Sciences de la mer n°2, Centre ORSTOM de Nouméa, 151 p.
- DICKSON A. G. (1981). An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data. Deep-Sea Res., 28A : 609-623.
- DICKSON A.G. (1984). pH scales and proton-transfer reactions in saline media such as sea water. Geochim. Cosmochim. Acta, 48 : 2299-2308.

- DICKSON A.G. & RILEY J.P. (1979). The estimation of acid dissociation constants in seawater media from potentiometric titrations with strong base. II The dissociation of phosphoric acid. *Mar. Chem.*, 7 : 101-109.
- DYRSSEN D. & SILLEN L.G. (1967). Alkalinity and total carbonate in seawater; a plea for P-T independent data. *Tellus*, 19 : 113-121.
- FAISSOLLE F. (1988). Hydrogéologie, paléohydrogéologie et diagénèse d'un système aquifère carbonaté récifal côtier. Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université de Bordeaux 3, 269 p.
- FENCHEL T. (1969) The ecology of marine microbenthos IV. Structure and function of the benthic ecosystem, its chemical and physical factors and the microfauna communities with special reference to the ciliated protozoa. *Ophelia*, 6 : 1-182.
- FOUCAULT A. & RAOULT J. F. (1988). Dictionnaire de géologie (guides géologiques régionaux), Masson, Paris, p.56-59.
- FRANKIGNOULE M., CANON C. & GATTUSO J.-P. (1994). Marine calcification as a source of carbon dioxide: positive feedback of increasing atmospheric CO₂. *Limnol. Oceanogr.*, 39 : 458-462.
- GAILLARD J. F. (1987). Quelques processus géochimiques liés à la diagénèse précoce. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 7, 374 p.
- GAILLARD J. F., PAUWELS H. & MICHARD G. (1989). Chemical diagenesis in coastal marine sediments. *Oceanologica Acta*, 12 : 175-187.
- GATTUSO J.-P., PICHON M., DELESALLE B. & FRANKIGNOULE M. (1993). Community metabolism and air-sea CO₂ fluxes in a coral reef ecosystem (Moorea, French Polynesia). *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 96 : 259-267.
- GIESKES J.M. (1969). Effect of temperature on the pH of sea water. *Limnol. Oceanogr.*, 14 : 679-685.
- GIESKES J.M. (1970). Effect of temperature on the pH of sea water. *Limnol. Oceanogr.*, 15 : 329.
- GRAN G. (1952). Determination of the equivalence point in potentiometric titrations, II. *Analyst*, 77 : 661-671.
- HANSSON I. (1973). A new set of pH scales and standard buffers for sea water. *Deep-Sea Res.* 20 : 479-491.
- HATCHER A.I. (1990). Coral reef primary productivity : a hierarchy of pattern and process. *Trends in Ecology and Evolution*, 5 : 149-155.
- IVANOFF I. (1972). Introduction à l'océanographie: propriétés physiques et chimiques des eaux de mer, Tome 1, Vuibert, Paris, p. 208.
- LYMAN J. (1956). Buffer mechanism of seawater. PhD Thesis, University of California, Los Angeles, 196 p.
- MARTY D., BERTRAND J.-C. & CAUMETTE P. (1989). Les métabolismes bactériens dans les systèmes sédimentaires marins. In : *Micro-organismes dans les écosystèmes océaniques*. Bianchi M. et al. (eds.), Masson, Paris, p. 101-151.
- MERBACH C., CULBERSON C.H., HAWLEY J.E. & PYTKOWICZ R.M. (1973) Measurements of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.*, 18 : 897-907.
- MICHARD G. (1989). Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Publisud, Paris, 357 p.
- MILLERO F.J. (1979). The thermodynamics of the carbonate system in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43 : 1651-1661.
- MILLERO F.J. (1983). The estimation of the pK^*_{HA} of acids in seawater using the Pitzer equations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47 : 2121-2129.
- MILLERO F.J. (1986). The pH of estuarine waters. *Limnol. Oceanogr.*, 31 : 839-847.
- MONTEL Y. (1992). Mise au point d'une méthode automatique de mesure en continu de la pression partielle de CO₂ dans l'eau de mer et dans l'atmosphère, embarquable sur un navire. Rapport de D.E.A. Université Française du Pacifique, 46 p.
- MUCCI A. (1983). The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures and one atmosphere total pressure. *Am. J. Sci.*, 283 : 789-799.
- PARK K. (1969). Oceanic CO₂ system: an evaluation of ten methods of investigation. *Limnol. Oceanogr.*, 14 : 179-186.
- POISSON A., CULKIN F. & RIDOUT P. (1990). Intercomparison of CO₂ measurements. *Deep-Sea Res.*, 37A : 1647-1650.

- RANCHER J. & ROUGERIE F. (1992). HYDROPOL situations oceaniques du Pacifique central sud. Editions SMSR, Monlhéry, 91 p.
- REVERDIN G., MORLIERE A. & ELDIN G. (1991). ALIZE 2 campagne océanographique trans-Pacifique. Rapport interne, Université P & M Curie, Paris, 341 p.
- REVELLE R. & FAIRBRIDGE R. (1957). Carbonates and carbon dioxide. *Geol. Soc. America*, 67 : 239-296.
- ROUGERIE F., FAGERSTROM J.A. & ANDRIE C. (1992). Geothermal endo-upwelling: a solution to the reef nutrient paradox? *Cont. Shelf Res.*, 12 : 785-798.
- ROUGERIE F., ANDRIE C. & JEAN-BAPTISTE P. (1991). Helium-3 inside atoll barrier reef interstitial water: a clue for geothermal endo-upwelling. *Geophys. Res. Lett.*, 18 : 109-112.
- ROUGERIE F. & WAUTHY B. (1988). The endo-upwelling concept: a new paradigm for solving an old paradox. In : *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium*, vol. 3, CHOAT J.H. (eds.), 6th International Coral Reef Symposium Executive committee, Townsville 21-26
- ROUGERIE F. & WAUTHY B. (1993). The endo-upwelling concept: from geothermal convection to reef construction. *Coral Reefs*, 12 : 19-30.
- SABBIDES T., GIANNIMARAS E. & KOUTSOUKOS P.G. (1992). The precipitation of calcium carbonate in artificial seawater at sustained supersaturation. *Environ. Technol.*, 13 : 73-80.
- SANSONE F.J., TRIBBLE G.W., ANDREWS C.C. & CHANTON J.P. (1990). Anaerobic diagenesis within recent, Pleistocene, and Eocene marine carbonate frameworks. *Sedimentology*, 37 : 997-1009.
- SANSONE F.J., TRIBBLE G.W., BUDDEMEIER R.W. & ANDREWS C.C. (1988). Time and space scales of anaerobic diagenesis within a coral reef framework. In : *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium*, vol. 3, CHOAT J.H. (eds.), 6th International Coral Reef Symposium Executive committee, Townsville, p. 367-372.
- SIGG L., STUMM, W. & BEHRA P. (1992). *Chimie des milieux aquatiques; chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement*. Masson, Paris, 391 p.
- SKIRROW G. (1965). The dissolved gases - carbon dioxide. In *Chemical Oceanography*, vol. 1. Riley J.P. & Skirrow G. (eds.), Academic press, New York, p. 227-322.
- SMART P.L., DAWANS J.M. & WHITAKER, F. (1988). Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 6193 : 811-813.
- SMITH S. V. (1978). Alkalinity depletion to estimate the calcification of coral reefs in flowing waters. In : *Coral reefs: research methods*, Stoddart D.R. & Johannes R.E. (eds.), Unesco, Paris, p. 397-404.
- SMITH S.V. & BUDDEMEIER R.W. (1992). Global change and coral reef ecosystems. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 23 : 89-118.
- TRIBBLE G.W. (1990). Early diagenesis in a coral reef framework. PhD Thesis, University of Hawaii, 227 p.
- TRIBBLE G.W., SANSONE F.J., BUDDEMEIER R.W. & LI Y.H. (1992). Hydraulic exchange between a coral reef and surface sea water. *Geological Soc. America Bull.*, 104 : 1280-1291.
- TRIBBLE G.W., SANSONE F.J., SMITH S.V. (1990). Stoichiometric modelling of anaerobic diagenesis within a coral reef framework. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54 : 2439-2449.
- UNESCO (1987). Thermodynamics of the carbon dioxide system in seawater. *Unesco technical papers in marine science* vol. 51, Paris, 55 p.
- WARE J.R., SMITH S.V. & REAKA-KUDLA M.L. (1992). Coral reefs : sources or sinks of atmospheric CO₂. *Coral Reefs*, 11 : 127-130.
- WEISS R. (1974). Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, 2 : 203-215.
- WHITAKER F.F. & SMART P.L. (1990). Circulation of saline groundwater through carbonate platforms; evidence from the Great Bahama Bank. *Geology*, 18 : 200-204.
- WHITAKER F.F., SMART P.L., VAHRENKAMP V.C., NICHOLSON H. & WOGELIUS R.A. (1994) Dolomitisation by near-normal sea-water? Field evidence from the Bahamas. In : *Dolomites a volume in honour of Dolomeu*. Purser B. et al. (eds.), in press.

ANNEXES

Tableau 1 Synthèse des données océaniques des campagnes océanographiques hydropoi 2,3,4,6,8 et trans-pacifique ALIZE 2.

prof (m)	pH	S (psu)	T (°C)	NO2 (µM)	NO3 (µM)	PO4 (µM)	SiO4 (µM)	O2 (ml/l)
0	8.30	36.05	27.75		<0,1	<0,1	<1	4.59
50	8.30	36.05	27.28		<0,1	<0,1	<1	4.59
100	8.29	36.075	26.08		<0,1	0.11	<1	4.61
150	8.26	36.070	24.05		0.66	0.14	<1	4.51
200	8.23	35.979	22.02	0.02	1.86	0.18	<1	4.34
250	8.19	35.767	19.92		3.17	0.19	<1	4.35
300	8.14	35.450	17.08		5.17	0.30	1.62	4.00
400	8.02	34.933	11.67		14.67	1.07	6.13	4.03
500	7.97	34.763	9.45	0.04	21.57	1.71	9.58	3.62

Tableau 2 Synthèse des données océaniques de surface.

	pH	Salin	Temp	NO2	NO3	NH4	PO4	SiO2
date		psu	° C	mmol/m3	mmol/m3	mmol/m3	mmol/m3	mmol/m3
16/02/1994	8.324	35.892	28	0.03		1.37	0.21	1.67
03/03/1994	8.325	35.929	28	0.08	0.29	2.98	0.29	2.07
20/04/1994	8.325	35.983	29			0.33	0.18	1.19
10/05/1994	8.319	35.955	29	0.01	0.11	6.48	0.22	1.79
28/04/1994	8.310	35.271	29	0.02	0.25	0.04	0.24	2.66
moyenne	8.320	35.806	28.600	0.035	0.217	2.240	0.228	1.876
écart-type	0.006	0.301	0.548	0.031	0.095	2.635	0.041	0.541
variance	0.000	0.091	0.300	0.001	0.009	6.943	0.002	0.293
Coef.Var.	0.078	0.840	1.915	88.832	43.623	117.628	17.924	28.863

	TA	CO3--	HCO3-	T CO2	CO2	p(CO2)	O2
date	méq/Kg	mmol/Kg	mmol/Kg	mmol/Kg	µmol/Kg	matm	ml/l
16/02/1994	2.49	0.328	1.833	2.170	8.381	0.318	
03/03/1994	2.45	0.324	1.802	2.135	8.213	0.312	
20/04/1994	2.51	0.339	1.834	2.181	8.285	0.322	4.660
10/05/1994	2.41	0.322	1.769	2.099	8.102	0.315	4.658
28/04/1994	2.37	0.307	1.752	2.067	8.254	0.320	4.726
moyenne	2.446	0.324	1.798	2.130	8.247	0.317	4.682
écart-type	0.059	0.012	0.037	0.048	0.102	0.004	0.039
variance	0.003	0.000	0.001	0.002	0.010	0.000	0.002
Coef.Var.	2.405	3.553	2.075	2.251	1.235	1.278	0.828

	Ca++	Ω	Satur Calc	Satur Arag	Log (Ω/Ksc)	Log (Ω/Ksa)	delta Gi
date	mmol /Kg	E-06					
16/02/1994	10.192	3.347	9.096	5.074	0.959	0.705	1.308
03/03/1994	10.167	3.295	8.942	4.988	0.951	0.698	1.298
20/04/1994							
10/05/1994	10.727	3.224	8.759	4.902	0.942	0.690	1.286
28/04/1994	10.240	3.143	8.757	4.896	0.942	0.690	1.285
moyenne	10.332	3.252	8.889	4.965	0.949	0.696	1.294
écart-type	0.266	0.089	0.163	0.084	0.008	0.007	0.011
variance	0.071	0.008	0.027	0.007	0.000	0.000	0.000
Coef.Var.	2.570	2.722	1.837	1.686	0.838	1.049	0.838

Tableau 3 : Synthèse des données du puits P7

prof.	pH	Salinité	Temp.	TA	CO3---	HCO3-	T CO2	CO2	p(CO2)	O2	Ca++	PI	Satur Calc	Satur Arag
m		psu	° C	még / Kq	mmol / Kq	mmol / Kq	mmol / Kq	mmol / Kq	matm	mg / l	mmol / Kq	E-06		
5	7.69	32.063	27.92	2.52	0.089	2.35	2.48	0.048	1.80	0.14	9.54	0.79	2.47	1.37
10	7.71	34.243	27.60	2.42	0.094	2.24	2.37	0.043	1.60	0.32	9.81	0.85	2.46	1.37
20	7.71	35.251	27.21	2.18	0.085	2.01	2.13	0.039	1.43	0.56	9.98	0.84	2.33	1.30
30	7.73	35.443	26.60	2.15	0.087	1.98	2.10	0.036	1.33	0.16	10.00	0.84	2.33	1.29
50	7.72	35.514	26.10	2.19	0.085	2.02	2.14	0.038	1.38	0.76	9.96	0.85	2.33	1.29
60	7.71	35.490	25.87	2.17	0.082	2.01	2.13	0.039	1.40	0.37	10.13	0.85	2.35	1.30
80	7.72	35.376	25.37	1.96	0.074	1.81	1.92	0.035	1.23	0.91	10.02	0.73	2.00	1.11
100	7.63	35.077	22.71	1.46	0.042	1.37	1.45	0.034	1.12	0.76	10.10	0.39	1.08	0.59
115	7.58	34.937	22.07	1.41	0.036	1.33	1.41	0.036	1.17	0.94	10.13	0.34	0.94	0.51
130	7.60	35.032	21.82	1.42	0.038	1.34	1.42	0.035	1.14	1.03	10.15	0.36	1.00	0.55
140	7.56	34.958	21.81	1.45	0.036	1.38	1.45	0.039	1.27	1.06	9.91	0.31	0.86	0.47
150	7.62	35.037	21.60	1.54	0.044	1.45	1.53	0.038	1.23	1.07	10.08	0.45	1.23	0.67

Tableau 4 : Synthèse des concentrations en sels nutritifs dans le puits P7.
Toutes les concentrations sont exprimées en µM.

prof.	NO2	NO3	NH4	NOD	Ntot	PO4	POD	Ptot	SiO2
5	0,27	0,34	14,20	33,71	48,52	0,67	0,21	0,88	83,25
10	0,05	1,10	5,91	35,38	42,44	0,81	0,13	0,94	67,76
20	0,07	0,16	9,04	54,65	63,92	1,02	0,11	1,13	76,91
30	0,37	0,81	10,99	51,85	64,02	1,12	0,11	1,23	86,32
50	0,28	1,15	11,00	51,07	63,50	1,18	0,09	1,27	94,17
60	0,31	1,69	9,15	60,19	71,34	1,17	0,09	1,26	97,68
80	0,32	3,18	5,36	74,60	83,46	1,08	0,11	1,19	124,90
100	0,08	1,35	0,66	113,69	115,78	1,37	0,21	1,58	202,71
115	0,09	0,81	1,20	122,52	124,62	1,43	0,22	1,65	227,56
130	0,10	0,72	0,46	132,23	133,51	1,33	0,27	1,60	229,86
140	0,09	0,37	0,46	102,85	103,77	1,42	0,37	1,79	241,80
150	0,33	0,47	1,47	145,86	148,13	1,27	0,90	2,17	221,28

Tableau 5 : Synthèse des concentrations en ions majeurs dans le puits P7 (exprimées en még/l).

prof.	Ca++	Mg++	Na+	K+	Cl-	SO4--
5	19,10	98,93	455,18	10,36	498,42	48,42
10	20,01	105,59	486,95	11,29	541,72	54,36
20	20,38	108,72	497,39	11,73	558,23	56,19
30	20,51	109,71	497,82	11,79	561,01	57,20
50	20,55	108,64	480,85	11,74	560,92	57,34
60	20,38	109,14	509,57	11,83	560,84	57,20
80	20,34	108,48	500,00	11,72	561,73	57,20
100	20,49	108,56	502,62	11,58	553,41	56,62
115	20,65	106,00	496,95	11,56	552,81	56,48
130	20,48	107,16	498,26	11,58	555,49	56,77
140	20,27	106,84	502,20	11,73	554,66	56,48
150	20,30	108,64	495,22	11,65	557,32	56,91

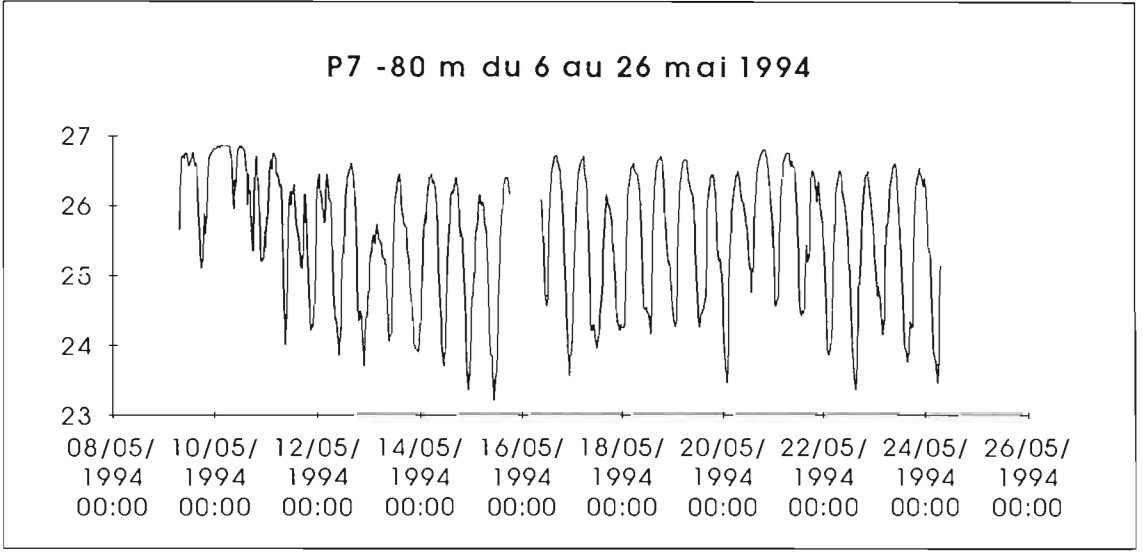
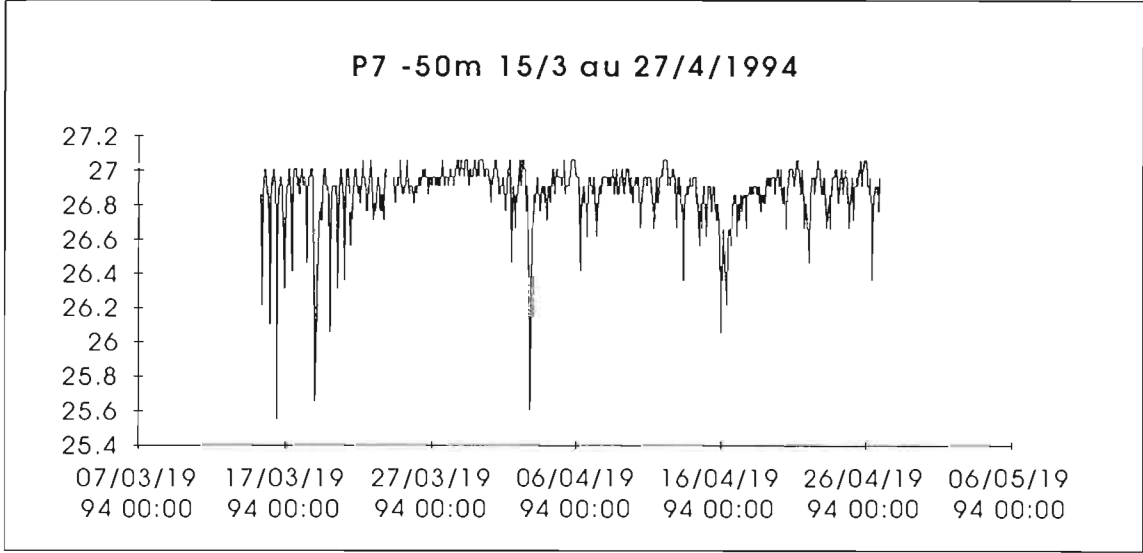
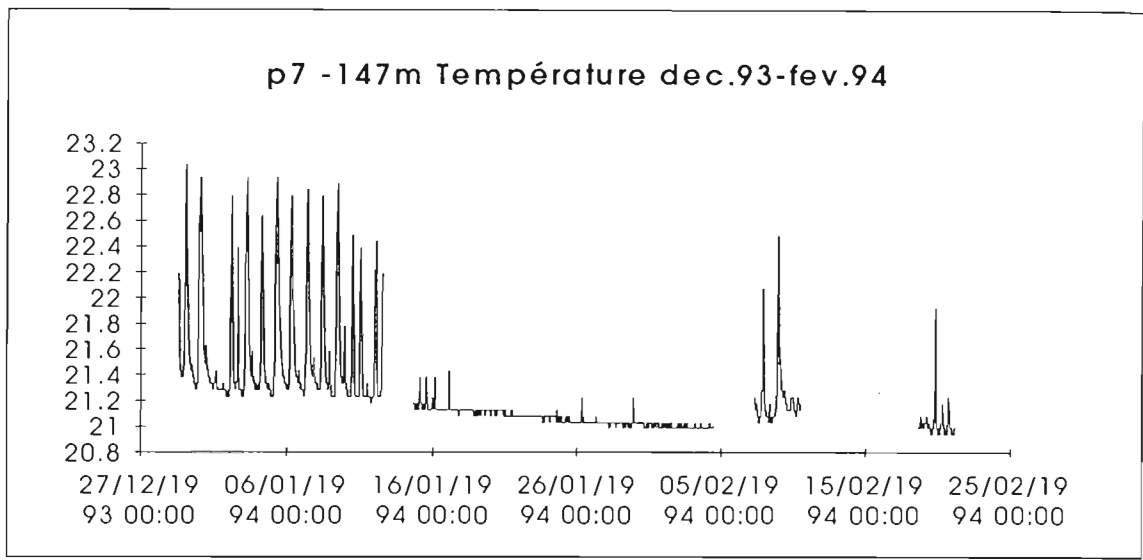


Figure 18: cycles de température à 50, 80 et 147 m des eaux interstitielles du puits P7.

	Profondeur (m)	UNIT	% recovery	FACIES	CEMENTATION	SEDIMENT	POROSITY
F R A M E S T O N E	2 m à 3,5 m	I	100	FRAMESTONE branching and some massive corals - FLOASTONE (in chenal)	Massive and very well cemented		
	3,5 m à 4,75 m	II	100	FRAMESTONE massive corals - BOUNDSTONE large incrusting algae, and some corals	Massive and very well cemented		
	4,75 m à 11,70 m	III	~50	FRAMESTONE branching Pocillopora at the top, under thin branching Acropora, (some massive and incrusting) (a part is in fragment) - RUDSTONE (in chenal)	decrease in cementation	begining of the lace	increase porosity
	11,70 m à 29 m	IV	30	Alterning : FRAMESTONE branching corals, thin massive and some incrusting corals include (a part is in fragment) - FLOASTONE peaces of branching corals (rounded or not by calcareous algae) and Fungia, mixing with lace and compact		lace and compact sediment	very high porosity (chenal and vug (!))
	29 m à 34,20m	V	35	BOUNDSTONE increasing corals and algae - FLOASTONE		lot of lace and compact sediment	lot of chenal (1)
	34,20 m à 45 m	VI	20 - 25	Alterning : FRAMESTONE massive and encrusting coral and algae (a part is in fragment) - RUDSTONE peaces of branching corals rounded or not by calcareous algae			lot of chenal (1) and 1 megapore (3m)
	45 m à 47,80 m	VII	80	FRAMESTONE include branching corals - BOUDSTONE algae and corals	Massive	lot of lace and compact sediment	large chenal between framework

	47,80 m à 63 m	VIII	~15	Alterning : BOUDSTONE very thin coral and algae (a part is in fragment) some branching Pocillopora - FLOASTONE peaces of coral rounded by algae, mixing with lace and compact			lot of lace and compact sediment	1 megapore (0,8m) in the beginning - lot of chenal (1)
	63 m à 74 m	IX	15 - 20	RUDSTONE peaces of corals (rounded or not by calcareous algae) and Fungia - BOUNDSTONE -FRAMESTONE thin coral and algae branching and incrusting				
	74 m à 79 m	X	80	FRAMESTONE massive, then large branching and in fin thin branching corals - BOUDSTONE encrusting coral and algae at the top and botton (some branching algae)			lot of chenal	
	79 m à 88 m	XI	10	Alterning : -FLOASTONE -RUDSTONE with some FRAMESTONE of massive and some branching corals (a part is in fragment)				
	88 m à 94,50 m	XII	40 - 50	Alterning : - FRAMESTONE (branching & some massive corals) - BOUDSTONE - FLOASTONE			dissolution of all the coral	
	94,50 m à 109,30 m	XIII	~20	FRAMESTONE (massive & some branching corals) RUDSTONE (in chenal)			detritic volcanic sand and pebble	lot of chenal between framestone
	109,30 m à 116 m	XIV	~10	RUDSTONE - detritical material (volca)				
V O L C A N I C	116 m à 118,50 m			terre ocre-jaune avec quelques petits galets d'origine volcanique				
	118,50 m à 134 m		~30	sable très fin moyennement induré avec des galets				
	134 m à 139 m			Alternance : - terre grise-marron moyennemnt indurée - sable moyen noir et ocre				
	139 m à 152 m		~50	Alternance : -basalte en pâte (limite verre) : dyke -scories				

Résultats préliminaires de l'étude pétrographique de la carotte du forage P7