

Étude des faciès sédimentaires et diagénétiques de trois sondages de la côte sud-est et du lagon néo-calédonien

Jean LECOLLE⁽¹⁾

Résumé : Des oscillations eustatiques locales sont mises en évidence grâce à la diagenèse utilisée comme marqueur d'émersion sur trois carottages effectués en Nouvelle-Calédonie et répartis de façon à couvrir la zone récifale (récif frangeant, île du lagon, récif barrière).

En effet, les relations entre la géodynamique (niveaux marins et tectonique) et la diagenèse carbonatée s'expriment de façon très nette dans les faciès récifaux en raison de leur localisation au niveau de la mer et de la nature minéralogique instable des composants (aragonite, calcite) et variable en fonction du milieu ambiant.

Les variations qualitatives verticales des phases diagénétiques sont soulignées grâce aux fluctuations de l'interface eau-sédiment (récif).

Les variations latérales sont également invoquées et permettent de démontrer que les récifs néo-calédoniens sont l'objet d'une subsidence dont le gradient va croissant de la Grande Terre (récif frangeant) vers le large (récif barrière).

La micrite, abondante dans la colonne pléistocène, est à l'origine de la lithification précoce. Elle montre en effet une évolution très nette en corrélation avec la profondeur. Ce processus se poursuit jusqu'à la précipitation de microsparite subhédrale, puis euhédrale.

Ainsi la diagenèse permet de lire et d'interpréter les événements qui ont contribué à la formation du platier.

Mots-clés : Nouvelle-Calédonie - Néotectonique - Niveaux marins - Holocène - Pléistocène - Datations - Diagenèse carbonatée - Micrite.

Abstract: About the sedimentary and diagenetic facies of three cores in the southeastern coast and of the neo-caledonian lagoon. Local eustatic oscillations are revealed through the diagenesis which is used as a mark emergence on three cores made in New Caledonia and well distributed on the reef area (fringing reef, lagoon island and barrier reef).

The relationships between geodynamics (sea level and tectonics) and the carbonate diagenesis are obvious in the reef facies, due to their localization on the sea surface and to the unstable mineralogy of the components (aragonite, calcite) changing with the environment.

Vertical qualitative variations of diagenesis phases are revealed through the fluctuations on the water-sediment interface (reef).

Lateral variations are therefore used and allow to show that Neo-caledonian reefs are the subject of a subsidence which is growing from the « Grande Terre » (fringing reef) to the sea (barrier reef).

Micrite which is abundant in the pleistocene column, shows a very clear evolution related to the depth. This process goes on with the precipitation of subhedral and euhedral microspar. Thus, the micrite contributes to the early lithification.

Then, diagenesis allows to read and interpret the occurrence which contributed to the platier building.

Keywords: New Caledonia - Neotectonics - Sea level - Holocene - Pleistocene - Dating - Carbonate diagenesis - Micrite.

(1) Orstom, 32 av. Henri-Varagnat, 93140 Bondy France.

INTRODUCTION

La Nouvelle-Calédonie se présente comme un presque-continent (COUDRAY *et al.*, 1985) de forme allongée (450 km de long sur 50 km de large) auquel se joignent quelques îles et de nombreux îlots (Fig. 1). L'ensemble est entouré par un récif barrière isolant ainsi un lagon dont la profondeur moyenne est d'environ 25 m. Au-delà du récif barrière la profondeur est de plus de 2 000 m.

Chaque île ou îlot est lui-même entouré par un récif frangeant dont la forme et la structure bien connue ont été décrites par différents auteurs tels que : COUDRAY (1976), THOMASSIN et VASSEUR (1981), CABIOCH *et al.* (1985), LECOLLE et CABIOCH (1988).

Les récifs internes au lagon s'orientent parallèlement à la côte et forment des « lignes récifales » qui témoignent d'un ancien récif frangeant subsident (THOMASSIN et COUDRAY, 1981 - THOMASSIN et VASSEUR, 1981). En effet, ces alignements d'îlots

seraient dus à une série d'effondrements en marche d'escalier, dont la crête seule émerge (COUDRAY *et al.*, 1985). Le récif barrière, qui entoure la Grande Terre, est la partie émergée de l'ancien récif le plus externe, son existence étant la conséquence du phénomène de subsidence des marges lié aux variations des niveaux marins d'origine glacio-eustatique.

Les variations relatives du niveau de la mer dues à l'eustatisme d'une part (transgression holocène) et à la tectonique d'autre part, ont été précisées grâce à des datations (coraux, coquilles, encoches marines et sols archéologiques) (BALTZER, 1970, 1982 - COUDRAY et DELIBRIAS, 1972 - LAUNAY et RECY, 1972 - COUDRAY, 1976 - LECOLLE et CABIOCH, 1988).

Ces mouvements tectoniques verticaux quaternaires sont, en partie, interprétés comme étant dus à une flexure de la plaque australienne avant la subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (DUBOIS *et al.*, 1973, 1974, 1975 - COLLOT et MISSEGUE, 1977).

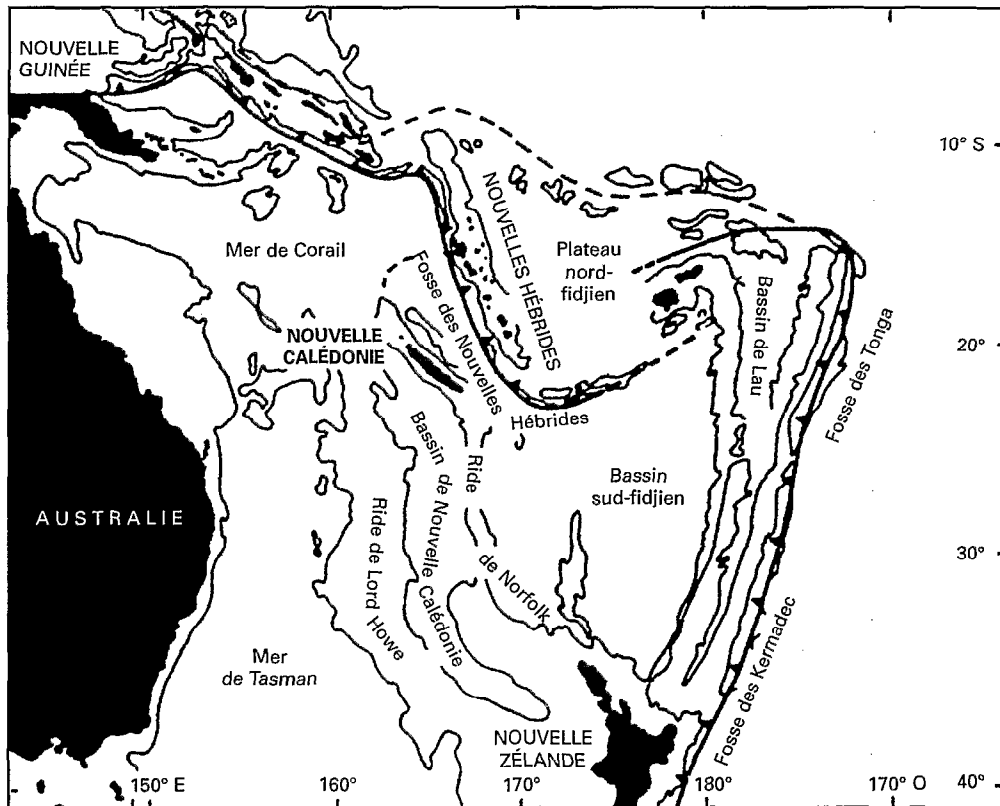


Fig. 1. — Situation géographique et structurale de la Nouvelle-Calédonie.
Geographical and structural setting of New Caledonia.

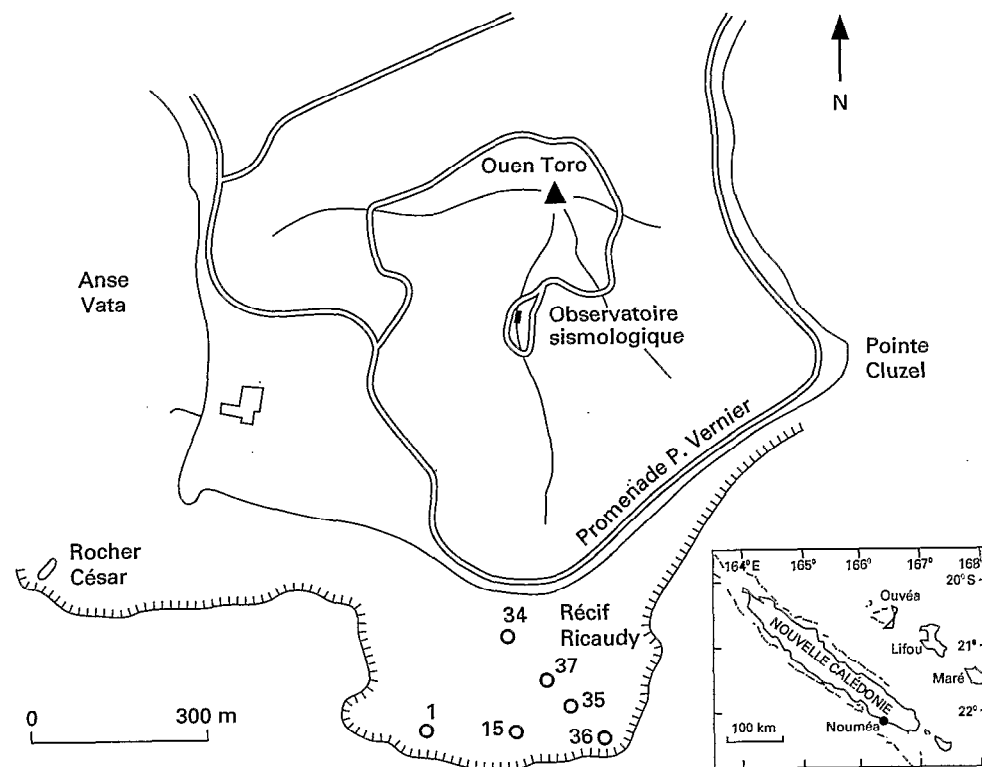


Fig. 2. — Localisation des forages du récif frangeant Ricaudy, lagon sud-ouest, Nouvelle-Calédonie.
Location of boreholes in Ricaudy fringing reef (south-west lagoon, New Caledonia).

BUT DE L'ÉTUDE

Une campagne de forages a été effectuée en Nouvelle-Calédonie sur les récifs frangeants, tant sur la Grande-Terre que sur les îlots du lagon du sud-ouest, en vue :

- d'étudier la structure et l'évolution de ces plateaux,
- de déterminer les modalités de la néotectonique locale,
- de dater les paléoniveaux marins à partir des coraux fossiles,
- d'évaluer émergences et transgressions successives en s'appuyant sur la diagenèse des carbonates comme témoin de ces changements.

Les faciès récifaux, en raison de la nature minérale de leurs composants relativement instables (aragonite, calcite) et de leur localisation en surface, sont sensibles à toutes les fluctuations du niveau de la mer. L'étude des produits diagénétiques, généralement présents, et de leur transformation, permet donc de reconnaître les interférences que

les variations des niveaux de la mer ont pu apporter aux récifs frangeants. De nombreux auteurs ont utilisé cette notion pour étudier les changements des niveaux marins dans différentes régions (MONTAGGIONI et PIRRAZZOLI, 1984; PIRRAZZOLI et MONTAGGIONI, 1985; COUDRAY et MONTAGGIONI, 1986). De même, les plateaux de Nouvelle-Calédonie sont de bons témoins de la géodynamique locale. Des études qualitatives de diagenèse carbonatée ont déjà été effectuées sur les récifs frangeants de la Grande Terre (CABIOCH, 1988) mais en revanche aucune sur les faciès récifaux des îlots du lagon.

Les précédents travaux sont complétés, ici, par des corrélations, où l'étude des séquences soulignent les successions d'émergences et de transgressions, caractérisant la géodynamique locale; en particulier, les fluctuations verticales de l'interface eau-sédiment (récif) et les variations latérales depuis le littoral jusqu'au récif barrière, mettant ainsi en évidence des facteurs continentaux ou océaniques.

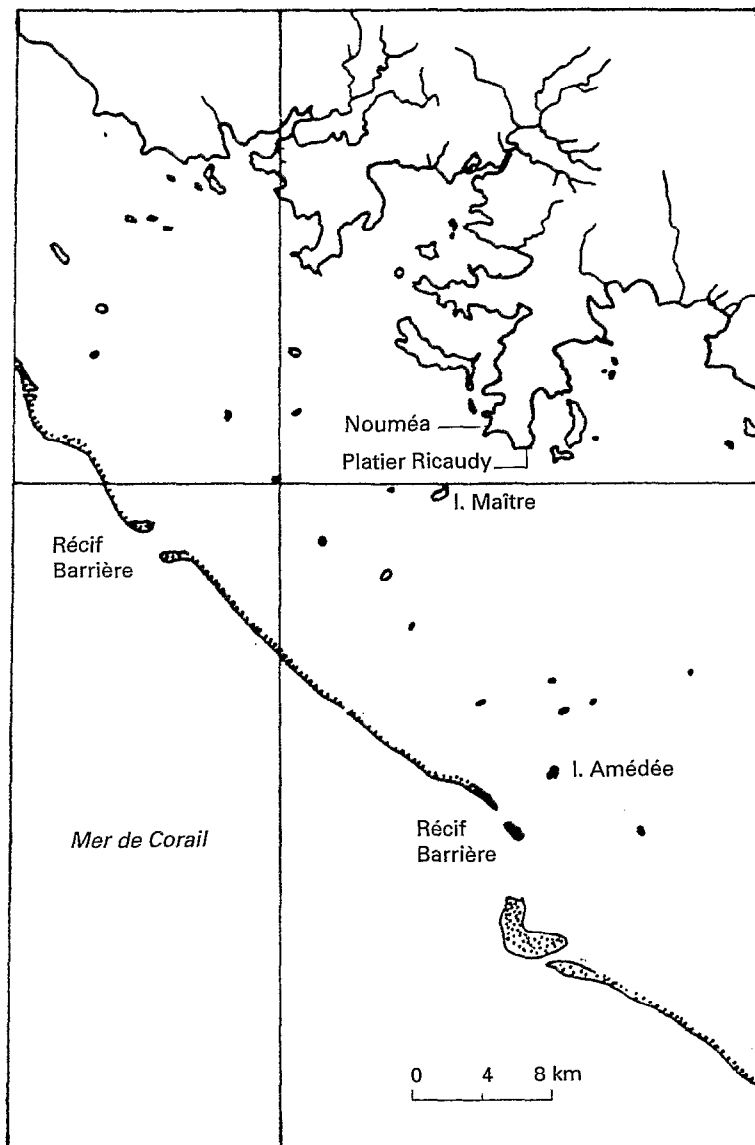


Fig. 3. — Position dans le lagon néo-calédonien des trois sondages étudiés dans cet article (Platier Ricaudy, îlot Maître, îlot Amédée).
 Location of the three boreholes studied in the New Caledonian lagoon (Platier Ricaudy, Maître Island, Amédée Island).

LOCALISATION ET MATÉRIEL D'ÉTUDE

Nous disposons de 15 sondages sur les îlots du lagon et de 37 sur le littoral de la Grande Terre. Dans un premier temps et afin de réaliser une transversale, nous avons étudié 3 sondages comme suit :

Le premier (Fig. 2) est situé sur le platier sud-ouest de la Grande-Terre (récif frangeant Ricaudy : NC 1 PV) proche de Nouméa.

Le deuxième à l'extrémité de la transversale, se trouve sur l'îlot Amédée : (AM2) faisant partie du récif barrière. Enfin le troisième, entre les deux précédents (M3), se situe sur l'îlot Maître et forme la fin de la ligne récifale n° 2 (Fig. 3).

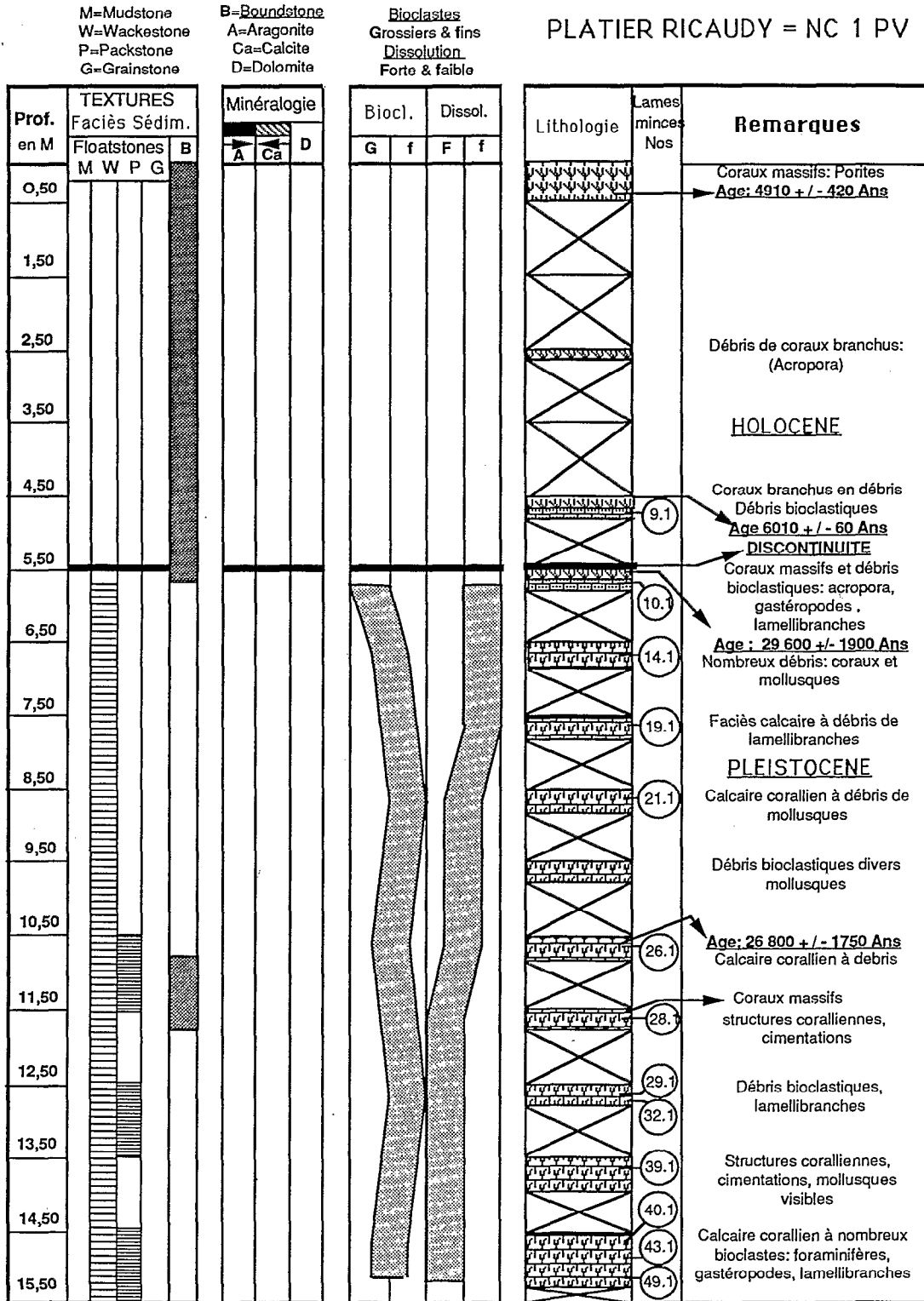


Fig. 4. — Sondage NC 1 PV du platier Ricaudy; faciès et minéralogie.
Core NC 1 PV (Ricaudy fringing reef); facies and mineralogy.

PLATIER RICAUDY = NC 1 PV

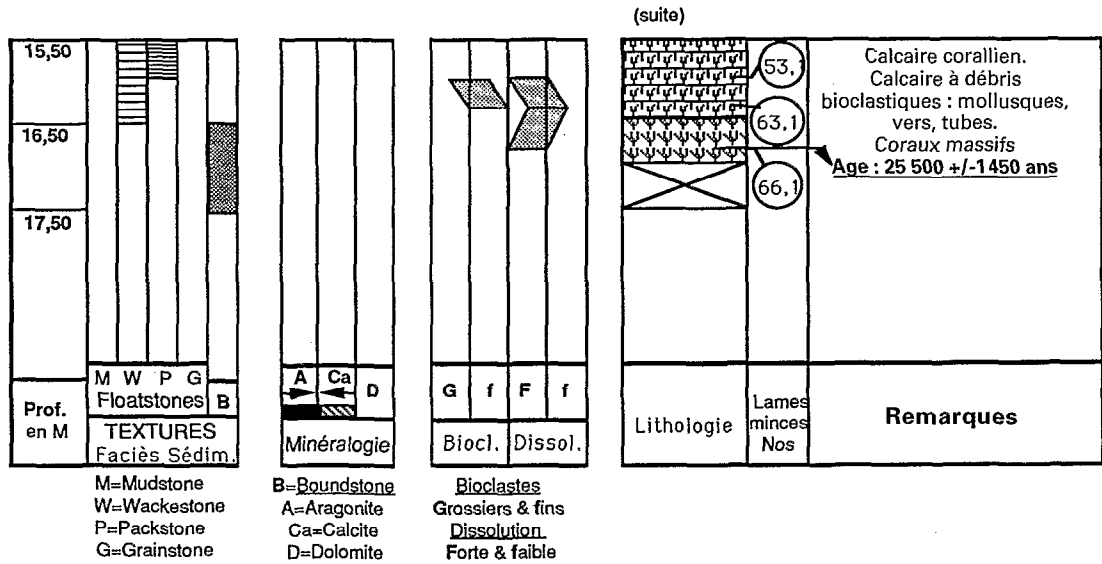


Fig. 4 (suite)

PLATIER RICAUDY (NC 1 PV)

Description des faciès sédimentaires

Les faciès sédimentaires sont généralement dominés par des bioconstructions parfois mal cimentées. On distingue des coraux massifs en position de croissance, encroûtés par des algues rouges, des coraux de type branchus et mollusques divers formant des éléments biodétritiques non cimentés. Parfois ces mêmes éléments sont emballés dans une boue fine carbonatée bien cimentée (micrite).

TEXTURES SÉDIMENTAIRES

Les textures de ce forage ont déjà été décrites par LECOLLE et CABIOCH (1988). Depuis la surface jusqu'à 6,70 m (Fig. 4), on observe un faciès de type boundstone à coraux et algues rouges (éléments fins avec plus de 10 % de grains), puis un wackestone apparaît jusqu'à 9,60 m, suivi d'un packstone (DUNHAM, 1962) se poursuivant lui-même par un calcaire corallien recristallisé de type boundstone jusqu'à 11,60 m. Ensuite le wackestone réapparaît jusqu'à 13,80 m suivi d'un packstone jusqu'à 17 m. Le sondage se termine par un corail massif de type « Porites » surmontant un passage sableux.

LES LIMITES D'ÉMERSION

Surfaces d'émerision

Les hauts niveaux marins sont connus dans le sud-ouest Pacifique (CHAPPELL, 1974; BLOOM *et al.*, 1974, 1978; CHAPPELL et SHACKLETON, 1986). La fin du Pléistocène (après 125 000 ans) jusqu'au début de l'Holocène (10 000 ans) est marquée par une baisse générale du niveau marin, malgré quelques fluctuations intermédiaires, avec des successions de hauts et de bas niveaux (CHAPPELL et SHACKLETON, 1986). La Nouvelle-Calédonie n'échappe pas à la règle et l'on retrouve ce processus dans les sondages, grâce à la faune (CABIOCH *et al.*, 1985), aux datations (LECOLLE et CABIOCH, 1988) et à la diagenèse.

En général, les limites d'émerision sont soulignées par un niveau à coraux massifs suivi d'une séquence biodétritique à coraux branchus et passées sableuses. Il se produit un équilibre mer/récif, de telle sorte que ce niveau à coraux massifs, après érosion, coïncide avec le nouveau niveau marin. Ainsi, le récif est recouvert de sables coralliens apportés par l'érosion marine et, par la suite, de nouveaux coraux branchus s'installent en surface, de préférence à proximité du tombant (les colonies coralliennes recherchent les eaux

agitées car mieux oxygénées). Ils sont peu à peu brisés par les mouvements de la mer et leurs débris remplissent les anfractuosités et sont remontés dans les forages traversant les « vides » des récifs frangeants. Les coraux massifs résistent mieux et occupent la surface du platier, émergée à marée basse, mais recouverte à marée haute (BATTISTINI *et al.*, 1975).

Datations

Les récifs de Ricaudy ont été datés (LECOLLE et CABIOCH, 1988). On distingue dans les carottes, deux séries, d'âges différents correspondant à deux étages. Ces datations permettent d'affirmer l'existence d'une limite entre deux parties du forage et de la situer (Fig. 5).

La première série datée de 4910 ± 420 ans en surface puis de 5700 ± 250 ans à 3,40 m, enfin de 6010 ± 60 ans à 5,00 m de profondeur, appartient à l'Holocène. Elle est composée essentiellement des coraux massifs de type *Porites* et de débris d'*Acropora* branchus.

La deuxième série datée de 29600 ± 1900 ans à 6 m, puis de 26800 ± 1750 ans à 10,50 m enfin de 25500 ± 1450 ans à 17 m de profondeur appartient logiquement au Pléistocène. Ces valeurs devraient être nettement plus élevées (environ 125000 ans); en réalité, ces derniers âges sont sous-estimés du fait de la limite d'application de la méthode au C^{14} , et de la contamination diagénétique météorique. Ils indiquent néanmoins un âge plus ancien que l'Holocène.

En résumé

Tous ces faits convergent pour affirmer l'existence de deux étages, Holocène et Pléistocène, dans

les platiers de Ricaudy. Une discontinuité dans les forages (entre 125000 ans et 10000 ans) est due à une émergence vers la fin du Pléistocène. De plus, entre ces deux âges, une série d'oscillations du niveau de la mer, dont certaines auraient peut être atteint un niveau supérieur à l'actuel, a été mise en évidence dans le sud-ouest Pacifique (CHAPPELL et SHACKLETON, 1986). Ces fluctuations du niveau marin n'auraient pas laissé de traces (récifs coralliens) en Nouvelle-Calédonie. Cette discontinuité est également observée à — 8 m sur le forage Ténia (COUDRAY, 1976) et sur la « Grande Barrière » australienne où le terme de « Major disconformity » a été employé (THOM *et al.* 1978). Le substratum préholocène correspond donc au haut niveau marin daté de 125 000 ans. (BLOOM *et al.*, 1974). Le forage de Ounia sur la côte sud-est de Nouvelle-Calédonie permet de situer cette discontinuité vers — 7 m (CABIOCH *et al.*, 1985).

RÉPARTITION VERTICALE DES CONSTITUANTS

Les constituants biogéniques ont déjà été étudiés en détail (LECOLLE et CABIOCH, 1988). On peut résumer leur répartition comme suit (Fig. 6) :

La partie supérieure du forage représentant l'Holocène est caractérisée jusqu'à — 6 m par des boundstones à coraux massifs et des algues rouges. Une coloration bleutée de l'ensemble, caractérisant cette formation récifale, proviendrait de phénomènes de réduction.

La partie inférieure du forage, de — 6 m à la base (— 17,60 m), correspond au Pléistocène dont la longueur est représentée par plus de 11 m de forage (le socle ici n'a pas été atteint). Il est constitué, pour partie, de calcaire corallien de type floatstone à coraux branchus avec une matrice wackestone à wackestone-packstone englobant un assemblage d'organismes tels que : échinodermes, foraminifères, algues rouges et vertes (*Hali-medea*) et de nombreux mollusques (lamellibranches et gastéropodes), (Fig. 4). Vers — 14 m on observe des passages de débris coralliens branchus dans une matrice à texture mudstone précédant un boundstone à coraux massifs qui termine le forage. La composition et l'évolution du platier pléistocène soulignent la montée du niveau marin jusqu'à 125000 ans, entrecoupée de phases de régression et laisse supposer qu'il s'agit de constructions récifales de type « keep up » (NEUMAN et MACINTYRE, 1985). Les coraux (déterminations de G. FAURE) appartiennent à trois populations : — *Porites* sp. de 0 à — 2 m ;

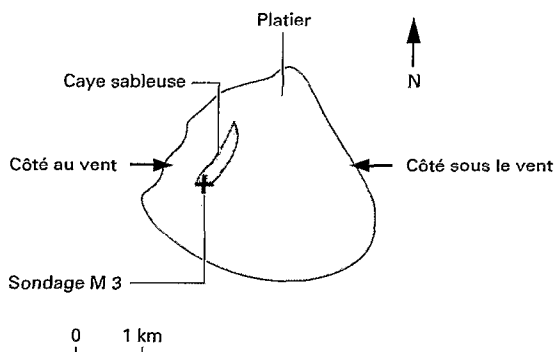


Fig. 5. — Îlot Maître et emplacement du sondage M3.
Maître Island and location of the borehole M3.

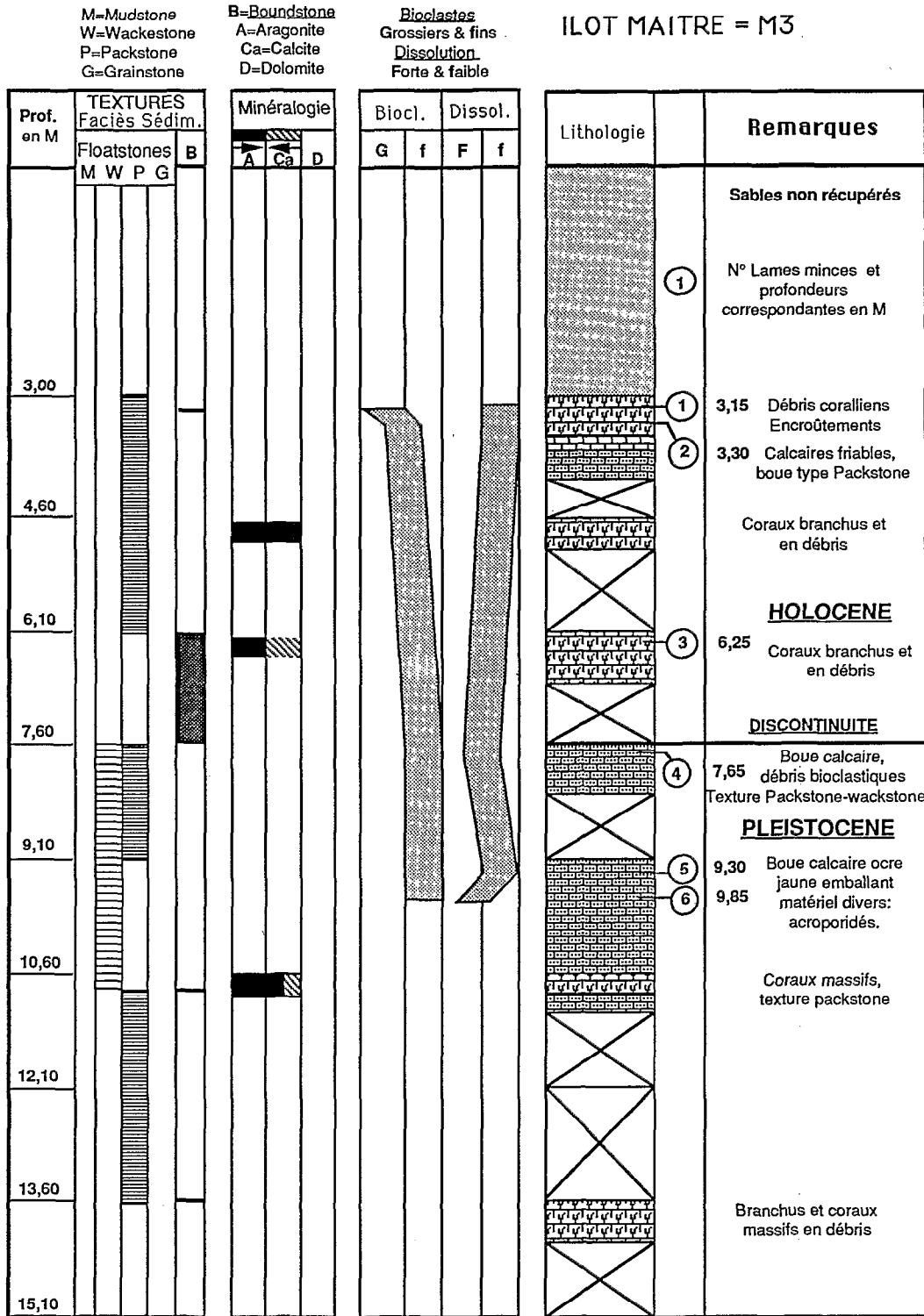


Fig. 6. — Sondage M3 de l'îlot Maître; faciès et minéralogie.
Core M3 (Maitre Island); facies and mineralogy.

— *Acropora* sp.1, *Acropora* des groupes *Hyacinthus* et *Cytherea* *Montipora* sp. et *Montipora digitata* de — 2 m à — 5/6 m. Ceux-ci étant caractéristiques d'un platier récifal soumis à un mode hydrodynamique calme.

— *Acropora* ssp.2.0 de — 5/6 m à la base des forages (LECOLLE et CABIOCH, 1988).

Diagenèse

Ces faciès diagénétiques ont été déjà étudiés (LECOLLE et CABIOCH, 1988). Les deux parties du forage : Holocène et Pléistocène, ont subi, du fait de leur âge et de leur situation, les influences de facteurs physiques, chimiques et climatiques différents. Ceux-ci produisent des diagenèses spécifiques que l'on retrouve très bien du sommet à la base du forage.

LA SÉRIE PLÉISTOCÈNE

À partir de — 6 m jusqu'au fond du forage situé ici à 17,60 m, on observe des variations paléoécologiques (voir plus haut) et des expressions diagénétiques différentes. Les coraux subissent des dissolutions sélectives, souvent rapides, (PURSER, 1980) dues aux actions météoriques (platier émergé). La dissolution, partielle au départ, s'amplifie avec la profondeur. Les vides ainsi formés, se remplissent de ciment et donnent naissance à la texture « fabric selective mosaic » (PINGITORE, 1976) caractéristique de la zone météorique vadose.

Une porosité primaire est masquée par des ciments microsparitiques à sparitiques, une porosité secondaire se manifeste également sous l'action des eaux météoriques et devient très importante à — 5 à — 6 m de profondeur au niveau de la discontinuité.

Les ciments formés à partir d'eaux douces (microsparites à sparites) remplissent les cavités créées par la dissolution en réduisant la porosité. Leur distribution permet de distinguer deux sous-ensembles :

— une zone de dissolution préférentielle avec des croûtes calcaires de type caliche au sommet de la série ;

— une zone de cimentation préférentielle avec la présence de ciments sparitiques.

La couleur souligne les processus diagénétiques, en effet on distingue dans cette série d'abord des faciès de couleur blanche puis des faciès rubéfiés. On constate le même phénomène dans le forage Ténia où « l'influence de la diagenèse tend à

éclaircir la teinte par élimination de matière organique et à rubéfier les zones exondées par oxydation du fer ferreux contenu dans la roche » (COUDRAY, 1976).

Le niveau de croûtes calcaires a été observé dans certains sondages du récif Ricaudy. Cette croûte de quelques mm d'épaisseur est constituée de fines laminations micritiques de couleur brune (visibles en lames minces), soulignée par de la micrite en réseau donnant à l'ensemble l'aspect d'une texture alvéolaire (ESTEBAN, 1976; MARSHALL, 1983). Elle marque une phase d'émergence déjà observée dans la Grande Barrière australienne (DAVIES et MONTAGGIONI, 1985).

La présence de phénomènes de diagenèse météorique de zone vadose (dissolutions sélectives, lessivages et cimentations d'eaux douces) lors de cette émergence et la coexistence de minéraux instables (tels que aragonite) et plus stables (calcite) supposent une aridité du climat (faible pluviosité) déjà observée par ailleurs dans les mêmes circonstances : Barbade (HARRISON, 1975), Belize (TEBUTT in HOPLY, 1982), Bahamas (PIERSON et SHINN, 1985), Grande Barrière australienne (THOM et al., 1978) et Nouvelle-Calédonie (COUDRAY, 1976).

LA SÉRIE HOLOCÈNE

Entre 0 et — 6 m, les ciments aragonitiques sont abondants. Ils se manifestent sous forme d'aiguilles (CFA : ciment fibreux asciculaire, CARRIERE, 1987) typiques de diagenèse d'eaux marines. Ces ciments se présentent également sous forme de microcristallites et constituent des micrites diagénétiques (THOMASSIN et COUDRAY, 1981) formant une bordure sombre autour des bioclastes appelée *enveloppe micritique* (BATHURST in PURSER, 1980), qu'il est parfois difficile de distinguer de la micrite d'origine sédimentaire.

Ces ciments de calcite Mg (micrites et microsparites) sont très répandus dans tout le forage et ainsi, à partir de — 6 m jusqu'au fond, ils sont surimposés aux ciments d'eaux douces du Pléistocène et peuvent ainsi les postdater.

CONCLUSION

On observe dans la série holocène du forage (jusqu' à environ — 6,0 m), des ciments d'origine marine. De — 6,0 m au fond du forage, donc dans la série pléistocène, des ciments d'origine météorique sont majoritaires mais sont parfois superposés avec des ciments marins, prouvant qu'il y a eu 2 stades de diagenèse l'un marin et

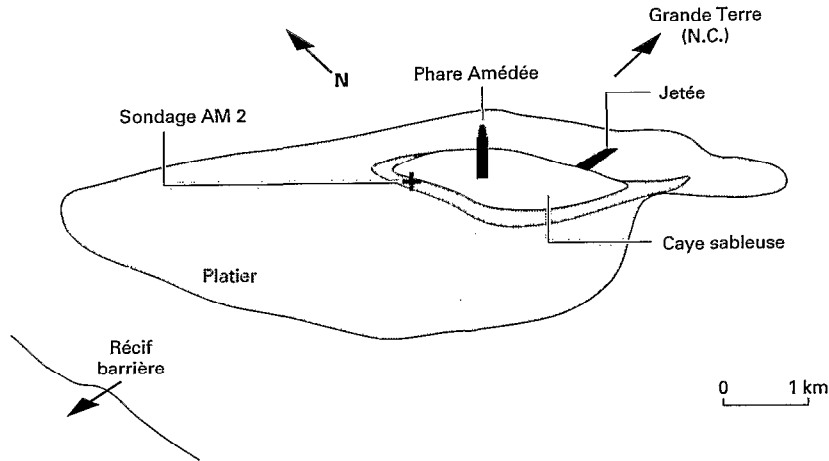


Fig. 7. — Îlot Amédée et emplacement du sondage AM2.
Amédée Island and location of the borehole AM2.

précoce, l'autre plus récent, d'origine météorique, conséquence de l'émersion du platier. La zone météorique vadose à dissolution préférentielle puis à cimentation préférentielle s'est donc surimposée et postdate la zone de cimentation d'origine marine.

L'altération et la micritisation des bioclastes, caractérisent des processus diagénétiques météoriques (COUDRAY, 1976; HARRISON, 1977; HARRISON et STEINEN, 1978). On observe des particules carbonatées typiques de la croûtéfaction calcaire (COUDRAY, 1976). Les nombreux vides observés sont cimentés également par de la microsparite. Cet encroûtement calcaire de type caliche, confirme une phase d'émersion et se situe vers — 6,0 m.

ÎLOT MAÎTRE (M3)

Description des faciès sédimentaires

Une carotte de 30 m de longueur provient d'un îlot du lagon, situé à 1 km de la côte sud-ouest de la « Grande Terre ». C'est un îlot (Fig. 7) de forme allongée d'environ 800 m de long sur 20 à 30 m de large et de 3 à 5 m d'altitude maximum, entouré d'un récif frangeant très dissymétrique, le côté sous le vent (leeward) se présente comme une frange le long du rivage, alors que le côté au vent (windward) est très développé. Une lentille d'eau douce ou saumâtre n'a pas été trouvée lors de nos sondages sur l'îlot.

TEXTURES SÉDIMENTAIRES

L'îlot est une caye sableuse et le sondage débute par 3 m de sable non récupérés. La carotte (Fig. 6) commence par des débris coralliens à coraux massifs constituant des remaniements de boundstones jusqu'à 7,60 m. Quelques passées de calcaires friables fins révèlent l'existence de packstones dans la même section.

À partir de 7,60 m se produit une émerision prolongée (voir plus loin) s'accompagnant de phénomènes de diagenèse météorique (lessivages, dissolutions sélectives), les faciès sédimentaires et la texture du matériel ne présentent pas le même aspect que dans la séquence précédente (Fig. 9). En effet, des boues calcaires emballant des débris bioclastiques, constituent l'essentiel de la carotte et se présentent en lames minces sous forme de wackestones, et par endroits, à tendance packstone (DUNHAM, 1962). Cette longue séquence est interrompue vers 13,60 m à 16,60 m, puis vers 19,60 m, par des coraux massifs ou des débris des mêmes coraux mélangés avec des branchus. Une tendance boundstone est alors observée conjointement avec un packstone qui représente les parties fines de la carotte.

RÉPARTITION VERTICALE DES BIOCLASTES

De grossiers en surface, les bioclastes deviennent de plus en plus fins en profondeur (Fig. 6). Ainsi coraux et débris coralliens massifs et branchus

sont majoritaires en surface jusqu'à 7,60 m, soulignant l'épaisseur du récif récent, probablement Holocène, (comme il a été dit plus haut). Par la suite des calcaires friables, parfois représentés par des boues calcaires, constituent l'essentiel de la carotte. Ces boues enrobent de nombreux débris bioclastiques divers tels que algues rouges, piquants d'oursins, foraminifères, lamellibranches et gastéropodes, ainsi que des débris de coraux. Un passage de coraux en débris mais aussi massifs et branchus montre l'existence d'un récif corallien plus ancien que l'actuel vers 15,10 m.

LES LIMITES D'ÉMERSION

Cet îlot est situé sur la ligne récifale n° 2 (THOMASSIN et VASSEUR, 1981) (Fig. 3). Une limite d'émerision est mise en évidence vers 7,60 m (nous l'avons déjà citée plus haut). Une modification notable de la lithographie apparaît à ce niveau; elle est marquée par des coraux massifs ou en débris (boundstone) de la séquence supérieure passant à une boue calcaire fine à débris bioclastiques divers vers le bas du forage (packstone ou wackestone).

Nous ne possédons pas de datations mais, par analogie avec les carottes observées sur le platier Ricaudy dans lequel l'existence d'une discontinuité Holocène-Pléistocène datée est bien établie, nous pouvons affirmer la présence d'une telle limite dans ce forage. Cette limite a été retrouvée en divers endroits de la Grande Terre (CABIOCH *et al.*, 1985, LECOLLE et CABIOCH, 1988) mais aussi sur l'îlot Ténia (COUDRAY, 1976).

D'autres limites moins significatives, situées soit dans l'unité Holocène, soit dans l'unité Pléistocène, se révèlent par l'apparition de faciès sédimentaires différents, en relation avec des cimentations alternées de type marine ou d'eaux douces. Celles-ci peuvent être dues à de courtes émerisions, provoquées par des oscillations du niveau marin pendant le Pléistocène et l'Holocène (CHAPPELL et SHACKLETON, 1986). Ces limites, observées sur la carotte, se situent à 4,60 m; 7,60 m; 9,10 m; 12,10 m; 21,10 m; 24,10 m (Fig. 6) :

- entre 3 et 4,60 m : débris coralliens encroûtés dans une boue calcaire,
- entre 4,60 et 7,60 m : débris coralliens branchus,
- entre 7,60 et 9,10 m : boue calcaire avec débris bioclastiques,
- entre 9,10 et 12,10 m : boue calcaire à faciès ocre jaune avec coraux massifs enrobés,

- entre 13,60 et 21,10 m : coraux branchus en débris et sable non récupéré,
- entre 21,10 m et 24,10 m : boue calcaire bioclastique à texture packstone.

Diagenèse

La diagenèse, quelle que soit sa nature, nécessite une circulation d'eaux et donc une porosité qui se manifeste sous forme de fissures, d'espaces intergranulaires et occasionnellement, par des trous d'animaux perforants (Planche I).

La dissolution, faible au départ, s'accroît avec la profondeur sans devenir importante. Il s'agit d'une appréciation visuelle faite sur des lames minces par comparaison entre elles. Il est difficile de quantifier ainsi la dissolution.

Une zone de cimentation préférentielle apparaît vers la fin de la carotte. Vers — 7,60 m la zone d'émerision décrite plus haut est marquée par la finesse de son matériel et des baguettes calcitiques, recouvertes de micrite, visibles au MEB.

RÉPARTITION VERTICALE

Les analyses aux rayons X effectuées sur les coraux, révèlent des pics très forts pour l'aragonite sur tous les échantillons. La calcite ne réapparaît que vers — 6,25 m (position de l'analyse). Au-dessus de 7,60 m, le sondage montre des coraux en débris dont la récupération est modeste. La diagenèse, d'origine marine, est représentée uniquement par des ciments aragonitiques fibreux (planche IV, photo 5 et planche 3). Sous ce niveau, on distingue un changement de faciès et de diagenèse, la calcite apparaît alors sous forme de micrite et de microsparite (planche II photo 1; planche III, photos 1, 2, 5, 7; planche VI, photos 1, 3, 4), produits de la cimentation météorique.

Des micrites présentes vers 9,30 m, mais surtout à 22,75 m, révèlent un début de transformation vers la microsparite (planche II, photo 1; planche VI, photos 3 et 4).

Une différence notable se distingue donc entre deux types de cimentation avec une frontière qui se situe vers — 7,60 m. La diagenèse est typiquement marine dans la partie supérieure et représentée par des ciments aragonitiques asciculaires. Par contre, dans la partie inférieure, des ciments sparitiques et micritiques d'origine météorique apparaissent, parfois surimposés à des ciments d'origine marine. Cette diagenèse surimposée montre que les ciments marins de la partie

inférieure seraient plus anciens que la submersion du platier d'âge pléistocène et par conséquent, antérieurs à 125 000 ans, puis, par la suite, ils auraient subi une émergence et une diagenèse météorique.

LIMITE HOLOCÈNE - PLÉISTOCÈNE

Les deux diagenèses différentes mises en évidence grâce à l'observation au MEB indiquent l'existence d'une limite majeure. Nous l'avons vu plus haut, celle-ci est en fait une discontinuité entre l'Holocène et le Pléistocène; ce dernier apparaissant ici vers 7,60 m. L'émergence prolongée de la partie inférieure du sondage est la cause de l'apparition à ce niveau d'une diagenèse météorique. Ce type de diagenèse s'est probablement surimposé à une ancienne diagenèse d'origine marine (comme il a été dit plus haut), mais la finesse du sédiment dans les lames minces ne permet pas de l'apprécier.

ÎLOT AMÉDÉE (AM2)

Description des faciès sédimentaires

Le sondage étudié, a été effectué sur la partie sud du platier de l'îlot Amédée (Fig. 7). Cette caye sableuse est située dans le lagon sud-ouest de la Grande Terre, au-delà de la ligne récifale n° 1 (THOMASSIN et VASSEUR, 1981) proche du récif barrière (il fait partie d'un rentrant du récif barrière et a été choisi pour cette raison). Le récif frangeant qui l'entoure est normalement dissymétrique, le côté au vent (windward) est plus large que le côté sous le vent (leeward).

TEXTURES SÉDIMENTAIRES

Comme dans tous les îlots du lagon, le forage commence par une couche sableuse, ici de 2,55 m, avant de pénétrer dans une séquence à coraux massifs (boundstones) formant la surface du platier (Fig. 8), jusqu'à 3,30 m, suivi par des wackestones en alternance avec des boundstones, représentés par des calcaires très fins, mêlés à des épisodes de coraux massifs jusqu'à 7,80 m. Par la suite les packstones dominent jusqu'à la limite inférieure du forage, avec des petites séquences de boundstones constitués par de fines épaisseurs de coraux massifs (jusqu'à 10 cm) et deux épisodes de packstones à tendance wackestones vers 16 m et 23 m de profondeur.

RÉPARTITION VERTICALE DES BIOCLASTES

La plupart des bioclastes sont grossiers dans la partie supérieure de la carotte, jusqu'à — 15,30 m puis deviennent plus fins dans la partie inférieure, sauf vers — 23,80 m où un calcaire à gastéropodes très friable, à la limite de la boue carbonatée, montre des éléments bioclastiques plus grossiers (Fig. 8). Les coraux sont majoritaires dans le début du sondage et apparaissent conjointement avec des algues rouges, foraminifères et vermédés. Par la suite, dans la partie inférieure de la carotte, les débris organogènes sont emballés dans une boue calcaire où l'on observe des gastéropodes et lamellibranches, des débris d'algues rouges et de coraux, des piquants d'oursins.

LES LIMITES D'ÉMERSION

La carotte débute par 0,80 m de coraux massifs représentant la partie supérieure du platier holocène puis, peu à peu, jusqu'à — 4,80 m, il y a encroûtement avec des algues rouges.

Entre — 4,80 m et — 10,80 m des niveaux de calcaires coralliens fins et durs de couleur gris-bleuté avec des encroûtements coralliens, algues rouges, foraminifères et vermédés sont observés.

Une limite d'émergence apparaît nettement vers — 10,80 m, mise en évidence par un changement dans la lithologie. À la suite des calcaires coralliens fins et durs de la partie supérieure, on passe à des épaisseurs successives de coraux massifs (jusqu'à 15,30 m de profondeur) avec des débris de mollusques et algues rouges et finalement quelques encroûtements, l'ensemble représentant un ancien platier.

Entre — 15,30 m et — 27,30 m (fin du sondage) le matériel est formé essentiellement d'une matrice de boue carbonatée compacte, à faciès blanchâtre, de type packstone à wackestone par endroits, emballant de nombreux bioclastes tels que : débris coralliens, algues rouges, morceaux de mollusques et foraminifères.

Une troisième limite d'émergence, se distingue vers — 25,80 m, en fin de sondage, par une épaisseur d'environ 0,50 m de coraux massifs et débris coralliens suivie d'une boue carbonatée à bioclastes. Cette séquence appartient probablement à l'unité précédente et ne s'en distingue pas par des critères microscopiques.

Nous n'avons pas de datations au carbone C¹⁴ sur les carottes de ces îlots, mais par analogie avec le platier Ricaudy bien connu et les datations de l'îlot Ténia (COUDRAY, 1976), l'existence d'une

discontinuité Holocène-Pléistocène également présente dans l'îlot Amédée qui se situerait donc, d'après les arguments évoqués ci-dessus, vers 10,80 m de profondeur serait logique (Fig. 8 et 9).

Diagenèse

RÉPARTITION VERTICALE

Les espaces entre les grains et les trous d'animaux perforants sont bien représentés (Planche I, photos 1 et 3). Les circulations d'eaux agressives permettent la dissolution (Planche VI photos 5 et 7) et la diagenèse (planches IV et V).

Les RX ont été effectués sur tous les coraux rencontrés le long de la carotte et ils révèlent des pics importants en aragonite sur tous les échantillons. La calcite est présente partout mais en moindre quantité.

La diagenèse marine est indiquée par des ciments asciculaires dans les échantillons de 1 à 8 (Fig. 9) c'est-à-dire jusqu'à — 10,80 m (planche IV, photos 6, 7, 8) ou par des cristaux de calcite magnésienne en scalénoèdres, provenant de loges de foraminifères remplies de cette forme de calcite (PURSER, 1980) (planche V, photos 2, 4, 5, sur un même échantillon puis 6, 7, 8 sur un autre échantillon).

Au-delà de la limite évoquée plus haut (— 10,80 m), l'absence de ciments marins est constatée, mais à l'inverse, la diagenèse de type météorique avec micrites et microsparites apparaît (planche II photos 2, 3, 7, 8). Ces deux dernières photos représentent des baguettes de calcite, recouvertes de micrite qui seraient l'indication d'un sol fossile (Dj. Aïssaoui, *communication orale*), donc d'une surface émergée vers — 10,80 m. Cette zone influencée par la pédogenèse serait de type vadose (PURSER, 1980) avec un ciment sparitique dominant. Les cristaux de microsparite sont d'ailleurs très bien mis en évidence (planche III, photos 4, 6, 8).

LIMITE HOLOCÈNE - PLÉISTOCÈNE

Une différence de cimentation très caractéristique apparaît donc de part et d'autre d'une limite à — 10,80 m. La diagenèse visiblement d'origine marine au-dessus (échantillons 1 à 8, Figs. 8 et 9) se distingue par des aiguilles d'aragonite (ciment fibreux asciculaire). En-deçà, les ciments micritiques et sparitiques (critères de diagenèse météorique) dominent. N'ayant pas de datations au C¹⁴, c'est cette disparité (ainsi que la différence entre

faciès sédimentaires à ce niveau) qui joue en faveur d'une limite à cette profondeur, plutôt qu'à — 7,80 m (îlot Maître) ou à — 6 m (platier Ricaudy, près du tombant).

À — 10,95 m, (échantillon n° 9, Figs. 8 et 9) des baguettes de calcite recouvertes de micrites apparaissent et sont, comme il a déjà été signalé plus haut, interprétées comme un signe d'émergence prolongée. On aurait donc bien là, à 10,80 m, une discordance ou un hiatus entre Holocène et Pléistocène

SYNTHÈSE

Répartition latérale

Les trois sondages présentent des analogies de structures sédimentaires et il est intéressant d'établir des corrélations. En effet, chaque sondage présente deux étages (l'Holocène et le Pléistocène) séparés par une discontinuité qui se situe vers — 5,50 m sur le tombant du récif frangeant, mais vers — 7,60 m dans le lagon et vers — 10,80 m près du récif barrière. Elle a été signalée sur l'îlot Ténia à — 8 m (COUDRAY, 1976). Celui-ci est situé près de la côte, sur la ligne récifale n° 2 comme l'îlot Maître.

Cette discontinuité est localisée grâce à des datations, aux variations de paléofaciès sur le récif frangeant et surtout grâce à la diagenèse des carbonates sur les autres îlots où les datations n'ont pas été effectuées. Cet affaissement progressif, souligné par les différences de profondeur de la discontinuité (datée de 125 000 à 10 000 ans), met en évidence la subsidence dont les témoins sont le récif barrière et les différentes lignes récifales.

De cette histoire géologique découlent les autres corrélations qui apparaissent, parfois de manière moins évidente, tels que sédimentation, minéralogie, paléofaciès et diagenèse des carbonates.

Sédimentation et faciès

Les textures wackestone à packstone sont présentes sur toute la longueur des forages, mais il n'est pas possible de distinguer si l'une est prépondérante par rapport à l'autre.

Les bioclastes varient, en taille, de manière peu significative sur toute la longueur des forages; la dissolution et donc la possibilité de trouver de la diagenèse reste peu importante en surface mais

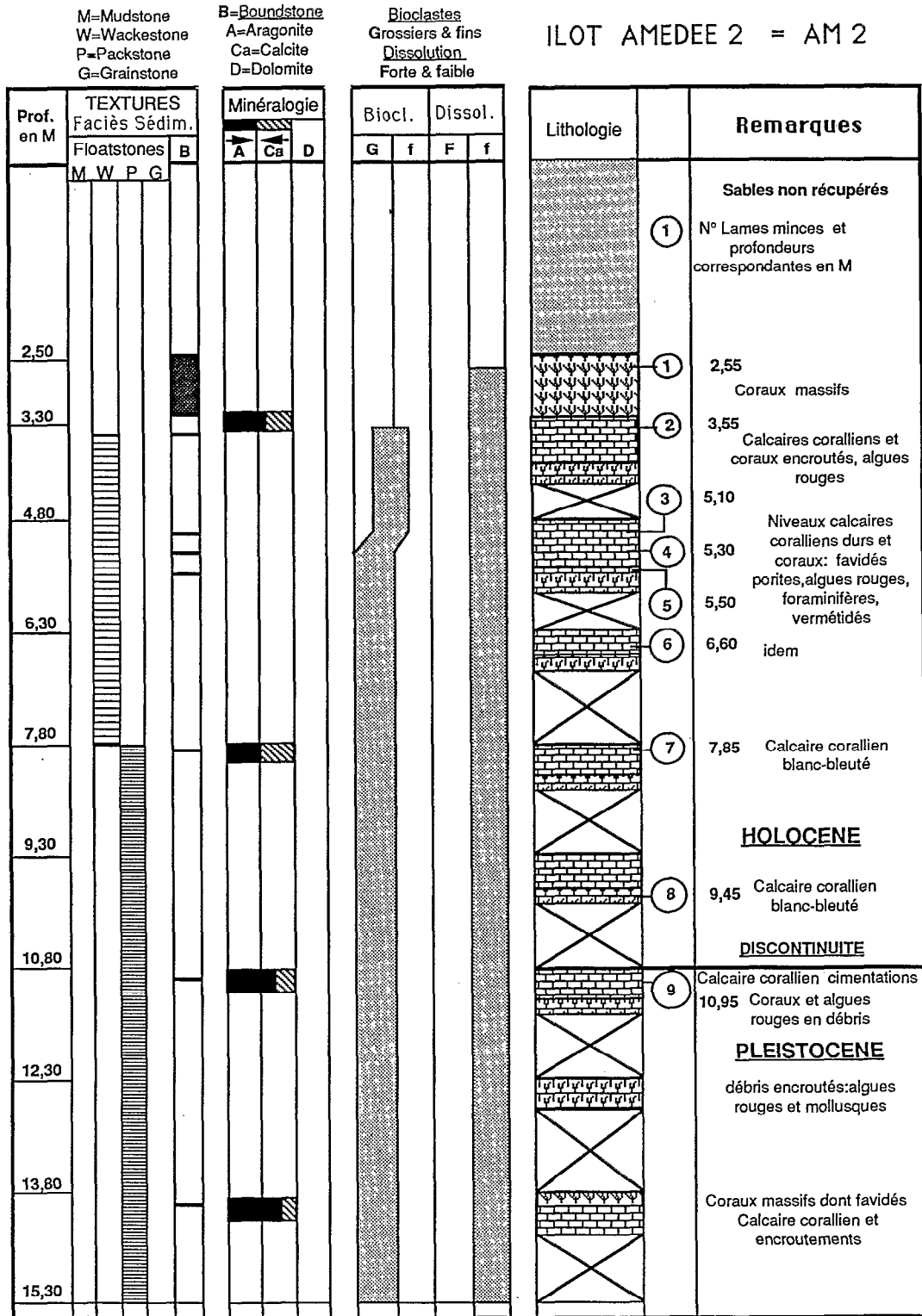


Fig. 8. — Sondage AM2 de l'îlot Amédée; faciès et minéralogie.
Core AM2 (Amédée Island); facies and mineralogy.

ILOT AMEED 2 = AM 2

(suite)

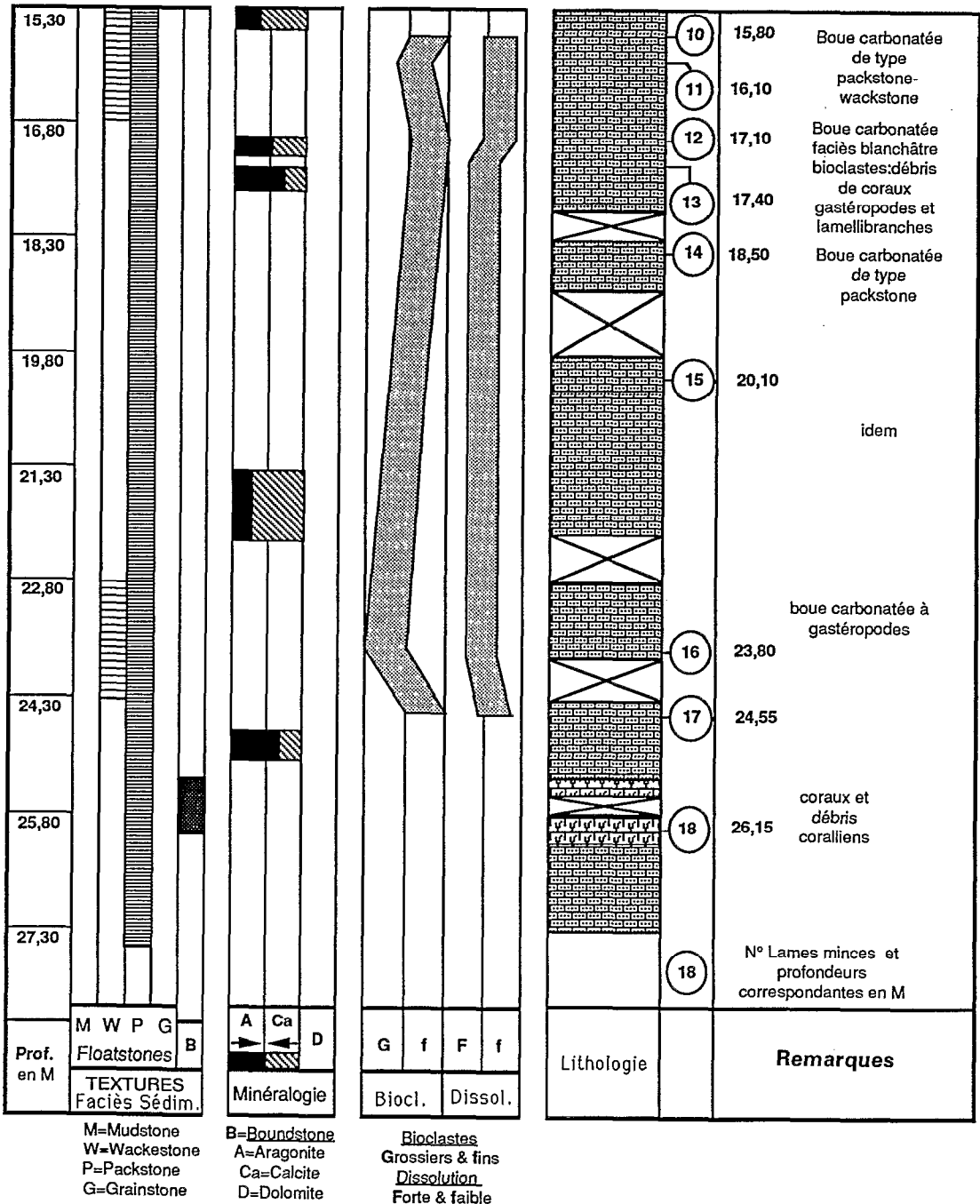


Fig. 8 (suite)

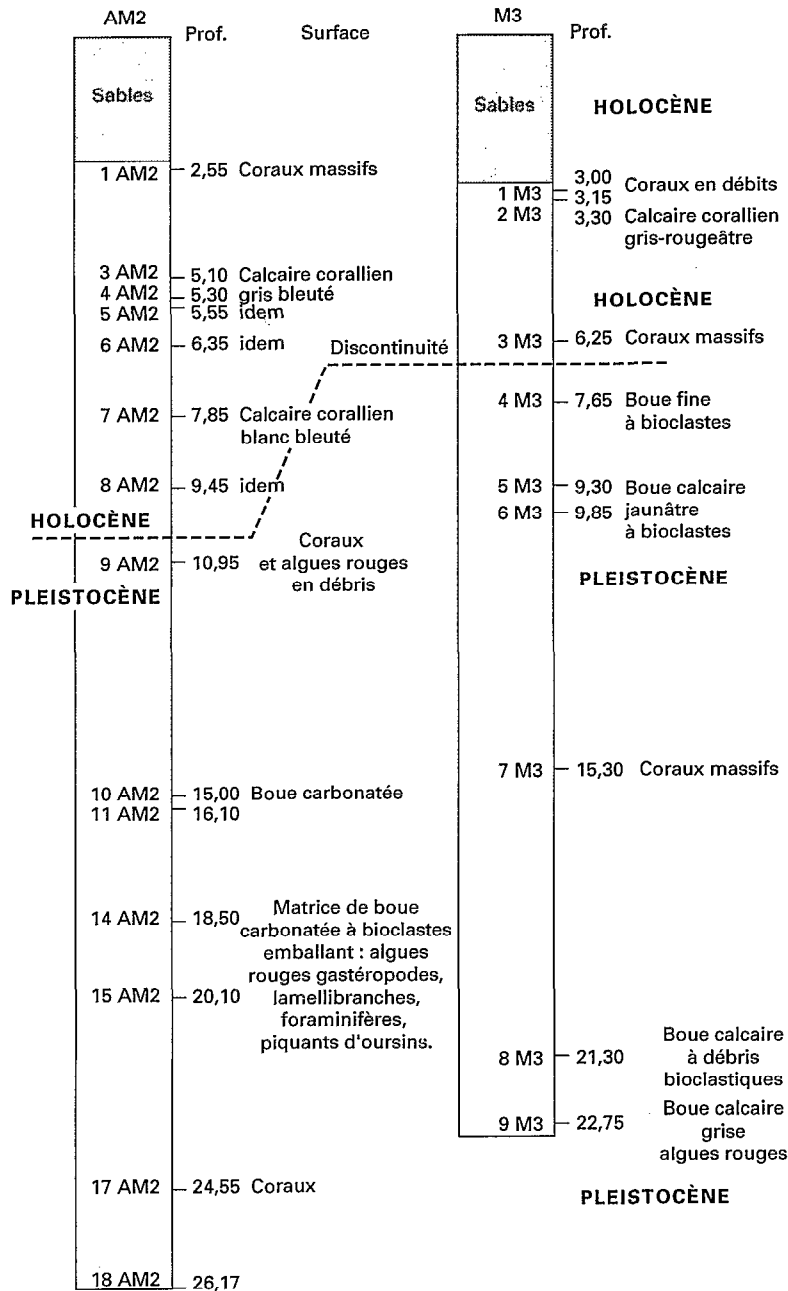


Fig. 9. — Echantillons observés au MEB sur les deux sondages : Amédée (AM2) et Maître (M3) avec leur situation dans la colonne et leur lithologie.
Cores Amédée (AM2) and Maître (M3); location and lithology of the samples observed by the SEM.

se confirme au fur et à mesure de la profondeur, quelle que soit la situation du sondage.

La minéralogie est mise en évidence grâce aux RX avec le binôme calcite-aragonite. L'aragonite est majoritaire et la calcite souvent absente dans

la partie supérieure des forages, montrant ainsi que la transformation en calcite des squelettes de bioclastes n'a pas encore été effectuée. La calcite apparaît avec la profondeur mais l'aragonite reste présente. Ces mesures ont été réalisées exclusivement sur les squelettes de coraux (Fig. 9), alors

que les observations au MEB sont réalisées sur les échantillons de calcaires coralliens qui ne montrent pas d'aragonite dans la partie pléistocène des forages.

Diagenèse

PROBLÈME DE LA MICRITE ET LA SPARITISATION

La dissolution, dans la partie inférieure des sondages (Pléistocène) est le plus souvent sélective, ce qui traduit une action des eaux météoriques relativement précoce (M'RABET *et al.*, 1986). L'ensemble de la carotte apparaît en lame mince sous forme de texture packstone (dans la majorité des cas) parfois wackestone, cimenté par de la micrite ou de la microsparite. La micrite apparaît sous forme d'une frange très fine de couleur brune entre les bioclastes et est l'indication d'une phase diagénétique précoce (M'RABET *et al.*, 1986). Les squelettes aragonitiques de la plupart des bioclastes disparaissent. Les vides ainsi créés se remplissent peu à peu par du microspar (par néomorphisme). Généralement, le fantôme du bioclaste est respecté.

Au microscope (MEB), on note les constituants diagénétiques suivants :

Des grains de micrite (1 à 4 μm de diamètre) qui représentent le composant principal du matériel. Ceux-ci, sont généralement d'aspect régulier et bien triés (planche II, photo 2). Tous sont probablement d'origine diagénétique mais on peut interpréter l'origine sédimentaire de certains microdébris (dans la partie Holocène surtout) (planche II, photo 5; planche IV, photo 1). Ces grains, de forme ovoïde, sont souvent évolués dans le sens de la diagenèse (avec des contacts et des faces collées) mais la forme de chaque particule de micrite est encore respectée (planche VII, photos 2 et 3).

Des baguettes de nanocristaux apparaissent dans la partie supérieure du Pléistocène et soulignent l'existence à ce niveau, d'une émergence prolongée (planche II, photos 4, 7, 8).

Des cristaux de microspar (5 à 30 μm) sont également observés (planche VI, photos 3, 4, 5) enveloppant la micrite mais ne semblent pas l'avoir absorbée (M'RABET *et al.*, 1986). Ces agrégats sont présents avec la micrite pendant le stade précoce de la diagenèse (planche VI, photos 1 et 2).

L'étude au MEB indique que les grains de micrite

forment l'essentiel des carbonates étudiés et que ceux-ci subissent des transformations diagénétiques (planche VII).

ÉVOLUTION DE LA MICRITE

On observe plusieurs stades de développement, allant de la naissance de « grains » de micrite (1 à 4 μm) dispersés, à une phase plus élaborée, montrant des grains de plus en plus serrés qui soulignent l'évolution progressive de la cimentation (planche VII, photos 4 et 5).

L'émergence récifale favorise la diagenèse liée aux eaux douces et, par nourrissage, la naissance de cristaux de microspar (de 5 à 30 μm). Ces agrégats de microspar qui forment par la suite essentiellement un ciment, se développent entre les grains de micrite pendant le stade précoce de la diagenèse. Les cristaux de microspar évoluent et grandissent peu à peu dans les microvides. Ils coexistent ensuite avec les grains de micrite, sans les digérer, mais finissent par prendre leur place en les englobant (M'RABET *et al.*, 1986) (planche VI, photos 1, 2, 5 et planche VII, photos 1, 5, 7, 8).

On observe par ailleurs, des grains de microspar à faces subhédrales (planche III, photos 1 et 2) possédant des protubérances ou excroissances. Ceci suggère que des grains de micrite ont été enveloppés sans être digérés, et de ce fait représentent un stade déjà évolué de la diagenèse.

Les grains à faces euhédrales (planche III, photos 4, 7, 8 et planche VI, photo 1) également bien représentés, expriment le stade ultime de la diagenèse.

L'étude de la microsparite, de sa distribution et de son environnement micritique, peut aider à la compréhension de l'origine et de l'âge de la diagenèse.

CONCLUSIONS

Les bioclastes sont localement cimentés par une frange isopaque très fine de micrite brune. Celle-ci marque une évolution progressive vers la précipitation de microsparite subhédrale puis euhédrale. L'ensemble de ces processus conduit à la lithification précoce de la roche.

CONCLUSION

L'étude de 3 sondages respectivement situés, sur le récif frangeant de la Grande Terre, dans le lagon et proche du récif barrière, permet de mettre

en évidence une discontinuité entre Holocène et Pléistocène.

La descente progressive de cette discontinuité du continent vers le large (Fig. 3) passant de — 6 m sur le tombant du récif frangeant actuel, à — 10,80 m, près du récif barrière, en passant vers — 7,80 m à l'îlot Maître (dans le lagon), permet de confirmer une hypothèse bien connue en Nouvelle-Calédonie (COUDRAY, 1976 - BALTZER, 1982 - DUGAS et DEBENAY, 1978), selon laquelle il y aurait eu enfoncement progressif des anciens platiers dont les points hauts constituent actuellement les lignes récifales de THOMASSIN et VASSEUR (1976). En considérant que le haut niveau marin de 125 000 ans culminait à environ 5 m au dessus du niveau actuel et que le platier se formait en surface, au niveau des basses mers, on en déduit que l'amplitude de la subsidence, dans les trois sites étudiés, est respectivement de 11 m (5 + 6 m), 12,80 m (5 + 7,80 m), et 15,80 m (5 + 10,80 m) en 125 000 ans soit environ 0,09 mm/an, 0,1 mm/an et 0,12 mm/an. Ces valeurs sont égales à très voisines de celles calculées sur l'îlot Ténia (COUDRAY, 1976). On observe néanmoins une légère flexure ou un phénomène d'affaissement par « compartiments » de la côte vers le large (DUGAS *et al.*, 1980).

Ce haut niveau marin du Pléistocène, daté de 125 000 ans dans le Pacifique (BLOOM *et al.*, 1974), est bien représenté ici. La surface d'émergence du Pléistocène se caractérise par l'apparition de figures pédologiques (baguettes de calcite recouvertes de micrite visibles au MEB).

Une stabilisation incomplète des calcaires récifaux pléistocènes est en relation directe avec une faible pluviosité. La présence partielle d'aragonite vers — 5,0/6,0 m dans le forage de Ricaudy confirme cette hypothèse; on a par ailleurs montré que le

sommet du Pléistocène en Nouvelle-Calédonie à 125 000 ans B.P. est composé de minéraux instables (aragonite) et stables (calcite) laissant supposer une absence de pluviosité et donc un climat aride (COUDRAY, 1976).

La diagenèse, en l'absence de datations, est utilisée ici comme un moyen de connaissance de l'âge relatif des séries et permet de séparer Holocène et Pléistocène de manière très fine.

La micrite est localisée principalement dans la partie pléistocène. Elle enrobe les bioclastes qui sont cimentés par une frange isopaque brune très fine. Différents stades de la diagenèse de la micrite sont représentés ici : grains séparés puis grains en contact les uns avec les autres, puis englobés par des cristaux de microspar à faces subhédrales et au stade ultime, à faces euhédrales.

Le phénomène de diagenèse de la micrite, particulièrement abondante dans ce matériel, est important ici, parce qu'il contrôle l'ensemble de la lithification.

Remerciements

Je voudrais remercier en premier lieu, Monsieur le professeur Purser, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et permis de suivre ses cours afin d'étudier mes carottages de Nouvelle-Calédonie sous l'angle de la diagenèse; ensuite pour m'avoir guidé dans mon travail, appris à lire et interpréter les photos obtenues avec le MEB et enfin corriger mon manuscrit.

J'associe dans mes remerciements, F. Arbey dont les conseils pour débiter mon étude sur les lames minces m'ont été précieux, D. Aissaoui qui, m'a fait profiter de son expérience pour l'interprétation des résultats du MEB, ainsi que tous les collègues qui de près ou de loin m'ont aidé à des titres divers dans l'élaboration de ce travail.

Manuscrit accepté par le Comité de rédaction le 20 février 1994.

Planche I. — Dissolution, érosion, cavités dues aux animaux perforants.

Cette activité biogénique libère un microdébris micritique qui se transforme par la diagenèse (notamment la croissance cristalline).
Dissolution, hollows formed by the biogenic activity. This activity releases a micrite microclast which is transformed by diagenesis.

Photo 1. — Microperforations dans un bioclaste.

Microperforations in a bioclast.

Ech. 8 AM2, 9,45m.

G = 5000; Marqueur = 10 μ m (Scale bar = 10 μ m).

Photo 2. — Microperforations dans un corail massif.

Microperforations in a coral massif.

Ech. 3 M3, 6,25m.

G = 5200; Marqueur = 10 μ m.

Photo 3. — Bioérosion due aux éponges.

Bioerosion by sponges.

Ech. 4 AM2, 4,30m.

G = 300; Marqueur = 100 μ m.

Photo 4. — Bioérosion due aux éponges.

Bioerosion by sponges.

Ech. 1 AM2, 2,55m.

G = 549; Marqueur = 100 μ m.

Photo 5. — Dissolution des lamelles de mollusques.

Dissolution of mollusc shells.

Ech. 7 AM2 7,85m.

G = 3700, M = 10 μ m.

Photo 6. — Lamelles de mollusque émoussées par la dissolution.

Smoothing of mollusc shells by dissolution.

Ech. 6 M3, 9,85m.

G = 7400, M = 10 μ m.

Photo 7. — Idem photo 6.

Id. photo 6.

Ech. 11 AM2, 16,10m.

G = 7400, M = 10 μ m.

Photo 8. — Dissolution dans un bioclaste (corail ou mollusque).

Dissolution in a bioclast (coral or mollusc).

Ech. 5 M3, 9,30m.

G = 2200, M = 10 μ m.

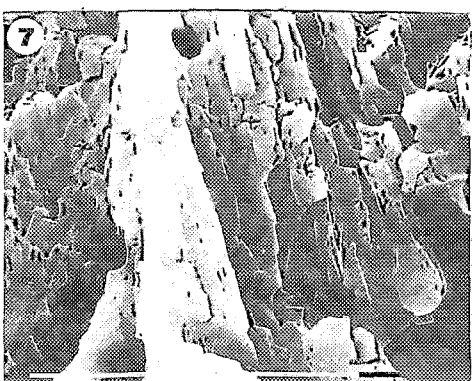
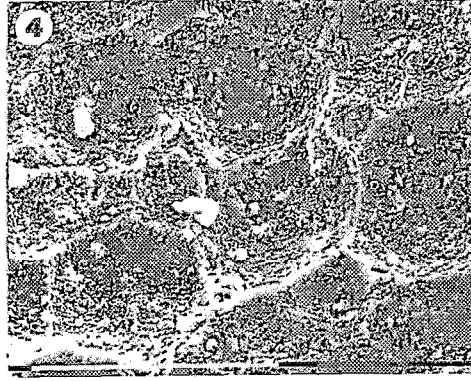
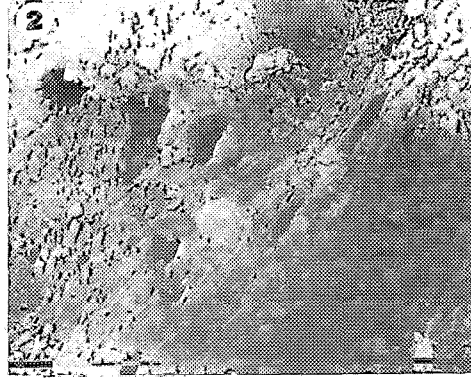
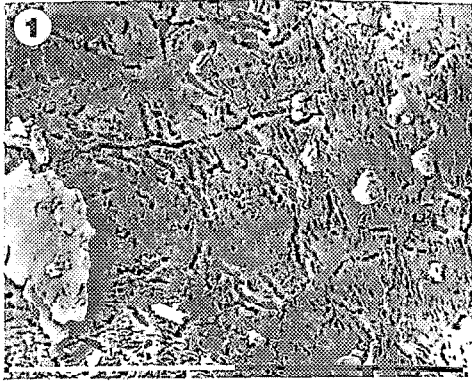


Planche II. — Ciments pléistocènes de la surface d'émersion.
Pleistocene cements in the emersion surface.

Photo 1. — Débris bioclastique (flèche) entouré de nanograins de micrite, grossis et développés par croissance diagénétique.
Ech. 9 M3, 22,75m.
G = 2400, M = 10 µm.
Bioclasts (arrow) surrounded by micritic nanograins developed by diagenetic growth.

Photo 2. — Grains de micrite (boue) avec croissance diagénétique des faces cristallines.
Ech. 9 AM2, 10,95m.
G = 1050, M = 10 µm.
Micritic grains (mud) showing diagenetic growth of crystalline faces.

Photo 3. — Nanograins fortement affectés par une croissance cristalline et formant des agrégats coalescents.
Ech. 9 AM2, 10,95m.
G = 10000, M = 1µm.
Nanograins strongly affected by crystalline growth and forming coalescent aggregates.

Photo 4. — Micrite agglomérée en boules avec baguette recouverte de micrite (flèche).
Ech. 9 M3, 22,75m.
G = 4580, M = 10µm.
Spheric aggregates of micrite and sticks covered by micrite (arrow).

Photo 5. — Microdébris sédimentaires avec début de nourrissage diagénétique et croissance de certains éléments.
Sedimentary microclasts showing a beginning of diagenetic growth.

Photo 6. — Bioclaste entouré par de la micrite.
Ech. 9 M3, 22,75m.
G = 2400, M = 10µm.
Bioclast surrounded by the micrite.

Photo 7. — Cristaux allongés (baguettes) probablement d'aragonite, situés sous un paléosol.
Ech. 9 AM2, 10,95m.
G = 3100, M = 10µm.
Elongated crystals (needles), probably aragonitic and situated under a palaeosol.

Photo 8. — Baguettes recouvertes d'une deuxième génération de cristaux (micrite), recouverte de micrite.
Ech. 9 AM2, 10,95m.
G = 6200, M = 10µm.
Sticks covered by secondary crystals (micrite).

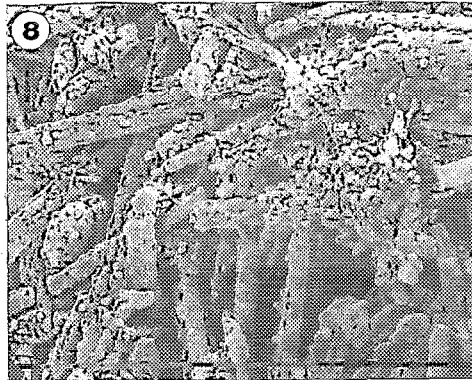
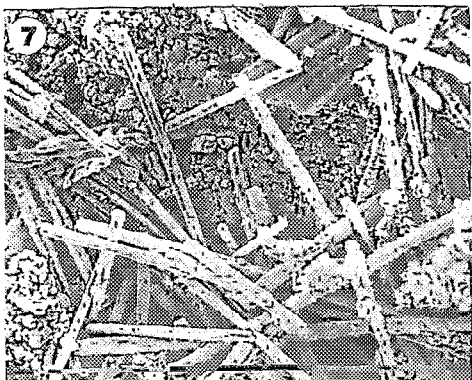
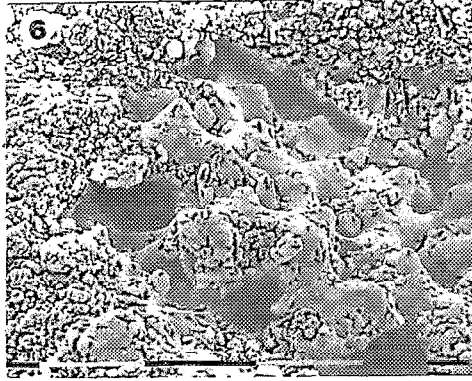
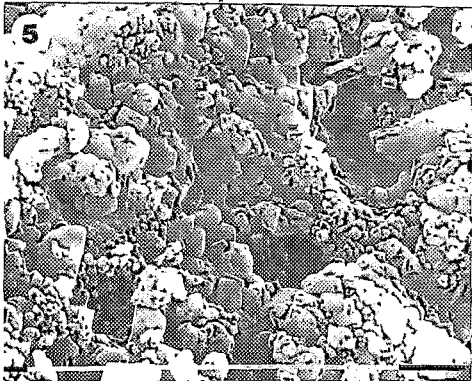
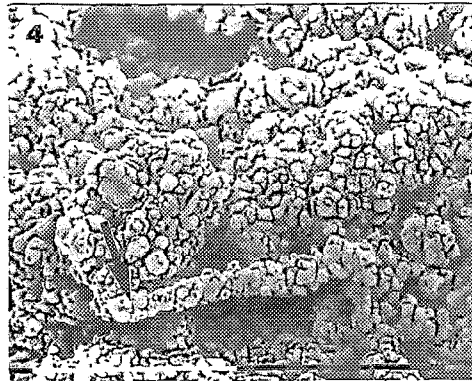
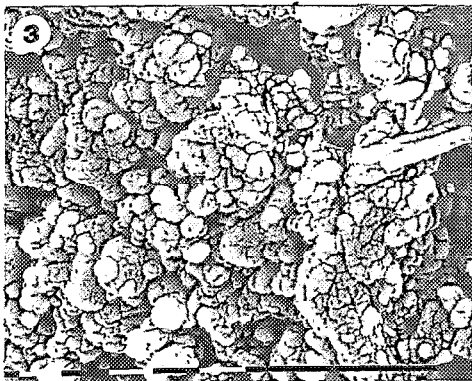
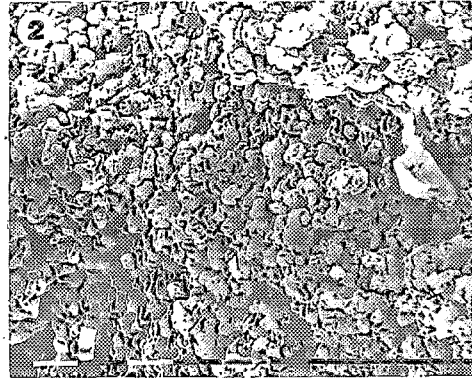
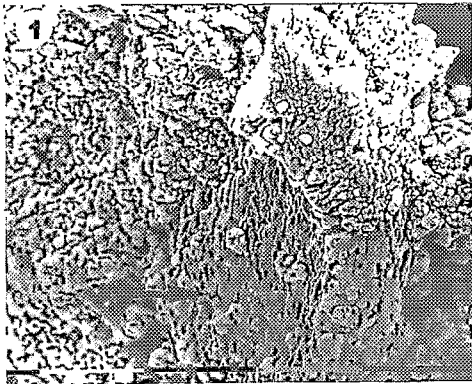


Planche III. — Ciments pléistocènes d'origine essentiellement météorique.
Pleistocene cements of meteoric origin.

Photo 1. — Microspar calcitique et micrite montrant une croissance cristalline nette.
Ech. 5 M3, 9,30m.
G = 2840, M = 10 μ m.
Calcitic microspar and micrite showing a clear growth of crystals.

Photo 2. — Id. photo 1.
Ech. 5 M3, 9,30m.
G = 2980, M = 10 μ m.
Id. photo 1.

Photo 3. — Micrite avec quelques cristaux de microsparite.
Ech. 36 PV, 5m.
G = 10000, M = 1 μ m.
Micrite with some microsparitic crystals.

Photo 4. — Cristaux de microsparite bien développés dans un vide.
Ech. 10 AM2, 15,80m.
G = 3960, M = 10 μ m.
Microsparitic crystals well developed in a hole.

Photo 5 — Micrite et cristaux de sparite.
Ech. 6 M3, 9,85m.
G = 10000, M = 1 μ m.
Micrite and sparitic crystals.

Photo 6 — Mélange intime de micrite et microspar.
Ech. 6 M3, 9,85m.
G = 4780, M = 10 μ m.
Micrite closely associated with microspar.

Photo 7. — Cristaux de microspar à faces bien développées.
Ech. 15 AM2, 20,10m.
G = 4400, M = 10 μ m.
Microspar crystals with well developed faces.

Photo 8. — Cristaux de microspar à faces bien développées.
Ech. 15 AM2, 20,10m.
G = 6200, M = 10 μ m.
Id. Photo 7.

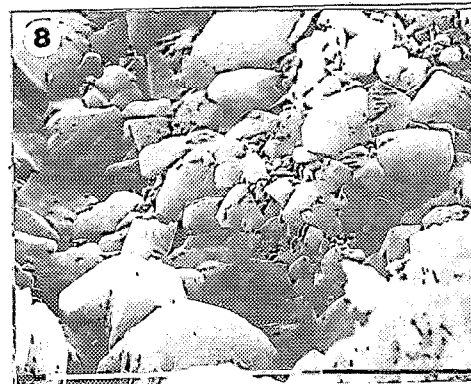
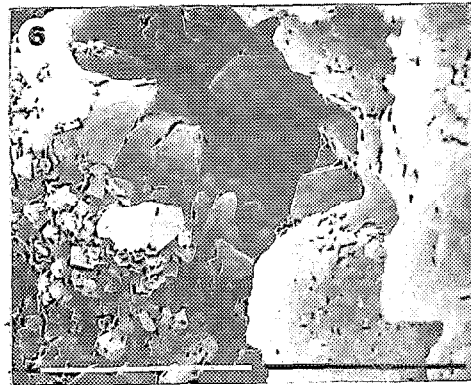
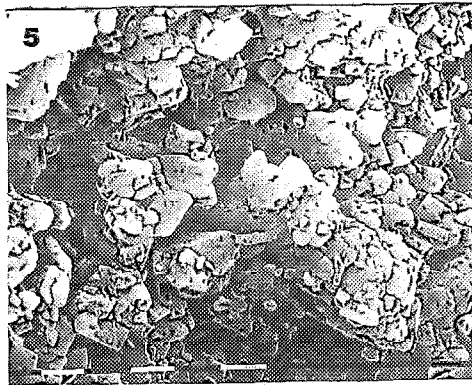
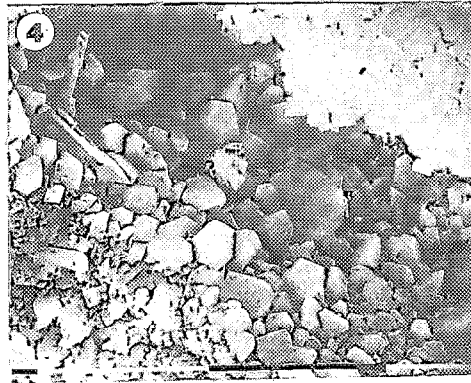
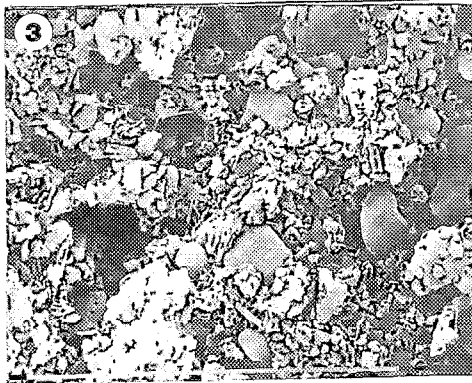
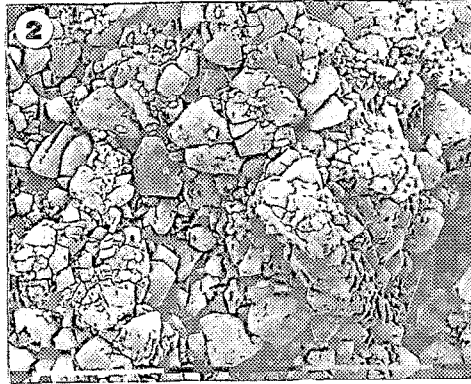


Planche IV. — Diagenèse marine holocène.
Holocene marine diagenesis.

Photo 1. — Micrite sédimentaire fortement agrandie par croissance diagénétique.

Ech. 4 AM2, 5,30m.

G = 10000, M = 1 μ m.

Sedimentary micrite enlarged by diagenetic growth.

Photo 2. — Microdébris dans un corail; la micrite est déjà agrandie par croissance diagénétique.

Ech. 3 M3, 6,25m.

G = 10000, M = 1 μ m.

Microclast in a coral; the micrite is enlarged by diagenetic growth.

Photo 3. — Micrite d'origine sédimentaire.

Ech. 5 AM2, 5,5m.

G = 15400, M = 1 μ m.

Sedimentary micrite.

Photo 4. — Lamelles dans un corail massif et micrite.

Ech. 3 M3, 6,25m.

G = 3100, M = 10 μ m.

Laminae in a massive coral and micrite.

Photo 5. — Aiguilles d'aragonite. Ces cristaux sont entièrement diagénétiques et constituent un ciment dans les vides sédimentaires.

Ech. 2 M3, 3,30m.

G = 4020, M = 10 μ m.

Aragonitic needles. These crystals are diagenetic and form a cement in the sedimentary holes.

Photo 6. — Cristaux fibreux d'aragonite.

Ech. 6 AM2, 6,35m.

G = 2400, M = 10 μ m.

Fibrous crystals of aragonite.

Photo 7. — Cristaux fibreux d'aragonite.

Ech. 1 AM2, 2,55m.

G = 710, M = 100 μ m.

Id. Photo 6.

Photo 8. — Grossissement de la vue précédente.

Ech. 1 AM2, 2,55m.

G = 1400, M = 10 μ m.

Enlarged view of photo 7.

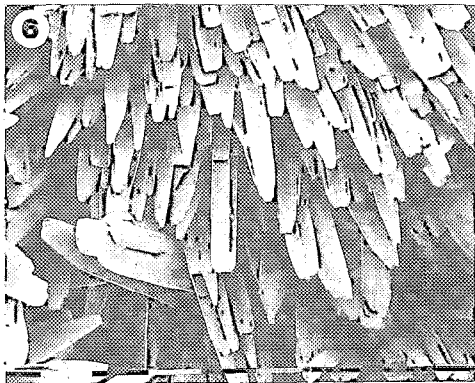
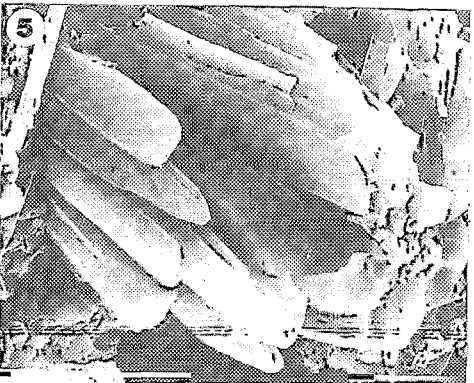
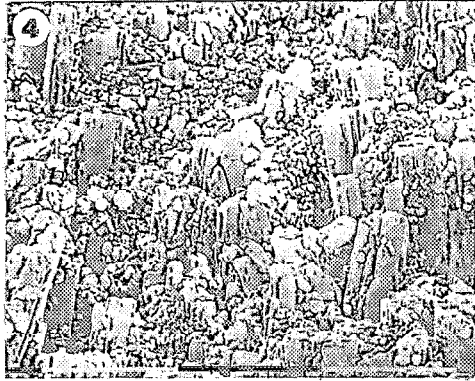
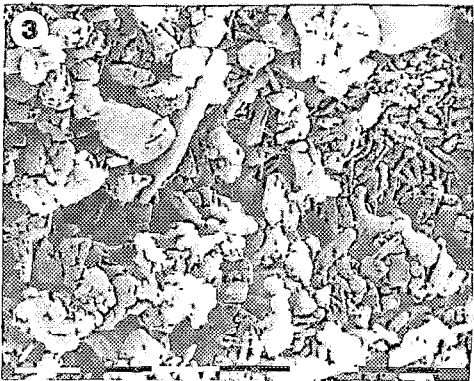
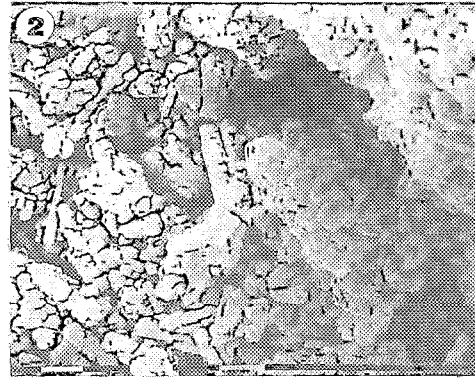
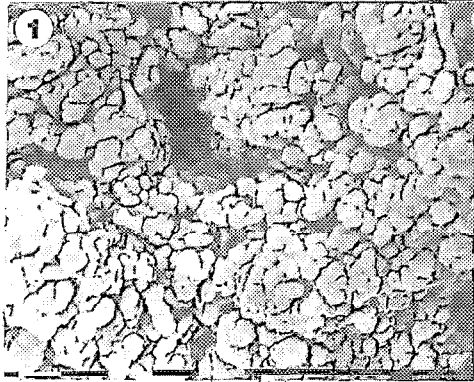


Planche V. — Diagenèse marine holocène.
Holocene marine diagenesis.

Photo 1. — Loges coralliennes tapissées de microscalénoèdres de calcite magnésienne.
Ech. 1 AM2, 2,55m.
G = 2400, M = 10 μ m.
Coral cells cemented by microcrystals of magnesian calcite.

Photo 2. — Scalénoèdres de calcite magnésienne.
Ech. 7 AM2, 7,85m.
G = 3860, M = 10 μ m.
Rhombic crystals of magnesian calcite.

Photo 3. — Calcite magnésienne.
Ech. 2 M3, 3,30m.
G = 3240, M = 10 μ m.
Magnesian calcite.

Photo 4. — Scalénoèdre de calcite magnésienne.
Ech. 7 AM2, 7,85m.
G = 4200, M = 10 μ m.
Id. Photo 2.

Photo 5. — Scalénoèdre de calcite magnésienne.
Ech. 7 AM2, 7,85m.
G = 3860, M = 10 μ m.
Id. Photo 4.

Photo 6. — Calcite magnésienne et fibres asciculaires.
Ech. 8 AM2, 9,45m.
G = 3380, M = 10 μ m.
Magnesian calcite and elongated fibres.

Photo 7. — Cristaux de calcite magnésienne nourris et grossis dans un vide intrabioclastique.
Ech. 8 AM2, 9,45m.
G = 3860, M = 10 μ m.
Growth of magnesian calcite crystals in a bioclastic hole.

Photo 8. — Ciment calcitique; chaque cristal est composé de cristaux secondaires.
Ech. 8 AM2, 9,45m.
G = 4580, M = 10 μ m.
Calcite cement; every crystal is formed by secondary crystals.

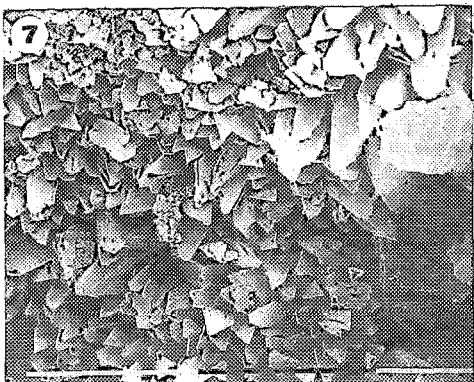
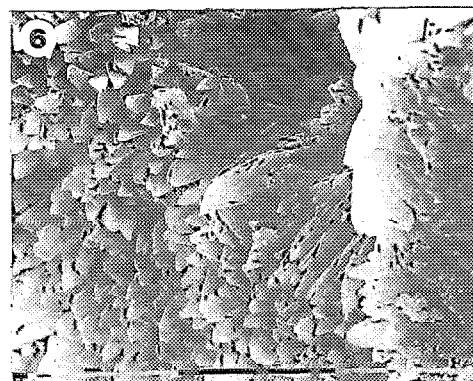
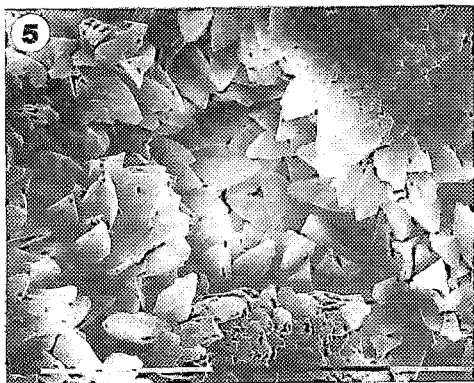
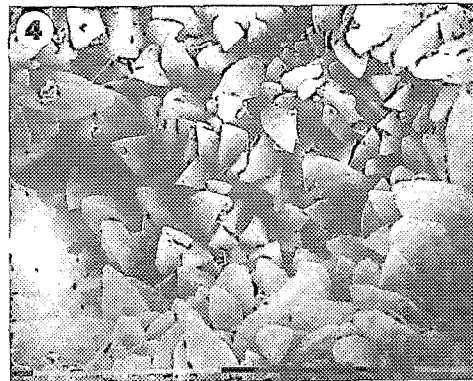


Planche VI. — Micrite. Nourrissage, agrandissement, croissance, agglomération dans l'Unité Pléistocène essentiellement.
Micrite. Nourishing, enlarging, growth, aggregation in the pleistocene unit, only.

Photo 1. — Scalénoèdres de calcite microsparitique dans une micrite.

Ech. 5 M3, 9,30m.
G = 2840, M = 10µm.

Subeuhedral crystals of microsparitic calcite in a micrite.

Photo 2. — Cristaux de microsparite englobant la micrite.

Ech. 14 AM2, 18,50m.
G = 3240, M = 10µm.

Microsparitic crystals surrounding the micrite.

Photo 3. — Micrite déjà évoluée sur le plan diagénétique.

Ech. 9 M3, 22,75m.
G = 2400, M = 10µm.

Diagenetic evolution of the micrite.

Photo 4. — Débris bioclastiques dans une micrite évoluée.

Ech. 9 M3, 22,75m.
G = 2300, M = 10µm.

Bioclastic clasts in an evolved micrite.

Photo 5. — Cristaux de microsparite englobant des nanograins de micrite.

Ech. 14 AM2, 18,50m.
G = 2300, M = 10µm.

Microsparitic crystals surrounding nanograins of micrite.

Photo 6. — Microspar englobant la micrite préexistante.

Ech. 14 AM2, 18,50m.
G = 1620, M = 10µm.

Microspar surrounding the initial micrite.

Photo 7. — Débris bioclastiques recouverts de nanograins de micrite diagénétique.

Ech. 17 AM2, 24,50m.
G = 2020, M = 10µm.

Bioclasts embedded in a mass of diagenetic micrite.

Photo 8. — Loges coralliennes envahies par la micrite.

Ech. 17 AM2, 24,50m.
G = 2400, M = 10µm.

Coral cells filled by the micrite.

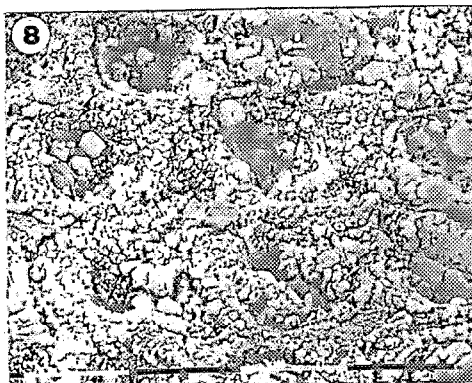
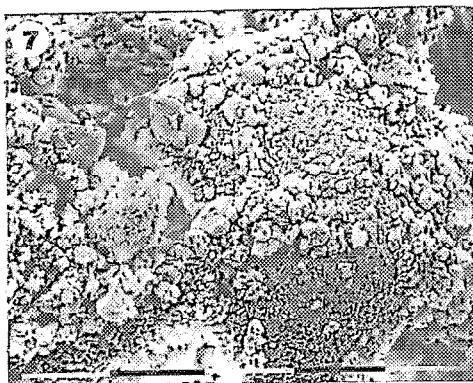
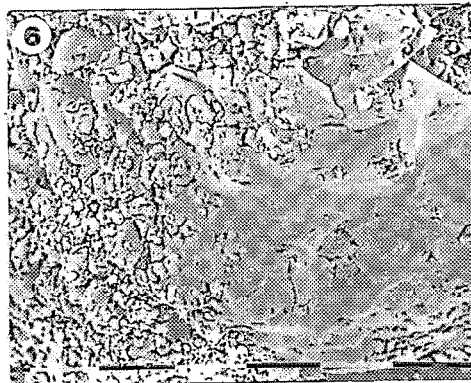
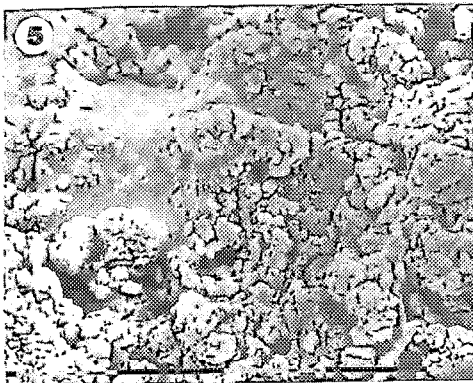
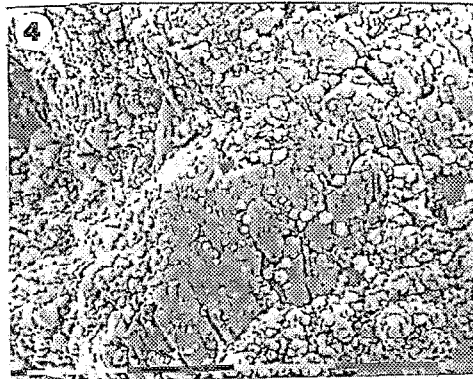
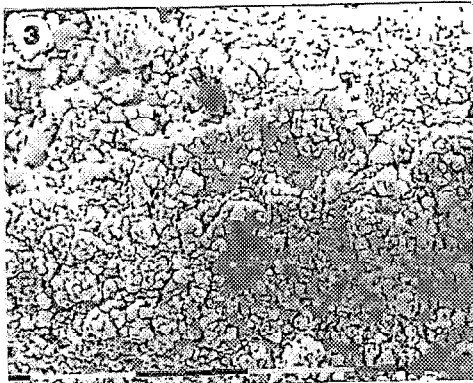
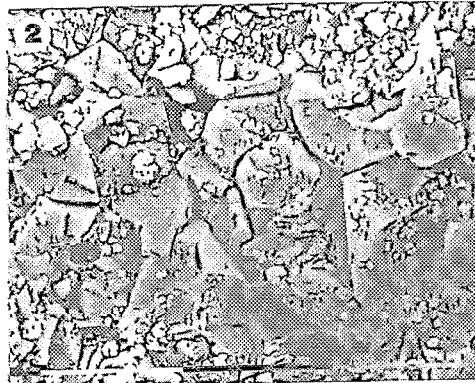


Planche VII. — Évolution de la micrite et sparitisation. Pléistocène du forage Amédée.
Evolution of the micrite and transformation in sparite. Pleistocene of the Amédée borehole.

Photo 1. — Passage des agrégats de micrite à la sparite.
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 2020, M = 10µm.
Transition from the micritic aggregates to the sparite.

Photo 2. — Agrégats de micrite fortement évoluée lors de la diagenèse.
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 7700, M = 10µm.
Micritic aggregates strongly evolved during the diagenesis.

Photo 3. — Agrégats de micrite en cours de changement en forme cristalline organisée.
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 7700, M = 10µm.
Micritic aggregates evolving to crystals with organised shape.

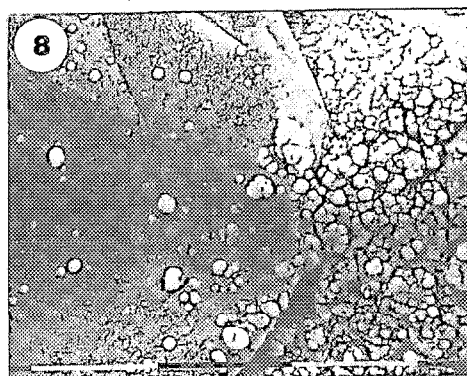
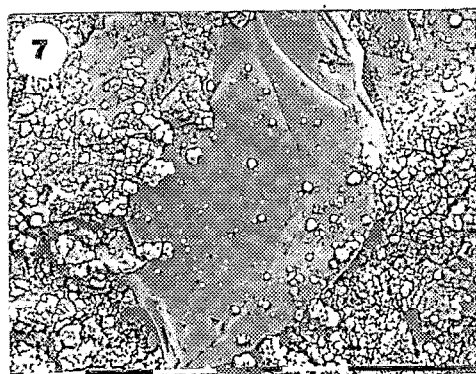
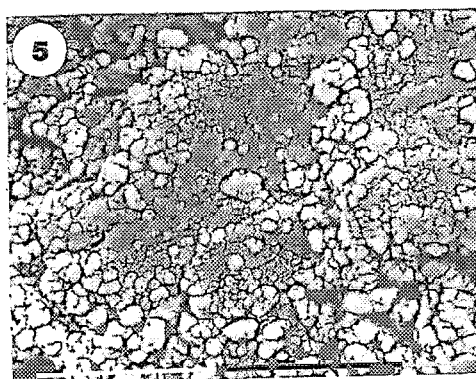
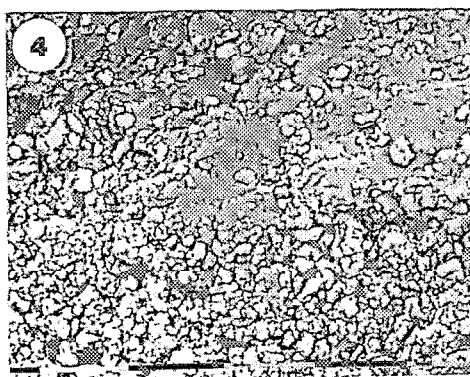
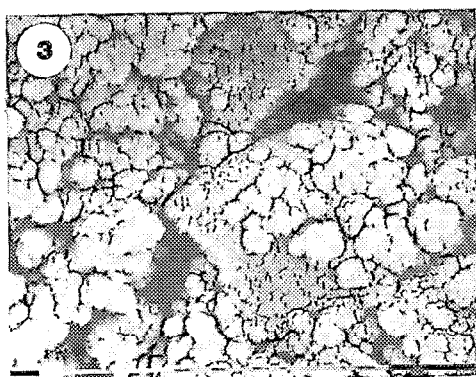
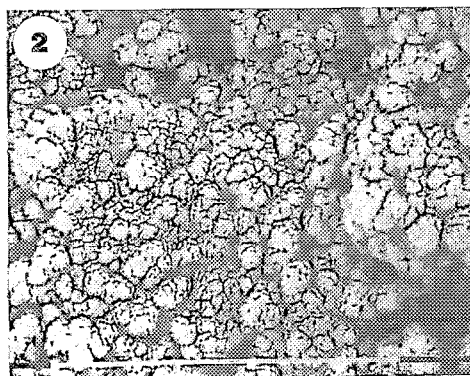
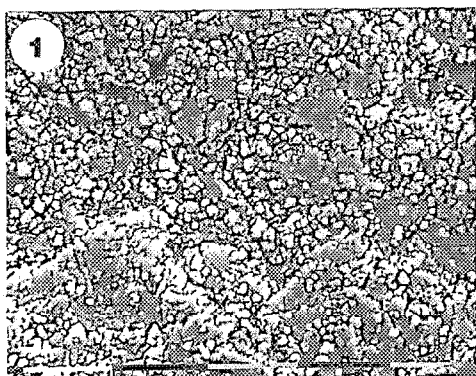
Photo 4. — Vue élargie de la photo 5.
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 2020, M = 10µm.
Enlarged view of photo 5.

Photo 5. — Agglomérats de micrite formant des amas microsparitiques.
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 4020, M = 10µm.
Microsparitic aggregates of micrite.

Photo 6. — Coraux avec microsparite (forme rhomboédrique en haut à gauche) englobant des cristaux de micrite.
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 2200, M = 10µm.
Corals with microsparite (rhombic shape in the upper part, left) coating micrite crystals.

Photo 7. — Cristal de calcite envahissant les agglomérats de micrite (on distingue encore quelques reliques de micrite dans le cristal).
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 2840, M = 10µm.
Micritic agglomerates filled by calcitic crystals (some micritic relicts are seen in the crystal).

Photo 8. — Agrandissement de la vue précédente (microsparitisation).
Ech. 18 AM2, 26,15m.
G = 5700, M = 10µm.
Enlarged view of the photo 7 (microsparite).



BIBLIOGRAPHIE

- BALTZER (F.), 1970. — *Datation absolue de la transgression holocène sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie sur des échantillons de tourbes à paléotuviers*. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 271: 2251-2254.
- BALTZER (F.), 1982. — *Géodynamique de la sédimentation et diagenèse précoce en domaine ultrabasique*. Nouvelle-Calédonie. Paris, Orstom, coll. Trav. et doc., 152 : 1-283.
- BATTISTINI (R.), BOURROUILH (F.), CHEVALIER (J.P.), COUDRAY (J.), DENIZOT (M.), FAURE (G.), FISHER (J.C.), GUILCHER (A.), HARMELIN-VIVIEN (M.), JAUBERT (J.), LABOREL (J.), MASSE (J.P.), MAUGE (L.A.), MONTAGGIONI (L.), PEYROT-CLAUDE (M.), PICHON (M.), PLANTE (R.), PLAZIAT (J.C.), PLESSIS (Y.B.), RICHARD (G.), SALVAT (B.), THOMASSIN (B.A.), VASSEUR (P.), WEYDERT (P.), 1975 - *Éléments de terminologie récifale indopacifique*. Téthys, vol. 7, n° 1 : 1-111.
- BLOOM (A.L.), BROECKER (W.S.), CHAPPELL (J.M.A.), MATTHEWS (R.K.), MESOLLELLA (K.J.), 1974. — Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast : new ²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, 4 : 185-205.
- BLOOM (A.L.), JOUANNIC (C.), TAYLOR (F.W.), 1978. — « Preliminary radiometric ages from the uplifted quaternary corals reefs of Efate », New Hebrides. In : *Reg. Rep. Geol. Surv. New Hebrides* : 47-49.
- CABIOCH (G.), 1988. — *Récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest). Structure interne et influences de l'eustatisme et de la tectonique*. Thèse Doct. Sci., Univ. Provence Marseille, Publ. Univ. Prov.
- CABIOCH (G.), PHILIP (J.), MONTAGGIONI (L.), THOMASIN (B.A.), LECOLLE (J.), 1985. — *First sedimentological and paleontological results from a drill-hole through a fringing coral reef, S.E. of New Caledonia: evidence of the Holocene-Pleistocene discontinuity*. Proc. Int. Coral Reef Congr. 5th (Tahiti 1985), 6 : 569-574.
- CARRIERE (D.), 1987. — *Sédimentation, diagenèse et cadre géodynamique de l'atoll soulevé de Maré, Nouvelle-Calédonie*. Thèse Doct. Sci., Univ. Paris-sud centre d'Orsay. 367 p. (avec annexes).
- CHAPPELL (J.), 1974. — *Geology of coral terraces, Huon peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea level-changes*. GSA 85 : 553-570.
- CHAPPELL (J.), SHACKLETON (N.J.), 1986. — *Oxygen isotopes and sea level*. *Nature* 324, 137-140.
- COLLOT (J.Y.) et MISSEGUE (F.), 1977. — *Gravity measurements in Loyalty archipelago, southern New Caledonia and the Isle of Pines*. Int. Symp. Geodyn. Southwest Pacif. (Nouméa 1976). Technip, Paris : 125-134.
- COUDRAY (J.), 1976. — *Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène. Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie*. Fondation Singer-Polignac, Paris, 8 : 1-276.
- COUDRAY (J.), DELIBRIAS (G.), 1972. — *Variation du niveau marin au-dessus de l'actuel en Nouvelle-Calédonie depuis 6000 ans*. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 275 : 2623-2626.
- COUDRAY (J.), MONTAGGIONI (L.), 1986. — « The diagenetic products of marine carbonates as sea-level indicators ». In : Plassche (O. van de) (éd.), *Sea-level Research: A manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geobooks, Norwich : 311-360.
- COUDRAY (J.), THOMASSIN (B.A.), VASSEUR (P.), 1985. — *Géomorphologie comparée des récifs barrières de Nouvelle-Calédonie et de Mayotte*. Proc. Int. Coral Reef Congr., 5th (Tahiti 1985). 6 : 427-432.
- DAVIES (P.J.) et MONTAGGIONI (L.), 1985. — *Reef growth and sea level change. The environmental signature*. Proc. Int. coral Reef Congr., 5th (Tahiti, 1985). 3 : 477-515.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RÉCY (J.), 1973. — *Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques*. *Cah. Orstom, sér. Géol.*, 5(1) : 3-24.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RÉCY (J.), 1974. — *Uplifts movements in New Caledonia-Loyalty islands area and their plate tectonics interpretation*. *Tectonophysics*, 24 : 133-150.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RÉCY (J.), 1975. — *Some new evidence on lithospheric bulges close to island arcs*. *Tectonophysics*, 26 : 189-196.
- DUGAS (F.) et DEBENAY (J.P.), 1978. — *Interférence des failles flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes : le lagon de Nouvelle-Calédonie*. C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 287 : 1091-1094.
- DUGAS (F.), VILLE (P.), COUDRAY (J.), 1980. — *Etude sismique du lagon sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique). Paléomorphologies successives et comportement, au Quaternaire supérieur, du littoral de l'île*. C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 290 : 963-966.
- DUNHAM (R.J.), 1962. — « Classification of carbonate rocks according to depositional texture ». In Ham (W.E.), éd., *Classification of carbonate rocks*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 1 : 108-121.
- ESTEBAN (M.), 1976. — *Vadose pisolite and caliche*. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 60 : 2048-2057.
- HARRISSON (R.S.), 1975. — *Porosity in pleistocene grainstones from Barbados: some preliminary observations*. *Bull. Can. Petr. Geol.* 23 (3) : 383-392.
- HARRISSON (R.S.), 1977. — *Caliche profiles: indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies*. *Bull. Can. Petr. Geol.*, 25 (1) : 123-173.
- HARRISSON (R.S.) et STEINEN (R.P.), 1978. — *Subaerial crust, caliche profiles, and breccia horizons: comparison of some Holocene and Mississippian exposure surfaces, Barbados and Kentucky*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89 : 385-396.
- HOPLEY (D.), 1982. — *The geomorphology of the Great Barrier Reef: Quaternary Development of corals reefs*. Wiley-Interscience, New York : 453.
- LAUNAY (J.) et RECY (J.), 1972. — *Variations relatives du niveau de la mer et néotectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène supérieur et à l'Holocène*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 14 (1) : 47-65.
- LECOLLE (J.) et CABIOCH (G.) 1988. — *La limite Holocène-Pléistocène dans le récif frangeant Ricaudy (Nouvelle-Calédonie). Géochronologie, faciès et diagenèse. Implications eustatiques et néotectoniques*. *Marine Geology*, 81 : 241-260.

- MARSHALL (J.F.), 1983. — Lithology and diagenesis of the carbonate foundations of modern reefs in the southern Great Barrier Reef. *Bur. Miner. Resour., J. Aust. Geol. Geophys.*, 8 (3) : 253-265.
- MONTAGGIONI (L.F.) and PIRAZZOLI (P.A.), 1984. — The significance of exposed coral reef conglomerates from French Polynesia (Pacific Ocean) as indicators of recent relative sea-level changes. *Coral Reefs* 3 : 29 - 42.
- M'RABET (A.), NEGRA (M.H.), PURSER (B.H.), SASSI (S.), BEN AYED (N.), 1986. — « Micrite diagenesis in Senonian rudist build-ups in central Tunisia ». In : SCHROEDER (J.H.) and PURSER (B.H.), éd. : *Reef Diagenesis*, Springer Berlin 1986.
- NEUMANN (A.C.), et MACINTYRE (I.), 1985. — Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up. *Proc. Int. Coral Reef Congr.*, 5th (Tahiti, 1985). 3 : 105-110.
- PIERSON (B.J.), et SHINN (E.A.), 1985. — Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Horsty Reef, Bahamas. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 36 : 153-168.
- PINGITORE (N.E.), 1976. — Vadose and phreatic diagenesis: processes, products and their recognition in corals. *J. Sediment. Petrol.*, 46 (4) : 985-1006.
- PIRAZZOLI (P.A.), MONTAGGIONI (L.), 1985. — *Lithospheric Deformation in French Polynesia (Pacific Ocean) as Deduced from Quaternary Shorelines*. 5th Intern. Coral Reef Congress. Tahiti. Vol. 3 : 195-200.
- PIRAZZOLI (P.A.), MONTAGGIONI (L.), 1986. — Late Holocene sea-level changes in the Northwest Tuamotu Islands, French Polynesia. *Quat. Res.*, 25: 350-368.
- PURSER (B.H.), 1980. — *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. Technip, Paris 1, 366 p.
- THOM (B.G.), ORME (G.R.) et POLLACH (H.A.), 1978. — Drilling investigations of Bewick and Stapleton islands. *Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 291 : 37-54.
- THOMASSIN (B.A.) et COUDRAY (J.), 1981. — *Presence of Wide hard-ground areas on lagoonal bottoms of the coral reef complex of Noumea (SW New Caledonia)*. *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, 4th (Manila, 1981). 1 : 511-522.
- THOMASSIN (B.A.) et VASSEUR (P.), 1981. — *The coral reef complexes of the S.W. coast of New Caledonia: building and geomorphology*. *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, 4th (Manila, 1981). 596 p. (abstr.).