



HAL
open science

Les pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie: morphologie, lithologie, contrôle de la tectonique et de l'eustatisme

Benoit Flamand

► **To cite this version:**

Benoit Flamand. Les pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie: morphologie, lithologie, contrôle de la tectonique et de l'eustatisme. Tectonique. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2006. Français. NNT: . tel-00110478

HAL Id: tel-00110478

<https://theses.hal.science/tel-00110478>

Submitted on 30 Oct 2006

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

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

THESE

présentée à l'

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA MER

par **Benoit FLAMAND**

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO)

Spécialité : Géosciences marines

**Les pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de
Nouvelle-Calédonie : morphologie, lithologie,
contrôle de la tectonique et de l'eustatisme**

Soutenue le 24 janvier 2006 devant la commission d'examen :

M. MASCLE J.	Directeur de Recherche, CNRS	- Rapporteur
M. MONTAGGIONI L.	Professeur à l'Université Aix Marseille I	- Rapporteur
M. DEVERCHERE J.	Professeur à l'UBO	- Examineur
M. LE ROY P.	Maître de Conférence à l'UBO	- Examineur
M. PELLETIER B.	Directeur de Recherche, IRD	- Directeur
M. CABIOCH G.	Directeur de Recherche, IRD	- Co-directeur
M. LAGABRIELLE Y.	Directeur de Recherche, CNRS	- Co-directeur

THESE

présentée à l'

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA MER

par **Benoit FLAMAND**

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO)

Spécialité : Géosciences marines

**Les pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de
Nouvelle-Calédonie : morphologie, lithologie,
contrôle de la tectonique et de l'eustatisme**

Soutenue le 24 janvier 2006 devant la commission d'examen :

M. MASCLE J.	Directeur de Recherche, CNRS	- Rapporteur
M. MONTAGGIONI L.	Professeur à l'Université Aix Marseille I	- Rapporteur
M. DEVERCHERE J.	Professeur à l'UBO	- Examineur
M. LE ROY P.	Maître de Conférence à l'UBO	- Examineur
M. PELLETIER B.	Directeur de Recherche, IRD	- Directeur
M. CABIOCH G.	Directeur de Recherche, IRD	- Co-directeur
M. LAGABRIELLE Y.	Directeur de Recherche, CNRS	- Co-directeur

Résumé

Cette thèse est une contribution à la compréhension de la structuration des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie ainsi que des processus tectoniques et eustatiques ayant contrôlé la structuration et l'édification du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie. Ce travail s'est appuyé d'une part sur une analyse morpho-structurale de la couverture bathymétrique complète des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie (données multifaisceaux SIMRAD EM12 et EM1002) et d'autre part sur une analyse texturale couplée à une détermination des assemblages d'organismes contenus dans les échantillons prélevés par dragages sur des terrasses marines présentes à l'extérieur de la barrière récifale néo-calédonienne.

L'analyse morpho-structurale a révélé une morphologie générale sigmoïdale de la ride de Nouvelle-Calédonie, une diminution du gradient de pente du talus du Nord vers le Sud aussi bien le long des marges Est et Ouest et la présence d'arrachements vraisemblablement liés aux phases épirogéniques de la Grande Terre et aux variations du niveau de la mer au Quaternaire. Il a également été mis en évidence, pour la première fois, des structures majeures N110°E, transverses aux marges, venant se surimposer à l'orientation principale et originelle N135/140°E de la ride. D'autres structures transverses ont également été reconnues ; elles s'orientent Nord-Sud, N70°E et plus faiblement Est-Ouest. Les accidents N110°E et Nord-Sud participent pleinement à la segmentation de la barrière récifale et affectent également les terrasses marines quaternaires, notamment autour du Banc de Coëtlogon, au Sud-Est de la Grande Terre, leur conférant ainsi un caractère néotectonique.

Deux phases extensives sont proposées pour expliquer la structuration post-obduction des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie. La première, probablement d'âge fini Oligocène à Miocène supérieur, est caractérisée par une extension perpendiculaire à l'axe de la ride, accommodée tout d'abord par des failles N135/140°E parallèles à la Grande Terre puis par des accidents Nord-Sud et N110°E alors néoformés. La seconde phase, probablement d'âge plio-quaternaire, est associée à la subduction active du Vanuatu qui débute au Miocène supérieur. Cette structuration, liée à une extension NNW/SSE oblique à la ride, reprend les accidents N110°E et Nord-Sud, à composante respective sénestre et dextre, et initie, principalement dans le Sud de la Grande Terre, le développement de failles normales N70°E, parallèles au vecteur de convergence actuel.

L'analyse des pentes sommitales des marges a révélé la présence de cinq groupes de terrasses marines. Celles-ci apparaissent mieux développées à proximité des grandes passes ainsi que sur les avancées récifales. Ces terrasses ont été interprétées comme étant la signature morphologique, le long des pentes externes de la barrière récifale néo-calédonienne, du toit d'unités récifales développées au cours des derniers hauts niveaux marins, au moins dès le MIS 15 (610 ka). La terrasse la plus étendue et la plus présente sur l'ensemble des marges, située entre -70 et -85 m, est rattachée au haut niveau marin du MIS 11 (408 ka). La distribution verticale, le long des marges, de la profondeur de cette terrasse a été utilisée comme traceur de mouvements verticaux. Ainsi, il est montré que le récif barrière de Nouvelle-Calédonie est segmenté en blocs basculés à mouvements verticaux indépendants. Les taux de subsidence moyenne calculés depuis 408 ka s'échelonnent entre 0,13 et 0,20 mm/an pour l'ensemble des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie. Les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4, enregistrés par le réseau mondial entre 1966 et 2002, seraient vraisemblablement liés au fonctionnement des failles majeures orientées N110°E ainsi que des accidents Nord-Sud et N70°E transverses à la ride de Nouvelle-Calédonie qui viennent d'être mis en évidence dans ce travail.

Cette étude a également permis de compléter nos connaissances sur les processus d'édification du récif barrière de Nouvelle-Calédonie qui étaient uniquement basées, jusqu'à présent, sur l'analyse de quelques forages. Les pentes externes du récif barrière, ceinturant la Grande Terre, sont recouvertes par d'épais encroûtements modernes d'algues rouges, de foraminifères et plus rarement de bryozoaires et de matériels issus de chutes gravitaires. Une zonation bathymétrique de ces croûtes, de nature variable en fonction de la profondeur et en fonction de l'irradiance, a pu être établie. De la surface à -90 m ce sont des encroûtements à algues rouges qui prédominent car la luminosité est suffisante à leur développement. Celles-ci présentent une répartition verticale bien définie qui nous a permis de décrire trois groupes d'associations algaires retrouvés respectivement entre 0 et -6 m, 0 à -30 m et entre -15 et -90 m. En dessous de -90 m environ, on observe un remplacement progressif des encroûtements algaires par des encroûtements de foraminifères. Ces encroûtements, observés jusqu'à environ -160 m, dont à la fois l'abondance relative et l'épaisseur croissent avec la profondeur, sont alors systématiquement associés à des Mélobésoidés, *Sporolithon* sp. et/ou *Peyssonnelia* sp. (association algaire profonde) qui ne prédominent plus en raison d'une irradiance trop faible. Le pourcentage relatif d'encroûtements algaires et de foraminifères constitue un outil de paléo-bathymétrie très fiable comme observé dans cette étude.

Mots clefs : marge, récif barrière, terrasses marines, morphologie, bathymétrie multifaisceaux, néotectonique, extension, eustatisme, algues rouges / foraminifères encroûtants, Nouvelle-Calédonie.

Abstract

This thesis is a contribution to the understanding of the New Caledonia ridge's margins structuration and the tectono-eustatic processes which controlled the structuration and the development of New Caledonian barrier reef. This study is based on the one hand on the morpho-structural analysis of the bathymetry of the New Caledonian margins (SIMRAD EM 12 and EM1002 multibeam echosounder data) and, on the other hand, on a textural analysis associated with the determination of biological assemblages realised from samples dredged on the marine terraces located along the outer slopes of the New Caledonian barrier reef.

The morpho-structural analysis reveals the sigmoidal shape of the ridge, the decrease of the slope gradient southward and the presence of landslides probably related to uplift periods of the New Caledonia ridge and/or sea level oscillations. For the first time, it has been highlighted major N110°E trending structures, cross-cutting the margins, overlapping the N135/140°E original trend of the New Caledonia ridge. Other transverse structures have been recognised; they strike N0°E, N70°E and, for a minor part, N90°E. N110°E and N-S trending faults participate actively to the barrier reef segmentation. Marine terraces vertical evolution along the margins seems to be also controlled by these N110°E and N-S trending faults which are, notably, clearly mapped at the vicinity of the "Banc de Coëtlogon" located Southeast of the Main Island. The neotectonic character of both faulting directions is demonstrated by this way.

Two main extensive periods are proposed to explain the post-obduction structuration of the New Caledonian margins. The first one, which probably occurred from the Late Oligocene to the Upper Miocene, is characterised by an extension perpendicular to the New Caledonia ridge axis, accommodated first by N130/150°E and then, by neofomed N0°E and N110°E trending faults. The second extensive period, probably Pliocene to Quaternary in age, may be related to the Vanuatu subduction which initiated at the Upper Miocene. This extension, oblique to the ridge (NNW/SSE), reactivates N110°E and N-S striking normal faults which also present respectively sinistral and dextral components and creates, mainly in the South of the Main Island, N70°E trending normal faults, parallel to the present day convergent vector.

The analysis of the uppermost slopes revealed the presence of five groups of stepped marine terraces. They seem to be better preserved close to passes and on seaward reef segments. These terraces have been interpreted as morphological relics, along the outer barrier reef slopes, of the roof of reef units developed during the Late Quaternary marine highstands, at least since the MIS 15 (610 kyr). The largest and the most exposed all over the margins, located between -70 and -85 m, has been attributed to the MIS 11 (408 kyr). The vertical evolution of the depth of this terrace along the margins is used as a vertical motion indicator. By this way, we determined that the New Caledonian barrier reef is segmented and composed by tilted blocks with independent vertical motion. The calculated mean subsiding rates since 408 kyr range from 0.13 to 0.20 mm/yr. The earthquakes ($M \geq 4$), recorded by the International network between 1966 and 2002, should be associated with the reactivation of the N110°E and N70°E trending faults.

This work permitted also to complete our knowledge on the New Caledonian barrier reef development which was based only on the analysis of some drillings. Outer barrier reef slopes surrounding the Main Island are covered by foraminiferal, red algal and more rarely bryozoan crusts and also by material eroded then fallen from upper reef units. A bathymetric distribution of these crusts, variable in nature depending on depth and irradiance, has been established. From the modern sea level to 90 m depth, coralline crusts predominate because brightness is sufficient for their development. Their vertical distribution, well defined, permitted us to describe three main coralline assemblages respectively observed between from 0 to -6 m, 0 to -30 m and from -15 to around -90 m. Beneath this limit, we observe a progressive substitution of the coralline crusts by foraminiferal crusts. Observed down to -160 m depth and systematically associated with *Melobesoids*, *Sporolithon* sp. and/or *Peyssonnelia* sp., these foraminiferal crusts are thicker and more abundant downward. Consequently, the percentage of coralline or foraminiferal crust constitutes an excellent paleo-bathymetric tool as observed in this study.

Key-words: margin, barrier reef, marine terraces, morphology, multibeam bathymetry, neotectonics, extension, sea level oscillations, coralline/foraminiferal crusts, New Caledonia.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier l'ensemble des membres du Jury et plus particulièrement Messieurs Jean Masclé et Lucien Montaggioni qui ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Mes pensées s'adressent également à Bernard Pelletier, Guy Cabioch et Yves Lagabriele qui d'une part, m'ont proposé ce sujet de thèse à la fois original et ambitieux et qui, d'autre part, ont su me faire confiance tout au long de ce travail ; j'espère avoir été à la hauteur de leurs exigences.

Ce travail n'aurait bien sûr jamais pu être effectué sans la bourse de thèse qui m'a été attribuée. J'adresse mes sincères remerciements à Messieurs J. M. Auzende et J. F. Marini, DRRT de Nouvelle-Calédonie de 2002 à 2005, ainsi qu'à Monsieur le Directeur Général de l'IRD pour avoir accepté de financer mon allocation de thèse. Je tiens également à remercier Philippe Charvis et Bernard Pelletier pour m'avoir accueilli ces trois ans et demi au sein de l'UMR Géosciences Azur au centre IRD de Nouméa et pour avoir mis à ma disposition tous les moyens techniques indispensables à la réalisation de cette thèse. Je suis tout autant reconnaissant envers Luc Ortlieb et Guy Cabioch de l'UR Paléotrope qui m'ont permis de mener à bien l'ensemble des analyses nécessaires à ce travail.

Je tiens à témoigner ma sincère reconnaissance à Bernard Pelletier pour l'ensemble des discussions que nous avons pu avoir autour des cartes lors de l'analyse morpho-structurale que j'ai réalisée ainsi que pour m'avoir fait participer au maximum de campagnes à la mer qui m'ont permis d'acquérir une bonne expérience en cartographie bathymétrique multifaisceaux. J'adresse également un clin d'œil très chaleureux à tout l'équipage du N/O Alis avec qui j'ai passé des moments inoubliables et qui sont, en partie, responsables de l'excellente qualité des données sur lesquelles j'ai travaillé : Jean François, Hervé, Raymond, Loïc, Fanch, Dédé, Bob, Xavier, Boubou, Jean Charles, Alain, Pierrick, l'ensemble des matelots et bien sûr Jacques.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers Guy Cabioch et Claude Payri (Professeur à l'Université de la Polynésie française, en accueil à l'IRD Nouméa au sein de l'UR « Système, Adaptation, Evolution ») d'une part pour l'ensemble des connaissances qu'ils ont su parfaitement m'enseigner, notamment lors des déterminations d'organismes contenus dans les lames minces, d'autre part pour les innombrables discussions que nous avons eues concernant le développement des récifs coralliens et enfin pour leurs conseils ou remarques qui se sont systématiquement avérés judicieux.

Ma reconnaissance va également à Yves Lagabriele qui, depuis mon DEA, a su me faire confiance. Les discussions que nous avons pu avoir, tant d'un point de vue scientifique qu'humain, m'ont été d'un soutien précieux ; je l'en remercie vivement.

Je suis très reconnaissant aussi pour l'aide technique que m'ont apportée, le service informatique du centre IRD de Nouméa (Michel Ménézo, Yann Fuzelier, François Masia et Julien Chiamonti), Julien Perrier (UMR Géosciences Azur, IRD Nouméa) avec qui j'ai partagé quelques missions à la mer et traversé un certain nombre de problèmes informatiques, Fabien Juffroy de la direction des technologies et des services de l'information de Nouvelle-Calédonie (DTSI) et Grégory Lasne (UR Paléotrope) pour les remarquables photos de dragages qu'il a prises.

Ces trois ans et demi de thèse ont également été marqués par la découverte d'un pays, d'une culture et d'un peuple pluri-ethnique que j'ai appris à connaître et à aimer. Je remercie tout particulièrement mes « frères et soeurs » de Nouvelle-Calédonie d'avoir si bien su m'accueillir. Je pense évidemment à Cécé de Lifou, à Isaak du Nakahmal de Nouville mais également à Jean Victor du Nakahmal de Motor Pool avec qui j'ai passé mes moments de détente lors de la rédaction de ce manuscrit et enfin toutes les autres personnes rencontrées au cours de mes nombreux périples en brousse et sur les îles. Je ne peux oublier les personnes qui m'ont été les plus chères avec qui j'ai fondé une véritable famille ; je pense à Laetitia, Céline, Gaël et Cécé, Andres et Véro, Romain, Vincent et Marie Anne, Daouda, Anne, Nicolas L., Nicolas P., Violaine, Nadia, Henri, Caroline, Agnès, Elise, Flo, Christine, Thibaut et Val, Olivier de Green Valley, tous mes amis de Deep Blue et Guy qui n'est malheureusement plus parmi nous. J'associe à ces remerciements tous les stagiaires qui se sont succédés au « loft » avec qui j'ai partagé, de près ou de loin, des moments inoubliables. Je terminerai en remerciant ma famille qui a su accepter les choix que j'ai faits en venant m'installer à Nouméa et qui m'a toujours soutenu malgré les 22000 km qui nous séparaient. Au terme de ces remerciements, je tiens à dédier cette thèse à ma nièce, Maïalen, qui n'aura malheureusement pas connu son Tonton au cours de ses deux premières années...

A tous, merci ! Oléti !

Table des matières

TABLE DES MATIERES.....	1
TABLE DES FIGURES.....	4
TABLE DES TABLEAUX.....	10
INTRODUCTION GENERALE.....	13
PARTIE I : APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE DES SUJETS ABORDES.....	17
I.1. Situation géographique de la Nouvelle-Calédonie, cadre climatique et océanographique.....	17
I.2. Le cadre géodynamique et géologique.....	19
I.2.1. Les principales unités morphologiques encadrant la Nouvelle-Calédonie.....	19
I.2.2. L'histoire géodynamique du domaine péri-calédonien et la géologie de la Grande Terre.....	24
I.3. Reconstruction des niveaux marins relatifs au cours du Quaternaire	43
I.3.1. Variations eustatiques depuis les derniers 750 000 ans.....	43
I.3.2. Variations entre 216,5 ka (MIS 7c) et 20 ka (MIS 2).....	46
I.3.3. Variations eustatiques depuis le dernier maximum glaciaire.....	48
I.4. Les récifs.....	52
I.4.1. Définitions.....	52
I.4.2. Les récifs coralliens : excellents marqueurs eustatiques et de mouvements verticaux.....	54
I.4.3. Les récifs de la Grande Terre et ses lagons.....	55
I.5. Synthèse.....	63
PARTIE II. MATERIEL ET METHODES.....	67
II.1. Morphogenèse des marqueurs du niveau marin.....	68
II.1.1. Les encoches marines.....	69
II.1.2. Les terrasses marines formées par des bioconstructeurs.....	71
II.1.3. Les terrasses marines formées par abrasion.....	71
II.2. Acquisition et traitement des données bathymétriques.....	72
II.3. Acquisition et analyse des échantillons de dragage.....	74
II.3.1. Acquisition des échantillons par dragages.....	74
II.3.2. Descriptions et analyses.....	74

PARTIE III : MORPHOLOGIE DES MARGES DE LA RIDE DE NOUVELLE - CALEDONIE : DU GRAND PASSAGE A L'ILE DES PINS.....79

III.1. Introduction.....	79
III.1.1. Travaux antérieurs.....	79
III.1.2. Objectifs.....	80
III.1.3. Définitions de quelques termes employés par la suite.....	80
III.2. Les grands traits morphologiques.....	81
III.2.1. Zone I : Le Grand Passage.....	81
III.2.2. La marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	81
III.2.3. Zone VI, Le Réentrant de la Corne Sud.....	84
III.2.4. La marge Est de la Ride de Nouvelle-Calédonie.....	84
III.2.5. Synthèse.....	88
III.3. Détails morphologiques de la partie supérieure des pentes externes (jusqu'à -1000 m).....	89
III.3.1. Zone A : Le Grand Passage – feuilles 1 à 2 et 71 à 76.....	89
III.3.2. La marge Ouest.....	92
III.3.3. Zone F : Le Réentrant de la Corne Sud compris entre le récif Koko à l'Ouest et le Banc de la Torche – feuilles 30 à 38.....	103
III.3.4. La marge Est.....	105
III.3.5. Synthèse.....	118
III.4. Détails morphologiques de la partie sommitale des pentes externes (entre -20/-30 et -200 m) : terrasses et encoches.....	120
III.4.1. Les pentes du récif Nord : entre le Grand Lagon Nord et le Grand Passage (zone A).....	120
III.4.2. La marge Ouest.....	125
III.4.3. Le Réentrant de la Corne Sud (zone F).....	134
III.4.4. La marge Est.....	136
III.4.5. Synthèse.....	147

PARTIE IV : LITHOLOGIE DES PENTES EXTERNES DU RECIF BARRIERE: DONNEES DE DRAGAGE.....153

IV.1. Introduction.....	153
IV.2. Description des dragages.....	153
IV.3. Les biofaciès.....	154
IV.3.1. Les framestones à coraux ou octocoralliaires.....	156
IV.3.2. Les bindstones à foraminifères encroûtants dominants.....	156
IV.3.3. Les bindstones à algues rouges dominantes.....	157
IV.3.4. Les bindstones à bryozoaires dominants.....	157
IV.3.5. Les faciès intermédiaires de type bindstone / packstone.....	157
IV.3.6. Packstones / wackestones.....	158
IV.3.7. Grainstones.....	159
IV.4. Synthèse.....	159

PARTIE V : DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES.....	163
V.1. Nature de la partie supérieure des pentes externes du récif barrière.....	163
V.1.1. Environnements de dépôt.....	163
V.1.2. Caractérisation lithologique des pentes.....	167
V.1.3. Conclusions et comparaison régionale.....	172
V.2. Evolution morpho-tectonique post-obduction des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	177
V.2.1. Les objets morphologiques.....	177
V.2.2. La structuration des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	188
V.2.3. Evolution morpho-tectonique de la partie sommitale des marges : mise en place des terrasses et mouvements verticaux pléistocène supérieur.....	191
V.2.4. Conclusions morpho-structurales.....	214
 PERSPECTIVES.....	 219
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	 221

Table des figures

Fig. 1: Localisation de la Nouvelle-Calédonie dans le Pacifique Sud-Ouest (A) et des îles et récifs composant l'archipel néo-calédonien (B).....	16
Fig. 2: Distribution spatiale de la SST (a) et de la SSS (b) moyennée entre 1972 et 1992. Variabilité saisonnière de la SST (c) et de la SSS (d) (d'après Delcroix et Lenormand, 1997).....	18
Fig. 3: Amplitude de la marée au port de Nouméa au 1 janvier 2005 et pour une durée de 7 jours (calculée à partir du site internet http://www.shom.fr).....	18
Fig. 4: Morphologie et principales structures présentes dans le domaine péri-calédonien. Données compilées par Chevillotte (2005) d'après l'ORSTOM (1982), Maillet et al. (1983), Mignot (1984), Rigolot (1988), Dupont et al. (1995).....	20
Fig. 5: Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique du Crétacé inférieur à l'Eocène Terminal illustrant le boudinage lithosphérique et l'ouverture des bassins marginaux du Crétacé inférieur à l'Eocène moyen puis la convergence à l'Eocène terminal (modifié d'après Cluzel et al., 2001).....	25
Fig. 6: Modèle d'évolution en trois "cycles" de la pénéplaine de la Nouvelle-Calédonie (d'après Davis, 1925).....	30
Fig. 7: Coupes géomorphologiques à travers la Grande Terre montrant l'existence d'une surface intermédiaire puis d'une surface de piedmont sous les reliques de la pénéplaine observée par Davis (1925) (d'après Wirthmann, 1966).....	30
Fig. 8: Modèle d'évolution du Massif du Sud le long d'une transversale Dumbéa - Ouinné (d'après Trescases, 1975).....	32
Fig. 9: Interprétation de la distribution altitudinale des anciennes surfaces d'aplanissement des massifs péridotitiques du Nord de la Grande Terre projetées sur un profil longitudinal modifié d'après Latham, 1986).....	32
Fig. 10: Reconstruction schématique de la mise en place des aplanissements en fonction du temps sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie (d'après Chevillotte, 2005).....	32
Fig. 11: Coupe schématique du Sud de la Grande Terre illustrant deux modèles structuraux (modifié d'après Lagabrielle et al., 2005).....	34
Fig. 12: Structuration interne des récifs en fonction de la subsidence et de la surrection et comportement différentiel de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie depuis 125000 ans (d'après Cabioch et al., 1996).....	34
Fig. 13: Comportement spécifique des différents compartiments néotectoniques de la Grande Terre mis en évidence par l'étude des récifs frangeants pléistocènes: la tectonique en touches de piano (d'après Cabioch, 1988).....	36
Fig. 14: Le bombement de la lithosphère australienne en avant de la zone de subduction du Vanuatu illustré par l'altitude des différentes îles, notamment les îles Loyauté (d'après Dubois et al., 1974).....	36
Fig. 15: La Nouvelle-Calédonie et les mouvements horizontaux de convergence (en cm/an d'après Calmant et al., 2003) entre la plaque Australie et l'arc du Vanuatu, le long de la fosse du Vanuatu (d'après Pelletier, 2003).....	38
Fig. 16 : a) Sismicité instrumentale en Nouvelle-Calédonie et b) sismicité du Sud de la Grande Terre.....	41
Fig. 17: Variations du niveau marin par rapport à l'Actuel de 800 ka à l'Actuel. Compilation d'après Haddad et al. (1993) et Waelbroeck et al. (2002).....	45

Fig. 18: Variations du niveau marin par rapport à l'Actuel au cours du stade isotopique marin 5, MIS 5 (modifié d'après Potter et Lambeck, 2004).....	47
Fig. 19: (a) Reconstruction haute résolution du niveau marin par rapport à l'Actuel entre 75 et 20 ka B.P. établie à partir de la carotte KL 11 réalisée en Mer Rouge. (b) Reconstruction des variations du niveau marin par rapport à l'Actuel au cours du dernier cycle glaciaire interglaciaire (modifié d'après Siddall et al., 2003).....	49
Fig. 20: Variations du niveau de la mer par rapport à l'Actuel depuis le dernier maximum glaciaire (modifié d'après Webster et al., 2004).....	51
Fig. 21: Variations du niveau marin par rapport à l'Actuel en Nouvelle-Calédonie à l'Holocène (d'après Cabioch et al., 1995).....	51
Fig. 22: Le modèle classique de subsidence de Darwin (1842) tel qu'il fut pour la première fois illustré par Davis (1928) (modifié d'après Hopley, 1982).....	53
Fig. 23: Premiers profils bathymétriques réalisés le long des pentes externes du récif barrière de Nouvelle-Calédonie (d'après Taisne in Coudray, 1976).....	58
Fig. 24: Interprétation morphologique du paléo-réseau hydrographique lors de l'émersion du lagon et structuration des passes de Dumbéa (a) et de Boulari (b) (modifié d'après Lafoy et al., 2000 et Chevillotte et al., 2005).....	62
Fig. 25: Variations morphologiques des profils d'encoches marines en fonction de l'exposition du site (modifié d'après Pirazzoli, 1986).....	70
Fig. 26: Coupe théorique d'une encoche tidale (modifié d'après Pirazzoli, 1986).....	70
Fig. 27: Couverture bathymétrique acquises lors des campagnes BOISALIS 1 et 2, PALEOPENTE, Province Nord 1 à 3 et Province Sud 2 à 3.....	73
Fig. 28: Localisation des sept zones de pentes externes du récif barrière de la Grande Terre échantillonnées par dragages.....	75
Fig. 29: Localisation des dix zones définies par l'étude des grands traits morphologiques de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	82
Fig. 30: Localisation des onze zones définies par l'étude morphologique de la partie supérieure des pentes externes (jusqu'à -1000 m) de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	90
Fig. 31: a) Localisation des profils bathymétrique caractéristiques de la zone A. b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure de la zone A.....	91
Fig. 32 : a) Localisation des profils bathymétriques réalisés le long de la zone B. b), c) et b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure respectivement des segments B1, B2 et B3.....	93
Fig. 33: a) Feuille 8: isocontours 20 m, maîtresse 100 m. b) Interprétation géomorphologique de la feuille 8.....	94
Fig. 34: Exemples d'arrachements coalescents responsables d'une morphologie de pente linéaire et d'arrachements affectant la base du glacis (isocontours 20 m, maîtresses 100 m).....	97
Fig. 35: a) Position des coupes bathymétriques le long du segment C (isocontours 100 m, maîtresses 500 m). b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure de la zone C.....	97
Fig. 36: Arrachement affectant la partie sommitale des pentes externes au niveau de la passe du Duroc (face à Voh).....	99

Fig. 37: a) Localisation des coupes bathymétriques le long du segment D. b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieur de la zone D.....	99
Fig. 38: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone E (isocontours 50 m, maîtresses 100 m). b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure de la zone E.....	101
Fig. 39: Interprétation géomorphologique de la feuille 31 illustrant l'arrachement le plus méridional du récif barrière Ouest de la Grande Terre (a) et estimation de l'épaisseur du matériel effondré (b).....	102
Fig. 40: a) Localisation des coupes bathymétriques le long du Réentrant de la Corne Sud (isocontours: 50 m, maîtresse: 100 m). b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie de la pente, le long du réentrant de la Corne Sud. c) Profil de pente synthétique des coupes bathymétrique Corne Sud 1 à 4.....	104
Fig. 41: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone G (isocontours: 50 m, maîtresse: 100 m). b) Profils bathymétriques recoupant le Banc de la Torche. c) Profil bathymétrique illustrant la morphologie des segments G1 et G2.....	107
Fig. 42: Carte bathymétrique du Banc de Coëtlogon (isocontours 5 m, maîtresses: 50 m).....	109
Fig. 43: a) Localisation des coupes bathymétriques autour du Banc de Coëtlogon (BDC) (isocontours: 20 m, maîtresses: 100 m). b) Profil bathymétrique du canyon à l'Ouest du Banc de Coëtlogon. c) Profil bathymétrique illustrant la morphologie des pentes de la zone H.....	110
Fig. 44: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone I (isocontours 50 m, maîtresses 100 m). b) Profil bathymétrique illustrant la morphologie de pente du segment I1. c) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des pentes du segment I2.....	112
Fig. 45: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone J (isocontours 50 m, maîtresses 100 m). b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des pentes du segment J1. c) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des pentes du segment J2.....	114
Fig. 46: Pointements circulaires au pied de l'escarpement majeur, en contre-bas du récif de Mengalia (isocontours 20 m, maîtresses 100 m).....	115
Fig. 47: Exemple d'arrachement affectant le glacis le long du segment J2 (isocontours 20 m, maîtresses 100 m).....	115
Fig. 48: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone K (isocontours 50 m, maîtresses 100 m). b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie de pente de la zone K.....	117
Fig. 49: Distribution latitudinale de la profondeur de la base de l'escarpement majeur le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	119
Fig. 50: Localisation des soixante-dix feuilles analysées pour l'étude morphologique de la partie sommitale des pentes externes.....	121
Fig. 51: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long du bloc Ouest du Grand Passage. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long du bloc Ouest du Grand Passage.....	122
Fig. 52: Répartition longitudinale des terrasses marines le long des pentes externes du bloc Ouest dans la zone du Grand Passage.....	122
Fig. 53: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long du bloc Est du Grand Passage. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long du bloc Est du Grand Passage.....	124
Fig. 54: Répartition longitudinale des terrasses marines le long des pentes externes du bloc Est dans la zone du Grand Passage.....	124
Fig. 55: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone B. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone B.....	126

Fig. 56: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone B.....	126
Fig. 57: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone C. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone C.....	129
Fig. 58: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone C.....	129
Fig. 59: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone D. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone D.....	131
Fig. 60: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone D.....	131
Fig. 61: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone E. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone E.....	133
Fig. 62: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone E.....	133
Fig. 63: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone du Réentrant de la Corne Sud. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone F.....	135
Fig. 64: Répartition latitudinale et longitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone F.....	135
Fig. 65: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone G. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone G.....	137
Fig. 66: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone G.....	137
Fig. 67 : Structuration des terrasses marines de part et d'autre du Banc de Coëtlogon et localisation des coupes bathymétriques permettant d'illustrer la morphologie de cette ride (isocontours 2 m, maîtresses 20 m).....	139
Fig. 68: Coupes bathymétriques sériées illustrant la morphologie du Banc de Coëtlogon.....	141
Fig. 69: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées au Nord de la zone H. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses marines présentes le long de la zone H.....	142
Fig. 70: Répartition latitudinale de la profondeur des terrasses marines le long des pentes externes de la zone H.....	142
Fig. 71: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone I. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone I.....	144
Fig. 72: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone I.....	144
Fig. 73: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone J. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone J.....	146
Fig. 74: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone J.....	146
Fig. 75: Distribution géographique et évolution verticale des terrasses marines le long de la marge Ouest (A), de la marge Est (B) et de la marge Sud-Est (C) de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	148
Fig. 76: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone du Grand Passage.....	169
Fig. 77: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Koumac.....	169
Fig. 78: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Bourail.....	171
Fig. 79: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de St Vincent....	171

Fig. 80: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Boulari.....	173
Fig. 81: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone du Banc de Coëtlogon.....	173
Fig. 82: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Bayes.....	174
Fig. 83: Abondance en fonction de la bathymétrie des algues rouges encroûtantes, foraminifères libres et foraminifères encroûtants le long des pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.....	174
Fig. 84: Compilation des données structurales sur la Grande Terre (d'après Lagabrielle et al., 2005; Chardon et Chevillotte, soumis) et le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie (d'après Collot et al., 1988; Rigolot, 1989).....	178
Fig. 85: Schéma structural des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie établi à partir de l'analyse des données de bathymétrie multifaisceaux effectuée dans cette étude.....	179
Fig. 86: Carte géologique de la péninsule de Pam et de la vallée du Diahot (Nord-Est de la Grande Terre) (d'après Rawling et Lister, 2002).....	180
Fig. 87: Coupes bathymétriques le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie réalisées à partir de l'évolution verticale de la profondeur de la base de l'escarpement majeur.....	182
Fig. 88: Profils sismique recoupant la ride de Nouvelle-Calédonie et ses marges, adaptés de Ravenne et al. 1977 et Rigolot (1989). (modifié d'après Chardon et Chevillotte, soumis).....	185
Fig. 89: Progression de la dissolution dans un karst de 400 m de large bordé par un escarpement de 100 m de haut. (modifié d'après Genthon et Lormond, 2004).....	187
Fig. 90: La structuration des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie: l'extension perpendiculaire à la Grande Terre et l'extension oblique.....	190
Fig. 91: Localisation des forages réalisés sur ou en arrière du récif barrière de la Grande Terre.....	192
Fig. 92: Lithologie et stratigraphie du forage Amédée 4.....	194
Fig. 93: Colonne lithologique et assemblages biologiques contenus dans le forage Bayes 2 (d'après Heidinger, 2004, non publié).....	197
Fig. 94: Corrélations stratigraphiques entre les unités récifales reconnues dans les forages Kendec 1 (Cabioch et al., 2004), Ténia 3 (Cabioch et al., 2004), Ténia 1 (Coudray, 1976) et celles identifiées dans le forage Amédée 4 choisi comme référence. Comparaison entre la stratigraphie établie dans Amédée 4 avec celle du forage Ribbon reef 5 (Dalmaso, 2001) réalisé sur la Grande Barrière récifale australienne.....	199
Fig. 95: Courbe des variations du niveau de la mer par rapport à l'Actuel (d'après Haddad et al., 1993 et Waelbroeck et al., 2002) corrigée de la subsidence calculée à partir de la profondeur du toit de chaque unité récifale identifiée dans les forages Amédée 4, Ténia 3 et Kendec 1.....	203
Fig. 96: Chronologie des terrasses marines établie par corrélation entre les discontinuités majeures présentes dans les forages et les discontinuités topographiques observées le long des pentes externes de la barrière récifale de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.....	206
Fig. 97: Géométrie du Grand Passage. La coupe A (modifié d'après Chardon et Chevillotte, soumis) illustre les remplissages post-Eocène et leur déformation. La coupe B représente la déformation du glaciaire constituant le relief actuel du Grand Passage. La coupe C illustre la déformation des terrasses récifales et notamment leur décalage par la faille centrée sur 163°23.5'E.....	209
Fig. 98: Subsidence moyenne de la partie sommitale des pentes comprises entre le Grand Lagon Nord et le Grand Passage depuis le MIS 11 (408 ka). Les traits correspondent aux failles identifiées dans cette zone et les flèches indiquent les mouvements relatifs des blocs de part et d'autre de ces accidents.....	210

Fig. 99: Subsidence moyenne de la partie sommitale des pentes de la marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis le MIS 11 (408 ka).....	210
Fig. 100: Coupe schématique illustrant la géométrie du Sud de la ride de Nouvelle-Calédonie au niveau du Réentrant de la Corne Sud.....	211
Fig. 101: Evolution longitudinale (a) et latitudinale (b) du taux de subsidence moyen de la partie sommitale des pentes du Réentrant de la Corne Sud depuis le MIS 11 (408 ka).....	211
Fig. 102: Coupe illustrant la géométrie de la partie supérieure des pentes de la marge Est de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la base de l'escarpement majeur jusqu'aux terrasses récifales.....	213
Fig. 103: Evolution latitudinale du taux de subsidence moyen de la partie sommitale des pentes de la marge Est depuis le MIS 11 (408 ka).....	213
Fig. 104: Evolution latitudinale du taux de subsidence moyen de la partie sommitale des pentes de la zone comprise entre la passe de Ouinné et la passe de la Havannah depuis le MIS 9 (332 ka).....	213
Fig. 105: Relation entre la sismicité de magnitude supérieure à 4 enregistrée le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie et les structures néotectoniques reconnues dans ce travail lors de l'analyse des données bathymétriques multifaisceaux.....	215

Table des tableaux

Tableau 1: Age des stades isotopiques marins (MIS) définis à partir des variations du $\delta^{18}\text{O}$	44
Tableau 2: Vitesse de remontée du niveau de la mer depuis 20 ka.....	50
Tableau 3: Campagnes à la mer réalisées pour l'obtention de l'ensemble de la couverture bathymétrique des pentes externes du récif barrière de Nouvelle-Calédonie.....	72
Tableau 4: Campagnes et sites de prélèvement des dragages.....	74
Tableau 5: Profondeurs des structures parfaitement déterminées le long des pentes de la Corne Sud (les valeurs entre parenthèses correspondent aux gradients de pente calculés).....	105
Tableau 6: Couverture bathymétrique des dix feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone du Grand Passage.....	120
Tableau 7: Terrasses marines présentes le long des pentes externes du bloc Ouest du Grand Passage.....	123
Tableau 8: Terrasses marines présentes le long des pentes externes du bloc Est du Grand Passage.....	125
Tableau 9: Couverture bathymétrique des dix feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone B de la marge Ouest.....	125
Tableau 10: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone B de la marge Ouest.....	127
Tableau 11: Couverture bathymétrique des trois feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone C de la marge Ouest.....	128
Tableau 12: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone C de la marge Ouest.....	128
Tableau 13: Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone D de la marge Ouest.....	130
Tableau 14: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone D de la marge Ouest.....	130
Tableau 15: Couverture bathymétrique des dix feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone E de la marge Ouest.....	132
Tableau 16: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone E de la marge Ouest.....	132
Tableau 17: Terrasses marines présentes le long des pentes externes du réentrant de la Corne Sud.....	134
Tableau 18: Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone G.....	136
Tableau 19: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone G de la marge Est.....	136
Tableau 20: Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone H.....	138
Tableau 21: Répartition des terrasses marines le long des flancs du Banc de Coëtlogon.....	138
Tableau 22: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone H de la marge Est.....	140

Tableau 23: Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone I.....	143
Tableau 24: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone I de la marge Est.....	145
Tableau 25: Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone J.....	145
Tableau 26: Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone J de la marge Est.....	147
Tableau 27: Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type bindstone à foraminifères encroûtants.....	156
Tableau 28: Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type bindstone à algues rouges encroûtantes.....	157
Tableau 29: Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type bindstone / packstone.....	157
Tableau 30: Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type packstone/wackestone.....	158
Tableau 31: Datations réalisées sur des échantillons provenant des forages Amédée 1 et 2 (d'après Cabioch et al., 1996).....	193
Tableau 32: Corrélations entre les unités récifales décrites sur le forage Kendec 1 et les stades isotopiques marins.....	195
Tableau 33: Récapitulatif des différentes discontinuités majeures observées le long des cinq forages de la barrière Ouest.....	198
Tableau 34: Proposition de chronologie du toit des unités récifales observées dans les quatre forages de la barrière Ouest néo-calédonienne.....	201
Tableau 35: Datations ¹⁴ C et analyses minéralogiques effectuées sur les échantillons de dragage.....	202
Tableau 36: Corrélations stratigraphiques entre les discontinuités présentes sur le forage Ténia 3 (Cabioch et al., 2004) et la coupe bathymétrique théorique réalisée à partir de nos observations et de celles de Coudray (1976).....	205
Tableau 37: Chronologie des terrasses marines étendues aux coupes Koumac 1-1 et Boulari 4-2 face aux forages Kendec 1 et Amédée 4.....	207

Introduction générale

Les marges de la ride de Nouvelle-Calédonie, sa partie sommitale et le récif barrière, constituent la frontière entre le domaine continental et les bassins océaniques de Nouvelle-Calédonie et Ouest Loyauté. Plusieurs études de bathymétrie, de gravimétrie, de magnétisme et de sismique, ont été menées sur les marges, certaines étant générales (Ravenne et al., 1973 ; Collot et al., 1982 ; Rigolot 1989 ; Van de Beuque, 1999) ou plus focalisées sur telle ou telle zone : la marge Ouest (Ravenne et al., 1977 ; Tisseau-Moignard, 1979 ; Rigolot et Pelletier, 1988 ; Rigolot, 1989), la marge Est (Bitoun et Récy, 1982), la marge Nord (Collot et al., 1988) et la marge Sud-Est (Daniel et al., 1976). D'autres travaux, plus sédimentologiques, ont également été menés sur la marge Est (Gaillard, 1988 ; Cotillon et al., 1989 ; Lambert et Roux, 1991 ; Pascal et al., 1992).

Peu d'études ont été menées pour comprendre comment les bords de la ride de Nouvelle-Calédonie se comportent au cours du Quaternaire (Launay et Récy, 1972 ; Coudray, 1976 ; Dugas et Debenay, 1978 ; Cabioch 1988 ; Cabioch et al., 1996), alors que la sismicité de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, bien que relativement faible, se localise sur les marges et se concentre notamment dans le Sud de la Grande Terre et le long de la branche Sud-Ouest de la barrière (Régner et al., 1999 ; Pillet et Pelletier, 2004).

L'étude des récifs soulevés et l'analyse de la structure interne des récifs frangeants et récifs barrières de la Nouvelle-Calédonie ont révélé la présence de nombreuses surfaces de discontinuité et l'existence de mouvements verticaux quaternaires depuis le dernier interglaciaire, il y a 125 ka (1 ka = 1 000 ans) (Launay et Récy, 1972 ; Dubois et al., 1974 ; Cabioch, 1988 ; Cabioch et al., 1996).

Suite à l'observation des surfaces de discontinuité significatives dans les forages des récifs barrières et frangeants (Coudray, 1976 ; Fontes et al., 1977 ; Lecolle et Cabioch, 1988 ; Cabioch et al., 1996), il a été envisagé d'examiner les pentes externes de la barrière pour en retrouver les témoins. C'est dans ce contexte que trois campagnes à la mer (campagnes BOISALIS 1, 2 et PALEOPENTE) ont été menées entre fin 2001 et début 2002 (Cabioch et al., 2002 a, b et c) pour cartographier au sondeur multifaisceaux et échantillonner par dragages, à bord du N/O Alis, quelques parties des pentes externes

situées au droit des zones de forage et en quelques points autour de la Grande Terre: Boulari, St Vincent, Bourail, Koumac, Grand Passage, Bayes et Havannah. Parallèlement, et à la demande des Provinces Nord et Sud de la Nouvelle-Calédonie, un programme de cartographie systématique des pentes externes de la barrière, de -40 à -1000 m, a été initié en 2002 (Pelletier et al., 2002 et 2003). Il est réalisé dans le cadre du programme ZoNéCo d'exploration et d'évaluation des ressources marines dans la zone économique exclusive de Nouvelle-Calédonie. Six campagnes ont été menées dans le cadre de ce programme : trois en Province Nord, en 2002 et 2003, et trois en Province Sud en 2004. J'ai personnellement participé aux campagnes Province Nord 1 et 2 et Province Sud 1 et 2 (Pelletier et al., 2003 ; Gallois et al., 2003 ; Perrier et al., 2004 a, b et c).

L'objectif de ce travail est de présenter, pour la première fois, une morphologie détaillée des pentes externes des récifs barrières néo-calédoniens et de tenter d'expliquer la part de la néotectonique et de l'eustatisme dans leur structuration et leurs modalités d'édification au cours du Quaternaire. Ce travail est principalement basé sur l'analyse des données de bathymétrie acquises lors des neuf campagnes de cartographie, mais également sur l'analyse sédimentologique des données de dragages acquises lors des campagnes BOISALIS 1 et 2 et PALEOPENTES.

Ce mémoire s'articule en cinq parties. La première présente l'état des connaissances actuelles sur les différents sujets abordés lors de ce travail. La seconde partie est axée sur la méthodologie. Les résultats sont présentés dans la troisième et la quatrième partie qui traiteront respectivement de l'étude morpho-structurale des pentes externes des récifs barrières et de l'étude pétrographique des dragages. Enfin, la dernière partie présentera la discussion de ces résultats en vue d'établir une caractérisation morpho-sédimentaire des pentes externes de la barrière récifale néo-calédonienne et une synthèse structurale des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie.

Partie I :
Aperçu bibliographique des sujets abordés

PARTIE I : APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE DES SUJETS ABORDES	17
I.1. Situation géographique de la Nouvelle-Calédonie, cadre climatique et océanographique.....	17
I.2. Le cadre géodynamique et géologique	19
I.2.1. Les principales unités morphologiques encadrant la Nouvelle-Calédonie.....	19
I.2.2. L'histoire géodynamique du domaine péri-calédonien et la géologie de la Grande Terre.....	24
I.3. Reconstruction des niveaux marins relatifs au cours du Quaternaire	43
I.3.1. Variations eustatiques depuis les derniers 750 000 ans	43
I.3.2. Variations entre 216,5 ka (MIS 7c) et 20 ka (MIS 2).....	46
I.3.3. Variations eustatiques depuis le dernier maximum glaciaire.....	48
I.4. Les récifs.....	52
I.4.1. Définitions	52
I.4.2. Les récifs coralliens : excellents marqueurs eustatiques et de mouvements verticaux.....	54
I.4.3. Les récifs de la Grande Terre et ses lagons.....	55
I.5. Synthèse.....	63

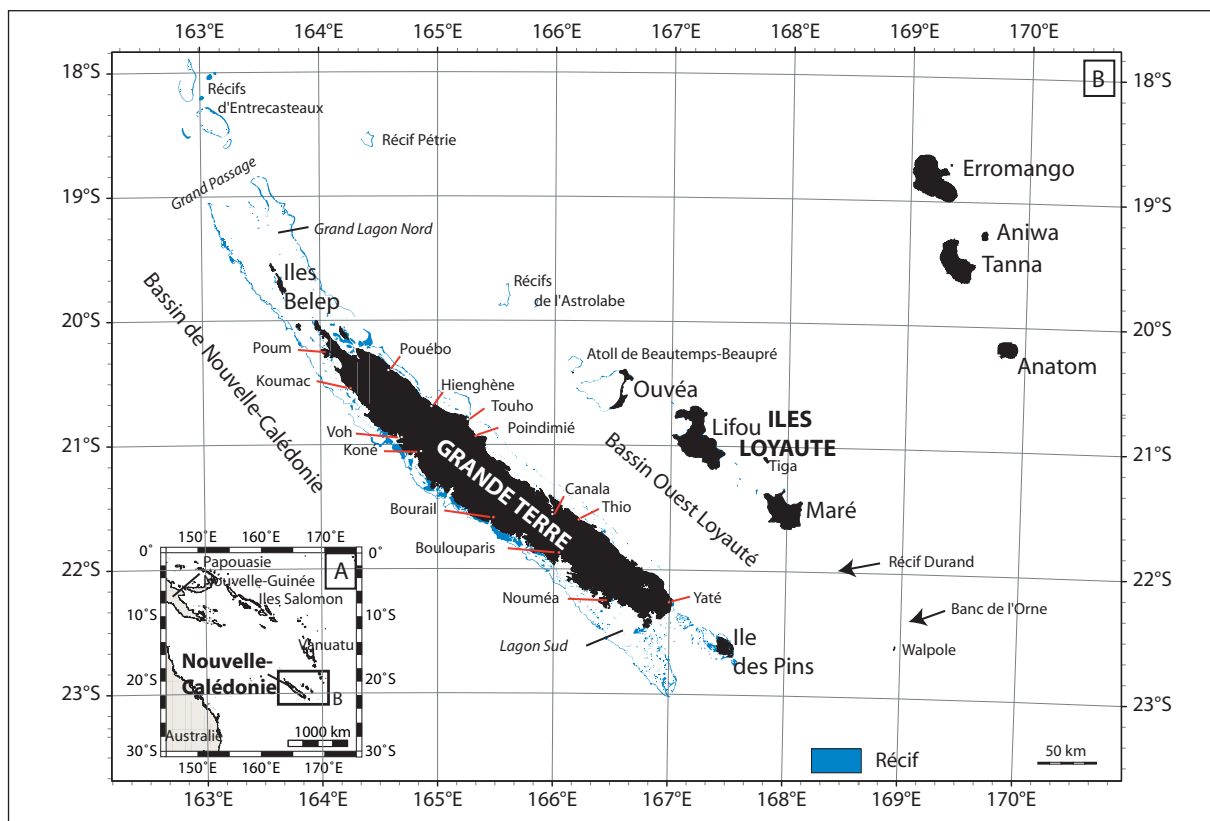


Fig. 1: Localisation de la Nouvelle-Calédonie dans le Pacifique Sud-Ouest (A) et des îles et récifs composant l'archipel néo-calédonien (B)

Partie I : Aperçu bibliographique des sujets abordés

1.1. Situation géographique de la Nouvelle-Calédonie, cadre climatique et océanographique

L'archipel néo-calédonien se situe dans le Pacifique Sud-Ouest entre les latitudes 18°S et 23°S et les longitudes 163°E et 169°E. Il est principalement composé d'une grande île appelée « Grande Terre » et des trois grandes îles Loyauté (fig. 1). La Grande Terre est orientée N140°E et mesure approximativement 400 km de long pour 50 km de large. Le lagon Sud et l'île des Pins prolongent la Grande Terre au Sud ; les îles Belep et le Grand Lagon Nord, puis les récifs d'Entrecasteaux avec les îles Surprises, prolongent la Grande Terre au Nord. A l'Est de la Grande Terre, les Iles Loyauté sont alignées N140°E le long de la ride des Loyauté. Sur cette ride, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, se succèdent les récifs Pétrie et de l'Astrolabe, deux ensembles récifaux sub-affleurants, l'atoll de Beautemps-Beaupré, les îles Loyauté d'Ouvéa, de Lifou, de Tiga et de Maré, puis le récif Durand, le Banc de l'Orne et l'île de Walpole.

La Nouvelle-Calédonie bénéficie d'un climat relativement tempéré, qualifié de "tropical océanique" et défini par deux saisons principales, séparées par deux intersaisons (Météo France, 1995). La saison chaude et humide, dite "saison des cyclones", a lieu de la mi-novembre à la mi-avril. Au cours de la saison de transition, de mi-avril à mi-mai, les perturbations tropicales sont rares, la pluviosité diminue et la température de l'air décroît sensiblement. La saison fraîche s'étend de la mi-mai à la mi-septembre. La saison sèche sévit lorsque la température de l'air augmente progressivement alors que la pluviosité diminue pour atteindre son minimum annuel ; l'alizé souffle alors en quasi permanence de mi-septembre à mi-novembre.

Les données de température des eaux de surface océaniques (SST), compilées entre 1972 et 1992 (fig. 2a), présentent une moyenne annuelle de 25°C pour le Sud-Ouest de la Grande Terre, et entre 25,5° et 26,5°C pour le Nord-Ouest et l'ensemble de la barrière Est, de Yaté jusqu'au Grand Passage, suggérant ainsi une légère différence de température entre les deux côtes (Delcroix et Lenormand, 1997). L'analyse de la variabilité annuelle de la SST (fig. 2c) indique qu'il existe une variabilité saisonnière, comprise entre 26,5°C et 28,5°C, pour le mois de février et, 22,5°C et 25,5°C pour le mois d'août (Delcroix et Lenormand, 1997). La SST peut être largement influencée par les phénomènes El Niño (ENSO) et les up-welling

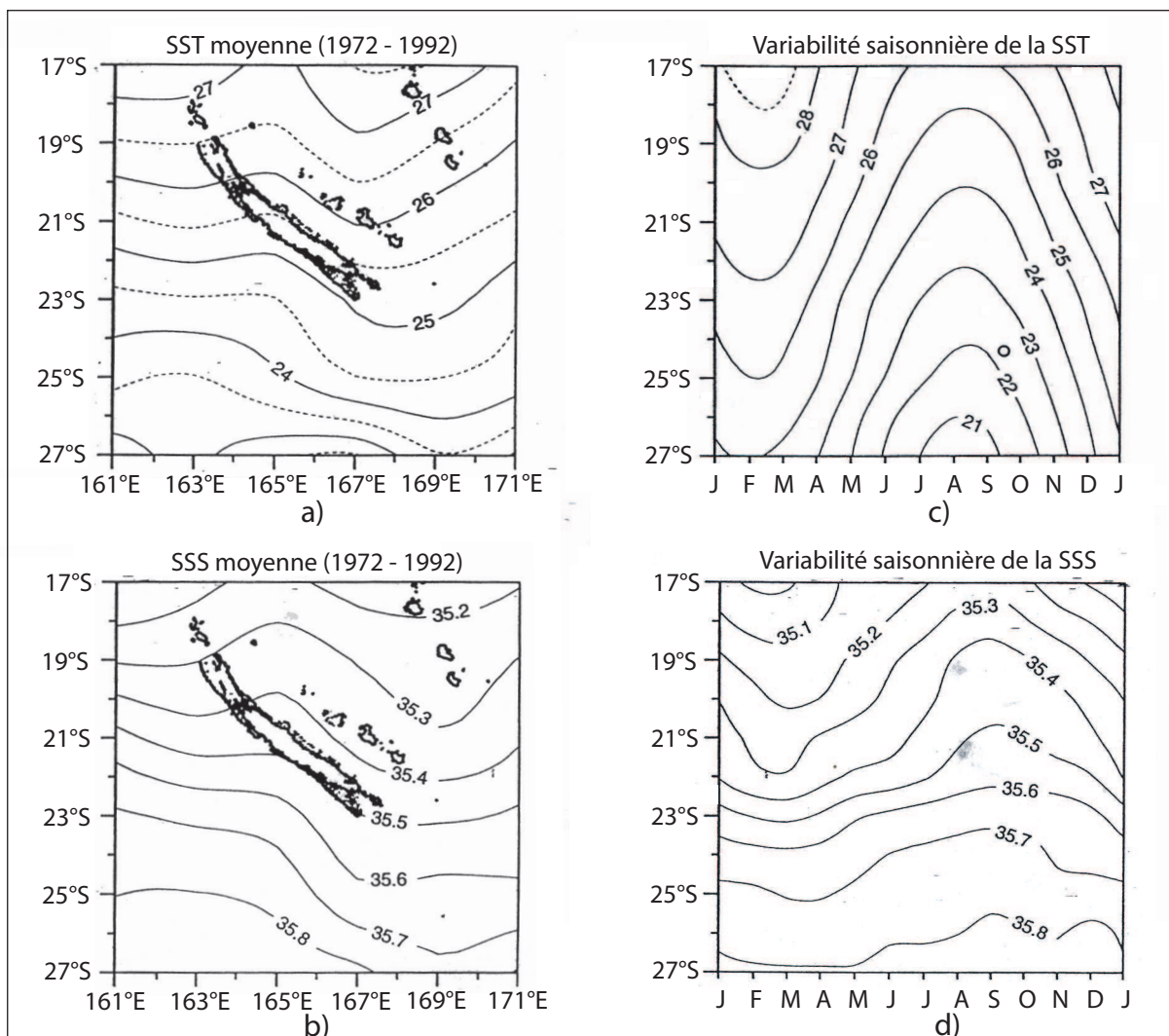


Fig. 2: Distribution spatiale de la SST (a) et de la SSS (b) moyennée entre 1972 et 1992. Variabilité saisonnière de la SST (c) et de la SSS (d) (d'après Delcroix et Lenormand, 1997).

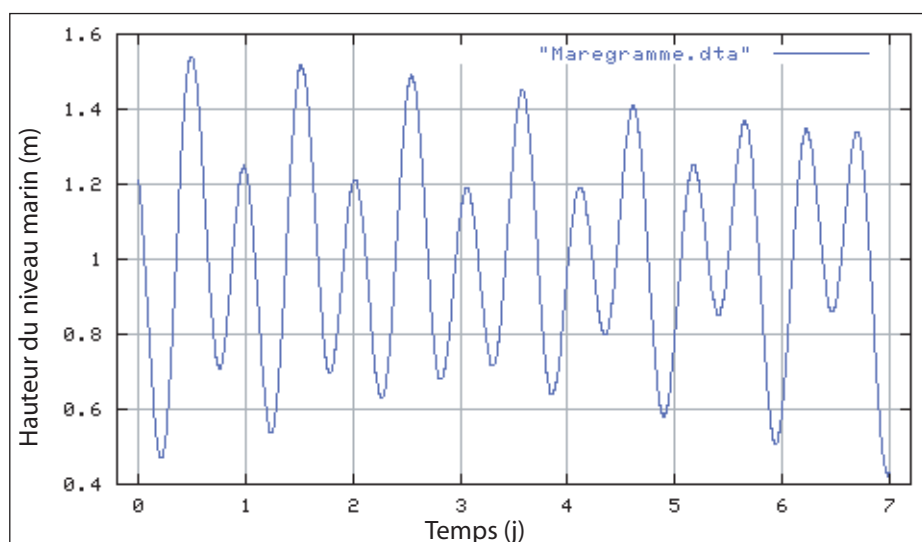


Fig. 3: Amplitude de la marée au port de Nouméa au 1 janvier 2005 et pour une durée de 7 jours (calculée à partir du site internet <http://www.shom.fr>).

côtiers, au cours desquels la SST présente des valeurs plus basses que lors des situations moyennes.

Les valeurs moyennes annuelles de la salinité des eaux de surface (SSS), relevées entre 1972 et 1992 (fig. 2b), suivent la même répartition géographique que celles de la SST : au Sud-Ouest, la valeur est de 35,5‰ alors que partout ailleurs, elles sont comprises entre 35,45‰ et 35,3‰. Il existe une relation inverse entre la SST et la SSS : à mesure que l'on se rapproche de l'équateur, la première augmente lorsque la seconde diminue (Delcroix et Lenormand, 1997). La variabilité saisonnière de la SSS est assez peu marquée au Sud de 22°S (fig. 2d), alors qu'au Nord, on observe qu'elle fluctue entre 35,4‰ et 35,15‰ au mois de février et entre 35,5‰ et 35,4‰ au mois de septembre (Delcroix et Lenormand, 1997). Comme pour la SST, la SSS est influencée par les phénomènes ENSO et d'up-welling côtiers : une augmentation de la salinité est alors constatée.

Le cycle tidale calédonien est semi-diurne. Il est caractérisé par deux cycles successifs d'amplitude variable (fig. 3) ; l'amplitude maximale entre la marée haute et la marée basse est de l'ordre de 1,5 m au port de Nouméa.

Les trains de houles proviennent majoritairement du Sud-Est, direction principale de l'alizé tout au long de l'année. La Grande Terre étant orientée NW-SE, une houle fréquente de l'ordre de 2 à 4 m longe l'ensemble de la barrière récifale néo-calédonienne, de manière symétrique (Cabioch et al., 1995).

1.2. Le cadre géodynamique et géologique

1.2.1. Les principales unités morphologiques encadrant la Nouvelle-Calédonie

La Nouvelle-Calédonie s'inscrit dans une succession de rides et de bassins entre l'Australie et l'arc insulaire du Vanuatu (fig. 4). On distingue d'Ouest en Est : le bassin de Tasman, la ride de Lord Howe, le bassin et la ride de Fairway, le bassin de Nouvelle-Calédonie, la ride de Norfolk/Nouvelle-Calédonie, le bassin Ouest Loyauté, la ride des Loyauté, le bassin Est Loyauté et la fosse de subduction du Vanuatu. Seules les structures les plus proches de la Nouvelle-Calédonie à l'Ouest et celles s'étendant jusqu'à la fosse du Vanuatu à l'Est sont présentées dans les paragraphes suivants.

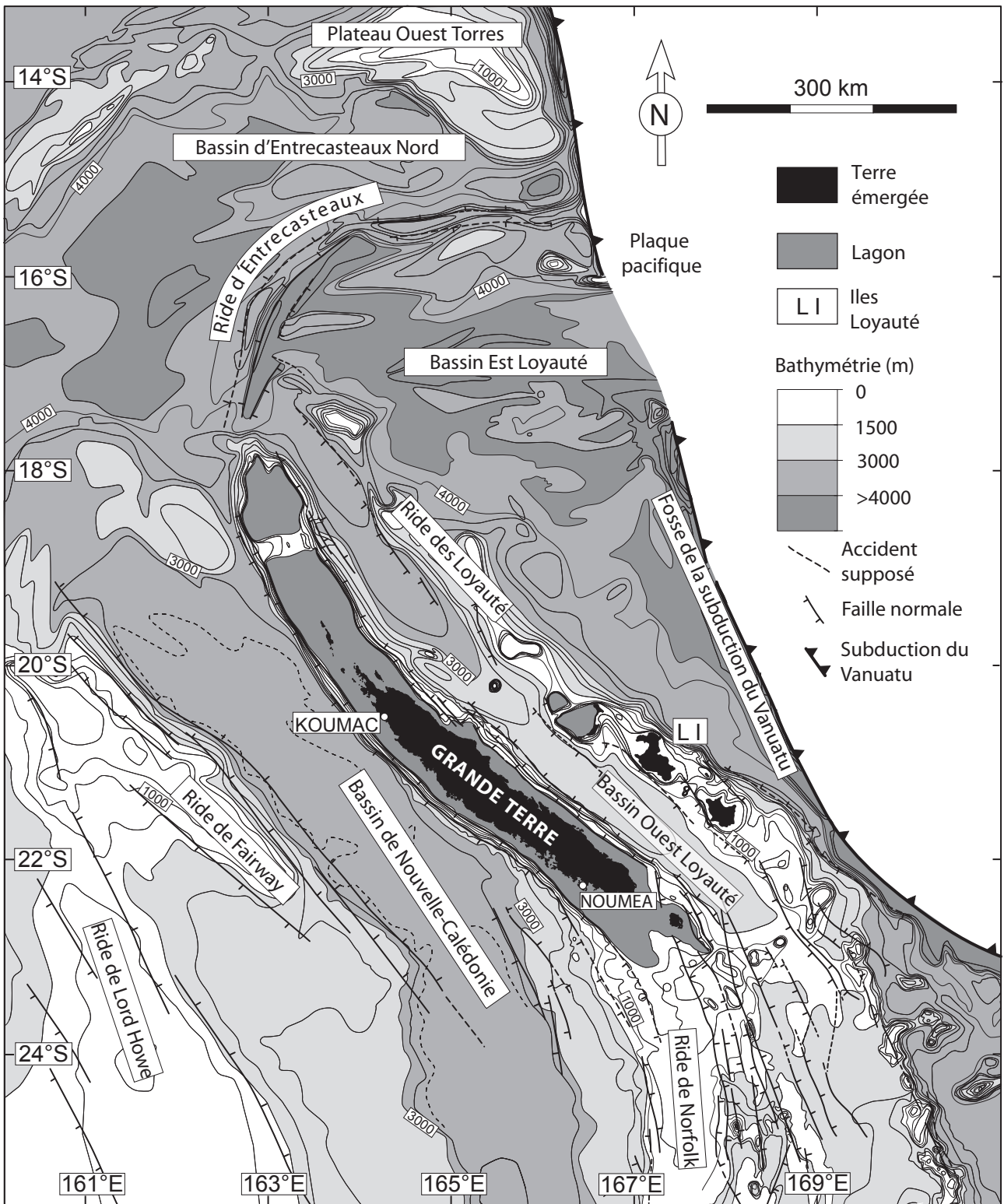


Fig. 4: Morphologie et principales structures présentes dans le domaine péri-calédonien. Données compilées par Chevillotte (2005) d'après l'équipe ORSTOM (1982), Maillet et al. (1983), Mignot (1984), Rigolot (1989), Dupont et al. (1995).

1) Le bassin de Nouvelle-Calédonie

Le bassin de Nouvelle-Calédonie, dont l'origine est restée méconnue très longtemps, présente une profondeur maximale de -3600 m. Ce bassin peut être décomposé en trois segments, dont le plus méridional ne sera pas présenté de part son éloignement de la zone étudiée.

Le segment septentrional, appelé bassin Ouest Nouvelle-Calédonie, orienté NW-SE et s'étendant de 20°S à 22°S, possède un substratum que certains auteurs pensent être d'origine océanique (Weissel et Hayes, 1977 ; Wilcox et al., 1980 ; Kroenke, 1984 ; Mignot, 1984 ; Sutherland, 1999 ; Auzende et al., 2000 ; Cluzel et al., 2001). Cependant, d'autres auteurs suggèrent plutôt une croûte d'origine continentale, amincie (Etheridge et al., 1989 ; Uruski et Wood, 1991 ; Hahn, 2001 ; Sdrolias et al., 2002 ; Vially et al., 2003 ; Lafoy et al., 2005a), car on constate, d'une part l'absence d'anomalie magnétique (Lapouille, 1982) et d'autre part un manque d'indices suggérant une accretion océanique après une phase de rifting (Crawford et al., 2002). Le substratum est affecté par une tectonique en extension, soulignée par des grabens basculés vers l'Ouest. Le remplissage sédimentaire présente une puissance de 8 km d'épaisseur dans laquelle une série synrift d'âge Crétacé terminal a été identifiée (Lafoy et al., 2005a).

Le segment central du bassin de Nouvelle-Calédonie est orienté Nord-Sud et se situe entre 22°30'S et 32°S. Il se compose d'une croûte supposée océanique (Shor et al., 1971), de 8 à 9 km d'épaisseur et d'une couverture sédimentaire de 4 km d'épaisseur (Lafoy et al., 2005a et b). Lafoy et al. (2005a) suggèrent que la croûte océanique s'est mise en place lors d'une ouverture très lente ayant fonctionné entre 62 et 56 Ma.

2) La ride de Norfolk

La ride de Norfolk, large de 100 km et longue de 3500 km environ, s'étend, du Nord au Sud, de la zone d'Entrecasteaux à la pointe Nord de la Nouvelle-Zélande. Dans sa partie septentrionale orientée NW-SE, elle est aussi appelée « ride de Nouvelle-Calédonie » car elle porte la Grande Terre, les îles Belep et l'Ile des Pins. Le substratum de la ride de Norfolk, de nature continentale, est épais de 25 km (Collot et al., 1982 ; Lafoy et al., 2005a). Le Grand Passage, au niveau de 18°45'S, correspond à une zone de fractures orientée Est-Ouest, associée à des horsts et grabens (Bitoun et Récy, 1982) coiffés par une couverture sédimentaire épaisse de 2000 à 3000 m (Guignard et Ravanne, 1982). A partir de données bathymétriques, gravimétriques et magnétiques, Collot et al. (1988) proposent que les principales unités géologiques reconnues sur la

Grande Terre se prolongent sous le lagon Nord, le Grand Passage et les récifs d'Entrecasteaux.

3) Le bassin Ouest Loyauté

Le bassin Ouest Loyauté correspond à une vaste dépression large de 65 km au Nord (entre 19°S et 20°30'S) et de 45 km au Sud, de 20°30'S à 22°40'S. Entre 18°S et 23°30'S, le bassin Ouest Loyauté est orienté N140°E et peut être subdivisé en quatre zones morphologiques. Entre 18°S à 20°15'S, il s'approfondit régulièrement vers le Nord de -2800 m à -4000 m. Entre 20°15'S et 20°30'S, le bassin présente une rupture de pente de 500 m de haut, à regard Nord-Ouest, constituant la frontière entre la zone précédente et un domaine à fond plat, compris entre 20°30'S et 22°40'S, et qui s'approfondit régulièrement vers le Nord de -2100 à -2300 m. La dernière zone, la plus méridionale, est comprise entre 22°40'S et 23°30'S. Il s'agit d'un plateau culminant à -1800 m.

Le remplissage sédimentaire est considéré par Bitoun et Récy (1982) comme postérieur à la phase d'obduction de la nappe ophiolitique sur la ride de Nouvelle-Calédonie, qui a eu lieu au cours de l'Eocène terminal (Paris, 1981). Pontoise et al. (1982) ainsi que Collot et al. (1982, 1987) ont, d'une part, mis en évidence le caractère océanique du bassin, en plaçant la discontinuité de Mohorovicic à 17 km de profondeur, et d'autre part, proposé l'idée que le plancher océanique de ce bassin est constitué par le prolongement de la nappe ophiolitique mantellique charriée sur le bloc calédonien.

4) La ride des Loyauté

La ride des Loyauté, longue de 1000 km environ, présente un changement de direction vers 22°S : du Nord au Sud, l'axe varie de NW-SE à N-S. Le substratum est de nature indéterminée. L'épaisseur crustale de la ride est de 25 km (Collot et al., 1982).

Bien qu'aucun élément d'arc volcanique n'ait été récolté sur la ride des Loyauté, elle est, malgré tout, considérée dans la plupart des reconstitutions géodynamiques comme le résultat d'un arc actif à l'Eocène moyen à supérieur, lié à une subduction fossile, plongeant vers l'Est et antérieure à la phase d'obduction néo-calédonienne (Maillet et al., 1983 ; Baker et al., 1994 ; Coltorti et al., 1994 ; Cluzel et al., 2001). En revanche, plusieurs périodes magmatiques sont en partie à l'origine de la formation de la ride, compte tenu de la nature des roches volcaniques recueillies par dragage sur le flanc Est de la ride (Monzier, 1993), et des basaltes localisés à l'affleurement au centre de l'île de Maré (Baubron et al., 1976). Ces laves proviennent d'un magmatisme

anorogénique en contexte distensif, mis en place entre 11 et 8 Ma (Baudron et al., 1976 ; Rigolot et al., 1989).

La ride, considérée comme un horst, apparaît comme étant structurée, d'une part par des failles normales bordières, orientées NW-SE, et d'autre part par des failles transverses, WSW-ENE interprétées par Lafoy et al. (1996) comme des failles décrochantes liées à la collision de la ride des Loyauté avec la terminaison Sud de l'arc du Vanuatu.

Les îles Loyauté sont constituées de plateaux de carbonates récifaux, d'âge Miocène supérieur à Quaternaire, recouvrant le substratum de la ride (Chevalier, 1968). Dubois et al. (1973 et 1974) ont mis en évidence le bombement élastique de la lithosphère australienne en avant de la fosse du Vanuatu grâce aux mouvements verticaux de surrection enregistrés par les récifs coralliens soulevés des îles d'Ouvéa, Lifou et Maré.

5) Le bassin Est Loyauté

De morphologie triangulaire, le bassin Est Loyauté est délimité à l'Ouest par la ride des Loyauté et à l'Est par la fosse et l'arc insulaire du Vanuatu. La profondeur de ce bassin varie de -3000 m au pied de la ride des Loyauté à -5000 m dans le secteur Nord-Est. Quant à son origine, deux hypothèses ont été énoncées : ce bassin pourrait correspondre à la partie septentrionale du bassin Sud Fidjien (Lapouille, 1978), ou bien, ce serait un bassin d'arrière-arc lié à la subduction responsable de la formation de l'arc insulaire des Loyauté (Weissel et al., 1982 ; Collot et al., 1985 ; Sdriolas et al., 2002). Le substratum océanique, reconnu par le forage DSDP286 (Andrews et al., 1975), est recouvert par une couverture sédimentaire d'âge post-Eocène supérieur ; une interprétation récente des anomalies magnétiques lui attribue un âge Eocène supérieur, compris entre 43,8 et 35,3 Ma (Sdriolas et al., 2002).

6) La fosse de subduction du Vanuatu

Cette fosse souligne la subduction active vers l'Est de la plaque australienne sous l'arc du Vanuatu, selon une convergence orientée ENE-WSW perpendiculaire à la fosse (cf. *infra*). L'initiation de la subduction du Vanuatu, au Miocène moyen à supérieur, est attribuée à un renversement de subduction suite au blocage de la subduction de la plaque pacifique sous la plaque australienne par le plateau océanique d'Ontong Java (Kroenke, 1972 ; Packham, 1973 ; Carney et MacFarlane, 1982 ; MacFarlane et al., 1988). L'axe actuel de la fosse du Vanuatu est orienté N170°E jusqu'à 22°S, puis s'incurve jusqu'à

N90°E plus au Sud. La ride des Loyauté, oblique à la zone de subduction, vient en contact avec la marge active du Vanuatu vers 22°S. La subduction/collision de la ride des Loyauté avec l'arc insulaire du Vanuatu aurait débuté vers 300 ka et perturberait la morphologie ainsi que la structure de l'arc (Pelletier et Louat, 1989b ; Monzier et al., 1990 ; Pelletier et al., 1998 ; Calmant et al., 2003).

I.2.2. L'histoire géodynamique du domaine péri-calédonien et la géologie de la Grande Terre

La géodynamique du domaine péri-calédonien peut être décomposée en trois phases majeures (fig. 5).

1) La période anté Crétacé inférieur : structuration de la marge Est du Gondwana

La subduction de la plaque « Phoenix » sous la marge orientale du Gondwana s'opère depuis l'infra Cambrien jusqu'au Crétacé inférieur (Rutland, 1976 ; Hilde et al., 1977 ; Korsch et al., 1990 ; Aitchinson et al., 1995). Au Permien, la marge du Gondwana subit un épisode de continentalisation souligné par des complexes granitiques identifiés en Nouvelle-Zélande et sur la ride de Dampier (Hensel et al., 1985 ; McDougall et al., 1994). Du Trias au Jurassique, des bassins épicontinentaux se développent sur la côte Nord-Est australienne (Symonds et al., 1996). Du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur, les terrains de Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande constitueraient les marges convergentes de la subduction Phoenix-Gondwana liée à l'orogénèse Rangitata II (fig. 5a), appelée aussi néocimérienne en Nouvelle-Calédonie (Cluzel et al., 1994 et 2001).

Cette orogénèse a eu pour effet la juxtaposition d'unités, non génétiquement liées, constituant la base du bâti néo-calédonien et, notamment, la chaîne centrale de la Grande Terre (Bradshaw, 1979 ; Paris et al., 1979). Quatre unités lithostratigraphiques, en partie métamorphisées, témoignent de ces événements. La première, l'unité de Téremba-Moindou, est un ensemble volcano-sédimentaire d'arc à caractère proximal. D'âge Permien à Jurassique, elle est affectée par un métamorphisme de haute pression (Paris, 1981 ; Campbell et al., 1985). La seconde unité, également volcano-sédimentaire et d'origine d'arc insulaire, est plus distale ; elle est affectée par un métamorphisme de haute pression et son âge est estimé du Trias au Jurassique supérieur (Guérangé et al., 1975 ; Paris et Bradshaw, 1977). La troisième unité, l'unité de Koh, est une ophiolite démembrée qui provient d'un bassin avant-arc d'âge Carbonifère supérieur (Meffre, 1995 ; Aitchinson et al., 1998 ;

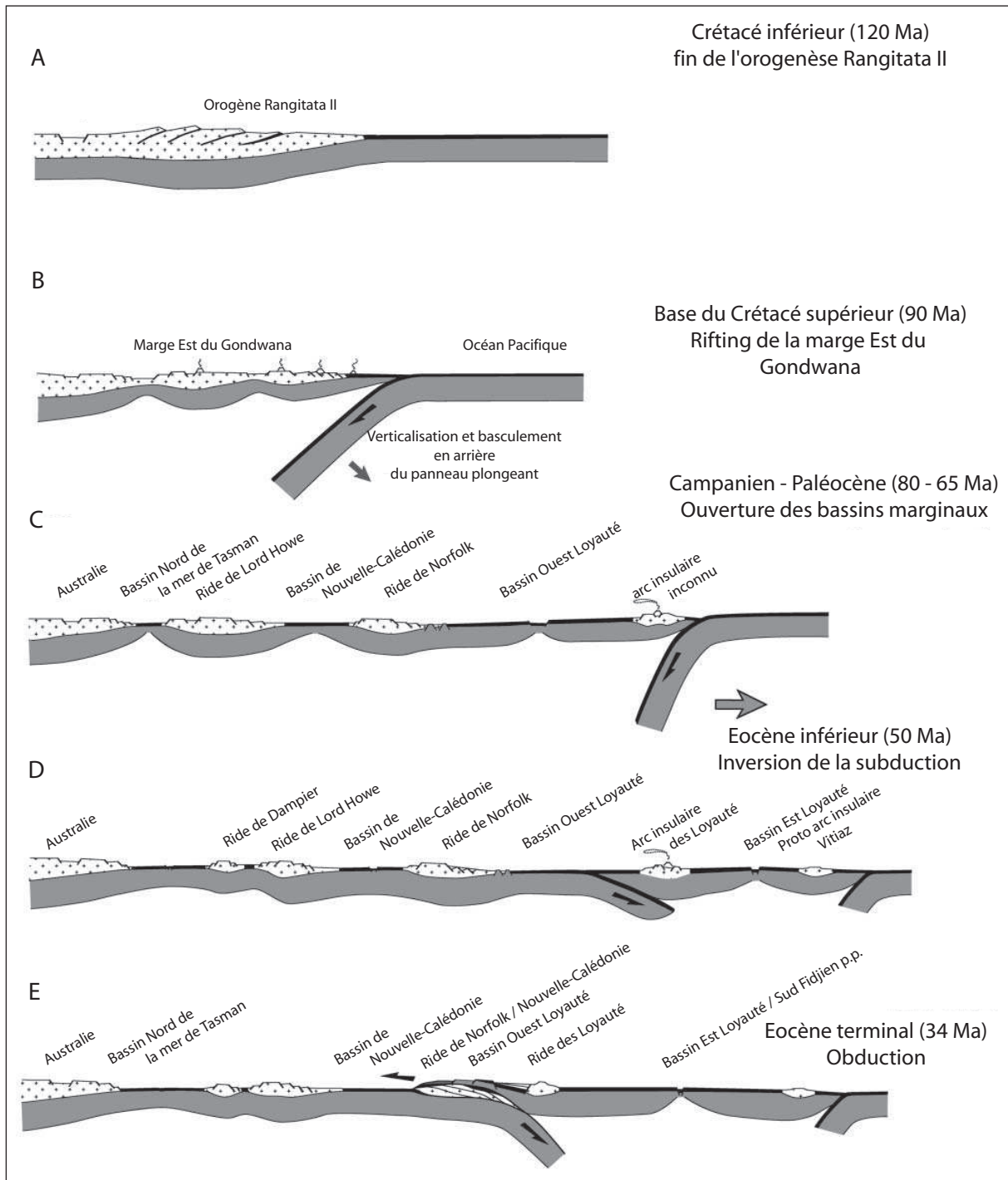


Fig. 5: Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique du Crétacé inférieur à l'Eocène Terminal illustrant le boudinage lithosphérique et l'ouverture des bassins marginaux du Crétacé inférieur à l'Eocène moyen puis la convergence à l'Eocène terminal (modifié d'après Cluzel et al., 2001)

Meffre et al., 1996). Enfin, la quatrième unité, celle de la Boghen, est un complexe métamorphique à faciès schiste bleu, d'âge probablement jurassique (Cluzel et Meffre, 2002). Ces schistes bleus, d'origine volcano-sédimentaire, seraient rattachés à un volcanisme d'arc insulaire développé du Permien au Jurassique supérieur le long de la marge active Est gondwanienne (Waterhouse et Sivell, 1987).

2) La période comprise entre le Crétacé inférieur et l'Eocène moyen : la période d'extension et de dislocation de la marge Est du Gondwana

De 120 à 52 Ma, la marge Est du Gondwana se disloque en contexte distensif (fig. 5b et c), séparant ainsi deux rides d'affinité continentale auparavant rattachées à la marge Est du Gondwana (la ride de Lord Howe et la ride de Norfolk/Nouvelle-Calédonie) et permettant l'ouverture de trois bassins marginaux : la mer de Tasman, le bassin de Nouvelle-Calédonie et le bassin des Loyauté (Symonds et al., 1996 ; Gaina et al., 1998 ; Auzende et al., 2000 ; Crawford et al., 2002).

La mer de Tasman se serait ouverte du Sud vers le Nord, entre 95 et 52 Ma (Hayes et Ringis, 1973 ; Weissel et Hayes, 1977 ; Shaw, 1978 ; Jongsma et Mutter, 1978 ; Weissel et Watts, 1979 ; Symonds et al., 1996 ; Gaina et al., 1998 ; Lafoy et al., 2005).

La période d'extension du bassin de Nouvelle-Calédonie est comprise entre 95 et 52 Ma (Gaina et al., 1998 ; Lafoy et al., 2005a).

Le bassin des Loyauté a un âge et une origine qui varient suivant les auteurs. En effet, Bitoun et Récy (1982) puis Kroenke (1984) lui attribuaient un âge Eocène. Dubois et al. (1973) puis Collot et al. (1987) considéraient plutôt une origine de bassin d'arrière-arc ouvert avant 80 Ma. L'examen récent des données de sismique permet plutôt de dater le bassin Ouest Loyauté à 120 Ma (Auzende et al., 2000 ; Sdriolas et al., 2002) avec une période d'accrétion océanique comprise entre 85 et 52 Ma (Crawford et al., 2002).

Sur la Grande Terre, la période d'extension de la marge gondwanienne est marquée par le démantèlement des reliefs développés au cours de l'orogénèse « néocimmérienne » et par le dépôt, au Crétacé supérieur, d'ensembles sédimentaires discordants conglomératiques, arénitiques et silteux, correspondant à « la formation à charbons » (Paris, 1981). Ces dépôts présentent un granoclassement où la taille des éléments diminue vers le haut de la série ; on l'explique, soit par une baisse de l'intensité d'érosion, soit

par l'éloignement du dépôt centre par rapport à la source d'apports détritiques (Cluzel et al., 2001). Cette évolution se poursuit au Paléocène et à l'Eocène inférieur ; elle est soulignée par le dépôt de phtanites et de calcaires à globigérines, soulignant un approfondissement progressif du milieu (Paris, 1981).

3) La période comprise entre l'Eocène moyen et l'Actuel : l'obduction de la nappe ophiolitique, l'extension post orogénique et les mouvements verticaux quaternaires

A l'Eocène inférieur/moyen, un changement de régime intervient et une subduction plongeant vers l'Est se met en place dans le bassin Ouest Loyauté, à l'Est de la ride de Norfolk/Nouvelle-Calédonie (fig. 5d et e). Il est proposé que cette subduction, en consommant la partie Ouest du bassin Ouest Loyauté, provoque la mise en place de l'arc des Loyauté (Cluzel et al., 2001). Des lambeaux de matériel continental et océanique composent le prisme d'accrétion qui se développe en avant de cette subduction (Cluzel et al., 1994 ; 2001). A l'Eocène terminal, la ride de Norfolk/Nouvelle-Calédonie vient bloquer cette subduction. Il en résulte la mise en place, du Nord vers le Sud, d'une nappe de basaltes tholéitiques, la nappe de Poya, puis l'obduction de la nappe des péridotites (Avias, 1967 ; Paris, 1981 ; Eissen et al., 1998 ; Cluzel et al., 2001). Des contrecoups de cet épisode de convergence semblent avoir également affecté le bord Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie comme le suggèrent une anomalie de vitesse sous le bloc Ouest de la ride (Régnier, 1988) et des structures compressives attribuées à l'Oligocène, au niveau de la marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie (Rigolot et Pelletier, 1988 ; Rigolot, 1989).

Les formations associés à la phase compressive sur la Grande Terre.

De l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur, les formations sédimentaires reflètent les changements tectoniques et le début de la phase compressive alpine. L'enregistrement de ces mouvements se traduit par des discordances progressives au sein des formations de Flyschs et la présence d'olistostromes, comme par exemple dans les flyschs de Népoui (Coudray, 1976 ; Paris, 1981 ; Cluzel, 1998). Cette séquence diffère de celle de Nouméa (formation de la cathédrale) dans le sens où elle contient des débris de serpentinite. Par analyse paléontologique, il a été montré le caractère syn-orogénique (Eocène supérieur) de ces flysch de Népoui et certains auteurs considèrent ce bassin sédimentaire comme un bassin alimenté par la nappe basaltique de Poya (Cluzel et al., 2001).

Les formations mises en place lors de la convergence et de l'obduction comprennent la nappe de basaltes ou « nappe de Poya », la nappe des péridotites et le complexe métamorphique du Nord-Est de la Grande Terre.

- La nappe de Poya :

La nappe de Poya se compose de laves basiques, de dolérites et de gabbros où coexistent trois lignées magmatiques : tholéitique, alcaline et bonitique (Cluzel et al., 1994). Ces laves, d'origine océanique, auraient des affinités d'avant et d'arrière arc (Routhier, 1953 ; Paris, 1981 ; Cluzel et al., 1994 ; Eissen et al., 1998) et sont recouvertes de radiolarites stratifiées (Cluzel et al., 1994). Cette unité d'âge Crétacé supérieur à Paléocène, probablement rattachée au bassin Ouest Loyauté, est systématiquement située sous la nappe de péridotites (Cluzel et al., 1994). On la retrouve principalement le long de la côte Ouest de la Grande Terre (Cluzel et al., 1994, 1997 et 2001). L'origine de sa mise en place reste incertaine, malgré les deux hypothèses suivantes émises : soit il s'agit de la couverture de la nappe ophiolitique qui s'est décollée et mise en place par gravité (Espirat, 1963), soit cette unité correspondrait à un lambeau de croûte océanique inclus dans le prisme d'accrétion qui aurait chevauché de manière précoce la ride de Norfolk (Cluzel et al., 1994 et 2001).

- La nappe de péridotites :

Actuellement, la nappe de péridotites recouvre 30% de la Grande Terre. Elle forme l'ensemble de la surface du massif du Sud, alors qu'au Nord, elle apparaît sous forme de klippes alignés N135°E, le long de la côte Ouest: Kopéto-Boulinda, Koniambo, Tiébaghi, Poum, îles Belep, soit quelques uns des sites miniers exploités pour extraire la garniélite (Guillon et Routhier, 1971).

Lors de la phase paroxysmale de l'orogénèse, la nappe de péridotites a chevauché les unités précédentes du NE vers le SW (Cluzel et al., 2001). Ces péridotites, dont l'origine serait probablement rattachée au substratum du bassin Ouest Loyauté (Collot et al., 1987), sont principalement constituées d'harzburgite et de dunite, roches représentatives d'une dorsale rapide. Quelques enclaves de gabbros et quelques affleurements de dolérite sont également présents dans le massif du Sud (Prinzhofer, 1981 ; Cluzel et al., 1994).

- Les unités métamorphiques du Nord de la Grande Terre :

La subduction a permis la mise en place de formations métamorphisées à hautes pressions et basses températures (Yokoyama et al., 1986 ; Aitchinson et al., 1995 ; Clarke et al., 1997). Deux unités ont été décrites au Nord-Est de la Grande Terre, l'unité de Pouébo et

l'unité du Diahot, séparées par une importante lacune en terme de métamorphisme. Seule la première est ici présentée.

L'unité de Pouébo, en raison de son faciès à schiste bleu à glaucophanite – éclogite, constitue le terme le plus profond du complexe métamorphique (Bell et Brothers, 1985). Elle pourrait avoir comme origine la nappe de Poya recristallisée en schistes bleus lors de la remise en pression et température au niveau de la subduction des Loyauté (Aitchinson et al., 1995 ; Cluzel et al., 2001). L'unité de Pouébo est affectée par une antiforme. Deux hypothèses ont été proposées quant à la formation de cette antiforme. La première la considère comme un « metamorphic core complex » dont l'exhumation, de 65 à 70 km est expliquée par un réajustement isostatique suite au blocage de la subduction, puis par une extension post-collisionnelle accommodée par de grands détachements tels que celui du Col d'Amos (Cluzel et al., 1994 ; Aitchinson et al., 1995). La seconde hypothèse propose que cette antiforme s'est formée lors d'un raccourcissement crustal, postérieur à la première période d'extension qui a permis l'exhumation partielle du matériel haute pression plaqué sous la nappe ophiolitique (Rawling et Lister, 2002).

L'extension sur la Grande Terre : de l'Oligocène à l'Actuel

Après l'obduction, la ride de Nouvelle-Calédonie subit une déformation extensive et une épirogénie responsable de la mise en place de « *systèmes d'aplanissements latéritiques successifs, étagés et emboîtés* » (Chevillote, 2005). Cet auteur distingue deux périodes de mouvements verticaux, responsables de la morphogénèse du paysage de la Grande Terre : la première, d'âge Oligocène, consiste en un soulèvement isostatique épisodique de la ride ; la seconde correspond à des mouvements verticaux d'origine tectonique ou isostatique ayant débuté à l'Oligocène supérieur ou au tout début du Miocène inférieur.

- La morphogénèse des surfaces latéritiques perchées sur la Grande Terre :

L'altération des péridotites en climat tropical est à l'origine de la formation de surfaces d'aplanissement possédant des profils latéritiques parfois tronqués modelant le relief de la Grande Terre. D'abord attribuée au Miocène (Routhier, 1953 ; Latham, 1974 ; Coudray, 1976), la morphogénèse des surfaces est maintenant considérée d'âge Oligocène ou du tout début du Miocène (Chevillote, 2005). Une seule surface, légèrement arquée dans la direction de la Grande Terre et plus fortement incurvée transversalement (fig. 6), a d'abord été envisagée (Davis, 1925 ; Routhier, 1953). Wirthmann (1966) suggère l'existence d'une

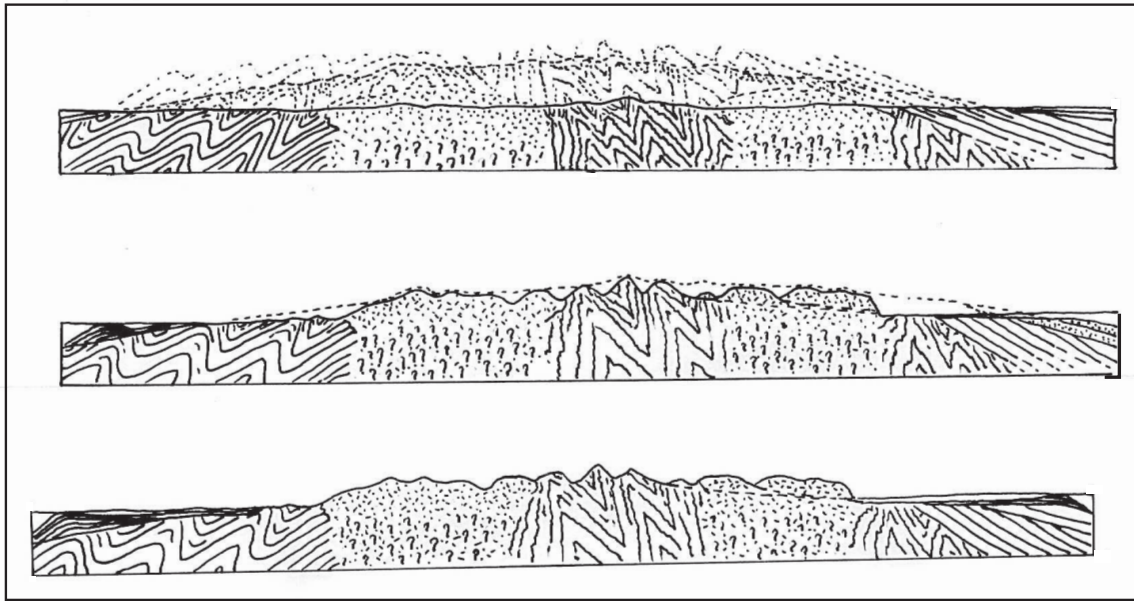


Fig. 6: Modèle d'évolution en trois "cycles" de la pénéplaine de la Nouvelle-Calédonie (d'après Davis, 1925).

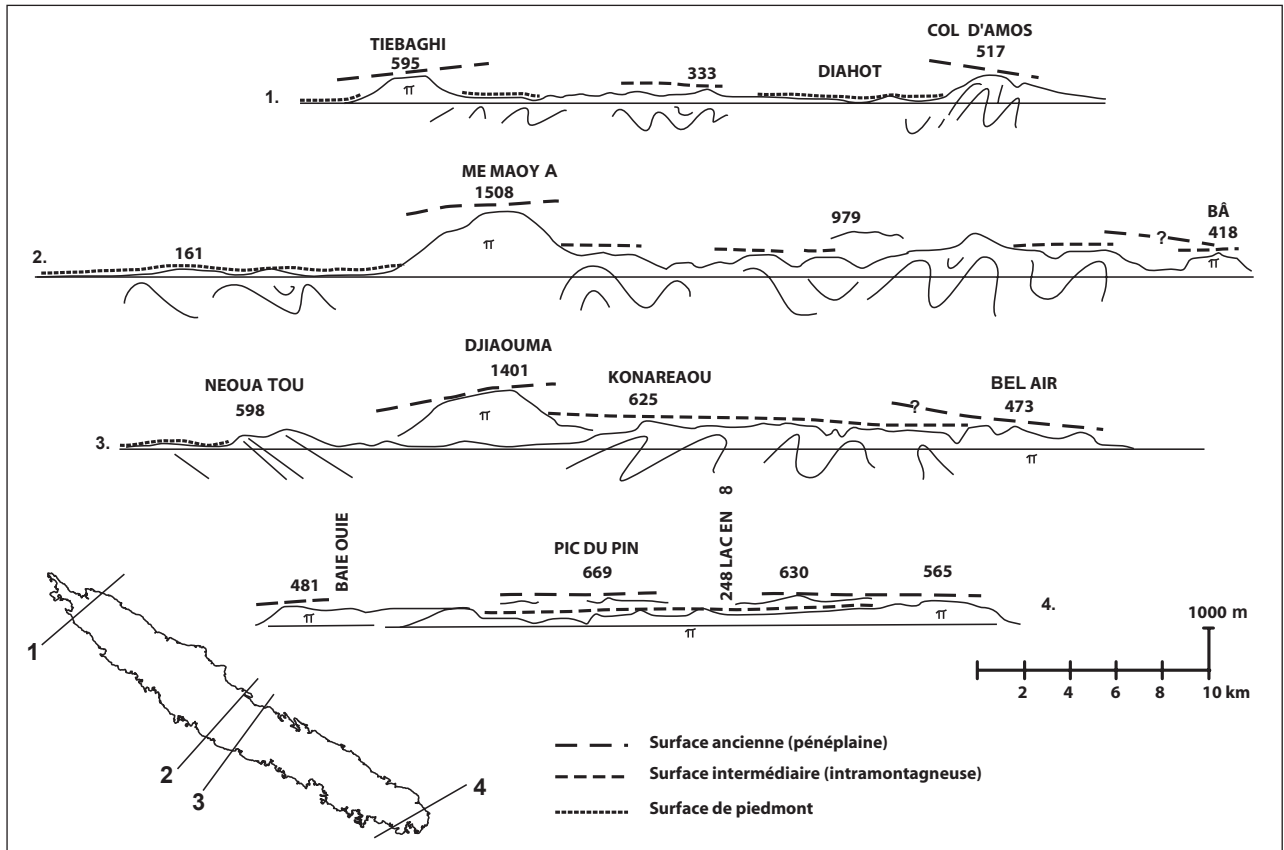


Fig. 7: Coupes géomorphologiques à travers la Grande Terre montrant l'existence d'une surface intermédiaire puis d'une surface de piedmont sous les reliques de la pénéplaine observée par Davis (1925) (d'après Wirthmann, 1966).

deuxième surface comprise entre la pénéplaine sommitale et les glacis côtiers (fig. 7) ; cette observation sera reprise plus tard par Trescases (1975) (fig. 8). L'altitude variable de ces surfaces amène certains auteurs à proposer un contrôle structural de leur distribution verticale, même si peu d'observations soutiennent cette hypothèse (Orloff, 1968 ; Orloff et Gonord, 1968 ; Gonord et Trescases, 1970 ; Dubois et al., 1974b ; Leguéré, 1976 ; Gonord, 1977 ; Lagabrielle et al., 2005). Cependant, cette hypothèse d'étagement par contrôle structural peut être modérée par la distinction de surfaces à paliers d'altération indépendants les uns des autres sans faire intervenir des décalages de surface par la tectonique (Vogt et al., 1984 ; Tessarolo et al., 1986). Genna et al. (2005) proposent alors que l'étagement des paliers d'altération peut résulter d'un abaissement des vallées par paliers successifs sous la forme d'alvéoles karstiques emboîtées à des altitudes de plus en plus basses, en fonction de l'abaissement du niveau de base, le tout à l'aide de failles gravitaires de versants, orientées de manière concentrique ; cette hypothèse considère ainsi l'existence d'une seule pénéplaine initiale, observée à ce jour à toutes les altitudes. Latham (1977, 1986) puis récemment Chevillotte (2005) ont souligné l'existence, non plus de deux, mais de quatre à huit surfaces d'aplanissement (fig. 9 et 10) dont on retrouve des reliques entre le massif de Boulinda, au centre de la Grande Terre, et à l'extrémité Sud de l'île ; ces surfaces résultant de deux cycles climatiques couplés à deux phases épirogéniques (cf. *supra*).

- Le paradoxe « Miocène » de la Grande Terre :

La série datée du Miocène sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie affleure avec certitude uniquement à Népoui sur la côte Ouest (Routhier, 1953, Gonord et Trescases, 1970 ; Latham, 1974, Coudray, 1975). La formation de Népoui est caractérisée par une série progradante de la base vers le sommet de la séquence. La série inférieure est composée d'un ensemble conglomératique (conglomérats de « Muéo ») d'origine deltaïque, qui repose en discordance sur les flyschs de Népoui (Coudray, 1975). Les galets, très altérés et de nature péridotitique, présentent un cabrage indiquant un courant allant du Nord vers le Sud (Paris, 1981). La série transgressive sus-jacente, de nature carbonatée, présente un pendage régulier vers le Sud et semble affectée par trois jeux de failles verticales en distension. Les failles orientées N160°E sont considérées comme prédominantes par Paris (1981). Les carbonates sommitaux correspondent à des constructions de récif à d'arrière récif (Coudray, 1976 ; Paris, 1981). La datation du sommet de la coupe par la faune et la microfaune, réalisée par Paris (1981), confirme l'âge Miocène inférieur à moyen des carbonates proposé par Coudray (1975).

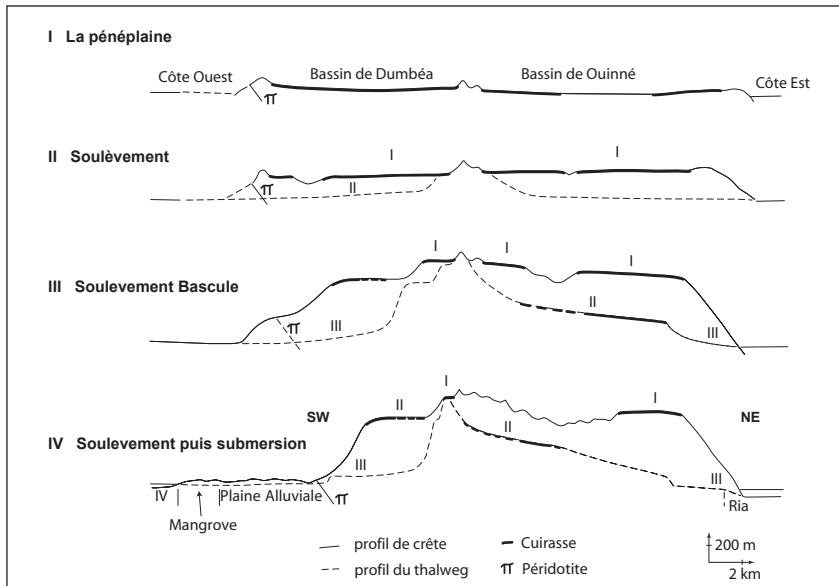


Fig. 8: Modèle d'évolution du Massif du Sud le long d'une transversale Dumbéa - Ouinné (d'après Trescases, 1975).

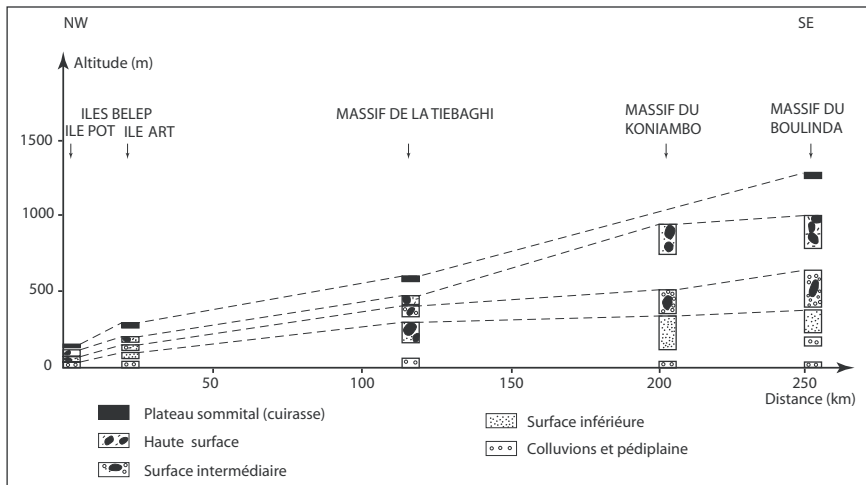


Fig. 9: Interprétation de la distribution altitudinale des anciennes surfaces d'aplanissement des massifs péridotitiques du Nord de la Grande Terre projetées sur un profil longitudinal (modifié d'après Latham, 1986).

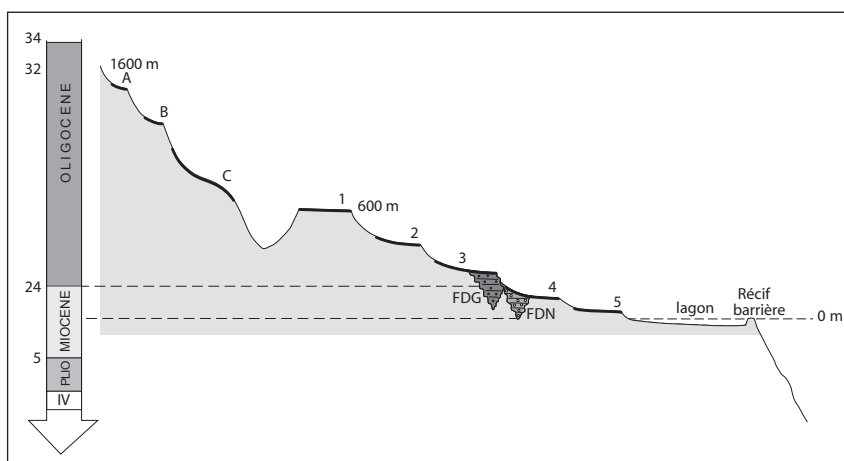


Fig. 10: Reconstruction schématique de la mise en place des aplanissements en fonction du temps sur la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie (d'après Chevillotte, 2005).
(FDN - Formation de Népoui; FDG - Formation du goa N'Doro; A, B, C, 1, 2, 3, 4 et 5 - surfaces d'aplanissement)

Des résultats de dragages au Sud de l'île des Pins ont révélé que des dépôts marins miocènes moyen à supérieur, peu profonds (0 à -50 m), sont maintenant exposés entre -400 m et -850 m (Daniel et al., 1976). Le paradoxe du Miocène calédonien réside dans le fait que cette série progradante ne soit à l'affleurement que sur un site sur la Grande Terre alors que le niveau de la mer avoisinait les +100 m par rapport à l'Actuel (Haq et al., 1987). La présence du Miocène marin immergé implique que les marges de la ride de Nouvelle-Calédonie ont subsidé d'au moins 500 m en 10 Ma, soit un taux de subsidence moyen de 0,05 mm/an. On peut néanmoins se poser les deux questions suivantes encore laissées sans réponse. Comment se fait-il qu'il n'y ait que très peu d'affleurements miocènes sur la Grande Terre alors qu'il s'agit d'un épisode transgressif à l'échelle globale souligné par la présence de carbonates sur les îles Loyauté (cf. *supra*)? Quelles sont les failles qui accommodent une telle subsidence ?

- La tectonique extensive post obduction sur la Grande Terre :

La déformation post obduction de la Grande Terre est soulignée en particulier par 1) la présence de failles normales dans la formation du Goa N'Doro, de nature fluvio-conglomératique et d'âge fini-Oligocène (Chevillotte, 2005 ; Chardon et Chevillotte, soumis) et dans la formation miocène moyen de Népoui (Coudray, 1975 ; Paris, 1981 ; Lagabrielle et al., 2005) ; 2) un probable contrôle de la distribution des surfaces d'aplanissement (Orloff, 1968 ; Orloff et Gonord, 1968 ; Gonord et Trescases, 1970 ; Dubois et al., 1974b ; Leguéré, 1976 ; Gonord, 1977 ; Lagabrielle et al., 2005) ; 3) la mise en place des granites de St Louis, datés entre 24 et 32 Ma, recoupant à la fois les sédiments crétacés autochtones et les péridotites allochtones (Guillon, 1975 ; Cluzel et al., 2005) ; 4) la présence des failles normales le long de la côte Nord-Est de la Grande Terre (Rawling et Lister, 2002) ; 5) de failles flexures affectant les marges Est et Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie (Dugas et Debenay, 1978 ; Bitoun et Récy, 1982 ; Collot et al., 1988 ; Rigolot, 1989 ; Van de Beuque, 1999) et enfin, 6) la structuration en horsts et grabens des passes de Dumbéa et de Boulari au niveau du récif barrière Ouest (Lafoy et al., 2000) selon des directions de failles N90°E, N40°E et N0-10°E Lagabrielle et al. (2005). Ces derniers auteurs ont également montré l'existence de deux générations de failles (fig. 11): des failles à faible pendage, développées en profondeur, et des failles normales à fort pendage et plus superficielles recoupant parfois les détachements. Pour Lagabrielle et al. (2005), la direction d'extension maximale est très variable à l'échelle de la région. Selon ces auteurs, deux hypothèses peuvent expliquer une telle géométrie : soit, il y aurait un morcellement de la déformation finale par des failles décrochantes majeures (non observées à ce jour) isolant des blocs indépendants ; soit, la

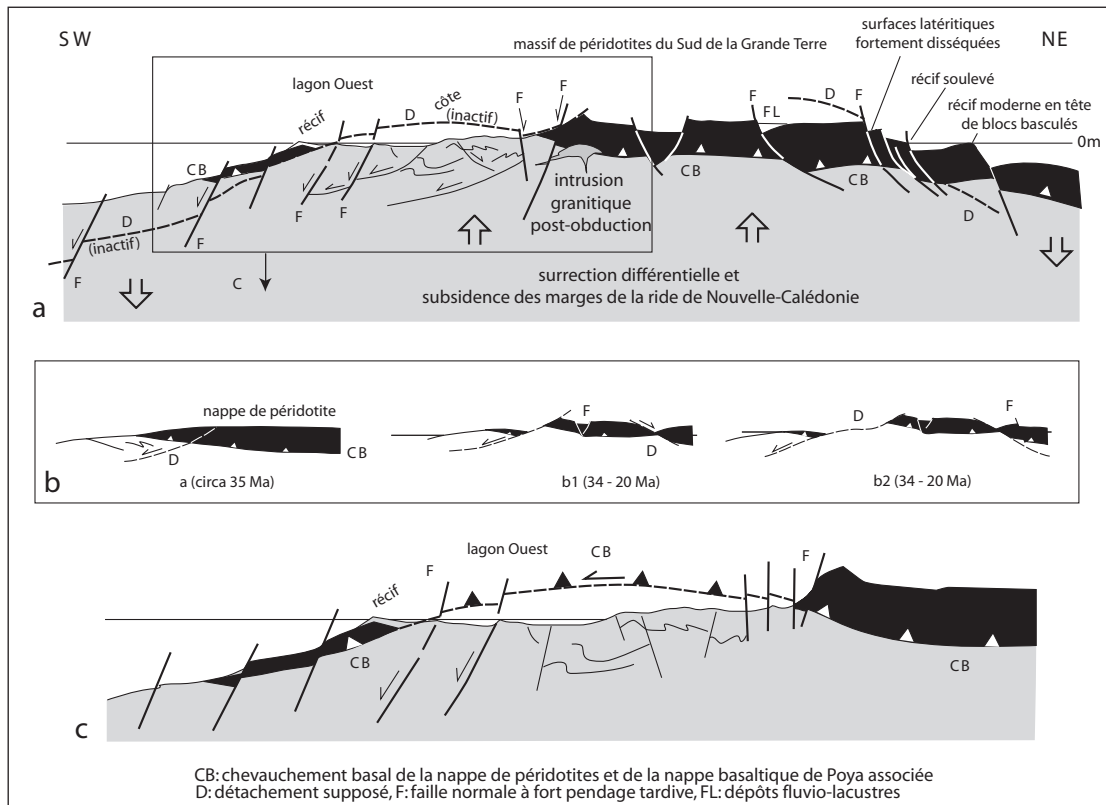
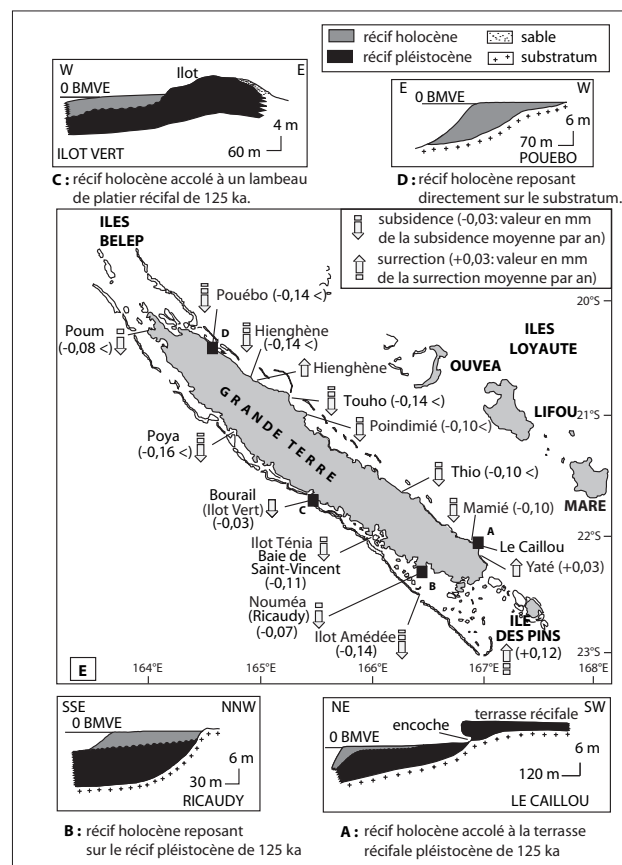


Fig. 11: Coupe schématique du Sud de la Grande Terre illustrant deux modèles structuraux: (a) une géométrie basée sur un modèle reposant sur la présence de détachements post-obduction recoupant les ophiolites et le substratum recoupés plus tard par des failles normales à fort pendage. (b) dessin représentant l'évolution tectonique dont découle la géométrie montrée en a. (c) Interprétation alternative basée sur l'absence de détachement et la présence de failles normales à fort pendage. Dans ce cas, le front morphologique de la nappe ophiolitique correspond à une limite érosive et non à une surface de détachement majeur modifié d'après Lagabrielle et al., 2005).

Fig. 12: Structuration interne des récifs en fonction de la subsidence et de la surrection (A, B, C, D) et comportement différentiel de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie depuis 125000 ans (E) (d'après Cabioch et al., 1996).



déformation finale moyenne de la région correspondrait au résultat d'un aplatissement multidirectionnel, cohérent avec une surrection associée à une extension régionale. Chardon et Chevillotte (soumis) proposent qu'outre une tectonique en extension, la Grande Terre est également soumise à une déformation en régime transtensif. Ils distinguent deux directions d'extension successives et associent au régime extensif une déformation perpendiculaire à l'axe de la Grande Terre et au régime transtensif, une direction d'extension parallèle ou légèrement oblique par rapport à l'axe de l'île, suite à un changement de cinématique lié à la naissance de la subduction du Vanuatu au Miocène moyen à supérieur.

L'Actuel :

Bordé à l'Est par la zone de subduction du Vanuatu, moteur de la déformation quaternaire, le domaine péri-calédonien est affecté par des séismes et subit des mouvements verticaux. Nous verrons successivement les mouvements verticaux depuis 125000 ans puis les mouvements horizontaux de convergence à la fosse et la sismicité.

- Les mouvements verticaux depuis 125000 ans

La Nouvelle-Calédonie dispose d'un système récifal, parmi les plus étendus et les plus complexes au monde (cf. *infra*), qui enregistre, d'une part, les variations du niveau de la mer mais aussi, les mouvements verticaux récents. La variation spatiale du niveau repère correspondant au toit de l'unité récifale développée au cours du dernier interglaciaire, il y a 125 ka (situé à +6 m par rapport à l'Actuel), permet de cartographier les zones en surrection ainsi que les zones en subsidence et de mettre en évidence des blocs indépendants à mouvements verticaux inégaux (fig. 12), associés à une tectonique en touches de piano (fig. 13) (Cabioch, 1988 ; Cabioch et al., 1996). L'île des Pins et les îles Loyauté ont subi des mouvements de surrection variant de +0,12 à +0,17 mm/an depuis 125 ka. Dans le Sud de la Grande Terre, dans la région de Yaté, le récif de 125 ka est émergé et atteint une altitude de +10 m (+0,03 mm/an) alors que dans cette même région, le récif barrière se retrouve immergé entre -15 et -20 m de profondeur. L'ensemble des zones de surrection dessine le bombement de la lithosphère océanique en avant de la subduction du Vanuatu (Dubois et al., 1973 et 1974). Ainsi, l'atoll de Beautemps-Beaupré, la région de Yaté, les îles des Pins, d'Ouvéa et Lifou sont en phase de surrection (fig. 14) ; Maré se situe au maximum du bombement et Walpole s'enfonce progressivement vers la fosse du Vanuatu.

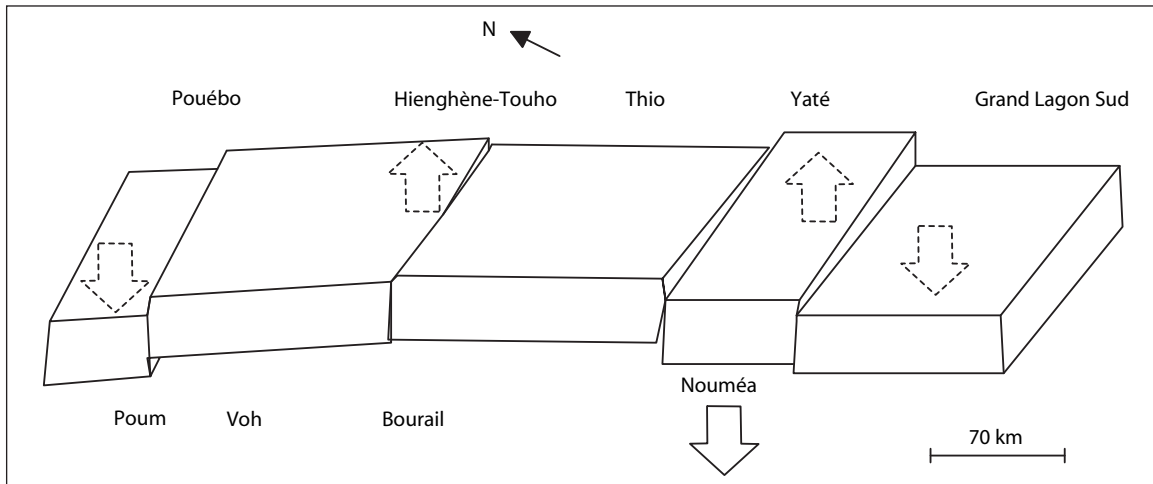


Fig. 13: Comportement spécifique des différents compartiments néotectoniques de la Grande Terre mis en évidence par l'étude des récifs frangeants pléistocènes: la tectonique en touches de piano (d'après Cabioch, 1988).

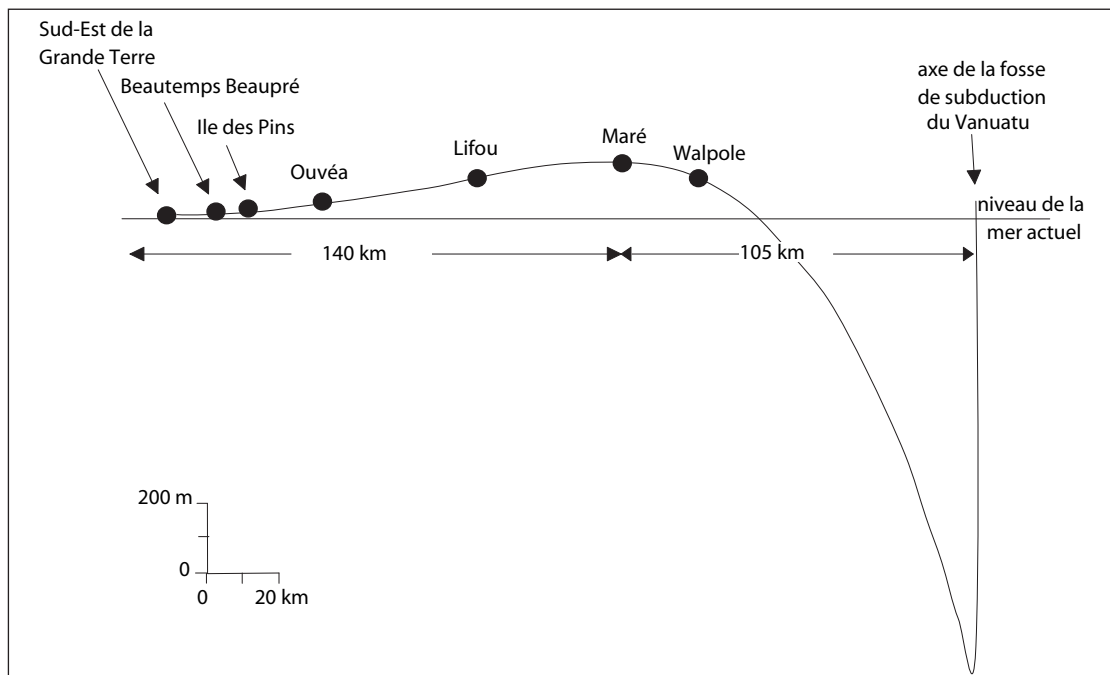


Fig. 14: Le bombement de la lithosphère australienne en avant de la zone de subduction du Vanuatu illustré par l'altitude des différentes îles, notamment les îles Loyauté (d'après Dubois et al., 1974).

Partout ailleurs autour de la Grande Terre, les récifs de 125 ka, situés sous le récif post-glaciaire holocène, indiquent une subsidence de -0,03 mm/an (Bourail) à -0,16 mm/an (Poya). On notera cependant une zone de surrection à Hienghène.

La disposition générale du récif de 125 ka souligne une tendance à une subsidence croissante de la Grande Terre vers le Nord. La subsidence croît également, cette fois de façon plus nette, lorsque l'on s'éloigne de la côte, comme par exemple dans la région de Nouméa ou dans la région de Yaté.

- Les mouvements horizontaux et la convergence à la fosse du Vanuatu entre la Nouvelle-Calédonie et le Vanuatu

Le pôle de rotation entre la plaque Pacifique et l'Australie étant situé au Sud-Est de la Nouvelle-Zélande, le mouvement relatif de convergence entre les deux plaques augmente du Sud vers le Nord le long de l'arc du Vanuatu. Cependant, la convergence à la fosse dépend également de l'ouverture dans le bassin Nord Fidjien et de l'extension dans les fossés arrière-arc du Vanuatu.

Dubois et al. (1977) furent les premiers à estimer la vitesse de convergence (12 cm/an) à la fosse du Vanuatu, entre les îles Loyauté et l'archipel du Sud Vanuatu. Ce résultat est notamment étayé par les mouvements verticaux des îles Loyauté (Dubois et al., 1974). Une estimation équivalente (12 cm/an) de la vitesse de convergence moyenne sur le dernier million d'années a été obtenue de manière indépendante à partir, d'une part, du taux et de la direction d'ouverture du bassin Nord Fidjien, et d'autre part de la direction du glissement au contact des plaques, déduite des mécanismes au foyer des séismes superficiels de type chevauchant (Louat et Pelletier, 1989 ; Pelletier et Louat, 1989).

Enfin, depuis 1990, les mouvements instantanés entre les différentes îles de la région Nouvelle-Calédonie / Vanuatu ont été mesurés par géodésie spatiale. Ces mesures ont permis de préciser les variations de vitesse le long de la zone de subduction et entre les îles, et ainsi, de proposer un modèle de déformation de l'arc du Vanuatu (Calmant et al., 1995 et 2003 ; Taylor et al., 1995 ; Pelletier et al., 1998). La vitesse de convergence à la fosse est de 3-4 cm/an au niveau du segment central de l'arc du Vanuatu en face de la ride d'Entrecasteaux, de 9 cm/an au niveau de Vate et de 12 cm/an au niveau de Tanna (fig. 15). Dans l'extrême Sud de l'arc, au Sud de la jonction ride des Loyauté – arc du Vanuatu, les données de géodésie spatiale indiquent que le mouvement de convergence est partitionné en un mouvement perpendiculaire à la fosse de 5 cm/an et un mouvement parallèle à la fosse de 9 cm/an, ce qui

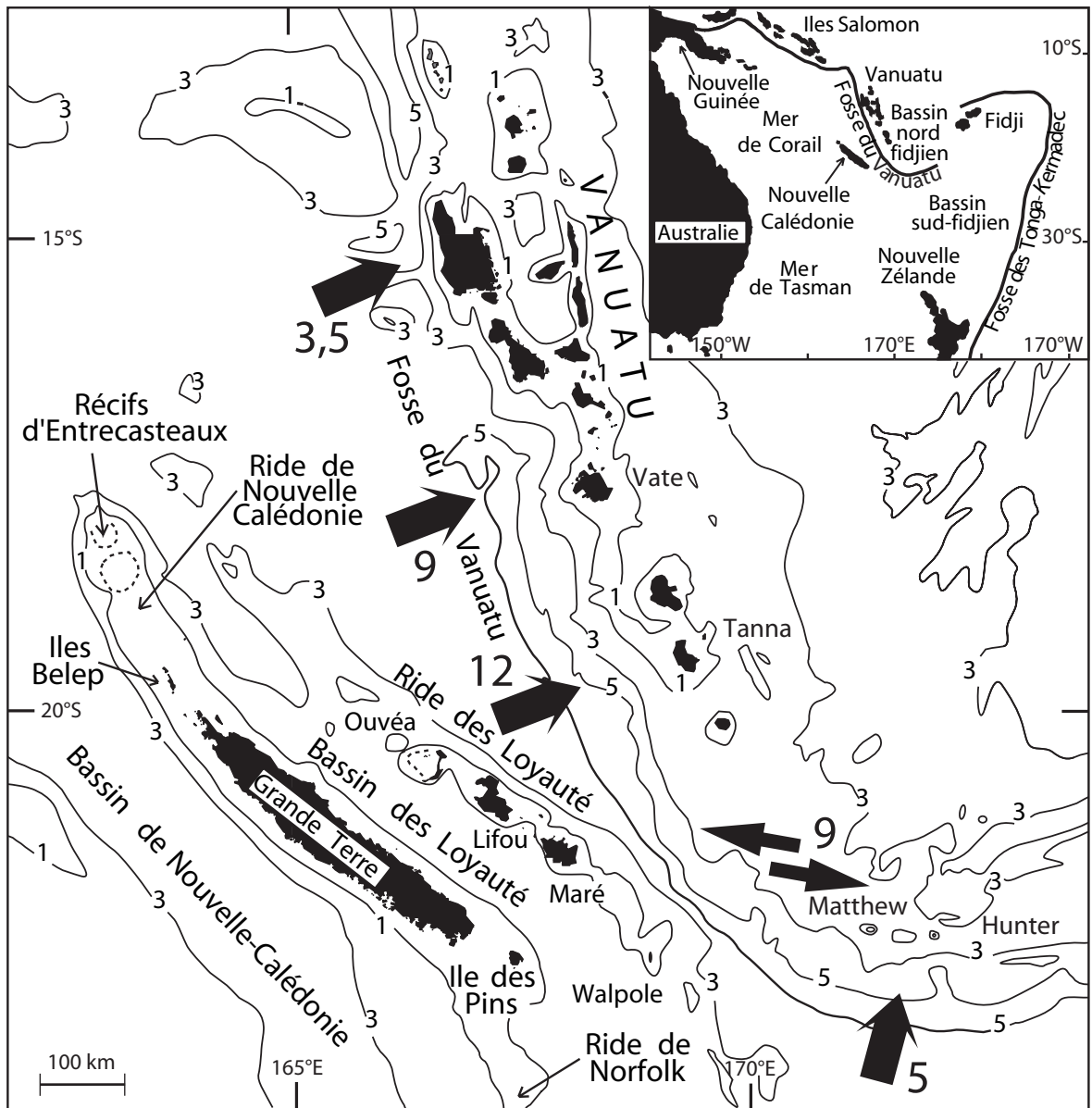


Fig. 15: La Nouvelle-Calédonie et les mouvements horizontaux de convergence (en cm/an d'après Calmant et al., 2003) entre la plaque Australie et l'arc du Vanuatu, le long de la fosse du Vanuatu (d'après Pelletier, 2003).

entraîne la formation d'une zone transformante Est-Ouest senestre en arrière de l'arc de Matthew-Hunter. Les mesures GPS confortent donc l'interprétation selon laquelle la subduction-collision de la ride des Loyauté 1) inhibe la composante Est-Ouest de la convergence, 2) provoque la fragmentation de la plaque supérieure et 3) entraîne avec elle la microplaque de Matthew-Hunter vers l'Est par rapport à l'arc du Vanuatu (Louat et Pelletier, 1989; Monzier et al., 1990 ; Pelletier et al., 1998 ; Calmant et al., 2003).

Les vecteurs des sites GPS en Nouvelle-Calédonie, sur la plaque plongeante australienne, sont en bon accord avec le mouvement de la plaque australienne, les données ne suggérant pas de déformation significative intra-plaque entre les îles de Nouvelle-Calédonie d'une part et entre l'archipel néo-calédonien et le reste de la plaque australienne d'autre part (Calmant et al., 2003). Cependant ces vecteurs indiquent que les données de géodésie par GPS du site le plus au Sud (Walpole) de la ride des Loyauté pourraient suggérer un mouvement senestre dans la plaque plongeante, en relation avec l'interaction ride des Loyauté - arc du Vanuatu.

- La sismicité de la Grande Terre et du domaine péri-calédonien :

Bien que relativement faible par rapport aux séismes voisins du Sud-Ouest Pacifique (Salomon, Vanuatu, Tonga, Nouvelle-Zélande), la région de Nouvelle-Calédonie est le siège d'une activité sismique non négligeable, d'intensité ressentie atteignant V sur l'échelle de Mercalli (Louat, 1977 ; Régnier et al., 1999 ; Pillet et Pelletier, 2004).

Deux types de séismes sont à considérer : ceux de magnitude relativement élevée à très forte (jusqu'à 8), mais situés assez loin à l'Est des îles Loyauté (100 km au minimum de Maré) et associés à la subduction du Vanuatu, et ceux de magnitude moindre (jusqu'à 5,5), mais locaux et situés sur la ride de Nouvelle-Calédonie et ses marges et généralement attribués par les auteurs à des réajustements de la plaque en avant de la subduction.

La sismicité superficielle de l'ensemble de Nouvelle-Calédonie enregistrée par le réseau mondial et extraite du catalogue du NEIC (National Earthquake Information Center) pour la période de 1960 à 2002 (fig. 16) indique l'occurrence d'un peu plus d'une quinzaine de séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 ($M_b \geq 4$), les séismes à l'Est des îles Loyauté et associés à la subduction étant exclus.

Cinq zones de sismicité apparaissent du Nord au Sud et d'Ouest en Est. On distingue (Pillet et Pelletier, 2004) :

- une zone sismique (six séismes) à la jonction de la ride de Fairway et du bassin de Nouvelle-Calédonie,
- un groupe de quatre séismes à l'Ouest des îles Belep, au pied de la marge Ouest de la Grande Terre,
- deux événements sur la marge orientale de la Grande Terre (Est de Poindimié et Est de Canala),
- un groupe de trois séismes dans le lagon Sud, au Sud-Est de Nouméa (passe de Mato et Ile Ouen),
- deux séismes au Sud et Sud-Est de l'Ile des Pins.

Seuls les mécanismes au foyer des deux séismes de la passe de Mato, au Sud-Est de Nouméa et de magnitude supérieure à 5 (Mb 5.6 en 1990 et 5.1 en 1991), sont connus (fig. 16b). Ils sont respectivement en faille normale et en décrochement, avec des axes d'extension orientés Est-Ouest, compatibles avec une extension due au bombement lithosphérique (Régnier et al., 1999).

En raison de la présence de quelques séismes affectant les marges Ouest et Est de la ride de Nouvelle-Calédonie, une attention particulière sera portée sur la structuration récente de ces deux régions car la sismicité témoigne de l'existence d'une activité tectonique actuelle.

Pour ce qui est de la microsismicité, seule la région de Nouméa et du Sud de la Grande Terre ont fait l'objet d'études compte tenu de la présence des deux stations sismologiques, au Nord de Nouméa (Port Laguerre) et au Mont Dzumac (Louat, 1977 ; Pillet et Pelletier, 2004 ; Régnier et al., 1999). Bien que l'absence de plus de stations rende délicate la localisation des événements, les études citées indiquent (fig. 16b) :

- une activité sismique importante avec des magnitudes de 1 à 3,5,
- un nombre important d'événements dans la chaîne au Nord de Nouméa,
- un essaim de sismicité importante dans le lagon Sud vers la passe de Mato / Grand Récif Sud, situé dans la même zone que les deux événements majeurs de 1990 et 1991 (cf. *supra*). Cet essaim de séismes et les mécanismes au foyer des deux séismes majeurs indiqueraient un accident tectonique actif, de direction NE-SW, rejoignant la passe de la Sarcelle ou la passe de la Havannah (Pillet et Pelletier, 2004),

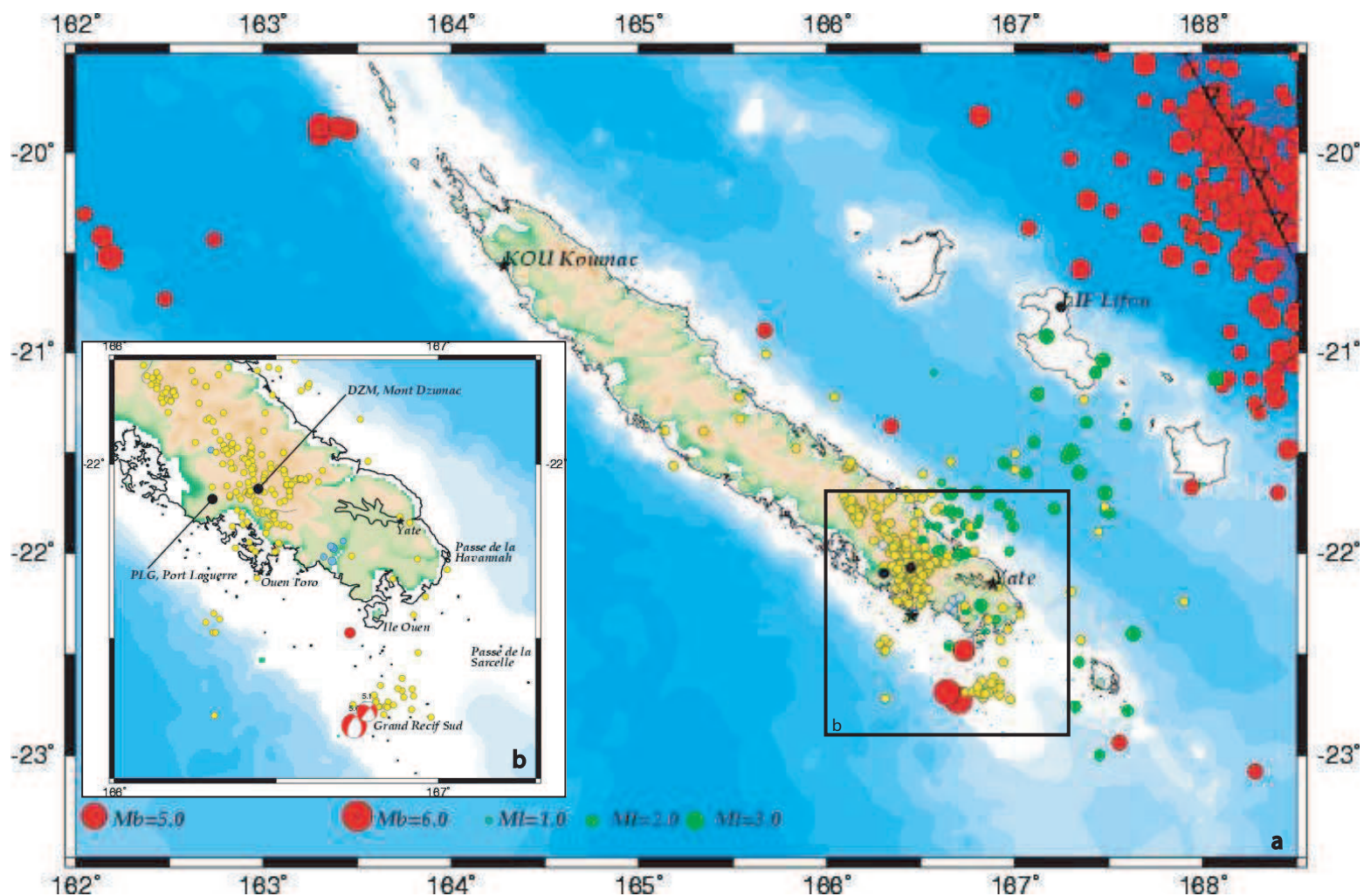


Fig. 16 a: Sismicité instrumentale en Nouvelle-Calédonie. Séismes du NEIC (en rouge) et de Louat (1977, en vert), de Régnier (1999, en jaune) et la crise de janvier 2005 (Pillet, in prep., en bleu) (d'après Pillet et Pelletier, 2004).

Fig. 16 b: Sismicité du Sud de la Grande Terre. Sismicité d'après Régnier et al. (1999, en jaune), d'après les catalogues de l'Université de Harvard et du NEIC (en rouge) et d'après Pillet (crise de janvier 2005, en bleu). Les mécanismes au foyer correspondent aux séismes de 1990 et 1991 (d'après Pillet et Pelletier, 2004).

- une zone sismique autour de l'île Ouen en relation avec le séisme du 19 février 1999 de magnitude 4,2. Les séismes sont alignés sur une direction NE-SW et bordent les falaises du Sud de la Grande Terre dans le prolongement de la passe de la Havannah ;
- une sismicité diffuse entre la Grande Terre et les îles Loyauté ;
- une sismicité faible dans la partie Sud-Est de la Grande Terre, malgré deux épicentres au niveau du barrage hydro-électrique de Yaté et la crise de janvier 2005 au niveau de la rivière des Pirogues (Est du Mont Dore) ;
- une sismicité diffuse autour de l'île des Pins.

Cette sismicité du Sud de la Nouvelle-Calédonie s'étend sur une étroite bande en travers de l'île, orientée parallèlement à sa marge Ouest. Elle affecte principalement le domaine des péridotites, passe à proximité de Nouméa et se termine au Sud par un essaim situé dans le lagon Sud-Ouest, entre la Grande Terre et l'île des Pins. Elle sépare deux domaines structuraux différents, caractérisés par une élévation de la topographie et des anomalies gravimétriques différentes. Cette sismicité peut être interprétée comme le résultat de la réactivation de la suture d'âge Eocène terminal (entre le socle calédonien et le domaine d'origine océanique accréteé durant l'obduction), ou bien, plus probablement, comme le résultat d'une segmentation en blocs de la ride, en relation avec la déformation de la plaque australienne à l'approche de la subduction du Vanuatu (Régner et al., 1999)

1.3. Reconstruction des niveaux marins relatifs au cours du Quaternaire

A l'échelle humaine, le climat varie selon les saisons et selon les latitudes en fonction des fluctuations de l'insolation. L'insolation journalière est définie comme étant « la quantité d'énergie reçue, par unité de surface, à un endroit donné de la Terre par jour sans tenir compte de la présence de l'atmosphère » et s'exprime en $W m^{-2} J^{-1}$ (Berger et Loutre, 2004).

Au cours du Quaternaire, plusieurs cycles glaciaires/interglaciaires se sont succédés au cours desquels les climats ont varié ainsi que les niveaux marins : bas niveaux marins en période glaciaire et hauts niveaux marins en période interglaciaire en liaison avec les volumes de glace des calottes mobilisant l'eau des océans sous forme solide.

Pour les études néotectoniques, la reconnaissance et la datation des anciennes lignes de rivages constituent une excellente méthode pour quantifier les déplacements verticaux à l'échelle locale à partir du moment où l'on connaît la position du niveau marin à un instant donné (Bloom et al., 1974; Chappell, 1974; Dubois et al., 1974). C'est pourquoi, il est important de connaître précisément les variations du niveau marin au cours du temps : une synthèse de ces reconstitutions est présentée, pour les derniers 750 ka. Une attention particulière sera portée sur la reconstitution des variations du niveau marin au cours des derniers 125 ka (dernier cycle glaciaire/interglaciaire) et au cours des derniers 20 ka, correspondant à la dernière déglaciation.

1.3.1. Variations eustatiques depuis les derniers 750 000 ans

Les variations eustatiques peuvent être déduites de la fluctuation du $\delta^{18}O$ contenu dans les tests de foraminifères benthiques et planctoniques (Chappell et Shackleton, 1986 ; Shackleton, 1987, 1990 et 2000 ; Linsley, 1996 ; Corrège et al., 2004 ; De Garidel-Thoron et al., 2005). Ainsi, un faible $\delta^{18}O$ correspond à un interglaciaire et un haut niveau marin (stades isotopiques marins MIS1, MIS3, MIS5, MIS7, MIS9, MIS11, MIS13, MIS15 et MIS17) et inversement, un fort $\delta^{18}O$ correspond à une période glaciaire et un bas niveau marin (stades isotopiques marins MIS2, MIS4, MIS6, MIS8, MIS10, MIS12, MIS14 et MIS16) (fig. 17 et tableau 1).

Tableau 1: Age des stades isotopiques marins (MIS) définis à partir des variations du $\delta^{18}\text{O}$

Stade isotopique marin (MIS)	Age (ka) d'après Waelbroeck et al., 2002 ⁽¹⁾ et Haddad et al., 1993 ⁽²⁾
1	Actuel
2	20 ⁽¹⁾
3	60,5 ⁽¹⁾
4	66,5 ⁽¹⁾
5e	123,875 ⁽¹⁾
6	138 ⁽¹⁾
7c	216,5 ⁽¹⁾
8	249,5 ⁽¹⁾
9c	332 ⁽¹⁾
10	344 ⁽¹⁾
11	407 ⁽¹⁾
12	435 ⁽²⁾
13	480 ⁽²⁾
14	518 ⁽²⁾
15	610 ⁽²⁾
16	625 ⁽²⁾
17	690 ⁽²⁾

Suite aux forages ODP 818B et ODP 817A réalisés sur la marge Nord-Est australienne, une courbe des variations du niveau marin a été publiée et adaptée au Grand Récif Barrière australien jusqu'au MIS 17 (Haddad et al., 1993 ; Dalmasso, 2001). Plus récemment, une reconstitution haute résolution a été établie jusqu'au MIS 11, à partir de la compilation de données coralliennes et la variation du $\delta^{18}\text{O}$, mesurée à partir de foraminifères benthiques (Waelbroeck et al., 2002). La figure 17 constitue la compilation de ces deux courbes et sera utilisée comme référence dans cette étude.

Lors de cycles majeurs, l'amplitude des variations du niveau de la mer semble constante et avoisine les 125 ± 5 m. Les MIS 9 et 5 semblent avoir atteint un niveau proche de

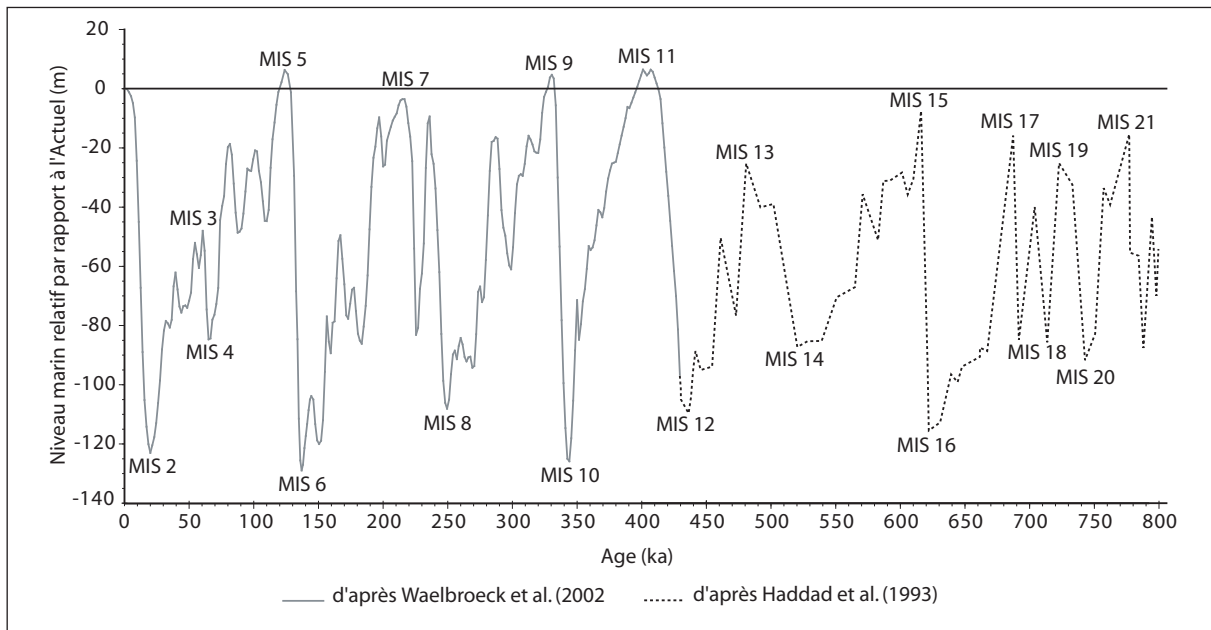


Fig. 17: Variations du niveau marin par rapport à l'Actuel de 800 ka à l'Actuel. Compilation d'après Haddad et al. (1993) et Waelbroeck et al. (2002).

l'Actuel. Selon certains auteurs, le MIS 11 correspondrait le mieux avec l'interglaciaire actuel, en terme d'insolation, d'amplitude et de végétation (Molodkov et Bolikhovskaya, 2002 ; Loutre et Berger, 2003 ; Ruddiman, 2005). En terme de température, les avis sont partagés : certains, à partir de données terrestres, considèrent que le MIS 11 était plus chaud que l'Actuel (Rousseau et al., 1992 ; King et Howard, 2000) alors que les données océaniques indiqueraient que le climat aurait été légèrement plus frais (Oppo et al., 1998 ; Hodell, 2000), voire sensiblement identique (De Garidel-Thoron et al., 2005). Les MIS 3 et 4 s'inscrivent dans la chute du niveau marin depuis le dernier interglaciaire et leur analyse va être développée ci-après.

1.3.2. Variations entre 216,5 ka (MIS 7c) et 20 ka (MIS 2)

Après le haut niveau marin correspondant au MIS 7c, situé entre -18 m et -3 m par rapport à l'Actuel selon les auteurs (Bard et al., 2002 ; Waelbroeck et al., 2002 ; Pirazzoli, 2004), le climat s'engage dans une période glaciaire dont le paroxysme fut atteint il y a 138 ka (MIS 6), lorsque le niveau de la mer se situait à -127 m par rapport à l'Actuel (Waelbroeck et al., 2002).

Par la suite, une rapide remontée eustatique, de l'ordre de 133 m en 14 ka, se produit jusqu'au MIS 5.

1) Le dernier interglaciaire (MIS 5) : de 135 ka à 75 ka

L'analyse détaillée du MIS 5 montre une grande complexité des oscillations eustatiques (Pirazzoli et al., 2004; Potter et al., 2004; Schellmann et al., 2004), il peut être décomposé en cinq sous-stades : trois hauts niveaux (5a, 5c et 5e) et deux bas niveaux (5b et 5d). Le sous-stade 5e est la période au cours de laquelle le niveau de la mer a atteint son maximum. Une courbe synthétique globale a été réalisée par Potter et Lambeck (2004) ; elle sera utilisée comme référence par la suite (fig. 18).

2) Du MIS 4 au dernier maximum glaciaire (MIS 2)

Les MIS 4 et 3 représentent, respectivement, un bas et un haut niveau marin mineur compris entre le dernier interglaciaire (MIS 5) et le dernier maximum glaciaire (MIS 2). La plupart des auteurs s'accordent à dire que le MIS 4 a eu lieu entre 62 et 65 ka mais son amplitude varie significativement selon les auteurs, de -75 m à -108 m par rapport à l'Actuel (Chappell, 2002; Sasaki et al., 2004; Siddall et al., 2003; Waelbroeck et al., 2002).

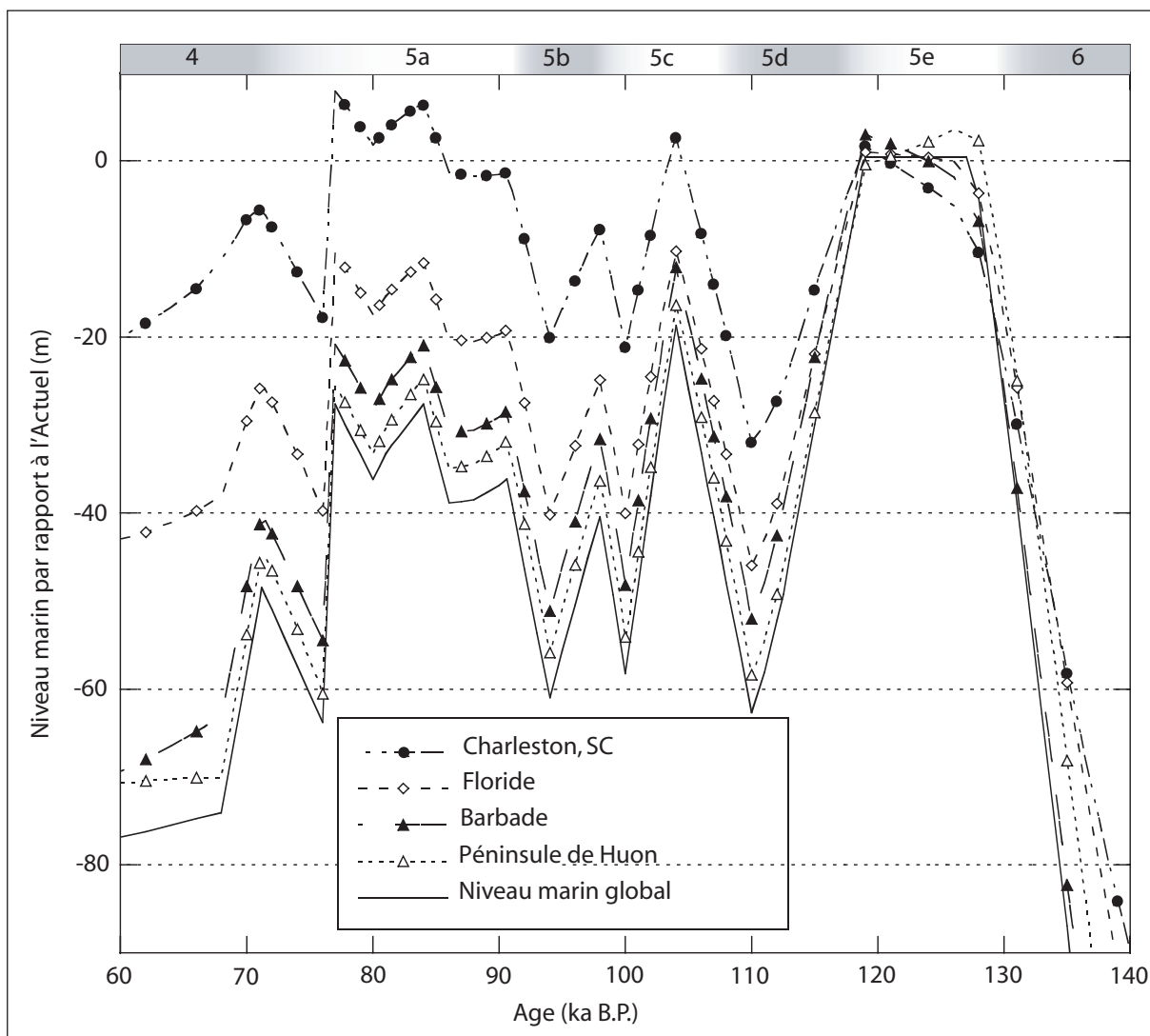


Fig. 18: Variations du niveau marin par rapport à l'Actuel au cours du stade isotopique marin 5, MIS 5 (modifié d'après Potter et Lambeck, 2004).

Le MIS 3, plus largement étudié que le précédent (Voelker, 2002), est enregistré à l'échelle mondiale et permet des reconstitutions de niveaux marins fiables. La courbe synthétique haute résolution publiée par Siddall et al. (2003) (fig. 19) est en accord avec les résultats de Yokoyama et al. (2001) et Chappell (2002) ; ainsi, le niveau marin se situait entre -70 m et -90 m par rapport à l'Actuel, de 50 à 30 ka BP.

A partir de 30 ka, le niveau de la mer chute de -80 m à -130/-145 m environ (Yokoyama et al., 2000 ; Lambeck et al., 2002 ; Siddal et al., 2003). Selon ces auteurs, le volume glaciaire atteint son maximum entre 22 et 19 ka : c'est la dernière période glaciaire correspondant au MIS 2.

1.3.3. Variations eustatiques depuis le dernier maximum glaciaire

1) A l'échelle globale

L'étude de la dernière remontée du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à l'Actuel fait l'objet de très nombreuses études récentes. Les courbes réalisées, par exemple à la Barbade et à Tahiti (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1990a, 1990b et 1996 ; Blanchon et Shaw, 1995), ont mis en évidence deux accélérations dans la remontée du niveau de la mer. Celles-ci seraient liées à deux accélérations de la fonte des calottes glaciaires appelées Melt Water Pulse 1A vers 14 ka B.P. et MWP 1B vers 11 ka B.P. (tableau 2). A ce jour, certains modèles établissent que le MWP 1B serait moins intense que prévu, voire même remis en cause (Okuno et Nakada, 1999). La figure 20 représente la reconstitution de la remontée eustatique depuis le dernier maximum glaciaire, et les vitesses sont synthétisées dans le tableau 2. A ces deux événements, il faut également rajouter l'événement de débâcle de la fin du dernier maximum glaciaire d'il y a 19 ka (Yokohama et al., 2001 ; Montaggioni, 2005).

Dans le Pacifique, entre 5 ka et 1,5 ka B.P., il existe un haut niveau marin relatif situé entre +1 et +3 m ; il serait lié au réajustement hydro-isostatique consécutif à la débâcle glaciaire (Mitrovica et Peltier, 1991 ; Peltier, 1998 et 1999).

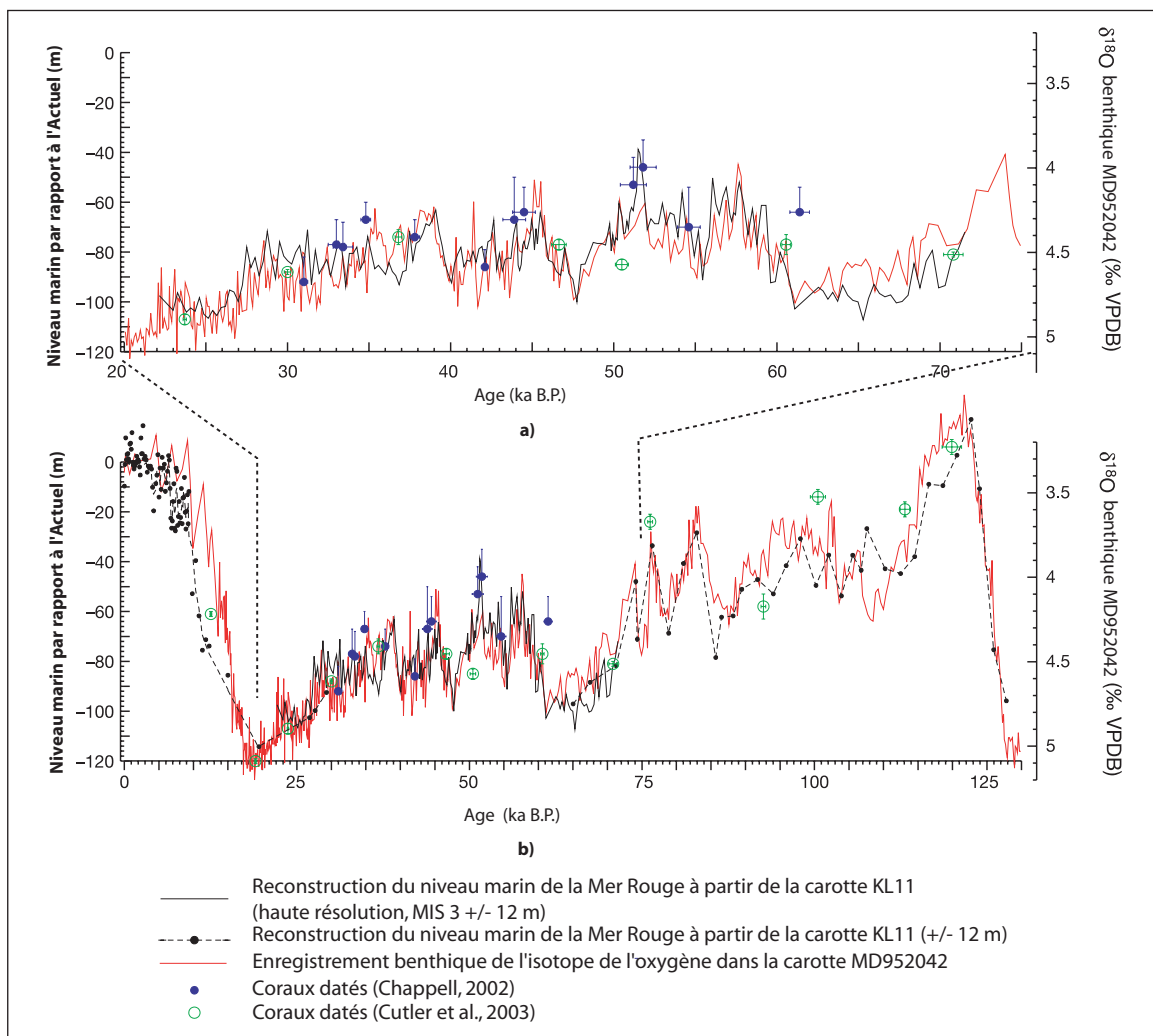


Fig. 19: (a) Reconstruction haute résolution du niveau marin par rapport à l'Actuel entre 75 et 20 ka B.P. établie à partir de la carotte KL 11 réalisée en Mer Rouge. (b) Reconstruction des variations du niveau marin par rapport à l'Actuel au cours du dernier cycle glaciaire interglaciaire (modifié d'après Siddall et al., 2003).

Tableau 2: Vitesse de remontée du niveau de la mer depuis 20 ka.

Lieu	Période (ka)	Vitesse de remontée du niveau de la mer (mm/an)	Auteurs
Barbades	19 – 14,7	De 5,5 à 6	Fairbanks 1989 ; Bard et al., 1990a ; Fleming et al., 1998
	13,5 – 14,5	MWP 1A : 37	
	14,5 – 11,5	8	
	11,5 – 11	MWP 1B: 25	
	11 – 8	9	
Iles de la Sonde	14,7 – 14,2	MWP 1A: 70	Hanebuth et al., 2000 ; Clark et al., 2002
Mayotte	13 – 11,6	Stabilisation	(Zinke et al., 2003)
	11,6 – 9,6	MWP 1B: 19	
	9,6 – 8	9	
	8 – 7	3	
	7 – 2,5	0,9	
	2,5 - Actuel	Stabilisation	
Tahiti	13,8	MWP 1A	Bard et al., 1996

2) En Nouvelle-Calédonie

En Nouvelle-Calédonie, un haut niveau marin relatif holocène initialement observé à +0,15 m vers 5,6 ka B.P. et à +1 m entre 4,4 et 3 ka B.P. (Baltzer, 1970 ; Coudray et Delibrias, 1972) a été réajusté à +1 m vers 5,5 ka B.P. sur la reconstitution faite par Cabioch et al. (1989 et 1995) pour l'Holocène terminal (fig. 21).

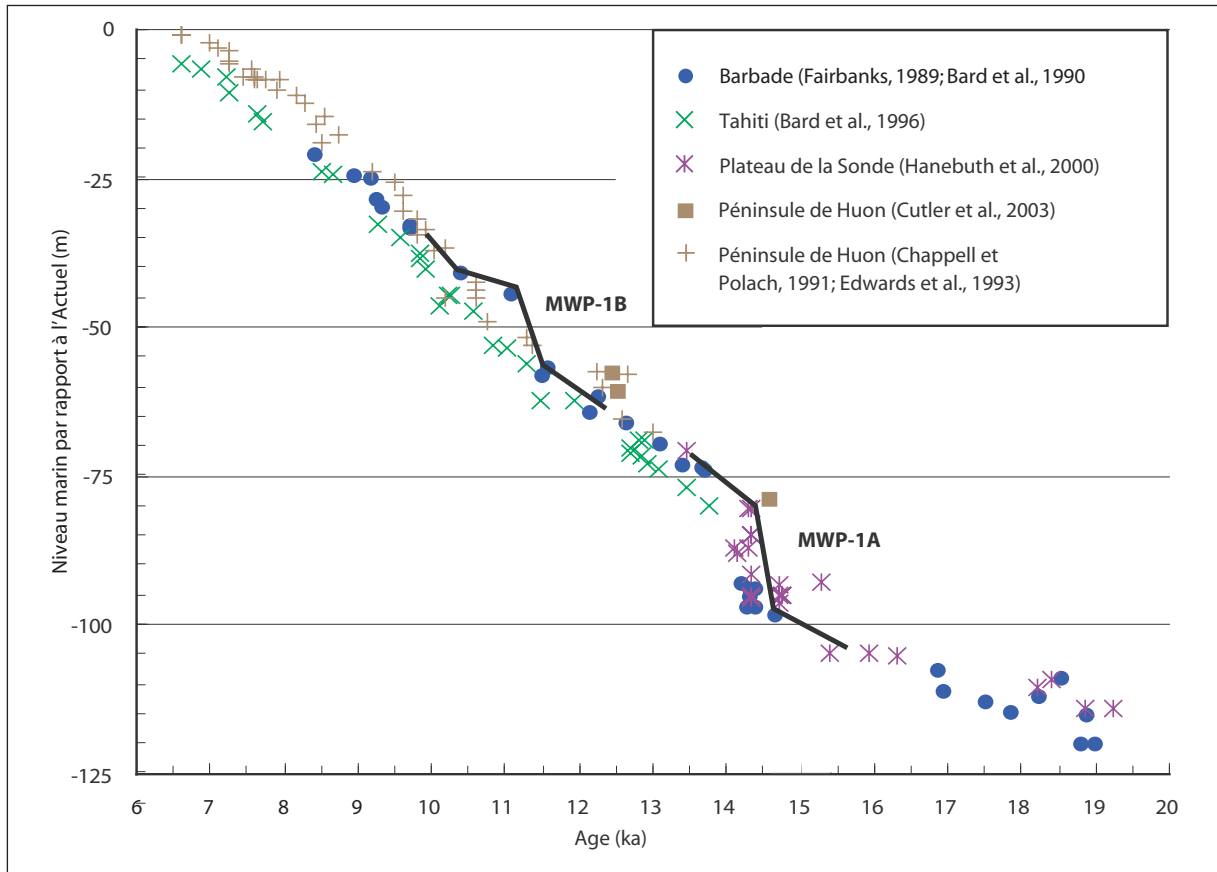


Fig. 20: Variations du niveau de la mer par rapport à l'Actuel depuis le dernier maximum glaciaire (modifié d'après Webster et al., 2004a).

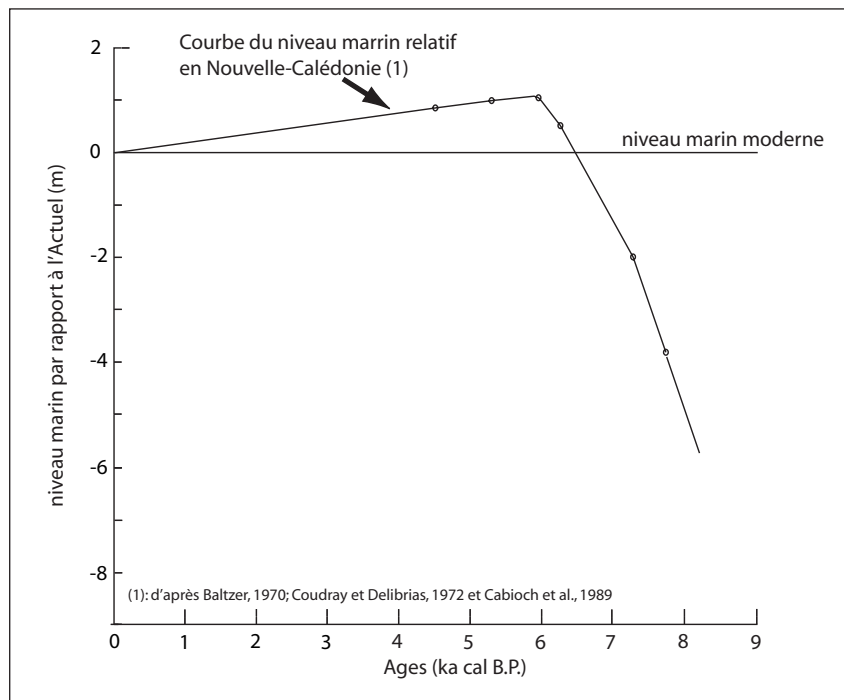


Fig. 21: Variations du niveau marin par rapport à l'Actuel en Nouvelle-Calédonie à l'Holocène (d'après Cabioch et al., 1995).

I.4. Les récifs

I.4.1. Définitions

C'est Darwin (1842) qui proposa, pour la première fois, une classification des récifs et une théorie sur la formation des récifs barrières ; cette théorie fait appel à l'action de la subsidence d'une île volcanique initiale ceinturée par un récif frangeant qui, au fur et à mesure de son enfoncement, s'éloigne de la ligne de côte en créant progressivement un lagon de plus en plus large (fig. 23) : l'enfoncement progressif amène les pointements volcaniques à l'immersion alors que la croissance récifale, continue, maintient une couronne soulignant l'ancien récif frangeant. Au stade ultime, si la croissance récifale n'arrive plus à compenser l'enfoncement de plus en plus rapide de l'ensemble, on aboutit au mont sous-marin.

Selon Cumings (1932), les récifs peuvent être répartis en biohermes ou en biostromes. Les premiers correspondent à des bioconstructions en forme de lentille ou de dôme, entourées de dépôts bioclastiques. Les seconds sont des bioconstructions, en bancs plus ou moins continus, ne créant pas de relief très marqué.

Pour James (1983), la plupart des récifs actuels, qu'ils soient algo-coralliens, algaires ou à gastéropodes, sont des récifs écologiques, à structure rigide, résistant à l'action des vagues et composés d'organismes à squelette plus ou moins coalescent.

Montaggioni (2000), quant à lui, propose qu'« *un récif est une anomalie topographique, en surélévation par rapport au fond environnant, et capable de résister à l'action des vagues de tempête. Il correspond soit à un édifice massif à trame solide, capable de croître en milieu de haute énergie, et qui résulte de l'activité d'organismes à squelette généralement calcaire (récif stricto sensu), soit à un édifice lenticulaire induit par la rétention et/ou la lithification de sédiments carbonatés hétérométriques à la périphérie d'organismes épais, fixés dans des milieux de moyenne à basse énergie (monticule boueux récifal).* »

Pour les biologistes, l'écosystème récifal est une mosaïque complexe de populations interactives d'organismes dominées par les coraux constructeurs, l'ensemble formant une anomalie topographique.

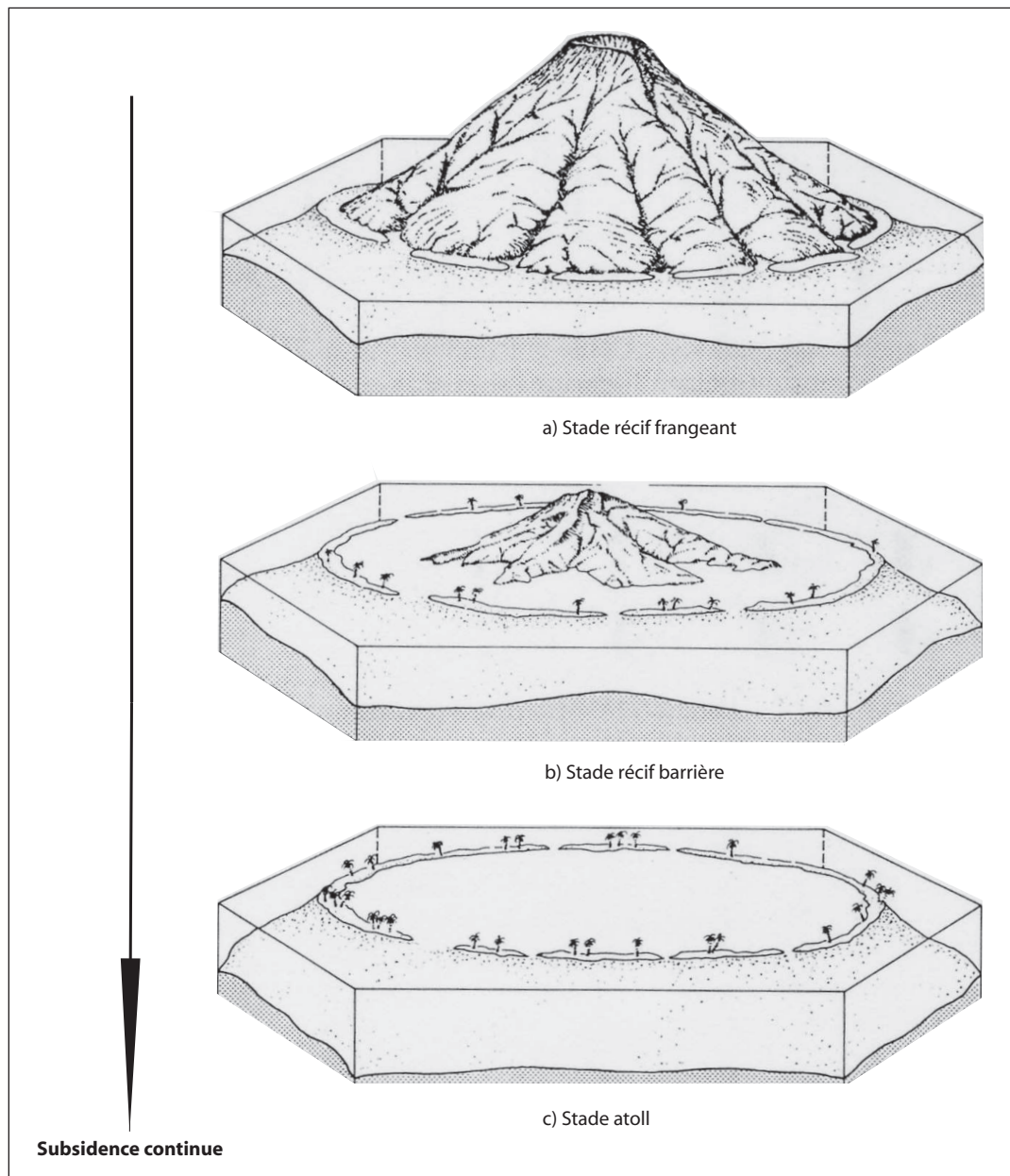


Fig. 22: Le modèle classique de subsidence de Darwin (1842) tel qu'il fut pour la première fois illustré par Davis (1928) (modifié d'après Hopley, 1982).

La distribution des récifs coralliens est sous la dépendance de la température de l'eau de mer (entre 18° et 36 °C avec un optimum entre 25° et 29°C), de la salinité (de 35-36 ‰ à 40 ‰), mais aussi de l'oxygénation, de l'agitation et de la turbidité de l'eau (Montaggioni, 2000).

Les constituants majeurs des récifs sont les coraux qui sont formés de polypiers associés à des algues symbiotiques photosynthétiques, les zooxanthèles, qui jouent un rôle important dans la production de carbonate de calcium. Cette association symbiotique limite ainsi la profondeur de développement des coraux dont la répartition s'établit généralement entre 0 et -40 m de profondeur, même si, parfois, on peut en retrouver au-delà (Hopley, 1986; Veron, 1986).

Le long d'un transect partant de l'océan ouvert vers le lagon, on distingue les zones suivantes: la pente récifale profonde, la pente récifale supérieure, la crête algale, le platier et l'arrière récif.

I.4.2. Les récifs coralliens : excellents marqueurs eustatiques et de mouvements verticaux

Lors des variations du niveau marin, les récifs coralliens vont adopter différentes stratégies de croissance lors des transgressions marines en fonction de l'espace d'accommodation (James et Bourgue, 1992 ; Montaggioni, 2000), du taux de croissance récifale et de la vitesse de remontée du niveau de la mer.

Il a été défini trois modes de croissance récifale tenant compte de leur position par rapport à la surface de la mer, notamment lors de sa remontée (Davies et Montaggioni, 1985 ; Neumann et Macintyre, 1985).

La croissance dite de maintien (ou keep-up), est caractérisée par des assemblages biologiques de milieux peu profonds indiquant que le récif suit de très près le niveau de la mer, lors de sa remontée. Dans la configuration de croissance dite de rattrapage (ou catch-up), le récif observe un délai dans sa croissance avant de rattraper le niveau marin ; les assemblages biologiques caractérisant cette croissance sont constitués d'organismes d'environnements relativement « profonds » à peu profonds. On parle de stratégie de décrochement (ou give-up) lorsque le récif n'est plus capable de suivre la remontée du niveau marin et qu'il s'approfondit peu à peu ; cela se caractérise par des

assemblages caractéristiques de milieux de plus en plus profonds. Lorsque la profondeur atteinte ne permet plus aux coraux de croître, le récif meurt et « s'ennoe » (Neumann et Macintyre, 1985).

Les récifs vont donc adapter leur mode de croissance en fonction des variations du niveau marin ; l'analyse de la structure interne d'un récif peut ainsi apporter des informations sur les modalités de variations du niveau de la mer (Cabioch, 1988, 1995 et 1999c).

I.4.3. Les récifs de la Grande Terre et ses lagons

Les plus vieux coraux signalés en Nouvelle-Calédonie datent de l'Eocène (Chevalier et al., 1971) mais ce n'est qu'à partir du Miocène moyen que l'édification récifale débute vraiment, comme le montrent les affleurements de la région de Népoui (Routhier, 1953 ; Coudray, 1975).

Les récifs néo-calédoniens, édifiés principalement au cours des derniers interglaciaires quaternaires, peuvent être classés en six grands ensembles inégalement étudiés : les récifs soulevés, les récifs frangeants, les récifs lagunaires isolés, les récifs barrières, les bancs récifaux et les atolls. Les deux premiers vont être présentés dans ce chapitre, ainsi que succinctement les récifs barrières sur lesquels je reviendrai plus tard dans la suite de ce travail. Les lagons seront également présentés.

1) Les récifs soulevés

L'étude des récifs soulevés de la Grande Terre (Launay et Récy, 1970 et 1972; Coudray et Delibrias, 1972 ; Bernat, 1976, Cabioch et al., 1996), de l'île des Pins (Routhier, 1953 ; Gaven et al., 1979 ; Launay, 1985) ou des Iles Loyauté (Dubois et al., 1973 et 1975 ; Marshall et Launay, 1978) a permis d'analyser les variations du niveau de la mer et les mouvements néotectoniques à l'échelle locale grâce à la datation de coraux qu'ils renferment.

Les récifs soulevés de la Grande Terre se situent principalement dans l'extrême Sud-Est de l'île, à Yaté, mais aussi et en moindre proportion à Hienghène, au Nord-Est de l'île, où deux encoches marines superposées sont observées entre +1,5/+4 m et +9/+13 m et dans lesquelles des coraux fossiles sont présents (Launay et Récy, 1972, Cabioch et al., 1996). Sur la base d'une comparaison avec des encoches situées à Yaté entre +1 et +3 m, Cabioch et al. (1996) attribuent au système d'encoche inférieure présent à Hienghène un âge mi-Holocène. Pour ces mêmes auteurs, l'encoche supérieure de Hienghène peut être rattachée au dernier haut niveau marin, il y a 125 ka. A Yaté, le sommet du récif soulevé se situe à +10 m et la

datation de quelques organismes qu'il contient permet de le rattacher au dernier interglaciaire (Cabioch et al., 1996).

2) Les récifs frangeants

La distribution des récifs frangeants diffère entre la côte Ouest et la côte Est de la Grande Terre. Le long de la côte occidentale, ils sont discontinus et relayés occasionnellement par des côtes rocheuses, des mangroves, des deltas sableux ou des plages sableuses à caillouteuses. Les récifs frangeants de la côte orientale, quant à eux, sont ininterrompus excepté à l'embouchure des fleuves ; les platiers y sont subhorizontaux et larges de 100 à 300 m (Coudray, 1976).

Les récifs frangeants de la Grande Terre ont fait l'objet de plusieurs travaux et peuvent être classés en deux types (Cabioch, 1988 ; Cabioch et al., 1995 et 1996).

Les récifs de haute énergie sont généralement larges de 250 à 1000 m et sont caractéristiques de la côte Sud-Est, soumise à la houle générée par les alizés de Sud-Est. Ils peuvent être subdivisés en trois zones, du front récifal vers le littoral. Le platier récifal externe sub-affleurant est principalement recouvert de débris coralliens et d'algueraies. Le platier interne est caractérisé par de petits chenaux occupés par des assemblages de macrophytes associés à des coraux branchus et des micro-atolls de *Porites*. La zone la plus interne est définie par la présence d'herbiers isolés, remplacés en amont par de la mangrove.

Les récifs de basse énergie, protégés de la houle par le récif barrière, le long de la côte Ouest, n'excèdent pas 600 m de large. La pente externe présente des assemblages de coraux vivants dont l'abondance décroît avec la profondeur, laissant ensuite place à des sédiments. Le platier externe est construit de coraux branchus (*Acropora* sp.), de *Porites* sp. et d'Octocoralliaires. Le platier interne est formé par accumulation de débris coralliens colonisés par des chlorophytes (*Halimeda*), des herbiers et quelques micro-atolls de *Porites* isolés. Quant à leur structure interne, l'étude des forages réalisés dans ces récifs a montré qu'ils se composent de deux unités récifales rattachées au Pléistocène, pour l'unité inférieure, et à l'Holocène pour l'unité supérieure (Cabioch, 1988 ; Cabioch et al., 1996). Le substrat pré-Holocène localisé entre -13 m et -3 m a été inondé vers 8 ka B.P. (Cabioch et al., 1995). Il apparaît aussi clairement un diachronisme Nord-Sud dans la phase d'installation récifale holocène. Les récifs du Sud de la Grande Terre se seraient en effet mis en place avant ceux du Nord : avant 5 ka B.P. au Sud, contre 4,2 ka B.P. au Nord (Cabioch et al., 1995). Pour ces auteurs, l'hypothèse la plus plausible serait que les substrats karstiques soient colonisés plus vite que les substrats non carbonatés.

3) Le récif barrière

Le récif barrière de Nouvelle-Calédonie, le second au monde après le Grand Récif Barrière australien, a été très peu étudié en terme de morphologie et de développement.

Les premières données sur la morphologie des pentes externes de la barrière ont été rapportées par Chambeyron (1875) ; il notait que « *le récif n'affleure que sur une bande large de quelques centaines de mètres, découverte aux marées les plus basses, avant de tomber très rapidement à plusieurs centaines de mètres de profondeur* » (fig. 23). Au cours des différentes expéditions financées par la fondation Singer-Polignac de 1960 à 1980, une esquisse de la morphologie de cette ceinture récifale fut dressée en certains points des pentes externes (Taisne, 1965), en particulier dans les récifs du Sud et de la côte Est (Guilcher, 1965) (fig. 23).

La structure interne du récif barrière fut, pour la première fois, étudiée à partir d'un forage réalisé sur l'îlot Ténia, le long de la côte Ouest (Avias et Coudray, 1967 ; Coudray, 1975 et 1976). Par la suite, d'autres forages ont été entrepris sur les côtes Ouest et Est : à l'îlot Amédée (Lecolle, 1991 ; Cabioch et al., 1996 ; Cabioch et al., 1999b ; Payri et Cabioch, 2004), de nouveau sur l'îlot Ténia, sur l'îlot Vert (Cabioch, 1988 ; Degaugue – Michalski, 1993), sur l'îlot Kendec (Cabioch et al., 1998, rapport de mission) et enfin pour la côte Est sur l'îlot Bayes (Cabioch et al., 2002, rapport de mission).

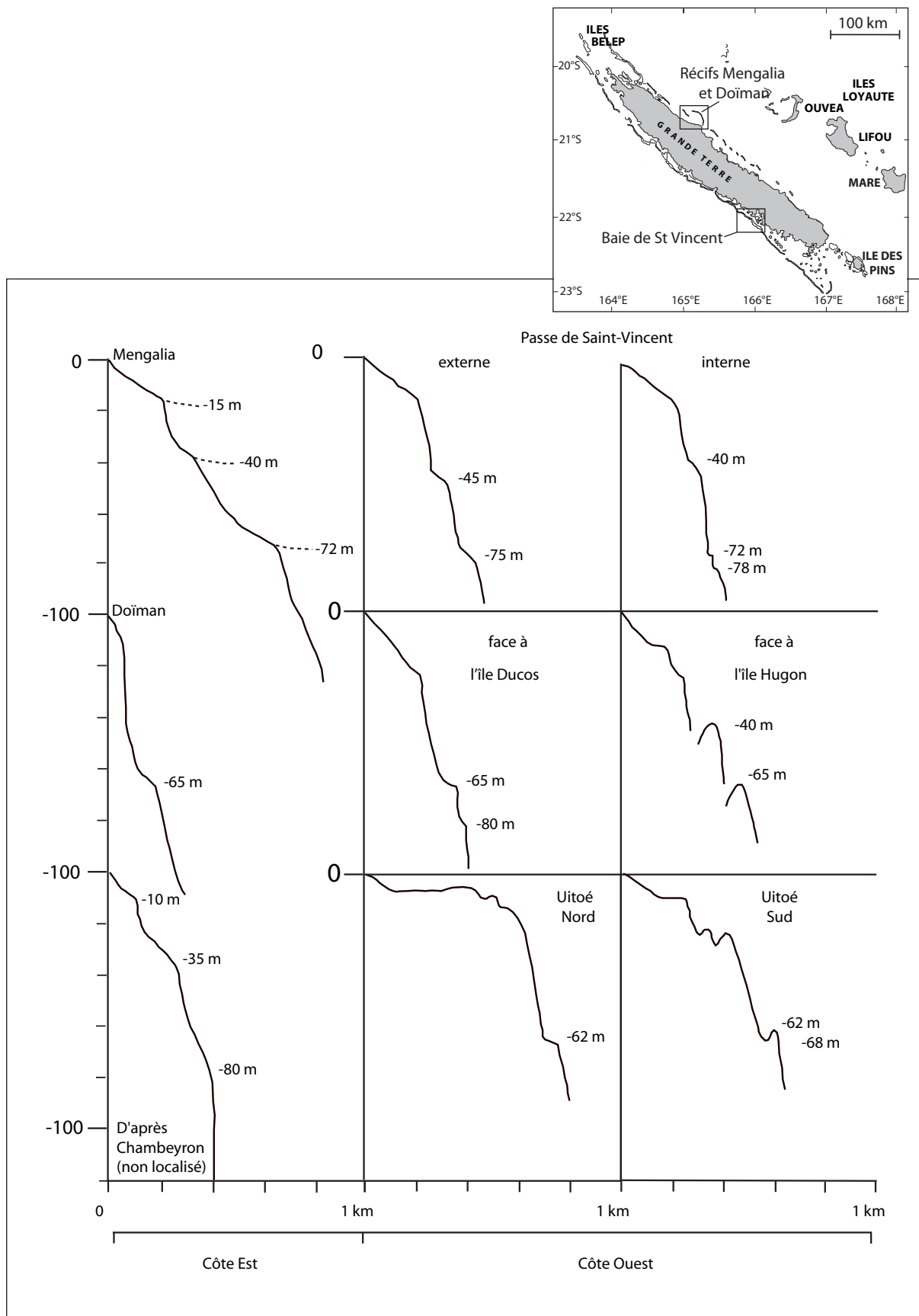


Fig. 23: Premiers profils bathymétriques réalisés le long des pentes externes du récif barrière de Nouvelle-Calédonie (d'après Taisne in Coudray, 1976).

4) Les lagons

La ligne de côte de la Grande Terre est séparée du récif barrière par un lagon de largeur et de profondeur variables. Il s'avère être un des plus grands lagons du monde : 31 à 42 km de large dans le lagon Nord, absent face à Bourail, 17 km de large face à Nouméa, 65 km de large dans l'extrême lagon Sud, 9 à 13 km de large le long de la côte Est et quasi absent face à Touho et face à l'embouchure de la Ouaième (au Nord de Hienghène).

Plusieurs études ont été menées au large de Touho (Guilcher, 1965 ; Coudray, 1976), le long de la côte Est (Chevillon, 1997), dans le grand lagon Nord (Chevillon et Clavier, 1988), le long de la côte Ouest et dans le lagon Sud Ouest (Guilcher, 1965 ; Launay, 1972 ; Dugas, 1974a et b ; Dugas et Debenay, 1980 ; Debenay, 1985, 1986, 1987 et 1988a et b ; Chevillon, 1996 ; Lafoy et al., 2000 ; Chevillotte et al., 2005). Jusqu'à présent, pratiquement aucune étude intégrée n'a permis de comprendre la formation du lagon de manière précise ; de ce fait, ne seront évoquées ici que la nature des remplissages sédimentaires ainsi que la synthèse des études structurales menées dans le lagon Sud-Ouest, au large de Nouméa.

4-1 Le remplissage des lagons

4-1-1 Le Grand Lagon Nord

Le Grand lagon Nord est recouvert de boues carbonatées d'origine organique sur les fonds de -60 à -30 m (milieu du lagon) et sur les fonds inférieurs à -20 m (abords des baies côtières). C'est le faible hydrodynamisme plutôt que la profondeur qui régirait la distribution de ces sédiments (Chevillon et Clavier, 1988).

4-1-2 Le lagon de la côte Est

Les sédiments de la côte Est ont une origine terrigène et carbonatée. La nature terrigène des sédiments est décroissante vers le large (Chevillon, 1997). Un second gradient apparaît de manière plus discrète avec l'augmentation du pourcentage d'éléments terrigènes vers le Nord. Chevillon (1997) interprète ceci par le fait que le débit annuel des rivières est plus important dans la moitié Nord du lagon alors que, dans la moitié Sud, la présence de barres deltaïques obture au moins partiellement l'embouchure des rivières. Les chenaux profonds reliant passes et estuaires constituent des aires de piégeage et d'accumulation des sédiments fins, d'origine terrigène (côtière) et carbonatée (récifale ou benthique). Ceci pourrait être le reflet des bilans courantologiques entrant, à dominance carbonatée, ou sortant, à dominance terrigène (Chevillon, 1997).

Du point de vue sédimentologique, une zonation très nette est observée. La première zone, côtière et riche en mollusques, est caractérisée par des sédiments très faiblement à moyennement carbonatés et très fortement à moyennement envasés. La seconde zone regroupe les sédiments à foraminifères et rend compte de l'influence du récif barrière. Des lithoclastes terrigènes sont présents dans le lagon de la côte Est (Chevillon, 1997).

4-1-3 Le Grand Lagon Sud et Sud-Ouest

Les premières études de sédimentologie du lagon Sud-Ouest ont été menées dans le cadre de la mission financée par la Fondation Singer-Polignac (Guilcher, 1965). Les dépôts sédimentaires sont constitués de boues, de sables et de débris coralliens (Dugas, 1974). Les sables coralliens se trouvent en arrière des récifs ou sur les plages modernes alors que les sables non carbonatés forment des barres à l'embouchure des rivières (Dugas, 1974 ; Debenay, 1987). Trois provinces sédimentaires ont été définies (Debenay, 1986). Dans les baies côtières, les sédiments sont mal classés et d'influence continentale. Dans la zone la plus distale, en arrière du récif barrière, les sédiments sont exclusivement bioclastiques et bien classés. La zone intermédiaire est constituée de vases sableuses à débris coquilliers (Debenay, 1986). Le taux de sédimentation moderne, calculé pour le lagon Sud-Ouest, est en moyenne de 0,34 mm /an (Ambatsian et al., 1997) ; cette valeur se rapproche du taux de 0,5 mm an calculé en baie de Dumbéa par Launay (1972).

Le lagon Sud-Ouest est parsemé de récifs isolés émergés, de terrasses lagonaires peu profondes et de platiers récifaux isolés et recouverts à marée haute comme l'îlot Signal, l'îlot Goéland, l'îlot Larégnère, les quatre bancs de l'Ouest ou bien encore l'îlot Amédée. Ces îlots et récifs se répartissent sur des rides orientées N130°E (Lafoy et al., 2000 ; Chevillotte et al., 2005). Par contre, dans l'extrémité Sud, les récifs isolés et les terrasses lagonaires sont répartis de manière moins structurée. La plupart des récifs actuels se sont développés sur d'anciens récifs pléistocènes (Cabiocch et al., 1988, Cabiocch et al., 1995 ; Castellaro et al., 1999).

4-1-4 Synthèse

Les sédiments constituant le fond des lagons ont une double origine, terrigène et carbonatée. Les éléments terrigènes sont marginaux dans le lagon Sud Ouest (uniquement dans les baies côtières) et absents dans le lagon Nord ; on les retrouve surtout le long de la côte Est avec une concentration croissante vers le Nord. Les sédiments carbonatés sont trouvés sous forme de vase dans les zones médianes des lagons ou sous forme de débris bioclastiques en arrière des récifs. Les lagons sont parsemés de récifs coralliens qui peuvent

s'aligner sur des rides, notamment dans le lagon Sud-Ouest et probablement dans le lagon Nord Est, face à Hienghène.

4-2 La structuration du lagon : exemple du lagon Sud-Ouest calédonien

D'une superficie d'environ 2000 km², d'une profondeur moyenne de -17,5 m (Douillet, 1998) et d'une largeur croissante du Nord vers le Sud (de 8 km au Nord à 60 km dans l'extrême Sud), le lagon Sud-Ouest a été le plus étudié depuis les années 1980, compte tenu de sa proximité avec Nouméa. Ce lagon d'une morphologie assez plane est incisé par de grandes vallées sous-marines pouvant atteindre, au niveau des passes, des profondeurs de l'ordre de -70 m. Ces chenaux ont été interprétés comme s'étant formés en milieu aérien au cours de la dernière période glaciaire (Avias, 1959 ; Dugas, 1974 ; Debenay, 1987 ; Chevillotte et al., 2005).

C'est grâce à quelques études de sismique réflexion que la structure du lagon a pu être révélée en quelques points, notamment au niveau des passes (Dugas et al., 1980 ; Lafoy et al., 2000). Ces auteurs ont reconnu quatre unités, séparées par trois discontinuités qui sont interprétées, par corrélation avec le forage Ténia (Coudray, 1976), comme trois surfaces d'émersion. L'unité basale correspondant au socle acoustique pourrait être, selon Dugas et al. (1980), des péridotites, des basaltes ou encore des latérites. Dugas et al. (1980) indiquent que l'unité développée au cours du dernier interglaciaire s'épaissit vers l'Est et le Sud de l'île Ouen, et ils concluent à un affaissement du substratum vers le Sud-Est entre l'Eocène supérieur et l'Holocène. Lafoy et al. (2000), quant à eux, proposent que la divagation des paléo-chenaux de Dumbéa et Boulari et la dissymétrie des remplissages sédimentaires sont contrôlés par des failles normales anciennes.

Récemment, une compilation des données bathymétriques du SHOM (sondages classiques du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) sous la forme d'un modèle numérique de terrain dans le lagon Sud Ouest a permis la mise en évidence de deux paléo-réseaux hydrographiques : un drainage longitudinal s'écoulant vers le Sud-Est précédant un écoulement transverse, plus récent, qui recoupe le récif barrière de façon perpendiculaire (Chevillotte et al., 2005). Ces auteurs suggèrent que le contrôle de cette capture peut être induit par des mouvements tectoniques récents (fig. 24).

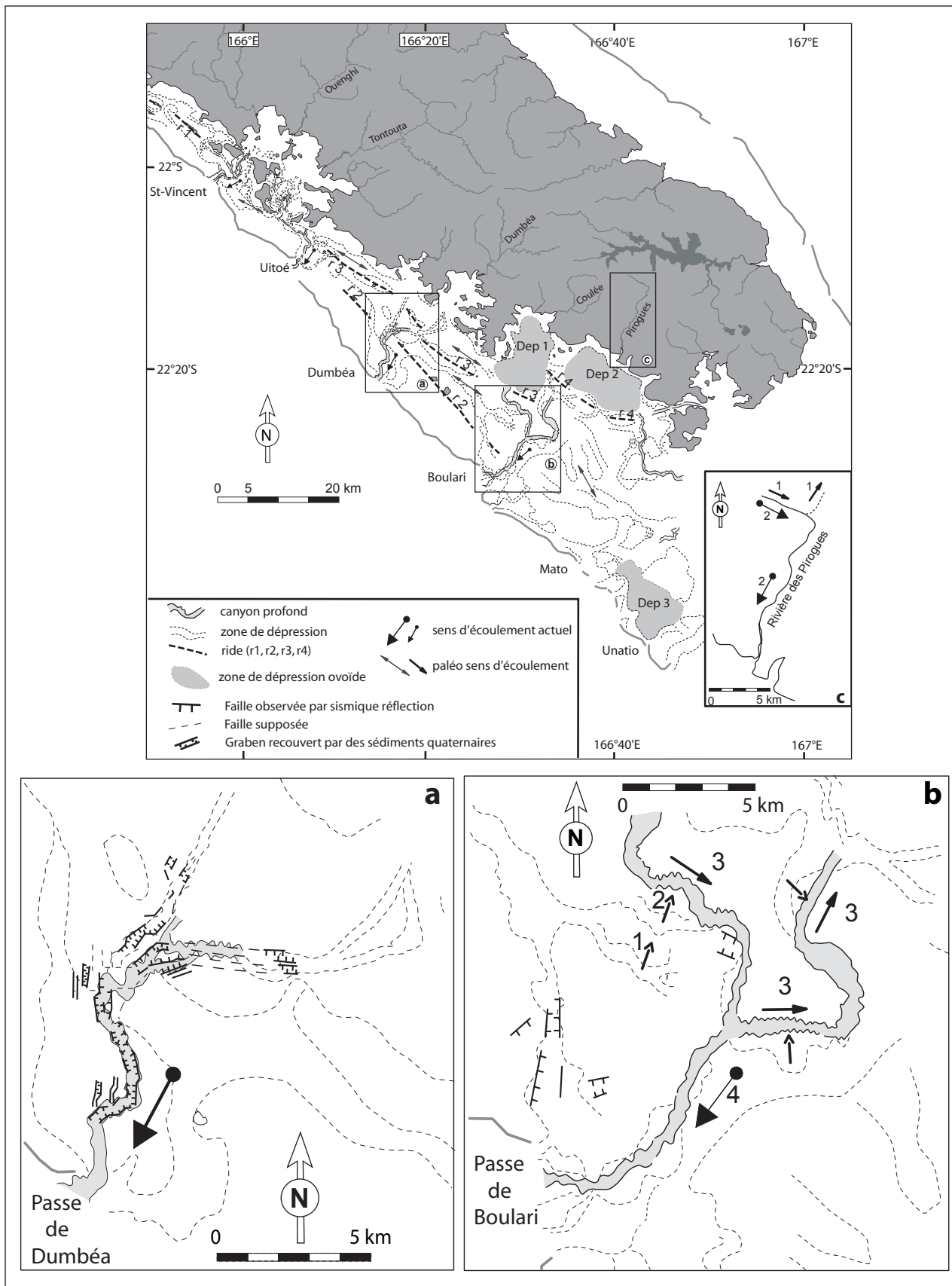


Fig. 24: Interprétation morphologique du paléo-réseau hydrographique lors de l'émergence du lagon et structuration des passes de Dumbéa (a) et de Boulari (b) (modifié d'après Lafoy et al., 2000 ; Chevillotte et al., 2005).

1.5. Synthèse

La Nouvelle-Calédonie possède l'un des plus vastes et plus complexes systèmes coralliens au Monde, que ce soit au niveau des récifs frangeants, des récifs barrières ou bien des récifs soulevés. L'interaction entre la néotectonique et l'eustatisme quaternaire a contribué au développement de ces complexes récifaux. La morphologie des pentes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie n'a fait l'objet jusqu'à ce jour d'aucune étude. Le travail présenté dans le cadre de cette thèse constitue la première étude morphologique et sédimentologique d'un récif barrière dans son ensemble. Un des objectifs est de comprendre le rôle des variations glacio-eustatiques et de la néotectonique en distension sur la morphologie de la barrière. Comme cela a été ponctuellement réalisé le long des pentes externes du GRBA et sur les plates-formes immergées du Golfe de Huon, je proposerai également une typologie des faciès sédimentologiques de ces pentes.

Partie II :
Matériel et méthodes

PARTIE II. MATERIEL ET METHODES	67
II.1. Morphogenèse des marqueurs du niveau marin	68
II.1.1. Les encoches marines	69
II.1.2. Les terrasses marines formées par des bioconstructeurs.....	71
II.1.3. Les terrasses marines formées par abrasion.....	71
II.2. Acquisition et traitement des données bathymétriques	72
II.3. Acquisition et analyse des échantillons de dragages.....	74
II.3.1. Acquisition des échantillons par dragages.....	74
II.3.2. Descriptions et analyses.....	74

Partie II. Matériel et méthodes

Le travail que je présente dans ce mémoire s'appuie sur une analyse de données bathymétriques multi-échelle, acquises par sondeur multifaisceaux et une analyse sédimentologique d'échantillons récupérés au moyen de dragages réalisés en quelques points des pentes externe de la barrière néo-calédonienne.

L'analyse bathymétrique a été menée à trois échelles. Celle de l'ensemble des marges a été réalisée à partir des données bathymétriques acquises, lors des programmes ZoNéCo, par sondeur multifaisceaux SIMRAD EM12 (cf. *infra*), compilées en deux feuilles (échelle 1/500000, isocontours 50 m) ; cette première analyse vise à établir un schéma morpho-structural permettant d'appréhender la tectonique extensive post-Eocène supérieur des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie, dans son ensemble, jusqu'aux bassins adjacents.

Deuxièmement, la morphologie des pentes supérieures des marges, entre -20/-40 m et -1000 m, est décrite à partir des données bathymétriques acquises par sondeur multifaisceaux SIMRAD EM1002, lors des campagnes à la mer réalisées sous l'égide des programmes internes à l'IRD et du programme ZoNéCo (cf. *infra*), compilées en soixante-quatorze feuilles (échelle 1/125000, isocontours 20 m) ; un second schéma structural sera proposé.

Troisièmement, une analyse bathymétrique, focalisée entre -20/-40 m et -400 m, vise à identifier des marqueurs d'anciens niveaux marins. La répartition géographique de ces marqueurs tout le long de la barrière ainsi que leur présence à diverses profondeurs traduiraient l'influence des variations du niveau de la mer sur l'édification de la barrière ; l'étude de l'évolution verticale et spatiale d'un de ces marqueurs a pour objectif d'étudier le contrôle de la tectonique quaternaire sur la structuration de ce récif. Pour ce faire, les données bathymétriques acquises par le sondeur multifaisceaux EM 1002 sont représentées sous forme de soixante-dix cartes bathymétriques haute résolution (dont soixante-quatre au 1/5000, cinq au 1/20000 et une au 1/10000 comportant des isobathes tout les 2 m). Ces cartes ne recouvrent pas l'ensemble des pentes externes mais seulement les zones où les terrasses sommitales sont présentes et où elles ne risquent pas d'être affectées par des effondrements gravitaires. La morphologie et la

profondeur des terrasses marines sont décrites à partir de quatre vingt dix-neuf coupes bathymétriques ; les profondeurs de terrasses correspondent à leur limite inférieure.

L'interprétation se base sur l'identification 1) des pentes originelles non érodées, telles que des glacis, 2) des figures d'érosion, comme les canyons et les effondrements, 3) des plates-formes et escarpements et 4) d'anciennes lignes de rivages, telles que des terrasses marines ou des encoches. Une attention plus particulière sera portée sur l'orientation des canyons et des escarpements transverses car ils peuvent être l'expression de surfaces de failles.

L'analyse sédimentologique a été menée sur l'ensemble des échantillons récoltés lors de cinquante-six dragages réalisés à proximité de sites de forages et répartis le long de l'ensemble de la barrière récifale afin de connaître la nature lithologique des pentes externes de cette barrière, et plus particulièrement au niveau des terrasses marines. Le détail des descriptions et des analyses effectuées sur les échantillons est explicité dans un paragraphe suivant.

La stratigraphie des différents forages, réalisés sur ou en arrière de la barrière occidentale, sera comparée avec la succession verticale des terrasses marines afin d'en proposer la chronologie.

Du couplage des interprétations cartographiques et sédimentologiques, il résultera une meilleure compréhension d'une part, de la nature lithologique des pentes sommitales des marges et d'autres part, des processus dont découle la morphologie actuelle des pentes.

Dans un premier chapitre, les différents marqueurs de niveaux marins choisis dans le cadre de cette étude vont être introduits. Par la suite, l'acquisition et le traitement des différentes données étudiées dans le cadre de ce travail seront présentés dans les deuxième et troisième chapitres.

II.1. Morphogenèse des marqueurs du niveau marin

La zone littorale peut être décomposée en trois sous-ensembles. De l'amont vers l'aval, on rencontre la zone supratidale ou supralittorale qui n'est jamais submergée, la zone intertidale ou eulittorale correspondant à la zone de battement des marées et d'action des vagues, et la zone infratidale ou infralittorale, définie depuis la limite des basses mers jusqu'à -25 m à -50 m selon la transparence de l'eau (Pirazzoli, 1996).

La signature morphologique du niveau marin sur un bâti karstique peut être érosive, dépositionnelle ou constructionnelle. Les marqueurs de niveaux marins se situant dans la zone intertidale, étudiés dans le cadre de ce travail, correspondent aux encoches, aux terrasses marines en construction et en abrasion.

II.1.1. Les encoches marines

Une encoche marine correspond à « *une indentation de plusieurs centimètres à plusieurs mètres de profondeur laissée par l'érosion marine le long de côtes rocheuses ; elle constitue un indicateur du niveau marin d'autant plus précis que la roche est soluble, le marnage est faible, le site est protégé des vagues, l'encaissant est très penté et la zone tectoniquement stable* » (Pirazzoli, 1976 et 1986).

Les encoches peuvent être classées en trois catégories : les encoches de dissolution, de bioérosion et d'abrasion. Les encoches de dissolution se développent surtout sur roches calcaires, volcaniques ou limoneuses (Emery, 1962 ; Guilcher et al., 1962 ; Guilcher et Bodéré, 1975) ; leur origine est liée à la dissolution de l'encaissant par les eaux douces en région tropicale (Mac Fadyen, 1930 ; Umbgrove, 1939 ; Wentworth 1939 ; Fairbridge, 1952 ; Guilcher, 1952 et 1953 ; Kaye, 1957 et 1959 ; Emery, 1962 ; Machida et al., 1976 ; Pirazzoli, 1976 ; Flemming, 1978 ; Higgins, 1980) ou sur des côtes arides, comme en Mer Rouge (Guilcher, 1955). Les encoches de bioérosion se forment par abrasion de la paroi de l'encaissant par les poissons ou organismes perforateurs venant directement brouter les algues fixées (Pirazzoli, 1986). Les encoches d'abrasion sont, quant à elles, façonnées par l'action érosive des vagues (encoche de vague ou « surf notch ») ou le battement des marées (encoche tidale) (Pirazzoli, 1996) ; elles constituent de ce fait un excellent marqueur de niveau marin. On retrouve les encoches tidales surtout dans les sites protégés des vagues ; leur développement augmente avec l'amplitude du marnage et lorsque la falaise n'est pas verticale (Pirazzoli, 1986). Les encoches de vague se rencontrent à proximité des sites exposés à la houle, souvent au-dessus du niveau des hautes mers. Elles sont caractérisées par la présence de banquettes de ressac (fig. 25) appelées « surf bench », situées en contrebas (Pirazzoli, 1986). Lorsque l'agitation de l'eau augmente, la hauteur de l'encoche augmente et des incrustations organiques peuvent se développer sur le plancher de l'encoche, protégeant le substrat et, de ce fait, jouant un rôle inhibiteur sur l'érosion.

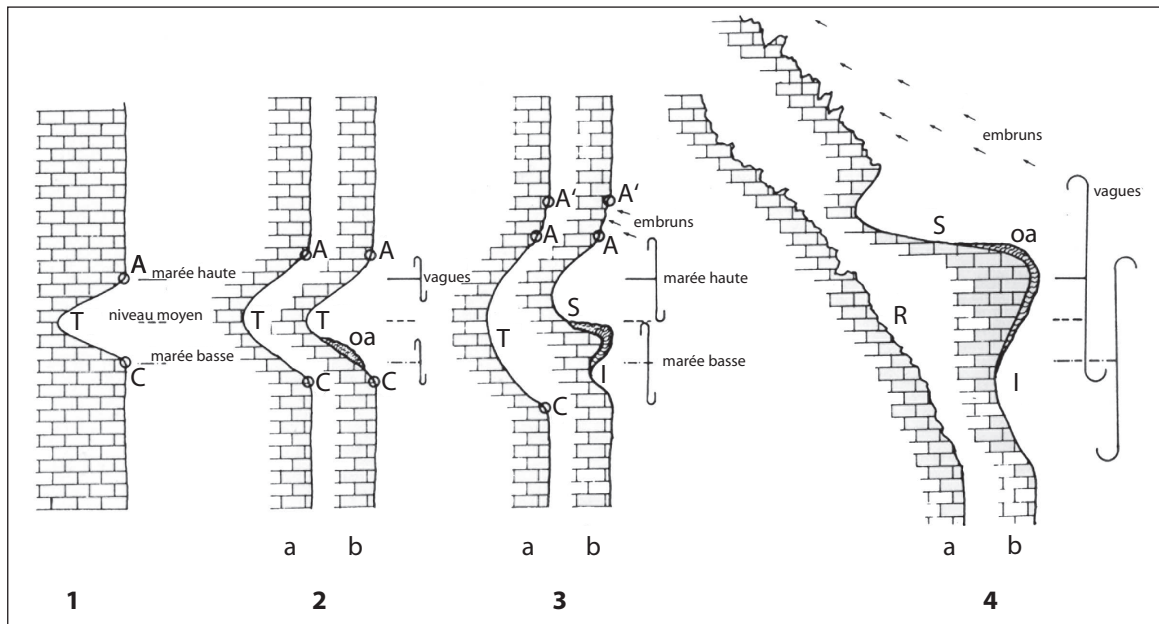


Fig. 25: Variations morphologiques des profils d'encoches marines en fonction de l'exposition du site: 1: très protégé; 2: modérément protégé; 3: modérément exposé; 4: très exposé
a: profil sans développement organique (oa); b: profil avec développement organique.
T: encoche tidale; S: encoche de vague (et banquette associée); I: encoche infralittorale.
(modifié.d'après Pirazzoli, 1986).

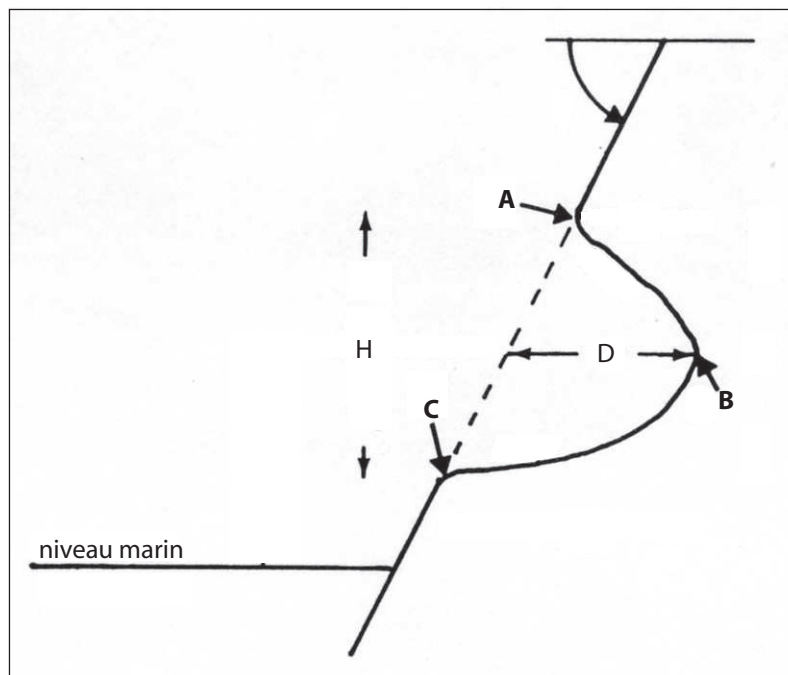


Fig. 26: Coupe théorique d'une encoche tidale. C: plancher; D: profondeur de l'encoche; B: point de retrait ou vertex; A: niveau de marée le plus haut ou visor; H: hauteur de l'encoche
(modifié.d'après Pirazzoli, 1986).

La partie inférieure de l'encoche, appelée base ou plancher (C dans la fig. 26), atteint généralement la limite d'immersion permanente. Lorsque le marnage est modéré, les profils d'encoche correspondent à un U ou un V ; le profil d'une encoche de vague est généralement asymétrique, avec un plancher plat. La profondeur de l'encoche, D, augmente graduellement au-dessus du plancher jusqu'au point de retrait ou *vertex* qui correspond généralement au niveau moyen de la mer. Au-dessus de ce point, la profondeur de l'encoche décroît jusqu'au toit, pour devenir négligeable au niveau du point des hautes marées (point A appelé *visor*). Pirazzoli (1986) suggère enfin que la morphologie des encoches est fonction de l'inclinaison de la pente de la roche encaissante et des variations du niveau marin, notamment pour les encoches tidales.

II.1.2. Les terrasses marines formées par des bioconstructeurs

Il a été montré, dans la partie précédente, que des ensembles récifaux ont été retrouvés envoyés en différents points du monde ; selon les auteurs, ont été reconnus des récifs, des platiers ou des banquettes. Ces ensembles récifaux peuvent être subhorizontaux (Pirazzoli, 1996) ; ils sont constitués, majoritairement, de constructions d'algues calcaires encroûtantes, de coraux, de débris coralliens et d'organismes provenant du démantèlement de la crête algo-corallienne dénotant leur origine récifale *stricto sensu*. La largeur de ces terrasses peut varier d'une dizaine de mètres à plusieurs kilomètres ; ils constituent ainsi d'excellents marqueurs de niveaux marins dans la mesure où l'on connaît la zonation verticale des éléments de la bioconstruction et où l'on peut les dater (Cabioch et al., 1999c).

II.1.3. Les terrasses marines formées par abrasion

Les terrasses formées par abrasion, appelées « wave-cut terraces » dans la littérature, se situent sur les côtes exposées aux vagues de tempête qui, en raison de leur pouvoir érosif, sont à l'origine de l'abrasion de la roche encaissante. A partir de résultats de modélisation du développement de ce type de terrasses, il a été montré que lorsque le marnage est faible à modéré, comme c'est le cas en Nouvelle-Calédonie, les terrasses sont sub-horizontales et la jonction falaise/terrasses se fait au niveau de la limite inférieure de la zone tidale (Trenhaile, 2000) ; elles peuvent se développer jusqu'à des profondeurs de -8 à -13 m, limite inférieure d'action des vagues de tempête (Bradley et Griggs, 1976). La modélisation suggère aussi que la morphogenèse des terrasses en abrasion a lieu, en tenant compte d'une subsidence comprise entre 0,11 et 0,74 mm/an, au cours des stades glaciaires ; le nombre de terrasses augmentant avec le taux de subsidence et l'inclinaison de la pente de l'encaissant (Trenhaile, 2002). Ces

terrasses seraient, le long des pentes externes de la barrière de Nouvelle-Calédonie, d'excellents marqueurs des bas niveaux marins liés aux dernières périodes glaciaires du Quaternaire.

II.2. Acquisition et traitement des données bathymétriques

L'IRD, par l'intermédiaire de son navire océanographique (N/O) Alis, équipé depuis août 2001 du sondeur multifaisceaux Kongsberg-Simrad EM1002, s'est engagé dans un chantier de cartographie bathymétrique des pentes externes du récif barrière de Nouvelle-Calédonie ainsi que le long des pentes externes des îles Loyauté. En raison des caractéristiques techniques de ce sondeur, l'acquisition des données bathymétriques s'est limitée à la zone comprise entre -20/-40 m et -1000/-1100 m.

L'ensemble de la couverture bathymétrique des pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie s'étend de -20/-40 m à -1000 m dans le meilleur des cas et a été acquis au cours de neuf campagnes à la mer (tableau 3 et fig. 27).

Tableau 3 : Campagnes à la mer réalisées pour l'obtention de l'ensemble de la couverture bathymétrique des pentes externes du récif barrière de Nouvelle-Calédonie.

Nom de la campagne	Dates	Zone cartographiée
BOISALIS 1	7 – 12 septembre 2001	Bayes, Poindimié, Goro
BOISALIS 2	3 – 7 décembre 2001	Goro passe Mato passe de Boulari
PALEOPENTE	6 – 18 février 2002	Premières boîtes le long du récif barrière Ouest et Nord (St Vincent, Bourail, Koumac, Grand Passage)
Province Nord 1 (ZoNéCo)	24 juillet – 1 août 2002	De la passe de Thio à la passe de Balade
Province Nord 2 (ZoNéCo)	17 – 24 février 2003	De la passe de Balade au Grand Passage - De la passe de Poya à la passe de Yandé
Province Nord 3 (ZoNéCo)	6 – 15 mai 2003	De la passe de Poum au Grand Passage - fin du Grand Passage
Province Sud 1 (ZoNéCo)	02 – 05 février 2004 11 – 20 février 2004	De la Passe de Thio au sud de l'île des Pins
Province Sud 2 (ZoNéCo)	23 septembre – 02 octobre 2004	De la Passe de Saint Vincent à la Corne Sud
Province Sud 3 (ZoNéCo)	25 novembre – 03 décembre 2004	Sud et Est de l'île des Pins

Les sondeurs multifaisceaux (SMF par la suite) sont des équipements de cartographie sous-marine, fonctionnant par émission-réception d'un signal acoustique, produisant, simultanément et instantanément, des données de bathymétrie et d'imagerie acoustique (Hammerstad et al., 1991). La profondeur du relief sous-marin est déterminée à partir du traitement des faisceaux de réception par le système embarqué. Le principe de fonctionnement du SMF, les paramètres d'acquisition ainsi que les traitements des

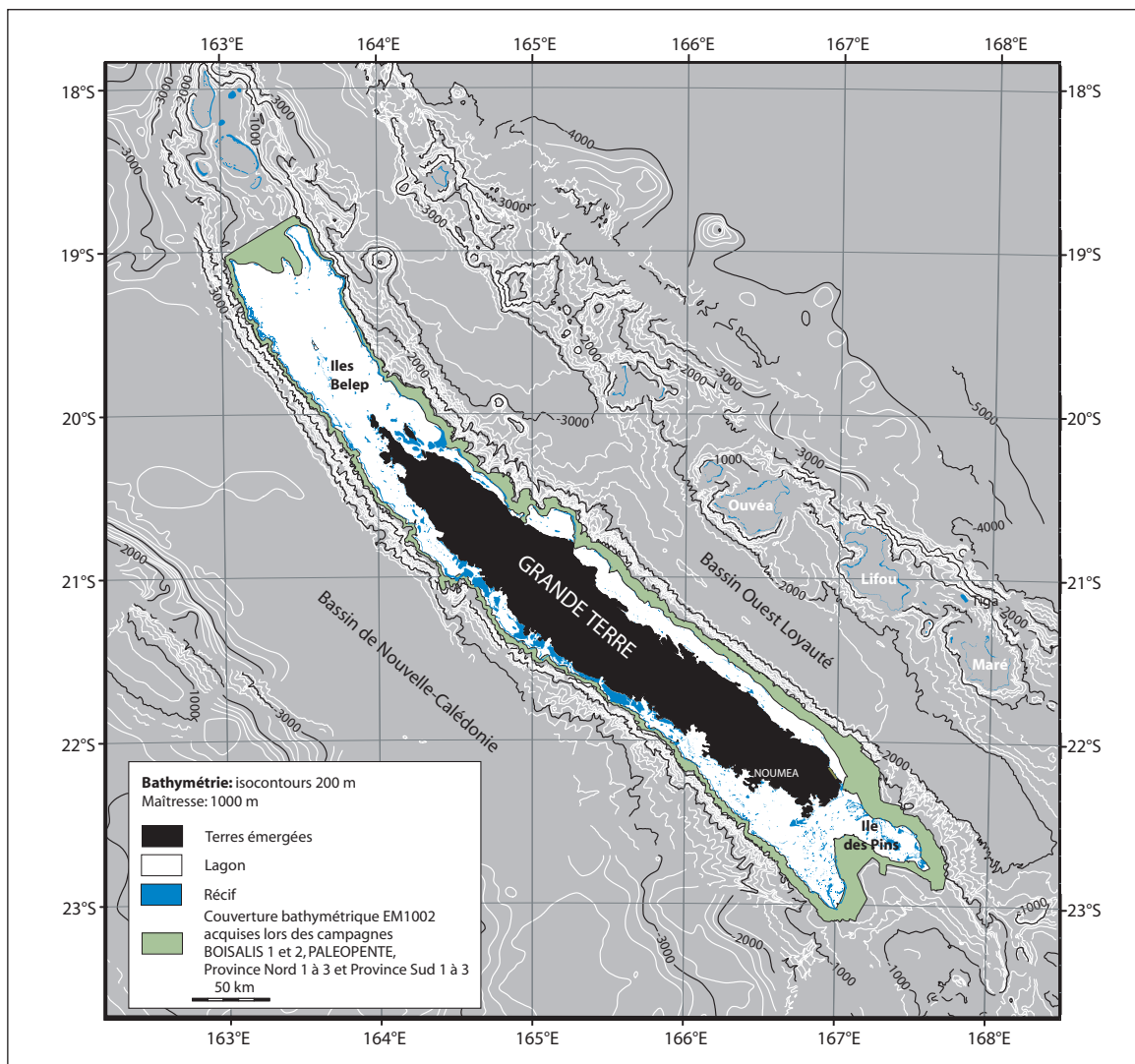


Fig. 27: Couverture bathymétrique acquises lors des campagnes BOISALIS 1 et 2, PALEOPENTE, Province Nord 1 à 3 et Province Sud 2 à 3.

données effectués à l'aide du logiciel CARAIBES TD sont développés dans le volume annexe de ce manuscrit.

II.3. Acquisition et analyse des échantillons de dragages

II.3.1. Acquisition des échantillons par dragages

Les échantillons ont été récoltés par dragages, sur cinquante-six sites, au cours des campagnes à la mer BOISALIS 1, BOISALIS 2 et PaléoPente entreprises en septembre 2001, décembre 2001 et février 2002 sur le N/O Alis. Les dragues à roche utilisées ont été construites localement au centre IRD de Nouméa (fig. 28 et tableau 4). Aucune précaution particulière n'a été prise sur le mode de stockage des échantillons.

Tableau 4 : Campagnes et sites de prélèvement des dragages.

Campagnes	Nom du dragage
BOISALIS 1	Bayes (BAY)
BOISALIS 2	Havannah (HAV)
PALEOPENTE	Boulari (BOU) Bourail (BOUR) Koumac (KOU) Grand Passage (GP)

II.3.2. Descriptions et analyses

Les échantillons récoltés ont été, dans un premier temps, décrits macroscopiquement en terme de texture, de contenu faunistique et floristique. Lorsque des coraux ont été trouvés, des prélèvements ont été réalisés pour analyse diffractométrique afin de sélectionner les échantillons pour datation par carbone 14. En effet, un pourcentage de calcite supérieur à 5% ne permet pas d'interpréter l'âge C14 obtenu. Vingt échantillons ont été analysés dans le laboratoire de Florence Le Cornec (unité de recherche 055 « Paléotropique », IRD, Bondy). Les pourcentages d'aragonite, de calcite et de calcite magnésienne ont permis de retenir quinze échantillons qui ont été datés par le laboratoire de radiocarbone de l'Université de Lyon I par carbone 14 classique par comptage et également par carbone 14 par accélérateur. Néanmoins, dans ce travail, quelques datations ont été réalisées sur des échantillons de coraux, d'algues rouges et de foraminifères encroûtants n'ayant pas été analysés par diffractométrie et, par conséquent, elles doivent être considérées avec précaution.

Parallèlement, cent dix-neuf lames minces ont été étudiées : elles proviennent des échantillons les plus représentatifs des dragages qui ont été sélectionnés après description macroscopique. Les lames minces ont été observées sur un microscope Leitz de type SM-LUX-POL avec lumière polarisée et grossissements x2,5, x4, x10 et x63. Pour chaque section, la description des textures et de la microfaune a été réalisée par mes soins alors que la

détermination des algues rouges a été effectuée par Claude Payri (Professeur à l'Université de la Polynésie française en accueil à l'IRD de Nouméa dans l'unité de recherche 148 « Systématique Adaptation Evolution »).

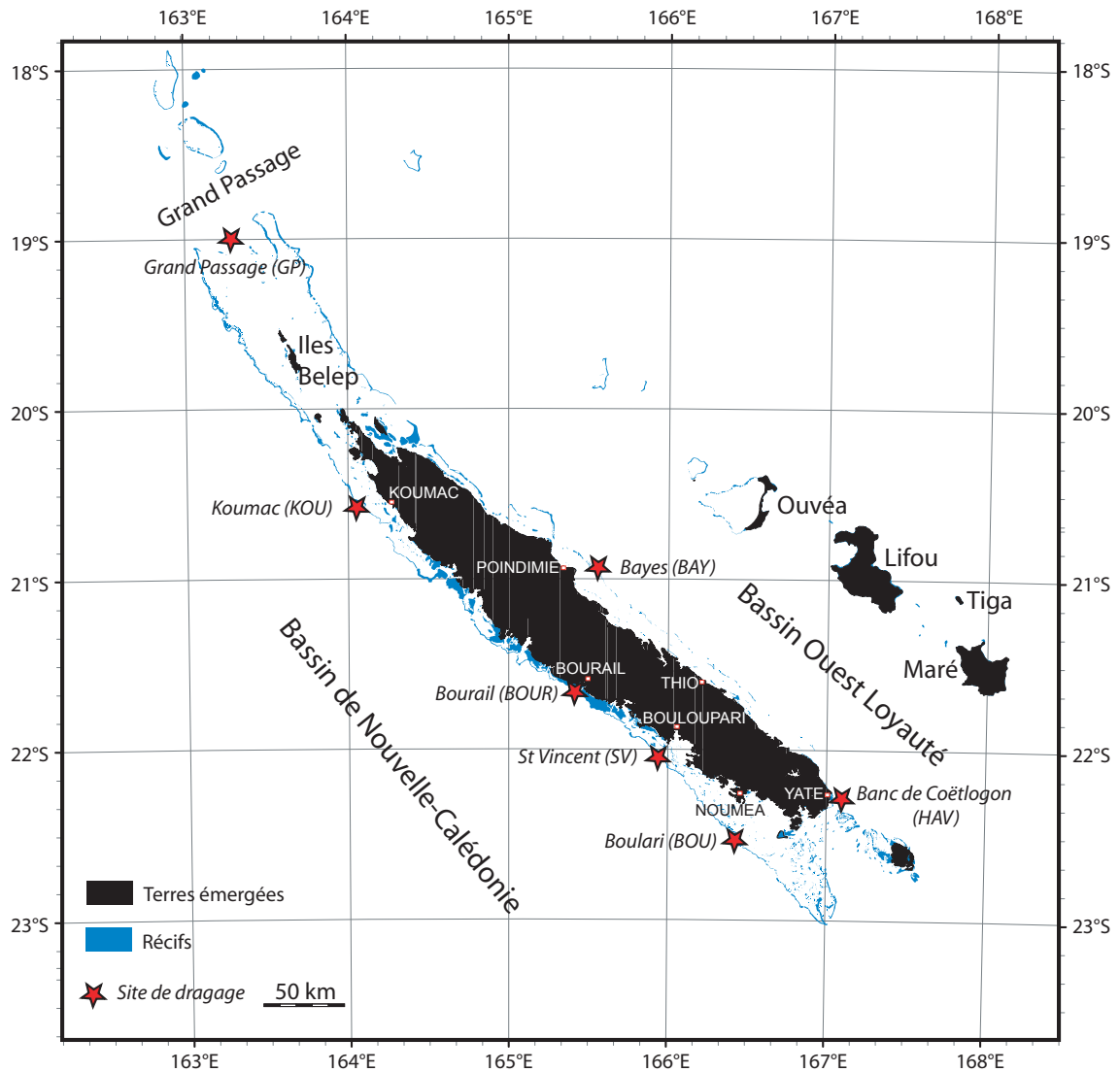


Fig. 28: Localisation des sept zones de pentes externes du récif barrière de la Grande Terre échantillonnées par dragages.

Partie III :
Morphologie des marges de la Ride de Nouvelle-
Calédonie : du Grand Passage à l’Ile des Pins

PARTIE III : MORPHOLOGIE DES MARGES DE LA RIDE DE NOUVELLE-CALEDONIE : DU GRAND PASSAGE A L’ILE DES PINS.....	79
III.1. Introduction	79
III.1.1. Travaux antérieurs.....	79
III.1.2. Objectifs	80
III.1.3. Définitions de quelques termes employés par la suite.....	80
III.2. Les grands traits morphologiques.....	81
III.2.1. Zone I : Le Grand Passage.....	81
III.2.2. La marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	81
III.2.3. Zone VI, Le Réentrant de la Corne Sud	84
III.2.4. La marge Est de la Ride de Nouvelle-Calédonie.....	84
III.2.5. Synthèse	88
III.3. Détails morphologiques de la partie supérieure des pentes externes (jusqu’à -1000 m)	89
III.3.1. Zone A : Le Grand Passage – feuilles 1 à 2 et 71 à 76.....	89
III.3.2. La marge Ouest	92
III.3.3. Zone F : Le Réentrant de la Corne Sud compris entre le récif Koko à l’Ouest et le Banc de la Torche – feuilles 30 à 38	103
III.3.4. La marge Est.....	105
III.3.5. Synthèse	118
III.4. Détails morphologiques de la partie sommitale des pentes externes (entre -20/-30 et -200 m) : terrasses et encoches	120
III.4.1. Les pentes du récif Nord : entre le Grand Lagon Nord et le Grand Passage (zone A)	120
III.4.2. La marge Ouest	125
III.4.3. Le Réentrant de la Corne Sud (zone F)	134
III.4.4. La marge Est.....	136
III.4.5. Synthèse	147

Partie III : Morphologie des marges de la Ride de Nouvelle-Calédonie : du Grand Passage à l'Île des Pins

III.1. Introduction

III.1.1. Travaux antérieurs

La reconnaissance bathymétrique de la zone économique exclusive (ZEE) de Nouvelle-Calédonie a débuté dès les années 1970 lors du programme Austradec mené en collaboration entre l'IFP, le CNEXO et l'ORSTOM (Dubois et al., 1974 ; Ravenne et al., 1973 et 1977 ; équipe ORSTOM, 1982). Les premières cartes bathymétriques « un peu précises » des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie (1/500000, isocontours 200 m) ont été réalisées en 1988 et 1989 (Collot et al., 1988 ; Rigolot, 1989), suite à la compilation des données obtenues lors de nombreuses missions de l'ORSTOM menées à bord de différents navires au cours des programmes Austradec, Georstom, EVA, SEAPSO, Biocal et ZOE. Ce dernier, ancêtre du programme ZoNéCo, s'est terminé par les quatre campagnes du projet ZOE 500 à bord du N/O Alis en 1990 et 1991 sur les zones alors méconnues, ce qui a permis de réaliser la première carte bathymétrique générale de la ZEE de Nouvelle-Calédonie (Missègue et al., 1992) : trois feuilles au 1/1100000, isocontours 200 m.

Suite à ces travaux de grande reconnaissance, des campagnes de cartographie détaillée par sondeur multifaisceaux ont été réalisées dans le cadre du programme ZoNéCo (axé sur l'évaluation des ressources marines de la ZEE de Nouvelle-Calédonie) sur certaines parties de la ZEE. Lors des trois premières campagnes du N/O Atalante, de 1993 à 1996, les marges des rides de Nouvelle-Calédonie et des Loyauté, ainsi que le bassin Ouest Loyauté, ont été totalement cartographiés au delà de -600/-1 000 m de profondeur (Dupont et al., 1995 ; Lafoy et al., 1995 et 1996). Ces données, acquises au sondeur multifaisceaux SIMRAD EM12, ont permis de dresser la première carte détaillée des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie et des Loyauté (carte ZoNéCo au 1/500000, isocontours 50 m). Ces données ont notamment été utilisées dans la thèse de Van de Beuque (1999).

Depuis 2002, l'utilisation du sondeur multifaisceaux SIMRAD EM1002 du N/O Alis a permis de combler les zones les moins profondes non cartographiées par le N/O Atalante, correspondant à la partie supérieure des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie et des Loyauté, entre le récif barrière et -1000 m de profondeur (Cabioch et al., 2002 et 2003 ; Pelletier et al., 2002, 2003 a et b, 2004 ; Gallois et al., 2003 ; Panché et al., 2003 ; Perrier et al., 2004 a, b, c et d).

L'analyse de la morphologie des pentes de la ride de Nouvelle-Calédonie (18°50'S, 23°30'S, 163°E, 168°E) présentée dans ce travail utilise, d'une part les cartes ZoNéCo de 1998 issues notamment de la campagne ZoNéCo 2 (1994) et d'autre part, les cartes issues des campagnes Alis réalisées autour de la Grande Terre de 2002 à 2005, représentant l'un des types de données de ce mémoire (cf. cartes dans le volume annexe). Pour faciliter la lecture, une carte des passes citées dans le texte est disponible dans le volume annexe.

III.1.2. Objectifs

L'analyse morphologique des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie, depuis la barrière récifale jusqu'aux pieds des marges a plusieurs objectifs :

- comprendre le comportement tectonique post Eocène terminal de la ride de Nouvelle-Calédonie grâce à l'analyse des mouvements verticaux et l'observation de structures immergées pouvant être en relation avec celles reconnues à terre ;
- comprendre le rôle des facteurs eustatiques et néotectoniques sur la mise en place et le développement de la barrière récifale ;
- préciser d'éventuelles déformations très récentes, liées à la flexure de la plaque australienne en avant de la zone de subduction active du Vanuatu.

Ces objectifs posent néanmoins quelques problèmes d'ordre spatial et temporel qu'il est difficile d'appréhender par une seule échelle de produits cartographiques. En effet, les événements quaternaires soulignés par des structures de petite taille et/ou des mouvements de faible ampleur seront analysés à partir de cartes bathymétriques haute résolution (échelle au 1/5000, isocontours 2 m) focalisées sur la partie supérieure des pentes externes de -20/-40 m à -400 m, alors que l'extension post Eocène de la marge sera examinée à partir de cartes bathymétriques au 1/125000 (isocontours 20 m) allant jusqu'à des profondeurs de -1000 m, et à partir de cartes bathymétriques au 1/500000 (isocontours 200 m) de l'ensemble des marges et bassins encadrant la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.

III.1.3. Définitions de quelques termes employés par la suite

Le terme de talus est utilisé pour désigner l'ensemble de la pente comprise entre le récif barrière et le bassin océanique adjacent.

Le terme de pente initiale est employé pour désigner une pente ne présentant aucune figure d'érosion et généralement inclinée de 10 à 20%.

Le terme d'escarpement majeur est employé ici pour désigner la pente très raide (supérieure 30% d'inclinaison) qui s'étend à partir de la terrasse marine la plus profonde jusqu'à des profondeurs variables.

Le terme de glacis est utilisé pour une surface plane, peu inclinée (quelques degrés). Pour la suite, ce terme ne tient pas compte d'une origine abrasive ou détritique, il n'est employé qu'à titre descriptif.

Le terme de terrasse (marine) est employé pour décrire un replat bathymétrique se situant entre -10 m et -200 m.

Le terme de plate-forme est utilisé pour définir une surface sub-horizontale de quelques dizaines à centaines de mètres de large. Afin de le distinguer du terme « terrasse », il est employé exclusivement lorsque sa profondeur excède -200 m.

III.2. Les grands traits morphologiques

Dix zones ont été individualisées tout autour de la ride de Nouvelle-Calédonie (fig. 29) : le Grand Passage au Nord, quatre zones le long de la côte Ouest, le Réentrant de la Corne Sud au Sud et quatre zones le long de la côte Est.

III.2.1. Zone I : Le Grand Passage

La zone du Grand Passage sépare les récifs d'Entrecasteaux du Grand Lagon Nord. Le sommet centré sur 18°45'S / 163°15'E correspond à une plate-forme vers -600 m de profondeur encadrée par deux demi-horsts. Le demi-horst occidental, centré sur 18°45'S 163°10'E et culminant à -400 m, est, comme la pente plus profonde vers -1000/-1200 m, structuré par des accidents NW-SE (N130°E à N150°E). Le demi-horst oriental, centré sur 18°45'S / 163°25'E et culminant à -250 m, est limité à l'Ouest par des accidents Nord-Sud dont le principal est marqué par un escarpement à regard Ouest, vers le centre du Grand Passage, présentant un dénivelé de 200 m.

III.2.2. La marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie

1) Zone II, de 18°50'S à 19°50'S : du Grand Passage à l'Ouest des îles Belep

De 18°50'S à 19°50'S, le flanc occidental de la ride de Nouvelle-Calédonie est orienté N150°E. La pente est forte et présente une morphologie assez homogène caractérisée par une inclinaison moyenne de 16%. La base de la pente et la jonction avec le bassin de Nouvelle-

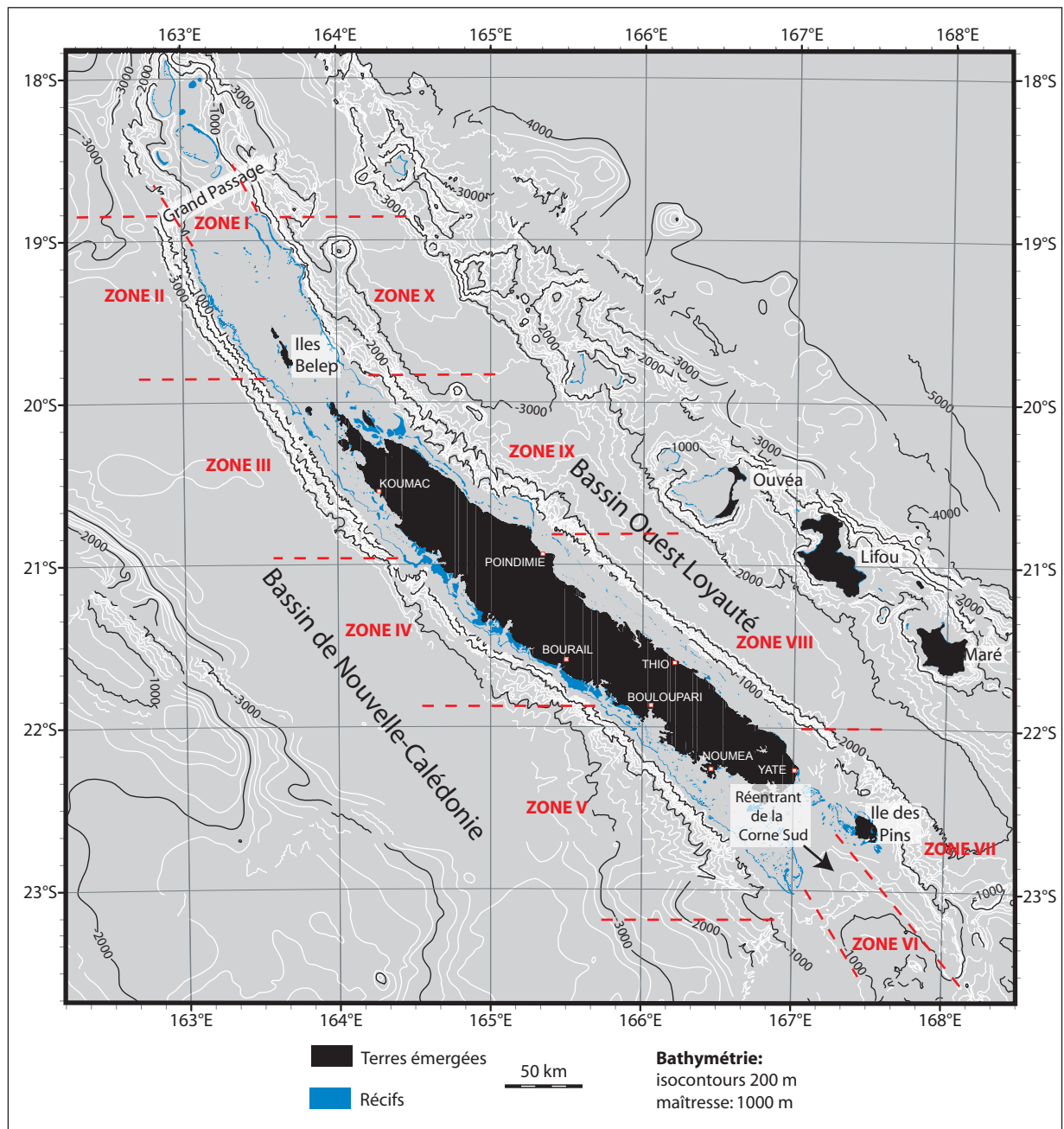


Fig. 29: Localisation des dix zones définies par l'étude des grands traits morphologiques de la ride de Nouvelle-Calédonie.

Calédonie se situe vers -3000 / -3200 m. A la latitude de 19°40'S, un escarpement de 200 m environ, orienté ENE-WSW (N60°E) et correspondant à la base d'un canyon, recoupe le pied de pente ; au Sud de l'escarpement, la base de la pente se situe vers -3400 m. La pente est incisée par des canyons profonds orientés N230°E à N250°E (SW-NE).

2) Zone III, de 19°50'S à 20°50'S / 21°S : des îles Belep au Sud de la passe de Koumac

La direction de la marge est la même que pour le segment précédent. Cependant, dans celui-ci, la pente n'est pas linéaire. Le pied de pente correspondant à la pente inférieure est marqué par un escarpement de 200 à 400 m de haut. La base du talus et la jonction avec le bassin de Nouvelle-Calédonie se situe à -3 400 m. La pente supérieure correspond à une pente de 10% jusqu'à -2600 / -2800 m où se développe un glacis de 5% d'inclinaison et large de 5 à 10 km.

Les canyons suivent en général la ligne de plus grande pente, s'orientant au N210/240°E, mais deux canyons Est-Ouest à la latitude de 20°15'S (au large de la passe de Poum) et 20°45'S (au large de la passe de Koumac) recoupent la marge de manière oblique.

3) Zone IV, de 21°S à 21°50'S : Du Sud de la passe de Koumac à la passe d'Ouarai

La morphologie de la pente change drastiquement par rapport aux deux segments décrits précédemment. D'une manière générale, le relief est plus chaotique et la frontière entre la pente et le bassin est moins nette. Transversalement, la pente présente deux parties. La pente supérieure est abrupte le long de quatre segments d'orientation variable du Nord au Sud (N115°E, N130°E, N100°E et N125°E) et présente un pied de pente qui s'approfondit du Sud au Nord (-2000 à -3400 m). La pente inférieure, comprise entre -2000 et -3200 m et d'une inclinaison moyenne de 4%, s'élargit vers le Sud pour atteindre jusqu'à 50 km de large à 21°50'S. Elle présente trois escarpements de 150 à 200 m de haut situés en milieu de pente, orientés N120°E et un escarpement frontal orienté N150°E, compris entre -3200 et -3400 m et situé entre 21°S et 21°30'S.

Au Nord de la zone, la marge est incisée par deux canyons profonds orientés Nord-Sud dont l'un constitue le prolongement de la passe de Duroc et l'autre se situe un peu plus à l'Ouest, au Sud du récif de Gatope, à l'Ouest 164°30'E. Ailleurs, les canyons sont orientés N210°E suivant la ligne de plus grande pente. Ces canyons incisent uniquement la pente supérieure de 21°S à 21°35'S alors qu'au Sud, ils entaillent l'ensemble du talus, notamment au droit de la passe de Bourail où le canyon est très encaissé.

4) Zone V, de 21°S à 23°10'S : de la passe d'Ouarai au Sud du récif Koko

Cette zone est caractérisée, d'une part par une pente supérieure orientée N135°E et d'autre part, par la présence de grands canyons obliques par rapport à la marge. Ceux-ci, orientés ENE-WSW à ESE-WNW (N250°E à N290°E), sont situés face à la passe d'Ouarai, au Nord et au Sud de la passe de St Vincent et à l'Ouest du grand récif au Sud de la passe de Mato. Les deux plus grands, au SW de la passe de St Vincent et à l'Ouest de la terminaison Sud du récif mesurent au moins 75 km de long et encadrent un segment de la marge, entre 22°10'S et 22°50'S, caractérisé par la présence de nombreux canyons orientés N220°E / N230°E parallèlement à la ligne de plus grande pente.

On note aussi la présence d'un linéament rectiligne légèrement oblique à la marge, orienté N125°E et situé au pied de la pente supérieure entre 21°55'S et 22°25'S.

L'inclinaison moyenne de la pente supérieure augmente du Sud vers le Nord, de 16 à 26% comme la profondeur de son pied de pente (de -1200 m au Sud à -2800 m au Nord de la zone). La pente inférieure est plus douce (3%) et sa jonction avec le bassin de Nouvelle-Calédonie n'est pas très nette.

III.2.3. Zone VI, Le Réentrant de la Corne Sud

Le Réentrant, entre la Corne Sud-Ouest de la barrière Ouest et la ride de l'île des Pins, se présente comme un glacis large de 20 km avec une pente de 1% jusqu'à -600 m. Le bord Nord-Est du glacis est bordé par un escarpement N135°E de 150 à 200 m de dénivelé. Des fractures et escarpements N170°E à regard Est de 50 m de haut affectent le bord Sud-Ouest du Réentrant. La partie centrale, vers 22°S / 165°30'E, présente un graben, N135°E, de 6 km de large, bordé par des escarpements de 200 m de dénivelé.

Au Sud du Réentrant et au-delà d'un escarpement NE-SW, un second glacis se développe de -800 m jusqu'à -1200 m.

III.2.4. La marge Est de la Ride de Nouvelle-Calédonie

1) Zone VII, de 23°30'S à 22°S : du Mont Antignonia au Sud de la passe de Ouinné

Cette zone est caractérisée par une morphologie de pente très complexe, par l'ennoiement de la ride de Nouvelle-Calédonie au Sud, par la présence de linéaments orientés N90°E, N140°E et N170°E mais aussi par un seuil dans le bassin Ouest Loyauté à 23°S. Deux segments peuvent être distingués.

Segment Sud, 23°30'S à 22°40'S : du Mont Antigonía à l'Île des Pins

De 23°30'S à 23°10'S, le sommet de la ride de Norfolk correspond à un haut-fond (Mont Antigonía) centré sur 23°25'S / 168°5'E et culminant sur une plate-forme orientée N170°E. Cette structure (ride d'Antigonía) s'approfondit du Sud vers le Nord : -150 m à 23°22'S puis -400 m à 23°10'S. Les flancs de la ride sont marqués par des escarpements compris entre -400 m et -900 m, profondeur à laquelle la pente devient douce et peu pentée.

A 23°10'S, le sommet de la ride est décalé de 10 km et change d'orientation. En effet, la ride de l'Île des Pins au Nord, orientée N140°E, prend le relais de la ride d'Antigonía orientée N170°E. Latéralement, ce changement correspond aussi au seuil du bassin Ouest Loyauté et à la présence d'un haut-fond, centré sur 23°S / 168°20'E, dont la base se situe à -1600 m et qui culmine par une plate-forme à atteignant -400 m de profondeur et mesurant 33 km de long pour 15 km de large.

Entre 23°10'S et 22°50'S, le sommet de la ride de Nouvelle-Calédonie correspond à une plate-forme orientée N140°E, appelée « ride de l'île des Pins ». Celle-ci s'approfondit de -200 à -400 m du Nord vers le Sud, depuis le Banc de la Torche culminant à -32 m et centré à 22°52'S / 167°42'E. Les flancs de cette ride sont dissymétriques. La pente du flanc occidental est linéaire, atteignant -1000 m en 15 km pour une inclinaison de 4%. Le flanc oriental se compose d'amont en aval : d'un escarpement N140°E entre -400 et -800 m penté à 14%, d'une pente intermédiaire douce de 7 % jusqu'à -1400/-1600 m qui laisse ensuite place à une pente inférieure très peu pentée, d'aspect chaotique, jusqu'à -2100 m correspondant à la limite avec le bassin Ouest Loyauté. Deux canyons profonds orientés N40/50°E incisent l'ensemble du flanc oriental de la ride de Norfolk. La pente intermédiaire est incisée par un canyon Nord-Sud à 168°05'E.

Segment Nord, 22°40'S à 22°S: du Sud de l'Île des Pins à la passe de Ouinné

Entre 22°40'S et 22°S, la limite du talus avec le bassin Ouest Loyauté se situe entre -2200 m au Sud et -2100 m au Nord suivant une direction N130°E. Le pied de ce talus constitue généralement un escarpement dont le dénivelé augmente du Sud vers Nord : de 400 à 800 m de haut. Localement, entre 22°30'S et 22°25'S, le pied de pente correspond à un escarpement de 200 m de haut orienté N105°E.

D'une manière générale, la marge se rétrécit de 41 km de large au Sud à 15 km au Nord. La morphologie de la pente est tout aussi complexe que pour la zone plus méridionale. Le profil de pente n'est pas linéaire mais présente une morphologie en gradins, constituée de deux glacis limités chacun par un escarpement dans leur partie avale. En effet, le glacis

supérieur se développe jusqu'à -600 m. Un escarpement de 300 à 400 m de haut le limite dans sa partie basale ; celui-ci est orienté N170°E à l'Est de l'île des Pins (22°30'S à 22°50'S) et à l'Est de Yaté/Goro au Sud de la Grande Terre et Est-Ouest au Nord de l'île des Pins à la latitude de la passe de la Sarcelle. Le glacis inférieur s'étend jusqu'à -2000 m au Sud et -1200 m au Nord de la zone. Un réseau de canyons orienté N40/50°E incise profondément la pente du glacis inférieur jusqu'à la jonction avec le bassin Ouest Loyauté.

2) Zone VIII, de 22°S à 20°50'S : du Sud de la passe de Ouinné à la passe de Touho

De 22°S à 20°50'S, la marge est remarquablement linéaire, étroite et fortement pentée : large de 18 km, elle est orientée N130°E et présente une pente moyenne de 12%, incisée par un drainage peu profond, très peu hiérarchisé et orienté N25°E à N35°E. La jonction entre le pied de pente et le bassin Ouest Loyauté se situe à -2250 m. La limite Sud de ce segment coïncide avec une rupture de pente dans le bassin Ouest Loyauté suivant une ligne Goro – Maré : au Sud de cette ligne, le bassin est plat culminant à -2100 / -2150 m de profondeur alors qu'au Nord, il s'approfondit lentement de -2200 à -2400 m.

Entre 22°S et 21°35'S, la pente présente une morphologie en triple gradins délimités par trois escarpements. Le plus profond constitue le pied de pente et la jonction avec le bassin. L'escarpement intermédiaire est le mieux marqué : il est légèrement oblique (N135°E) par rapport à la marge et présente un dénivelé de 150 à 200 m de haut.

3) Zone IX, de 20°50'S à 19°40'S : de la passe de Touho à l'Est de îles Belep

Ce segment orienté N135°E est caractérisé notamment par : un talus plus large qu'au Sud, une virgation majeure Est-Ouest entre 165°E et 165°20'E à 20°30'S, de grands canyons très profonds incisant la marge, un double récif barrière orienté N110°E situé en arrière de la passe de Hienghène (Feuille 7268 du SHOM) entre 20°42'S et 20°37'S et enfin, entre 20°35'S et 20°15'S, la présence d'un lagon très étroit, de moins de 8 km de large.

A la latitude de la virgation, le bassin Ouest Loyauté s'approfondit et s'élargit vers le Nord ; il s'agit d'une discontinuité topographique majeure dans ce bassin. Au Sud de cette rupture de pente, le fond du bassin culmine à -2400 m ; au Nord, la profondeur augmente rapidement jusqu'à -2800 m puis régulièrement jusqu'à -3400 m au Nord de ce segment. Bien que la jonction entre le bassin et le pied de pente de la marge soit moins linéaire que dans la zone précédente, on peut la suivre de -2200 m à -3000 m du Sud vers le Nord.

La pente de la marge, linéaire et d'inclinaison moyenne atteignant 12% est incisée par de profonds canyons. Dans la zone de virgation et jusqu'à la passe de Pouébo, les canyons

sont orientés Nord-Sud ; ils sont situés pour l'un au Nord de la passe de Touho, et pour les autres, entre la passe Leleizour et la passe de Hienghène. A partir de la passe de Pouébo jusqu'au Nord de ce segment, les canyons toujours profonds s'orientent N35°E à N50°E.

A environ 15 km de la jonction talus-bassin, deux structures coniques, de 10 km de large et à sommet plat, pointent du bassin de -3000 m à -1800 m. En l'absence d'échantillon et en raison de leur morphologie, nous proposons que ces deux structures soient deux volcans.

4) Zone X, de 19°40'S à 18°50'S : de l'Est de îles Belep au Grand Passage

Cette zone est caractérisée par une pente très étroite et très forte (la plus pentée de la marge orientale) et par une jonction talus-bassin floue, masquée par des structures exceptionnelles observées nulle part ailleurs autour de la Grande Terre : une gouttière et deux édifices de taille plurikilométrique. Lorsque la jonction talus/bassin est nette, elle se situe du Sud vers le Nord entre -3200 et -3 400 m.

La partie supérieure de la marge de cette zone peut être décrite en deux segments orientés N160°E pour le premier, compris entre 19°40'S et 19°10'S, et N145°E pour le second situé entre 19°10'S et 18°50'S. La pente, linéaire et très forte, a une inclinaison moyenne de 12% pour le segment Sud et de 32% pour le segment Nord. La pente est faiblement incisée par de rares canyons peu profonds orientés N55°E.

La gouttière, au pied de cette pente supérieure (-2500 à -3400 m), s'oriente d'abord Nord-Sud de 19°35'S à 19°20'S, où elle est oblique par rapport à la marge, puis N145°E jusqu'à 18°50'S. Le long de ce dernier tronçon, la gouttière constitue le pied de pente de la marge. Le premier massif, centré sur 19°04'S / 164°02'E, correspond à un édifice conique dont la base, mesurant 37 km de diamètre, se situe à -3600 m et le sommet à -1000 m. Comme pour les hauts-fonds observés dans la zone précédente, nous proposons qu'il s'agisse d'un volcan, en l'absence de données supplémentaires. Le second édifice, mesurant 37 km de large pour 40 km de long est centré sur 18°45'S / 163°45'E et présente une surface structurale plongeant vers le NNE s'ennoyant dans le bassin Ouest Loyauté. Le sommet de cette structure atteint -2000 m et sa base se situe à -3800 m. Ce bloc, sans équivalent autour de la ride de Nouvelle-Calédonie, est bordé à l'Ouest par un escarpement à regard Ouest de 200 à 600 m de dénivelé et présente sur sa façade Est un escarpement Nord-Sud à regard Est de 350 m de dénivelé. Dans le détail, la surface du bloc présente une rupture de pente vers -3000 m. Cette morphologie particulière du sommet du bloc, rappelant la morphologie générale de la marge, ainsi que le contexte structural, suggère qu'il s'agit d'une partie de la marge effondrée.

III.2.5. Synthèse

Les marges de la ride de Nouvelle-Calédonie présentent une grande dissymétrie dans leur morphologie : une dissymétrie Ouest-Est entre la marge occidentale et la marge orientale ainsi qu'une dissymétrie Nord-Sud le long de chaque marge.

La marge Ouest peut être divisée en deux segments orientés N140°E du Grand Passage à Voh (de 18°50'S à 21°S, récif de Gatope) et de la passe d'Ouarai au Sud du récif Koko (de 21°50'S à 23°S) encadrant un segment complexe (de 21°20'S à 21°50'S) comprenant de rares segments orientés N120°E au large de Voh et entre Poya et Bourail. C'est dans ce dernier segment que le lagon est le plus étroit, voire absent. Les pentes de la marge occidentale présentent une morphologie très escarpée et linéaire du Grand Passage jusqu'au Sud de la passe de Koumac alors qu'au Sud, la morphologie est plus complexe. Elle est alors dominée par la présence de grands glacis, constituant la pente inférieure, affectés par des escarpements N130°E et N150°E et incisés notamment par des canyons profonds orientés N110°E à Est-Ouest.

La marge orientale est, quant à elle, très linéaire de Hienghène jusqu'à la latitude de l'île de Pins (de 20°30'S à 22°40'S) où elle s'oriente N130°E. Du Grand Passage à Hienghène, la morphologie est complexe et dominée au Nord par un escarpement linéaire très raide jusqu'à 19°40'S et une pente moins abrupte jusqu'à 20°30'S, surplombant une gouttière et quatre édifices plurikilométriques remarquables dont les trois plus méridionaux pourraient être des volcans. A la latitude de Hienghène (20°30'S), la marge orientale de la ride de Nouvelle-Calédonie présente une virgation Est-Ouest entre 165°E et 165°20'E qui est incisée par de profonds canyons Nord-Sud. Cette discontinuité est aussi observée dans le bassin Ouest Loyauté où l'on observe l'élargissement du bassin et un approfondissement de sa bathymétrie au Nord de 20°30'S.

De 20°30'S à 22°S, la pente présente une morphologie linéaire ou en gradins limités par des escarpements N135°E. Au Sud de 22°S, la morphologie des pentes de la marge orientale est plus complexe ; elle est dominée par la présence de glacis affectés par des escarpements N170°E, N90°E et incisés par des canyons NE-SW à Nord-Sud.

Finalement la ride de Nouvelle-Calédonie dessine une grande sigmoïde avec des pentes très fortes au Nord et plus douces au Sud, aussi bien le long des marges Est et Ouest. Cette architecture sigmoïdale semble résulter d'accidents Nord-Sud et Est-Ouest venant se surimposer à l'orientation principale et originelle N135/140°E de la ride.

III.3. Détails morphologiques de la partie supérieure des pentes externes (jusqu'à -1000 m)

L'analyse morpho-tectonique détaillée de la partie supérieure des pentes externes des 1600 km de récif barrière entourant la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie a été réalisée à partir de soixante-seize feuilles au 1/125000 comportant des isobathes tous les 20 m. Le lecteur est convié à se référer aux cartes présentes dans le volume annexe de ce manuscrit. De cette interprétation morpho-structurale, onze zones ont été individualisées (fig. 30) et deux feuilles au format A0 sont présentées (feuilles A et B). Ces zones ne sont pas toutes rigoureusement identiques à celles du chapitre précédent car elles sont uniquement définies par les caractères morphologiques des pentes supérieures (i.e. inférieures à -1000 m). Nous avons donc adopté une numérotation différente : les segments seront numérotés de A à K.

III.3.1. Zone A : Le Grand Passage – feuilles 1 à 2 et 71 à 76

La zone cartographiée se situe au Nord du Grand Lagon Nord et s'étend entre les extrémités Nord des branches Ouest et Est du récif barrière. Cette zone, bordée à l'Ouest et à l'Est par deux horsts constituant les terminaisons septentrionales des récifs barrières Ouest et Est, est constituée d'un unique glacis de 45 km de large, penté vers le Nord entre -300 et -600 m, vierge de toute érosion et présentant des escarpements orientés NW-SE (N155°E) à Nord-Sud.

Aux abords du horst occidental, les escarpements les plus importants, orientés N155°E et à regard Est, mesurent 50 m de haut. De 163°18'E à 163°25'E, les escarpements de failles sont plus nombreux et sont tous à regard Ouest ; orientés N155°E à Nord-Sud, ils sont disposés en échelon et affectent le glacis de -250 à -600 m de profondeur.

Les pentes peuvent être décomposées en trois parties (fig 31). La pente supérieure, inclinée à 6%, comporte des terrasses marines étagées jusqu'à -100 m de profondeur. La pente intermédiaire correspond à un escarpement dont la base varie de -200 m à -350 m. La pente inférieure correspond au glacis dont l'inclinaison varie entre 4,2 et 7%.

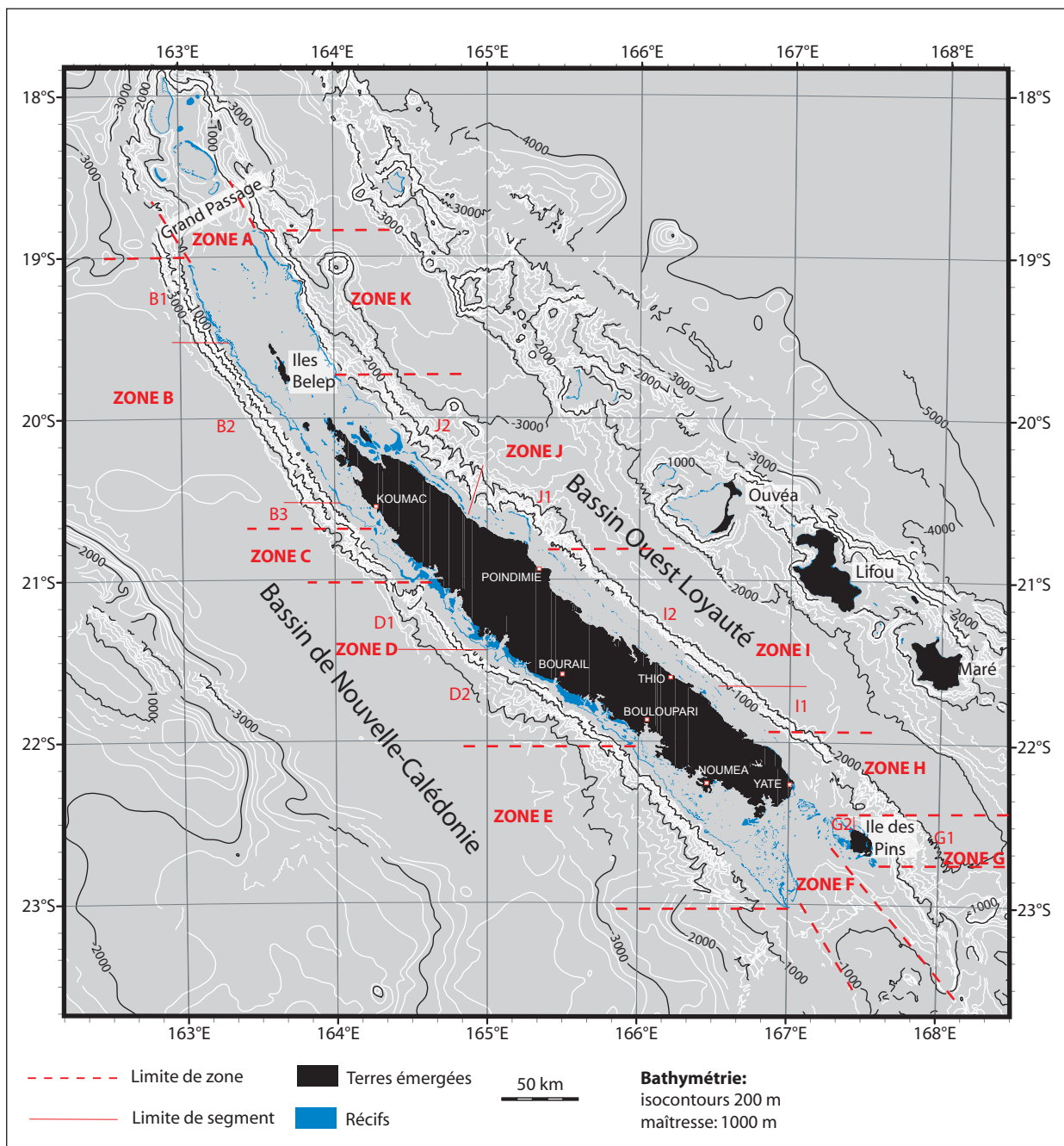


Fig. 30: Localisation des onze zones définies par l'étude morphologique de la partie supérieure des pentes externes (jusqu'à -1000 m) de la ride de Nouvelle-Calédonie.

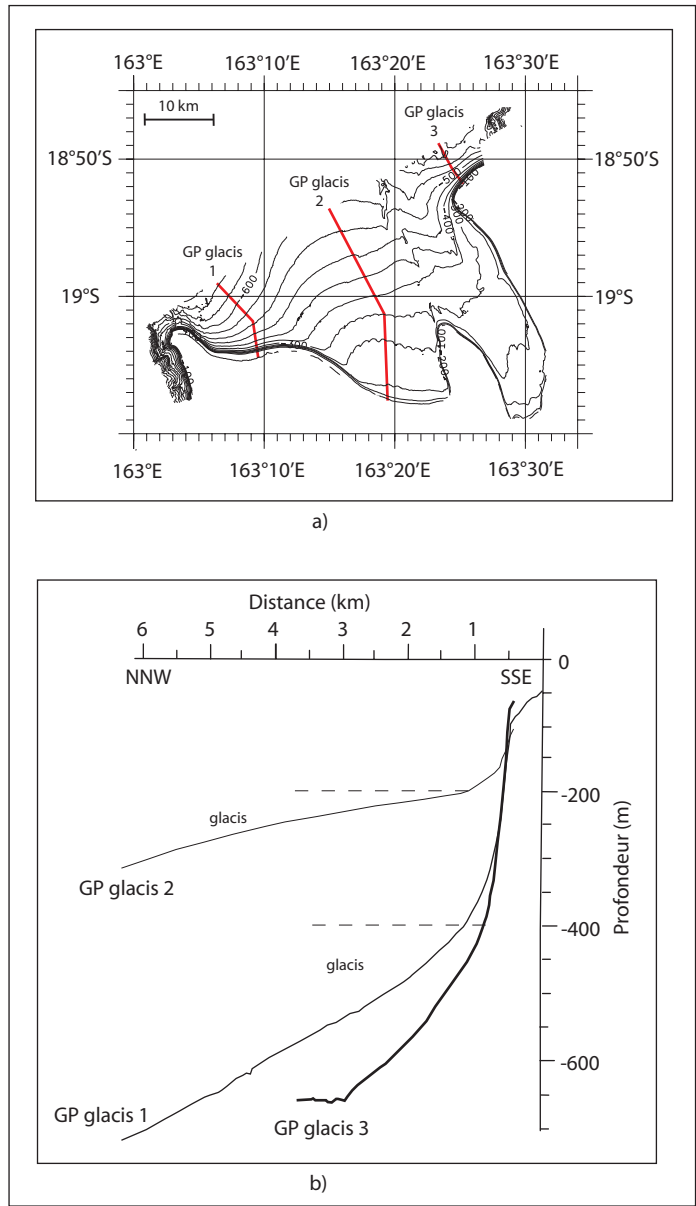


Fig. 31: a) Localisation des profils bathymétriques caractéristiques de la zone A (isocontours 50 m).
 b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure de la zone A.
 Les pointillés correspondent à la limite entre la pente intermédiaire et le glaciais

III.3.2. La marge Ouest

1) Zone B : du Grand Passage à la passe de Koumac (de 19°S à 20°41'S)

Cette zone peut être divisée en trois segments en fonction de l'orientation de la barrière récifale.

1-1 Segment B1 : du Grand Passage au NW des îles Belep (de 19°02'S à 19°32'S) - feuilles 1 à 5

Afin d'illustrer les caractéristiques morphologiques de ce segment, la feuille 3 sera prise comme exemple. La direction générale du récif est N160°E bien que localement, la barrière décrive des retraits vers le lagon, soulignant alors la présence de passes. La partie supérieure de la pente externe est caractérisée par la présence de terrasses marines laissant place, plus bas, à un escarpement jusqu'à -400 m, appelé « escarpement majeur ». La pente initiale est faiblement préservée ; on la retrouve sous forme de surfaces reliques entre -460 et -600 m. Le système érosif est souligné par la présence de canyons orientés N260°E, profonds entre 19°14'S et 19°16'S et peu profonds partout ailleurs. Une érosion en masse s'opère par l'intermédiaire de loupes d'arrachement, surtout observées entre 19°20'S et 19°22'S le long de 163°08'E.

Deux profils bathymétriques (fig. 32 a et b) illustrant une surface relique (coupe 1) et une pente érodée (coupe 2) permettent de décrire les pentes de ce segment. Le premier présente une allure d'amont en aval, concave puis convexe, alors que le second est de forme concave.

Les pentes peuvent de nouveau être subdivisées en trois parties. Le sommet de pente est caractérisé par des terrasses marines développées jusqu'à -70 m. La pente intermédiaire est commune aux deux profils bathymétriques jusqu'à -400 m ; elle possède une inclinaison élevée de 48%. La partie inférieure diffère d'un profil à l'autre. Sur la coupe 1, à partir de -400 m, on retrouve le glacis initial, incliné de 9%, laissant place à une pente de 16% à partir de -600 m. Le long de la pente érodée (coupe 2), l'escarpement majeur se prolonge selon un gradient de pente de 40% jusqu'à -625 m. On y observe la présence de deux plates-formes sans extension géographique : l'une vers -625 m, large de 750 m, et l'autre vers -675 m, large de 250 m.

1-2 Segment B2 : du Nord Ouest des îles Belep au Grand récif de Koumac (de 19°32'S à 20°33'S) – feuilles 4 à 11

Ce deuxième segment, bien que ressemblant au premier, en diffère cependant, par son orientation en tronçons N140°E décalés et la présence de plusieurs terrasses dans la partie

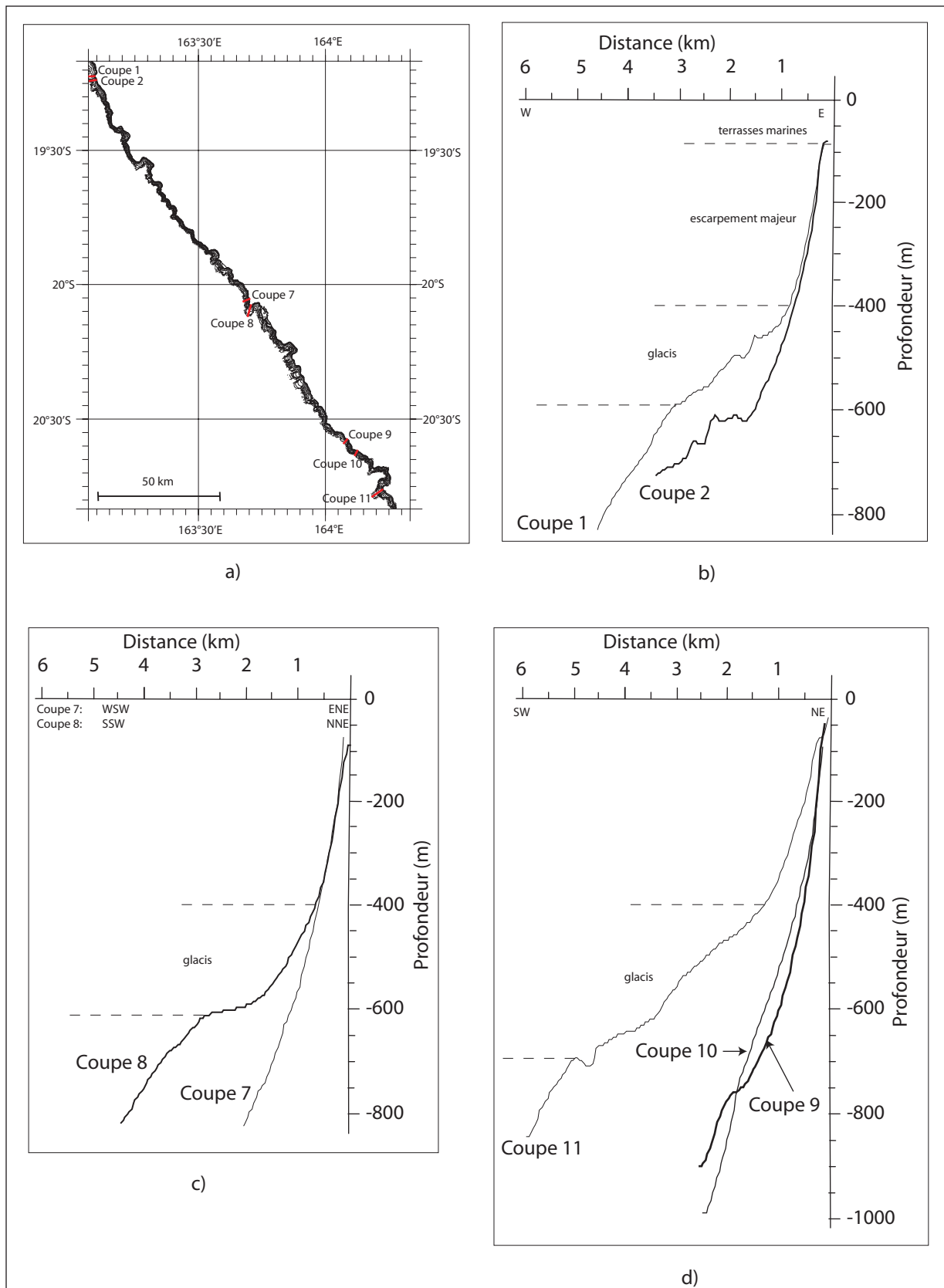


Fig. 32: a) Localisation des profils bathymétriques réalisés le long de la zone B. b) , c) et d) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure respectivement des segments B1, B2 et B3.

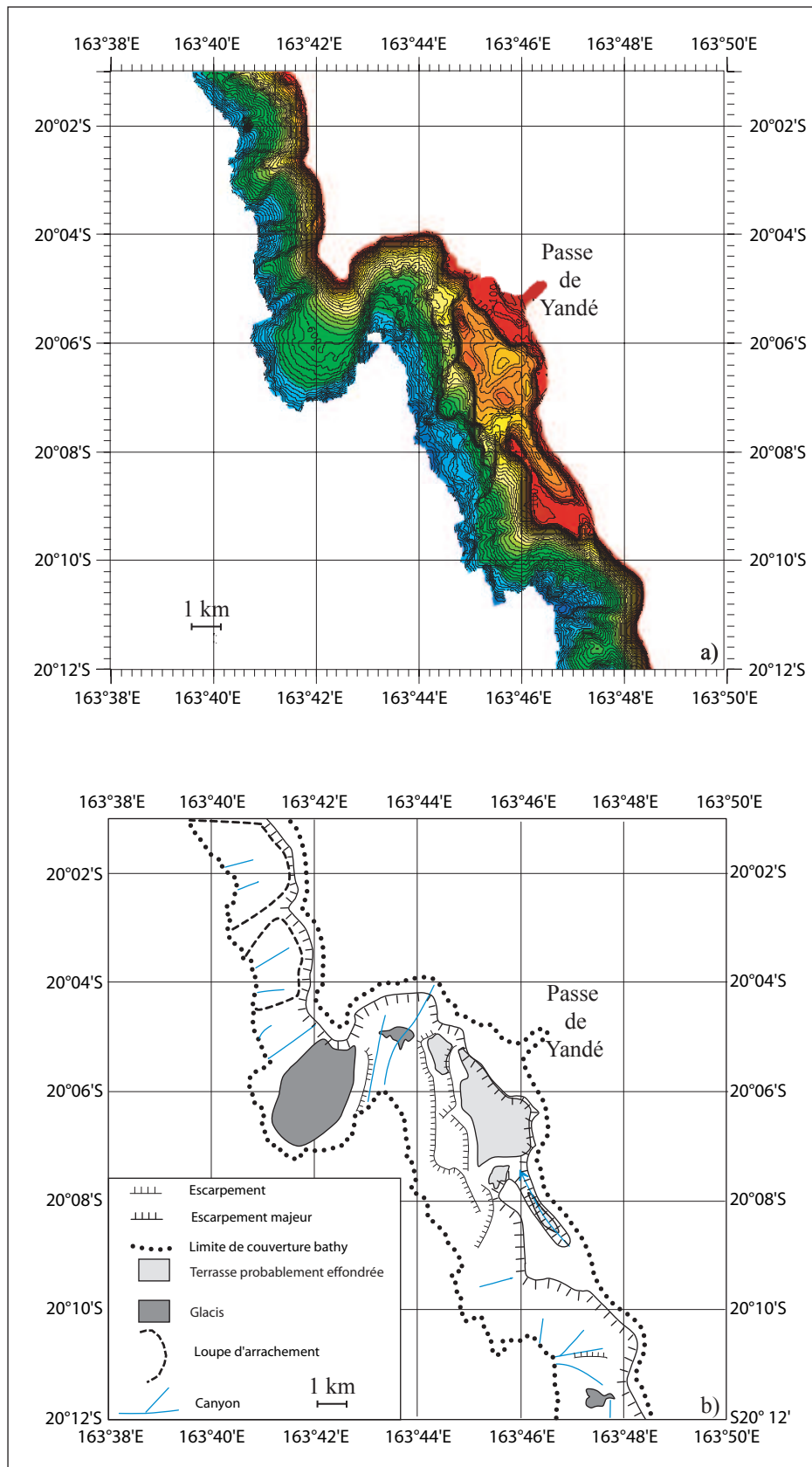


Fig. 33: a) Feuille 8: isocontours 20 m, maîtresse 100 m. b) Interprétation géomorphologique de la feuille 8.

supérieure de la pente. Comme pour la zone B1, les pentes sont très raides et correspondent pour la plupart à des cicatrices d'arrachement. L'érosion est également soulignée par des canyons orientés N210°E à N250°E.

La feuille 8, face à la Passe de Yandé, peut être prise comme exemple pour présenter ce segment, le long duquel deux profils bathymétriques, l'un passant par une surface relique (coupe 8) et l'autre par une loupe d'arrachement (coupe 7) sont présentés (fig. 32 a et c). Ces pentes ont des allures totalement différentes. En effet, la cicatrice de l'arrachement possède une pente linéaire à concave alors que celle recoupant la surface relique présente une forme concave puis convexe à partir de -600 m. A partir de -100 m, les pentes ont la même allure jusqu'à -400 m et sont inclinées à 60%. En dessous de -400 m, le profil de pente de la cicatrice d'arrachement maintient une forte inclinaison (27%) jusqu'à -900 m, alors que la pente initiale (coupe 8) est moins pentée : 10% jusqu'à -600 m, puis 17% jusqu'à -850 m.

La partie supérieure des pentes est caractérisée par la présence de terrasses marines développées jusqu'à -100/-120 m et qui peuvent former de véritables éperons comme vers 19°35'S, 19°56'S, 20°09'S et 20°26'S. Uniquement au niveau de la passe de Yandé, une seconde surface moins tabulaire et plus profonde est visible (fig. 33). Sa profondeur varie de -150 à -250 m. Elle pourrait résulter de l'effondrement de la terrasse à -100/-120 m puisque de grands escarpements Nord-Sud à regard Ouest affectent cette zone.

1-3 Segment B3 : du Grand récif de Koumac à la passe de Koumac (de 20°33'S à 20°41'S) – feuilles 10 et 11

Ce dernier segment est caractérisé par une orientation N130°E, la morphologie de la pente étant comparable aux segments plus Nord, c'est-à-dire pente abrupte, arrachements fréquents et pente initiale localement préservée, notamment au Nord de la passe de Koumac.

Les profils bathymétriques réalisés à travers une pente forte (coupe 9), une cicatrice d'arrachement (coupe 10) et une pente initiale (coupe 11) permettent de décrire la morphologie de ce tronçon (fig. 32 a et d). Les profils passant le long de pentes érodées ont des allures très similaires, linéaires à concaves, contrairement à la pente originelle qui présente une morphologie concave puis convexe. L'escarpement majeur, incliné à 31%, se prolonge jusqu'à -400 m et n'apparaît clairement que grâce à la rupture de pente avec le glaciais (coupe 11). Le glaciais, incliné à 8%, présente une légère rupture de pente vers -550 m et -650 m mais on peut considérer qu'il se termine vers -700 m. Les pentes érodées ont une morphologie simple. La coupe 10 (fig. 32 d) montre un profil bathymétrique sub-linéaire de

-100 m à -1 000 m et le gradient de pente associé atteint 38%. La coupe 9 présente une inclinaison de 50%, jusqu'à -750 m où l'on peut identifier une plate-forme large de 500 m laissant place à une pente de 30% jusqu'à -900 m (fig. 32 d).

Bien que le système érosif soit très prononcé et résultant d'effondrements, les cicatrices d'arrachements ne sont visibles qu'entre 20°37'S et 20°39'S ; l'érosion linéaire n'étant marquée que par quelques canyons peu profonds, orientés N215°E.

2) Zone C : du Grand récif Mathieu au Grand récif de Gatope (entre 20°41'S et 21°02'S) – feuilles 12 à 14

La zone C, orienté NW-SE (N135°E), est caractérisée par une avancée récifale de 8/10 km par rapport aux passes de Koumac, au Nord, et de Gatope, au Sud. L'analyse des feuilles 12, 13, 14 suggère l'individualisation de trois sous-zones : entre 20°41'S et 20°51'S, 20°51'S et 20°56'S, puis entre 20°56'S et 21°01'S.

La première et la dernière sous-zone peuvent être décrites ensemble car leur morphologie est semblable. Elles sont caractérisées par la présence des terrasses marines, en amont, et de reliques de la pente originelle en aval de l'escarpement majeur. Ces dernières sont, soit incisées par des canyons profonds orientés NE-SW (N230°E) au Nord de la zone à N190°E au Sud de la zone, soit disséquées par des arrachements comme ceux situés de 20°48'S à 20°50'S (fig. 34). Les canyons sont vraisemblablement l'expression de surface de failles. Par exemple, un des canyons au Nord de la zone (flèche grise en pointillés sur la fig. 34), présente un escarpement bordier, à regard Sud-Est, d'au moins 50 m de haut, affectant le glaciaire initial et les terrasses marines sus-jacentes.

Les profils bathymétriques 12 et 13 sont caractéristiques de ces deux sous-zones (fig. 35). La coupe 12, illustrant le glaciaire, prend une allure convexe jusqu'à -550 m puis concave en dessous. Elle peut être décomposée en trois parties : une pente supérieure correspondant au glaciaire initial et s'étendant de -100 m jusqu'à -325 m avec un gradient de pente de 29%, une pente intermédiaire correspondant à une cicatrice d'arrachement, sub-verticale jusqu'à -550 m et enfin, une pente inférieure commune avec la coupe 13 présentant une inclinaison de 20%. La coupe 13, caractéristique d'une cicatrice d'arrachement est d'une forme concave d'amont en aval, mais présente un segment linéaire jusqu'à -550 m, incliné à 40%.

La sous-zone centrale est d'une morphologie très simple : il n'y a pas de terrasse marine, seulement des traces d'arrachements et des canyons sous-marins sur une pente

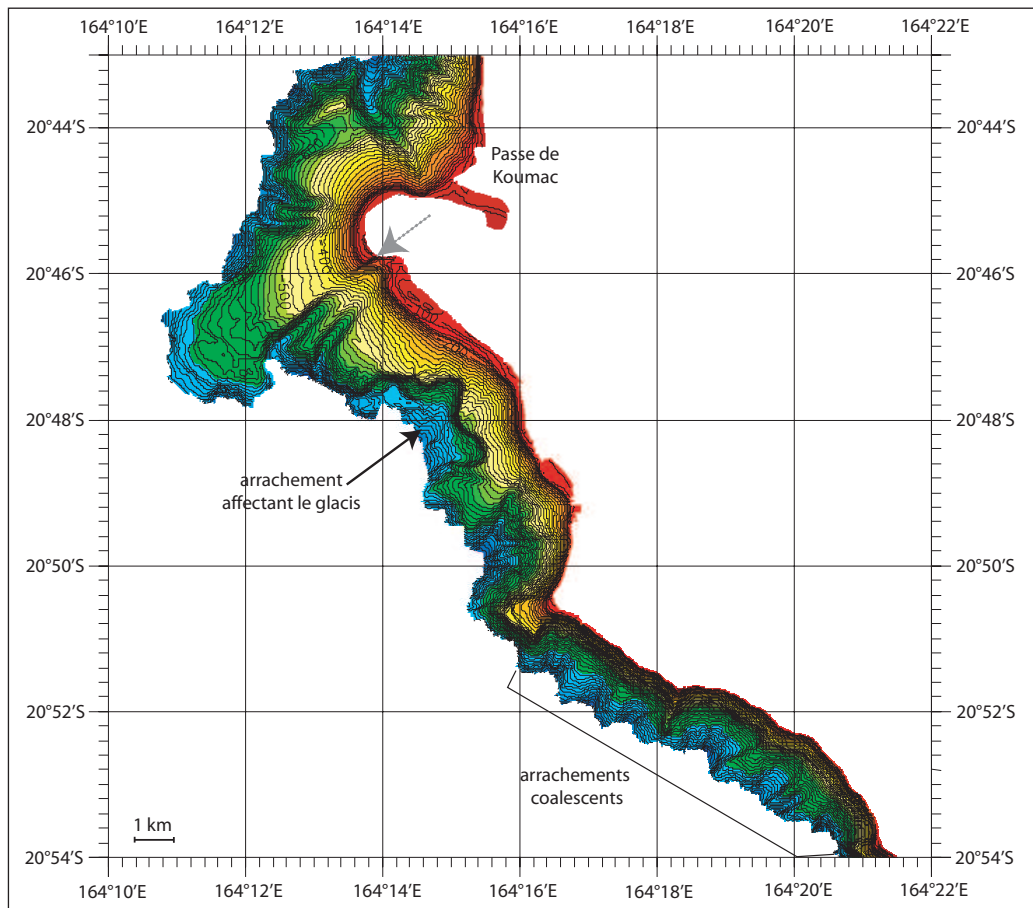


Fig. 34: Exemples d'arrachements coalescents responsables d'une morphologie de pente linéaire et d'arrachements affectant la base du glacis (isocontours 20 m, maîtresses 100 m). La flèche (gris) indique l'escarpement bordier du canyon recoupant les terrasses marines.

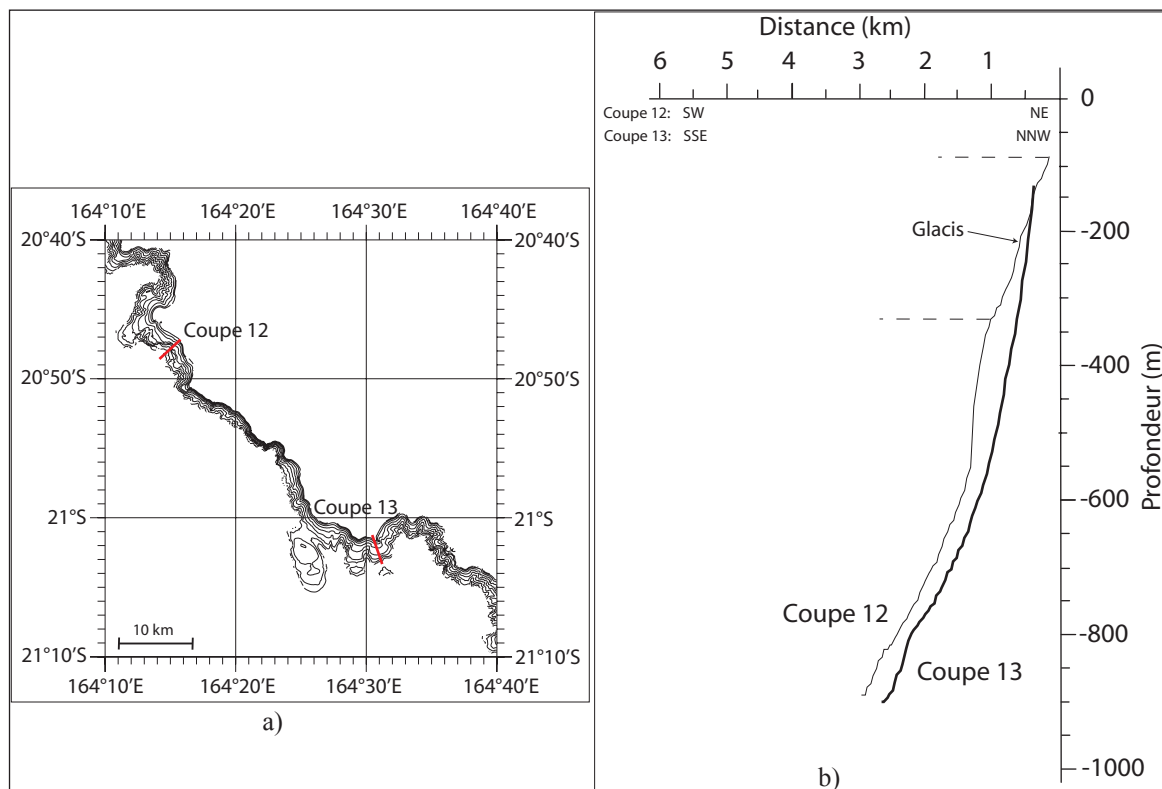


Fig. 35: a) Position des coupes bathymétriques le long du segment C (isocontours 100 m, maîtresses 500 m). b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure de la zone C.

exceptionnellement abrupte. C'est la pente la plus forte de l'ensemble de la marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie.

3) Zone D : de la passe de Gatope à la passe de St Vincent (de 21°02'S à 22°02'S)

La zone D peut être divisée, du Nord au Sud, en deux segments respectivement orientés N150°E et N120°E.

1-1 Segment D1 : de la passe de Gatope à la passe de Népoui (de 21°01'S à 21°24'S) – feuilles 14 à 17

Ce segment, orienté N150°E, est caractérisé par des cicatrices d'arrachements chenalises, régulièrement espacées entre lesquelles on retrouve la surface initiale relativement préservée. La partie supérieure des pentes est constituée de terrasses marines, parfois même affectées d'arrachements comme à 21°03'S / 164°36.4'E (fig. 36). Les canyons peu profonds s'orientent majoritairement N240°E.

1-2 Segment D2 : de la passe de Népoui à la passe de St Vincent (de 21°24'S à 22°02'S) – feuilles 17 à 23

Ce segment, d'orientation générale N125°E, peut être subdivisé en quatre sous-segments décalés et orientés N120°E. Les deux segments aux extrémités ont une morphologie comparable, caractérisée par la présence de la pente originelle très bien conservée au Sud de la passe de Népoui (21°26'S / 164°58'E et 21°32'S / 165°04'E, feuille 18) et aux alentours des passes d'Isi - Ouarai (21°52'S / 165°41'E et 21°56'S / 165°46'E, feuille 22) et incisée par de profonds chenaux. Les deux segments centraux, de part et d'autre de la passe de Bourail, sont caractérisés par des pentes plus fortes et des chenaux peu profonds. En deux endroits, de 21°36'S à 21°38'S et de 21°42'S à 21°45'S soit de part et d'autre de la baie de Bourail, on retrouve des cicatrices d'arrachement là où la pente semble la plus abrupte.

Sur l'ensemble de la zone on retrouve des terrasses marines qui ont été particulièrement mieux cartographiées aux alentours des passes de Népoui, Bourail et St Vincent.

La morphologie des pentes de la zone D2 peut être décrite par les coupes 14 à 19, réalisées respectivement du Nord vers le Sud de la zone (fig. 37). Les pentes peuvent être classées en deux catégories : d'une part, les cicatrices d'arrachements (coupe 16, 17 et 19) et les pentes de canyons (coupe 14) et d'autre part, les glacis (coupes 15 et 18). Les pentes où des arrachements sont présents comprennent une partie supérieure s'étendant jusqu'à -100 m environ et se limitant aux terrasses marines, et une partie inférieure à pente linéaire jusqu'à -900 m, inclinée à 36%. Les pentes de glacis et de canyon, de morphologie identique à celle

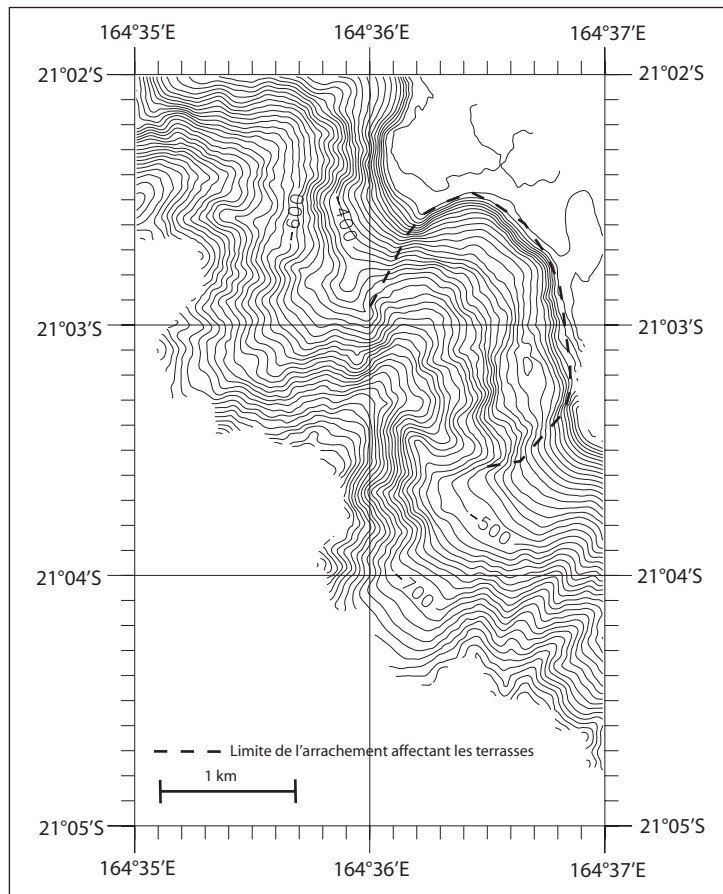


Fig. 36: Arrachement affectant la partie sommitale des pentes externes au niveau de la passe du Duroc (face à Voh) (isocontours 20 m).

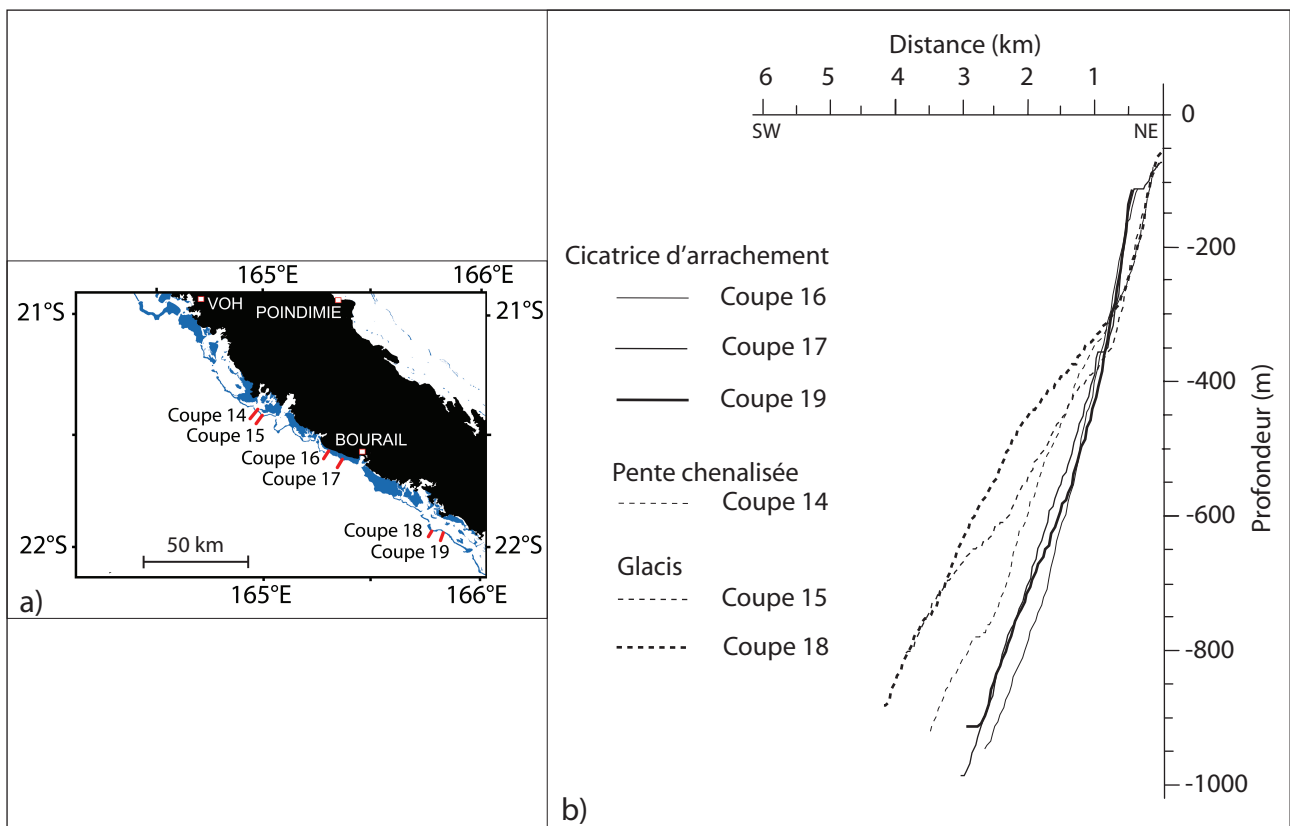


Fig. 37: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone D. b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieur de la zone D.

des pentes d'arrachement jusqu'à -250 m présentent une morphologie plus complexe en dessous. Le glacis (coupes 15 et 18) est en moyenne incliné à 15% mais il peut présenter localement une rupture de pente comme sur la coupe 18, entre -460 à -800 m, où la pente atteint 23%. Le profil bathymétrique 14 présente une partie supérieure commune avec le glacis de la coupe 15 jusqu'à -375 m (pente de 20%) puis, sous l'effet de l'érosion, la pente s'accroît pour atteindre une valeur de 31%. Les canyons entaillent ainsi les glacis sur 50 à 200 m de profondeur.

4) Zone E : de la passe de St Vincent au récif Koko (de 22°02'S à 23°02'S) – feuilles 23 à 30

Le long de cette zone, la marge est globalement orientée N135°E mais apparaît segmentée en tronçons par des relais Nord-Sud, soulignés par des canyons au droit des différentes passes majeures (Uitoé, Dumbéa, Boulari et Mato), ainsi que par un relai N75°E au droit de la passe de Uatio. D'une manière générale, cette zone est caractérisée par une inclinaison diminuant vers le Sud, par une pente originelle de mieux en mieux préservée en allant vers le Sud (notamment à partir du Sud de la passe de Boulari) et par des canyons de plus en plus nombreux et de plus en plus profonds en allant vers le Sud.

Le mode d'érosion est majoritairement lié aux canyons particulièrement bien exprimés entre la passe de Boulari (22°30'S) et 22°50'S et très profonds notamment entre : 22°09'S et 22°11'S (feuille 24), 22°22'S et 22°28'S (feuille 25), 22°32'S et 22°56'S (feuilles 26 à 29). Leur orientation moyenne varie du Nord au Sud, de NNE-SSW à NE-SW : N215°E à 22°17'S (feuille 24), N230°E à 22°25'S (feuille 25) et N235°E à 22°55'S (feuilles 28 et 29). L'érosion des pentes s'opère également de manière gravitaire. Ainsi, il est possible de recenser trois régions à forte concentration d'arrachements, centrées sur 22°20'S, 22°29'S et 22°56'S.

La morphologie des pentes externes entre la passe de St Vincent et le récif Koko peut être décrite par les coupes bathymétriques 20 à 25 (fig. 38). Sur les coupes caractérisant la pente non érodée (coupe 20 et 23), on observe d'amont en aval des terrasses marines développées jusqu'à -75 m pour la première et -110 m pour la seconde, l'escarpement majeur qui s'étend jusqu'à -350/-400 m suivant une inclinaison de 40%, puis le glacis linéaire qui s'étend au moins jusqu'à -650 m selon une inclinaison comprise entre 10% et 12%. Les arrachements, localisés à proximité des glacis, sont représentés par les coupes 21, 22, 24 et 25. Les coupes 21 et 25, situées de part et d'autre du glacis de la coupe 20, présentent une pente linéaire, de -100 m à -1000 m, inclinée à 24% ; seule la coupe 21 présente des terrasses

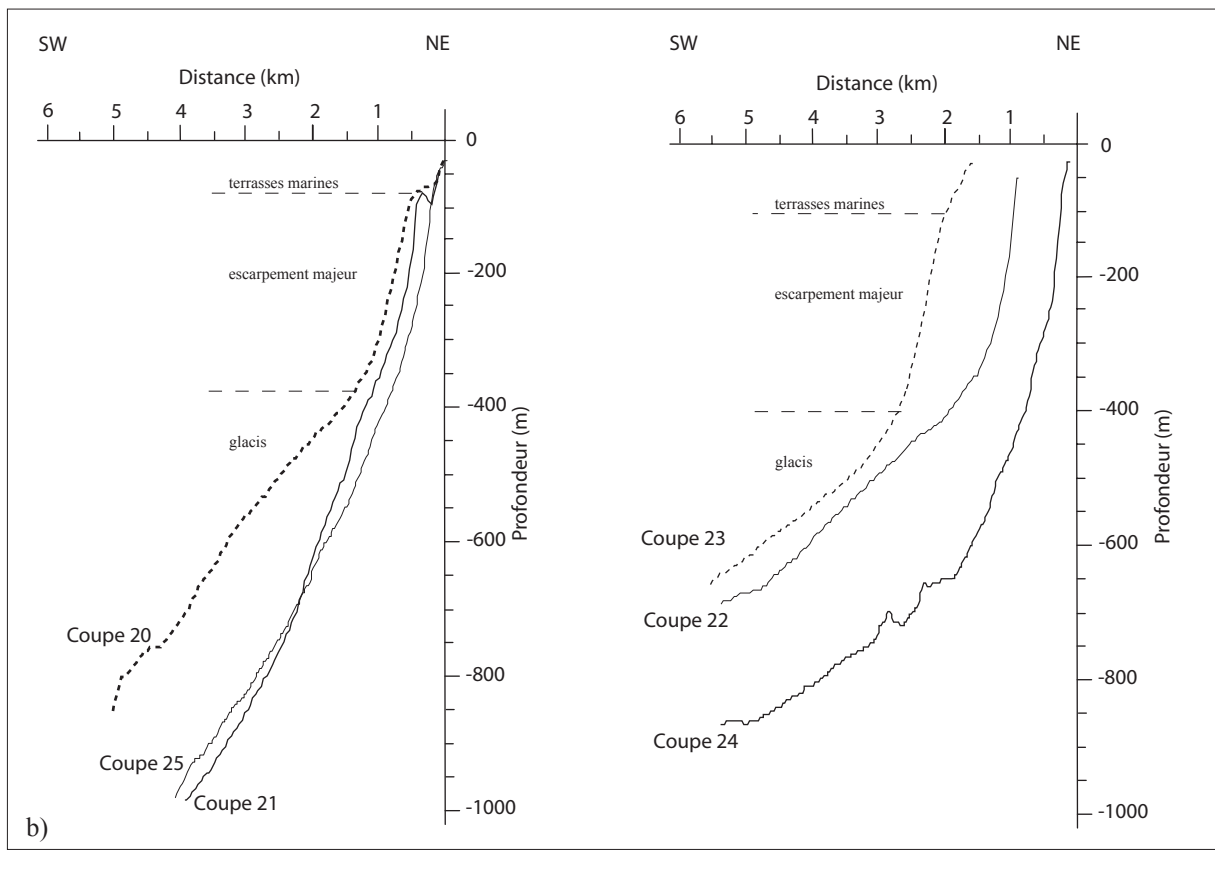
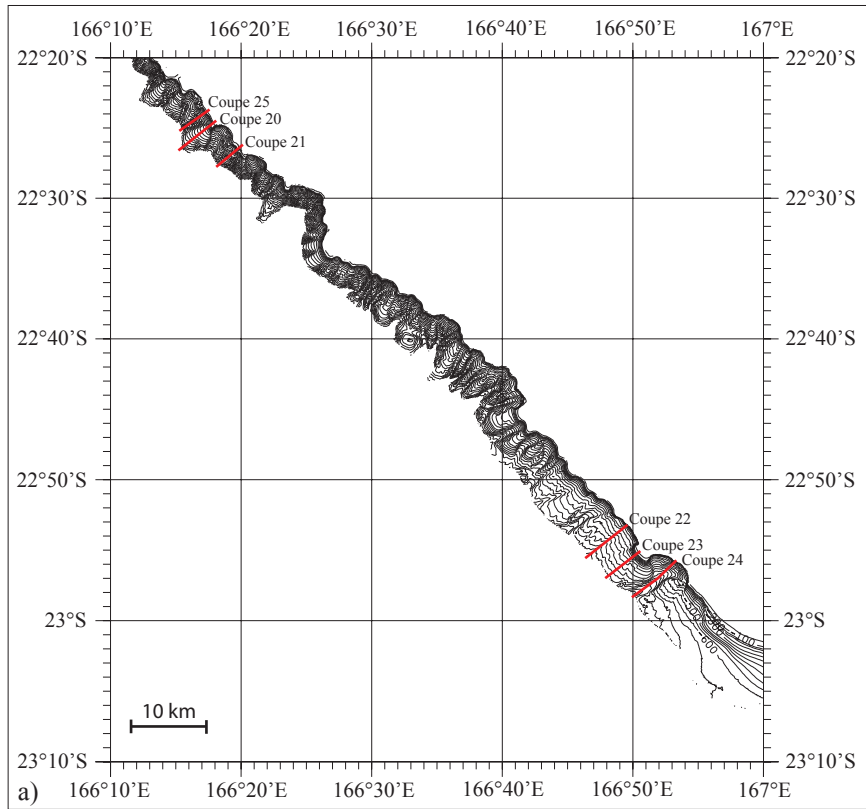


Fig. 38: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone E (isocontours 50 m, maîtres 100 m).
 b) Profils bathymétriques caractérisant la morphologie de la pente supérieure de la zone E.

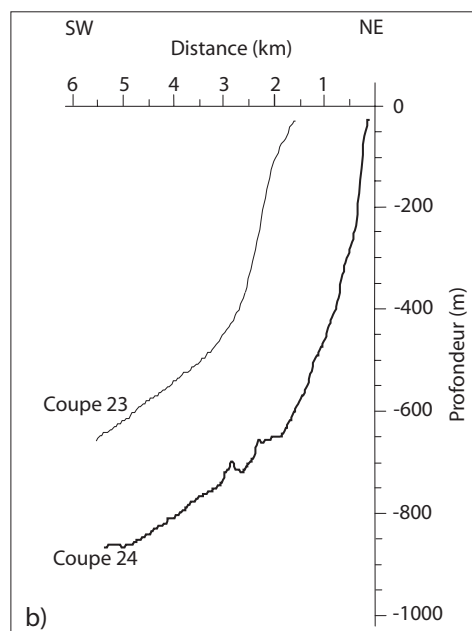
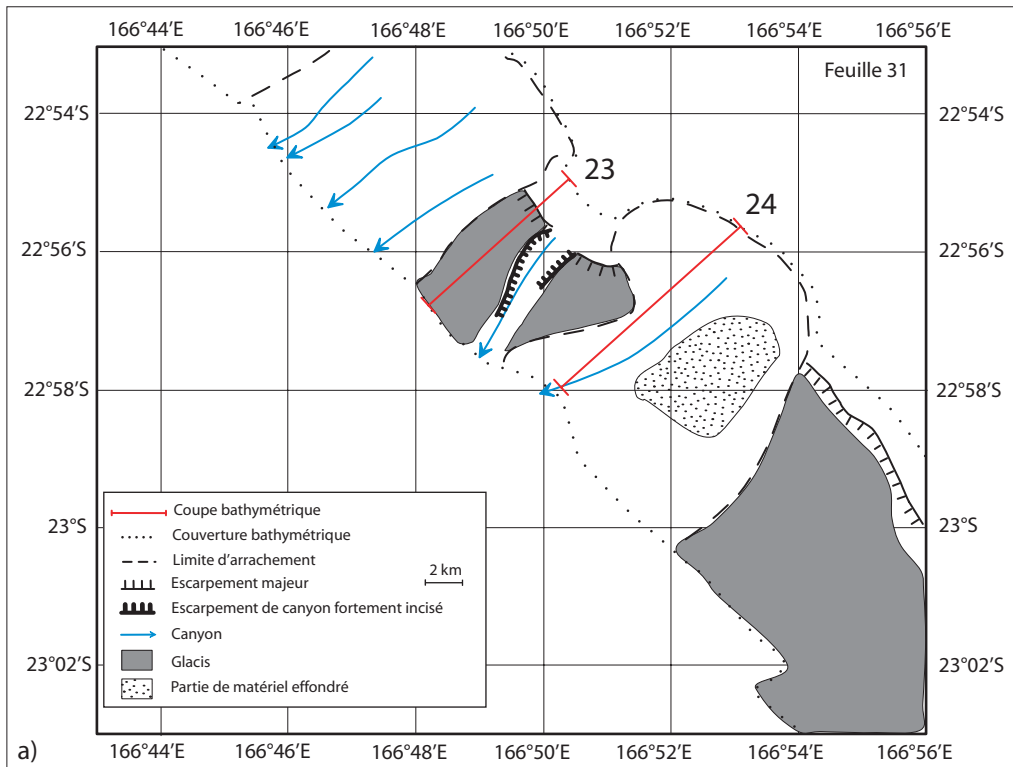


Fig. 39: a) Interprétation géomorphologique de la feuille 29 illustrant l'arrachement le plus méridional du récif barrière Ouest de la Grande Terre. b) La différence de profondeur entre la coupe réalisée sur le glaciaire (coupe 23) et celle le long de l'arrachement (coupe 24) permet d'estimer l'épaisseur du volume glissé à environ 300 m.

marines bien développées jusqu'à -75/-100 m dans sa partie la plus sommitale. Les coupes 22 et 24 décrivent des pentes d'arrachement qui peuvent être décomposées en deux parties. La partie amont s'étend de -50 m à -350 m pour la coupe 22 et jusqu'à -650 m pour la coupe 24 ; il s'agit d'une pente linéaire inclinée à 48% pour la première et à 36% pour la seconde. Les parties aval de ces deux coupes sont très similaires : il s'agit de pentes quasi linéaires, inclinées à 10%.

La feuille 29 illustre les deux effondrements les plus méridionaux qui sont larges de 5 km (fig. 39). Ils sont particulièrement intéressants car probablement très récents. On ne conserve que la cicatrice d'arrachement pour celui au Nord alors que pour le plus méridional, une partie du matériel effondré est encore visible (4 km de long pour 2,6 km de large, fig. 39 a). Ce bloc est limité, au Sud, par le bord de la loupe d'arrachement orienté N30°E et au Nord, par la cicatrice d'une partie du matériel arraché. Les deux profils bathymétriques réalisés (fig. 39 b), l'un le long du glacis initial (coupe 23) et l'autre le long de l'arrachement (coupe 24), permettent d'estimer l'épaisseur du volume glissé (300 m au niveau du glacis).

III.3.3. Zone F : Le Réentrant de la Corne Sud compris entre le récif Koko à l'Ouest et le Banc de la Torche – feuilles 30 à 38

Cette zone est caractérisée par la présence de terrasses et de glacis, par l'absence de figure d'érosion et par des escarpements à regard Ouest de 100 m de haut, orientés N120°E à 23°05'S / 167°05'E et N140°E à 22°50'S / 167°37.5'E. D'autres escarpements mineurs, à regard SW, sont à signaler : ils affectent la pente supérieure entre -100/-130 m, sont orientés N150°E et présentent des dénivelés de 10 à 20 m.

Il est possible de subdiviser les pentes du Réentrant de la Corne Sud en trois parties à partir de l'analyse de six profils bathymétriques (fig. 40 a et b). L'analyse des gradients de pente ainsi que celles des profondeurs de ruptures de pentes (tableau 5) révèle des caractéristiques communes d'une coupe à l'autre. On peut individualiser un glacis supérieur, disposé en haut de pente et compris entre l'escarpement majeur et une succession de terrasses marines, et un glacis inférieur.

Quand la morphologie des pentes ne permet pas d'isoler les terrasses et le glacis supérieur, ils ont été regroupés comme dans le cas des coupes 3, 5 et 6. La profondeur de ce glacis supérieur varie de la coupe 1 à la coupe 4 mais le gradient de pente ne diffère pas ; il est compris entre 0,4% et 0,7%. Bien que le glacis supérieur ne soit pas aussi bien marqué sur les coupes 3, 5 et 6 que sur les coupes 1 et 4, les trois premières comportent néanmoins des surfaces légèrement inclinées qui pourraient être des reliques de ce glacis. En effet, lorsque

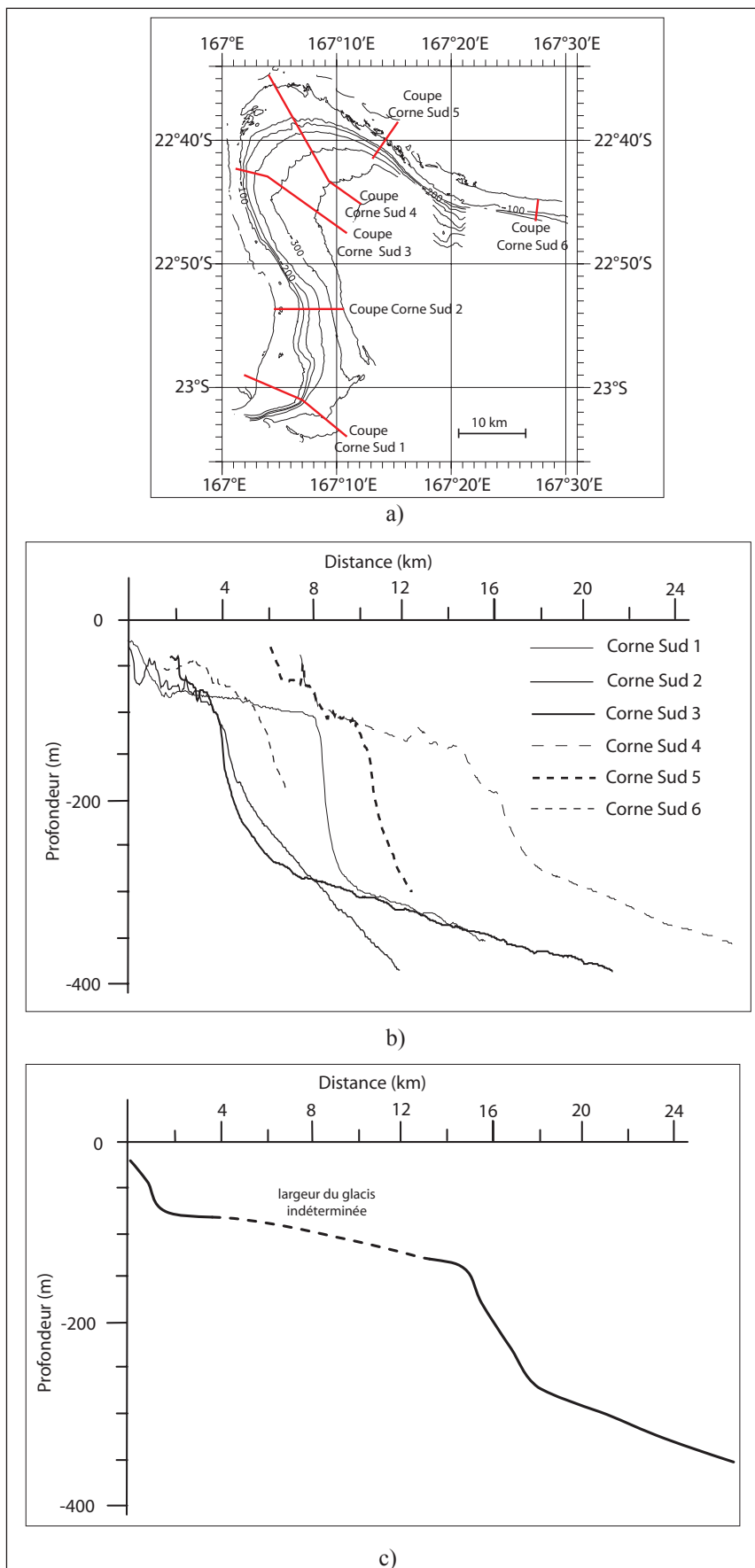


Fig. 40: a) Localisation des coupes bathymétriques le long du Réentrant de la Corne Sud (isocontours: 50 m, maîtresse: 100 m). b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie de la pente, le long du réentrant de la Corne Sud. c) Profil de pente synthétique des coupes bathymétriques Corne Sud 1 à 4.

l'on trace une surface de pente égale à $\pm 0.5\%$ et que l'on prend comme origine -75 m, profondeur minimale du glacis sur la coupe 1, il est possible de faire correspondre les surfaces légèrement inclinées des coupes 3, 5 et 6 et le glacis de la coupe 4 sur cette surface théorique (fig. 40 c). Les terrasses marines se seraient alors développées sur cette surface. Ce glacis supérieur laisse place ensuite à l'escarpement majeur, linéaire, dont la pente varie de 3 à 12% selon les coupes. A partir de -270 m se développe le glacis inférieur. Il est à fond plat, non chenalisé et sa pente n'excède pas 3%. Cette surface se poursuit au-delà de -400 m ; elle est affectée par un escarpement N140°E à regard Ouest, situé vers 23°S / 167°30'E.

Tableau 5 : Profondeurs des structures parfaitement déterminées le long des pentes de la Corne Sud (les valeurs entre parenthèses correspondent aux gradients de pente calculés).

Coupes	1	2	3	4	5	6
Terrasses marines	De -20 à -75 m (5%)	De -30 à -70 m	De -40 à -100 m (3%)	De -40 à -95 m (8%)	De -40 à -110 m (2%)	De -40 à -80 m (1%)
Glacis sup.	De -75 à -110 m (0.4%)	De -70 à -90 m		0.6%		
Escarpement majeur	De -100 à -280 m (12%)	De -90 à -210 m (6%)	De -100 à -270 m (6%)	De -135 à -275 m (3.5%)	De -110 à -300 m (9%)	De -80 à -180 m (6%)
Glacis inf.	A partir de -280m (1%)	A partir de -210m (3%)	A partir de -270m (1%)	A partir de -275m (1%)	-	-

Il en ressort qu'il est possible de construire une coupe synthétique de la pente originelle de la Corne Sud (fig. 40 c). Cette pente est composée de deux glacis séparés par un escarpement majeur. Le premier s'étend de -75 à -135 m selon un gradient de pente de l'ordre de 0.5%, le second prend racine vers -270 m avec un gradient de pente de 1%. Les terrasses probablement récifales se développent alors sur le glacis supérieur.

III.3.4. La marge Est

Les pentes supérieures de la marge Est de la ride de Nouvelle-Calédonie, depuis le Sud-Est de l'Ile des Pins jusqu'au Grand Passage, ont été regroupées en cinq zones selon la direction principale du récif et la morphologie des pentes (zones G à K, du Sud vers le Nord).

1) Zone G : du Banc de la Torche jusqu'à la passe de la Sarcelle

D'une manière générale, cette zone, qui correspond à la plus septentrionale de la ride de l'Ile des Pins, présente une virgation de la direction récifale du Sud vers le Nord (de N170°E à N100°E). Cette zone est également caractérisée par la présence de deux structures circulaires à sommet tabulaire, l'une au Nord-Est et l'autre au Sud de la zone. L'analyse des pentes de cette zone suggère l'existence de deux segments séparés par un canyon orienté Nord-Sud au Nord de l'Ile des Pins.

1-1 Segment G1 : du Banc de la Torche au NE de l'île des Pins (de 22°54'S / 167°38'E à 22°26'S / 167°23'E) – feuilles 38 à 41

La partie septentrionale de la ride de l'île des Pins (cf. *supra*) depuis l'île des Pins jusqu'au Banc de la torche au Sud comprend cinq blocs : l'île des Pins avec des terrasses émergées (cf. *supra*), le récif Nekanmué sub-affleurant (carte SHOM 7052), un plateau immergé vers -30/-50 m, un bloc vers -110 m limité au Sud par un escarpement Est-Ouest à regard Sud et le Banc de la Torche culminant à -32 m. Les limites entre ces blocs sont marquées par des accidents N70/75°E à Est-Ouest. Celui du Sud de l'île des Pins borde l'îlot Brosse, le récif Moinnie et l'île Kutomo et empreinte la passe Ndju. Le récif de Nekanmué, de forme rectangulaire, est bordé par des escarpements N70°E, N110°E et N140°E. Le Banc de la Torche correspond à un haut fond circulaire de 5 km de diamètre dont la base se situe à -150 m et le sommet, de forme tabulaire, culmine à -32 m. Dans le détail, ce banc présente, partiellement, une couronne périphérique ; il semble être un atoll ennoyé (fig. 41 a et b). La disposition étagée de ces cinq blocs nous amène à proposer qu'il s'agit de blocs indépendants dont la subsidence croît vers le Sud à partir du Sud de l'île des Pins.

La feuille 40 permet d'illustrer la pente orientale du tronçon méridional de la zone G. La pente comprend, d'amont en aval, des terrasses dont la plus développée s'étend de -100 m jusqu'à -160 m, une portion convexe pentée à 13% jusqu'à -540 m, un glacis profond, souvent absent et penté à 2% jusqu'à -560 m et un escarpement de 45%, de -600 à -1000 m de profondeur tronquant le glacis profond (coupe segment G1, fig. 41c).

1-2 Segment G2 : du Nord Est de l'île des Pins à la passe de la Sarcelle (de 22°26'S 167°23'E à 22°24'S 167°11'E) – feuilles 41 et 42

Ce segment est orienté N100°E et présente entre 22°26'S / 167°16'E et 22°28'S / 167°22' des escarpements N140°E à regard Est, mesurant 50 m de haut et affectant pour certains les terrasses supérieures.

Les terrasses marines se développent jusqu'à -100 m, profondeur à laquelle se situe la terrasse la plus large (250 m) (coupe segment G2, fig. 41c). L'escarpement majeur se termine à -250 m et laisse place à un glacis s'étendant jusqu'à -500 m avec une inclinaison de 10%. En contrebas, la morphologie des pentes est sous l'influence d'un canyon, de 2 km de large, orienté N100°E. La base de celui-ci se situe à -750 m et l'escarpement bordier de ce canyon présente une pente de 15% soulignant l'érosion du glacis sus-jacent sur une épaisseur de 150 m. Au Nord de la zone et centré sur 22°23'S / 167°24'E, se trouve un haut fond de 250 m de haut, plat vers -500 m.

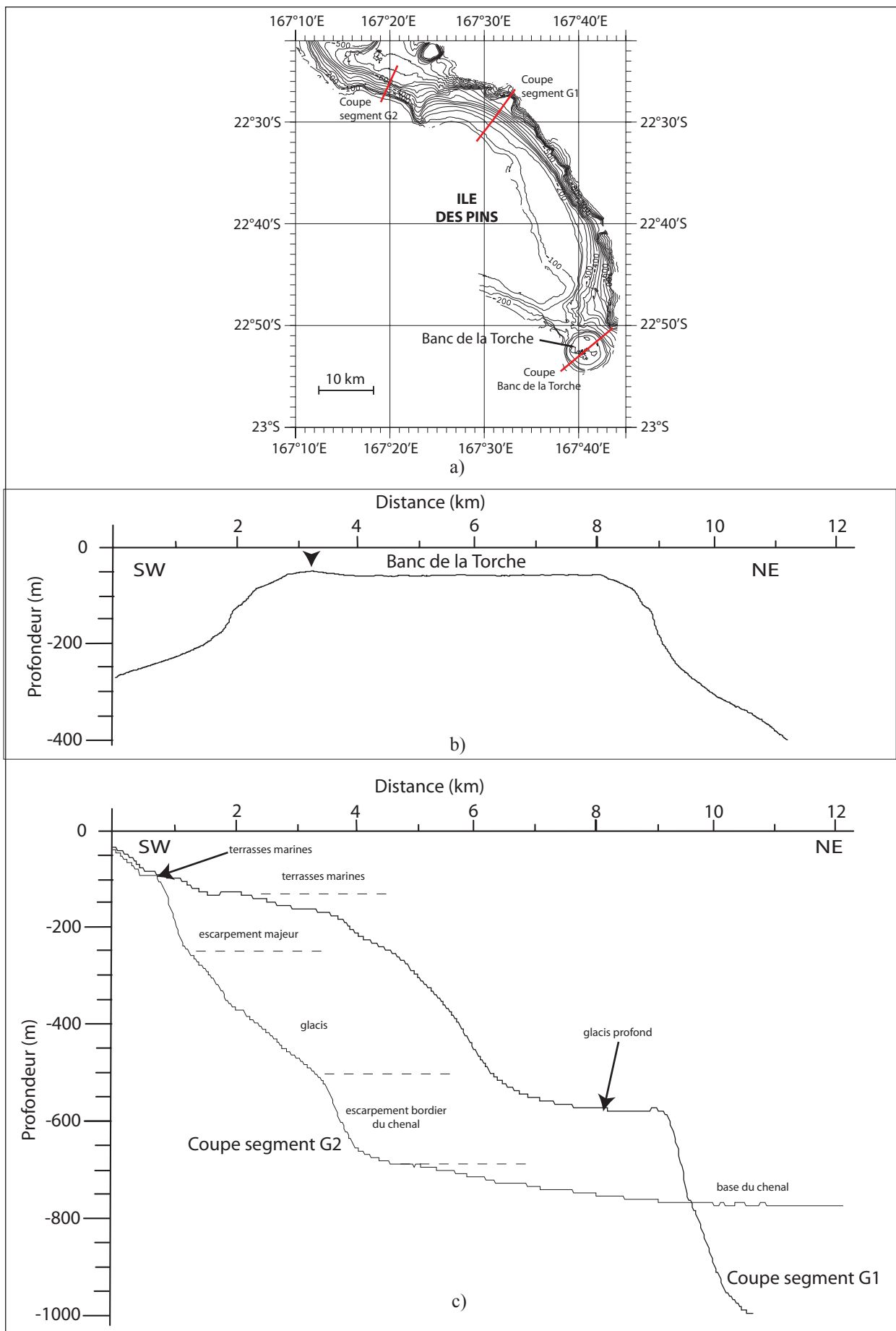


Fig. 41: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone G (isocontours: 50 m, maîtresse: 100 m). b) Profils bathymétriques recoupant le Banc de la Torche (la flèche indique la courne périphérique). c) Profil bathymétrique illustrant la morphologie des segments G1 et G2.

2) Zone H : de la passe de la Sarcelle à la passe de Ouinné (de 22°24'S à 21°56'S) – feuilles 42 à 46

La zone H est caractérisée par une direction de la marge N150°E, par la présence d'une ride immergée, bien au large du récif barrière et de la passe de la Havannah, unique autour de la Grande Terre, et par un grand glacis de 15 à 20 km de large. Il sera d'abord présenté cette ride avant d'analyser l'allure des pentes de cette région.

1-1 La ride au large de la passe de la Havannah : le Banc de Coëtlogon et son prolongement méridional

Au large de la passe de la Havannah, une ride orientée N150°E est immergée entre -20 et -80 m ; il s'agit du Banc de Coëtlogon (fig. 42). C'est une structure à flancs dissymétriques, caractérisée par un versant Ouest moins raide que son flanc Est. Ces deux versants présentent des terrasses marines étagées, étudiées dans le chapitre suivant. Cette ride est bordée à l'Ouest par un canyon méandrique s'écoulant au N150°E jusqu'à 22°19,2'S puis au N90°E, de 167°7'E à 167°7,8'E, et au N15°E, de 22°19,2'S à 22°18,4'S. Ce canyon est aussi remarquable par son profil de pente (fig. 43a et b) : un seuil centré sur 22°18,4'S / 167°6,3'E délimite une partie amont présentant un niveau de base vers -100/-105 m et une partie aval dont le niveau de base est rehaussé vers -90 m.

Au Sud-Est du canyon, le banc se prolonge par une structure plus massive et moins étendue. Enfin, des pointements circulaires et massifs de 100 à 350 m de diamètre parsèment le plancher bathymétrique ; ce sont, probablement, des pâtés récifaux isolés et ennoyés.

1-2 Morphologie générale des pentes de la zone H

La caractéristique morphologique principale des pentes de cette zone est la présence d'un glacis non érodé, large de 20 km au Sud et de 10 km au Nord, situé au pied de l'escarpement majeur et s'étendant de -250 m jusqu'à -500/-550 m. L'escarpement majeur possède une pente qui augmente de 12 à 24% du Sud vers le Nord, parallèlement avec celle du glacis qui varie de 1 à 5%. Le glacis est affecté par un escarpement de 20 m de haut vers -500 m. Il est orienté N145°E, à regard NE et situé entre 22°12'S, 22°14'S, 167°16'E et 167°17'E (feuille 43). Sous le glacis, la pente inférieure correspond à un escarpement de 200 m de haut compris entre -600 m et -800 m au Sud et entre -300 et -500 m au Nord de la zone.

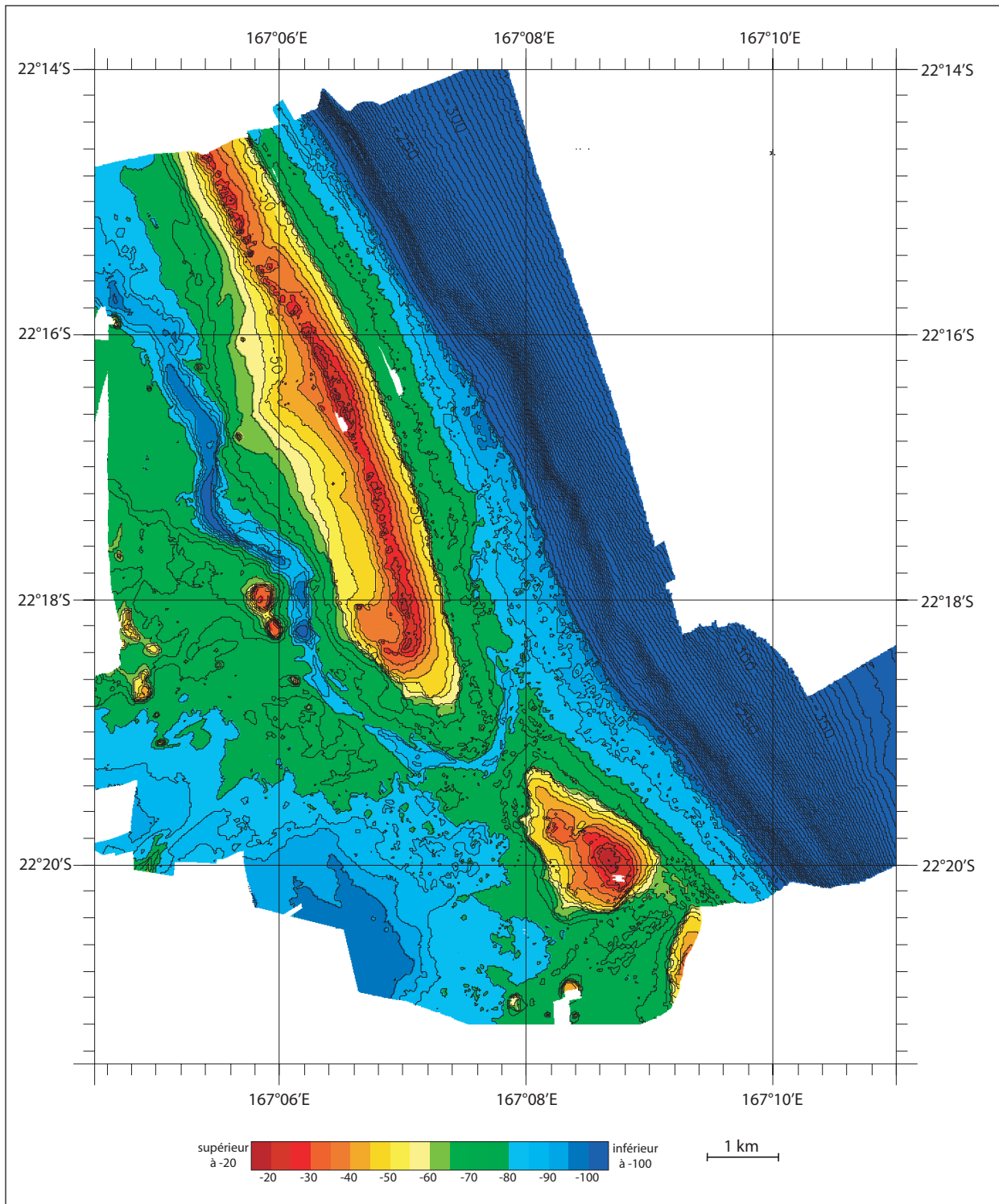


Fig. 42: Carte bathymétrique du Banc de Coëtlogon (isocontours 5 m, maîtres: 50 m).

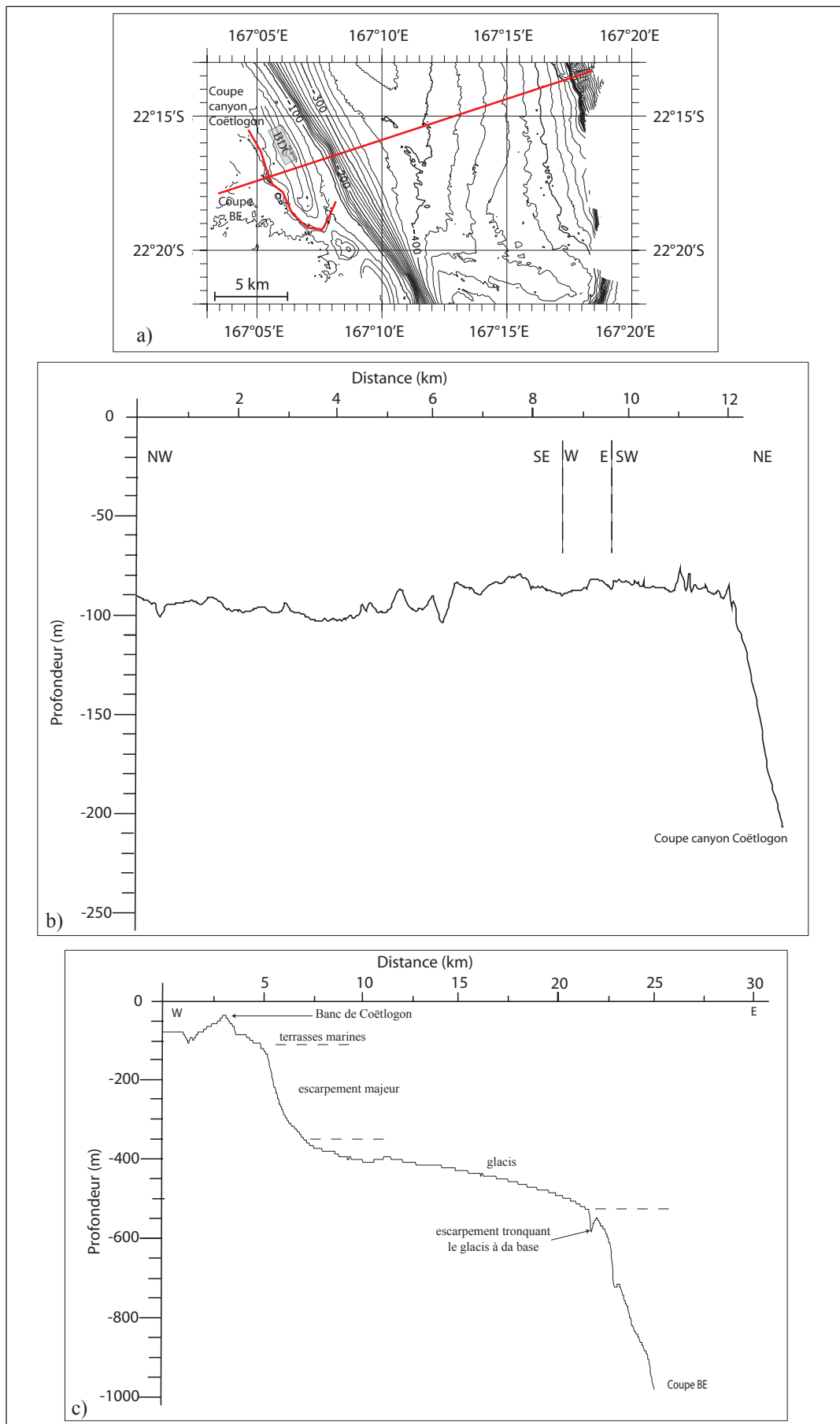


Fig. 43: a) Localisation des coupes bathymétriques autour du Banc de Coëtlogon (BDC) (isocontours 20 m, maîtresses 100 m). b) Profil bathymétrique du canyon à l'Ouest du Banc de Coëtlogon. c) Profil bathymétrique illustrant la morphologie des pentes de la zone H.

3) Zone I : de la passe de Ouinné à la passe de Touho (de 21°56'S / 166°34'E à 20°48'S / 165°19'E)

Deux segments sont définis afin de décrire au mieux la morphologie des pentes de cette zone.

1-1 Segment I1 : de la passe de Ouinné à Thio (de 21°56'S à 21°39'S) – feuilles 46 à 48

Bien que les structures de cette zone correspondent à la continuité de celles observées dans la partie septentrionale de la zone H, les caractéristiques principales de cette zone sont la direction N125°E du récif barrière et de l'escarpement majeur, la réduction de la largeur du glacis jusqu'à sa disparition au Nord, la présence de canyons étroits incisant fortement (sur 30 à 40 m d'épaisseur) le glacis suivant sa ligne de plus grande pente (N30°E à N35°E), la présence d'un escarpement de 150 à 200 m de haut tronquant le glacis, extraordinairement rectiligne et orienté N125°E.

La feuille 49 illustre bien la morphologie de pentes de ce segment. L'escarpement majeur compris entre -100 et -200 m surplombe le glacis incliné à 4% (fig. 61a et b) et large de 4,75 km. L'escarpement de la base du glacis présente une forme en cuillère de 21°51'S à 21°55'S, caractéristique des loupes d'arrachement ; au Nord de 21°49'S, il se dédouble. La majorité des canyons observés sur le glacis se prolongent au-delà de cet escarpement, excepté pour ceux situés au Nord de 21°50'S, ce qui suggère que l'escarpement est relativement récent et postérieur aux canyons.

1-2 Segment I2 : de Thio à la passe de Touho (de 21°39'S à 20°48'S) – feuilles 48 à 55

Le segment I2 est constitué de trois tronçons orientés N125°E et décalés par des « relais » N100°E. Ce segment est également caractérisé par une pente complexe, la présence d'un glacis entre -200 et -320 m largement tronqué par des arrachements et érodé par des canyons, et par la présence d'un récif, appelé « récif Poui Poui », situé à l'extérieur de l'actuel récif barrière, au Nord de la passe de Thio. Ce récif, centré sur 21°28'S / 166°15'E (feuille 50), est orienté N125°E et ceinturé par une terrasse marine à -70 m. Il mesure dans son ensemble 9 km de long environ et repose sur le glacis.

Trois types de morphologie de pente composent cette région. On retrouve rarement la pente originelle entièrement préservée, c'est-à-dire sans escarpement transverse (coupe FE, fig. 61a et c), feuille 56); la pente y est alors concave puis linéaire entre -120 et -760 m et présente un glacis incliné à 9%. Plus fréquemment, les pentes ont été tronquées et le glacis se

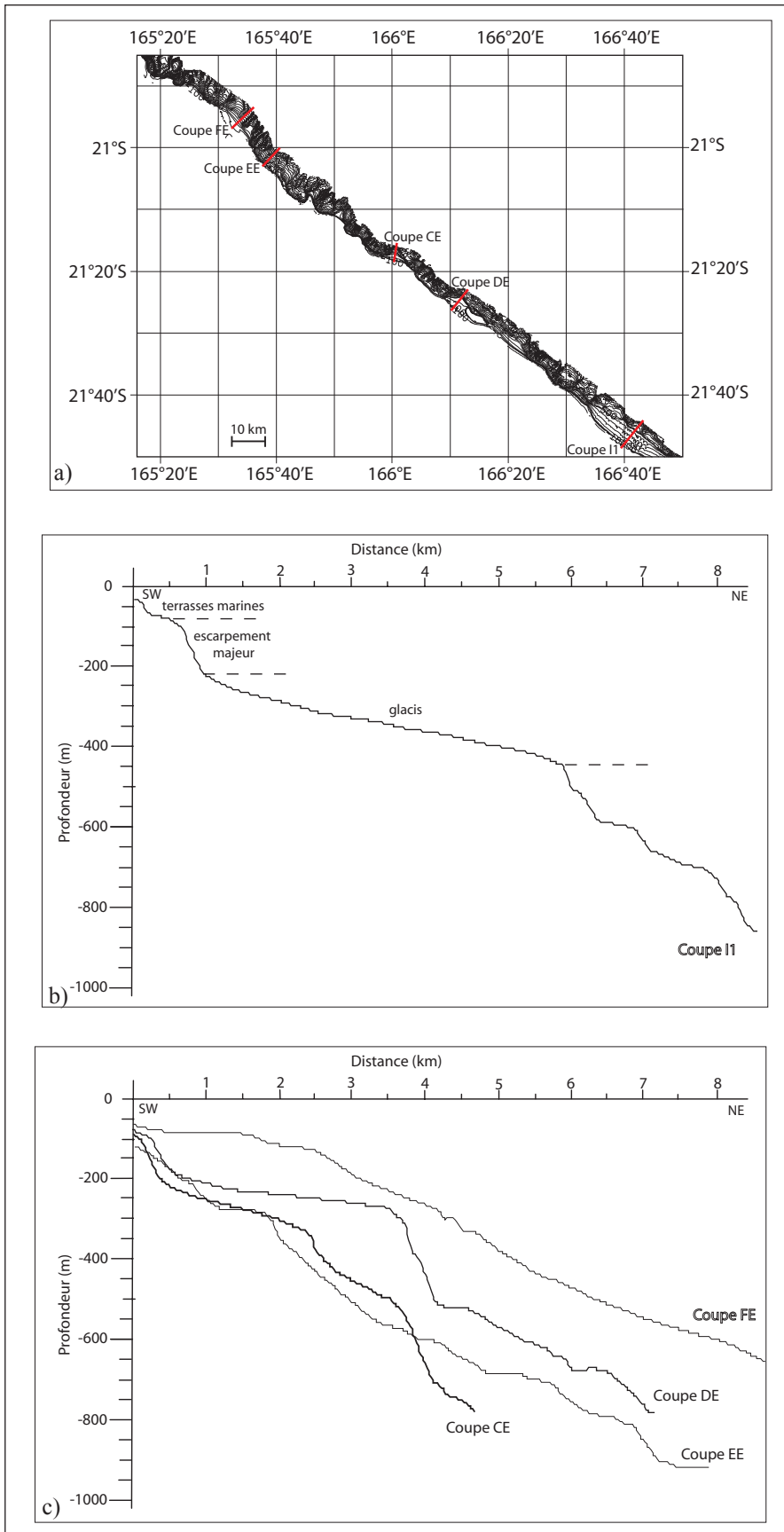


Fig. 44: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone I (isocontours 50 m, maîtres 100 m). b) Profil bathymétrique illustrant la morphologie de pente du segment I1. c) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des pentes du segment I2.

retrouve parfois alors dédoublé comme par exemple, entre 21°24'S et 21°26'S (coupe DE fig. 44a et c), 21°17'S et 21°18'S (coupe CE, fig. 44a et c), 21°10'S et 21°12'S, 20°54'S et 20°58'S. Le glacis supérieur s'étire de -200 à -320 m selon un gradient de pente variant de 3 à 4% alors que le glacis inférieur voit son inclinaison atteindre 10%. Le troisième type de pente correspond au profil de pente érodée ; il peut présenter une relique du glacis vers -280 m (coupe EE fig. 44a et c).

L'érosion linéaire est soulignée par un réseau de canyons très encaissés et orientés N25°E à N35°E.

4) Zone J : de la passe de Touho à l'Est des îles Belep (de 20°48'S à 19°44'S)

Cette zone est caractérisée par la virgation Est-Ouest du récif barrière (cf. *supra*) entre deux segments orientés NW-SE et par la présence de petites structures coniques au pied de l'escarpement majeur. Les caractéristiques morphologiques des pentes dépendent d'une part de la présence ou non d'un glacis, parfois très bien conservé, et d'autre part de la profondeur de la limite inférieure de l'escarpement majeur qui varie géographiquement. Deux segments peuvent être individualisés.

1-1 Segment J1 : de la passe de Touho à l'Ouest de la passe de Hienghène (de 20°48'S à 20°35'S / 164°51'E) – feuilles 55 à 58

Ce segment peut être subdivisé en deux tronçons, la Corne de Mengalia et la région des passes de Hienghène. Les directions Nord-Sud et N100°E, obliques sur la direction générale de la ride de Nouvelle-Calédonie (N140°E), sont ici particulièrement bien exprimées.

La Corne de Mengalia est structurée par un récif N170°E à N110°E. La pente (coupe 25 fig. 45a et b) se compose d'un ensemble de terrasses supérieures bien développées, suivies de l'escarpement majeur atteignant -300 m. En contrebas, s'étend un glacis à pente linéaire (incliné à 7%) jusqu'à -800 m. Celui-ci, particulièrement bien préservé au Nord-Ouest de la Corne de Mengalia, comporte dans sa partie supérieure des pointements circulaires et massifs de 400 m de diamètre et de plus de 100 m de haut pour les plus importants. Leur base se situe à -400/450 m et leur sommet atteint -320 à -300 m (fig. 46). Ces étranges structures peuvent être interprétées soit comme des petits édifices volcaniques, soit comme des blocs éboulés. Une campagne récente de dragage a toutefois récupéré, sur la surface des blocs, des coraux profonds tubulaires (Pelletier et al., 2005).

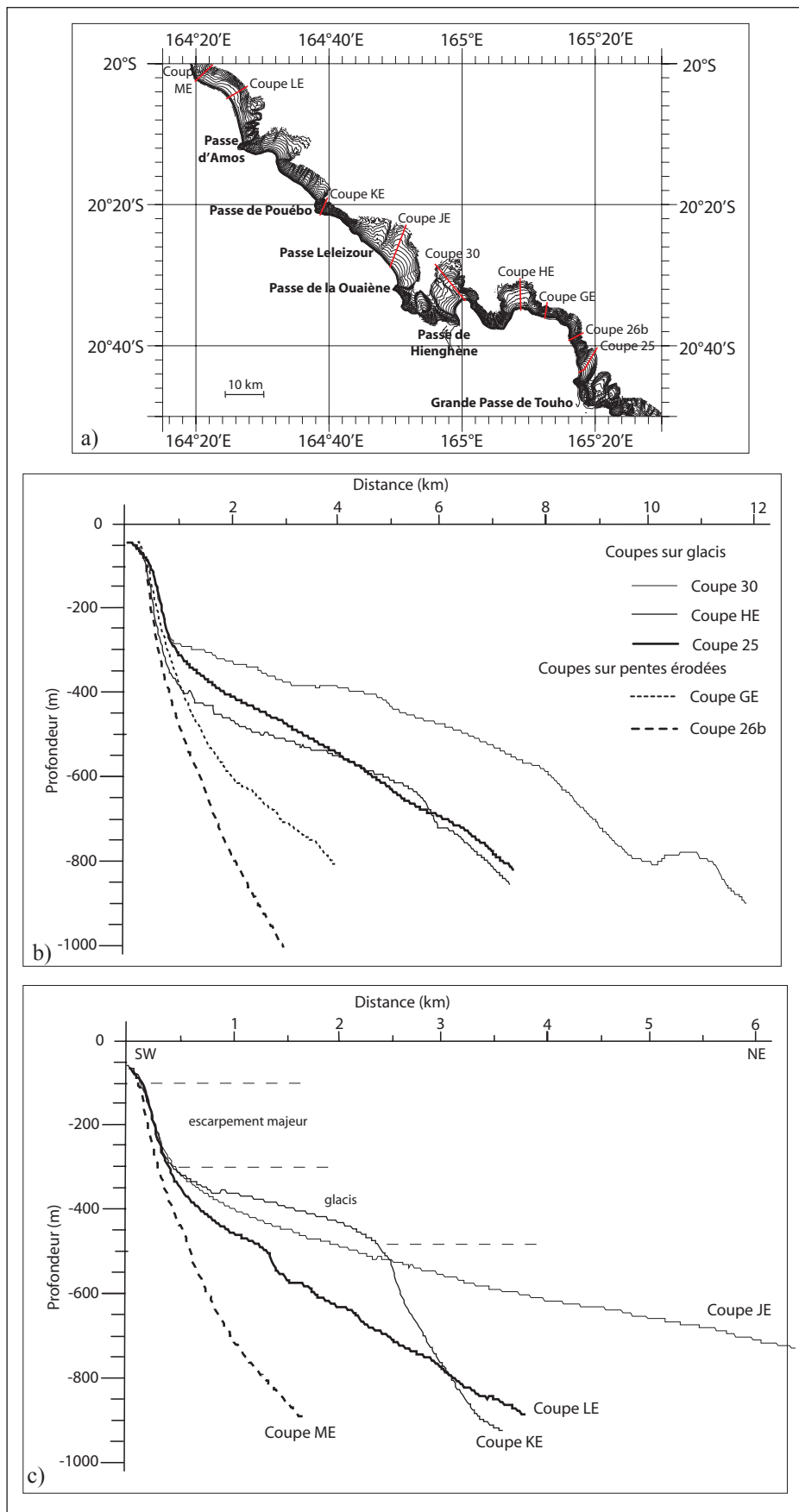


Fig. 45: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone J (isocontours 50 m, maîtresses 100 m). b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des pentes du segment J1. c) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des pentes du segment J2.

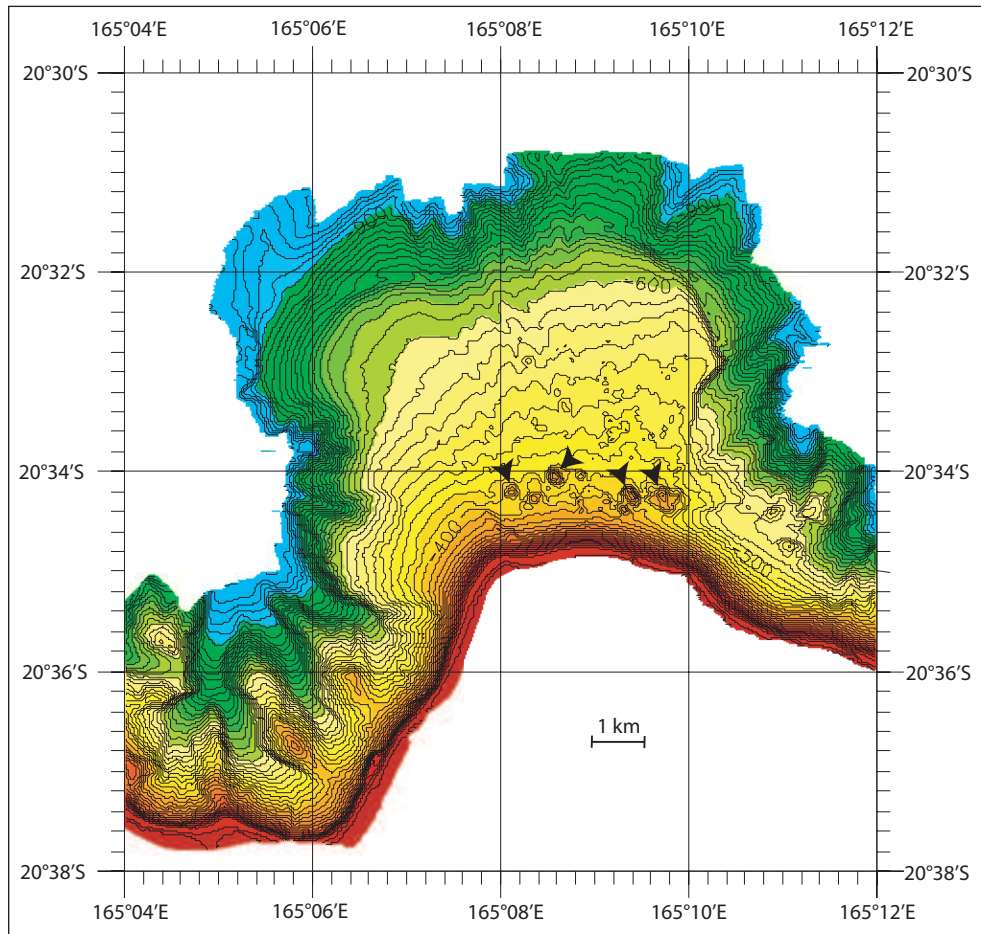


Fig. 46: Pointements circulaires (flèche noire) au pied de l'escarpement majeur, en contre-bas du récif de Mengalia (isocontours 20 m, maîtresses 100 m).

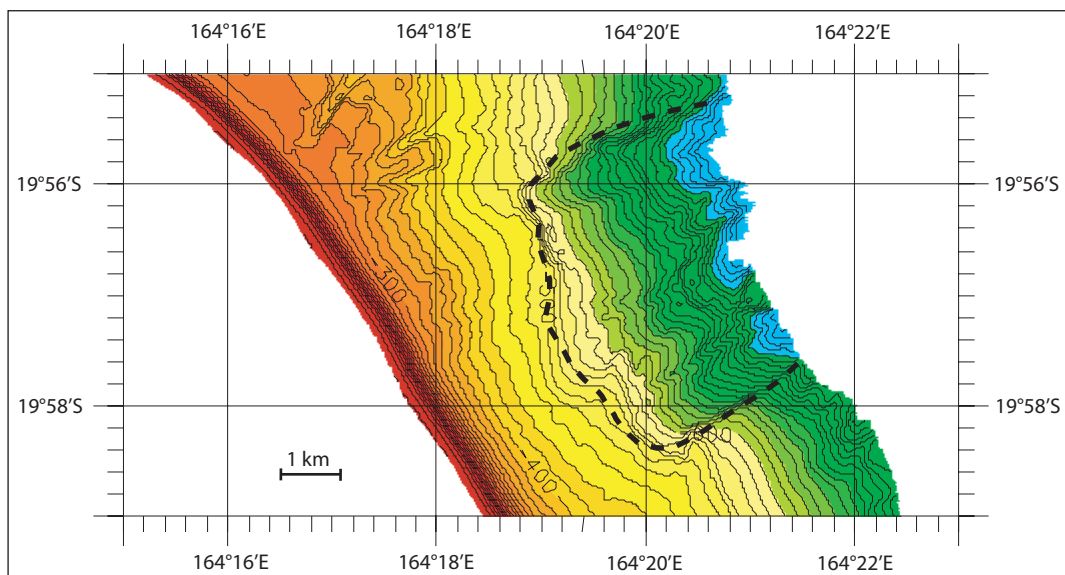


Fig. 47: Exemple d'arrachement (pointillés) affectant le glacier le long du segment J2 (isocontours 20 m, maîtresses 100 m).

Le glacis ceinturant la Corne de Mengalia est souvent fortement érodé et la pente présente alors un profil concave à linéaire, incliné à 33% jusqu'à -1000 m (coupe 26b, fig. 45a et b).

La région des passes de Hienghène présente une morphologie complexe avec un double récif barrière structuré N100°E et N135°E, une série de terrasses marines étagées (cf. *infra*), des grands et profonds canyons Nord-Sud et des fractures N135°E à regard Ouest mesurant entre 80 et 150 m de haut et affectant le glacis, incliné à 4%, de -280 m à -800 m (feuilles 59 et 60).

1-2 Segment J2 : de la passe de la Ouaième à la Grande Fausse Passe (de 20°35'S / 164°51'E à 19°44'S) – feuilles 58 à 64

Bien que la morphologie change peu le long de ce segment, il peut être cependant subdivisé en deux tronçons N135°E au droit du chenal de Devarenne orienté N100°E, bordant le Nord de la Grande Terre et débouchant au droit des passes de Balade et d'Amos.

La morphologie des pentes de ce segment est fortement liée à celle du glacis penté de 16% (coupe LE) à 4% (coupes JE et KE) (fig. 45a et c). Soit le glacis est entièrement préservé (coupe JE), soit il est tronqué dans sa partie inférieure, à partir de -480 m (coupes KE et LE), soit encore il est totalement érodé avec une pente concave à linéaire inclinée à 20% (coupe ME).

Comme pour le glacis au Nord de Mengalia, on peut noter la présence de petits monticules coniques de 50 m de haut dont la base se situe entre -500 m et -800 m, situés au Sud-Est de la passe Leleizour (entre 20°22'S et 20°26.5'S).

L'érosion linéaire, par le biais des canyons, est soutenue tout au long de ce segment. Les canyons sont orientés N15°E à N35°E et sont fortement encaissés entre 20°30'S et 20°05'S. Au Nord de 20°05'S, les chenaux sont moins abondants et l'érosion linéaire laisse place au démantèlement gravitaire (fig. 47).

5) Zone K : le Nord du Grand Récif de Cook, de la Grande Fausse Passe au Grand Passage (de 19°44'S à 18°50'S) – feuilles 64 à 69

Cette zone est caractérisée par une morphologie simple de très forte pente. Cependant, elle est segmentée : son orientation N150°E est perturbée entre 19°19'S à 19°02'S par des directions Nord-Sud et N110°E.

Les pentes, coiffées par un ensemble de terrasses marines étroites, sont linéaires et présentent une inclinaison de 44% (fig. 48). Aucune relique du glacis originel n'a pu être identifiée le long de cette zone. L'ensemble de la pente apparaît arrachée et de rares canyons peu profonds orientés N55°E se situent en bas de pente.

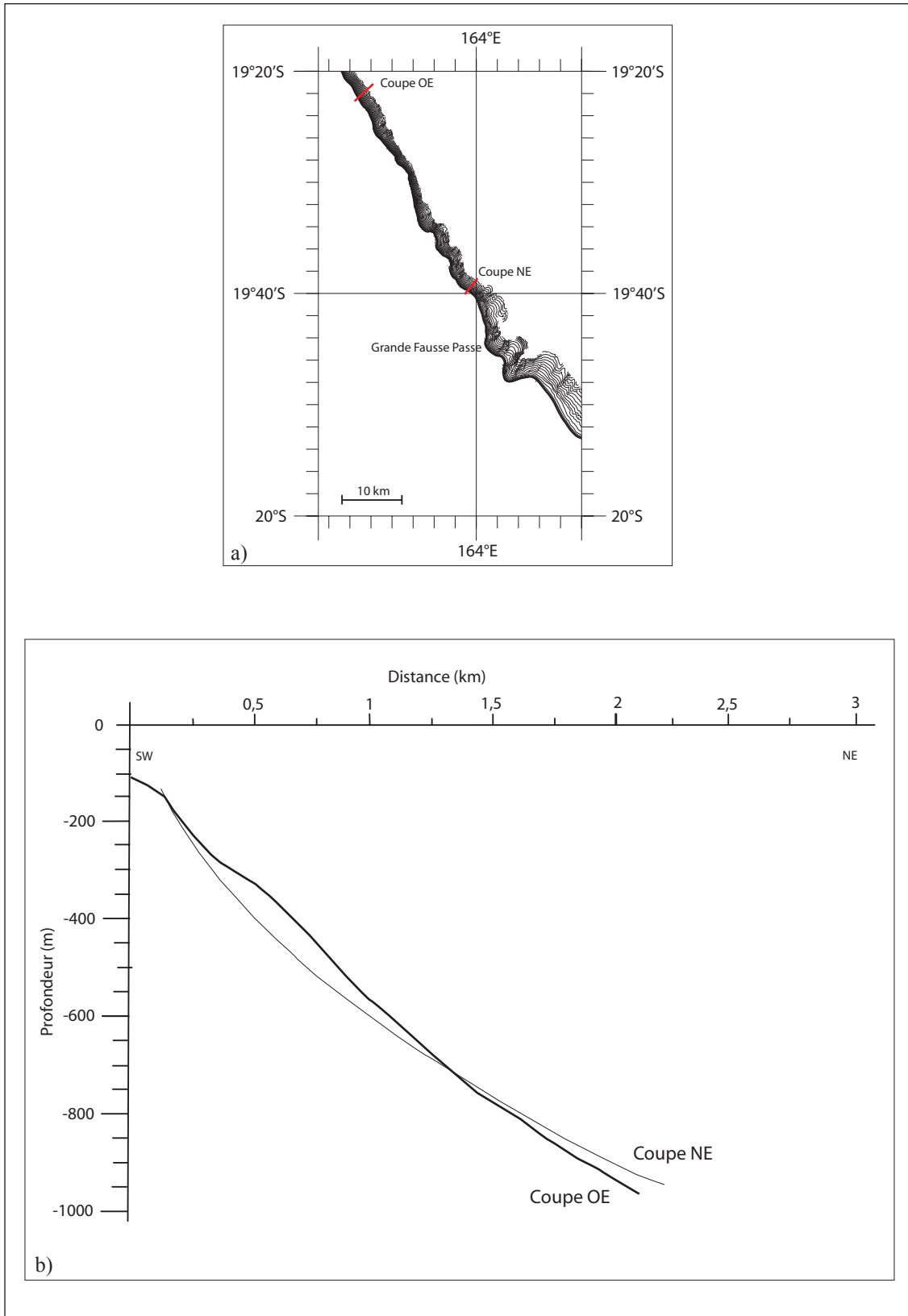


Fig. 48: a) Localisation des coupes bathymétriques le long de la zone K (isocontours 50 m, maîtres 100 m). b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie de pente de la zone K.

III.3.5. Synthèse

Il ressort de cette analyse : 1) la mise en évidence de directions structurales obliques à la marge qui contrôlent fortement la morphologie des pentes supérieures des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie et du récif barrière; 2) une différence significative de morphologie entre les marges Ouest et Est due à la présence, ou non, de la pente originelle, de son état de préservation ainsi que de son inclinaison. L'Ouest et l'Est se distinguent aussi par leur mode d'érosion qu'elle soit linéaire, fortement incisée ou non, ou gravitaire.

Des directions structurales Nord-Sud, N110°E et N70°E sont responsables de la segmentation des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie orientées N140°E. Ces structures, au moins pour partie postérieures à la structuration de la marge liée à l'extension post-obduction, ne sont pas uniformément réparties mais sont localisées sur certains secteurs (fig. 85, partie V). Les accidents Nord-Sud sont localisés sur la marge Ouest, aux alentours du récif de Gatope (Ouest de Voh), le long de la marge Est, de Touho à Pouébo et plus particulièrement dans la zone des passes de Hienghène et dans la région du Grand Passage et de l'extrême Nord-Est du récif de Cook, dans la région de l'Île des Pins. Dans le Grand Passage, la disposition en échelons des escarpements suggère une composante dextre sur un mouvement extensif. Les accidents N110°E sont localisés dans la partie centrale et Sud de la marge Ouest (segments Bourail-Poya et Sud de St Vincent), le long de l'ensemble de la marge Est et dans la partie Sud de la ride de Nouvelle-Calédonie. Leur disposition suggère une composante sénestre. Les accidents N70°E apparaissent essentiellement restreints depuis le Sud-Est de la Grande Terre jusqu'au Sud de l'Île des Pins. Ils apparaissent responsables de l'étagement de différents blocs au Sud de la marge et sont liés à des mouvements en faille normale. Cette direction N70°E est également observée en face de la passe de Touho sur la côte Est.

L'examen de la profondeur de la base de l'escarpement majeur le long des pentes Ouest et Est permet de mettre en évidence qu'il est quasiment toujours plus profond à l'Ouest qu'à l'Est et qu'il a tendance à être plus profond vers le Nord pour les deux marges (fig. 49). Ceci suggère des mouvements verticaux d'amplitude plus importante le long de la marge Ouest, ainsi qu'une bascule longitudinale des marges vers le Nord. Un seuil à regard Nord à 21°45'S sur la côte Est, face à la passe de Touho, suggère également la présence de blocs longitudinaux (fig. 49) ; nous y reviendrons dans la partie V de ce manuscrit.

Les processus érosifs semblent plus actifs le long de la côte Ouest où la densité de drainage et d'effondrements dépasse celle de la côte Est. De plus, à l'Est, les canyons sont majoritairement plus encaissés que sur les flancs Ouest. On observe trois principaux types de morphologies comprenant: les pentes largement à totalement érodées, les pentes où le glacis originel est partiellement tronqué et celles où il est totalement préservé. Le premier type de pente est caractérisé par des profils concaves à linéaires, avec une inclinaison entre 20 et 44%. On les retrouve majoritairement le long de la marge Ouest de 19°S à 22°S (zones Nord et centrale) et le long du segment septentrional de la marge Est, entre 18°50'S et 19°44'S. Le second type de pente, à glacis tronqué ou sous forme de reliques, est également représenté le long des zones Nord et centrales de la marge Ouest alors que le long de la côte Est, il est restreint entre 20°48'S et 21°56'S. Le troisième type présente un glacis initial, d'inclinaison comprise entre 8 et 23%. Il est peu préservé le long des pentes Ouest : on le retrouve de manière éparse dans la zone centrale de la côte Ouest (entre 21°20'S et 22°S) alors qu'il est prépondérant à l'extrême Sud de 22°40'S et 23°S. Le glacis initial est surtout mieux préservé le long du flanc Est de la marge, au Sud de 19°44'S. Les gradients de pente associés sont bien plus faibles qu'à l'Ouest : ils varient de 2% à 16% respectivement, du Sud vers le Nord.

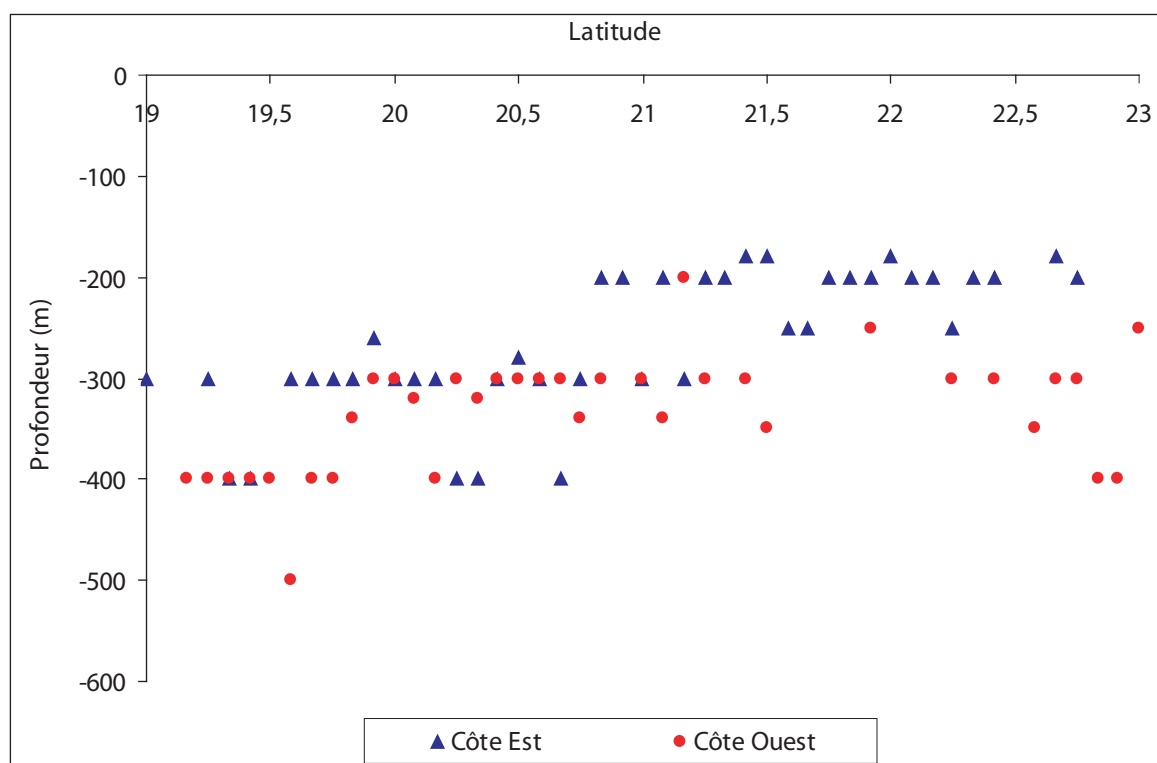


Fig. 49: Distribution latitudinale de la profondeur de la base de l'escarpement majeur le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie.

III.4. Détails morphologiques de la partie sommitale des pentes externes (entre -20/-30 et -200 m) : terrasses et encoches

Dans l'objectif de connaître l'influence des variations du niveau de la mer et des mouvements tectoniques quaternaires sur l'édification et la structuration de la barrière récifale de Nouvelle-Calédonie, la totalité des données acquises par le SMF EM1002, lors des neuf campagnes réalisées autour de la Grande Terre, ont été analysées entre 0 et -200 m pour identifier des marqueurs de niveaux marins. La présence de terrasses marines, en sommet de pente, a été montrée dans le chapitre précédent ; leurs répartitions géographiques et verticales sont étudiées dans ce chapitre dans les zones où aucun effondrement gravitaire, postérieur aux terrasses, n'a été mis en évidence. Cette analyse a été réalisée à partir de soixante-dix feuilles (dont soixante-quatre au 1/5000, cinq au 1/20000 et une au 1/10000) et de quatre vingt dix-neuf coupes bathymétriques (cf. volume annexe). Ces cartes se répartissent sur l'ensemble de la barrière récifale (fig. 50) et sont analysées dans chacune des zones définies dans le chapitre précédent, excepté le long de la zone K où elles sont rares, compte tenu des nombreux arrachements. La présence d'encoches le long des pentes externes du récif barrière est reportée directement dans les figures de synthèse, d'après les observations faites lors des neuf campagnes à la mer.

III.4.1. Les pentes du récif Nord : entre le Grand Lagon Nord et le Grand Passage (zone A)

L'occurrence de terrasses marines le long des pentes externes de la barrière Nord, a été étudiée par le biais de dix feuilles au 1/5000 de 163°3.7'E à 163°27.4'E (tableau 6).

Tableau 6 : Couverture bathymétrique des dix feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone du Grand Passage.

Feuille	Limite Ouest	Limite Est	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
GP2	163°3.7'E	163°4.1'E	-22	-232
GP3	163°5.7'E	163°6.1'E	-26	-138
GP4	163°7.8'E	163°8.2'E	-60	-196
GP5	163°11'E	163°11.4'E	-48	-188
GP6	163°15.6'E	163°16'E	-48	-236
GP7	163°23.1'E	163°23.5'E	-84	-170
GP8	163°23.4'E	163°23.8'E	-50	-232
GP9	163°25'E	163°25.4'E	-52	-232
GP10	163°26'E	163°26.4'E	-50	-246
Cook7	163°27'E	163°27.4'E	-68	-400

La présence d'un escarpement à regard Ouest orienté NW-SE (N160°E) à 163°23.5'E sépare ce segment de pente récifale en deux blocs où les terrasses marines sont décrites séparément.

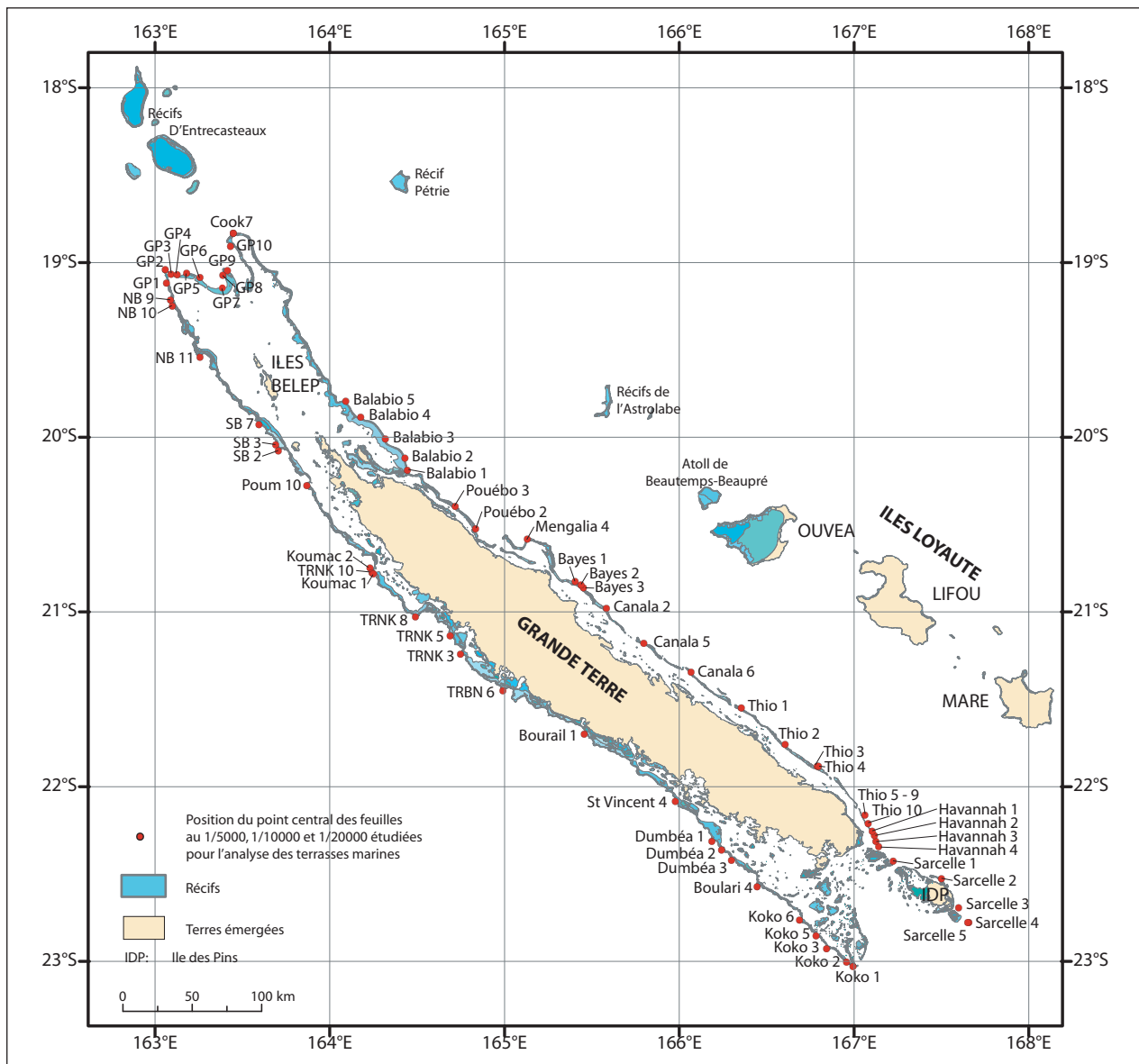


Fig. 50: Localisation des soixante-dix feuilles analysées pour l'étude morphologique de la partie sommitale des pentes externes.

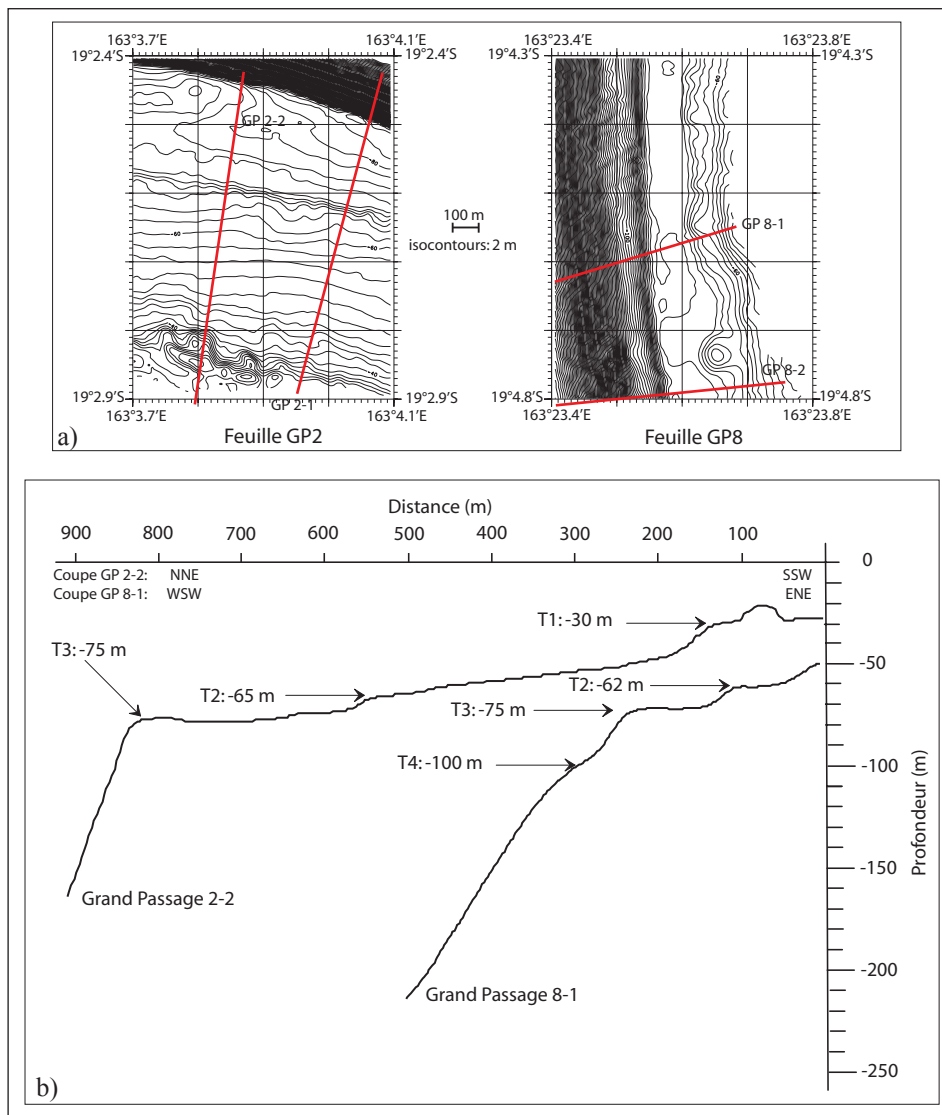


Fig. 51: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long du bloc Ouest du Grand Passage. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long du bloc Ouest du Grand Passage.

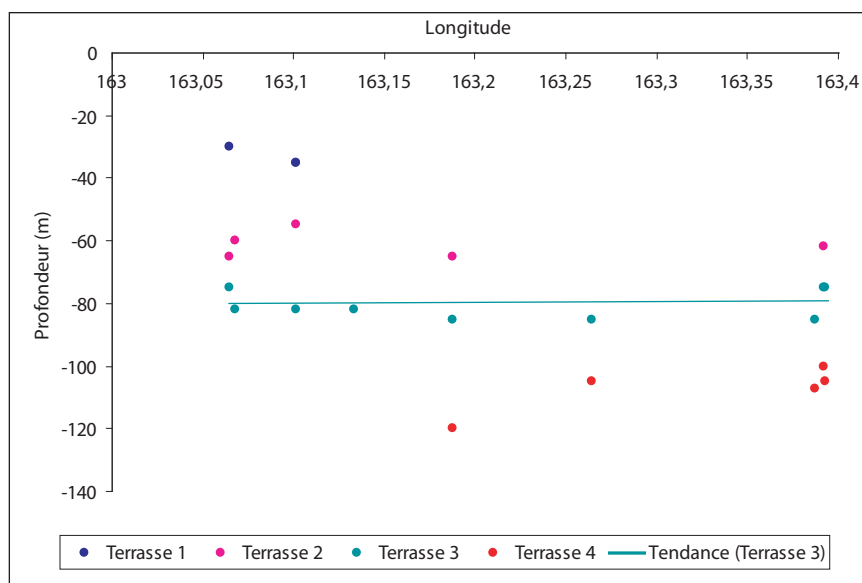


Fig. 52: Répartition longitudinale des terrasses marines le long des pentes externes du bloc Ouest dans la zone du Grand Passage. La ligne verte correspond à la tendance linéaire de la terrasse 3.

Le bloc Ouest, représenté par les feuilles GP2 à GP8, est caractérisé par la présence d'au moins quatre groupes de terrasses (tableau 7) situées vers -30/-35 m, -55/-65 m, -75/-85 m, -95/-110 m. La terrasse 1 n'est visible que sur les coupes GP 2-2, GP 3-1 et GP 3-2 ; elle présente, sur la coupe GP 2-2, une crête frontale de 10 m de haut (fig. 51a) comprise entre -30 et -20 m ; sa largeur atteint au maximum 350 m sur la coupe GP 3-1. La terrasse 2 est comprise entre -55 et -65 m ; sa largeur varie de moins de 100 m à 300 m. La terrasse 3, bien marquée, est la plus étendue : sa largeur varie de 100 m sur la feuille GP8 à 600 m sur la feuille GP4. La terrasse 4 ne correspond pas toujours à une véritable surface sub-horizontale mais plutôt à une surface à morphologie concave délimitée par deux escarpements possédant une inclinaison moyenne de 40% (coupe GP 8-1, fig. 51a); en revanche, sur la coupe 7-1, elle constitue une véritable terrasse à -107 m de profondeur, mesurant 100 m de large.

Tableau 7 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes du bloc Ouest du Grand Passage. La longitude, en degré décimale, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Longitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Coupes
163,0680 °E	-	-60	-82	-	GP 2-1
163,0645 °E	-30	-65	-75	-	GP 2-2
163,1013 °E	-35	-	-82	-	GP 3-1
163,1010 °E	-35	-55	-	-	GP 3-2
163,1333 °E	-	-	-82	-	GP 4-1
163,1875 °E	-	-65	-80	-120	GP 5-1
163,2640 °E	-	-	-85	-105	GP 6-1
163,3873 °E	-	-	-85	-107	GP 7-1
163,3920 °E	-	-62	-75	-100	GP 8-1
163,3925 °E	-	-	-75	-105	GP 8-2

Etant donné que la terrasse 3 est la plus représentée sur l'ensemble des coupes, l'évolution verticale de sa profondeur, le long d'un transect Ouest-Est, permet d'appréhender les mouvements verticaux postérieurs à sa formation (fig. 52). Il semblerait qu'aucun mouvement de bascule transversal n'affecte cette terrasse.

Le bloc oriental, représenté par les feuilles GP9, GP 10 et Cook 7, est caractérisé par la présence de trois groupes de terrasses marines vers -55 m, -70/-75 m et -95/-110 m, correspondant respectivement aux terrasses 2, 3 et 4 (tableau 8).

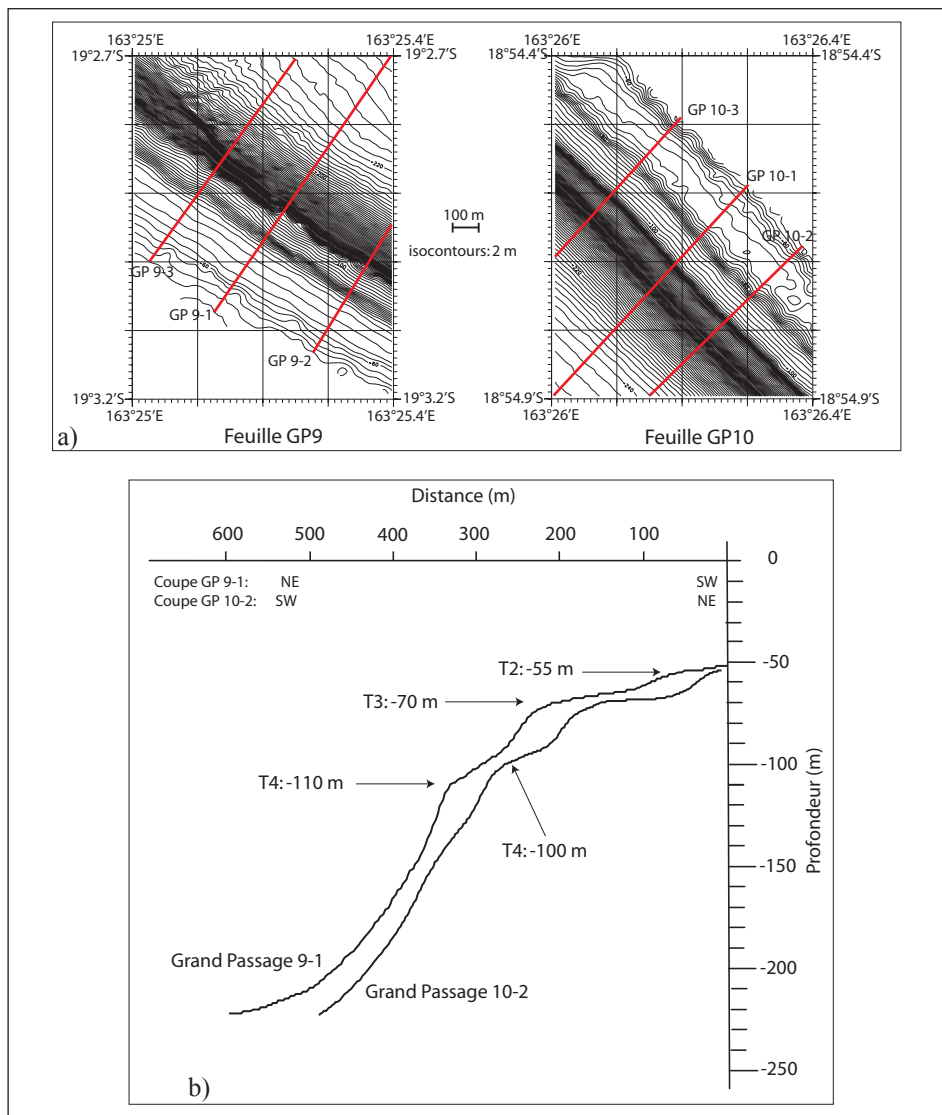


Fig. 53: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long du bloc Est du Grand Passage. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long du bloc Est du Grand Passage.

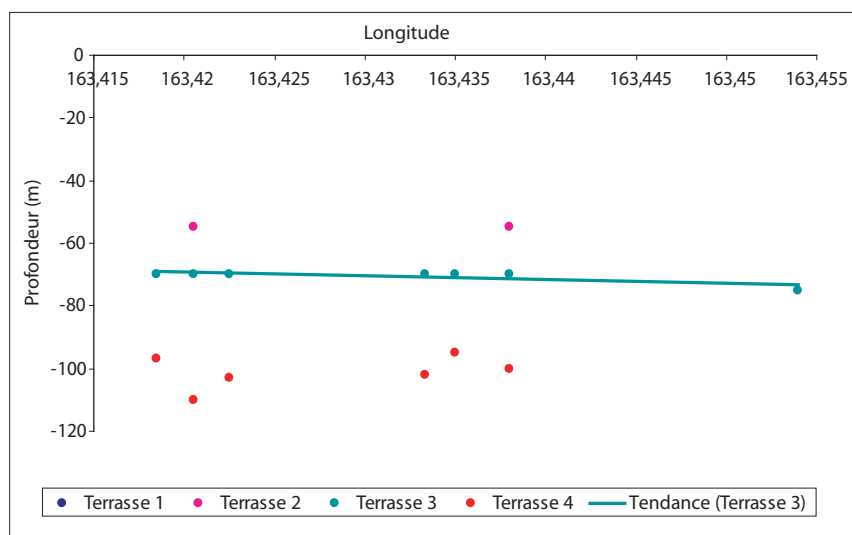


Fig. 54: Répartition longitudinale des terrasses marines le long des pentes externes du bloc Est dans la zone du Grand Passage. La ligne verte correspond à la tendance linéaire de la terrasse 3.

Tableau 8 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes du bloc Est du Grand Passage. La longitude, en degré décimale, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Longitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Coupes
163,4205 °E	-	-55	-70	-110	GP 9,1
163,4225 °E	-	-	-70	-103	GP 9,2
163,4185 °E	-	-	-70	-97	GP 9,3
163,4333 °E	-	-	-70	-102	GP 10,1
163,4380 °E	-	-55	-70	-100	GP 10,2
163,4350 °E	-	-	-70	-95	GP 10,3
163,4540 °E	-	-	-75	-	Cook 7,1

La terrasse 2 est cartographiée sur une distance n'excédant pas 50 à 100 m de large sur les coupes GP 9,1 et GP 10,2 (fig. 53a et b). La terrasse 3 est de nouveau représentée sur l'ensemble des coupes ; il s'agit de la plus étendue en atteignant 100 à 125 m de large. La terrasse 4 présente une morphologie identique à celle définie dans le bloc Ouest : elle n'est pas sub-horizontale mais prend plutôt une morphologie concave sur une largeur de 75 m (fig. 53b).

Le long d'un transect Ouest–Est, la terrasse 3 reste à la même profondeur sur l'ensemble du bloc Est du Grand Passage (fig. 54).

Les données permettent ainsi de distinguer deux blocs séparés par un escarpement N160°E à regard Ouest et centré sur 163°23.5'E. Il a été reconnu, dans chaque bloc, trois à quatre groupes de terrasses. Les terrasses 2 à 4 sont plus profondes à l'Ouest de l'escarpement (environ 10 m).

III.4.2. La marge Ouest

1) De 19°S à 20°41'S : du Grand Passage à la passe de Koumac (zone B)

Neuf feuilles au 1/5000 ont été nécessaires pour étudier les terrasses marines le long de cette zone (tableau 9).

Tableau 9 : Couverture bathymétrique des dix feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone B de la marge Ouest.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
GP 1	19° 7'S	19° 7.5'S	-34	-414
NB 9	19° 12.8'S	19° 13.3'S	-70	-436
NB 10	19° 14.9'S	19° 15.4'S	-72	-410
NB 11	19° 32.4'S	19° 32.9'S	-40	-448
SB 7	19°55.5'S	19°56'S	-60	-140
SB 3	20°2.4'S	20°2.9'S	-68	-400
SB 2	20°4.5'S	20°5'S	-70	-438
Poum 10	20°16.4'S	20°16.9'S	-40	-372
Koumac 5	20°40.7'S	20°41.2'S	-56	-456

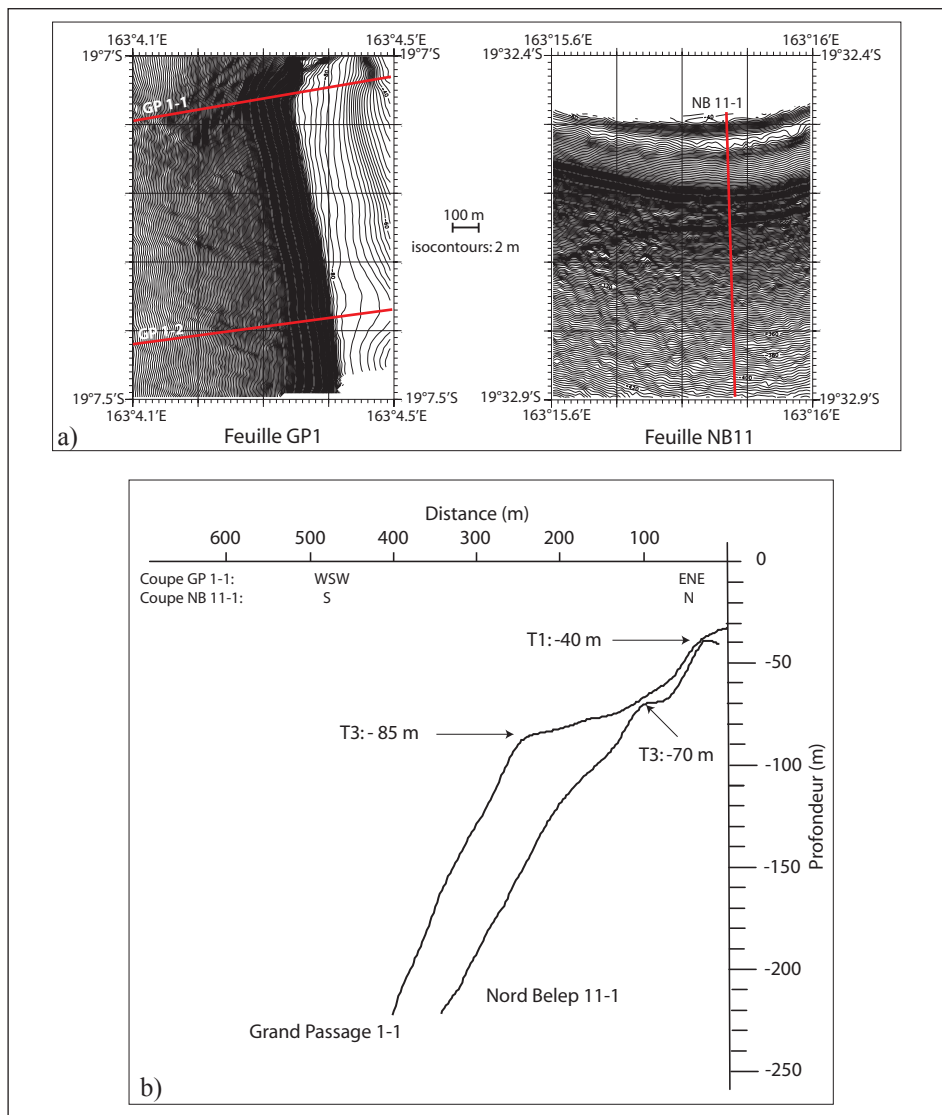


Fig. 55: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone B. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone B.

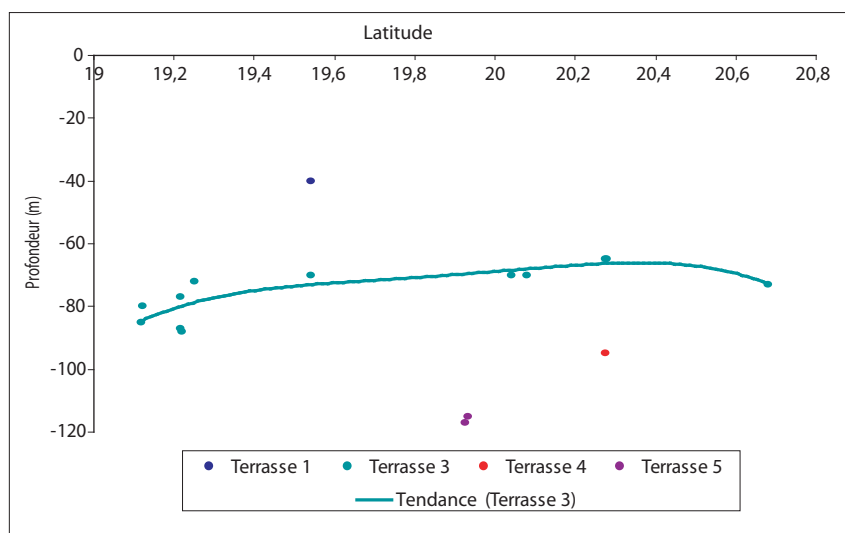


Fig. 56: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone B. La ligne verte correspond à la tendance de la terrasse 3.

Les pentes récifales cartographiées sont caractérisées par la présence de quatre groupes de terrasses (tableau 10). Toutes les coupes ont montré la présence d'une terrasse située entre -65 et -88 m dont la largeur passe de 150 m au Nord à 25 m au Sud. Comme jusqu'à présent, la terrasse 3 a systématiquement été la plus étendue et la mieux représentée sur toutes les coupes, nous attribuons cette terrasse située à -65 sur la feuille Poum 10 à la terrasse 3 ; la terrasse située juste en aval, à -95 m, a été définie comme la terrasse 4 car elle possède les mêmes caractéristiques morphologiques que les terrasses 4 des zones précédentes.

Une terrasse au-dessus de la terrasse 3 a été uniquement identifiée sur la coupe NB 11-1. Elle présente une crête frontale dans sa partie la plus externe (fig. 55a et b) ; par comparaison au Grand Passage et compte tenu de la profondeur de cette terrasse (-40 m), elle est attribuée à la terrasse 1. La terrasse 2 ne semble donc pas présente sur ce segment. Sur cette même coupe, on distingue vers -100 m une concavité dans la pente récifale sans réellement observer de terrasse, on peut donc supposer que cette concavité souligne le même niveau marin que les terrasses 4 précédemment décrites.

Tableau 10 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone B de la marge Ouest. La latitude, en degré décimale, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur de la terrasse 5 (m)	Coupes
19,1180 °S	-	-	-85	-	-	GP 1,1
19,1230 °S	-	-	-80	-	-	GP 1,2
19,2210 °S	-	-	-88	-	-	NB 9,1
19,2183 °S	-	-	-87	-	-	NB 9,2
19,2167 °S	-	-	-77	-	-	NB 9,3
19,2510 °S	-	-	-72	-	-	NB 10,1
19,5430 °S	-40	-	-70	-	-	NB 11,1
19,9260	-	-	-	-	-117	SB 7-1
19,9317	-	-	-	-	-115	SB 7-2
20,0429	-	-	-70	-	-	SB 3-1
20,0811	-	-	-70	-	-	SB 2-1
20,2768	-	-	-65	-95	-	Poum 10-2
20,2779	-	-	-65	-	-	Poum 10-1
20,6805	-	-	-73	-	-	Koumac 5-1

La distribution de la profondeur de la terrasse 3, le long d'un transect Nord-Sud (fig. 56), montre un approfondissement de ce niveau repère vers le Nord d'environ quinze mètres ainsi qu'un approfondissement vers le Sud, entre 20°17'S et 20°40'S.

2) De 20°41'S à 21°02'S : du Grand récif Mathieu au Grand récif de Gatope (zone C)

De la passe de Koumac à la passe de Duroc, la cartographie des terrasses a été réalisée à partir de trois feuilles au 1/5000 (tableau 11).

Tableau 11 : Couverture bathymétrique des trois feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone C de la marge Ouest.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Koumac 2	20°44.6'S	20°45.1'S	-58	-310
Koumac 1	20°46.25'S	20°46.75'S	-54	-240
Transit Népoui - Koumac (TRNK) 10	20°46.6'S	20°47.1'S	-66	-272

Ce segment est caractérisé par la présence de plusieurs terrasses. De 50 à 150 m de large et situées respectivement vers -55/-65 m, -75/-85 m, -100 m, elles sont attribuées aux terrasses 2, 3 et 4. On trouve également une terrasse située à -125 m face à Koumac appelée « terrasse 5 » et une terrasse plus profonde, vers -150 m caractérisées comme terrasses « indifférenciées », situées au Sud de la passe de Koumac et représentées sur les coupes TRNK 10-1 et 10-2 (tableau 12 et fig. 57a et b).

Tableau 12 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone C de la marge Ouest. La latitude, en degré décimale, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur de la terrasse 5 (m)	Profondeur des terrasses indifférenciées (m)	Coupes
20,7473 °S	-	-	-75	-	-	-	Koumac 2-2
20,7488 °S	-	-	-75	-102	-	-	Koumac 2-1
20,7757 °S	-	-55	-77	-103	-	-	Koumac 1-1
20,7768 °S	-	-	-	-	-125	-	Koumac 1-2
20,7808 °S	-	-	-	-100	-	-150	TRNK 10-1
20,8323 °S	-	-	-85	-	-	-150	TRNK 10-2

Lorsque l'on reporte les profondeurs de la terrasse 3 le long du segment, on constate un approfondissement d'environ dix mètres vers le Sud (fig. 58). Cette tendance poursuit celle engagée dans la partie Sud de la zone précédente.

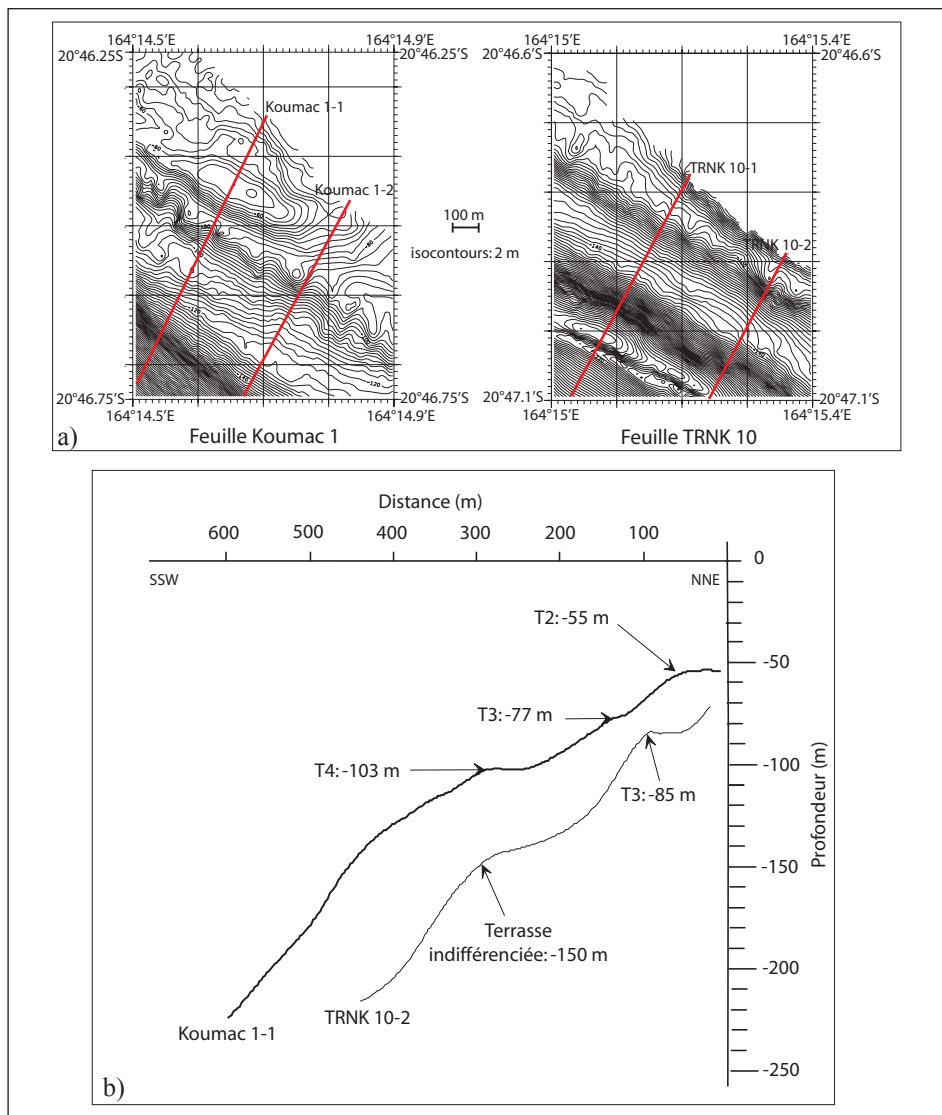


Fig. 57: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone C. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone C.

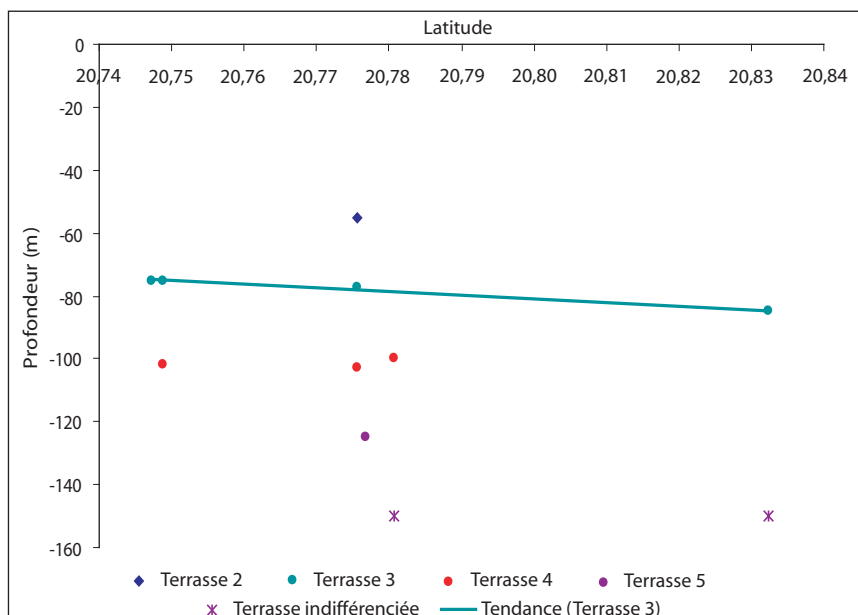


Fig. 58: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone C. La ligne verte correspond à la tendance linéaire de la terrasse 3.

3) De 21°02'S à 22°02'S : de la passe de Gatope à la passe de St Vincent (zone D)

Le long de ce segment central du récif barrière Ouest de la Grande Terre, cinq feuilles au 1/5000 ont permis de décrire les terrasses marines présentes (tableau 13).

Tableau 13 : Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone D de la marge Ouest.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Transit Népoui -Koumac (TRNK) 8	21°1.3'S	21°1.8'S	-58	-434
Transit Népoui -Koumac (TRNK) 5	21°7.9'S	21°8.4'S	-48	-316
Transit Népoui -Koumac (TRNK) 3	21°14.1'S	21°14.6'S	-50	-298
Transit Bourail -Népoui (TRBN) 6	21°26.7'S	21°27.2'S	-72	-398
Bourail 1	21°41.5'S	21°42'S	-60	-282

Trois terrasses ont été observées. Elles sont attribuées aux terrasses 2 à 4. Les terrasses 2 et 3 sont très bien marquées (tableau 14 et fig. 59a et b). La terrasse 4 est présente mais de manière discrète, excepté sur la coupe TRNK 5-1 où elle se différencie bien des autres en se développant sur une largeur de 200 m environ. Ce segment est également caractérisé par la présence d'une crête frontale d'une dizaine de mètres de haut en avant de la terrasse 2 située à -60, -67 et -72 m respectivement sur les coupes TRNK 8-2, TRNK 3-1 et TRNK 3-2.

Tableau 14 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone D de la marge Ouest. La latitude, en degré décimale, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Coupes
21,0262	-	-	-72	-	TRNK 8-1
21,0246	-	-60	-75	-	TRNK 8-2
21,1375	-	-	-75	-100	TRNK 5-1
21,2411	-	-67	-82	-100	TRNK 3-1
21,2411	-	-72	-80	-100	TRNK 3-2
21,4470	-	-	-75	-	TRBN 6-1
21,6938	-	-	-72	-	Bourail 1-3
21,6965	-	-	-75	-	Bourail 1-2
21,6965	-	-62	-75	-	Bourail 1-1

La variation de profondeur des terrasses 3, suggère un approfondissement de cinq à dix mètres vers 21°15'S (fig. 60).

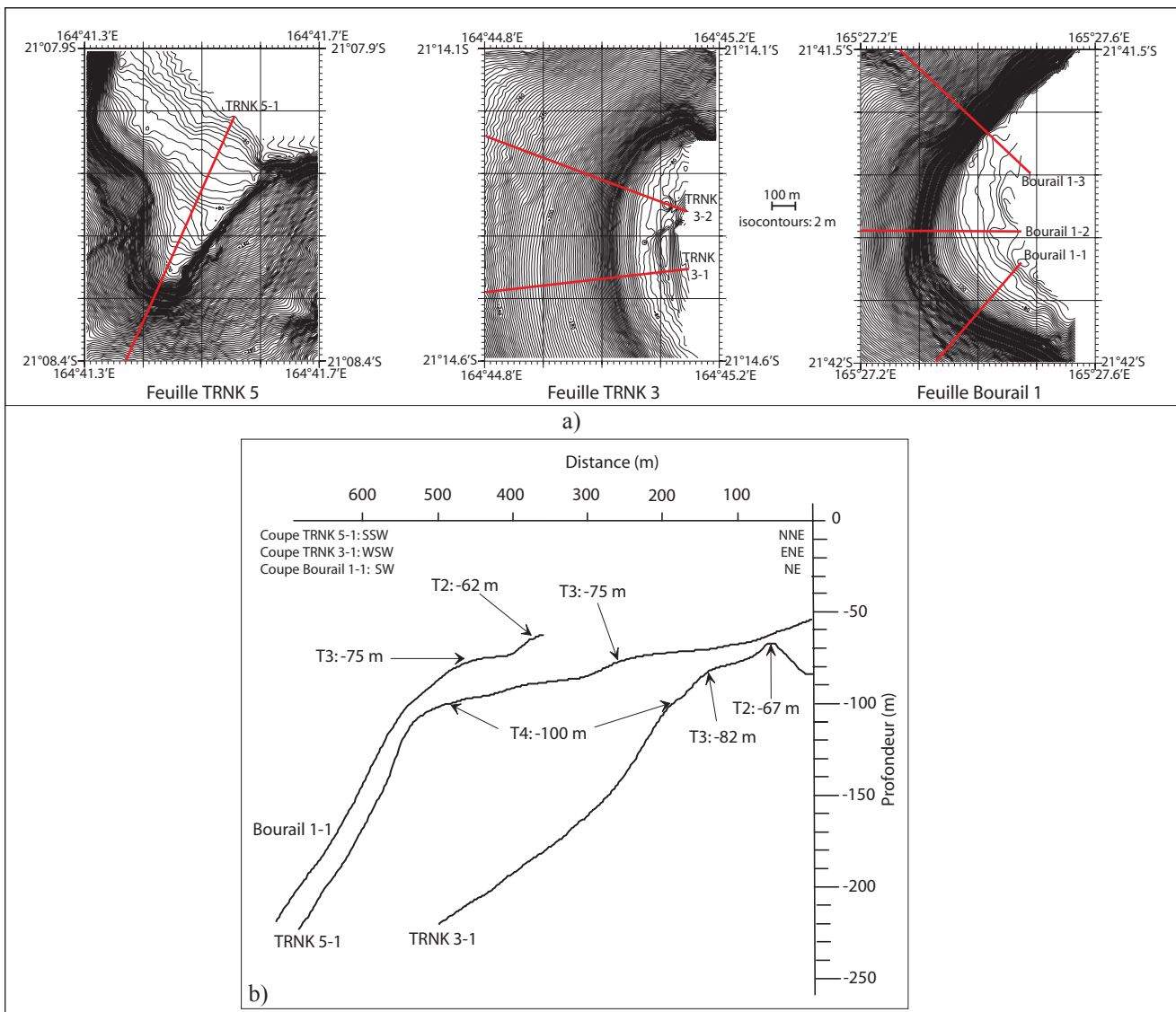


Fig. 59: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone D.
 b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone D.

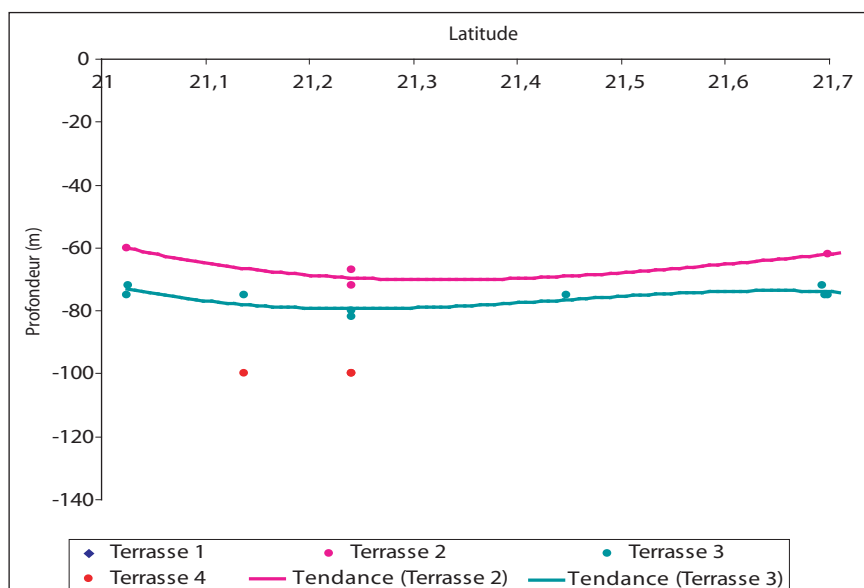


Fig. 60: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone D. Les lignes rose et verte correspondent aux tendances des terrasses 2 et 3.

4) De 22°02'S à 23°02'S : de la Passe de St Vincent au récif Koko (zone E)

Dix feuilles ont permis d'analyser les terrasses marines le long du segment méridional du récif barrière Ouest (tableau 15).

Tableau 15 : Couverture bathymétrique des dix feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone E de la marge Ouest.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
St Vincent 4	22°4.5'S	22°5'S	-54	-236
Dumbéa 1	22°18.2'S	22°18.7'S	-22	-398
Dumbéa 2	22°21.2'S	22°21.7'S	-22	-306
Dumbéa 3	22°24.7'S	22°25.2'S	-22	-398
Boulari 4	22°33.8'S	22°34.3'S	-42	-264
Koko 6	22°45.2'S	22°45.7'S	-24	-298
Koko 5	22°50.6'S	22°51.1'S	-22	-380
Koko 3	22°55'S	22°55.5'S	-24	-284
Koko 2	22°59.6'S	23°0.1'S	-26	-163
Koko 1	23°1.1'S	23°1.6'S	-28	-90

Cette zone est marquée par la présence des cinq groupes de terrasses (tableau 16 et fig. 61), larges de 100 à 300 m.

Tableau 16 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone E de la marge Ouest. La latitude, en degré décimale, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur de la terrasse 5 (m)	Coupes
22,0808 °S	-	-55	-75	-	-	St Vincent 4-1
22,0825 °S	-	-60	-75	-	-	St Vincent 4-2
22,3070 °S	-	-	-70	-100	-	Dumbéa 1-1
22,3085 °S	-	-	-72	-102	-	Dumbéa 1-2
22,3590 °S	-	-	-75	-90	-	Dumbéa 2-1
22,3590 °S	-22	-64	-	-90	-	Dumbéa 2-2
22,4170 °S	-22	-	-	-105	-	Dumbéa 3-1
22,5660 °S	-30	-	-	-	-	Boulari 4-1
22,5690 °S	-25	-70	-85	-97	-	Boulari 4-2
22,7550 °S	-20	-55	-70	-105	-	Koko 6-1
22,7600 °S	-	-47	-70	-100	-	Koko 6-2
22,8490 °S	-35	-	-	-	-	Koko 5-1
22,9200 °S	-25	-60	-80	-	-	Koko 3-1
22,9220 °S	-	-62	-75	-105	-	Koko 3-2
22,9990 °S	-	-65	-75	-	-	Koko 2-1
22,9990 °S	-	-62	-72	-92	-112	Koko 2-2
23,0270 °S	-	-55	-75	-	-	Koko 1-1

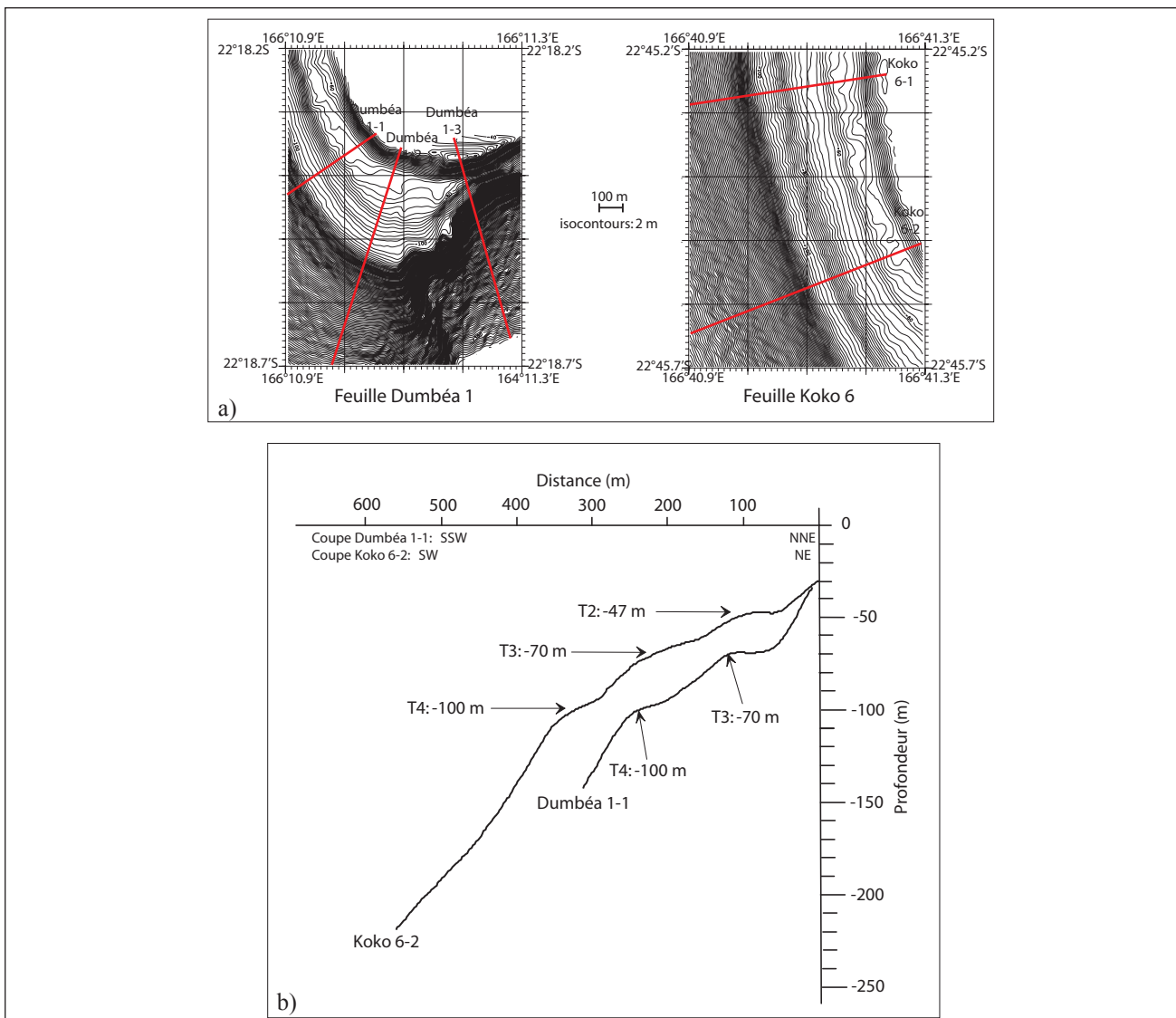


Fig. 61: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone E. A noter sur la feuille Dumbéa 1, l'arrachement qui affecte les terrasses inférieures. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone E.

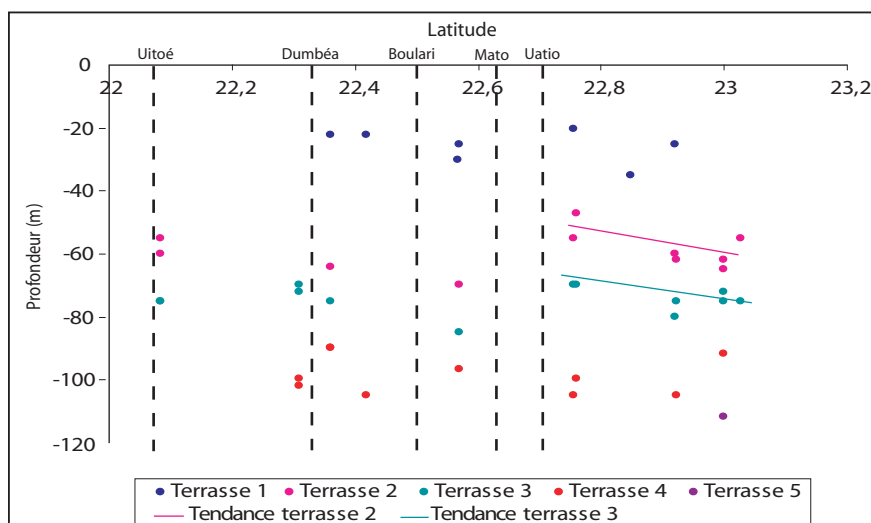


Fig. 62: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone E. Les lignes rose et verte correspondent aux tendances des terrasses 2 et 3. Les failles cartographiées dans cette zone sont reportées en pointillés.

Du Nord vers le Sud, la profondeur de ces terrasses varie de manière non linéaire (fig. 62). On note, d'une manière générale un approfondissement des terrasses vers le Sud, ainsi qu'un saut d'une quinzaine de mètre au niveau des passes de Mato/Uatio. Si on tient compte des failles Nord-Sud, Est-Ouest et NE/SW (cf. *supra*), on pourrait avoir cinq blocs le long de ce segment. Cependant, nous n'avons pas assez de points sur chaque segment pour appréhender la géométrie exacte. Seul le bloc le plus méridional où plusieurs points sont disponibles pour les terrasses 2 et 3 est indiscutablement basculé vers le Sud.

III.4.3. Le Réentrant de la Corne Sud (zone F)

Les coupes bathymétriques étudiées ici correspondent à celles analysées dans le chapitre précédent ; les quatre groupes de terrasses marines ont été reconnus en plus de terrasses situées à -135 m sur les coupes Corne Sud 4 et 5 (tableau 17 et fig. 63). Comme cela a été montré précédemment, les terrasses se sont développées sur un glaciaire supérieur reconnu entre 75 et -135 m ; larges de 250 m à 2 km, elles comportent parfois une crête frontale comme sur la terrasse située à -40 m sur les coupes Corne Sud 3 et 6. Les variations de profondeur des terrasses suggèrent un très léger basculement de la terrasse 3 vers le Sud-Est (fig. 64).

Tableau 17 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes du réentrant de la Corne Sud. La latitude et la longitude, en degré décimal, correspondent à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur des terrasses indifférenciées (m)	Coupes
23,0050 °S	-20	-	-75	-100	-	Corne Sud 1
22,8950 °S	-	-	-80	-95	-	Corne Sud 2
22,7170 °S	-40	-	-75	-100	-	Corne Sud 3
22,5930 °S	-	-	-70	-95	-135	Corne Sud 4
Longitude						
167,0670 °E	-	-	-70	-95	-135	Corne Sud 4
167,2250 °E	-	-	-70	-110	-135	Corne Sud 5
167,4780 °E	-45	-60	-80	-	-	Corne Sud 6

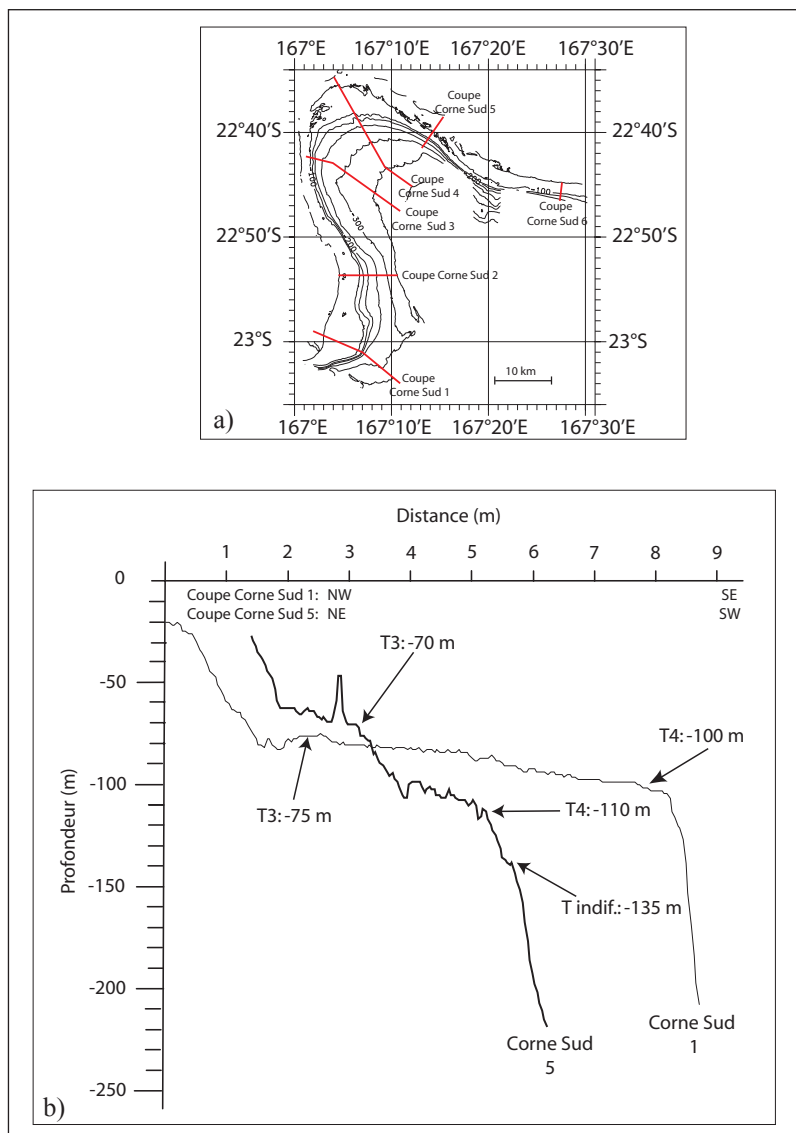


Fig. 63: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone du Réentrant de la Corne Sud. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone F.

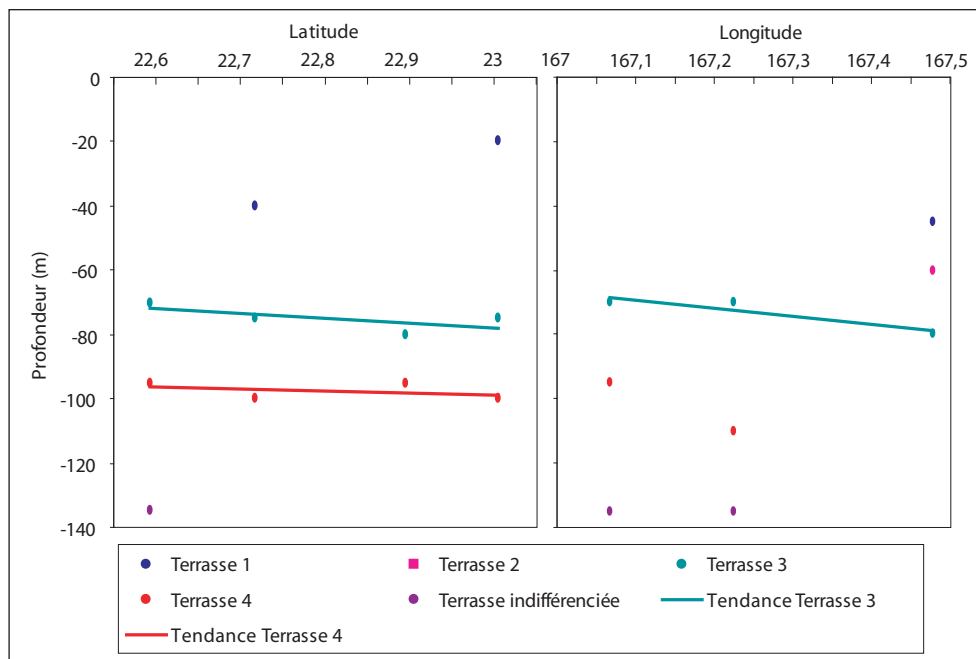


Fig. 64: Répartition latitudinale et longitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone F. Les lignes verte et rouge correspondent aux tendances des terrasses 3 et 4.

III.4.4. La marge Est

1) De 22°50'S à 22°24'S : Du Banc de la Torche à la passe de la Sarcelle (zone G)

Cinq feuilles au 1/5000 ont permis de décrire les terrasses présentes le long de ce segment (tableau 18).

Tableau 18 : Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone G.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Sarcelle 5	22°46'S	22°46.5'S	-72	-86
Sarcelle 4	22°46'S	22°46.5'S	-44	-76
Sarcelle 3	22°41'S	22°41.5'S	-34	-100
Sarcelle 2	22°31'S	22°31.5'S	-36	-100
Sarcelle 1	22°25'S	22°25.5'S	-58	-198

Les pentes comportent, dans cette zone, quatre groupes de terrasses probablement identiques à ceux identifiés le long de la marge Ouest (tableau 19) ainsi qu'une terrasse isolée à -127 m (coupe Sarcelle 1-1). Les terrasses 3 et 4 sont les plus représentées et les plus étendues : elles peuvent atteindre 100 m à 200 m de large. Seule la coupe Sarcelle 2-1 a présenté une crête frontale en avant des terrasses 1 et 2 situées respectivement à -45 et -57 m (fig. 65a et b).

Tableau 19 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone G de la marge Est. La latitude, en degré décimal, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur des terrasses indifférenciées (m)	Coupes
22,7783 °S	-	-	-70	-85	-	Sarcelle 5-1
22,7783 °S	-43	-	-70	-	-	Sarcelle 4-1
22,6900 °S	-37	-	-75	-92	-	Sarcelle 3-1
22,6800 °S	-	-	-75	-93	-	Sarcelle 3-2
22,5173 °S	-45	-57	-80	-100	-	Sarcelle 2-1
22,4205 °S	-	-	-85	-100	-127	Sarcelle 1-1
22,4225 °S	-	-	-85	-102	-	Sarcelle 1-2

L'analyse de la répartition verticale de ces terrasses selon un transect Nord-Sud (fig. 66) suggère un basculement de l'ensemble de ce bloc vers le Nord.

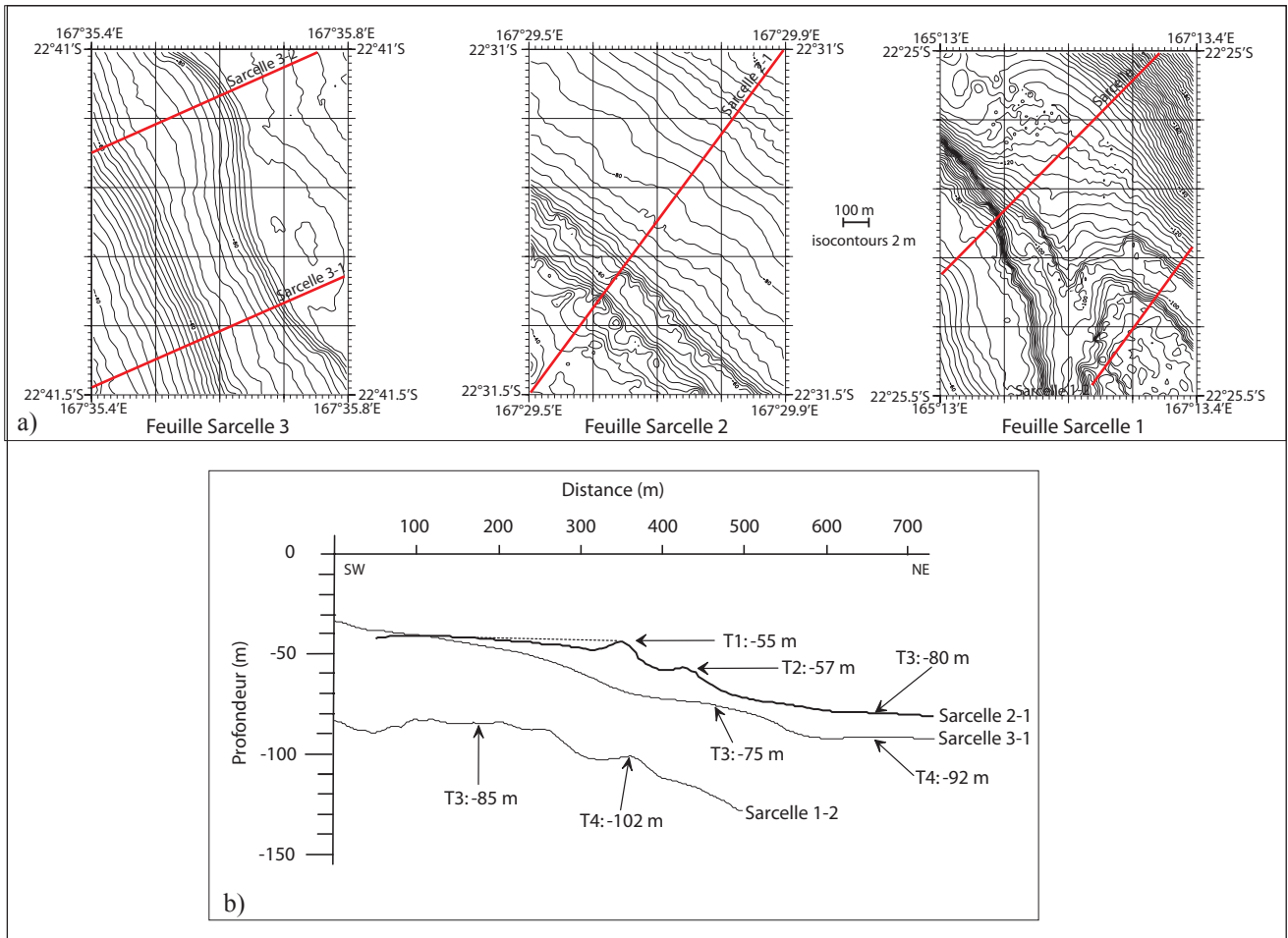


Fig. 65: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone G.
b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone G.

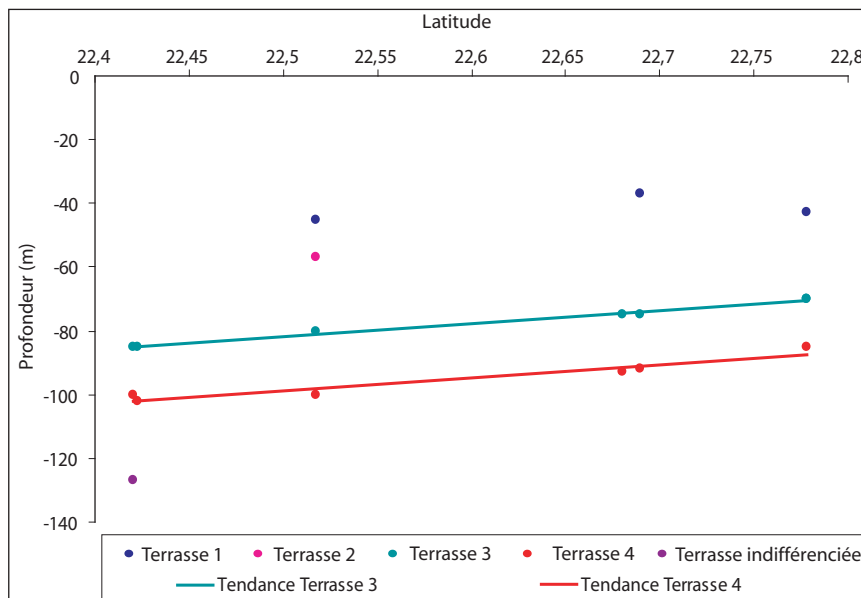


Fig. 66: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone G. Les lignes verte et rouge correspondent aux tendance des terrasses 3 et 4.

2) De 22°24'S à 21°56'S : De la passe de la Sarcelle à la passe de Ouinné (zone H)

La présence de terrasses marines le long de ce segment a été mise en évidence à partir de six feuilles réparties entre le Banc de Coëtlogon et la passe de Ouinné (tableau 20, fig. 68 et 69).

Tableau 20 : Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone H.

Feuille	Echelle	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Havannah 4	1/20000	22°19.2'S	22°21.2'S	-16	-288
Havannah 3	1/20000	22°17.4'S	22°19.4'S	-16	-280
Havannah 2	1/20000	22°15.6'S	22°17.6'S	-14	-328
Havannah 1	1/20000	22°14.2'S	22°15.8'S	-18	-392
Thio 10	1/10000	22°11.9'S	22°12.9'S	-38	-122
Thio 5, 6, 7, 8 et 9	1/20000	22°9.5'S	22°10'S	-40	-210

Comme il a été déjà signalé dans le chapitre précédent, le Banc de Coëtlogon est une ride NNW-SSE, coiffée par une crête possédant des structures sphériques culminant entre -20 et -30 m. Elle est orientée N150°E et bordée à l'Ouest par un chenal incisant un plateau situé à -75 m de profondeur, s'approfondissant vers le Sud-Ouest et à l'Est par une plaine à pente douce, s'étendant jusqu'à -100 m de profondeur. Excepté dans sa partie septentrionale, le flanc Est du banc est plus penté que le flanc Ouest, caractérisant ainsi une morphologie dissymétrique. Quelques escarpements ont été identifiés (fig. 67). Certains recourent le plateau situé à l'Ouest du banc et sont orientés N50/60°E, Nord-Sud et N110°E ; le canyon suit ces deux dernières directions. D'autres escarpements, à regard Est et orientés Nord-Sud, affectent les terrasses comprises entre -70 et -100 m, à l'Est du banc.

De nombreuses terrasses marines ont été identifiées sur les flancs de ce banc, notamment à l'Est ; dix coupes sériées permettent de définir leur géométrie (fig. 68). Les profondeurs sont reportées dans la figure 69 et le tableau 21.

Tableau 21 : Répartition des terrasses marines le long des flancs du Banc de Coëtlogon.

Coupes bathymétriques	Profondeur (m) des terrasses marines présentes sur le flanc Ouest	Profondeur (m) des terrasses marines présentes sur le flanc Est
Havannah 1-1	-60, -70, -82	-60, -77, -87, -95
Havannah 1-2	-	-55, -75, -87, -95
Havannah 2-2	-45, -67	-50, -72, -90
Havannah 2-1	-70	-55, -75, -95
Havannah 3-2	-40, -62	-50, -72, -92, -105
Havannah 3-1	-	-45, -70
Havannah 4-3	-	-40, -62
Havannah 4-4	-	-70, -80, -95
Havannah 4-2	-40, -62	-52, -72, -85, -95
Havannah 4-1	-	-67, -85, -100

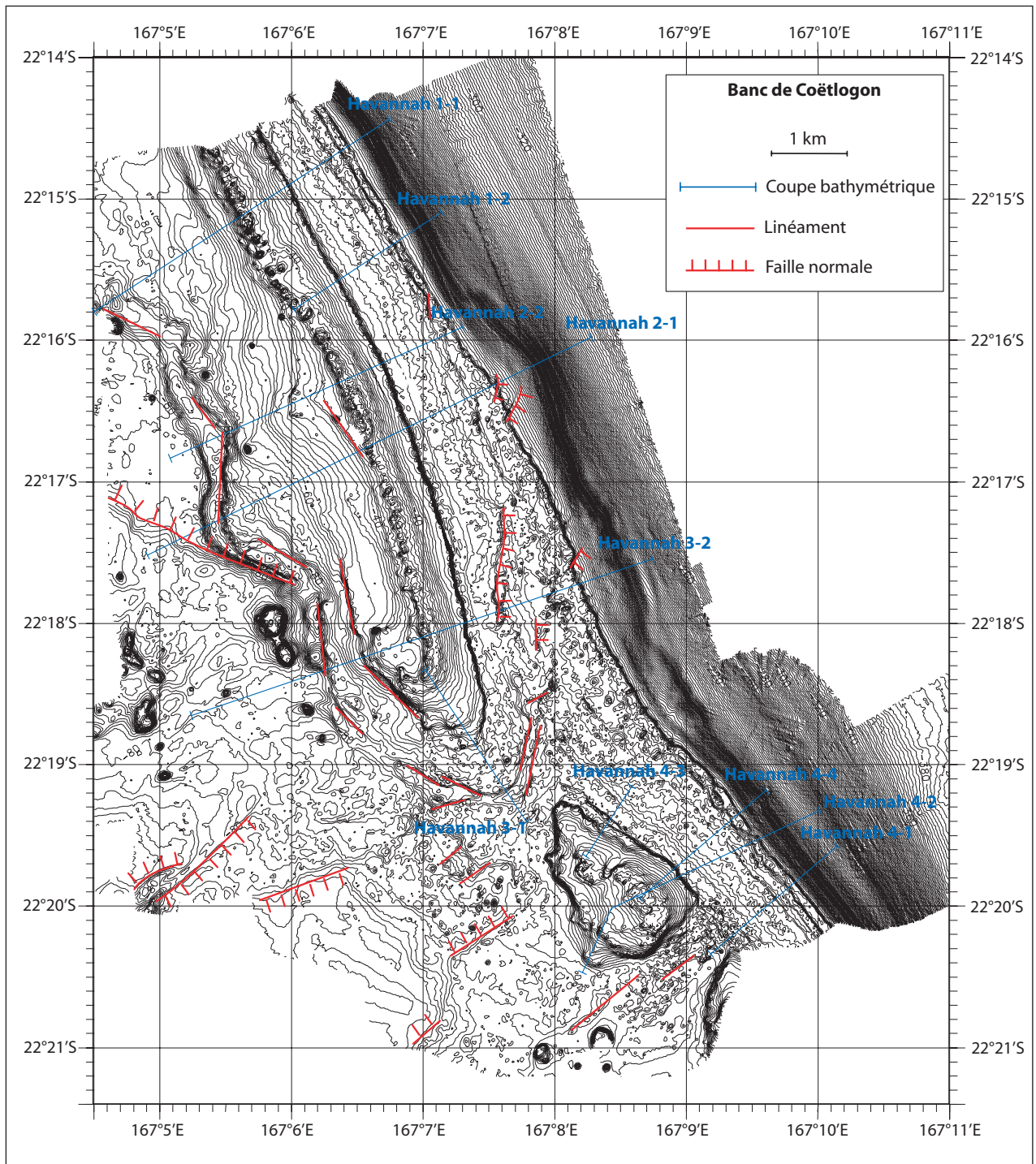


Fig. 67: Structuration des terrasses marines de part et d'autre du Banc de Coëtlogon et localisation des coupes bathymétriques permettant d'illustrer la morphologie de cette ride (isocontours 2 m, maîtresses 20 m).

Sur le flanc Ouest, on retrouve deux, voire trois terrasses, alors que sur le flanc Est, on retrouve les cinq groupes majeurs identifiés auparavant (tableaux 21 et 22). Il est possible de relier les terrasses entre les deux flancs en considérant qu'elles ont une origine commune : en partant de l'hypothèse qu'elles s'échelonnent de manière symétrique par rapport au sommet de la ride, on peut établir les corrélations représentées en pointillé sur la figure 68, suggérant ainsi un basculement apparent vers l'Est des terrasses 2 et 3, d'environ 5 à 10 m. L'approfondissement des terrasses 2 et 3 vers le Nord indique également un basculement apparent vers le Nord à l'échelle du banc, qui apparaît donc basculé vers le Nord-Est.

Du pied de pente du flanc Est du banc au sommet de l'escarpement majeur (vers -110 m) et sur une largeur comprise entre 1 et 1,5 km, la signature morphologique des terrasses 3 et 4 est altérée par la présence de deux à trois banquettes de 100 à 200 m de large, délimitées par des marches d'une dizaine de mètres de haut peu inclinées (pente de 2,5%), rendant difficile une cartographie de détail de ces banquettes (fig. 68). De nombreux pointements de quelques mètres de haut, probablement d'origine corallienne, parsèment également le plancher de ces banquettes. Sur le reste du segment et plus au Nord, c'est-à-dire jusqu'à la passe de Ouinné, il a été également reconnu les cinq groupes de terrasses (tableau 22 et fig. 69).

Tableau 22 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone H de la marge Est. La latitude, en degré décimal, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur de la terrasse 5 (m)	Coupes
22,3317 °S	-	-	-70	-85	-100	Havannah 4-1
22,3242 °S	-	-	-70	-80	-95	Havannah 4-4
22,3270 °S	-40	-52	-72	-85	-95	Havannah 4-2
22,3200 °S	-	-45	-70	-	-	Havannah 3-1
22,2962 °S	-40	-50	-72	-92	-105	Havannah 3-2
22,2734 °S	-	-55	-75	-95	-110	Havannah 2-1
22,2675 °S	-	-50	-72	-90	-105	Havannah 2-2
22,2442 °S	-	-60	-77	-87	-110	Havannah 1-1
22,2550 °S	-	-55	-75	-85	-105	Havannah 1-2
22,2000 °S	-45	-55	-82	-95	-106	Thio 10-1
22,1650 °S	-47	-	-80	-92	-105	Thio 6a9-1

La distribution verticale des terrasses 2, 3, 4 et 5 le long d'un transect Nord-Sud complet depuis le Sud du Banc de Coëtlogon jusqu'à la passe de Ouinné suggère l'individualisation de deux blocs dont la limite serait comprise entre 22°12'S et 22°14'S. Les terrasses situées sur le bloc Nord sont sub-horizontales ou légèrement basculées vers le Sud alors que celles du bloc Sud sont, comme nous l'avons déjà vu, basculées vers le Nord (cf. *supra*)

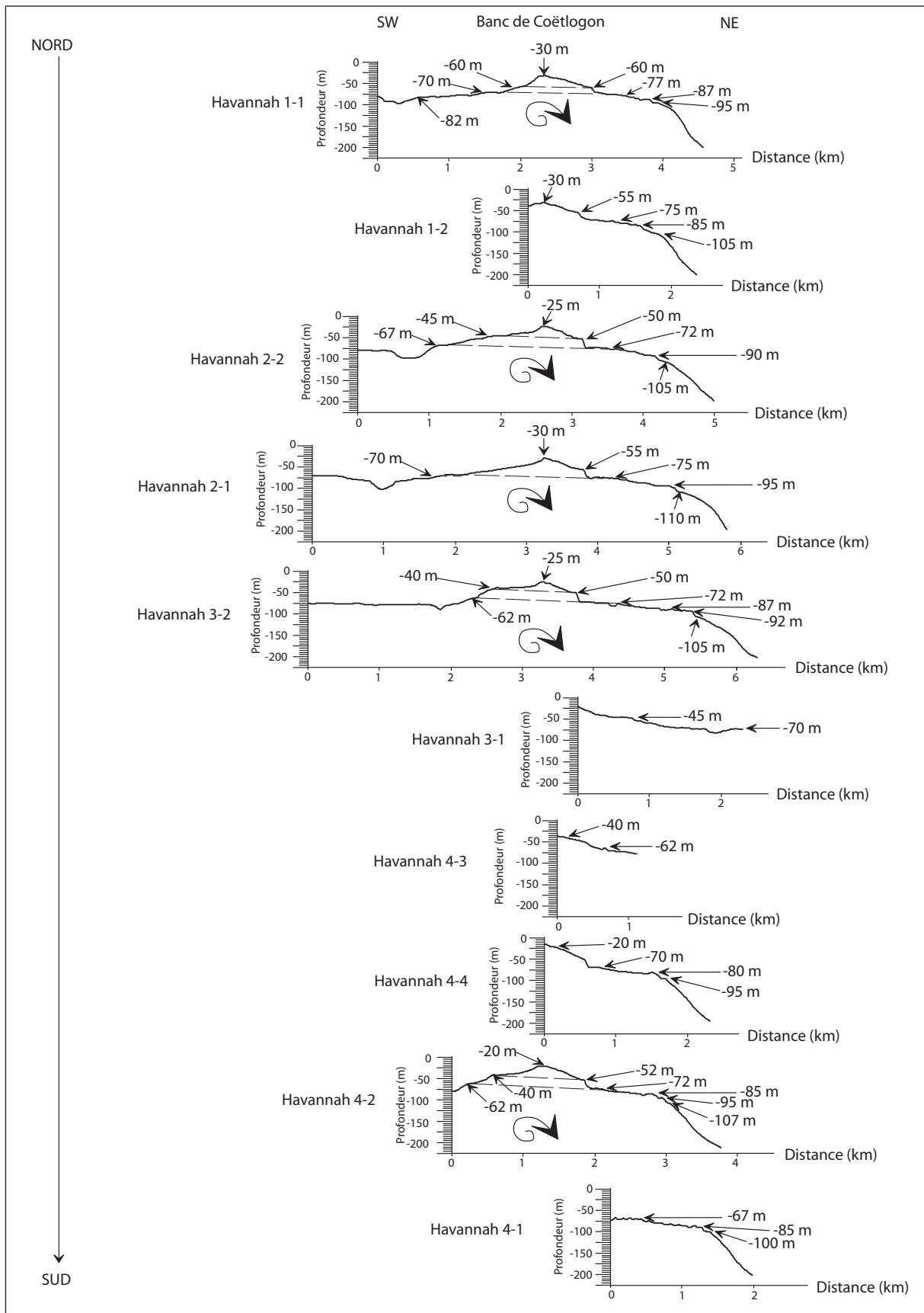


Fig. 68: Coupes bathymétriques sérieées illustrant la morphologie du Banc de Coëtlogon. La localisation de ces coupes est reportée dans la figure 84. Le basculement vers l'Est de ce bloc est marqué par une profondeur plus importante d'un même niveau repère (terrasse 2 ou 3) vers l'Est. Le basculement de la ride vers le Nord est soulignée par un approfondissement de la terrasse 2 vers le Nord depuis la coupe Havannah 3-1 jusqu'à la coupe Havannah 1-1.

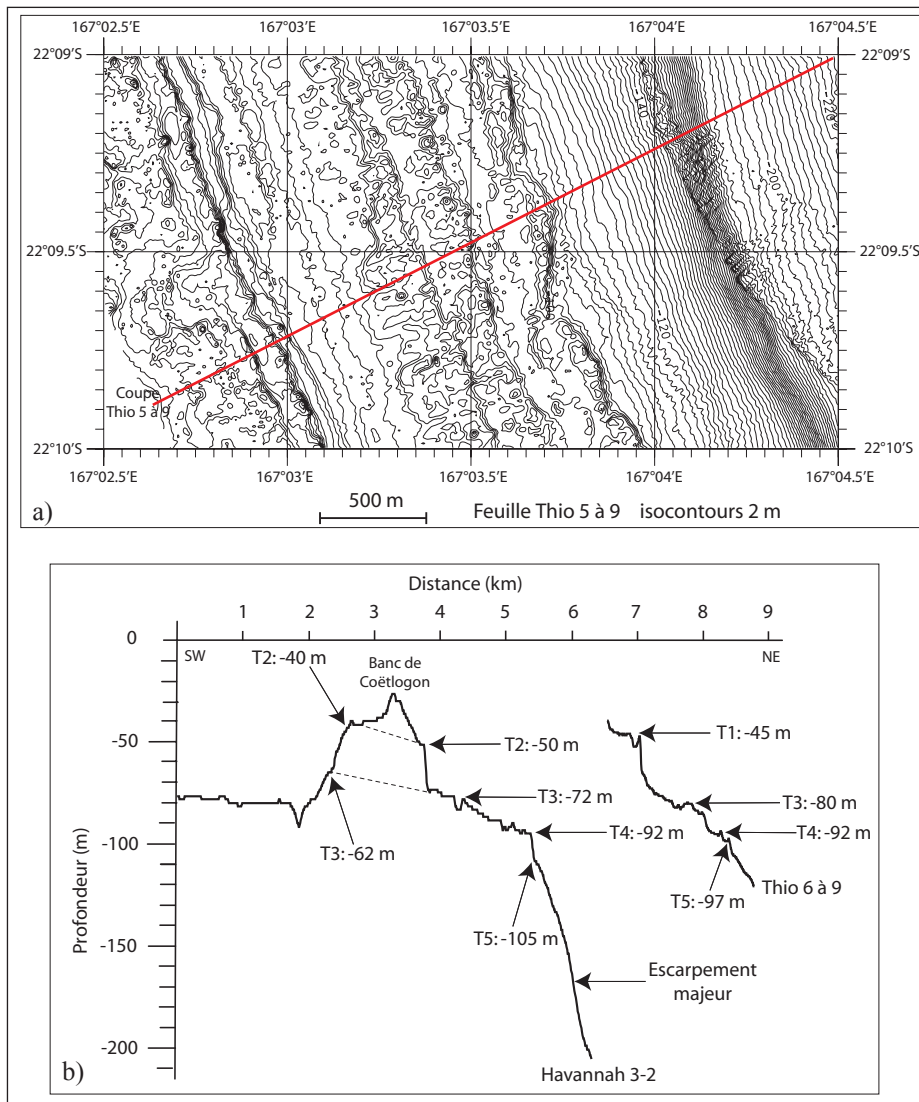


Fig. 69: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées au Nord de la zone H. La position de la coupe bathymétrique Havannah 3-2 est reportée sur la figure 84. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses marines présentes le long de la zone H.

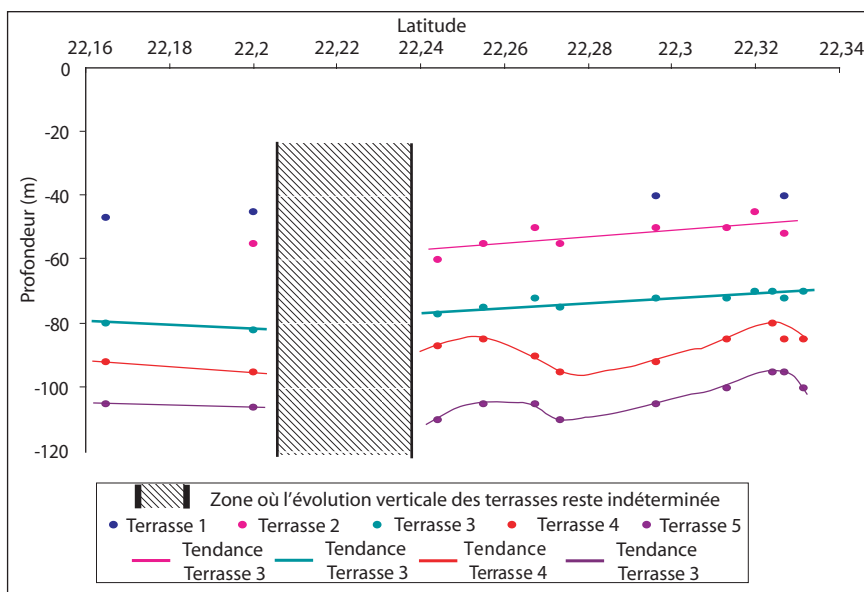


Fig. 70: Répartition latitudinale de la profondeur des terrasses marines le long des pentes externes de la zone H.

Au sein de ce bloc méridional, l'évolution de la profondeur des terrasses 2 et 3 est linéaire alors que les terrasses 4 et 5 présentent un léger effondrement centré sur 22°16.8'S en probable relation avec les failles normales Nord-Sud à regard Est affectant la bordure inférieure du plateau situé à l'Est du Banc de Coëtlogon (fig. 70).

3) De 21°56'S à 20°48'S : De la passe de Ouinné à la passe de Touho (zone I)

Le long du segment, compris entre la passe de Ouinné à la passe de Touho, dix feuilles au 1/5000 ont permis d'identifier les terrasses présentes (tableau 23).

Tableau 23 : Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone I.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Thio 1	21°32.5'S	21°33'S	-26	-210
Thio 2	21°45'S	21°45.5'S	-64	-242
Thio 3	21°52.5'S	21°53'S	-48	-92
Thio 4	21°52.5'S	21°53'S	-46	-132
Canala 6	21°20.3'S	21°20.8'S	-74	-270
Canala 5	21°10.34'S	21°10.84'S	-44	-332
Canala 2	20°58.4'S	20°58.9'S	-42	-126
Bayes 3	20°51.4'S	20°51.9'S	-26	-264
Bayes 2	20°50.4'S	20°50.9'S	-32	-246
Bayes 1	20°49.25'S	20°49.7'S	-38	-398

Ce segment est caractérisé par la présence des cinq groupes de terrasses (tableau 24 et fig. 71) ; la terrasse 3 présente des largeurs très importantes, comprises entre 200 et 800 m, ainsi qu'une succession de banquettes délimitées en leur partie aval par des escarpements de 4 à 6 m de haut, comme par exemple sur la coupe Thio 1-1, face à Thio.

Le long d'un transect Nord-Sud, la terrasse 1 (voire la terrasse 2) semble basculée vers le Sud, la terrasse 3 ne semble pas subir de mouvement de bascule, alors que les terrasses 4 et 5 semblent basculées vers le Nord selon une amplitude respective de 13 et 8 m sur l'ensemble du segment (fig. 72). Les cinq groupes de terrasses auraient donc une évolution verticale inversée sur l'ensemble de cette zone.

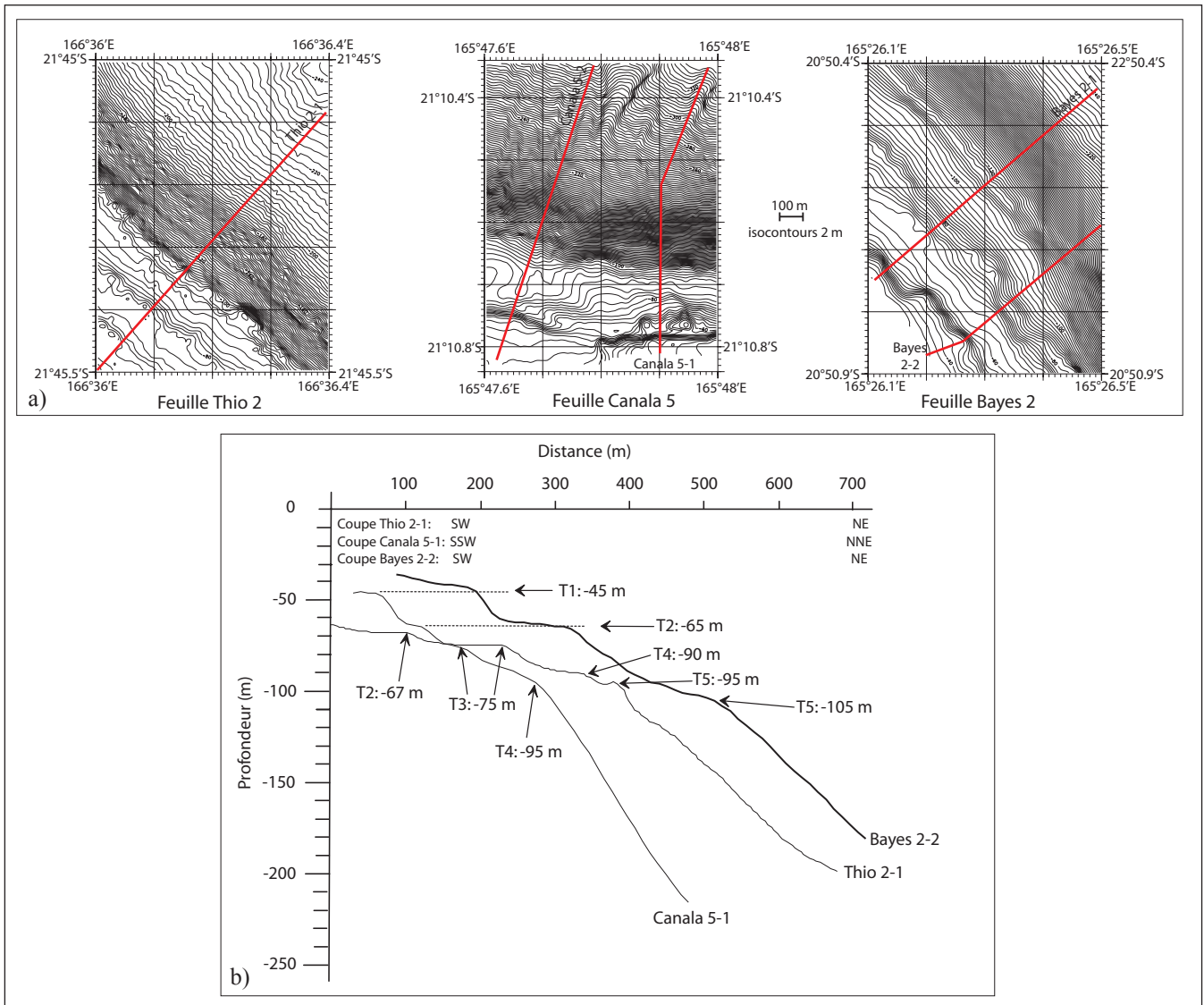


Fig. 71: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone I.
 b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone I.

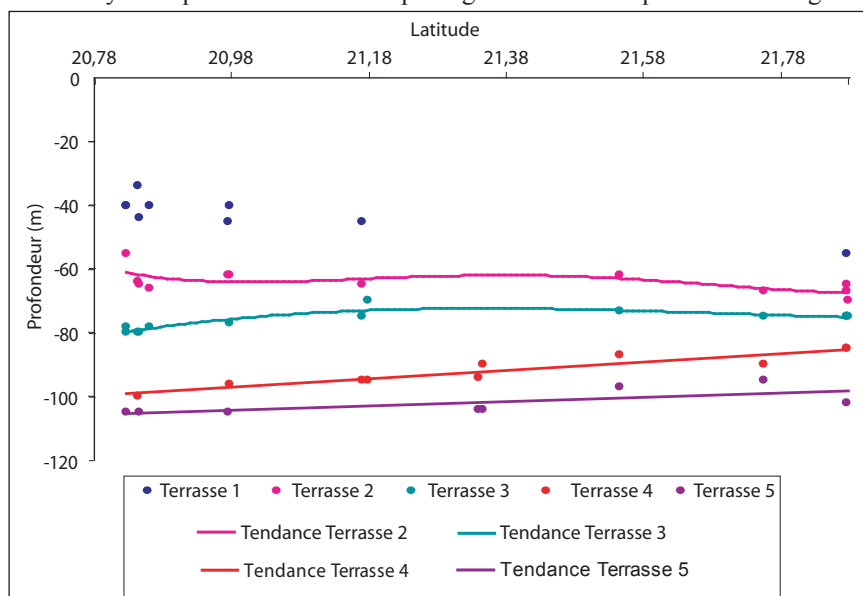


Fig. 72: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone I. Les lignes rose, verte, rouge et violet correspondent aux tendances des terrasses 2, 3, 4 et 5.

Tableau 24 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone I de la marge Est. La latitude, en degré décimal, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Profondeur de la terrasse 5 (m)	Coupes
21,5450 °S	-	-62	-73	-87	-97	Thio 1-1
21,7555 °S	-	-67	-75	-90	-95	Thio 2-1
21,8770 °S	-	-70	-75	-	-	Thio 3-1
21,8750 °S	-	-67	-75	-85	-	Thio 3-2
21,8750 °S	-55	-65	-75	-85	-102	Thio 4-1
21,3454 °S	-	-	-	-90	-104	Canala 6-2
21,3398 °S	-	-	-	-94	-104	Canala 6-1
21,1777 °S	-	-	-70	-95	-	Canala 5-2
21,1690 °S	-45	-65	-75	-95	-	Canala 5-1
20,9769 °S	-40	-62	-77	-96	-	Canala 2-2
20,9748 °S	-45	-62	-	-	-105	Canala 2-1
20,8598 °S	-40	-66	-78	-	-	Bayes 3-1
20,8459 °S	-44	-65	-80	-	-105	Bayes 2-2
20,8437 °S	-34	-64	-80	-100	-	Bayes 2-1
20,8256 °S	-40	-	-78	-	-105	Bayes 1-2
20,8258 °S	-40	-55	-80	-	-	Bayes 1-1

4) De 20°48'S à 19°44'S : De la passe de Touho à l'Est de îles Belep (zone J)

Le long de ce segment, marqué par la virgation Est-Ouest du récif barrière à la latitude de Hienghène (cf. *supra*), huit feuilles au 1/5000 ont été nécessaires pour décrire les terrasses marines cartographiées (tableau 25).

Tableau 25 : Couverture bathymétrique des cinq feuilles analysées pour l'étude des terrasses marines dans la zone J.

Feuille	Limite Nord	Limite Sud	Profondeur minimale (m)	Profondeur maximale (m)
Mengalia 4	20°34.7'S	20°35.2'S	-24	-248
Pouébo 2	20°31.2'S	20°31.7'S	-42	-248
Pouébo 3	20°23.5'S	20°24'S	-40	-248
Balabio 1	20°11.1'S	20°11.6'S	-34	-430
Balabio 2	20°7'S	20°7.5'S	-32	-260
Balabio 3	20°0.4'S	20°0.9'S	-44	-294
Balabio 4	19°52.9'S	19°53.4'S	-54	-396
Balabio 5	20°47.5'S	20°48'S	-46	-372

La morphologie des pentes est marquée par l'empreinte des quatre groupes de terrasses. La terrasse 3, de largeur comprise entre 50 et 100 m, est située à une profondeur moins importante que précédemment, comme par exemple sur les coupes Mengalia 4-1 et 4-2 où on l'observe respectivement à -67 et -70 m (tableau 26 et figure 73).

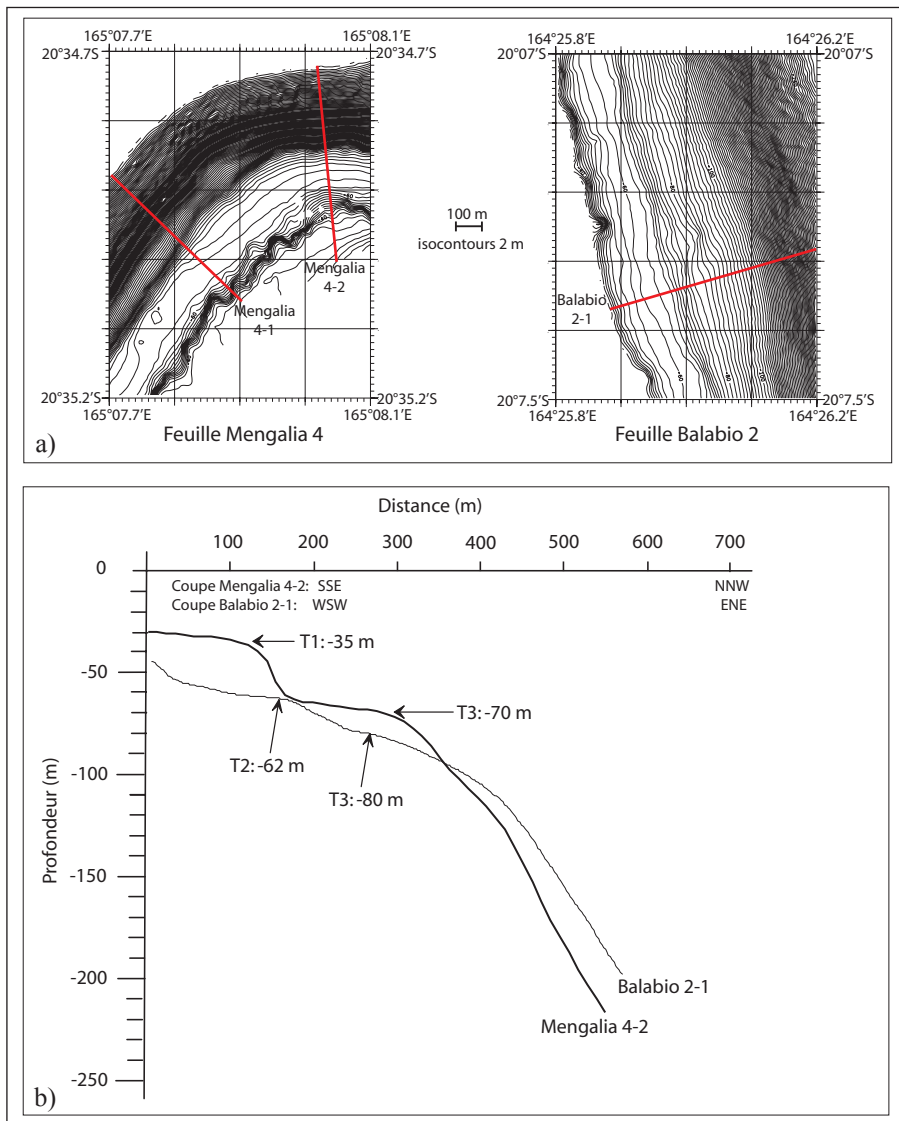


Fig. 73: a) Localisation des coupes bathymétriques réalisées le long de la zone J. b) Profils bathymétriques illustrant la morphologie des terrasses présentes le long de la zone J.

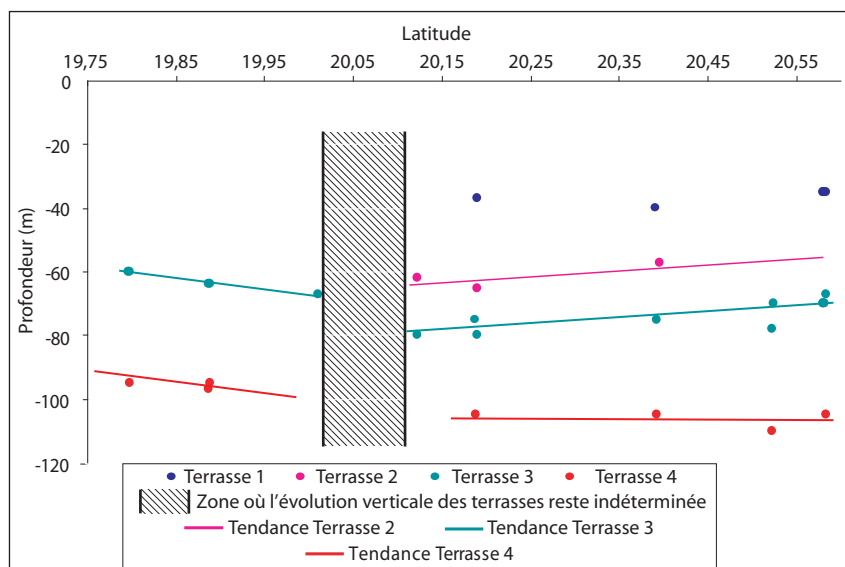


Fig. 74: Répartition latitudinale des terrasses marines le long des pentes externes de la zone J. Les lignes rose, verte et rouge correspondent aux tendances des terrasses 2, 3 et 4.

Tableau 26 : Terrasses marines présentes le long des pentes externes de la zone J de la marge Est. La latitude, en degré décimal, correspond à celle du point situé à -100 m sur la coupe ou bien, il s'agit de sa projection si cette profondeur n'est pas atteinte.

Latitude	Profondeur de la terrasse 1 (m)	Profondeur de la terrasse 2 (m)	Profondeur de la terrasse 3 (m)	Profondeur de la terrasse 4 (m)	Coupes
20,5828	-35	-	-67	-105	Mengalia 4-1
20,5805	-35	-	-70	-	Mengalia 4-2
20,5248	-	-	-70	-	Pouébo 2-1
20,5220	-	-	-78	-110	Pouébo 2-2
20,3930	-40	-	-75	-105	Pouébo 3-1
20,3962	-	-57	-	-	Pouébo 3-2
20,1895	-37	-65	-80	-	Balabio 1-1
20,1878	-	-	-75	-105	Balabio 1-2
20,1218	-	-62	-80	-	Balabio 2-1
20,0098	-	-	-67	-	Balabio 3-1
19,8882	-	-	-64	-95	Balabio 4-1
19,8873	-	-	-64	-97	Balabio 4-2
19,7978	-	-	-60	-95	Balabio 5-1

Le long d'un transect Nord-Sud (fig. 74), de 20°30'S à 20°06'S, les terrasses 2 et 3 ont tendance à basculer vers le Nord alors que la terrasse 4 présente une profondeur constante. Au Nord de 20°06'S, les terrasses 3 et 4 semble être basculées vers le Sud. La limite probable entre ces deux blocs devrait être le relais N110°E décalant le récif vers 20°06'S.

III.4.5. Synthèse

Il a été montré la présence d'au moins cinq groupes de terrasses marines le long de l'ensemble des pentes externes du récif barrière de Nouvelle-Calédonie.

Les moins profondes, appelées « terrasse 1 », s'échelonnent entre -20 et -50 m et sont souvent peu observées par manque de données. La terrasse 2, comprise entre -50 et -70 m le long de la barrière Ouest et entre -55 et -75 m sur la barrière Est, correspond à la terrasse la moins large et la moins continue sur l'ensemble des pentes : on la retrouve sous forme de surfaces reliques, peu étendues et réparties de manière ponctuelle. La terrasse 3, se situe généralement entre -70 et -85 m sur la côte Ouest et entre -60 et -95 m sur la côte Est. Elle constitue le meilleur marqueur de mouvements verticaux car 1) elle est présente sur l'ensemble des coupes bathymétriques ; 2) il s'agit de la terrasse la plus large en atteignant parfois plusieurs centaines de mètres de large et 3) elle est parfaitement délimitée dans sa partie aval par la présence d'un escarpement incliné à 40% qui la sépare de la terrasse 4. L'analyse de la variation de profondeur de la terrasse 3 le long de la barrière néo-calédonienne nous renseigne alors sur l'évolution tectonique de la partie supérieure des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la mise en place de cette terrasse. La terrasse 4, généralement située entre -95 et -105 m, correspond souvent à une indentation au sommet de l'escarpement majeur (cf.

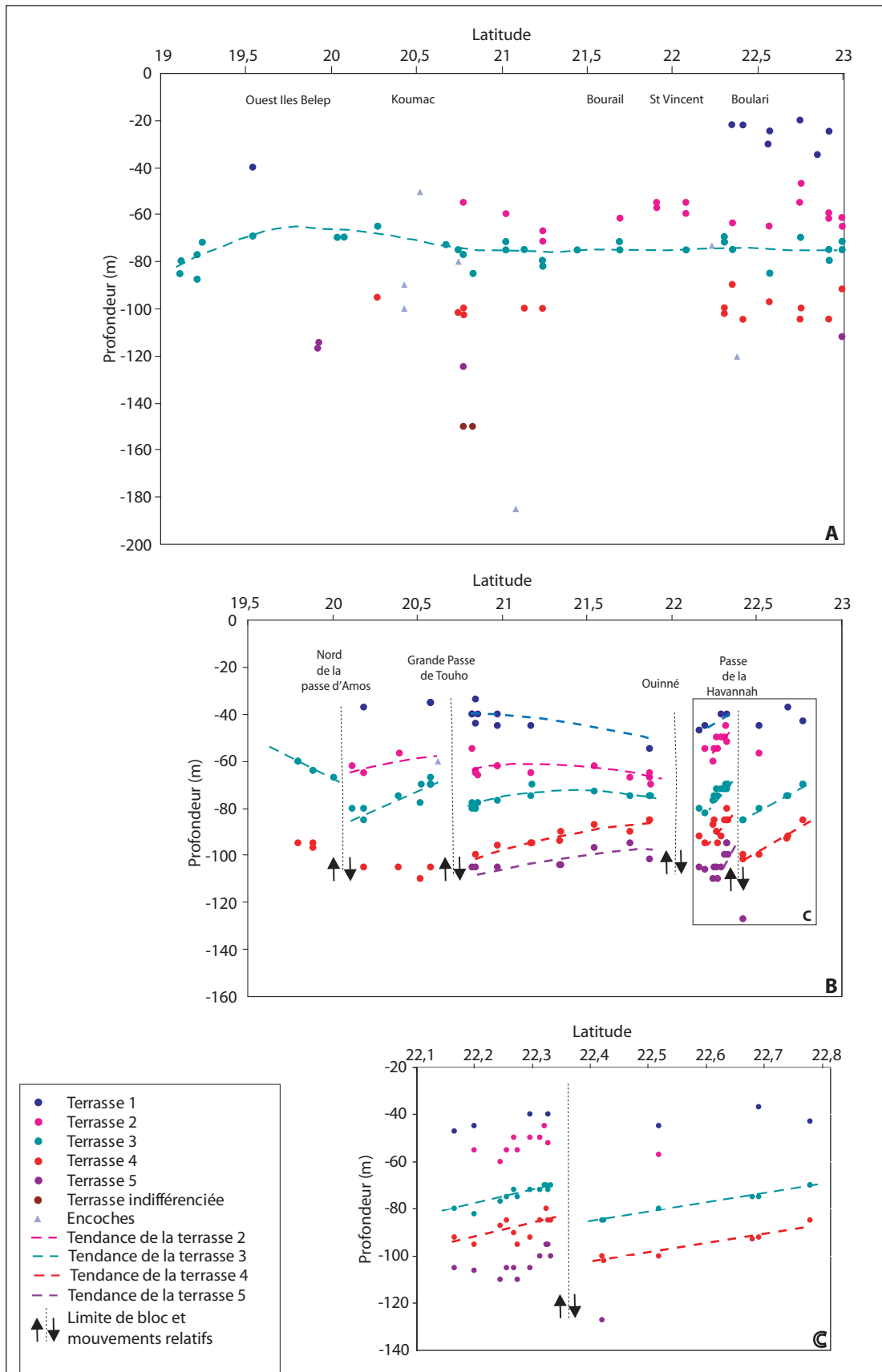


Fig. 75: Distribution géographique et évolution verticale des terrasses marines le long de la marge Ouest (A), de la marge Est (B) et de la marge Sud-Est (C) de la ride de Nouvelle-Calédonie.

supra). Enfin, la cinquième terrasse regroupe l'ensemble des terrasses situées en contrebas de la terrasse 4 ; il semblerait qu'elle soit mieux préservée le long des pentes récifales de la côte Est, entre la Grande Passe de Touho et la passe Havannah, entre -100 et -115/-120 m. Sur la côte Ouest, les terrasses plus profondes ne sont que rarement observées ; elles sont alors classées dans une catégorie « terrasse indifférenciée ». On n'observe pas de différence significative de profondeur des terrasses entre les deux côtes.

L'évolution verticale de la terrasse 3 le long de transects Nord-Sud dans chacune des zones a été présentée dans le corps de ce chapitre. Nous allons voir son évolution à l'échelle des marges Ouest et Est de la ride de Nouvelle-Calédonie. On peut noter aussi que les encoches reportées sur ces transects correspondent parfaitement aux niveaux marins définis par les terrasses, excepté pour l'encoche située à -185 m (face à Koné) qui reste sans équivalent autour de la Grande Terre.

Le long de la marge Ouest (fig. 75a), la terrasse 3 décrit une voussure, centrée à l'Ouest de îles Belep, du Grand Passage à la passe de Koumac (de 19°S à 20°45'S). Au Sud de 20°45'S, la terrasse 3 apparaît stable à l'échelle de la marge, excepté au Sud de 22°15'S où sa profondeur varie rapidement d'un profil à l'autre ; il est alors difficile de donner une tendance générale bien que dans le détail, nous pensons qu'il existe des blocs basculés vers le Sud.

Le long des pentes de la marge Est (fig. 75b), la terrasse 4 peut être également utilisée comme traceur de mouvements verticaux au même titre que la terrasse 3 en raison de sa présence régulière sur l'ensemble des coupes. Cinq blocs peuvent être définis ; ils sont tous basculés vers le Nord, excepté le plus septentrional qui semble basculé vers le Sud. Le gradient du basculement des terrasses 3, 4 et 5 est maximal dans la zone Sud, entre la passe de Ouinné et le Banc de la Torche (22°10'S et 22°50'S) (fig. 75c).

De plus, dans le Sud de la Grande Terre (Réentrant de la Corne Sud et Banc de Coëtlogon), les terrasses sont légèrement basculées vers l'Est. Au niveau du Grand Passage, la répartition des terrasses montre un effondrement de la partie Ouest de la ride par rapport à la partie Est.

Nous avons observé quelques escarpements transverses N50/70°E, N110°E et Nord-Sud affectant les terrasses, au Sud de la passe de Boulari et autour du Banc de Coëtlogon. De tels accidents, déjà identifiés dans le chapitre précédent à l'échelle des marges, sont probablement responsables du décalage des terrasses (cf. *supra*) au cours du Quaternaire, comme il sera montré dans la partie V où nous établirons la chronologie de ces terrasses.

Partie IV :
Lithologie des pentes externes du récif barrière :
données de dragage

PARTIE IV : LITHOLOGIE DES PENTES EXTERNES DU RECIF BARRIERE : DONNEES DE DRAGAGE.....	153
IV.1. Introduction	153
IV.2. Description des dragages.....	153
V.3. Les biofaciès.....	154
IV.3.1. Les framestones à coraux ou octocoralliaires.....	156
IV.3.2. Les bindstones à foraminifères encroûtants dominants.....	156
IV.3.3. Les bindstones à algues rouges dominantes	157
IV.3.4. Les bindstones à bryozoaires dominants	157
IV.3.5. Les faciès intermédiaires de type bindstone / packstone.....	157
IV.3.6. Packstones / wackestones.....	158
IV.3.7. Grainstones.....	159
IV.4. Synthèse.....	159

Partie IV : Lithologie des pentes externes du récif barrière : données de dragage

IV.1. Introduction

Jusqu'à présent, l'ensemble des connaissances sur le développement du récif barrière de Nouvelle-Calédonie a été obtenu à partir de l'analyse sédimentologique de forages réalisés sur des îlots coralliens, sur ou en arrière de la barrière récifale. L'étude des données acquises par dragage va permettre, quant à elle, de définir pour la première fois la nature lithologique des pentes et des terrasses marines de ce récif barrière. Ceci devrait nous amener à mieux connaître les paramètres contrôlant le développement de ces pentes.

Au cours des campagnes BOISALIS 1, BOISALIS 2 et PALEOPENTE, plusieurs terrasses réparties sur sept sites ont été échantillonnées par dragage (fig. 28, partie II), notamment au droit des principaux forages étudiés.

IV.2. Description des dragages

Pour chaque dragage, une description macroscopique des échantillons a été effectuée et, parallèlement, une analyse des microfaciès dans cent dix-neuf lames minces a été menée. Les observations microscopiques ont consisté en une description texturale basée sur la classification des roches carbonatées proposée par Dunham (1962) et en une description de l'ensemble des bioclastes, avec une attention particulière sur les algues rouges et les foraminifères, en fonction de leur état de micritisation ; ceci doit amener à une reconstitution des environnements de dépôt de chacune des terrasses marines. Pour la description détaillée de chaque dragage, leur position, ainsi que pour les tableaux de synthèse des éléments observés en lames minces (tableaux I et II), le lecteur est invité à se référer au volume annexe de ce manuscrit ; seule la synthèse des résultats est présentée ici.

Les limites de cette étude sont d'une part l'absence de comptage permettant une validation statistique des résultats et d'autre part le manque d'analyse des figures diagénétiques.

L'identification des foraminifères s'est limitée au niveau de la famille. Ainsi, lorsque les genres ont été identifiés, les regroupements suivants ont été effectués:

- Victoriellinidés, les *Carpenteria* sp. dont *Carpenteria* cf. *monticularis*,
- Acervulinidés, les *Acervulina* sp.,
- Sphaerogypsiniidés, les *Sphaerogypsina* sp.,
- Homotrématidés, les *Homotrema* cf. *rubrum*,

- Cymbaloporidés, les *Cymbaloporella* sp.,
- Amphistéginidés, les *Amphistegina* sp., *A. radiata* et *A. lessoni*,
- Hétérostéginidés, les *Heterostegina* sp.,
- Nummulitidés, les *Cycloclypeus carpenteri*,
- Calcarinidés, les *Calcarina* sp.,
- Baculogypsiniidés, les *Baculogypsina* sp.,
- Planorbulinidés, les *Planorbulina* sp.,
- Soritidés, les *Marginopora* sp.,
- Miliolidés, les *Pyrgo* sp. et les *Quinqueloculina* sp.,
- Textularidés, les *Textularia* sp.,
- Foraminifères planctoniques, les *Globigerina* sp..

Le terme « foraminiférolithe », sans équivalent dans la littérature, est employé ici pour décrire un encroûtement d'un *nucleus* quelconque par un foraminifère encroûtant, au même titre que les rhodolithes pour des encroûtements d'algues rouges.

V.3. Les biofaciès

Il a été défini sept types de biofaciès caractérisés par leur texture, par leur proportion en encroûtements d'algues rouges, de foraminifères et de bryozoaires et par leur contenu en éléments détritiques majeurs et secondaires. Une attention particulière sera portée sur les assemblages d'algues rouges car ces dernières sont riches en informations environnementales (Adey, 1986). Ces sept biofaciès correspondent aux :

- framestones à coraux et hexacoralliaires,
- bindstones à foraminifères encroûtants dominants,
- bindstones à algues rouges dominantes,
- bindstones à bryozoaires dominants,
- faciès intermédiaires de type bindstone / packstone,
- packstones / wackestones,
- grainstones.

Les assemblages basés sur la reconnaissance des algues rouges se répartissent de la façon suivante :

- assemblage 1 à Mastophoridés dominants (sept lames),
- assemblage 2 à Lithophylloïdés dominants (cinq lames),
- assemblage 3 à Mélobésoidés dominants (trente-huit lames dont six où les *Peyssonnelia* sont abondantes et quatre où les *Sporolithon* sont abondants),
- assemblage 4 à *Sporolithon* dominants (trois lames, dont une où les Mélobésoidés sont abondants et deux où les *Peyssonnelia* sont nombreuses),
- assemblage 5 à *Peyssonnelia* dominants (sept lames, dont cinq où les Mélobésoidés sont abondants)
- assemblage 6 à Mastophoridés et Lithophylloïdés (une lame),
- assemblage 7 à Mastophoridés et Mélobésoidés (sept lames),
- assemblage 8 à Lithophylloïdés et Mélobésoidés (quatre lames),
- assemblage 9 à Mélobésoidés et *Peyssonnelia* (une lame),
- assemblage 10 à Mélobésoidés et *Sporolithon* (quatre lames).

Les algues rouges caractérisant ces assemblages donnent des informations paléoécologiques et apportent des données sur la paléobathymétrie ; trois groupes peuvent être ainsi définis :

- Groupe A, peu profond: assemblage 1 à Mastophoridés dominants et assemblage 6 à Mastophoridés/Lithophylloïdés,
- Groupe B, intermédiaire (0 à -30 m): assemblage 2 à Lithophylloïdés dominants, assemblage 7 à Mastophoridés/Mélobésoidés et assemblage 8 à Lithophylloïdés/Mélobésoidés,
- Groupe C, profond (profondeur supérieure à -15 m): assemblage 3 à Mélobésoidés dominants, assemblage 4 à *Sporolithon* sp. dominants, assemblage 5 à *Peyssonnelia* sp. dominants, assemblage 10 à Mélobésoidés/*Sporolithon* sp., et assemblage 9 à Mélobésoidés/*Peyssonnelia* sp..

De telles informations apportées par les algues rouges ont été obtenues sur les pentes au Nord du Grand Récif Barrière australien (Braga et Aguirre, 2004) et sur les terrasses profondes présentes dans le Golfe de Huon (Papouasie Nouvelle-Guinée) (Webster et al., 2004c).

IV.3.1. Les framestones à coraux ou octocoralliaires

Ce faciès, caractéristique des échantillons HAV D13B, HAV D14C(1), HAV D14D, HAV D15B et HAV D15J, est formé d'une trame corallienne. Dans GP D9B la trame correspond à un octocoralliaire.

Les coraux sont généralement associés à de minces encroûtements d'algues du groupe B (HAV D15J) et du groupe C (HAV D14C(1), HAV D14D et HAV D15B), et GP D9B. Pour HAV D13B et HAV D15J, on peut retrouver aussi quelques minces encroûtements de foraminifères et de bryozoaires.

Les éléments détritiques majeurs sont des Victoriellinidés, des Amphistéginidés, des Nummulitidés, des Soritidés et des foraminifères planctoniques. En moindre proportion, on peut noter la présence d'Acervulinidés, de grands foraminifères indifférenciés, de débris d'échinodermes, de Vermétidés, de Serpulidés et de coquilles de bivalves.

IV.3.2. Les bindstones à foraminifères encroûtants dominants

Les échantillons sont placés dans ce faciès lorsque la proportion en encroûtements en foraminifères est supérieure à celle en algues rouges, en bryozoaires ou en coraux.

Le tableau 27 rassemble les différents échantillons en fonction des différentes associations d'algues rouges. En plus de ces échantillons, ce faciès caractérise également BAY D10G(1 et 2), GP D2B et GP D6D.

Tableau 27 : Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type bindstone à foraminifères encroûtants.

Assemblages algaires	Echantillons
Groupe A	BAY D7B
Groupe B	BAY D6C, HAV D9B, HAV D11A, HAV D12B(2), GP D7A
Groupe C	BAY D3C, BAY D3D(1), BAYD4A, BAY D4B, BAY D5A, BAY D5B, BAY D9A(2), HAV D2A, HAV D2B, HAV D5B, HAV D12BA, HAV D15K, BOUR D3C, BOUR D3E, BOUR D7A(1 et 2), KOU D3C et GP D5B

Le matériel se compose majoritairement d'Amphistéginidés, de Victoriellinidés, de Nummulitidés, de grands foraminifères indifférenciés, d'articles d'*Halimeda*, de débris d'échinodermes, de Vermétidés et de coquilles de bivalves.

En moindre quantité, on retrouve des foraminifères planctoniques, des Miliolidés, des Soritidés, des Textularidés, des Homotrématidés, des Hétérostéginidés, des Sphaerogypsiniidés, des Serpulidés, des spicules d'alcyonaires, des fragments de coraux et d'octocoralliaires, des bryozoaires, des rhodolithes, des foraminiférolithes et des lithoclastes carbonatés.

IV.3.3. Les bindstones à algues rouges dominantes

Ce faciès caractérise la dominance des encroûtements d'algues rouges sur les croûtes de foraminifères ou de bryozoaires. Le tableau 28 rassemble les différents échantillons caractérisés selon les trois groupes d'algues rouges prédominantes. GP D8B possède aussi ce faciès mais les algues sont indifférenciées.

Tableau 28 : Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type bindstone à algues rouges encroûtantes.

Assemblages algaires	Echantillons
Groupe A	BAY D3A, HAV D13A
Groupe B	BAY D6B
Groupe C	BAY D6A, HAV D3A, HAV D10B, BOUR D2B, BOUR D3D, GP D9C, GP D10A, GP D14D, GP D15A

Les principaux éléments présents dans les remplissages sont des Victoriellinidés, Amphistéginidés, grands foraminifères indifférenciés, Soritidés, Miliolidés, de nombreux foraminifères planctoniques, des débris d'échinodermes, des Vermétidés, des fragments de coquilles de bivalves et des articles d'*Halimeda*.

En moindre quantité, ce faciès est caractérisé par la présence d'Hétérostéginidés, d'Homotrématisés, de Nummulitidés, de Baculogypsinidés, d'Acervulinidés, de Serpulidés, de rhodolithes, de lithoclastes carbonatés et des débris de coraux.

IV.3.4. Les bindstones à bryozoaires dominants

Ce faciès ne concerne que les échantillons GP D14A et BOU D2B qui possèdent 70% d'encroûtements de bryozoaires et moins de 10% d'encroûtement d'algues rouges ou de foraminifères. Les remplissages contiennent des Amphistéginidés, des Soritidés, des Miliolidés, des débris d'échinodermes, des Serpulidés, des spicules d'alcyonaires et des lithoclastes carbonatés.

IV.3.5. Les faciès intermédiaires de type bindstone / packstone

Ce faciès correspond à une bioaccumulation présentant de minces encroûtements d'algues rouges, de foraminifères et de bryozoaires.

Le tableau 29 rassemble les différents échantillons en fonction des différentes associations d'algues rouges reconnues dans ce faciès, en plus de BOUR D5(C) et KOU D1(D) où elles sont indifférenciées.

Tableau 29 : Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type bindstone / packstone.

Assemblages algaires	Echantillons
Groupe A	BOUR D1A(3), BOUR D1B(1 et 2),
Groupe B	HAV D8B, HAV D9(A),
Groupe C	BAY D3D(2), HAV D3B, HAV D6A, HAV D6B, HAV D10A, HAV D4A, HAV D4C, KOU2A, SV D1A, SV D2A, BOUR D1D, BOUR D2A, BOUR D4C, BOUR D7C

Les éléments détritiques majeurs appartiennent aux Amphistéginiés, Victoriellinidés, Miliolidés, Nummulitidés, Hétérostéginiés, grands foraminifères indifférenciés, foraminifères planctoniques, articles d'Halimeda, débris d'échinodermes, gastéropodes Vermets, coquilles de bivalves, Serpulidés et lithoclastes carbonatés.

Les éléments mineurs correspondent à des débris d'Acervulinidés, des Sphaerogypsinidés, des Homotrématidés, des rhodolithes, des Planorbulinidés, des Calcarinidés des Soritidés, des fragments de coraux et des rhodobiontes.

IV.3.6. Packstones / wackestones

Ce faciès d'accumulation caractérise vingt-trois échantillons contenant majoritairement des débris de foraminifères encroûtants, des Sphaerogypsinidés, des Amphistéginiés, des Hétérostéginiés, des Nummulitidés, des Homotrématidés, des grands foraminifères indifférenciés, des Soritidés, des Miliolidés, des foraminifères planctoniques, des fragments d'échinodermes et de coquilles de bivalves et des articles d'Halimeda. Certains contiennent aussi des débris d'algues rouges calcaires dont les associations sont reportées dans le tableau 30. Les échantillons dont les algues sont restées indifférenciées seraient proches de ceux du groupe B : GP D1B, GP D2A (riche en *Halimeda*), SV D5A, KOU D1A, KOU D5A (riches en foraminifères encroûtants) et GP D12B, GP D13B (riches en *Halimeda* et débris de coraux).

Les autres éléments détritiques appartiennent à des Calcarinidés, des Victoriellinidés, des Baculogypsinidés, des Textularidés, des Acervulinidés, des spicules d'alcyonaires, des débris de bryozoaires, des rhodolithes, des Vermétidés et des fragments de coraux et d'octocoralliaires.

Tableau 30 : Assemblages d'algues rouges dans les échantillons de type packstone/wackestone (les éléments mentionnés sont plus abondants dans ce faciès).

Assemblages algaires	Echantillons
Groupe B	BOUR D6B, (riches en <i>Halimeda</i>) HAV D8A SV D5B (riches en foraminifères encroûtants) GP D4C et GP D5A (riches en <i>Sphaerogypsinidés</i>)
Groupe C	HAV D12B(1), SV D3B, SV D5C, BOUR D4D (riches en foraminifères encroûtants) BOUR D3A (riche en <i>Nummulitidés</i>)

Les échantillons suivants ne renferment pas d'algues rouges mais ils sont néanmoins riches en :

- Soritidés et Vermétidés (BAY D1C et BAY D2B),
- grands foraminifères, échinodermes et coquilles de bivalves (BAY D9A(1), BAY D9B et BAY D10 E),
- Amphistéginiés, grands foraminifères, échinodermes et Vermétidés (KOU D5A).

IV.3.7. Grainstones

Ce faciès concerne les échantillons SV D4B et SV D4C. Ceux-ci renferment surtout des petits galets d'origine continentale auxquels sont majoritairement associés des Sphaerogypsinidés, des Amphistéginidés, des grands foraminifères indifférenciés, des Nummulitidés, des Soritidés, des débris d'échinodermes, des fragments de coquilles de bivalves, d'algues rouges et des articles d'Halimeda. Les algues rouges appartiennent essentiellement à des Lithophyllum sp. et des Amphiroa.

Les éléments détritiques mineurs correspondent à des débris de coraux et de foraminifères encroûtants, des Homotrématidés, des Cymbaloporidés, des Hétérostéginidés, des Calcarinidés (surtout dans SV D4C) des bryozoaires et des Serpulidés.

IV.4. Synthèse

Les descriptions et analyses des échantillons récoltés par dragage sur les terrasses et les pentes le long de la barrière récifale permettent de tirer un certain nombre de conclusions.

1. Sept biofaciès caractéristiques ont été définis sur la base de la nature de leurs constituants et de leur composition en algues rouges. 25% des échantillons observés correspondent à des bindstones dont 14,4% sont dominés par des encroûtements de foraminifères et 10,6% par des algues rouges. Les framestones à coraux sont très peu représentés et se concentrent majoritairement dans les dragages réalisés près du Banc de Coëtlogon. Ces biofaciès sont caractéristiques d'environnements de dépôt qui sont étudiés dans le chapitre suivant, sur chaque site de dragage.
2. Dix assemblages d'algues rouges ont été reconnus, dont cinq sont des associations intermédiaires.
3. Les *Peyssonnelia* sp. et les *Sporolithon* sp. sont toujours associés à des Mélobésoïdés.
4. Les assemblages algaires à Mastophoridés dominants et Mastophoridés/Lithophylloïdés sont représentés dans 10% des lames ; les assemblages à Lithophylloïdés dominants, Mastophoridés/Mélobésoïdés, Mélobésoïdés/Lithophylloïdés le sont dans 20% des lames et enfin, les assemblages à Mélobésoïdés dominants, *Sporolithon* dominants, *Peyssonnelia* dominants, Mélobésoïdés/*Sporolithon*, Mélobésoïdés/*Peyssonnelia* sont présents dans 70% des échantillons.

Partie V :
Discussion et conclusions générales

PARTIE V : DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES	163
V.1. Nature de la partie supérieure des pentes externes du récif barrière.....	163
V.1.1. Environnements de dépôts.....	163
V.1.2. Caractérisation lithologique des pentes	167
V.1.3. Conclusions et comparaison régionale	172
V.2. Evolution morpho-tectonique post-obduction des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie.....	177
V.2.1. Les objets morphologiques.....	177
V.2.2. La structuration des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie :	188
V.2.3. Evolution morpho-tectonique de la partie sommitale des marges : mise en place des terrasses et mouvements verticaux pléistocène supérieur	191
V.2.4. Conclusions morpho-structurales	214

Partie V : Discussion et conclusions générales

V.1. Nature de la partie supérieure des pentes externes du récif barrière

Les reconstitutions paléo environnementales font appel à l'analyse des assemblages d'organismes et à la texture des échantillons. Pour cela, la comparaison de la zonation moderne et la répartition des organismes actuels sont utilisées. Certains organismes ont une répartition bathymétrique très large mais d'autres peuvent être plus restreints dans une tranche d'eau bien définie. Ceux-ci ont fait l'objet d'études spécifiques, comme les coraux et les algues rouges corallinacées (Littler et al., 1985 ; Adey, 1986 ; Cabioch et al., 1995 et 1999c ; Montaggioni et al., 1997 ; Camoin et al., 1999 ; Castellaro, 1999 ; Webster, 1999 ; Braga et Aguirre, 2004 ; Payri et Cabioch, 2004). Les foraminifères donnent quant à eux des indications sur la nature du substrat ou le degré d'hydrodynamisme. Ainsi, les biofaciès décrits précédemment peuvent apporter des informations utiles sur les environnements.

V.1.1. Environnements de dépôts

1) Biofaciès à coraux : framestones à hexacoralliaires et à octocoralliaires

Ces biofaciès de type framestone sont constitués de coraux hexacoralliaires ou octocoralliaires contenant une abondance d'algues du groupe C, dominé par les associations à Mélobésoidés. Une telle association caractérise des environnements dont la profondeur excède -15 m comme défini dans le forage Ribbon Reef 5 (Webster, 1999).

Les foraminifères également présents (les Victoriellinidés, Amphistéginidés, Soritidés, Nummulitidés et foraminifères planctoniques) indiquent des environnements d'algueraie à hydrodynamisme faible ou relativement profonds. Les Amphistéginidés et Soritidés ont été reconnus respectivement de la surface jusqu'à -30 et -50 m (Montaggioni, 1981). En outre, les Nummulitidés vivent entre la surface et -60/-70 m de profondeur (Montaggioni, 1981 ; Montaggioni et Venec-Peyré, 1993).

Les organismes qui constituent ce biofaciès se répartissent donc actuellement à des profondeurs entre -15 et -70 m. Les échantillons de ce biofaciès ont été prélevés dans cette gamme de profondeur suggérant ainsi un âge moderne confirmé par les datations qui donnent des âges compris entre 560 ± 45 et $1\ 470 \pm 50$ ans B.P. (tableau 35).

2) Les bindstones à foraminifères encroûtants dominants

Les Acervulinidés jouent un rôle important dans les zones à faible luminosité ; sur les pentes externes, les encroûtements sont de plus en plus épais avec la profondeur au-delà de -90 m, au détriment des algues rouges (Perrin, 1989 et 1992). Ceci a été observé à Mururoa (Perrin, 1989), en Mer Rouge jusqu'à -110 m (Dullo et al., 1990), sur le plateau continental occidental de l'Inde (Purnachandra Rao et al., 2003), dans le Grand Récif Barrière australien (Braga et Aguirre, 2004) et sur les plates-formes sous-marines du Golfe de Huon (Webster et al., 2004c).

En fonction des algues entrant en compte dans les encroûtements de foraminifères, trois milieux de dépôts peuvent être définis.

1) Lorsque les foraminifères forment d'épaisses croûtes associées à des encroûtements de Mastophoridés, comme dans BAY D7B, cet assemblage caractérise un environnement dont la profondeur est comprise entre 0 et -6 m et dont la luminosité est très faible : cet environnement pourrait être attribué à des cavités cryptiques sur le platier ou en sommet de la pente récifale. Etant donné que BAY D7B, récolté entre -88 et -123 m, a donné un âge de $630 / 655 \pm 30$ ans B.P. (tableau 35), nous supposons donc qu'il résulte d'un démantèlement de croûte de l'actuelle crête algale.

2) Lorsque les encroûtements de foraminifères sont associés à des Lithophylloïdés dominants ou Mastophoridés/Lithophylloïdés, comme dans BAY D6C, HAV D9B, HAV D11A, HAV D12B(2) et GP D7A, cet assemblage caractérise, probablement, un environnement dont la profondeur est comprise entre 0 et -20/-25 m. La prédominance de foraminifères doit être liée dans ce cas à des eaux moins claires qui inhibent le développement algale.

3) Enfin, Lorsque ces encroûtements de foraminifères sont associés à des Mélobésoidés, *Sporolithon* sp. et *Peyssonnelia* sp. (75% des cas), l'environnement de dépôt correspond à une pente externe, à des profondeurs au-delà de -60 m. C'est le cas dans BAY D3C, BAY D3D(1), BAYD4A, BAY D4B, BAY D5A, BAY D5B, BAY D9A(2), HAV D2A, HAV D2B, HAV D5B, HAV D12BA, HAV D15K, BOUR D3C, BOUR D3E, BOUR D7A(1 et 2), KOU D3C et GP D5B. De plus, l'occurrence d'associations de foraminifères benthiques, Amphistéginiidés, Victoriellinidés, Nummulitidés et grands foraminifères indifférenciés indique la présence d'algueraie où l'hydrodynamisme ne joue pas un rôle prédominant.

3) Biofaciès à bindstones à algues rouges encroûtantes dominantes

Ces bindstones à algues rouges encroûtantes renferment également quelques encroûtements de foraminifères. Du fait que la prédominance des algues rouges dépend de la luminosité, leur environnement de vie est compris entre 0 et -90 m de profondeur. Selon les associations et/ou espèces d'algues et de foraminifères, la répartition bathymétrique peut être précisée.

Lorsque les Mastophoridés, Mastophoridés/Lithophylloïdés et Amphistéginiés prédominent, ces types de bindstones caractérisent des platier récifaux ou de sommet de pente externe, entre 0 et -6 m (Cabioch et al., 1999c ; Braga et Aguirre, 2004). Lorsque les Mélobésoïdés, *Sporolithon* sp. et *Peyssonnelia* sp. associés à des foraminifères planctoniques prédominent, ceci est caractéristique d'environnements entre -20 et -90 m, ce qui est observé pour 75% des échantillons de ce type de biofaciès. Lorsque les associations à Lithophylloïdés, Mastophoridés/Mélobésoïdés et Mélobésoïdés/Lithophylloïdés prédominent, elles caractérisent un milieu entre -10 et -20/-25 m ; ceci est confirmé par la présence de Soritidés et d'*Halimeda*. L'abondance d'Amphistéginiés, de Soritidés et de Miliolidés est conforme avec la présence d'un substrat de type algueraie.

Ces biofaciès ont été trouvés dans les dragages prélevés entre -48 et -160 m. Ils caractérisent soit des encroûtements modernes, en place, soit des débris effondrés de formations sus-jacentes, masquant probablement sous plusieurs dizaines de centimètres les formations plus anciennes. L'âge de 12345 ± 85 ans B.P. obtenu pour BOUR D3H est sujet à caution car les coraux observés dans cette zone de Bourail sont très perforés et usés. On ne peut toutefois pas exclure que ce corail provienne de débris sus-jacents remaniés.

4) Biofaciès à bryozoaires encroûtants dominants

Ce faciès, particulier, n'a été observé qu'à Boulari et au Grand Passage, respectivement dans BOU D2B et GP D14A. Les encroûtements de bryozoaires dominent ceux des foraminifères ou des algues rouges. Une telle abondance de bryozoaires encroûtants a été observée en Méditerranée (Unsal et al., 2002), dans des environnements très peu profonds et dessalés. La présence de ce biofaciès pourrait être liée à de remontées d'eaux plus tempérées, ponctuelles, caractérisant ainsi un environnement très particulier.

5) Biofaciès intermédiaires de type bindstone / packstone

Ces faciès sont caractérisés par de minces encroûtements d'algues rouges et de foraminifères sur des sédiments lithifiés. Ces biofaciès sont également caractérisés par des assemblages algaires à :

- Mastophoridés dominants et à Mastophoridés/Lithophylloïdés (groupe A), récoltés entre -110 et -150 m (15% des lames de ce faciès),
- Lithophylloïdés dominants, Mastophoridés/Mélobésoïdés, Mélobésoïdés/Lithophylloïdés (groupe B), récoltés entre -75 et -97 m (10% des lames de ce faciès),
- Mélobésoïdés dominants, *Sporolithon* sp. dominants, *Peyssonnelia* sp. dominants, Mélobésoïdés/*Sporolithon* sp., Mélobésoïdés/*Peyssonnelia* sp. (groupe C), prélevés entre -49 et -170 m (75% des lames de ce faciès).

Les assemblages algaires, présents sous forme d'encroûtements ou de débris et appartenant aux groupes A et B, traduisent respectivement des environnements de dépôts peu profonds et intermédiaires. La présence de tels assemblages dans BOUR D1A(3), BOUR D1B(1 et 2), HAV D8B et HAV D9A, à des profondeurs relativement importantes, laisse supposer que ces échantillons renferment des débris d'encroûtements algaires, remaniés, provenant de formations sus-jacentes.

Les échantillons renfermant des algues du groupe C représentent des milieux de vie *in-situ* et leur âge doit probablement être moderne. Les Amphistéginiés, Miliolidés, Planorbulinidés, Soritidés, Calcarinidés et Nummulitidés montrent bien la dominance de milieux d'algues avec une influence de l'océan ouvert marquée par la présence de foraminifères planctoniques.

6) Biofaciès riches en *Halimeda*

Les packstones / wackestones riches en *Halimeda* caractérisent selon certains auteurs un environnement entre 0 et -30/-35 m (Lucas et al., 1976).

Ce type de faciès trouvé dans les dragages avec des débris d'algues du groupe B comme dans BOUR D6B, caractérise un tel environnement ; il en serait de même pour GP D1A et GPD2A. Les *Halimeda* peuvent être trouvées avec des débris coralliens et des foraminifères appartenant aux Amphistéginiés, Soritidés, Miliolidés et Nummulitidés comme dans GP D12B et GP D13B.

Généralement, de telles associations caractérisent des milieux récifaux peu profonds. Or les échantillons caractéristiques de ce biofaciès ont été récoltés entre -86 et -250 m. Deux hypothèses peuvent être avancées : 1) ces biofaciès caractérisent des dépôts sur des terrasses lors de la dernière remontée du niveau de la mer, 2) ou bien ces biofaciès représentent une accumulation de débris tombés de récifs sus-jacents. La datation de GP D2A, récolté entre -125 et -188 m donne un âge de 10300 ± 60 ans B.P. ; ceci renforcerait plutôt la seconde hypothèse car le niveau de la mer de cette époque se situait vers -40 m par rapport au niveau actuel.

7) Biofaciès riches en foraminifères encroûtants et Nummulitidés

Ces biofaciès ont été trouvés entre -75 et -150 m. L'abondance de foraminifères encroûtants traduit des environnements relativement profonds au-delà de -90 m, de même que la présence de foraminifères planctoniques. Les débris de Lithophylloïdés, Mélobésoidés, *Sporolithon* sp. et *Peyssonnelia* sp. accompagnés d'Amphistéginidés, de Miliolidés et de Soritidés, caractéristiques des milieux d'herbiers et présents dans ce biofaciès, reflètent généralement des milieux moins profonds. La nature des assemblages marque, dans ce cas, un mélange de dépôts *in situ* (foraminifères encroûtants) et de débris remaniés, issus d'herbiers sus-jacents.

8) Autres biofaciès

Ils concernent des grainstones qui caractérisent seulement deux échantillons prélevés au Nord de l'actuelle Passe de St Vincent. Ces grainstones soulignent des dépôts en milieu agité et peu profond. L'usure des bioclastes, représentés par des Amphistéginidés, Miliolidés, Soritidés, Nummulitidés et *Lithophyllum* sp., atteste également de cette très forte agitation. On observe également dans ce faciès, des petits galets d'origine continentale, ce qui suppose le fonctionnement de paléochenaux.

V.1.2. Caractérisation lithologique des pentes

Les âges modernes des datations ^{14}C sont en bon accord avec l'analyse des assemblages biologiques qui indiquent des environnements de dépôts *in situ* des échantillons récoltés masquant malheureusement le matériel récifal ancien. Ceci permet cependant de caractériser la lithologie des pentes actuelles dans chacune des sept zones. Pour chacune d'entre elles, un profil de pente idéalisé sera présenté, les pentes en dessous de -50 m correspondant au mieux à la réalité afin de tenir compte des éventuelles influences de l'inclinaison de la pente sur la lithologie.

1) Les pentes récifales du Grand Passage

Les pentes du Grand Passage sont caractérisées à la fois par des bioconstructions et des bioaccumulations. Les bioconstructions se répartissent sur l'ensemble des pentes (fig. 76), de -10 à -150 m environ. Certains échantillons de texture bindstone/packstone comportent des débris d'encroûtements de Lithophylloïdés et, on peut donc admettre qu'à partir de -10 m, il doit se former d'épaisses croûtes d'algues rouges. En deçà de -30 m, ce sont les Mélobésoidés qui se substituent aux Lithophylloïdés pour former d'épais bindstones alors qu'à partir de -90 m, probablement en relation avec la baisse de l'irradiance, les encroûtements algaires laissent progressivement la place aux encroûtements à Acervulinidés jusqu'à -150 m de profondeur.

La plupart des bioaccumulations ont été récoltées entre -90 et -100 m sur la terrasse 4 qui semble être la zone de dépôt des éléments arrachés des niveaux sus-jacents : sur cette terrasse, on trouve à la fois des faciès de bioaccumulation, particulièrement riches en *Halimeda*, et de bioconstructions *in situ* à algues rouges et à foraminifères encroûtants.

Les trois datations effectuées dans les échantillons du dragage GP D2 (tableau 35) réalisé entre -125 à -188 m, donnent des âges compris entre 10320 et 8580 ans B.P.. Or, à cette époque, le niveau de la mer se situait entre -40 et -20 m environ ; nous proposons donc que ces trois coraux ont été arrachés lors de tempêtes ou de cyclones puis se sont déposés en contrebas.

2) Les pentes externes de la barrière Ouest

2-1 Koumac

Les pentes aux abords de la passe de Koumac (fig. 77) sont caractérisées par les terrasses 3 et 4. Comme dans la zone du Grand Passage, les pentes sont recouvertes d'encroûtements algaires jusqu'à -70 m environ puis d'encroûtements de foraminifères jusqu'à -180 m. Comme précédemment, les niveaux d'accumulation ont été récoltés en bas de la pente récifale, sur la terrasse 4, suggérant ainsi un démantèlement régulier des formations les moins profondes. Ces effondrements gravitaires sont attestés par la présence d'un corail daté à 6205 ± 50 ans B.P. récolté entre -100 et -180 m (tableau 35).

Les échantillons les plus micritisés récoltés autour de la barrière récifale de la Grande Terre proviennent majoritairement des dragages KOU D1, KOU D2 et KOU D5. Cette forte micritisation peut provenir 1) d'une cimentation micritique de calcite fortement magnésienne dans les microcavités résultantes d'une importante activité bioérosive (Schroeder, 1973, James et al., 1976 ; Macyntire, 1977 ; Montaggioni, 1978 ; James et Ginsburg, 1979),

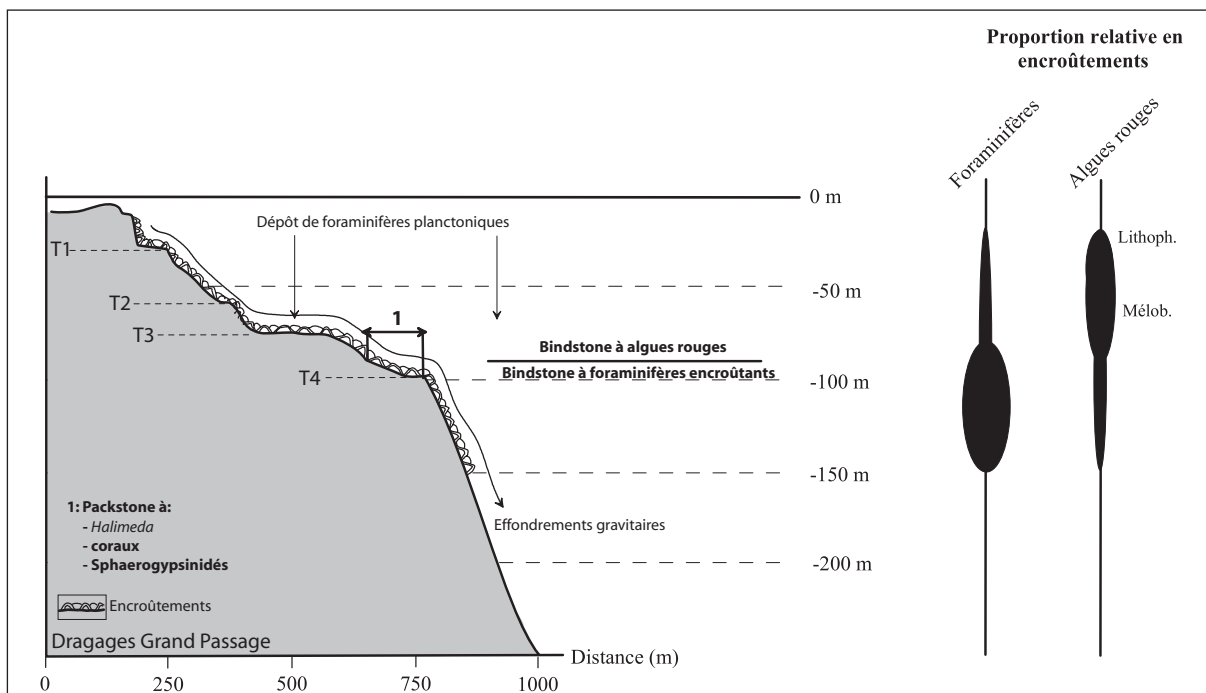


Fig. 76: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone du Grand Passage. T: terrasse, Lithoph.: Lithophylloïdés, Mélób.: Mélobésoidés.

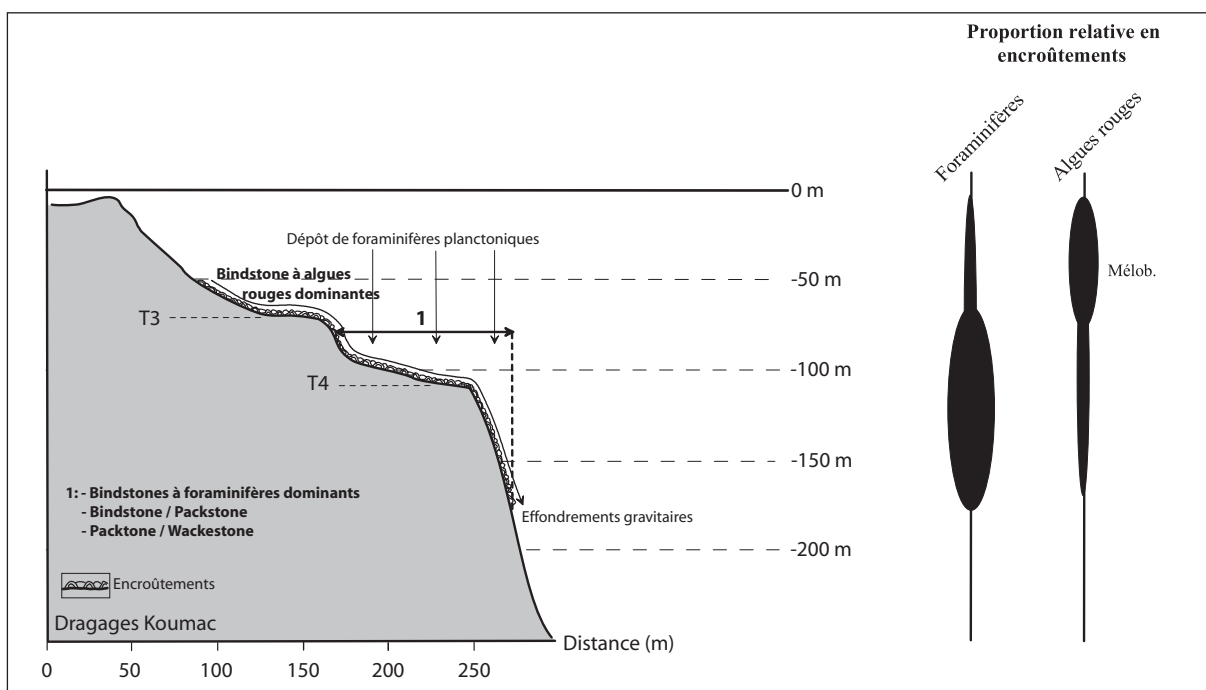


Fig. 77: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Koumac. T: terrasse, Mélób.: Mélobésoidés.

2) d'une activité bactérienne importante se traduisant par la substitution des « péloïdes aragonitiques » par des cristaux de calcite fortement magnésienne (Chaffetz, 1986) ou 3) être d'origine pédogénétique. Néanmoins, ces faciès micritisés correspondent vraisemblablement à du matériel d'origine plus ancienne ; ce serait, en fait, du matériel provenant de niveaux anciens formant l'ossature des terrasses marines.

2-2 Bourail

Aux abords de la passe de Bourail, la morphologie des pentes est dominée par la présence des terrasses 2 et 3. Les pentes sont recouvertes d'encroûtements algaires à Mastophoridés, Lithophylloïdés et Mélobésoidés, du sommet jusqu'à environ -90 m, puis des croûtes de foraminifères jusqu'à -150 m (fig. 78). Les pentes sont également recouvertes de débris provenant du démantèlement des formations supérieures comme peuvent en témoigner la présence de débris de bindstones à algues rouges entre -100 et -130 m ou bien la présence de coraux datés de 12345 ± 85 ans B.P. et récoltés entre -110 et -150 m (tableau 35). Ces débris, en se déposant, peuvent former des bioaccumulations à texture de type bindstone/packstone ou packstone/wackestone que l'on retrouve entre -100 et -250 m de profondeur.

2-3 St Vincent

Les échantillons récoltés aux abords de la passe de St Vincent sont différents de tous les autres sites car on y observe la présence des grainstones dans lesquels des petits galets de roches proviennent de l'arrière pays continental (fig. 79). Les encroûtements à algues rouges (Lithophylloïdés et Mélobésoidés) et foraminifères recouvrent l'ensemble des pentes jusqu'à -170 m mais entre -100 et -170 m, ils n'ont été identifiés que sous forme de fragments renfermés dans les bioaccumulations. Les chutes de débris d'organismes ou de fragments d'encroûtements sont encore très nombreux ; ceci est démontré par la présence de deux coraux datés entre 1870 ± 45 et 2535 ± 30 ans B.P. entre -75 et -150 m (tableau 35).

2-4 Boulari

Les pentes situées de part en d'autre de la passe de Boulari comportent les terrasses 1, 2, 3 et 4 (fig. 80). Elles sont surtout caractérisées par la présence d'épais encroûtements de bryozoaires, dont le développement a du être favorisé par l'inhibition de celui des algues rouges et des foraminifères encroûtants, présents mais en très faible proportion. Comme dans les sites précédents, de nombreux débris s'accumulent sur la terrasse la plus profonde et au

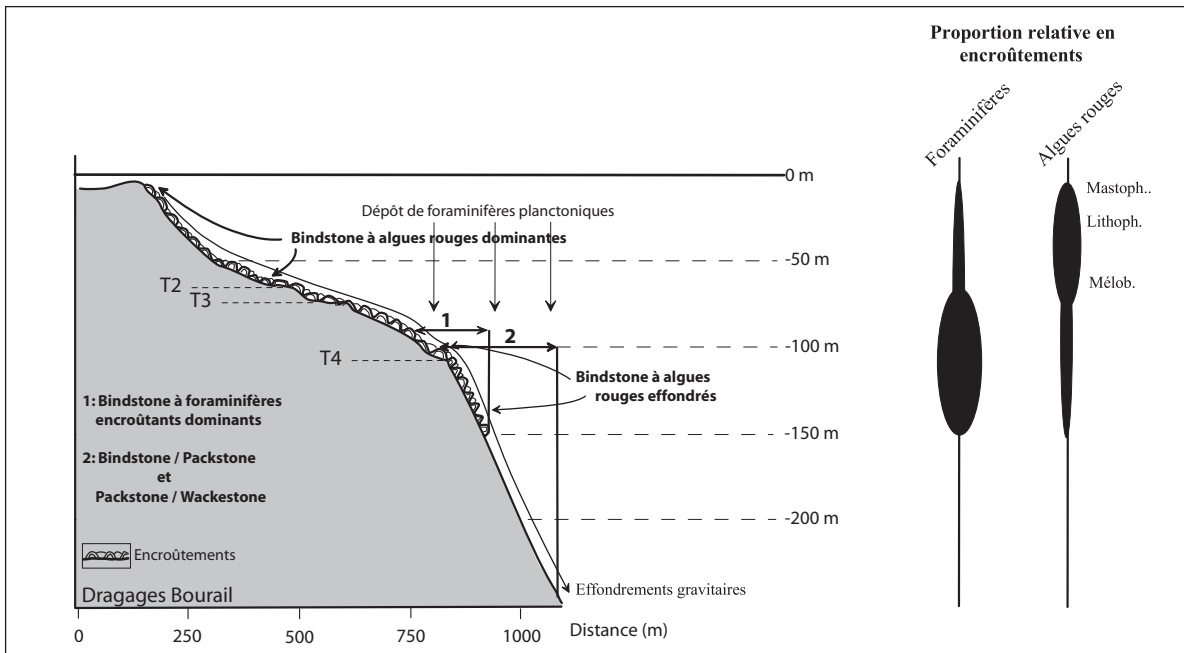


Fig. 78: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Bourail. T: terrasse, Mastoph.: Mastophoridés, Lithoph.: Lithophylloïdés, Mélob.: Mélobésoidés.

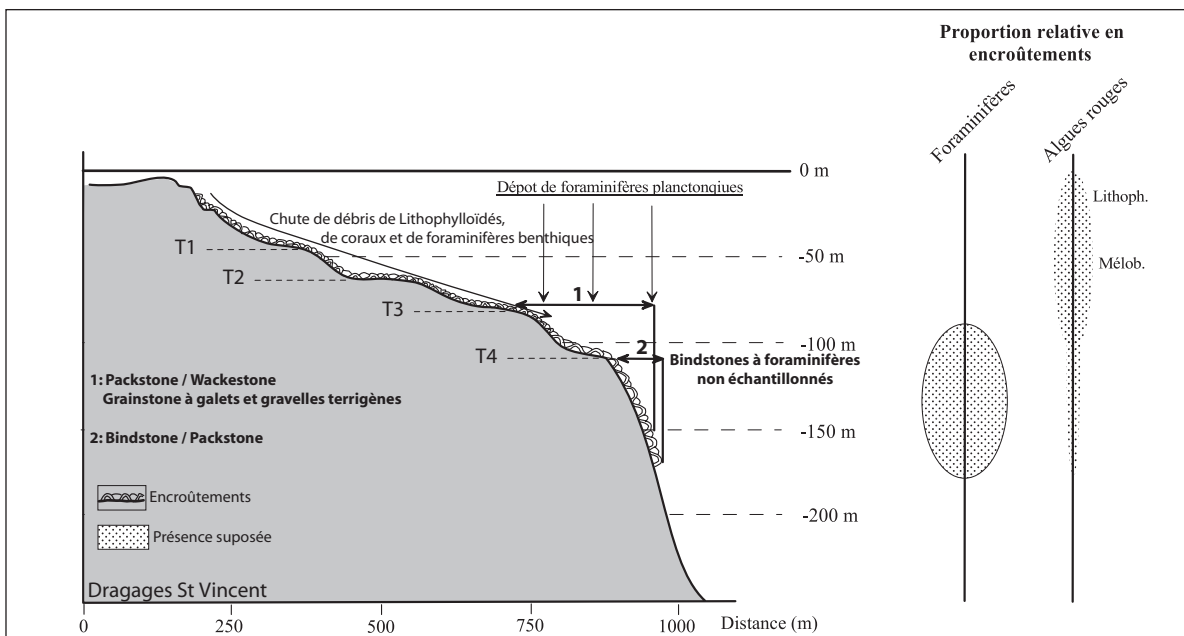


Fig. 79: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de St Vincent. T: terrasse, Lithoph.: Lithophylloïdés, Mélob.: Mélobésoidés.

sommet de l'escarpement majeur donnant ainsi des packstones riches en débris d'organismes provenant des herbiers sus-jacents.

3) Les pentes externes de la barrière Est

3-1 Banc de Coëtlogon

Le Banc de Coëtlogon correspond, au final, à un récif submergé, caractérisé par des framestones coralliens et des binstones à algues rouges encroûtantes recouvrant la ride *sensu stricto*, jusqu'à -75 m environ (fig. 81). Sur le plateau l'entourant, on retrouve des encroûtements de foraminifères ainsi que des débris résultant du démantèlement de la ride.

Les datations effectuées sur quatre échantillons coralliens et sur un échantillon de foraminifère encroûtant ont donné des âges modernes compris entre 560 ± 45 et 1740 ± 50 ans B.P. (tableau 35). Les coraux datés doivent provenir du sommet de la ride qui, lors de cyclones et/ou de tempêtes, peut être affectée par les très fortes houles responsables de son démantèlement.

3-2 Bayes

Les pentes situées de part et d'autre de la passe de Bayes sont caractérisées par des bindstones à algues rouges depuis la crête algaire jusqu'à -90 m environ puis par la prédominance des croûtes à foraminifères jusqu'à -120 m (fig. 82). Les algues rouges sont représentées par les Mastophoridés, Lithophylloïdés et Mélobésoidés. La datation de deux foraminifères encroûtants et d'une croûte algaire, récoltés entre -88 et -123 m, ont donnés des âges compris entre 5700 ± 45 et 630 à 655 ± 30 ans B.P. (tableau 35), c'est-à-dire des âges modernes. Ceci suggère, là encore, l'ampleur du démantèlement des formations récifales sus-jacentes.

V.1.3. Conclusions et comparaison régionale

Cette étude a permis de compléter nos connaissances sur les processus d'édification du récif barrière de Nouvelle-Calédonie qui étaient uniquement basées, jusqu'à présent, sur l'analyse de quelques forages. L'objectif était de définir la nature lithologique des terrasses marines échantillonnées mais les observations et les analyses du matériel récolté ont révélé que les pentes externes du récif barrière, ceinturant la Grande Terre, sont en fait recouvertes d'encroûtements modernes de plusieurs centimètres à probablement plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et de matériels issus de chutes gravitaires, empêchant l'échantillonnage par dragage des formations constitutives des terrasses.

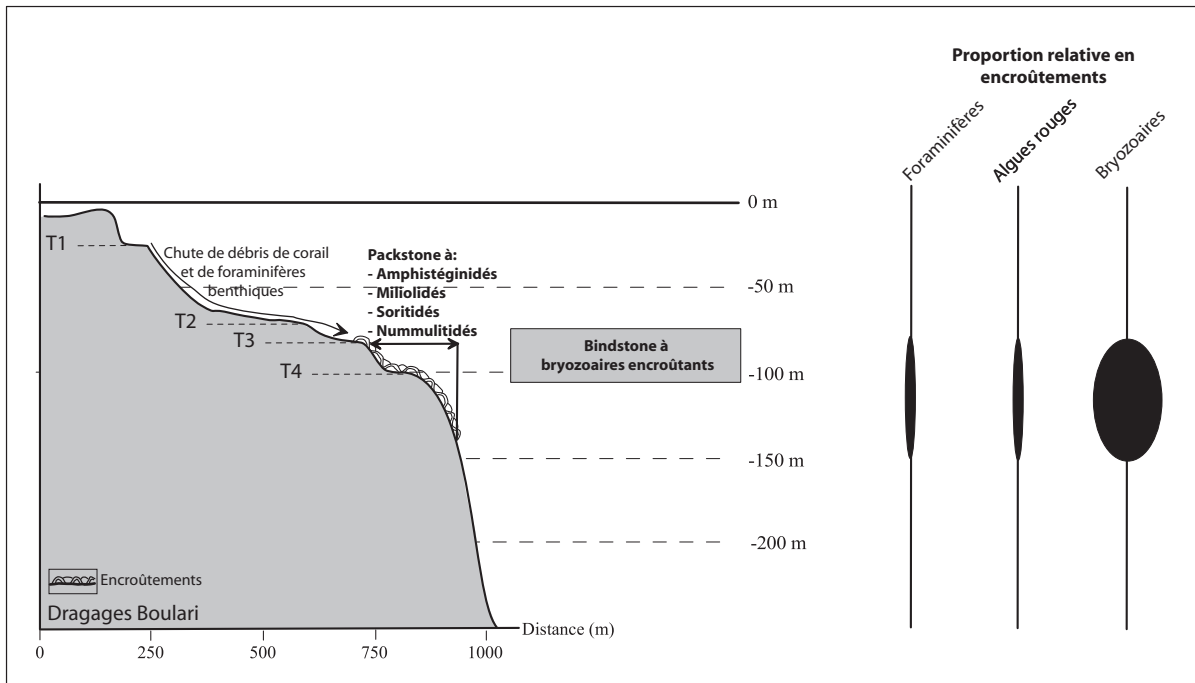


Fig. 80: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Boulari.
T: terrasse

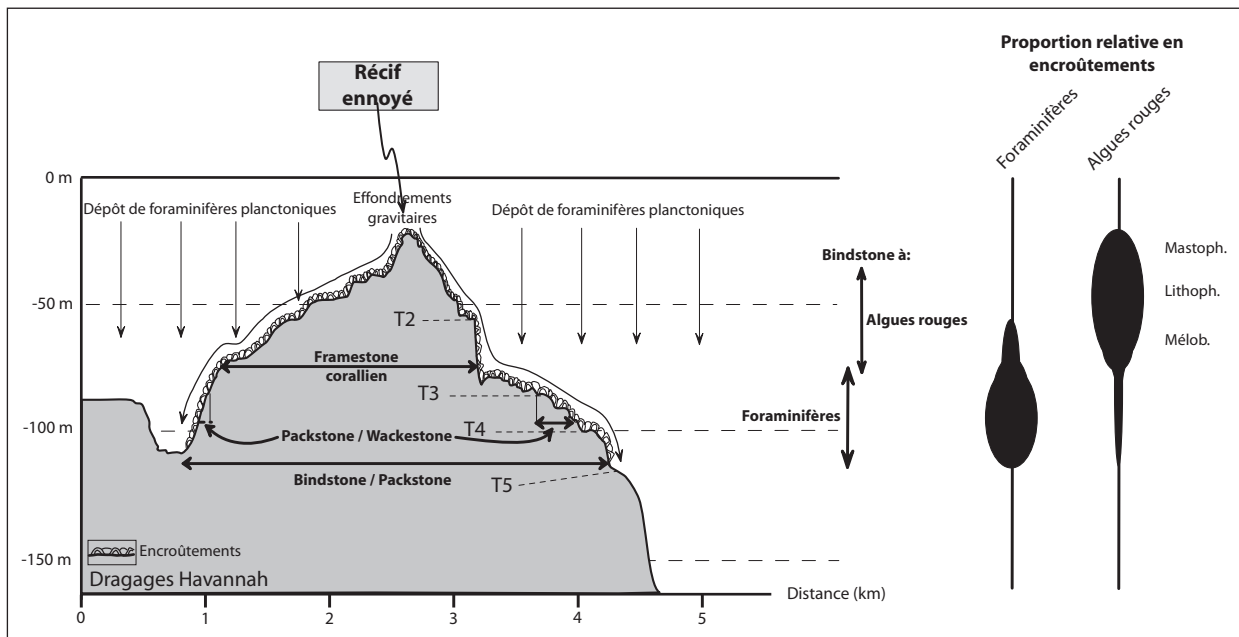


Fig. 81: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone du Banc de Coëtlogon.
T: terrasse, Mastoph.: Mastophoridés, Lithoph.: Lithophylloïdés, Mélob.: Mélobésoidés.

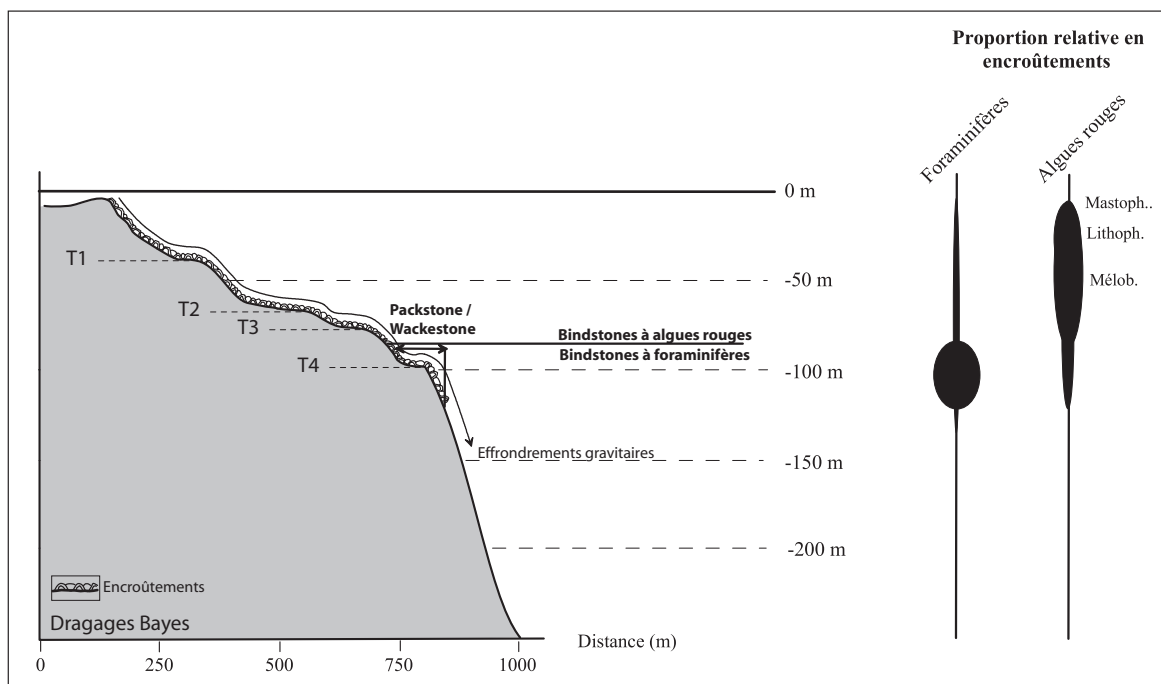


Fig. 82: Caractérisation lithologique de la partie sommitale des pentes de la zone de la passe de Bayes. T: terrasse, Mastoph.: Mastophoridés, Lithoph., Lithophylloïdés, Mélob.: Mélobésoidés.

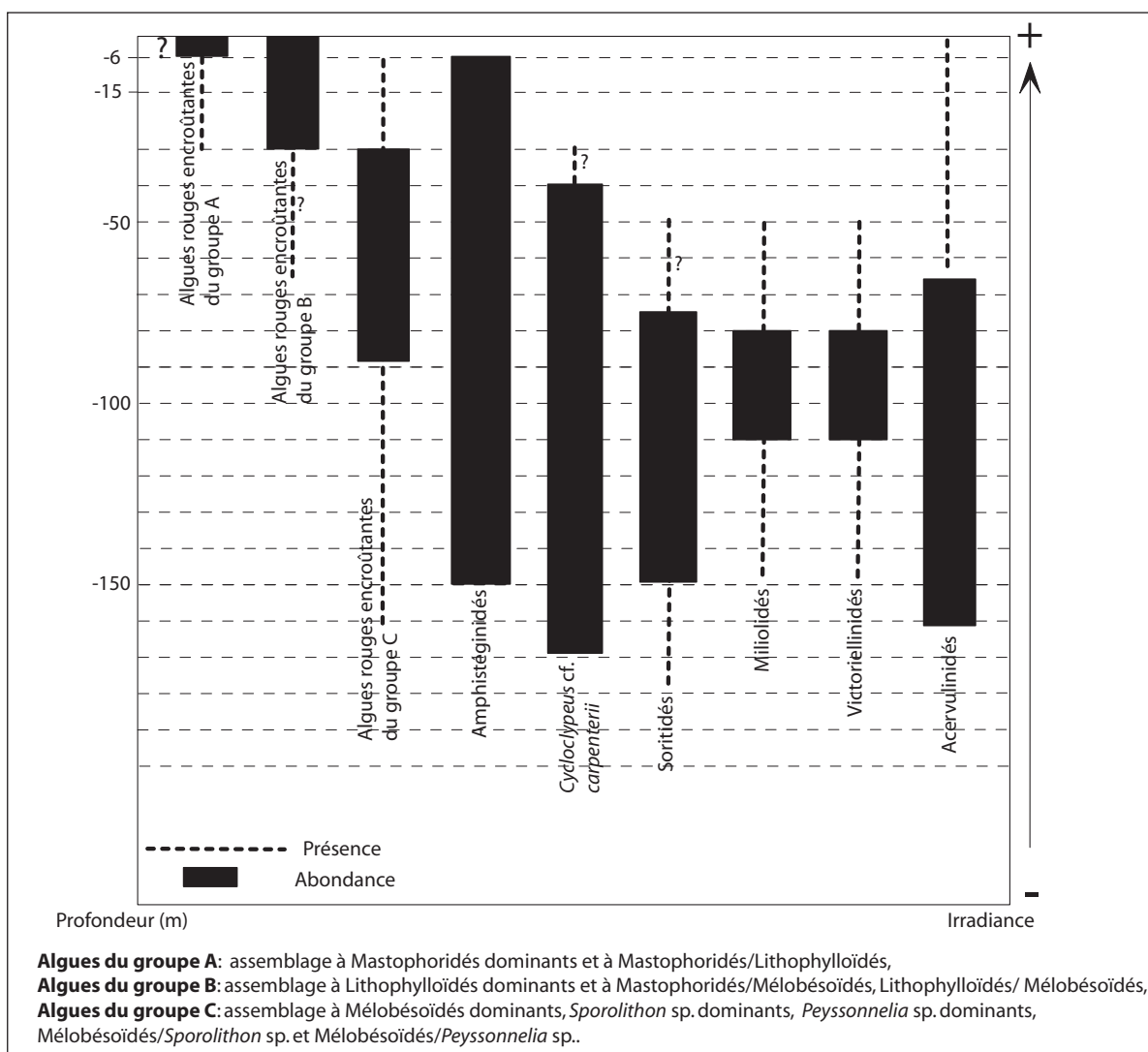


Fig. 83: Abondance en fonction de la bathymétrie des algues rouges encroûtantes, foraminifères libres et foraminifères encroûtants le long des pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.

Ces croûtes sont de nature variable en fonction de la profondeur et en fonction de l'irradiance (fig. 83). Une zonation bathymétrique peut être établie grâce aux assemblages d'organismes contenus dans ces dragages. Nous avons montré que de la surface à -90 m ce sont des encroûtements à algues rouges qui prédominent car la luminosité est suffisante à leur développement. Celles-ci présentent une répartition verticale bien définie qui nous a permis de décrire trois groupes d'associations algaires retrouvés respectivement en sommet de pente récifale, de 0 à -30 m et entre -15 et -90 m : un groupe A à Mastophoridés dominants et à Mastophoridés/Lithophylloïdés, un groupe B à Lithophylloïdés dominants, Mastophoridés/Mélobésoidés, Mélobésoidés/Lithophylloïdés et un groupe C à Mélobésoidés dominants, *Sporolithon* sp. dominants, *Peyssonnelia* sp. dominants, Mélobésoidés/*Sporolithon* sp., Mélobésoidés/*Peyssonnelia* sp.. En dessous de -90 m environ, on observe un remplacement progressif des encroûtements algaires par des encroûtements de foraminifères. Ces encroûtements, observés jusqu'à environ -160 m, dont à la fois l'abondance relative et l'épaisseur croissent avec la profondeur, sont alors systématiquement associés à des algues du groupe C qui ne prédominent plus en raison d'une irradiance trop faible. Le pourcentage relatif d'encroûtements algaires et de foraminifères constitue en conséquence un outil de paléo-bathymétrie très fiable comme observé dans cette étude.

On observe également l'abondance de perforations ainsi qu'une bioérosion très active dans ces environnements, quelle que soit la profondeur et l'inclinaison de la pente.

La dernière caractéristique commune à l'ensemble des pentes est le démantèlement des formations récifales superficielles. Une fois arrachés, les éléments chutent par gravité et s'accumulent principalement sur les terrasses marines les plus profondes (terrasse 4) où, après cimentation, ils sont renfermés dans des packstones ou wackestones.

La présence de coraux datés 12 et 8,5 ka B.P. et récoltés au Grand Passage et à Bourail entre -110 et -190 m, nous amène à suggérer une phase de démantèlement particulièrement active à cette époque. Les études antérieures, menées sur les récifs holocènes autour de la Grande Terre, ayant montré que la phase d'installation de ces récifs s'est justement faite au cours de la période comprise entre 11 et 8 ka (Cabioc'h 1988 et 1996 ; Castellaro, 1999), il est proposé que la chute d'éléments coralliens rattachés à cette période soit favorisée par une fixation instable de ces nouveaux récifs. Une période (12 et 8,5 ka B.P.) à régime cyclonique particulièrement intense pourrait être également à l'origine de ce démantèlement.

Outre ces encroûtements à algues rouges et à foraminifères qui sont uniformément répartis autour de la Grande Terre, nous avons pu souligner des caractéristiques spécifiques à quelques zones échantillonnées : le Grand Passage présente des packstones riches en

Halimeda traduisant la présence d'algueraies probablement très développées ; aux alentours de la passe de Koumac, les faciès observés correspondent plus à des bioaccumulations relativement micritisées et probablement plus vieilles que les encroûtements ; de part et d'autre de la passe de St Vincent nous avons observé la présence de matériel terrigène ; à Boulari, l'abondance de bryozoaires encroûtants témoignerait de la présence de remontées d'eau plus tempérée ; enfin, nous avons mis en évidence que le Banc de Coëtlogon correspond à un récif submergé.

Plus largement, les résultats présentés ici s'inscrivent parfaitement au sein des études menées sur la compréhension de l'édification des récifs barrières ainsi que sur l'analyse des plates-formes récifales ennoyées. En effet, les associations algaires décrites dans ce travail sont en partie similaires à celles retrouvées dans le forage Ribbon Reef 5 au Nord du GRBA (Dalmaso, 2001 ; Braga et Aguirre, 2004), dans des échantillons récoltés par dragage entre -80 et -120 m le long des pentes externes du Nord du GRBA (Davies et al., 2004) et sur les terrasses ennoyées dans le Golfe de Huon (Webster et al., 2004c). Cette étude a également permis de souligner la prédominance des encroûtements à foraminifères à partir de -90 m de profondeur, une telle observation avait été déjà faite sur l'atoll de Mururoa (Perrin, 1989). Cependant, ceci n'est pas le cas le long des pentes externes du GRBA, où Davies et al. (2004) constatent la présence, en faible proportion, de ces encroûtements de foraminifères qui sont interstratifiés avec des encroûtements, plus épais, de Mélobesoïdés et de *Sporolithon* sp.. Ceci pourrait être attribué à une répartition en fonction de la latitude et une hypothèse pourrait faire intervenir l'influence de l'upwelling côtier et des remontées d'eau plus tempérée le long des pentes externes du GRBA (Wolanski et al., 1988 ; Furnas et Mitchell, 1996), inhibant le développement des foraminifères encroûtants au profit de celui des algues rouges calcaires.

V.2. Evolution morpho-tectonique post-obduction des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie

V.2.1. Les objets morphologiques

1) Le réseau de failles

Les travaux antérieurs ont montré l'existence de grandes failles normales parallèles à la Grande Terre (fig. 84) affectant aussi bien la marge Ouest que la marge Est de la ride de Nouvelle-Calédonie (Dubois et al., 1973 ; Ravenne et al., 1977 ; Dugas et Debenay, 1980 ; Bitoun et Récy, 1982 ; Collot et al., 1987 et 1988 ; Rigolot et Pelletier, 1988 ; Rigolot, 1989). Ces grandes failles flexures longitudinales (Dugas et Debenay, 1980) orientées N130/150°E, découpent les marges en blocs effondrés les uns par rapport aux autres et sont responsables de la morphologie de pente en gradins (cf. *supra*).

Les analyses cartographiques menées dans ce travail ont permis de mettre également en évidence une structuration, au moins en partie plus récente dominée par des failles transverses à la marge, orientées Nord-Sud, N50/70°E, Est-Ouest mais surtout N110°E (fig. 85).

Les failles N110°E contrôlent la direction du pied de pente de la marge, affectent l'ensemble de la marge et segmentent la barrière récifale. Elles sont donc au moins en partie récentes. Les failles majeures sont représentées sur la figure 85. Certaines de ces failles pourraient se poursuivre dans le lagon où elles seraient responsables de l'alignement de récifs, notamment sur la côte Est. Elles structurent également les côtes Ouest et Est, notamment aux environs de Voh, de Bourail et Poindimié. Bien que ces failles soient probablement des failles normales, on peut, en outre, leur attribuer éventuellement une composante décrochante sénestre illustrée par une disposition en échelons des segments de la barrière.

De telles failles ou linéaments N110°E apparaissent sur la carte géologique de Nouvelle-Calédonie (Paris, 1981). Elles correspondent à de nombreux segments entre les unités lithologiques. Elles marquent certaines limites du Grand Massif du Sud (Mont Dore, Mamié-Ouiné) et sont également présentes au sein du massif (lac de Yaté). Elles semblent encore plus exprimées en allant vers le Nord. Elles limitent, par exemple, le massif de péridotites de Thio-Houailou, les terrains anciens de la chaîne centrale à l'Est de Koné et le complexe métamorphique du Nord. De tels accidents N110°E fortement pentés ont également été observés par Rawling et Lister (2002) dans le complexe métamorphique du Nord (fig. 86).

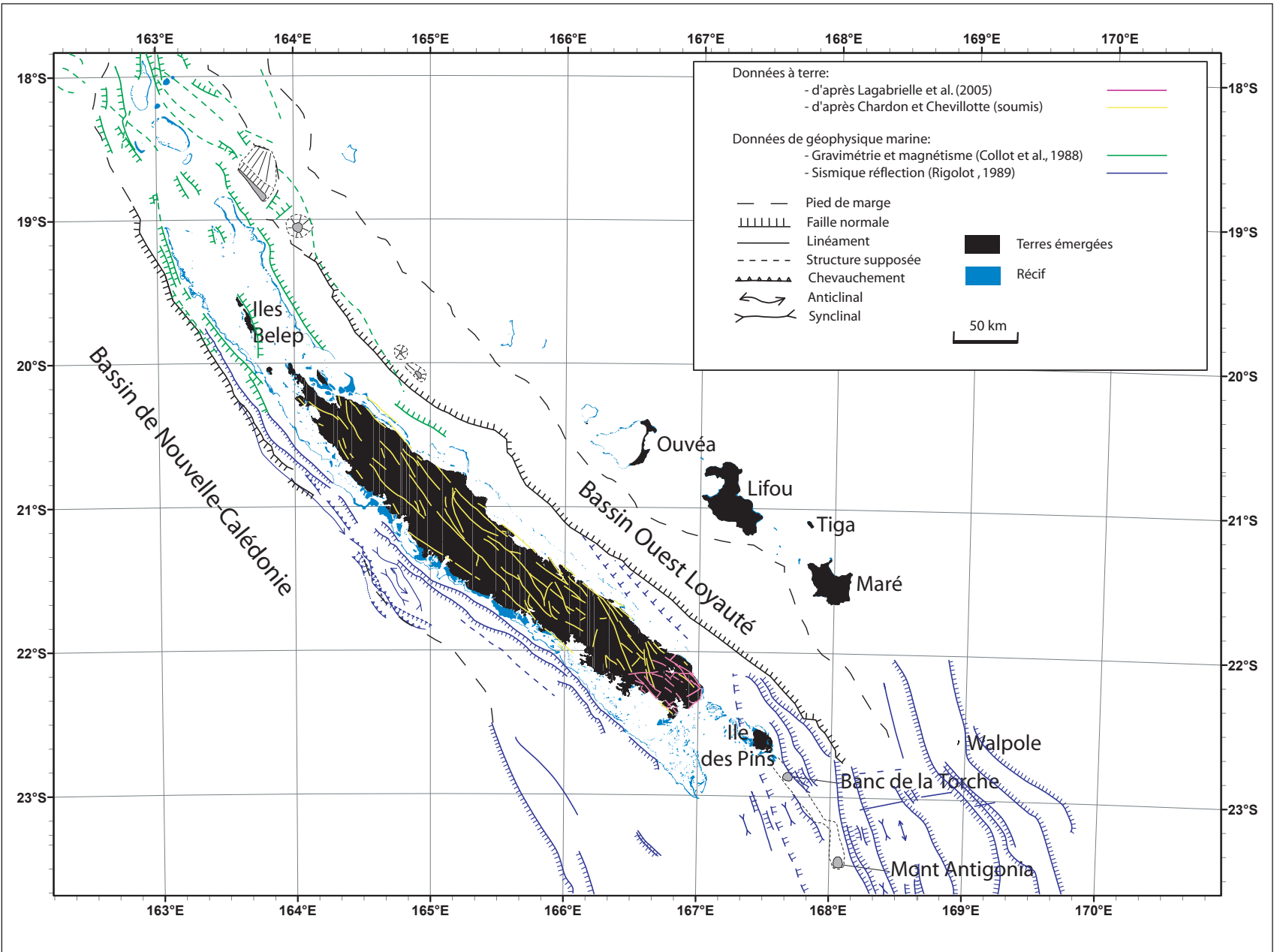


Fig. 84: Compilation des données structurales sur la Grande Terre (d'après Lagabrielle et al., 2005; Chardon et Chevillotte, soumis) et le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie (d'après Collot et al., 1988; Rigolot, 1989).

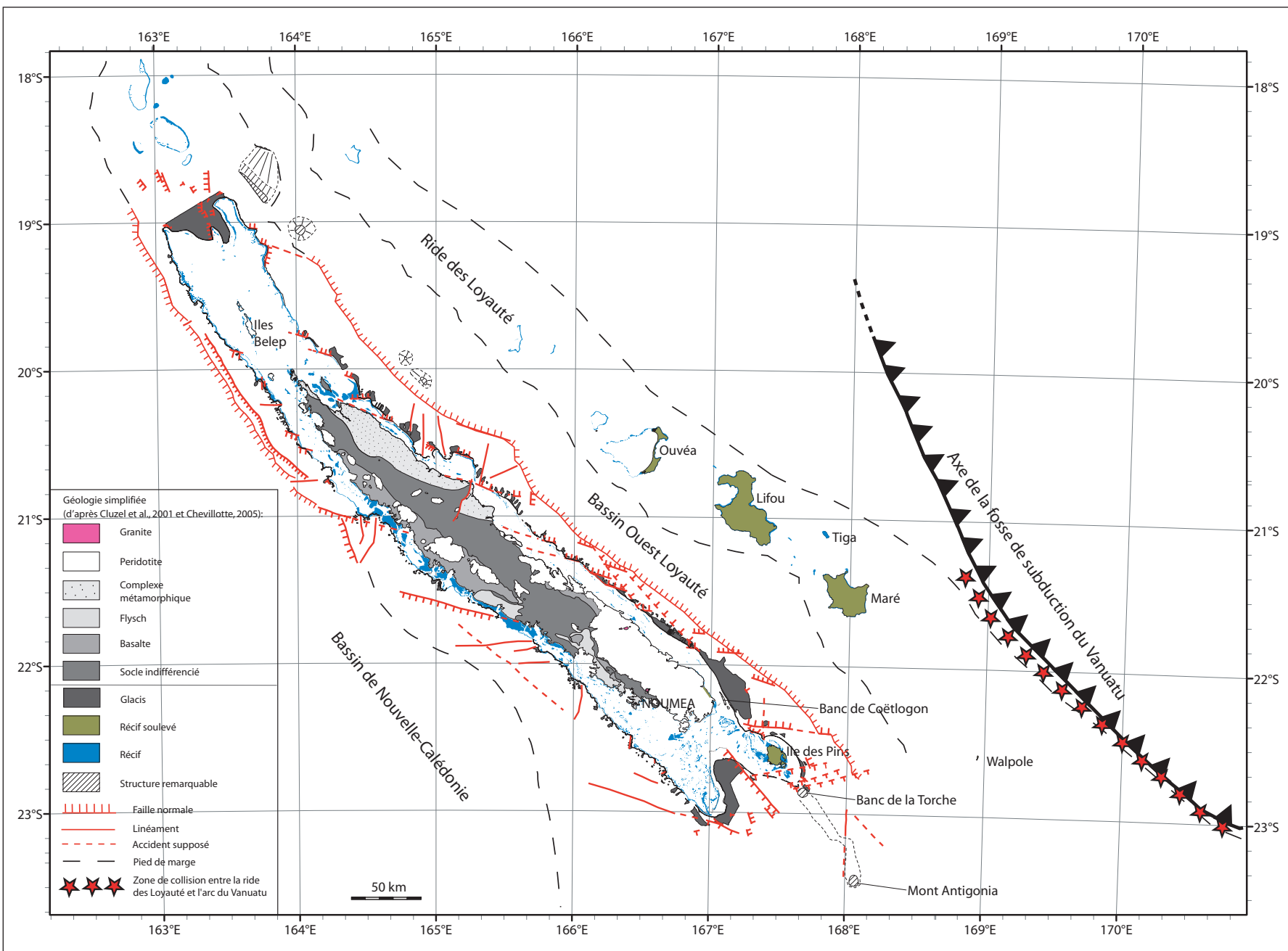
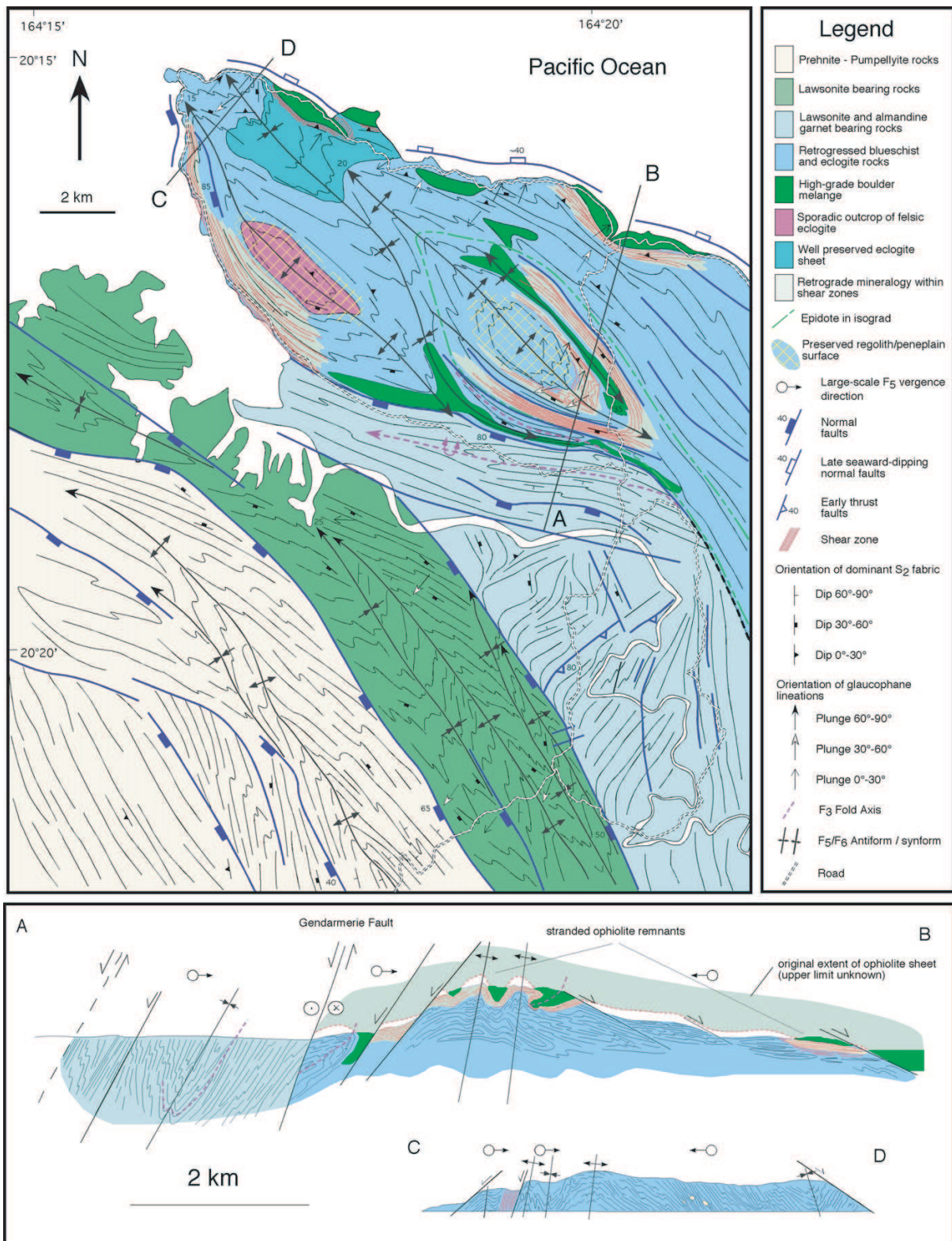


Fig. 85: Schéma structural des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie établi à partir de l'analyse des données de bathymétrie multifaisceaux effectuée dans cette étude.



Un jeu normal et sénestre a même été proposé par ces auteurs. Ces auteurs indiquent également un accident N110°E tardif le long de la côte au Nord de Balade.

Les coupes effectuées le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie, à partir de l'évolution de profondeur de la base de l'escarpement majeur, ont permis de mettre en évidence une structuration en horsts et grabens mais surtout de mettre en avant la présence de deux limites centrées sur 19°50'S sur la marge Ouest et sur 20°50'S sur la marge Est (fig. 87). Celles-ci correspondent à un approfondissement vers le Nord de la base de l'escarpement majeur d'environ 100 m. La jonction entre ces deux limites, observées sur les deux marges, pourrait se faire par un relais de failles N110°E traversant la ride de Nouvelle-Calédonie, bordant au Nord le complexe métamorphique du Nord, marquant ainsi la limite Nord de la zone d'exhumation du complexe métamorphique. Ces linéaments normaux (avec une composante éventuelle sénestre) auraient commencé à fonctionner lors de l'exhumation du matériel métamorphique, c'est-à-dire au cours de l'Oligocène (fig. 90). Leur fonctionnement se serait poursuivi depuis cette époque.

Des linéaments Nord-Sud à NNE-SSW structurent également la ride de Nouvelle-Calédonie. Leur fréquence est bien supérieure à ce qu'indiquaient les études antérieures. Ces failles qui segmentent le récif barrière affectent également la pente de la marge. Elles sont souvent marquées par la présence de canyons profonds qui viennent, pour la plupart, buter contre les linéaments N110°E. Elles sont principalement situées à l'Ouest de Voh-Koné et au Nord de Touho-Hienghène. D'autres structurent le Grand Passage et affectent les marges Sud-Ouest et Sud-Est de la Grande Terre. Au Grand Passage, le jeu de ces accidents est essentiellement normal, mais leur disposition en échelons suggère une composante dextre (cf. Partie III). Des accidents Nord-Sud ont également été reconnus dans le lagon de Nouméa (Lafoy et al., 2000 ; Chevillotte et al., 2005 ; Lagabrielle et al., 2005) A terre, de telles failles Nord-Sud sont pour l'instant peu reconnues. Notons cependant la limite majeure Nord-Sud qui délimite au Nord le Grand Massif du Sud, ainsi que la zone de faille de Touho, récemment remise en évidence par Cluzel et al. (2001), et la faille de Goro (Lagabrielle et al., 2005).

Les failles N50/70°E ont été cartographiées majoritairement dans la partie Sud-Est de la ride de Nouvelle-Calédonie (cf. partie III), notamment au Sud de l'Ile des Pins où elles délimitent des blocs effondrés vers le Sud. Un grand canyon de cette direction est également

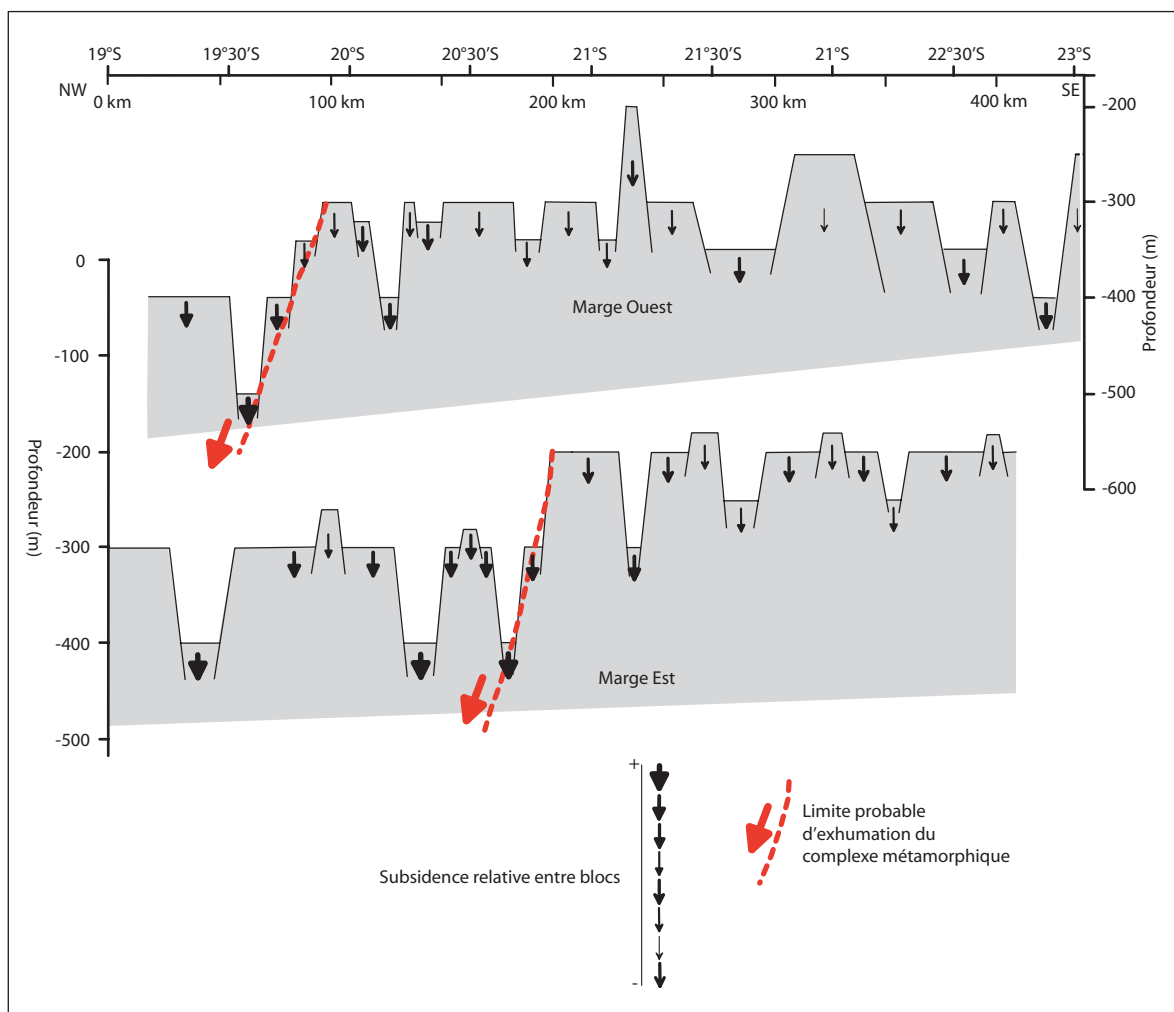


Fig. 87: Coupes bathymétriques le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie réalisées à partir de l'évolution verticale de la profondeur de la base de l'escarpement majeur.

présent dans le prolongement de la Grande Passe de Touho. Cette direction NW-SW est connue au Sud de la Grande Terre et dans le Grand Lagon Sud (Lagabrielle et al., 2005).

2) le glacis

L'analyse morphologique a permis de mettre en évidence un glacis, sur les marges de la ride de Nouvelle-Calédonie à partir de -200 m de profondeur, dont le degré de préservation est variable du Nord au Sud.

Les principales données permettant de discuter de la nature du glacis, recouvrant partiellement les marges, sont les données de sismique réflexion (Dubois et al., 1973 ; Ravenne et al., 1977 ; Dugas et Debenay, 1980 ; Bitoun et Récy, 1982 ; Collot et al., 1987 et 1988 ; Rigolot et al., 1989) ainsi que les roches ramenées par dragages et analysées par Anglada et al. (1975) et Daniel et al. (1976).

Une série de dragages a été effectuée entre -450 et -800 m de profondeur sur le glacis, au pied du flanc Est de la ride d'Antigonia ainsi qu'en sommet de blocs basculés vers l'Ouest le long de la marge Sud-Est de la ride de Nouvelle-Calédonie (Daniel et al., 1976). Cette campagne d'échantillonnage a permis de ramener, entre autre, des conglomérats et brèches d'âge Miocène moyen et trois types de calcaires à ciment micritique ou sparitique. Ces calcaires contiennent respectivement :

- des foraminifères benthiques non remaniés (Lépidocyclines, Amphistégines, Hétérostégines, Rupertiidés, Miliolidés et Textularidés) associés à de rares planctoniques (*Globigerinoides* sp., *Sphaeroidinellopsis seminula*, *Orbulina universa*). On y observe également l'abondance de Mélobésoïdés, de nombreux bryozoaires ainsi que de débris d'échinodermes et de polypiers. Ce type de faciès marque un environnement de pente récifale peu profond (inférieur à -50 m) ; son âge est estimé au Miocène moyen (15 à 10 Ma).
- des foraminifères benthiques (Amphistégines et Hétérostégines en abondance, quelques Rotaliidés et de rares Miliolidés) ainsi que des planctoniques en moindre proportion (*Globorotalia pseudimiocenica*, *Globorotalia menardii*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalina dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Orbulina universa*). Sont également présentes de nombreuses Mélobésoïdés, des bryozoaires et de rares fragments d'échinodermes. Le milieu de dépôt est identique au précédent. Ce faciès est d'âge Miocène supérieur (10 à 5 Ma).

- des foraminifères planctoniques en plus grande abondance que les benthiques ainsi que des Lépidocyclines remaniés provenant des calcaires miocènes moyen. La microfaune caractérise un environnement bathyal profond dont l'âge a été attribué au Pléistocène inférieur.

Ces données indiquent une subsidence d'au moins 400 m depuis le Miocène supérieur (Daniel et al., 1976).

Anglada et al. (1975) ont réalisé une série de dragages dans le Réentrant de la Corne Sud, entre -500 et -600 m. Ces auteurs ont distingué deux faciès : un faciès dolomitique et ferrugineux constitué d'une association biologique d'organismes de faible profondeur (Mélobésoidés, Miliolidés) et de foraminifères planctoniques (Globigerinidés) et un faciès calcaire plio-quatenaire ferrugineux et phosphaté plus profond. Bien que l'âge du premier faciès n'ait pas été déterminé, celui-ci rappelle les faciès d'âge Miocène moyen à supérieur décrits par Daniel et al. (1976) et suggère également une subsidence importante.

Récemment, quelques uns des profils sismiques déjà publiés (cf. *supra*) ont été réinterprétés par Chardon et Chevillotte (soumis). Ces auteurs établissent qu'une surface latéritique d'ampleur régionale et reconnue à terre (surface 3 identifiée par Chevillotte, 2005) se poursuit en mer, aussi bien sur la marge Ouest que sur la marge Est (fig. 88). Il s'agit d'une surface de discontinuité majeure sur l'ensemble de la marge. Bitoun et Récy (1982) notaient déjà qu'elle se prolonge jusqu'au bassin Ouest Loyauté. Cette discontinuité est interprétée par Chardon et Chevillotte (soumis) comme une surface d'érosion qui délimite deux unités : une unité inférieure, chenalisée, qui pourrait être rattachée à la formation du Goa N'Doro (considérée d'âge fini-Oligocène), et une unité supérieure progradante vers les bassins, également chenalisée et rattachée à la formation deltaïque de Népoui d'âge Miocène inférieur à moyen.

Cette interprétation suggère que le glacis que nous avons cartographié correspond au sommet de l'unité sismique supérieure. Ce glacis serait donc d'origine dépositionnelle et serait constitué de matériels sous-jacents micro-conglomératiques ou de brèches et de calcaires peu profonds d'âge Miocène moyen à supérieur à plio-quatenaire. La subsidence, variable le long des marges, serait d'au moins 200 m.

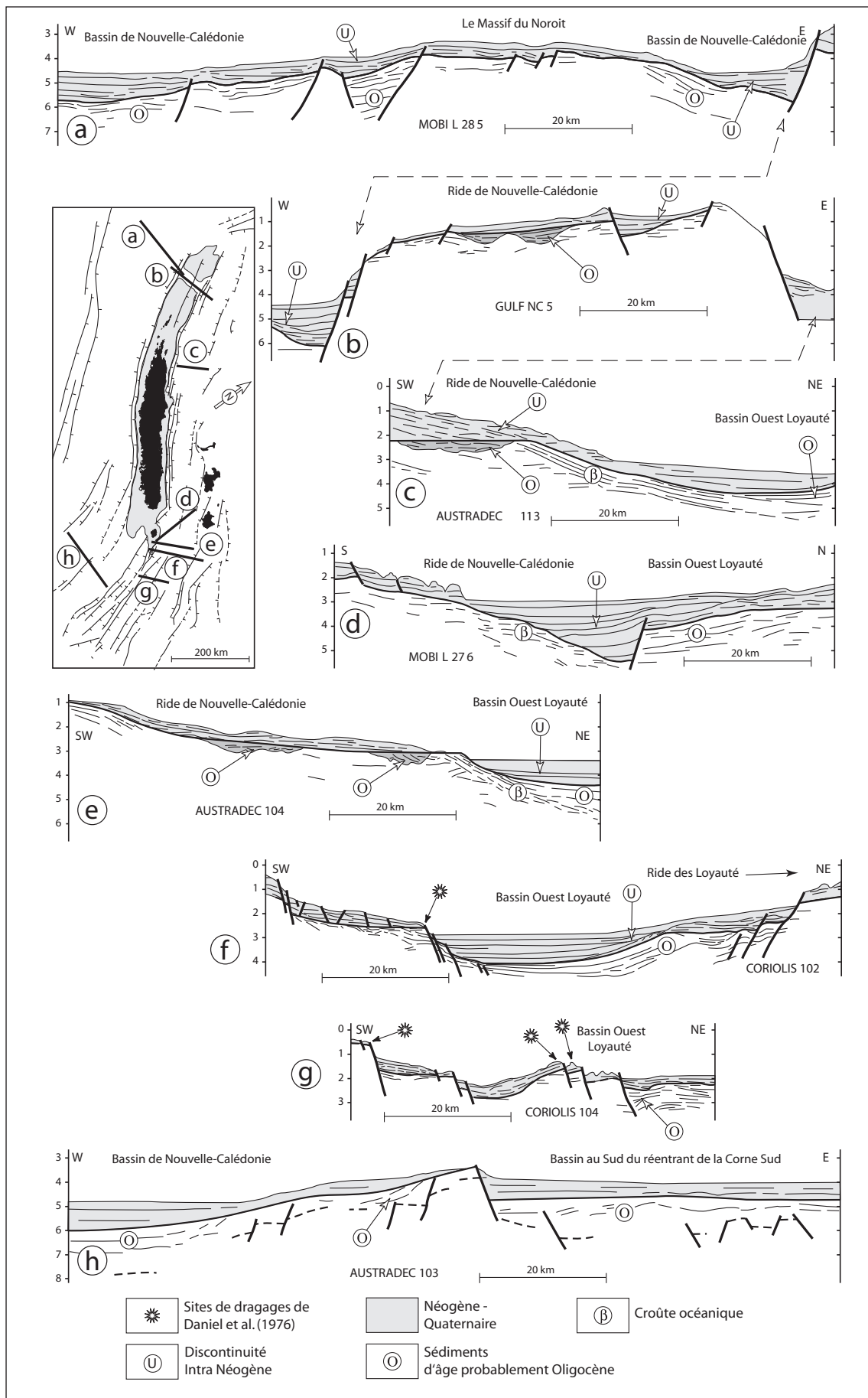


Fig. 88: Profils sismique recoupant la ride de Nouvelle-Calédonie et ses marges, adaptés de Ravenne et al. 1977 et Rigolot (1989). Les profondeurs sont données en seconde temps double (std) (modifié d'après Chardon et Chevillotte, soumis).

3) Les arrachements

De très nombreux arrachements ont été identifiés. Ils sont plus nombreux sur la marge Ouest que la marge Est. Sur les deux marges, ils sont plus abondants au Nord qu'au Sud. Ces arrachements affectent souvent une bonne partie du talus. Certains affectent les terrasses récifales de la partie sommitale de la marge. Ils peuvent avoir deux origines, tectonique et glacio-eustatique.

Pour l'origine tectonique, les arrachements sont concomitants aux mouvements de surrection de la Grande Terre depuis l'Oligocène. Leur plus grande abondance sur la marge Ouest suggèrerait un mouvement différentiel plus important le long de cette marge, traduisant un basculement vers l'Est de l'ensemble de la ride. La relative abondance des arrachements au Nord est compatible avec une surrection plus forte de la Grande Terre au Nord.

En ce qui concerne l'origine eustatique, sa signature n'est visible qu'à partir de la seconde moitié du Pléistocène, c'est-à-dire à partir de la mise en place des premiers récifs au niveau de la barrière. Deux hypothèses peuvent être proposées. La première privilégie l'effondrement du récif sur un niveau de décollement basal sableux par surcharge liée à la masse d'eau lors des transgressions. La seconde met en avant une karstification du récif par les eaux météoriques lors des bas niveaux marins. Il est généralement admis que la constante de temps mise en jeu dans un événement de karstification est de l'ordre de 8 à 10000 ans ; ceci découle à la fois d'observations (Strecker et al., 1987) et de modélisation (Kaufman et Braun, 1999). Récemment, une étude de modélisation de la progression de la dissolution à proximité d'un ressaut topographique de 100 m de haut (Genthon et Ormond, 2004) nous permettrait de faire une analogie quant à la progression de la karstification et de son réseau de vides de dissolution lors d'un bas niveau marin (fig. 89).

Ce modèle, en deux dimensions, est basé sur un bloc calcaire homogène de 100 m de haut sur 400 m de large reposant sur un niveau imperméable. Ce modèle montre un développement rétrograde des chenaux de dissolution. Dans leur partie sommitale (épikarst), ils sont subverticaux puis prennent une forme concave jusqu'à présenter une pente très faible au contact de la nappe recouvrant le niveau imperméable. Par analogie avec ce modèle, il serait envisageable de supposer que la colonne récifale présente une perméabilité homogène dans son ensemble par comparaison avec celle du substratum. Bien que les échelles spatiales des vides de dissolution doivent être prises avec précaution, un tel schéma de dissolution lors des bas niveaux marins pourrait suggérer un mode d'érosion régressive, par arrachements

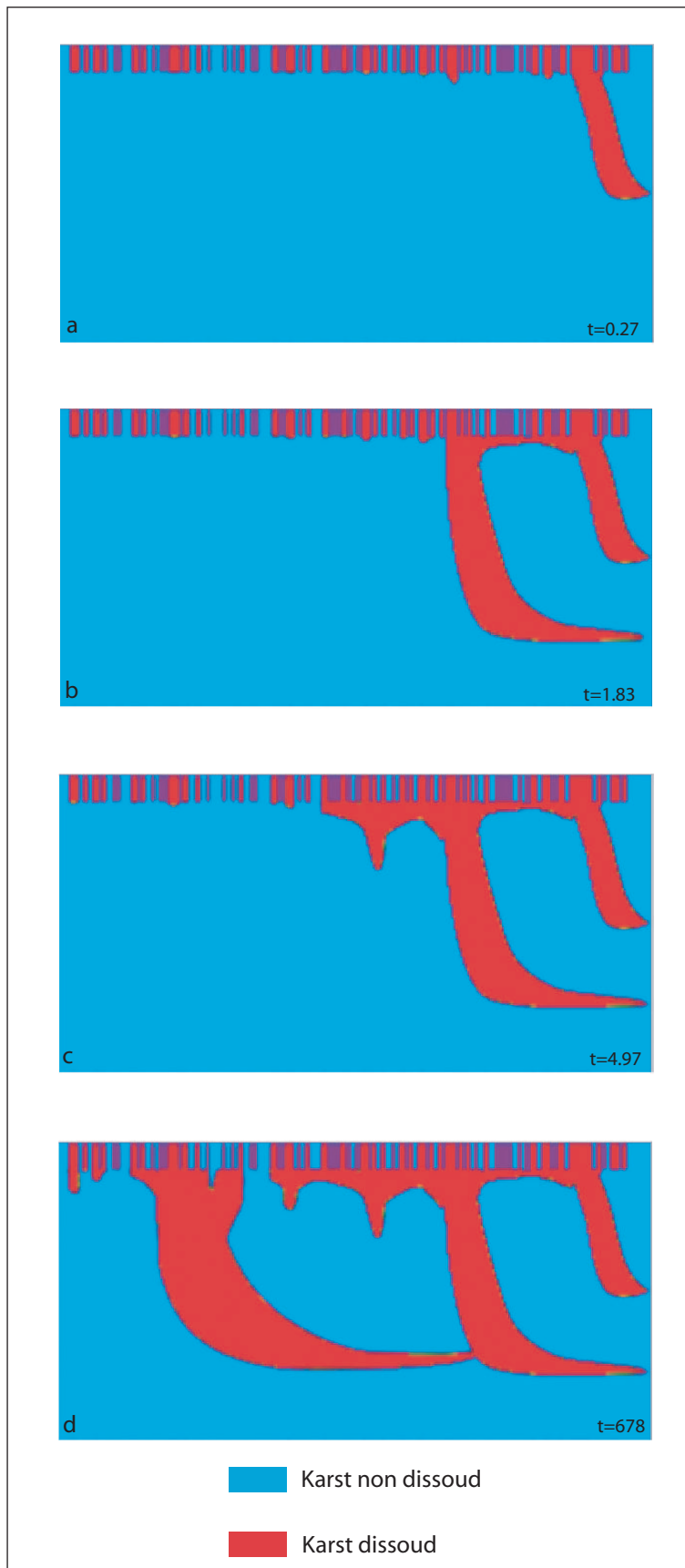


Fig. 89: Progression de la dissolution dans un karst de 400 m de large bordé par un escarpement de 100 m de haut. t correspond à une unité de temps sans dimension (modifié d'après Genthon et Lormond, 2004).

successifs lors de la remontée du niveau marin. En effet, la densité de l'eau de mer étant supérieure à celle de l'eau douce, lorsque l'eau salée va s'infiltrer dans ces chenaux de dissolution, lors du ré-ennoiement du récif au cours de la transgression, ceux-ci pourraient s'élargir et finir par s'interconnecter jusqu'à ce que la partie la plus distale du récif s'arrache.

V.2.2. La structuration des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie :

Les observations que nous avons réalisées dans le cadre de cette étude, intégrées avec celles des travaux précédents, permettent de définir deux phases responsables de la structuration des marges et du récif barrière de la Grande Terre, bien que la première puisse être subdivisée en deux (fig. 90).

1) L'extension perpendiculaire à la Grande Terre

Suite à la mise en place de la nappe ophiolitique à l'Eocène, la ride de Nouvelle-Calédonie subit à l'Oligo-Miocène des mouvements épirogéniques très importants associés à la mise en place de grandes failles normales. Plusieurs phénomènes ont pu contribuer à la surrection de la Grande Terre ; il pourrait s'agir de réajustements isostatiques liés à la surcharge causée par la nappe ophiolitique (Dubois et al. 1974), au démantèlement des reliefs par l'érosion (Dubois et al., 1974) ou bien encore par le remplissage sédimentaire des bassins de Nouvelle-Calédonie et Ouest Loyauté (Tisseau-Moignard, 1979 ; Moretti et Turcott, 1985). Cette période d'extension majeure a notamment permis l'exhumation du complexe métamorphique présent au Nord-Est de la Grande Terre (Rawling et Lister, 2002 ; Lagabrielle et al., 2005) ainsi que la mise en place de massifs granitiques de St Louis et de Koum datés entre 24 et 32 Ma (Guillon, 1975 ; Cluzel et al., 2005). Cette surrection se réalise le long de failles N130/150°E, N110°E et Nord-Sud. Cependant, compte tenu des relations entre ces failles, observées aussi bien à terre (Rawling et Lister, 2002 ; Chardon et Chevillotte, soumis) qu'en mer (ce travail), il est proposé que les failles N130/150°E soient plus précoces que le réseau de failles associées N110°E et Nord-Sud (fig. 90).

Les failles N130/150°E marquant la direction générale de la Grande Terre se seraient mises en place lors du début de la surrection et de l'exhumation du complexe métamorphique du Nord-Est de la Grande Terre. Dans une telle disposition, la contrainte principale (σ_1) est verticale, la contrainte maximale horizontale (σ_{hmax}) est parallèle à l'axe de la Grande Terre et la contrainte horizontale minimum (σ_{hmin}) est perpendiculaire à l'axe de la Grande Terre.

Les grands accidents N110°E et Nord-Sud se mettent en place postérieurement aux directions N130/150°E lors de la phase terminale de l'exhumation du complexe métamorphique. Ces failles conjuguées indiquent une extension toujours perpendiculaire à l'axe de la ride (fig. 90) comme précédemment. Cette extension a pu être notamment observée à terre dans les dépôts fluviaux de la formation d'âge probable fini-Oligocène du Goa N'Doro (Chevillotte, 2005) ainsi que dans la formation conglomératique de Népoui d'âge Miocène inférieur à moyen (Lagabrielle et al. 2005), indiquant une extension qui se poursuit au moins jusqu'au Miocène moyen. En mer, les profils de sismique réflexion réinterprétés par Chardon et Chevillotte (soumis) montrent que le glaciaire initial est présent en blocs basculés au Grand Passage et au Sud-Est de la Grande Terre là où Daniel et al. (1976) l'avaient daté au Miocène Moyen à supérieur. Nous proposons donc que cette phase d'extension perpendiculaire à l'axe de la Grande Terre, orientée NE-SW, a lieu au cours de l'Oligo-Miocène.

2) L'extension oblique à la Grande Terre (rejeu des failles Nord-Sud et N110°E et failles N70°E)

Les failles Nord-Sud et N110°E recoupent et segmentent d'une part les marges et façonnent d'autre part les reliefs côtiers ainsi que l'alignement de certains îlots et récifs des lagons. Nous proposons donc une activité néotectonique plio-quadernaire de ces failles. Cette activité récente est également illustrée par la délimitation des blocs identifiés à partir de l'étude des variations de profondeur des terrasses récifales présentes le long des pentes externes du récif barrière (cf. *supra*), les accidents N70°E observés au Sud de la Grande Terre/Ile des Pins et la sismicité. Une direction d'extension NNW/SSE a déjà été mentionnée à terre (Leguéré, 1976 ; Lagabrielle et al., 2005 ; Chardon et al., soumis) notamment dans les formations miocènes de Népoui.

L'événement majeur néogène du domaine péri-calédonien est l'initiation de la subduction du Vanuatu au Miocène supérieur vers 10 Ma (Carney et MacFarlane, 1982 ; Mac Farlane et al., 1988 ; Auzende et al., 1988 et 1995) qui entraîne un changement d'orientation des contraintes augmentant potentiellement au fur à mesure que la ride de Nouvelle-Calédonie se rapproche de la zone de convergence. Il est proposé, comme le suggèrent également Chardon et Chevillotte (soumis), que suite à cette réorganisation cinématique majeure, la contrainte maximale horizontale (σ_{hmax}) au niveau de la ride de Nouvelle-Calédonie change de direction et que l'extension s'oriente alors NNW-SSE parallèlement à la Grande Terre. Les failles conjuguées théoriques associées à ces contraintes seraient alors orientées N100°E et

AGE POSSIBLE

OLIGOCENE à MIOCENE SUPERIEUR

PLIOCENE - QUATERNAIRE

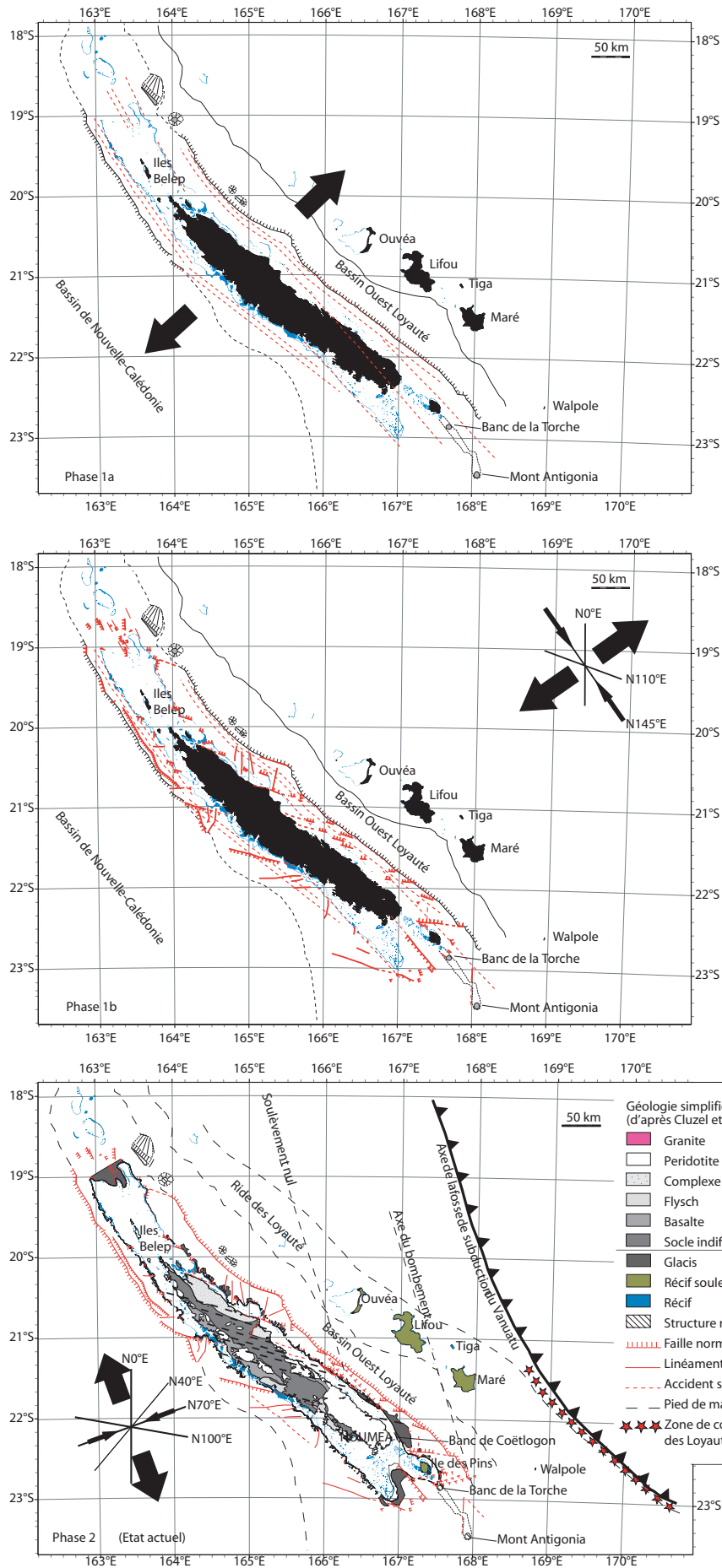


Fig. 90: La structuration des marges de la rive de Nouvelle-Calédonie: l'extension perpendiculaire à la Grande Terre et l'extension oblique.

N40°E (fig. 90). Compte tenu de l'éloignement de la zone de convergence, nous proposons que, dans un premier temps, la déformation utilise préférentiellement les structures héritées de la phase précédente au lieu de créer de nouvelles structures. Les failles normales à fort pendage N110°E auraient une composante décrochante sénestre alors que les accidents Nord-Sud présenteraient une composante dextre, ce qui est observé.

Les structures NE/SW à ENE/WSW se situent uniquement au Sud de la Grande Terre et dans le lagon Sud (cf. supra) dans la région de la ride de Nouvelle-Calédonie la plus proche de la zone de convergence. Elles sont interprétées comme néoformées ; les failles normales N70°E étant des fentes de tension parallèles à la direction de mouvement de convergence actuelle. A mesure que la ride de Nouvelle-Calédonie se rapproche de la zone de convergence du Vanuatu, cette néotectonique est favorisée par le bombement lithosphérique (cf. *infra*) de la plaque australienne plongeante (Dubois et al., 1974) ainsi que par la collision pléistocène entre la ride des Loyauté et l'arc du Vanuatu (Monzier et al., 1990) qui selon Lafoy et al. (1995) a provoqué des mouvements décrochants sénestres transverses à la ride des Loyauté.

Localement, des structures compressives plio-quaternaires pourraient apparaître le long des accidents N110°E. En effet, de telles structures affectant des terrains non datés (sédiments du bord Est du bassin de Nouvelle-Calédonie, éolianites de la baie de St Vincent, Népoui, terrasses de la Dumbéa, fluvio-lacustre de la plaine des lacs) mais considérés comme mio-plio-quaternaires et énigmatiques dans l'évolution géologique de la Grande Terre ont été mentionnées (Coudray et Delibrias, 1972 ; Rigolot et Pelletier, 1988 ; Lagabrielle, com.pers.).

V.2.3. Evolution morpho-tectonique de la partie sommitale des marges : mise en place des terrasses et mouvements verticaux pléistocène supérieur

1) Chronologie des terrasses marines

La stratigraphie des terrasses marines est établie par corrélation avec celle établie dans les six forages réalisés sur ou en arrière du récif barrière de Nouvelle-Calédonie (fig. 91). Les données présentées ici sont disponibles dans la littérature ou ont été acquises récemment dans le cadre de programmes d'études dont les travaux ne sont pas encore publiés.

Il sera tout d'abord présenté la stratigraphie définie dans le forage Amédée 4 pour lequel la datation des unités est la plus complète. Puis, sera présentée la stratigraphie des autres forages (forages Kendec, îlot Vert, Ténia sur la côte Ouest et les forages Bayes sur la côte Est) avant d'établir des corrélations avec Amédée 4 choisi comme site de référence. Une chronologie des terrasses marines sera ensuite proposée.

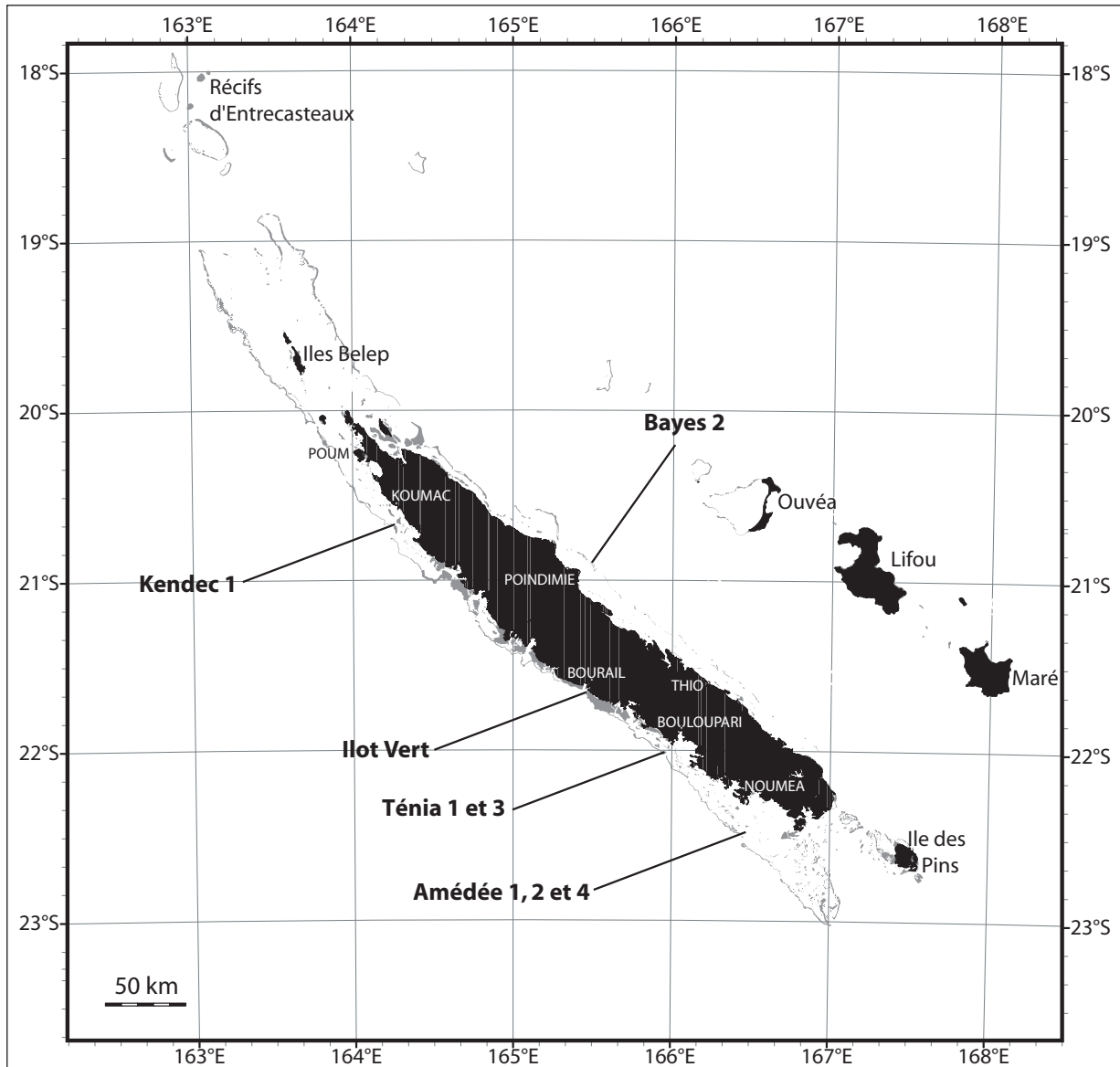


Fig. 91: Localisation des forages réalisés sur ou en arrière du récif barrière de la Grande Terre.

1-1 Stratigraphie des forages réalisés sur ou en arrière du récif barrière

1-1-1 Stratigraphie du forage Amédée 4

La stratigraphie du forage Amédée 4 (fig. 92) a pu être établie sur la base de la reconnaissance de onze discontinuités majeures et de datations absolues (U/Th) effectuées sur des échantillons provenant du forage Amédée 4, mais également des forages Amédée 1 et 2 voisins (Cabioch et al., 1996; Cabioch et al., 1999a ; Payri & Cabioch, 2004). Seules les datations effectuées sur des échantillons d'Amédée 1 et 2 sont disponibles dans la littérature (tableau 31) mêmes si les unités récifales rattachées aux MIS 7 et 9 ont été clairement identifiées (Cabioch et al., 1999a).

Tableau 31 : Datations réalisées sur des échantillons provenant des forages Amédée 1 et 2 (d'après Cabioch et al., 1996).

Côte de l'échantillon (m)	Datation (ka)
-10,7	8,235 ± 190
-13,6	132 ± 1,17
-15,20	131 ± 1,1

De plus, une récente étude (travaux en cours, N. Thouveny, non publié) permettrait de replacer l'inversion paléo magnétique Brunhes-Matuyama (730 ka) vers -85 m (Cabioch et al., 2004). En partant de l'hypothèse que chacune des unités récifales, séparées par des discontinuités, s'est développée au cours d'un interglaciaire (chaque discontinuité majeure marquant une lacune de dépôt lors des bas niveaux marins) il devient alors possible de proposer une stratigraphie de ce forage Amédée 4 en se référant aux variations du niveau de la mer au cours du dernier million d'années (fig. 92). Un tel schéma de développement de la barrière implique que les périodes de construction durent extrêmement moins longtemps que les périodes d'émersion.

La discontinuité à -37 m marque la lacune du MIS 6 qui a duré environ 90 ka. L'unité comprise entre -41 et -37 m correspond au MIS 7, il y a 215 ka. A -41 m, la discontinuité majeure correspondrait à l'émersion du stade isotopique 8 qui a duré 115 ka. Les deux unités sous-jacentes, comprises entre -41 et -47 m et entre -52 et -47 m se seraient développées respectivement au cours des MIS 9 et 11 qui, en terme de niveaux marins seraient des équivalents du dernier interglaciaire ; la discontinuité majeure à -47 m correspondrait à l'isochrone du MIS 10, d'une durée de 65 ka environ. Les limites stratigraphiques à -52 et -60 m sont soulignées par la présence de paléosols de plusieurs centimètres d'épaisseur. Ceux-ci se seraient mis en place au cours des MIS 12 et 14. Etant donné que l'unité comprise entre -69,5 et -116 m est fortement altérée par la diagenèse due à la circulation d'eau météorique, on peut supposer que la discontinuité majeure située à -69,5 m marque une longue phase

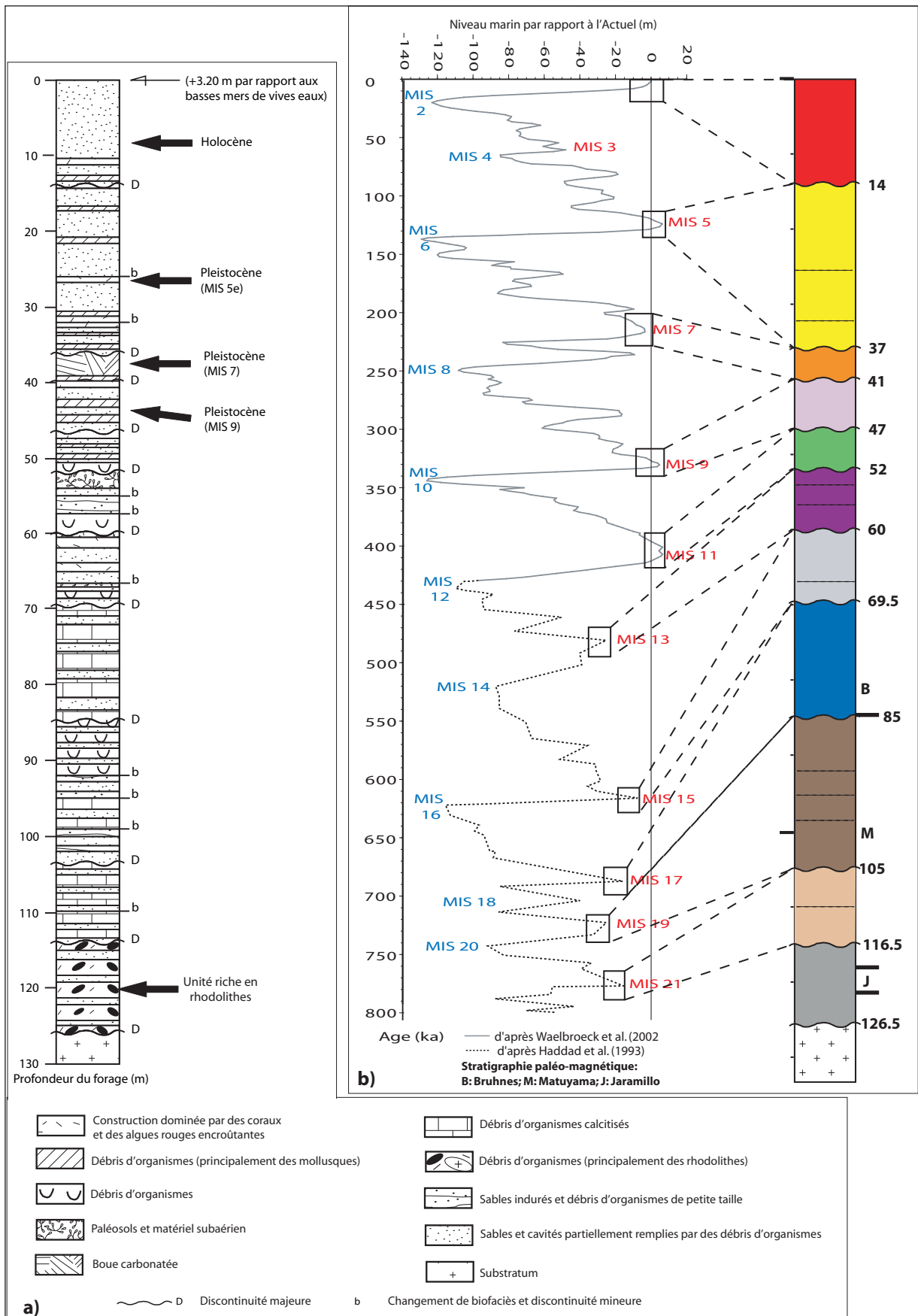


Fig. 92: a) Colonne lithologique du forage Amédée 4 (modifié d'après Payri et Cabioch, 2004).
 b) Stratigraphie du forage Amédée 4 établie à partir des datations effectuées (Cabioch et al. 1996 et 1999a), à partir de la détermination de la discontinuité Brunhes-Matuyama reconnue vers -85 m et à partir de l'hypothèse que lors de chaque haut niveau marin s'est développée une unité récifale.

d'émersion. Comme le MIS 16 a été le plus marqué avant le dernier maximum glaciaire, il correspondrait bien aux caractéristiques de cet événement.

La discontinuité à -85 m soulignerait l'inversion paléomagnétique Brunhes-Matuyama ; elle correspondrait au MIS 18. L'unité récifale, entre -85 et -69,5 m, peut donc être attribuée au MIS 17.

Les trois unités entre -126,5 et -116 m, -116 et -105 m et entre -105 et -85 m peuvent être attribuées respectivement aux unités développées au cours des stades isotopiques marins 23, 21 et 19. L'unité entre -126,5 et -116 m, riche en rhodolithes et reposant sur le substratum correspond au stade pionnier d'initiation de la barrière récifale dans cette partie de la Nouvelle-Calédonie (Payri et Cabioch, 2004). L'ensemble de cette interprétation est résumé dans la figure 92.

1-1-2 Stratigraphie des autres forages disponibles

a) Forage Kendec 1

L'îlot Kendec se situe au niveau de la passe de Koumac et émerge à +1,2 m au dessus du niveau moyen des mers. Un forage de 148,79 m y a été réalisé (Cabioch et al., 1998, rapport de mission ; E. Gassin, 2003, rapport non publié).

Les descriptions macroscopiques et microscopiques ont révélé la présence de onze unités lithologiques (fig. 94) séparées par des discontinuités majeures à -131,6 m, -112,75 m, -75,7 m, -69 m, -63,6 m, -56,1 m, -50,1 m, -30,6 m, -21,6 m, -9,6 m. L'interprétation de ces unités en termes de stratigraphie permet de les rattacher aux derniers interglaciaires (tableau 32).

Tableau 32 : Corrélations entre les unités récifales décrites sur le forage Kendec 1 et les stades isotopiques marins.

Limites des unités (m)	Interglaciaires
+1,2 et -9,6	Holocène
-9,6 et -21,6	MIS 5
-21,6 et -30,6	MIS 7
-30,6 et -50,1	MIS 9
-50,1 et -56,1	MIS 11
-56,1 et -63,6	MIS 13
-63,6 et -69	MIS 15
-69 et -75,7	MIS 17
-75,7 et -112,75	MIS 19
-112,75 et -131,6	MIS 23

b) Forage Ilot Vert

L'îlot Vert se situe sur la commune de Bourail là où le récif barrière est le plus près de la côte, à 2 km. Cet îlot est proche de l'embouchure de deux rivières : la Néra et la Nessadiou.

Le forage de l'Îlot Vert mesure 34,40 m et le sommet se situe à +1,80 m au-dessus du niveau des basses mers de vives eaux (BMVE) (Cabioch, 1988; Degaugue-Michalski, 1993).

Il y a été reconnu au moins deux unités stratigraphiques séparées par une discordance majeure. L'unité holocène se situant entre les côtes +1,80 à -0,70 m est caractérisée par un beach-rock correspondant à un dépôt de plage mis en place lors de la remontée du niveau de la mer à l'Holocène (Cabioch, 1988; Degaugue-Michalski, 1993). L'unité pléistocène, située entre -0,70 m et -34,40 m, a été émergée et a subi les effets de la diagenèse météorique mais aussi d'une pédogenèse masquant ainsi les faciès originels des sédiments.

c) Forage Ténia

L'Îlot Ténia a été foré à deux reprises : en 1966 (Ténia 1) dans le cadre de l'Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie sous l'égide de la Fondation Singer-Polignac et en 2000 (Ténia 3), par l'IRD, dans le cadre de ses programmes. L'analyse complète du forage Ténia 3 n'a pas encore été réalisée (Cabioch et al., 2004) mais des discontinuités majeures ont été observées (fig. 94).

Le forage Ténia 1 (aussi appelé Ténia Coudray dans la suite) correspond au premier forage profond réalisé sur le récif barrière (Coudray, 1975; Coudray, 1976). Les principaux résultats sont les suivants. Ce forage, de 257 m de long, a atteint le substratum, de composition phtanitique à -226 m (fig. 94). Quatre ensembles majeurs ont été observés : 1) de 0 à -11 m, sables de surface non consolidés ; 2) de -11 à -65,6 m, ensemble construit à polypiers et algues rouges calcaires ; 3) de -65,6 à -130 m, ensemble bioclastique blanc et 4) -130 à -225,5 m, ensemble bioclastique gris verdâtre.

L'unité comprise entre -11 et -65,6 m peut se décomposer en deux sous ensembles vers -40 m où l'on observe des traces de rubéfaction et de karstification.

d) forages Bayes

Les forages réalisés sur l'îlot Bayes en 2001 (Cabioch et al., 2002, rapport de mission) correspondent aux premiers réalisés sur le récif barrière Est. Les trois forages de 33,4 m (Bayes 1), 63,6 m (Bayes 2) et 48,7 m (Bayes 3) n'ont pas encore fait l'objet de publication mais de rapports non publiés (E. Heidinger, 2004, non publié).

Deux unités ont pu être reconnues (fig. 93) et sont séparées par une discontinuité à -27,4 m dans Bayes 2. L'unité supérieure, composée de sables détritiques et de niveaux bioconstruits, a été datée de l'Holocène (G. Cabioch, com. pers.). L'unité inférieure, constituée de sables indurés et des niveaux bioconstruits, est entièrement recristallisée donc ne

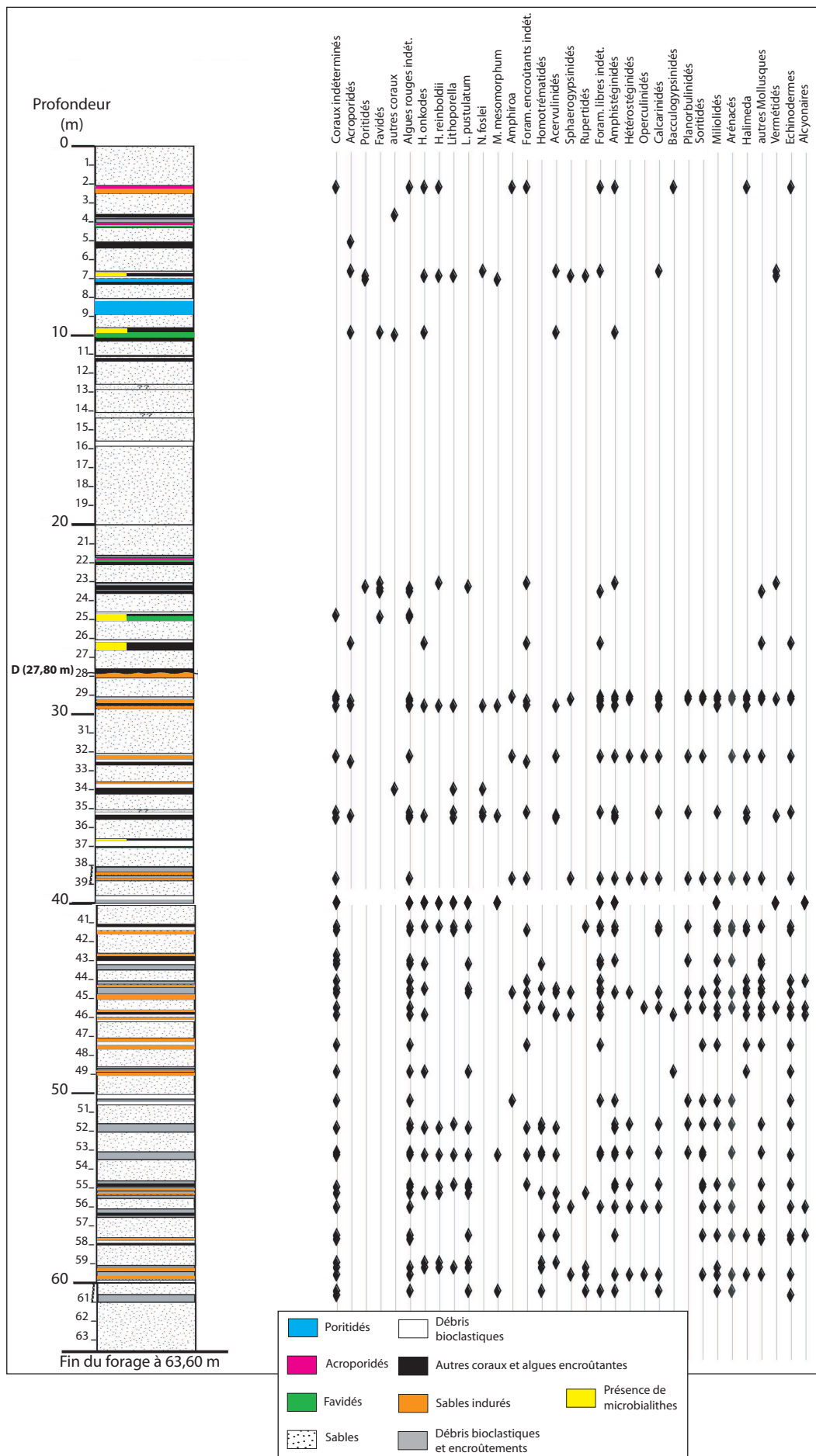


Fig. 93: Colonne lithologique et assemblages biologiques contenus dans le forage Bayes 2 (d'après Heidinger, 2004, non publié).

peut être datée. Cependant, de part sa position stratigraphique elle peut être attribuée à du Pléistocène de 125 ka.

1-1-3 Extrapolation de la stratigraphie définie sur Amédée 4 aux autres forages de la côte Ouest

L'analyse des différents forages réalisés le long du récif barrière met en évidence la superposition de plusieurs unités récifales empilées les unes sur les autres. Une discontinuité majeure entre deux unités récifales souligne une période d'émersion attestée par la présence de paléosols, de calcrètes ou bien de figures de dissolution par les eaux météoriques. Ceci montre que lors de ces phases d'émersion, un certain façonnement du paysage s'effectue sur les pentes de la barrière.

Les discontinuités majeures observées dans les cinq forages de la barrière Ouest sont présentées dans le tableau 33.

Tableau 33 : Récapitulatif des différentes discontinuités majeures observées le long des cinq forages de la barrière Ouest.

Forage	Profondeur des discontinuités majeures observées (m)
Amédée 4	-14 ; -37 ; -41 ; -47 ; -52 ; -60 ; -69,5 ; -85 ; -104 ; -116
Ténia 1 (Ténia Coudray)	-11 ; -23 ; -38 ; -66,5 ; -105,2
Ténia 3	-10,35 ; -16,30 ; -38,35 ; -44,35 ; -47,60 ; -59,80 ; -79,10 ; -108 ; -117,10 ; -135
Ilot Vert	-0,70
Kendec 1	-9,60 ; -21,60 ; -30,60 ; -50,10 ; -56,10 ; -63,60 ; -69,60 ; -75,75 ; -112,75 ; -131,60

A partir de la stratigraphie établie dans le forage Amédée 4, une corrélation avec les autres forages est proposée. Cette extrapolation a pu être réalisée d'une part en comptant le nombre d'unités composant chaque forage et d'autre part, lorsque ce nombre n'est pas constant, en affectant le même âge à deux discontinuités majeures ayant une profondeur très voisine (fig. 94). Les datations, effectuées pour les deux unités les plus superficielles dans Ténia 1 et Amédée 4, s'accordent à montrer que l'unité supérieure s'est développée lors de la remontée du niveau marin holocène et la seconde au cours du dernier interglaciaire (MIS 5). Puisque cette seconde unité récifale a été reconnue à l'échelle globale, on peut admettre que les couples de discontinuités suivants -14 et -37 m, -11 et -23 m, -10,35 et -16,30 m puis -9,60 et -21,60 m correspondent au toit et à la base de l'unité récifale rattachée au MIS 5 dans les forages respectifs suivant : Amédée 4, Ténia 1, Ténia 3 et Kendec1.

Le MIS 7 a duré 45 000 ans et le niveau de la mer, d'il y a 215 ka, était à -5 m par rapport à l'Actuel. Le récif développé pendant cette époque est la troisième unité reconnue dans les quatre forages. La discontinuité trouvée à -41, -38, -38,35 et -30,6 m dans les forages Amédée 4, Ténia 1, Ténia 3 et Kendec1 correspond donc à la base de l'unité rattachée au MIS 7.

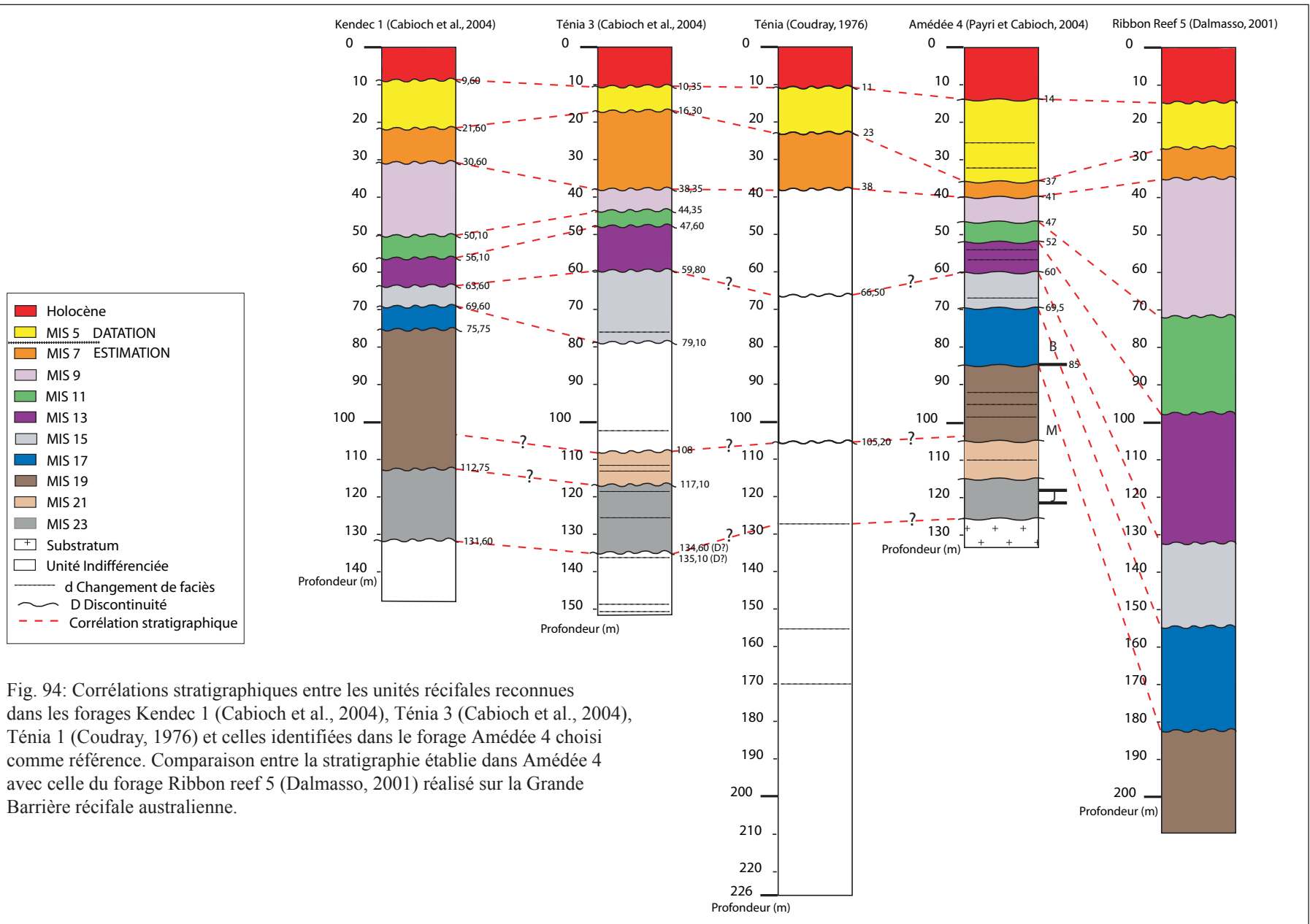


Fig. 94: Corrélations stratigraphiques entre les unités récifales reconnues dans les forages Kendec 1 (Cabiocch et al., 2004), Ténia 3 (Cabiocch et al., 2004), Ténia 1 (Coudray, 1976) et celles identifiées dans le forage Amédée 4 choisi comme référence. Comparaison entre la stratigraphie établie dans Amédée 4 avec celle du forage Ribbon reef 5 (Dalmasso, 2001) réalisé sur la Grande Barrière récifale australienne.

Comme indiqué précédemment (cf. Partie I), les MIS 9 et 11 sont considérés par certains auteurs comme des équivalents de l'Actuel en termes d'insolation, d'amplitude et de végétation (Molodkov et Bolikhovskaya, 2002 ; Loutre et Berger, 2003 ; Ruddiman, 2005). Les discontinuités majeures observées dans les forages Amédée 4, Ténia 3 et Kendec 1 à -47, -44,35 et -50,10 m puis à -52, -47,60 et -56,1 m correspondent à la base des unités récifales développées respectivement au cours des MIS 9 et 11. Dans le forage Ténia 1, il n'a pas été observé de discontinuités majeures mais plutôt des changements de faciès au sein de l'unité comprise entre -66,5 et -38 m (Coudray, 1976).

Dans Amédée 4, les unités entre -52 et -60 m puis entre -60 et -69,5 m sont rattachées respectivement aux MIS 13 et 15. Ce dernier, au même titre que les MIS 5, 7, 9 et 11, constitue l'un des interglaciaires majeurs du dernier million d'années. Nous proposons que dans Ténia 3, les unités récifales MIS 13 et 15 se situent respectivement entre -47,60 et -59,80 m puis entre -59,80 et -79,10 m et dans Kendec 1, entre -56,10 et -63,60 m puis entre -63,60 et -69,60 m.

Dans Ténia 1, la base de l'unité rattachée au MIS 13 se situe à -66,5 m mais le sommet de cette unité n'est pas identifié ; la base de l'unité du MIS 15, considérée comme l'isochrone du MIS 16, n'est pas non plus observée mais elle pourrait correspondre au changement de faciès caractérisé par le passage d'un faciès de lagon ouvert à un faciès d'arrière récif entre -96,4 et -88,6 m.

La discontinuité à -104 m dans Amédée 4, -105,2 m dans Ténia 1, -108 m dans Ténia 3 représenterait le toit de l'unité récifale développée au cours de l'interglaciaire du MIS 21. Cette discontinuité majeure n'est pas visible dans Kendec 1 car de -112,75 à -75,75 m ont été retrouvés que des niveaux sableux. Enfin, les discontinuités majeures à -116 (Amédée 4), -117,6 m (Ténia 3) et -112,75 m (Kendec1) puis -126,5 m (Amédée 4), -134,8/-135,1 m (Ténia 3) et -131,6 m (Kendec 1) pourraient correspondre respectivement au toit et à la base de l'unité récifale attribuée au MIS 23. Dans le forage Ténia 1, le sommet de l'unité rattachée au MIS 21 et la base de la séquence rattachée au MIS 23 correspondraient à deux limites de changement de faciès traduisant le passage d'une sédimentation de lagon interne à des dépôts de lagon ouvert ; elles sont situées respectivement à -105,20 et -127 m (Coudray, 1976).

En comparant le découpage stratigraphique obtenu sur le récif barrière de Nouvelle-Calédonie et celui obtenu sur le forage Ribbon Reef 5 (Dalmaso, 2001), on peut estimer qu'au moins jusqu'au MIS 8 ces deux barrières récifales ont eu un développement similaire en terme de délais de recrutement larvaire et de contrôle néotectonique car les discontinuités majeures correspondant aux émergences des MIS 2, 6 et 8 se situent à des profondeurs voisines.

En revanche, avant cet isochrone, on observe des différences significatives d'épaisseurs des unités récifales suggérant un développement différent de ces deux barrières. En effet, les unités récifales développées au cours des MIS 19 à MIS 9 sont bien plus épaisses sur le GRBA que sur la barrière Ouest néo-calédonienne. Cette différence significative d'épaisseur récifale pourrait être expliquée soit par un taux de subsidence plus important induisant un espace d'accommodation bien plus important sur le GRBA, soit des apports en nutriments plus importants le long de la côte Est australienne en raison de la présence d'up-welling côtiers.

La synthèse des corrélations stratigraphiques est présentée dans le tableau 34. Il découle de cette interprétation stratigraphique que les épaisseurs des unités récifales varient d'un forage à l'autre reflétant ainsi les effets couplés du relief initial, de l'érosion et de la tectonique quaternaire. Coudray (1976) avait montré qu'il existait une correspondance entre les profondeurs des toits d'unités récifales et des terrasses des pentes externes de la barrière récifale. Cette démarche est celle que nous allons appliquer dans le prochain chapitre pour chacun des sites où les forages sont disponibles.

Tableau 34 : Proposition de chronologie du toit des unités récifales observées dans les quatre forages de la barrière Ouest néo-calédonienne.

MIS	Age (ka)	Amédée 4	Ténia 1	Ténia 3	Kendec 1
MIS 5	123,875	-14 m	-11 m	-10,35 m	-9,6 m
MIS 7	216,5	-37 m	-23 m	-16,30 m	-21,6 m
MIS 9	332	-41 m	-38 m	-38,35 m	-30,6 m
MIS 11	407	-47 m	-	-44,35 m	-50,1 m
MIS 13	480	-52 m	-	-47,60 m	-56,1 m
MIS 15	610	-60 m	-66,5 m	-59,80 m	-63,6 m
MIS 17	690	-69,5 m	-	-79,10 m	-69,6 m
MIS 19	725	-85 m	-	-	-75,75 m
MIS 21	740	-104 m	-105,2	-108 m	-
MIS 23	775	-116 m	-	-117,10 m	-112,75 m

1-2 Chronologie des terrasses marines : corrélations entre les unités récifales et les terrasses marines

Comme il vient d'être démontré dans le paragraphe précédent, le récif barrière s'est développé par empilements successifs d'unités récifales lors des derniers hauts niveaux marins quaternaires. Lors des bas niveaux marins, le toit de l'unité récifale se trouve émergé et soumis aux processus de karstification par les eaux météoriques ; des paléosols peuvent parfois se former comme dans Amédée 4 par exemple.

Dans la seconde partie de cette étude, il a été établi que les terrasses marines ont une double origine : soit il s'agit de sommets d'unités récifales comme des platiers, soit elles se forment par abrasion, sous l'action des vagues. On peut donc supposer que les terrasses marines, que l'on observe le long des pentes externes, se sont formées soit au cours de la

remontée du niveau de la mer depuis 20 ka soit lors des variations du niveau marin au Quaternaire en tant que toits d'unités récifales.

Des terrasses marines se sont formées comme par exemple à Hawaii au cours du MWP1A, il y a 14 ka (Webster et al., 2004a). Cependant, la brièveté d'un tel événement, quelques centaines d'années, ne peut expliquer le relief actuel des pentes de la barrière de Nouvelle-Calédonie ; l'influence de ces événements courts ne peut que se rajouter sur une morphogénèse acquise au cours des cycles climatiques plus anciens du Quaternaire. Ceci est confirmé par les datations réalisées sur des échantillons de dragages à différentes profondeurs (tableau 35) qui montrent que les organismes présents sur la pente se sont déposés entre 12 ka et l'Actuel en ne faisant que recouvrir de matériel « récent » une architecture acquise auparavant (cf. *supra*).

Tableau 35 : Datations ^{14}C et analyses minéralogiques effectuées sur les échantillons de dragage (F = foraminifère encroûtant ; A = algue rouge encroûtante ; C = corail ; arag. = aragonite).

Echantillon	Profondeur (m)	Code datation	Matériel	Minéralogie semi-quantitative		Age (ans B.P.)	Age calibrés (2 σ) (d'après Stuiver et al., 1998 ; calibration faite avec le logiciel CALIB REV 5.0.1)
				% calcite (Ca + Mg)	% arag.		
BAY	3D	-90	Lyon-2619 (Poz)	F	-	-	1 295 \pm 30
	7B	-88 à -123	002299 / 002669	F	-	-	630 / 655 \pm 30
	10G	-100	Lyon-2620 (Poz)	A	-	-	5 700 \pm 45
HAY	2E	-88 à -96	002300	F	-	-	905 \pm 30
	13C	-53 à -70	Ly-12380	C	11	89	560 \pm 45
	14C	-43 à -75	Ly-12381	C	34,8	65,2	1 470 \pm 50
	15A	-56 à -71	Ly-12382	C	8,1	91,9	620 \pm 55
	15 L	-56 à -71	Ly-12383	C	1,7	98,3	775 \pm 40
BOUR	3H	-110 à -150	Lyon-2621 (Poz)	C	-	-	12 345 \pm 85
SV	4A	-75 à -150	Ly-12384	C	31,5	68,5	1 870 \pm 45
	4D	-75 à -150	002301	C	-	-	2 535 \pm 30
KOU	3B	-100 à -180	Lyon-2622 (Poz)	C	-	-	6 205 \pm 50
GP	2A	-125 à -188	002298 / 002876	C	-	-	10 320 / 10 300 \pm 60 / 60
	2D	-125 à -188	Ly-12379	C	9,7	90,3	8 580 \pm 6
	2F	-125 à -188	002297	C	-	-	10 180 \pm 60

Il découle de ces premières conclusions lithologiques que les terrasses se sont formées au cours des cycles glaciaires/interglaciaires antérieurs à la dernière remontée postglaciaire. Nous allons tester l'hypothèse d'une origine abrasive acquise lors de certains bas niveaux marins dont la durée n'a pas pu permettre d'édification récifale. Pour cela, la courbe des variations du niveau de la mer a été corrigée selon différents taux de subsidence (fig. 95) calculés en partant de l'hypothèse que chaque toit d'unité récifale correspond au paléo-niveau marin lors de l'interglaciaire considéré. Cette hypothèse n'est pas valable *stricto sensu* car d'une part, certains faciès de sommet de séquence montrent un milieu de dépôt ou de vie sous l'ancien niveau marin, à des profondeurs variables, ne représentant par conséquent pas un

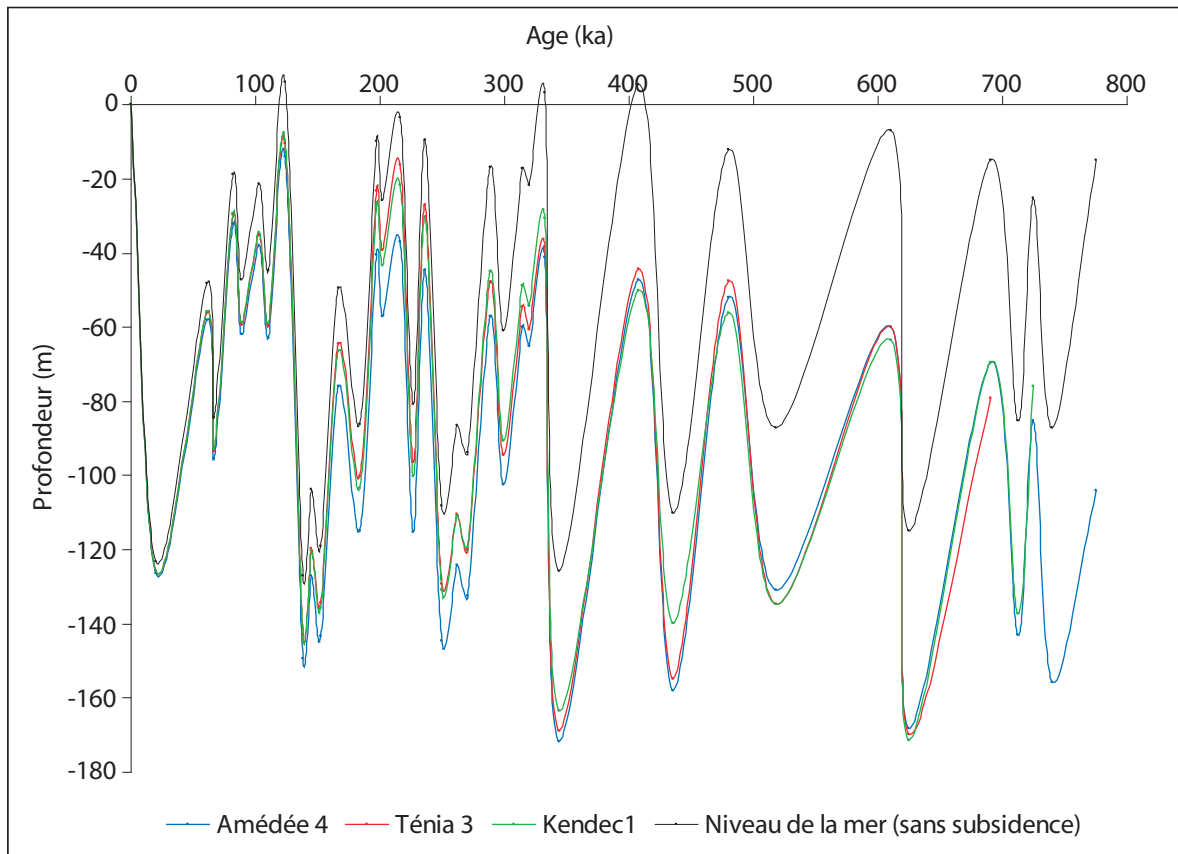


Fig. 95: Courbe des variations du niveau de la mer par rapport à l'Actuel (d'après Haddad et al., 1993 et Waelbroeck et al., 2002) corrigée de la subsidence calculée à partir de la profondeur du toit de chaque unité récifale identifiée dans les forages Amédée 4, Ténia 3 et Kendec 1.

ancien niveau de la mer, et d'autre part, les variations d'épaisseur de certaines unités récifales faussent le calcul du taux de subsidence. Néanmoins, cette hypothèse a été prise en première approximation. La reconstruction des courbes des variations du niveau de la mer ainsi que les calculs de subsidence ont été réalisés à partir de la courbe de Waelbroeck et al. (2002) jusqu'au MIS 11 et celle Haddad (1993) modifiée par Dalmaso (2001) pour les cycles glaciaires/interglaciaires antérieurs. Cette figure permet de se rendre compte que les bas niveaux marins ne peuvent pas être à l'origine de la formation de ces terrasses puisque celui du MIS 2, le moins profond, se situe entre -123 et -125 m, c'est-à-dire en deçà de la terrasse la plus profonde observée régulièrement vers -100/-105 m le long des marges. En conséquence, l'hypothèse d'une origine purement abrasive est rejetée et la première hypothèse basée sur une origine constructionnelle est retenue.

Puisque les terrasses marines sont génétiquement liées aux hauts niveaux marins, nous allons tenter d'établir leur chronologie par corrélation avec les toits d'unités récifales reconnus sur les trois forages. Pour cela, notre analyse est basée sur la corrélation stratigraphique entre le forage Ténia 3 (Cabioch et al., 2004) et la coupe bathymétrique théorique réalisée à partir de nos observations et de celles de Coudray (1976) car cette coupe comporte le nombre maximum de terrasses que l'on peut observer. Une extrapolation de ces corrélations est ensuite effectuée entre les coupes bathymétriques Koumac 1-1 et Boulari 4-2 avec les forages respectifs Kendec 1 (Cabioch et al., 2004) et Amédée 4 (Payri et Cabioch, 2004). Ces corrélations sont représentées dans la figure 96.

Nous avons vu que le forage Ténia 3 comporte dix discontinuités alors que les relevés bathymétriques montrent la présence de six terrasses situées à -10, -23, -45, -65, -80 et -107 m. Etant donné que les unités récifales se sont empilées les unes sur les autres, nous pouvons admettre que leur signature morphologique le long des pentes externes suit la même évolution ; les terrasses les plus profondes étant les plus anciennes. Dans la partie IV et sur l'interprétation paléo-environnementale nous avons vu que les constructions récifales (algaires et coralliennes) sont prédominantes sur la crête récifale et en sommet de pente externe jusqu'à -10 m. Nous proposons donc que la terrasse observée par Coudray (1976) à -10 m soit la terrasse holocène. Nous avons également vu dans la première partie de ce travail que les interglaciaires MIS 11 et 9 sont considérés par certains auteurs comme des équivalents de l'Actuel. Ils ont très probablement contribué à la morphogenèse des pentes au même titre que le MIS 5. En conséquence, nous proposons une corrélation stratigraphique simple, entre les discontinuités présentes sur Ténia 3 et sur la coupe synthétique, basée sur le principe qu'à

chaque discontinuité majeure sur le forage correspond une terrasse marine. En partant du sommet du forage et du sommet de la coupe, nous obtenons les corrélations suivantes (tableau 36).

Tableau 36 : Corrélations stratigraphiques entre les discontinuités présentes sur le forage Ténia 3 (Cabioch et al., 2004) et la coupe bathymétrique théorique réalisée à partir de nos observations et de celles de Coudray (1976).

Profondeur de la discontinuité sur le forage (m)	Profondeur de la terrasse (m)	Haut niveau marin correspondant à l'unité récifale
-0	-10	Holocène
-10,35	-23 (Terrasse 1a)	MIS 5
-16,30	-45 (Terrasse 1b)	MIS 7
-38,35	-65 (Terrasse 2)	MIS 9
-44,35	-80 (Terrasse 3)	MIS 11
-47,60	-107 (Terrasse 4)	MIS 13
-59,80	-	-
-79,10	-	-
-108	-	-
-117,10	-	-
-134,60 / -135,10	-	-

Cette corrélation est en excellent accord avec l'idée selon laquelle le MIS 11 serait un équivalent de l'Actuel voire même plus chaud car sa signature morphologique le long des pentes correspond à la terrasse 3 qui, autour du récif barrière de Nouvelle-Calédonie, est la mieux développée et la plus étendue géographiquement. Le MIS 9 a également été très conséquent en ayant atteint un niveau de +4,7 m par rapport à l'Actuel (Waelbroeck et al., 2002), il est donc normal que sa signature morphologique le long des pentes externes (Terrasse 2) soit encore bien préservée. La terrasse 4 se serait formée au cours du MIS 13 qui, selon la courbe de variations du niveau de la mer par rapport à l'Actuel de Haddad et al. (1993) aurait été moins vigoureux ; il est par conséquent également normal que sa signature morphologique, de long des pentes, soit moins prononcée que pour les autres hauts niveaux marins. Il est important de signaler ici que l'érosion par les eaux météoriques lors des bas niveaux marins contribue également à la dégradation morphologique des terrasses.

Bien que la terrasse 5 n'ait pas été reconnue à proximité de la passe de St Vincent, si l'on applique la même méthode, elle devrait être corrélée à la discontinuité située à -59,80 m sur Ténia 3 et serait donc rattachée au MIS 15.

Nous pouvons donc étendre cette corrélation aux deux autres coupes bathymétriques réalisées à proximité de Kendec 1 et de Amédée 4. Nous réalisons pour cela une extrapolation de la chronologie faite sur la coupe théorique à proximité de la passe de St Vincent basée sur la classification des terrasses présentée dans la partie III de ce travail. Cette extrapolation est synthétisée dans le tableau 37 et sur la figure 96.

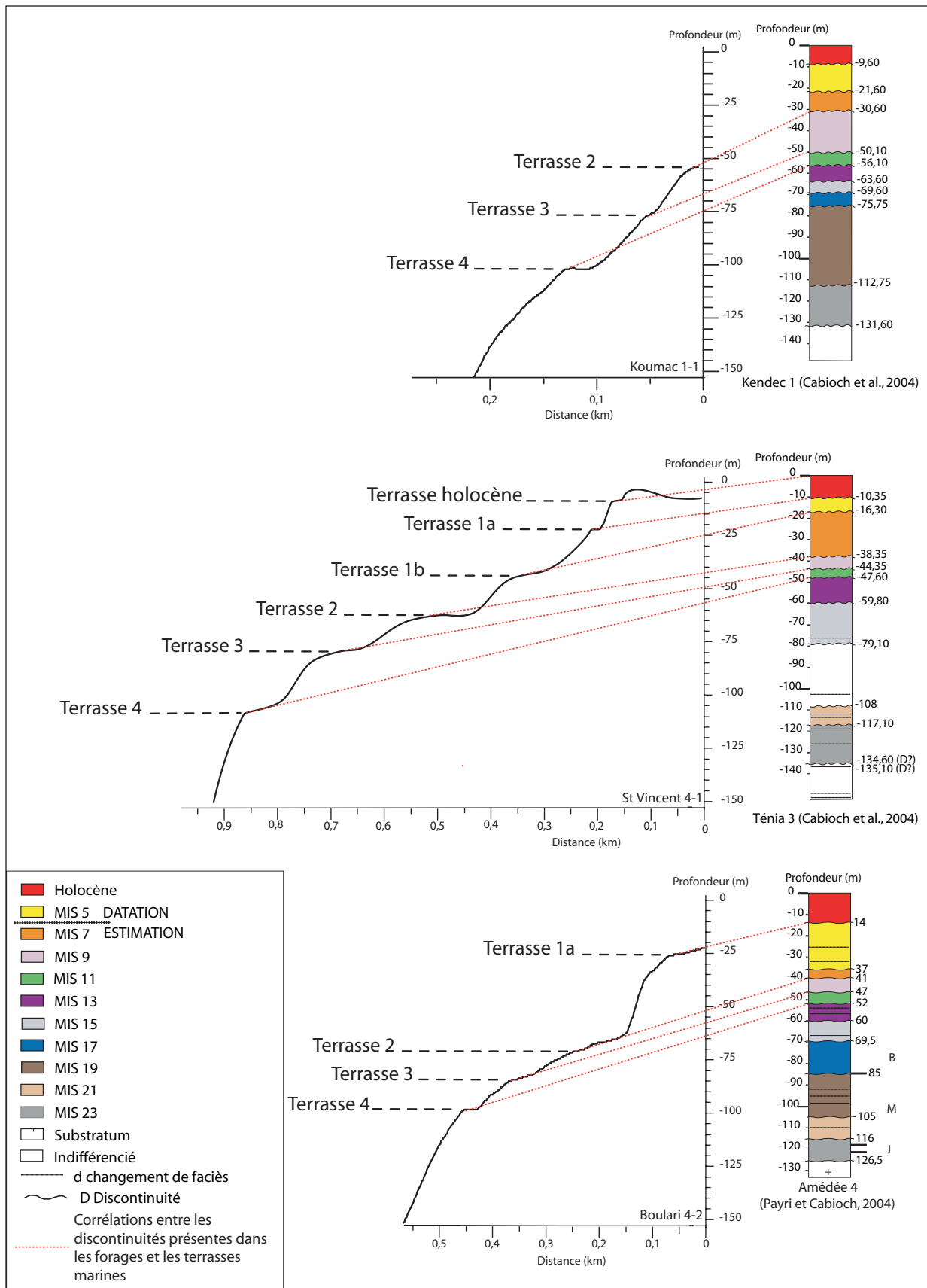


Fig. 96: Chronologie des terrasses marines établie par corrélation entre les discontinuités majeures présentes dans les forages et les discontinuités topographiques observées le long des pentes externes de la barrière récifale de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.

Tableau 37 : Chronologie des terrasses marines étendues aux coupes Koumac 1-1 et Boulari 4-2 face aux forages Kendec 1 et Amédée 4.

Profondeur des terrasses marines sur la coupe théorique proche de la passe de St Vincent (m)	Profondeur des terrasses marines sur la coupe Koumac 1-1 (m)	Profondeur des terrasses marines sur la coupe Boulari 4-2 (m)	Stade isotopique marin associé (âge, ka) (d'après Waelbroeck et al., 2002)
-10	-	-	Holocène
-23 (Terrasse 1a)	-	-25 (Terrasse 1a)	MIS 5 (123,75)
-45 (Terrasse 1b)	-	-	MIS 7 (216,5)
-65 (Terrasse 2)	-55 (Terrasse 2)	-70 (Terrasse 2)	MIS 9 (332)
-80 (Terrasse 3)	-77 (Terrasse 3)	-85 (Terrasse 3)	MIS 11 (407)
-107 (Terrasse 4)	-103 (Terrasse 4)	-97 (Terrasse 4)	MIS 13 (480)

La terrasse 3, correspondant au toit de l'unité rattachée au MIS 11, peut être utilisée comme niveau repère afin de quantifier les mouvements verticaux de la barrière calédonienne à l'échelle des derniers 400 ka.

On peut conclure que les épisodes de construction récifale ont modelé les pentes anciennes et leur morphologie résiduelle peut être retrouvée pour certaines au niveau de la pente actuelle sous la forme de structures comme des replats, des terrasses marines ou des ruptures de pente. Au cours des remontées du niveau de la mer, les récifs se sont mis en place, en contexte de subsidence généralisée, sur des terrasses marines antérieures masquant en partie la topographie antérieure. Enfin, les bas niveaux marins susceptibles d'être à l'origine d'abrasion plutôt que de constructions ne semblent pas être responsables du façonnement des pentes externes.

2) Quantification de l'évolution verticale des terrasses marines depuis le MIS 11 (408 ka)

La terrasse 3, rattachée au MIS 11 (408 ka), est présente sur l'ensemble des pentes sommitales explorées (cf. *supra*). Son évolution spatiale indique que les pentes externes de la barrière récifale sont structurées en blocs dont les limites correspondent aux accidents Nord-Sud, N70°E, Est-Ouest et N110°E. La profondeur de cette terrasse est utilisée pour quantifier les mouvements verticaux moyens depuis le stade isotopique marin 11.

Le calcul de subsidence moyenne sur les quatre cents derniers milliers d'années est basé sur les hypothèses suivantes : 1) le sommet de la terrasse se situait au niveau de la mer de cette époque, à +6,7 m par rapport à l'Actuel (Waelbroeck et al., 2002) et 2) les sédiments et constructions récifales formant l'ossature des pentes externes n'ont pas subi de compaction depuis 408 ka.

Le long du Grand Passage, dont la géométrie est illustrée dans la figure 97, le taux de subsidence moyen depuis 408 ka est compris entre 0,15 et environ 0,19 mm/an (fig. 98). De part et d'autre de la faille Nord-Sud, située vers $163^{\circ}23.5'E$, la subsidence présente une valeur vers l'Ouest plus importante de l'ordre de 0,04 mm/an, vitesse relative du bloc Ouest par rapport au bloc Est.

Le long de la marge Ouest, les taux de subsidence varient entre 0,14 et 0,2 mm/an (fig. 99). La marge Ouest est segmentée en blocs basculés d'une quarantaine de kilomètres de large. Le basculement de ces blocs est dirigé vers le Nord au Nord d'environ $20^{\circ}30'S$ alors qu'au Sud, ils sont tous basculés vers le Sud. Une limite majeure apparaît entre $20^{\circ}15'S$ et $20^{\circ}30'S$; il pourrait s'agir de l'accident majeur orienté $N95^{\circ}E$ recoupant l'ensemble de la marge et traversant la passe de Poum. Le gradient de subsidence vers le Nord est fort (de 0,155 à 0,2 mm/an) de $19^{\circ}35'S$ environ à $19^{\circ}S$; ce basculement vers le Nord pourrait être mis en relation avec la faille majeure située vers $19^{\circ}50'S$ que nous avons identifiée lors de la répartition verticale du pied de l'escarpement majeur le long de la marge Ouest. Au Sud de $20^{\circ}30'S$, les taux de subsidence présentent de grandes variations latérales compte tenu de la présence de blocs basculés vers l'Est. On peut cependant remarquer que vers le Sud, la subsidence a tendance à diminuer ; ceci est peut être à mettre en relation avec la surrection liée au bombement de la lithosphère de la plaque australienne en avant de la subduction du Vanuatu.

On peut noter que les valeurs de subsidence calculées sont du même ordre de grandeur que celles présentées par Cabioch et al. (1996) pour la période comprise entre 125 ka et l'Actuel, sauf pour l'îlot Vert où nous observons un décalage de 0,13 mm/an entre sa valeur et la notre ; ceci est probablement à mettre en relation avec la zone en compression au pied de la marge face à Bourail. On peut enfin remarquer que la valeur de subsidence obtenue face à la passe de Boulari (entre 0,17 et 0,19 mm/an) est du même ordre de grandeur que celle obtenue par ces mêmes auteurs à partir du forage Amédée 4 (0,14 mm/an) au cours du dernier cycle glaciaire/interglaciaire. Ceci suggère par conséquent une influence minime des failles flexures parallèles au récif barrière de la Grande Terre par rapport à celle des failles Nord-Sud, $N70^{\circ}E$, Est-Ouest et $N110^{\circ}E$ qui structurent, au moins depuis les derniers 400 ka, le récif barrière Ouest en blocs basculés.

La coupe de la figure 100 décrit la géométrie du Réentrant de la Corne Sud. Les taux de subsidence calculés pour la période comprise entre 408 ka et l'actuel augmentent légèrement 0,15 à 0,18 mm/an vers le Sud Est (fig. 101).

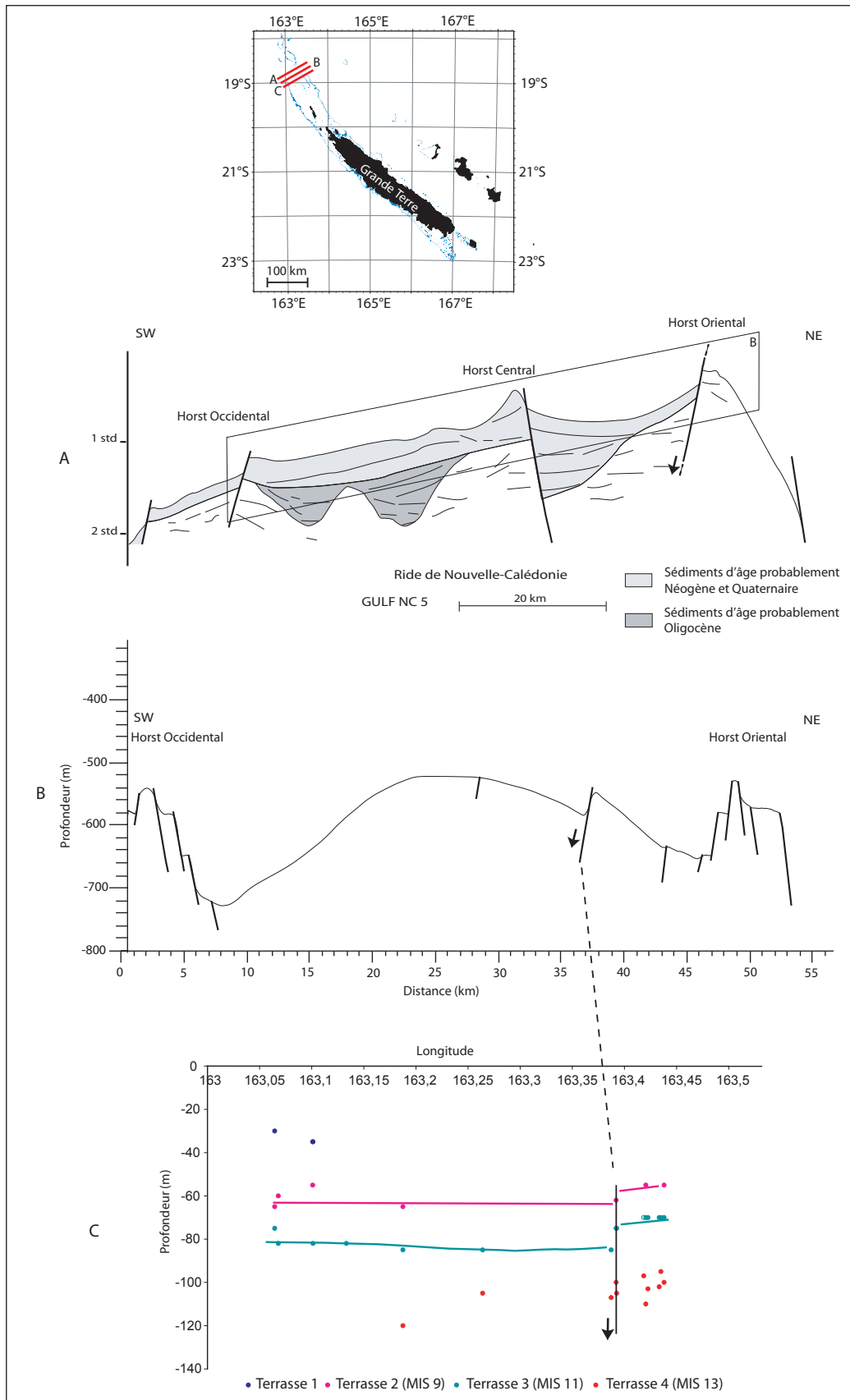


Fig. 97: Géométrie du Grand Passage. La coupe A (modifié d'après Chardon et Chevillotte, soumis) illustre les remplissages post-Eocène et leur déformation. La coupe B représente la déformation du glacis constituant le relief actuel du Grand Passage. La coupe C illustre la déformation des terrasses récifales et notamment leur décalage par la faille centrée sur 163°23.5'E.

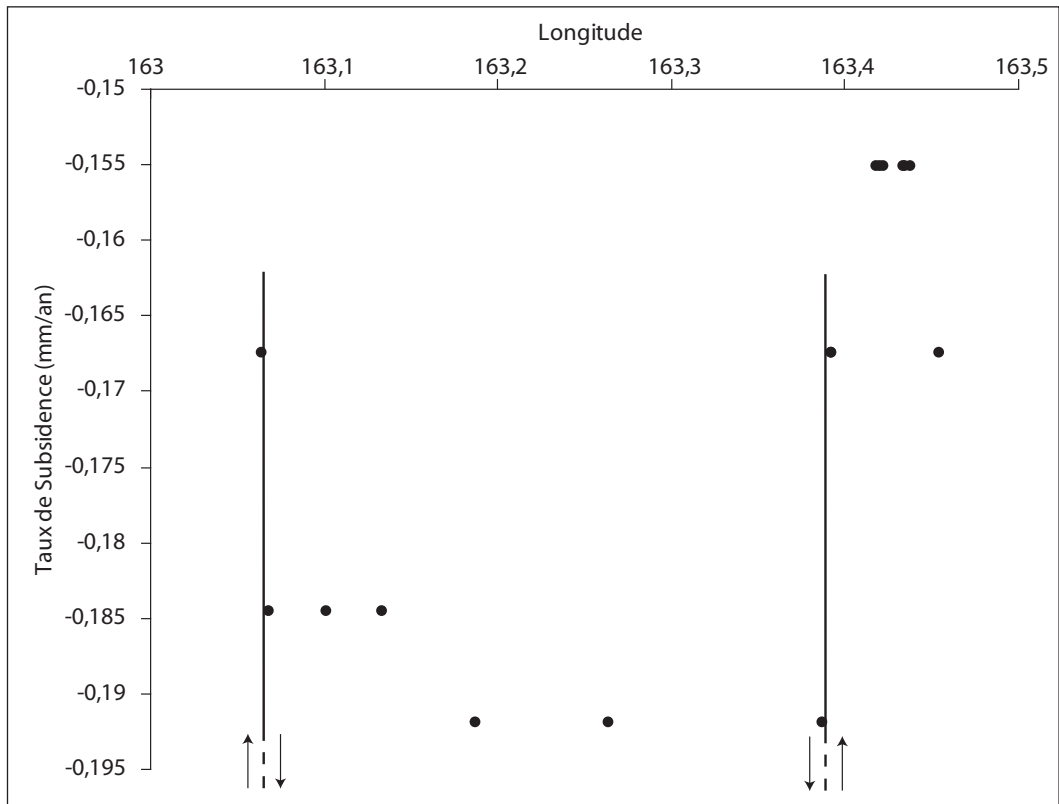


Fig. 98: Subsidence moyenne de la partie sommitale des pentes comprises entre le Grand Lagon Nord et le Grand Passage depuis le MIS 11 (408 ka). Les traits correspondent aux failles identifiées dans cette zone et les flèches indiquent les mouvements relatifs des blocs de part et d'autre de ces accidents.

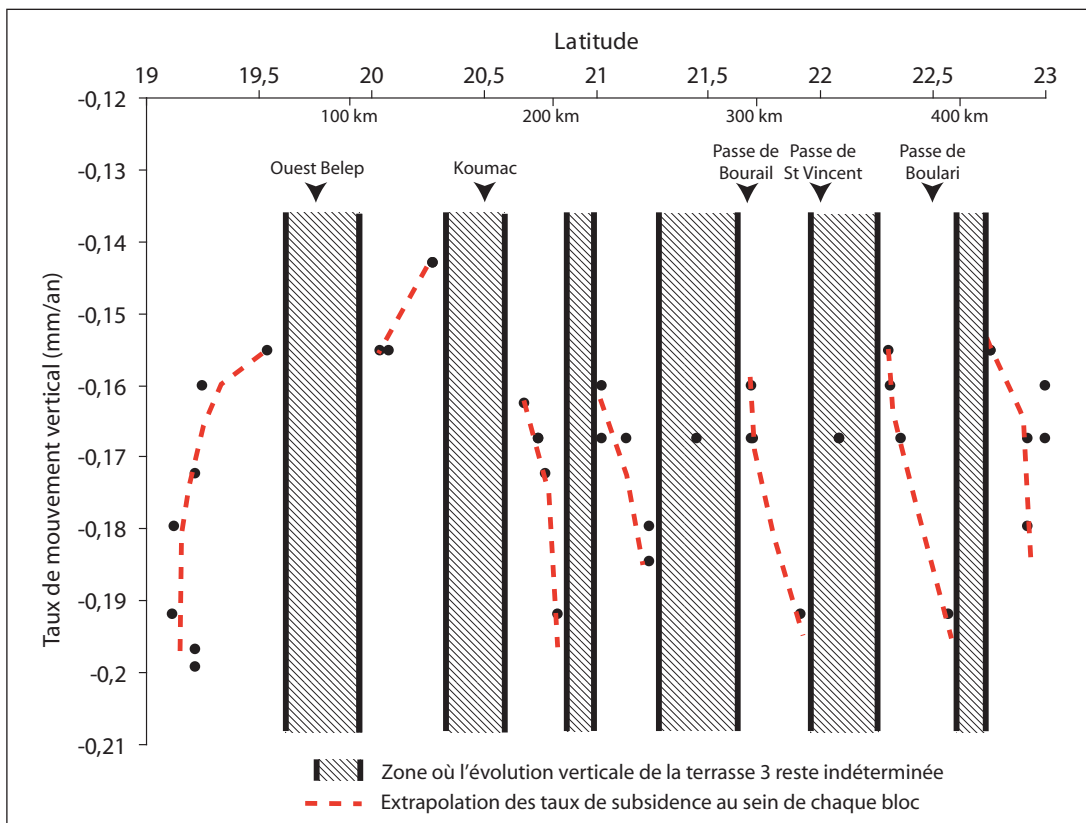


Fig. 99: Subsidence moyenne de la partie sommitale des pentes de la marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis le MIS 11 (408 ka).

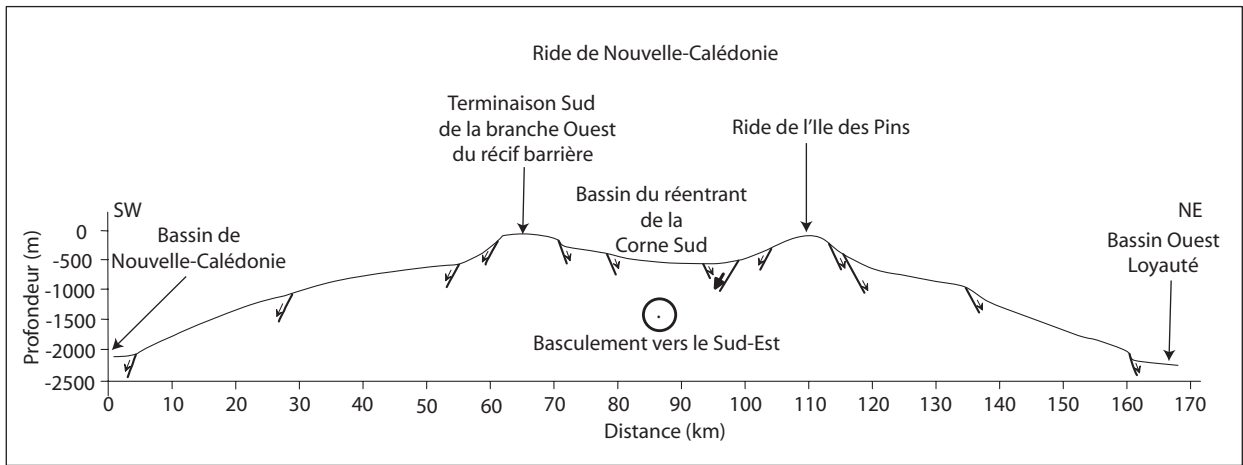


Fig. 100: Coupe schématique illustrant la géométrie du Sud de la ride de Nouvelle-Calédonie au niveau du Réentrant de la Corne Sud.

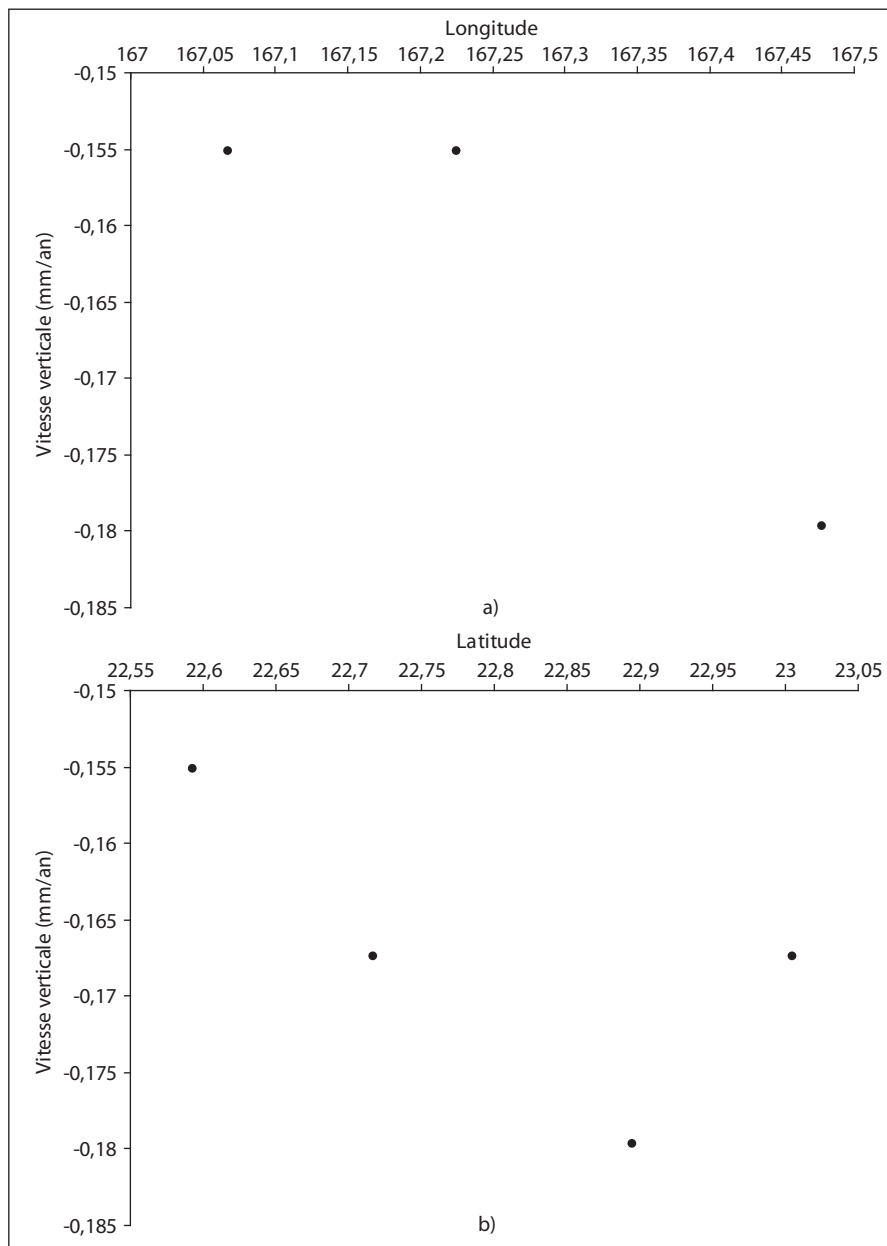


Fig. 101: Evolution longitudinale (a) et latitudinale (b) du taux de subsidence moyen de la partie sommitale des pentes du Réentrant de la Corne Sud depuis le MIS 11 (408 ka).

Le long de la marge Est, dont la géométrie de la pente supérieure est rappelée figure 102, les taux de subsidence varient entre 0,13 et 0,19 mm/an (fig. 103). Seul le bloc le plus Nord présente des taux de subsidence relativement faibles (entre 0,13 et 0,15 mm/an) par rapport aux autres blocs où ces taux varient entre 0,15 et 0,19 mm/an à l'échelle des derniers quatre cents milliers d'années. Les blocs ont des largeurs variables le long de la marge Est : les deux blocs les plus Sud mesurent approximativement une trentaine de kilomètres alors que le bloc central et celui centré autour de 20°30'S mesurent respectivement 130 et 50 km environ.

Sur l'ensemble des pentes sommitales des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie, les taux de subsidence moyens calculés depuis le MIS 11 (408 ka) sont donc compris entre 0,13 et 0,2 mm/an sans qu'il n'apparaisse de mouvement de bascule du bloc calédonien vers l'une des deux marges. Ces vitesses verticales sont du même ordre de grandeur que celles calculées par Cabioch et al. (1996) pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire ; ceci nous amène à penser que les vitesses de mouvements verticaux sont stables depuis les derniers 400 ka.

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. *supra*), le bloc compris entre la passe de Ouinné et la passe de la Havannah s'est effondré postérieurement à la mise en place de la terrasse 2 car les tendances des terrasses 2, 3, et 4 sont sub-parallèles. Nous proposons donc de corriger les taux de subsidence de ce bloc par la subsidence moyenne de la terrasse 2 depuis le MIS 9, il y a 330 ka (fig. 104) lorsque le niveau de la mer se situait à 4,7 m au dessus de l'Actuel (Waelbroeck et al., 2002). Ces valeurs de subsidence sont les plus importantes enregistrées par les terrasses marines sur les pentes externes du récif barrière entourant la Grande Terre. Il semblerait donc que la majeure partie de la déformation verticale postérieure à 300 ka se concentre à partir de ce bloc et plus au Sud. De tels taux de subsidence des marges pourraient être mis en relation avec le bombement de la lithosphère qui a pour effet la surrection du Sud de la Grande Terre et de l'Ile des Pins où l'on retrouve des récifs soulevés. Les terrasses se situant au sommet de marge enregistrent les mouvements différentiels importants liés à la limite continent-océan.

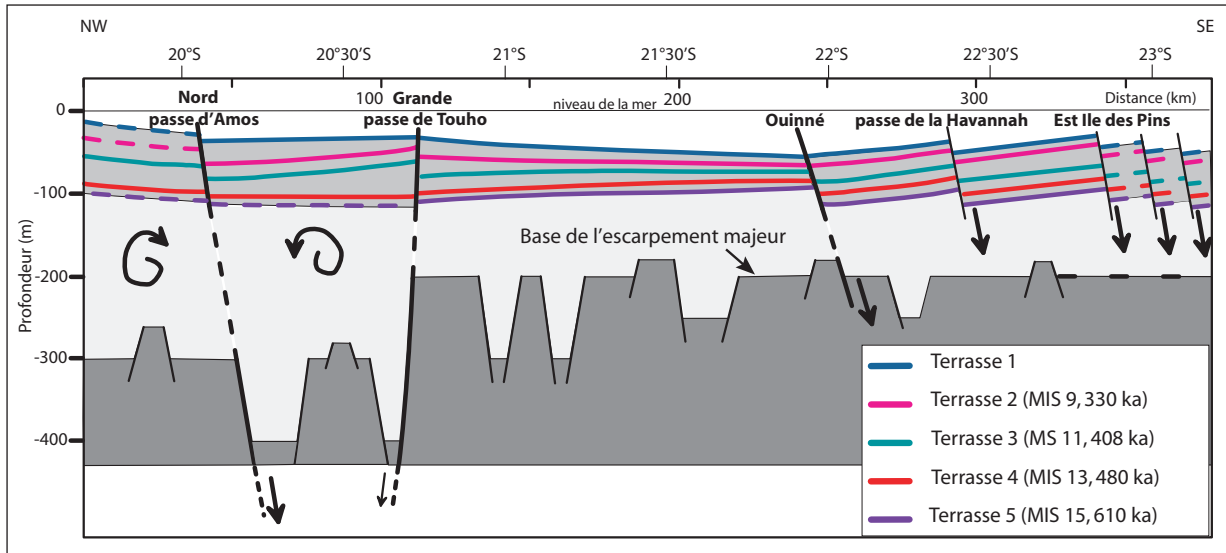


Fig. 102: Coupe illustrant la géométrie de la partie supérieure des pentes de la marge Est de la ride de Nouvelle-Calédonie depuis la base de l'escarpement majeur jusqu'aux terrasses récifales.

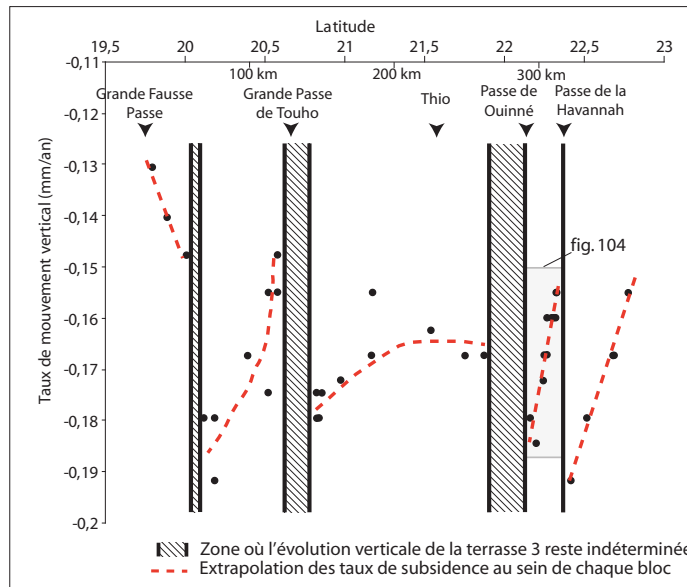


Fig. 103: Evolution latitudinale du taux de subsidence moyen de la partie sommitale des pentes de la marge Est depuis le MIS 11 (408 ka).

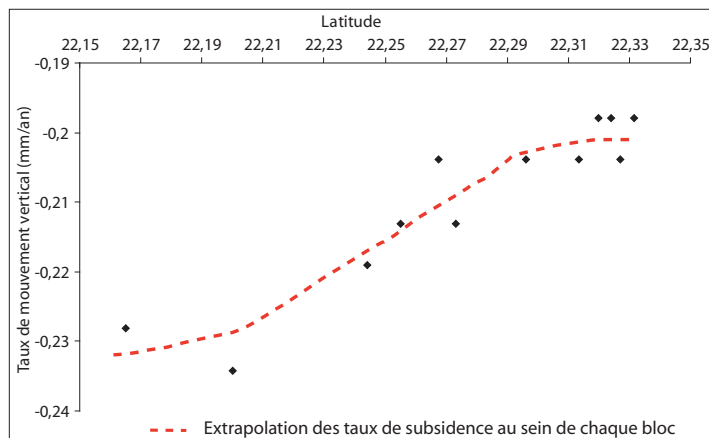


Fig. 104: Evolution latitudinale du taux de subsidence moyen de la partie sommitale des pentes de la zone comprise entre la passe de Ouiné et la passe de la Havannah depuis le MIS 9 (332 ka).

3) Relation entre les mouvements verticaux et la sismicité enregistrée le long des marges

Les épacentres des séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 enregistrés par le réseau d'observation sismologique international (cf. *supra*) ont été reportés sur la carte structurale générale issue de ce travail (fig. 105). Bien que nous ne connaissions les mécanismes au foyer uniquement des deux séismes de 1990 et 1991 localisés vers la passe de Uatio, nous remarquons que ces épacentres, superficiels et situés le long des marges, se localisent tous près des structures que nous avons identifiées comme « actives » au cours du Plio-Quaternaire. La crise de fin 1990 début 1991 au Sud de Nouméa (les deux forts séismes avec mécanismes au foyer et les répliques localisées par le réseau local, fig. 105) pourrait être associée au fonctionnement d'un réseau de fractures NE-SW et Nord-Sud qui décale le récif au niveau de la passe de Uatio. Les plans des mécanismes au foyer de type faille normale et décrochement sont compatibles avec d'une part les structures néotectoniques que nous observons au niveau du récif barrière et l'alignement des séismes selon une direction NE-SW transverse au lagon.

Même si les mécanismes au foyer des autres séismes ne sont pas connus, on constate une bonne cohérence entre la position des épacentres et les structures transverses majeures observées le long des marges à l'Ouest des îles Belep, face à Poindimié et Canala ainsi qu'au Sud de l'île des Pins.

V.2.4. Conclusions morpho-structurales

L'étude morpho-structurale présentée dans le cadre de ce travail de thèse a eu pour objet la ride de Nouvelle-Calédonie dans son ensemble, du pied du talus jusqu'au récif barrière. Ce travail s'est appuyé sur l'analyse de la couverture bathymétrique complète des pentes externes du récif barrière entourant la Grande Terre acquise par sondeur multifaisceaux.

L'analyse des grands traits morphologiques de la ride de Nouvelle-Calédonie a révélé une morphologie générale sigmoïdale. Le talus présente des pentes très fortes au Nord et plus douces au Sud, aussi bien le long des marges Est et Ouest. Cette étude a permis de distinguer une dizaine de segments définis d'une part par la morphologie générale de la pente et d'autre part en fonction de l'orientation de la marge. Ainsi, il a été mis en évidence pour la première fois des structures majeures N110°E et transverses aux marges venant se surimposer à l'orientation principale et originelle N135/140°E de la ride. D'autres structures transverses ont également été reconnues ; elles s'orientent Nord-Sud, N70°E et plus faiblement Est-Ouest.

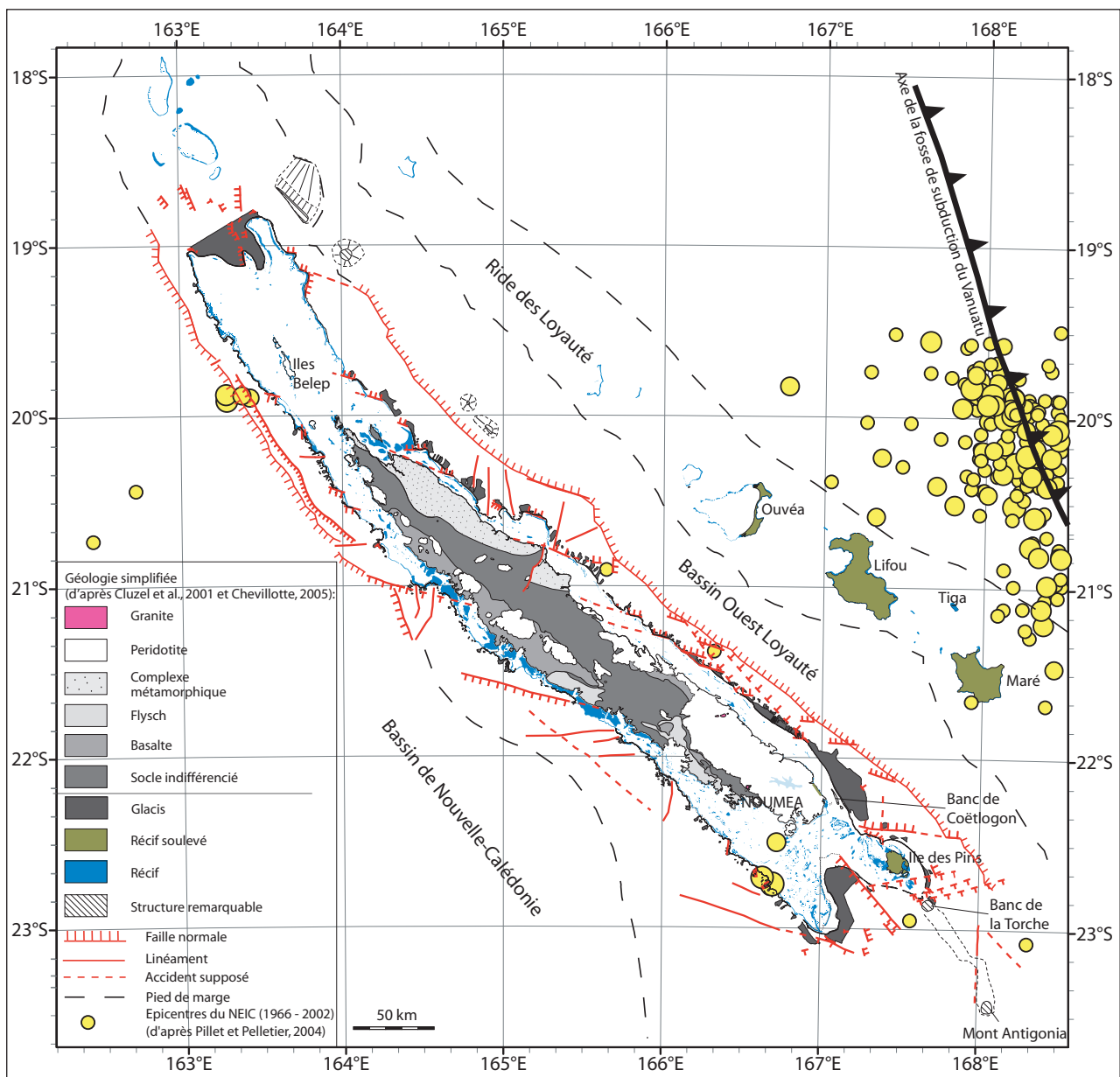


Fig. 105: Relation entre la sismicité de magnitude supérieure à 4 enregistrée le long des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie et les structures néotectoniques reconnues dans ce travail lors de l'analyse des données bathymétriques multifaisceaux.

Les accidents N110°E et Nord-Sud contrôlent la direction du pied du talus mais surtout participent pleinement à la segmentation de la barrière récifale. On a pu observer qu'ils affectent les terrasses marines quaternaires, notamment autour du Banc de Coëtlogon, au Sud-Est de la Grande Terre leur conférant ainsi un caractère néotectonique.

Deux phases extensives sont proposées pour expliquer la structuration post-obduction des marges et de la ride de Nouvelle-Calédonie. La première, d'âge fini Oligocène à Miocène supérieur, est caractérisée par une extension perpendiculaire à l'axe de la ride. Cette phase d'extension est accommodée d'abord par des grandes failles N130/150°E puis par des failles normales N110°E et Nord-Sud recoupant et découpant l'ensemble de la ride de Nouvelle-Calédonie en panneaux. La seconde phase de structuration, plio-quaternaire, est associée à la subduction active du Vanuatu qui s'initie au Miocène supérieur. Cette structuration, liée à une extension NNW/SSE oblique à la ride de Nouvelle-Calédonie, reprend les accidents N110°E et Nord-Sud avec des composantes respectives sénestres et dextres, et induit, dans le Sud de la Grande Terre, des failles normales orientées N70°E, parallèles au vecteur de convergence actuel.

Il a également été reconnu de très nombreux arrachements vraisemblablement liés aux phases épirogéniques de la Grande Terre et aux variations du niveau de la mer au Quaternaire.

L'analyse des pentes sommitales des marges a permis de révéler la présence de cinq groupes de terrasses marines. Celles-ci apparaissent mieux développées à proximité des grandes passes ainsi que sur les avancées récifales. La chronologie de ces terrasses a pu être établie par corrélation avec les discontinuités présentes le long de trois forages réalisés sur ou juste en arrière du récif barrière. Ces terrasses ont ainsi été interprétées comme étant la signature morphologique le long des pentes du toit d'unités récifales développées au cours des derniers hauts niveaux marins, au moins dès le MIS 15 (610 ka). La terrasse la plus étendue et la plus reconnue sur l'ensemble des marges, la terrasse 3, a été rattachée au haut niveau marin du MIS 11 (408 ka). Ce haut niveau marin, vraisemblablement très proche de l'Actuel en terme d'intensité, voire même plus chaud, peut être utilisé comme traceur de mouvements verticaux. Les variations de sa profondeur le long du Grand Passage, des marges Ouest et Est ainsi que du Réentrant de la Corne Sud, ont permis de révéler la présence de blocs à mouvements verticaux indépendants. Au niveau du Grand Passage, la répartition verticale de la terrasse 3 montre un effondrement de la partie Ouest de la ride par rapport à la partie Est de part et d'autre d'un accident Nord-Sud à regard Ouest centré sur 163°23.5'E. Les taux de subsidence moyenne calculés depuis 408 ka s'échelonnent entre 0,15 et 0,20 mm/an. Le long

de la marge Ouest, deux blocs basculés vers le Nord au Nord de $20^{\circ}30'S$ ainsi qu'au Sud, au moins cinq blocs basculés vers le Sud ont été mis en évidence. Les subsidences calculées varient entre 0,14 et 0,2 mm/an. Dans le Réentrant de la Corne Sud, au Sud de la Grande Terre, la terrasse 3 nous a semblé basculée vers le Sud-Est ; les taux de subsidence varient cette fois entre 0,16 et 0,18 mm/an. Enfin, le long de la marge Est, cinq blocs majeurs ont été définis : quatre blocs basculés vers le Nord, de l'Ile des Pins à $20^{\circ}02'S$, et un bloc basculé vers le Sud au Nord de cette latitude au niveau de laquelle nous avons identifié un accident majeur orienté $N110^{\circ}E$. Le long de cette branche récifale, les vitesses de subsidence varient entre 0,13 mm/an au Nord et 0,19 mm/an au Sud de la passe de la Havannah.

Les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4 enregistrés par le réseau mondial entre 1966 et 2002 seraient vraisemblablement liés au fonctionnement des failles majeures orientées $N110^{\circ}E$ ainsi que des accidents Nord-Sud et $N70^{\circ}E$ transverses à la ride de Nouvelle-Calédonie qui viennent d'être mis en évidence dans ce travail.

Perpectives

Cette étude a permis de proposer un schéma morpho-tectonique des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie et un modèle de répartition d'organismes encroûtants le long des pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie. Cependant, à l'issue de ce travail, un certain nombre de questions n'ont pas été résolues et trois axes d'étude pourraient être envisagés.

1) Etude lithologique

Un travail de taxonomie, axé principalement sur les foraminifères encroûtants mais également sur les algues rouges et les grands foraminifères, devrait vraisemblablement aboutir à la détermination et la définition de nouvelles associations biologiques, compte tenu des rares études menées jusqu'à présent le long des pentes externes des récifs barrières à de telles profondeurs.

La nature lithologique, ainsi que l'âge du glaciaire initial, ont été déterminés par corrélations en interprétant les profils de sismique réflexion disponibles ainsi que de matériel provenant de dragages réalisés par Daniel et al. (1976). Récemment, Pelletier et al. (2005, rapport de mission) ont réalisé une série d'échantillonnages par dragage directement sur ce glaciaire ainsi que sur les structures coniques au pied de l'escarpement majeur, à proximité des passes de Hienghène et Leleizour. L'analyse sédimentologique et paléontologique de ces échantillons devrait permettre de confirmer ou d'infirmer les hypothèses présentées dans ce travail.

Enfin, une campagne d'échantillonnage par dragage pourrait être envisagée le long des quatre structures de taille pluri-kilométrique identifiées au pied de la marge Nord-Est de la ride de Nouvelle-Calédonie afin d'en déterminer leur nature lithologique. S'il s'agit réellement d'édifices volcaniques, comme nous l'avons suggéré pour les deux édifices les plus méridionaux, une révision des modèles géodynamiques de la région s'imposerait alors.

2) Etude microstructurale sur la Grande Terre

L'étude présentée dans ce mémoire a montré la présence de structures transverses à la ride de Nouvelle-Calédonie, mises en place depuis le Néogène. Une campagne d'acquisition de données microstructurales le long de ces accidents, sur la Grande Terre, permettrait de préciser les modèles d'extension post-obduction néogène, puis plio-quadernaire.

Puisque le réseau hydrographique du lagon Sud-Ouest a déjà été cartographié (Chevillotte et al., 2005), une réinterprétation des directions de canyons permettrait de révéler l'existence d'accidents transverses et actifs entre la Grande Terre et la marge Ouest de la Ride de Nouvelle-Calédonie.

Une réinterprétation des données de sismique réflexion et de bathymétrie multifaisceaux, dans le bassin Ouest Loyauté ainsi que sur la ride des Loyauté, devrait permettre de déterminer les modalités du prolongement vers l'Est des accidents transverses reconnus au pied de la marge Est de la ride de Nouvelle-Calédonie. De plus, il serait nécessaire de préciser d'une part, le rôle du bombement de la lithosphère australienne en avant de la subduction du Vanuatu et d'autre part, celui de la collision entre la ride des Loyauté et l'arc du Vanuatu sur la structuration de cette partie du domaine péri-calédonien.

3) Etude des terrasses marines récifales

La chronologie des terrasses marines a été également établie par corrélation, en partant de l'hypothèse qu'à une unité récifale reconnue dans les forages correspondait une terrasse marine le long des pentes externe de la barrière. Une telle corrélation stratigraphique devrait être aisément vérifiée en réalisant une série de forages sur chacune des cinq terrasses identifiées. Ceci permettrait de dater définitivement les terrasses et de mettre en évidence les variations latérales de faciès entre les forages et les terrasses marines et d'amener à une meilleure compréhension de l'édification de la barrière récifale.

**Références
bibliographiques**

- Adey, W.H., 1986. Corraline algae as indicators of sea level In: *Sea level Research: a Manual for Collection and Evaluation of Data*. O Van de Plasshe. Eds., Geo Books, Amsterdam, 229 - 280.
- Aitchison, J., Clarke, G., Meffre, S. & Cluzel, D., 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. *Geology*, 23(2): 161 - 164.
- Aitchison, J.C., Ireland, T.R., Clarke, G.L., Cluzel, D., Davis, A.M. & Meffre, S., 1998. Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. *Tectonophysics*, 299(4): 333-343.
- Alexander, I., Andres, M.S., Braithvaite, C.J.R., Braga, J.C., Davies, P.J., Elderfield, H., Gilmour, M.A., Kay, R.L.F., Kroon, D., McKenzie, J.A., Montaggioni, L.F., Skinner, A., Thompson, R., Vasconcelos, C., Webster, J.M. & Wilson, P.A., 2001. New constraints on the origin of the Australian Great Barrier Reef: Results of an international project of deep coring. *Geology*, 29: 483 - 486.
- Ambatsian, P., Fernex, F., Bernat, M., Parron, C. & Lecolle, J., 1997. High metal inputs to closed seas: the New-Caledonian Lagoon. *Journal of Geochemical Exploration*, 59: 59 - 74.
- Andrews, J.E. & Packham, G.H., 1975. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 30: 753 pp.
- Anglada, R., Froget, C. & Recy, J., 1975. Sédimentation ralentie et diagenèse sous-marine au SE de la Nouvelle Calédonie (dolomitisation, ferruginisation, phosphatisation). *Sedimentary Geology*, 14: 301-317.
- Auzende, J.M., Van de Beuque, S., Regnier, M., Lafoy, Y. & Symonds, P., 2000. Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian Seismic Transect. *Marine Geology*, 162(2-4): 225.
- Auzende, J.M., Hey, R.N., Pelletier, B., Rouland, D., Lafoy, Y., Gracia, E. & Huchon, P., 1995. Propagating rift west of the Fiji Archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific). *Journal of Geophysical Research*, 100: 17823 - 17835.
- Auzende, J.M., Lafoy, Y. & Marsset, B., 1988. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (SW Pacific). *Geology*, 16: 925 - 929.
- Avias, J., 1959. Les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie et quelques-uns de leurs problèmes. *Bull. Soc. géol. France*, I(7): 424 - 430.
- Avias, J., 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonia massives. *Tectonophysics*, 4(4-6): 531 - 541.
- Avias, J. & Coudray, J., 1967. Premiers enseignements apportés par un forage réalisé dans le récif barrière de la Nouvelle Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 265: 1867-1869.
- Baker, P.E., Coltorti, M., Briquieu, L., Hasenaka, T., Condliffe, E. & Crawford, A.J., 1994. Petrology and composition of the volcanic basement of Bougainville Guyot, Site 831. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134: 363 - 373.
- Baltzer, F., 1970. Datation absolue de la transgression holocène sur la côte ouest de Nouvelle Calédonie sur des échantillons de tourbes à palétuviers. *Interprétations néotectoniques*. C. R. Acad. Sci. Paris, 271: 2251-2254.
- Bard, E., Antonioli, F. & Silenzi, S., 2002. Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4): 135-146.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G. & Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382: 241-244.
- Bard, E., Hamelin, B. & Fairbanks, R.G., 1990a. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346: 456 - 458.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. & Zindler, A., 1990b. Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345: 405 - 410.

- Baudron, J.C., Guillon, J.H. & Récy, J., 1976. Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île de Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). Bulletin BRGM, 3 série 2: 165 - 176.
- Bell, T.H. & Brothers, R.N., 1985. Development of P-T prograde and P-retrograde/T-prograde isogradic surfaces during blueschist to eclogite regional metamorphism in New Caledonia as indicated by progressively developed porphyroblast microstructures. *J. Metamorph. Geol.*, 3: 59 - 78.
- Berger, A., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 268: 44 - 45.
- Berger, A., 1992. Le climat de la Terre: un passé pour quel avenir. De Boeck Université, 479 pp.
- Berger, A. & Loutre, M.F., 2004. Théorie astronomique des paleoclimats. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(7-8): 701-709.
- Bernat, M., 1976. Datation à l'ionium de quelques formations coralliennes émergées de Nouvelle Calédonie et des Iles Loyauté. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282: 9-12.
- Bitoun, G. & Récy, J., 1982. Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, In: Equipe de Géologie-Géophysique ORSTOM Nouméa (Ed), Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Trav. Doc. ORSTOM, pp. 505 - 539.
- Blanchon, P. & Shaw, J., 1995. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, 23(1): 4 - 8.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K. & Mesolella, K.J., 1974. Quaternary Sea Level Fluctuations on a Tectonic Coast: New ²³⁰Th/²³⁴U Dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, 4: 185 - 205.
- Bradley, W.C. & Griggs, G.B., 1976. Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 433 - 449.
- Bradshaw, J.D., 1979. Carboniferous to Cretaceous on the Pacific margin of Gondwanaland: the Rangitata phase of New Zealand. Pre-print dactylo. Fifth Gondwana Symposium, Wellington, 1980.
- Braga, J.C. & Aguirre, J., 2004. Coralline algae indicate Pleistocene evolution from deep, open platform to outer barrier reef environments in the northern Great Barrier Reef margin. *Coral Reefs*, 23: 547 - 558.
- Braithwaite, C.J.R., Dalmasso, H., Gilmour, M.A., Harkness, D.D., Henderson, G.M., Kay, R.L.F., Kroon, D., Montaggioni, L.F. & Wilson, P.A., 2004. The Great Barrier Reef: the chronological record from a new borehole. *Journal of Sedimentary Research*, 74(2): 298-310.
- Cabioch, G., 1988. Récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud ouest). Structure interne et influences de l'eustatisme et de la néotectonique., Thèse Doct., Université de Provence, Publ. Univ. Aix-Marseille I, 291 pp.
- Cabioch, G. & Ayliffe, L.K., 2001. Raised Coral Terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, Indicate High Sea Level During Marine Isotope Stage 3. *Quaternary Research*, 56(3): 357-365.
- Cabioch, G., Camoin, G., Chazottes, V., Dalmasso, H., Frank, N., Lacroix, G., Montaggioni, L.F., Payri, C.E., Pichon, M., Richet, R., Semah, A.M. & Thouveny, N., 2004. Effet des variations climatiques sur la structuration des grands systèmes récifaux lors des derniers interglaciaires de Quaternaires: exemple de la Nouvelle-Calédonie, Assises de la Recherche Française dans le Pacifique, Nouméa, Nouvelle-Calédonie, pp. 304.
- Cabioch, G., Camoin, G.F. & Montaggioni, L.F., 1999a. Postglacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, Tahiti, central Pacific. *Sedimentology*, 46(6): 985-1000.
- Cabioch, G., Corrège, T., Turpin, L., Castellaro, C. & Récy, J., 1999b. Development patterns of fringing and barrier reefs in New Caledonia (southwest pacific). *Oceanologica Acta*, 22(6): 567-578.

- Cabioch, G., Join, Y., Ihilly, C., Perrier, J., Ultramadora, D. & Laurent, J.L., 1998. Forage carotté sur l'îlot Kendec dans la passe de Koumac: août - septembre 1998. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 39: 9 pp.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F. & Faure, G., 1995. Holocene initiation and development of New Caledonian fringing reefs, SW Pacific. *Coral Reefs*, 14: 131-140.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G. & Ribaud-Laurenti, A., 1999c. Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quaternary Science Reviews*, 18(14): 1681-1695.
- Cabioch, G., Payri, C.E., Pichon, M., Corrège, T., Butscher, J., Dafond, N., Escoubeyrou, K., Ihilly, C., Laboute, P., Menou, J.L. & Nowicki, L., 2002a. Forages sur l'îlot Bayes, sur le récif barrière de Poindimié, côte Est de Nouvelle-Calédonie. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 47: 27 pp.
- Cabioch, G., Pelletier, B., Boré, J.M., Gallois, F., Garel, E. & Leroy, P., 2002b. Campagne PALEOPENTE. Cartographie multifaisceaux et dragages des pentes du récif barrière Ouest et Nord de Nouvelle-Calédonie. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa: 32 pp.
- Cabioch, G., Pelletier, B., Boré, J.M., Panché, J.Y. & Perrier, J., 2002c. Campagne BOISALIS 1 - Cartographie multifaisceaux et dragages des pentes du récif barrière Est (Poindimié) et Sud-Est (Goro) de Nouvelle-Calédonie. Transport et débarquement du matériel de forage sur l'îlot Bayes. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 44: 15 pp.
- Cabioch, G., Pelletier, B., Perrier, J., Régner, M. & Varillon, D., 2002d. Campagne BOISALIS 2. Cartographie multifaisceaux et dragages des pentes du récif barrière Sud-Est (Goro) et cartographie des passes de Mato et Boulari, Nouvelle-Calédonie. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 45: 16 pp.
- Cabioch, G., Récy, J., Jouannic, C. & Turpin, L., 1996. Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle Calédonie au cours du Quaternaire terminal. *Bull. Soc. géol. France*, 167(6): 729 - 742.
- Cabioch, G., Thomassin, B.A. & Lecolle, J.F., 1989. Age d'émersion des récifs frangeants holocènes autour de la "Grande Terre" de Nouvelle Calédonie (SO Pacifique); nouvelle interprétation de la courbe des niveaux marins depuis 8 000 ans B.P. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 6: 419-425.
- Calmant, S., Lebellegard, P., Taylor, F., Bevis, M., Maillard, D., Récy, J. & Bonneau, J., 1995. Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 22(19): 2573-2576.
- Calmant, S., Pelletier, B. & Lebellegard, P., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *Journal of Geophysical Research*, 108(B6, 2319): ETG 17-1 ETG 17-22.
- Camoin, G.F., Colonna, M., Montaggioni, L.F., Casanova, J., Faure, G. & Thomassin, B.A., 1997. Holocene sea level changes and reef development in the southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs*, 16: 247 - 259.
- Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F. & Cabioch, G., 1999. Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sedimentary Geology*, 126(1-4): 271-304.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. & Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206(1-4): 119-146.
- Campbell, H.J., Grant-Mackie, J.A. & Paris, J.P., 1985. Geology of the Moindou-Téremba area, New Caledonia. Stratigraphy and structure of the Téremba Group (Permian - Lower Triassic) and Baie de St Vincent Group (Upper Triassic - Lower Jurassic). *Géologie de la France*, Paris, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, 1: 19 - 36.
- Carney, J.N. & MacFarlane, A., 1982. Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Island Arc. *Tectonophysics*, 87: 147 - 175.
- Castellaro, C., 1999. Reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales à l'Holocène et au Pléistocène terminal en Nouvelle-Calédonie et aux Seychelles (région indo-pacifique): l'enregistrement par les coraux, Thèse Doct., Université de Provence, Marseille, 212 pp.

- Chaffetz, H.S., 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(6): 812 - 817.
- Chambeyron, L., 1875. Note relative à la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Soc. Géogr., série 6*, 9: 566 - 586.
- Chappell, J., 1974. Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary Tectonic Movements and Sea-Level Changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 553 - 570.
- Chappell, J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews*, 21(10): 1229-1240.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y. & Pillans, B., 1996a. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4): 227-236.
- Chappell, J., Ota, Y. & Berryman, K., 1996b. Late quaternary coseismic uplift history of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary Science Reviews*, 15(1): 7-22.
- Chappell, J. & Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324: 137 - 140.
- Chappell, J.M. & Polach, H., 1991. Post Glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, 349: 147 - 149.
- Chardon, D. & Chevillotte, V., soumis. Morphotectonic evolution of the New-Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record.
- Chevalier, J.P., 1968. Géomorphologie de l'île de Maré. Les récifs de l'île de Maré. In: Fond. Singer-Polignac (Ed), *Expédition Française sur les récifs carbonatés de la Nouvelle-Calédonie*, Paris. 3: 1 - 158.
- Chevalier, J.P., Coudray, J. & Gonord, H., 1971. Sur la présence de coraux dans l'Eocène C de Nouvelle Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272: 1972-1974.
- Chevillon, C., 1996. Skeletal composition of modern lagoon sediments in New Caledonia: coral, a minor constituent. *Coral Reefs*, 15: 199-207.
- Chevillon, C., 1997. Sédimentologie descriptive et cartographie des fonds meubles du lagon de la côte Est de Nouvelle-Calédonie, B. RICHER DE FORGES (ed.), *Les fonds meubles des lagons de Nouvelle-Calédonie (Sédimentologie, Benthos)*. Etudes et Thèses, ORSTOM: Paris, pp. 7 - 30.
- Chevillon, C. & Clavier, J., 1988. Sedimentological structure of the northern lagoon of New Caledonia. *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium, Australia*, 3: 425-430.
- Chevillotte, V., 2005. Morphogenèse tropicale en contexte épirogénique modéré. Exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest), Thèse Doct., Université de la Nouvelle-Calédonie.
- Chevillotte, V., Douillet, P., Cabioch, G., Lafoy, Y., Lagabrielle, Y. & Maurizot, P., 2005. Evolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant les derniers cycles glaciaires. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(7): 695 - 701.
- Clark, P.U. & Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 1-7.
- Clarke, G.L., Aitchison, J.C. & Cluzel, D., 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal. *J. Metamorph. Petrol.*, 38(7): 843 - 876.
- Cluzel, D., 1998. The 'post-obduction flysch' of Nepoui, a transported basin? Inference on the age and setting of the Tertiary obduction in New Caledonia (Southwest Pacific). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(6): 419-424.

- Cluzel, D., Aitchison, J., Clarke, G., Meffre, S. & Picard, C., 1994. Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle Calédonie (Pacifique, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319: 683 - 690.
- Cluzel, D., Aitchison, J.C. & Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics*, 340: 23-59.
- Cluzel, D., Bosch, D., Paquette, J.L., Lemennicier, Y., Montjoie, P. & Ménot, R.P., 2005. Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off. *Island Arc*, 14: 254 - 271.
- Cluzel, D. & Meffre, S., 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle Calédonie, Pacifique sud-ouest): un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U-Pb sur les zircons détritiques. *Comptes Rendus Geosciences*, 334: 867-874.
- Cluzel, D., Picard, C., Aitchison, J.C., Laporte, C., Meffre, S. & Parat, F., 1997. La Nappe de Poya (ex-Formation des basaltes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest), un plateau océanique Campanien-Paléocène supérieur obducté à l'Eocène supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324: 443 - 451.
- Collot, J.Y., Daniel, J. & Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux zone in the Central New Hebrides. *Tectonophysics*, 112: 325 - 356.
- Collot, J.Y., Malahoff, A., Recy, J., Latham, G. & Missègue, F., 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. *Tectonics*, 6(3): 215 - 232.
- Collot, J.Y., Missègue, F. & Malahoff, A., 1982. Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie: enracinement des péridotites. *Travaux et Documents ORSTOM*, 147: 449 - 564.
- Collot, J.Y., Rigolot, P. & Missègue, F., 1988. Geologic structure of the Northern New Caledonia Ridge, as inferred from magnetic and gravity anomalies. *Tectonics*, 7(5): 991-1013.
- Colonna, M., Casanova, J., Dullo, W.C. & Camoin, G., 1996. Sea-level changes and $\delta^{18}O$ record for the past 34 000 yr. from Mayotte reef, Indian Ocean. *Quaternary Research*, 46: 335 - 339.
- Coltorti, M., Baker, P.E., Hasenaka, T. & Galassi, B., 1994. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from New Hebrides forearc region, ODP site 827, 829 and 830. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 134: 337 - 352.
- Corrège, T., Gagan, M.K., Beck, J.W., Burr, G.S., Cabioch, G. & Le Cornec, F., 2004. Interdecadal variation in the extent of South Pacific tropical waters during the Younger Dryas event. *Nature*, 428: 927-929.
- Cotillon, P., Rigolot, P., Coustillas, F., Gaillard, C., Laurin, B., Liu, J.D., Pannetier, W., Pascal, A. & Rio, M., 1989. Pentes et bassins au large de la Nouvelle Calédonie (Sud Ouest Pacifique); morphologie, environnements biosédimentaires, sédimentation. *Oceanologica Acta*, 12(2): 131-140.
- Coudray, J., 1975. Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène., Thèse, Université de Montpellier.
- Coudray, J., 1976. Recherches sur le Néogène et le Quaternaire de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène de la Nouvelle-Calédonie. Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Fondation Singer-Polignac* (ed), 8: 1 - 276.
- Coudray, J. & Delibrias, G., 1972. Variations du niveau marin au-dessus de l'actuel en Nouvelle Calédonie depuis 6 000 ans. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275: 2623 - 2626.
- Crawford, A.J., Meffre, S. & Symonds, P.A., 2002. 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold Belt System. *Geological Society of Australia Special Publication*, 22: 377 - 397.
- Cummings, E.R., 1932. Reefs or bioherms? *Bulletin of Geological Society America*, 43: 331 - 352.

- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S. & Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 253 - 271.
- Dalmasso, H., 2001. Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle., Thèse Doct., Université de Provence (Aix-Marseille 1), Marseille, 466 pp.
- Daniel, J., Dugas, F., Dupont, J., Jouannic, C., Launay, J., Monzier, M. & Récy, J., 1976. La zone chanière Nouvelle Calédonie - Ride de Norfolk (S.W. Pacifique) - Résultats de dragages et interprétations. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, VIII(1): 95-105.
- Darwin, C.R., 1842. *The structure and distribution of Coral Reefs*, Smith, Elder and Co., London. 214 pp.
- Davies, P.J., Braga, J.C., Lund, M. & Webster, J.M., 2004. Holocene Deep Water Algal Buildups on the Eastern Australian Shelf. *PALAIOS*, 19: 598 - 609.
- Davies, P.J. & Montaggioni, L.F., 1985. Reef growth and sea-level change: the environmental signature, *Proc. of the Fifth International Coral Reef Congress*, pp. 477 - 511.
- Davies, P.J. & Peerdeman, F.M., 1998. The origin of the Great Barrier Reef - the impact of the Leg 133 drilling, *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans*, *Spec. Publ. int. Ass. Sediment*, vol. 25. Blackwell Science, pp. 23 - 38.
- Davies, P.J., Symonds, P.A., Feary, D.A. & Pigram, C.J., 1991. The evolution of carbonate platforms of Northeast Australia. In: Kershaw-A-P 95 (ed.), *The Cainozoic in Australia; a reappraisal of the evidence*. Special Publication - Geological Society of Australia: 44 - 78.
- Davis, W.M., 1925. Les côtes et les récifs coralliens de Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géogr.*, 34(191): 244 - 269, 332 - 359, 423 - 441, 521 - 558.
- Davis, W.M., 1928. *The Coral Reef Problem*. *Amer. Geog. Soc. Spec. Publ.*, 9: 596 pp.
- De Garidel-Thoron, T., Rosenthal, Y., Bassinot, F. & Beaufort, L., 2005. Stable sea surface temperatures in western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature*, 433: 294 - 298.
- Debenay, J.P., 1985. Recherches sur la sédimentation actuelle et les thanatocénoses des foraminifères de grande taille dans le lagon Sud-Ouest et sur la marge insulaire Sud de Nouvelle-Calédonie, Thèse d'Etat, Université d'Aix Marseille II, Marseille, 368 pp.
- Debenay, J.P., 1986. Un modèle de lagon actuel transposable à des paléoenvironnements récifaux: le lagon sud-ouest de Nouvelle Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303(1): 63-66.
- Debenay, J.P., 1987. Sedimentology in the Southwestern Lagoon of New Caledonia, SW Pacific. *Journal of Coastal Research*, 3(1): 77-91.
- Debenay, J.P., 1988a. Foraminifera larger than 0.5 mm in the southwestern lagoon of New Caledonia: distribution related to abiotic properties. *Journal of Foraminiferal Research*, 18(2): 158-175.
- Debenay, J.P., 1988b. Recent foraminifera tracers of oceanic water movements in the southwestern lagoon of New Caledonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65: 59-72.
- Degaugue-Michalski, F.-M., 1993. Croissance et évolution d'édifices récifaux du pacifique occidental (Nouvelle-Calédonie, Chesterfield) à l'Holocène et au Pléistocène, Thèse de 3ème cycle, Université d'Aix-Marseille 1, Marseille, 227 pp.
- Delcroix, T. & Lenormand, O., 1997. ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, South Western Pacific. *Oceanologica Acta*, 20(3): 481 - 491.

- Detrick, V. & Crough, V., 1978. Island subsidence, hot spots and lithospheric thinning. *Journal of Geophysical Research*, 83: 1236 - 1244.
- Douillet, P., 1998. Tidal dynamics of the south-west lagoon of New Caledonia: observations and 2D numerical modelling. *Oceanologica Acta*, 21(1): 69-79.
- Dubois, J., Launay, J. & Récy, J., 1973. Les mouvements verticaux en Nouvelle Calédonie et aux Iles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, V(1): 3-24.
- Dubois, J., Launay, J. & Récy, J., 1974. Uplift 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 evidences on lithospheric bulges close to island arcs. *Tectonophysics*, 26: 189-196.
- Dubois, J., Launay, J., Récy, J. & Marshall, J.F., 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth. Sci.*, 14: 250 - 255.
- Ducet, N., Le Traon, P.Y. & Gauzelin, P., 1999. Response of the Black Sea mean level to atmospheric pressure and wind forcing. *Journal of Marine Systems*, 22(4): 311-327.
- Dugas, F., 1974a. La sédimentation en baie de Saint Vincent (côte Ouest de la Nouvelle Calédonie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, VI(1): 41-62.
- Dugas, F., 1974b. Les faciès littoraux du Pléistocène à l'Actuel de la Baie de Saint Vincent. *Cah. ORSTOM., sér. Géol.*, VI(1): 63-66.
- Dugas, F. & Debenay, J.P., 1978. Interférence de failles-flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes: le lagon de Nouvelle Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287: 1091-1094.
- Dugas, F. & Debenay, J.P., 1980. The recent reefal sedimentation in the SW New Caledonia lagoon, role of the ante-holocene karstic morphology, 26^{ème} Congrès géologique international, Paris, pp. 461.
- 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*, 290: 963-966.
- Duham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists*, 1: 108 - 121.
- Dullo, W.C., Camoin, G.F., Blomeier, D., Colonna, M., Eisenhauer, A., Faure, G., Casanova, J. & Thomassin, B.A., 1998. Morphology and sediments of fore-slopes of Mayotte, Comoro Islands: direct observations from a submersible, Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans, *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, vol. 25. Blackwell Science, pp. 219 - 236.
- Dullo, W.C., Moussavian, E. & Brachert, T.C., 1990. The corallgal crust facies of the deeperfore reefs in the red sea: a deep diving survey by submersible. *Geobios*, 23(fasc. 3): 261 - 281.
- Dupont, J., Lafoy, Y., Pautot, G., Le Suavé, R., Cluzel, D., Missègue, F., Grandperrin, R., Hénin, C., Voisset, M., Durand Saint Omer, L., Gautheron, L., Butscher, J., Mollard, L. & Rakoia, M., 1995. Etude morphostructurale de la zone sud des rides Nouvelle-Calédonie et Loyauté (Zone Economique Exclusive de Nouvelle Calédonie, Pacifique Sud-Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320(II a): 211-218.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, J.M., Chappell, J.M., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. & Taylor, F.W., 1993. A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals. *Science*, 260: 962 - 968.
- Eissen, J.-P., Crawford, A.J., Cotten, J., Meffre, S., Bellon, H. & Delaune, M., 1998. Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia. *Tectonophysics*, 284(3-4): 203 - 219.

- Emery, K.O., 1962. Marine geology of Guam, United State Geological Survey. Professional Paper, 403-B: B1 - B76.
- Equipe ORSTOM, 1982. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM, n° 147: 649 pp.
- Espirat, J.J., 1963. Etude géologique de régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémités nord et versant est), Thèse, Université de Toulouse, 217 pp.
- Etheridge, M.A., Symonds, P.A. & Lister, G.S., 1989. Application of the detachment model to reconstruction of conjugate passive margins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46: 23 - 60.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637 - 642.
- Fairbridge, R.W., 1952. Marine erosion. *Proc. 7th Pacific Science Congress*, 3: 347 - 359.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4): 327-342.
- Flemming, N.C., Raban, A. & Goetschel, C., 1978. Tectonic and eustatic changes on the Mediterranean coast of Israel in the last 9000 years. *Progress in Underwater Science*, 3: 33 - 93.
- Fletcher III, C.H. & Sherman, C.E., 1995. Submerged Shorelines on O'ahu, Hawai'i: Archive of Episodic Transgression During the Deglaciation? *Journal of Coastal Research Special Issue*, 17: Holocene Cycles: Climate, Sea levels and Sedimentation: 141 - 152.
- Fofonoff, R. & Millard, R., 1983. Algorithms for computations of fundamentals properties of seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Sciences*, 44: 1 - 53.
- Fontes, J.C., Launay, J., Monzier, M. & Recy, J., 1977. Genetic hypothesis on the ancient and recent reef complexes in New Caledonia. *International Synopsium on geodynamics in South West Pacific, Nouméa (New Caledonia)*, Editions TECHNIP, Paris: 289-300.
- Furnas, M.J. & Mitchell, A.W., 1996. Nutrients inputs into the central Great Barrier Reef (Australia) from subsurface intrusions of coral Sea waters: a two dimensional displacement model. *Continental Shelf Research*, 16(9): 1127 - 1148.
- Gaillard, C., 1988. Bioturbation récente au large de la Nouvelle Calédonie. *Premiers résultats de la campagne Biocal*. *Oceanologica Acta*, 11(4): 389-399.
- Gaina, C., Müller, R.D., Royer, J.Y., Stock, J., Hardebeck, J. & Symonds, P.A., 1998. The tectonic evolution of the Tasman Sea: a tectonic puzzle with thirteen pieces. *Journal of Geophysical Research*, 103: 12413 - 12433.
- Gallois, F., Flamand, B., Perrier, J. & Proner, R., 2003. Campagne Province Nord 3, N.O. Alis. Pentes externes des récifs du grand lagon Nord (de la grande fausse Passe au Grand Passage, Sud du Grand Passage, de la passe de Poum au Grand Passage), 6 au 15 mai 2003. *Rapport de mission*, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 53: 30 pp.
- Gaspar, P. & Ponte, R.M., 1997. Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulations. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1): 961 - 971.
- Gassin, E., 2003. Reconstitution des conditions d'installation et de croissance du récif Nord de Nouvelle-Calédonie (Pacifique occidental) au cours du Quaternaire: analyse lithologique et stratigraphique du forage Kendec 1. *Mémoire de stage d'initiation à la recherche*, Université d'Aix-Marseille III et I, 39 pp.
- Gaven, C., Launay, J. & Bernat, M., 1979. Datation de coraux dans le Sud Ouest Pacifique par la méthode ionium-uranium: néotectonique de l'île des Pins (Nouvelle Calédonie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289: 765-768.

- Genna, A., Maurizot, P., Lafoy, Y. & Auge, T., 2005. Contrôle karstique de minéralisations nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(7): 367 - 374.
- Genthon, P. & Ormond, A., 2004. Infiltrative instability near a topographic jump: implication for the underground drainage of soluble rocks. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 85(47), Abstract H11E-0334.
- Gischler, E. & Hudson, J.H., 1998. Holocene development of three isolated carbonate platforms, Belize, Central America. *Marine Geology*, 144: 333 - 347.
- Gischler, E. & Hudson, J.H., 2004. Holocene development of the Belize Barrier Reef. *Sedimentary Geology*, 164(3-4): 223-236.
- Gischler, E. & Lomando, A.J., 2000. Isolated carbonate platforms of Belize, Central America: sedimentary facies, late Quaternary history and controlling factors. In: Insalaco, E., Skelton, P.W., Palmer, T.J. (Eds.), *Carbonate Platform Systems: Components and Interactions*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 178: 135 - 146.
- Gischler, E., Lomando, A.J., Hudson, J.H. & Holmes, C.W., 2000. Last interglacial reef growth beneath Belize barrier and isolated platform reefs. *Geology*, 28: 387 - 390.
- Gonord, H., 1977. Recherche sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie, sa place dans l'ensemble structural du Pacifique Sud-Ouest, Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 341 pp.
- Gonord, H. & Trescases, J.J., 1970. Observations nouvelles sur la formation post-miocène de Mueo (Côte Ouest de la Nouvelle Calédonie). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270: 584-587.
- Grigg, R.W., Grossman, E.E., Earle, S.A., Gittings, S.R., Lott, D. & McDonough, J., 2002. Drowned reefs and antecedent karst topography, Au'au Channel, S.E. Hawaiian Islands. *Coral Reefs*, 21: 73-82.
- Grigg, R.W. & Jones, A.T., 1997. Uplift caused by lithospheric flexure in the Hawaiian Archipelago as revealed by elevated coral deposits. *Marine Geology*, 141(1-4): 11-25.
- Guérangé, B., Lille, R. & Lozes, J., 1975. Etude géologique des terrains anté-oligocènes de la chaîne centrale néo-calédonienne. Stratigraphie, régimes de sédimentation, évolutions structurale et métamorphique. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), IV(2): 127 - 137.
- Guignard, J.D. & Ravenne, C., 1982. Interprétation géologique et géophysique de la campagne "Ouest Nouvelle-Calédonie" (Mission Résolution). D.C.E.G. n°1849 (Comité d'Etudes Pétrolières Marines: SNEA(P), CFP), 18 pp.
- Guilcher, A., 1952. Formes et processus d'érosion sur les récifs coralliens du Nord du Banc Farsan (Mer Rouge). *Revue de Géomorphologie dynamique*, 3: 261 - 274.
- Guilcher, A., 1953. Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *Annales de Géographie*, 331: 161 - 179.
- Guilcher, A., 1965. Grand récif Sud. Récifs et lagons de Tuo (Nouvelle-Calédonie). Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Fondation Singer-Polignac (édition), 1: 137 - 240.
- Guilcher, A., Berthois, L. & Battistini, R., 1962. Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques, particulièrement à Madagascar et au Cap Vert (Sénégal). *Cahiers Océanographiques*, 14: 208 - 240.
- Guilcher, A. & Bodéré, J.C., 1975. Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques aux moyennes et hautes latitudes dans l'Atlantique. *Bulletin de l'Association de Géographes français*, 426: 179 - 185.
- Guillon, J.H., 1975. Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie: type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mém. ORSTOM*, 76: 1 - 120.
- Guillon, J.H. & Routhier, P., 1971. Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle Calédonie. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, IV(2): 5-38.

- Haddad, G.A., Droxler, A.W., Kroon, D. & Müller, D.W., 1993. Quaternary CaCO₃ input and preservation within Antarctic Intermediate Water mineralogic and isotopic results from Holes 818B and 817A, Townsville Trough (northeast Australian margin). *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 133: 203 - 235.
- Hahn, A., 2001. Etude gravimétrique de l'ensemble "ride de Lord Howe - bassin de Fairway - ride de Fairway - bassin de Nouvelle-Calédonie (SW Pacifique): cartes et modélisations. Rapport ZoNéCo de diplôme d'ingénieur de l'EOPG Strasbourg, 63 pp.
- Hammerstad, E., Pohner, F., Parthiot, F. & Bennett, J., 1991. Field testing of a new deep water multibeam echosounder. *Proc. IEEE Oceans'91*, 2: 743 - 749.
- Hanebuth, T.J.J., Statterger, K. & Grootes, P.M., 2000. Rapid flooding of the Sunda Shelf - a late-glacial sea-level record. *Science*, 288: 1033 - 1035.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156 - 1167.
- Harris, P.T. & Davies, P.J., 1989. Submerged reefs and terraces on the shelf edge of the Great Barrier Reef, Australia. *Coral Reefs*, 8: 87 - 98.
- Hayes, D.E. & Ringis, J., 1973. Seafloor spreading in the Tasman Sea. *Nature*, 243: 454 - 458.
- Heidinger, E., 2004. Analyse et caractérisation des biofaciès de forages réalisés dans un double récif barrière de la cote Est de Nouvelle-Calédonie: analyse des assemblages biologiques et stratigraphie des forages réalisés sur l'îlot Bayes. Mémoire de stage d'initiation à la recherche, Université d'Aix-Marseille II, 66 pp.
- Hensel, H.D., MacCulloch, M.T. & Chappell, B.W., 1985. The New England batholith: constraints on its derivation from Nd and Sr isotopic studies of granitoids and country rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 369 - 384.
- Hilde, T.W.C., Uyeda, S. & Kroenke, L.W., 1977. Evolution of the Western Pacific and its margin. *Tectonophysics*, 38: 145 - 165.
- Hodell, D.A., Charles, C.D. & Ninnemann, U.S., 2000. Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the Southern Ocean during the past 450 kyr: implications for Marine Isotopic Stage (MIS) 11. *Global and Planetary Change*, 24(1): 7 - 26.
- Hopley, D., 1982. The Geomorphology of the Great Barrier Reef, Quaternary Development of Coral Reefs. John WILEY and Sons Inc. (ed.), 453 pp.
- Hopley, D., 1986. Corals and reefs as indicators of paleo-sea levels In: *Sea level Research: a Manual for Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, Norwich.
- James, N.P., 1983. Reefs. In: *Carbonate depositional environments*. Scholle P.A., Behout D. G. & Moore C. H. (eds), American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Memoir n°33: 345 - 462.
- James, N.P. & Bourque, P.A., 1992. Reefs and Mounds. In: W. R.G. (Editor), *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, pp. 323-347.
- James, N.P. & Ginsburg, R.N., 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. Morphology, sedimentology, organism distribution and late Quaternary history. *Spec. Publs n°3 int. Ass. Sediment. Blackwell scientific publ.*, Oxford: 191 pp.
- James, N.P., Ginsburg, R.N., Marszalek, D.S. & Choquette, P.W., 1976. Facies and fabric specificity subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(3): 523 - 544.
- Jones, A.T., 1995. Geochronology of drowned Hawaiian coral reefs. *Sedimentary Geology*, 99: 233-242.
- Jongsma, D. & Mutter, J.C., 1978. Non axial breaching of a rift valley: evidence from the Lord Howe Rise and the Southeastern Australian margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 39: 226 - 334.

- Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M. & Vora, K.H., 2002. Seismic and sequence stratigraphy of the central western continental margin of India: late-Quaternary evolution. *Marine Geology*, 192(4): 335-353.
- Kaufman, G. & Braun, J., 1999. Karst aquifer in fractured rocks. *Water Resources Reserach*, 35(11): 3223 - 3238.
- Kaye, C.A., 1957. The effect of solvent motion on limestone solution. *The Journal of Geology*, 65: 35 - 46.
- Kaye, C.A., 1959. Shorelines features and Quaternary shoreline change, Puerto Rico, United states Geological Survey. Professional Paper, 317 B: 49 - 140.
- King, A.L. & Howard, W.R., 2000. Middle Pleistocene sea-surface temperature change in the southwest Pacific Ocean on orbital and suborbital time scales. *Geology*, 28(7): 659 - 662.
- Korsch, J.R., Harrington, H.J., Murray, C.G., Fergusson, C.L. & Flood, P.G., 1990. Tectonics of the New England Orogen. in D. M. Finlayson (Ed), *The Eromango - Brisbane Geoscience transect: a guide to basin development across Phanerozoic Australia in southern Queensland*, Canberra, Australian Government Publishing Service, 232: 35 - 52.
- Kroenke, L.W., 1972. Geology of the Ontong Java Plateau, Ph.D. Thesis, Hawaii Institute of Geophysics, Report HIG-72-5, Univ. of Hawaii, 119 pp.
- Kroenke, L.W., 1984. Cenozoic tectonic development of the southwest Pacific. UN. ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull., 6: 1 - 122.
- Lafoy, Y., Auzende, J.-M., Smith, R. & Labails, C., 2000. Post-Middle Pleistocene geologic evolution of the southern part of the New Caledonian lagoon: Evolution géologique post-Pleistocene moyen du domaine lagonaire Neo-Caledonien meridional. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(4): 265-272.
- Lafoy, Y., Brodien, R.V. & Exon, N.F., 2005a. Structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (Southwest Pacific): A synthesis. *Marine Geophysical Researches*, in press.
- Lafoy, Y., Géli, L., Klingelhoefer, F., Vially, R., Sichler, B. & Nouzé, H., 2005b. Discovery of Continental Stretching and Oceanic Spreading in the Tasman Sea. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 86(10): 101, 104-105.
- Lafoy, Y., Missegue, F., Cluzel, D. & Le Suave, R., 1996. The Loyalty - New Hebrides Arc Collision: Effects on the Loyalty Ridge and Basin System, Southwest Pacific (First Results on the ZoNéCo programme). *Marine Geophysical Researches*, 18: 337 - 356.
- Lafoy, Y., Missègue, F., Cluzel, D., Voisset, M., Saget, P., Lenoble, J.P., Rigaut, F., Lanckneus, J., Lehodey, P., Bouniot, E., Cornec, J., De Souza, K., Gallois, F., Garioud, N., Grenard, P., N'Diaye, M., Perchoc, Y. & Perrier, J., 1995. Morphostructure du segment septentrional du système bassin et ride des Loyauté, SW Pacifique: résultats de la campagne ZoNéCo 2. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321(II a): 1009-1016.
- Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Regnier, M., Wabete, I. & Calmant, S., 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics*, 403(1-4): 1 - 28.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. & Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 343-360.
- Lambert, B. & Roux, M., 1991. L'environnement carbonaté bathyal en Nouvelle-Calédonie (programme Envimarges). *Doc. et Trav. IGAL*, 15, Paris.
- Lapouille, A., 1978. Southern New Hebrides basin and Western South Fidji basin as a single marginal basin. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9(3): 130 - 133.
- Lapouille, A., 1982. Etude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique: bassin Nord-d'Entrecasteaux, bassin Nord-Loyauté, bassin Sud-Fidjien, In Equipe de Géologie-Géophysique ORSTOM Nouméa (Ed), *Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, Trav. Doc. ORSTOM, pp. 409 - 438.

- Lara, M.E., 1993. Divergent wrench faulting in the Belize southern lagoon: implications for Tertiary Caribbean plate movements and Quaternary reef distribution. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 77: 1041 - 1063.
- Latham, G., 1977. On geomorphology of northern and western New Caledonian ultramafic massifs. in: *International symposium on geodynamics of the South-West Pacific, Nouméa, New Caledonia*: 235 - 244.
- Latham, G., 1986. Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiqes en Nouvelle-Calédonie. *Etudes et Thèses, ORSTOM*: 331 pp.
- Latham, M., 1974. Nouvelle observation de la coupe de Népoui (Nouvelle Calédonie); conséquences sur la chronologie de l'étagement des niveaux cuirassés sur les roches ultrabasiqes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279: 1055-1058.
- Launay, J., 1972. La sédimentation en baie de Dumbéa (côte Ouest - Nouvelle Calédonie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, IV(1): 25-51.
- Launay, J., 1985. Paléoniveaux marins et néotectonique à l'île des Pins (Nouvelle Calédonie). *Bull. Soc. géol. France*, 1: 77-81.
- Launay, J. & Recy, J., 1970. Nouvelles données sur une variation relative récente du niveau de la mer dans toute la région Nouvelle Calédonie - îles Loyauté. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270: 2159 - 2161.
- Launay, J. & Récy, J., 1972. Variations relatives du niveau de la mer et néo-tectonique en Nouvelle Calédonie au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2)*, XIV(1): 47-66.
- Lecolle, J. & 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.
- Lecolle, J.F., 1991. Etude des faciès sédimentaires et diagénétiques de trois sondages de la côte sud-est et du lagon néo-calédonien. *Géodynamique*, 6(2): 141-175.
- Leguéré, J., 1976. Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 80 pp.
- Linsley, B.K., 1996. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years. *Nature*, 380: 234 - 237.
- Littler, M.M., Littler, D.S., Blair, S.M. & Norris, J.N., 1985. Deepest Known Plant Life Discovered on an Uncharted Seamount. *Science*, 227: 57 - 59.
- Louat, R., 1977. Rapport sur la sismicité locale dans le Sud de la Nouvelle-Calédonie. *Notes Techniques de l'ORSTOM*.
- Louat, R. & Pelletier, B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New-Hebrides - North Fidji basin region. *Tectonophysics*, 167: 41 - 55.
- Loutre, M.F. & Berger, A., 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36(3): 209-217.
- Lucas, G., Cros, P. & J., L., 1976. Les roches sédimentaires. 2: étude microscopique des roches meubles et consolidées. *Doin ed., Paris*. 503 pp.
- Ludwig, K., Szabo, B., Moore, J.G. & Simmons, K., 1991. Crustal subsidence rates off Hawaii determined from ²³⁴U/²³⁸U ages of drowned coral reefs. *Geology*, 19: 171 - 174.
- Mac Fadyen, W.A., 1930. The undercutting of coral reef limestone on the coast of some islands in the Red Sea. *The Geographical Journal*, 75: 26 - 34.
- MacFarlane, A., Carney, J.N. & Greene, H.G., 1988. Vanuatu - a review of the onshore geology. in H.G. Greene and F. L. Wong, eds., "Geology and Offshore Resources of Pacific Islands Arcs - Vanuatu Region", *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 8: 45 - 91.

- Machida, H., Nakagawa, H. & Pirazzoli, P.A., 1976. Preliminary study on the Holocene sea levels in the central Ryukyu Islands. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 25: 49 - 62.
- Macintyre, I.G., 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47: 503 - 516.
- Macintyre, I.G., Burke, R.B. & Stuckenrath, R., 1981. Core holes in the outer fore reef off Carrie Box Cay: a key to the Holocene history of the Belizean Barrier reef complex. *Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., Manilla*, 1: 567 - 574.
- Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. & Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux zone (SW Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53: 179 - 197.
- Marshall, J.F. & Launay, J., 1978. Uplift Rates of the Loyalty Islands as determined by $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ Dating of Raised Coral Terraces. *Quaternary Research*, 9: 186-192.
- Maxwell, W.G.H., 1968. *Atlas of the Great Barrier Reef*, Elsevier Amsterdam. 258 pp.
- McCulloch, M., Mortimer, G., Esat, T., Li, X., Pillans, B. & Chappell, J., 1994. High resolution windows into early Holocene climate: coral records from the Huon Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 138(1-4): 169-178.
- McKenzie, J.A., Davies, P.J., Palmer-Julson, A.A. & Sarg, J.F., 1993. in *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 133: 903 pp.
- Meffre, S., 1995. The development of arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia, Ph. D. Thesis, University of Sydney, 236 pp.
- Meffre, S., Aitchison, J.C. & Crawford, A.J., 1996. Geochemical stratigraphy of boninites and tholeiites from the Permo-Triassic Koh Ophiolite, New Caledonia. *Tectonics*, 15: 67 - 83.
- Météo France, 1995. *Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie*. Météo France - Direction Interrégionale de Nouvelle-Calédonie et de Wallis et Futuna, Nouméa, 104 pp.
- Mignot, A., 1984. Sismo-stratigraphie de la terminaison Nord de la ride de Lord Howe, Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique entre l'Australie et la Nouvelle-Calédonie, Thèse, Université Pierre et Marie Curie, 203 pp.
- Milankovitch, M., 1941. Canon of Insolation and Ice Age Problem. *Royal Serbian Sciences, Spec. Publ. 132*, section of Mathematical and natural Sciences, 33: 633 pp.
- Missègue, F., Dupont, J. & Daniel, J., 1992. Carte bathymétrique de synthèse de la zone économique de Nouvelle-Calédonie, projet ZOE500. rapport de fin d'exécution des travaux, convention ORSTOM / MEDETOM n°2487-00C: 44 pp.
- Mitrovica, J.X. & Peltier, W.R., 1991. On postglacial geoid subsidence over the equatorial oceans. *Journal of Geophysical Research*, 96(B12): 20 053 - 20 071.
- Molodkov, A.N. & Bolikhovskaya, N.S., 2002. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sedimentary Geology*, 150(1-2): 185-201.
- Montaggioni, L.F., 1981. Les associations de Foraminifères dans les sédiments récifaux de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien). *Ann. Inst. Océano.*, 57 : 41-62
- Montaggioni, L.F., 1988. Holocene reef growth history in mid-plate high volcanic islands. *Proc. of the 5th Int. Coral Reef Congr.*, 3: 455 - 460.
- Montaggioni, L.F., 2000. Les récifs coralliens - Le phénomène récifale: aspects géologiques. *Océanis*, 26(2).
- Montaggioni, L.F., 2005. History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 71(1-2): 1.

- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Camoin, G.F., Bard, E., Ribaud-Laurenti, A., Faure, G., Déjardin, P. & Récy, J., 1997. Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-Pacific island of Tahiti. *Geology*, 25(6): 555-558.
- Montaggioni, L.F. & Faure, G., 1997. Response of reef coral communities to sea level rise: a Holocene model from Mauritius (Western Indian Ocean). *Sedimentology*, 44: 1053 - 1070.
- Montaggioni, L.F. & Venec-Peyré, M.T., 1993. Shallow-water foraminiferal taphocoenoses at site 821: implications for the Pleistocene evolution of the central Great Barrier Reef shelf, northeast Australia. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 133: 455 - 460.
- Monzier, M., 1993. Un modèle de collision arc insulaire - ride océanique. Evolution sismo-tectonique et pétrologie des volcanites de la zone d'affrontement arc des Nouvelles-Hébrides - ride des Loyauté. ORSTOM, Thèse Doct., Université Française du Pacifique, 322 pp.
- Monzier, M., Daniel, J. & Maillet, P., 1990. La collision "ride des Loyauté / arc des Nouvelles Hébrides" (Pacifique Sud-Ouest). *Oceanologica Acta*, 10: 43 - 56.
- Moretti, I. & Turcotte, D.L., 1985. A model for erosion, sedimentation, and flexure with application to New Caledonia. *Journal of Geodynamics*, 3: 155-168.
- Neumann, A.C. & Macintyre, I., 1985. Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up, *Proc. of the 5th Int. Coral Reef Congress, Tahiti*, pp. 105 - 110.
- Okuno, J.i. & Nakada, M., 1999. Total volume and temporal variation of meltwater from last glacial maximum inferred from sea-level observations at Barbados and Tahiti. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146(1-4): 283-293.
- Oppo, D.C., McManus, J.F. & Cullen, J.L., 1998. Abrupt climate events 500,000 to 340,000 years ago: evidence from subpolar North Atlantic sediments. *Science*, 279: 1335 - 1338.
- Orloff, O., 1968. Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie), Thèse, Université de Montpellier, 189 pp.
- Orloff, O. & Gonord, H., 1968. Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région côtière à l'Est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures majeures récemment mises en évidence dans les mêmes régions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267: 5 - 8.
- Packham, G.H., 1973. A speculative Phanerozoic history of the South-west Pacific. in P.J. Coleman, ed., "The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas and Geochemistry", Nedlands, Western Australia Press: 369 - 388.
- Paris, J.P., 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie. *Mém. BRGM*, 133: 1 - 278.
- Paris, J.P., Andreieff, P. & Coudray, J., 1979. Sur l'âge Eocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, une unité de charriage océanique périaustralien, déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, série D: 1659 - 1661.
- Paris, J.P. & Bradshaw, J.D., 1977. Paléogéographie et géotectonique de la Nouvelle-Calédonie et de la Nouvelle-Zélande au Trias et au Jurassique. *Bull. BRGM, Fr., sect. 4, 1*: 69 - 78.
- Pascal, A., Rio, M. & Vanney, J.R., 1992. Les surfaces durcies des pentes bathyales de Nouvelle Calédonie (Pacifique du SW). *Morphologies et diagenèse. Bull. Soc. géol. France*, 163(3): 271-280.
- Payri, C.E. & Cabioch, G., 2004. The systematics and significance of coralline red algae in the rhodolith sequence of the Amedee 4 drill core (Southwest New Caledonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204(3-4): 187-208.
- Pelletier, B., 2003. Mouvements actuels et néotectonique en Nouvelle-Calédonie (Apport des travaux de géologie-géophysique de l'IRD). *Géologues*, 138: 75 - 80.

- Pelletier, B., Butscher, J., Panché, J.Y., Perrier, J. & Maloune, A., 2002. Cartographie au sondeur multifaisceaux des pentes externes du récif barrière de la Province Nord de la Nouvelle-Calédonie. Campagne Province Nord 1. Côte Est de la passe de Thio à la passe de Balade (24 juillet au 1 août 2002). Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 48: 29 pp.
- Pelletier, B., Cabioch, G., Chardon, D. & Yamano, H., 2005. NC 2005 Dragages. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, en cours.
- Pelletier, B., Calmant, S. & Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2): 263-276.
- Pelletier, B., Flamand, B., Gallois, F., Lafoy, Y., Perrier, J. & Proner, R., 2003. Cartographie au sondeur multifaisceaux des pentes externes du récif barrière de la Province Nord de la Nouvelle-Calédonie. Campagne Province Nord 2. Côte Est, de la passe de Balade au Grand Passage. Côte Ouest, de la passe de La Poya à la passe de Yandé (17 au 24 février 2003). Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 50: 42 pp.
- Pelletier, B. & Louat, R., 1989a. Mouvements relatifs des plaques dans le Sud-Ouest Pacifique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II: 123 - 130.
- Pelletier, B. & Louat, R., 1989b. Seismotectonics and present day relative plate motion in the Tonga Lau - Kermadec Havre region. *Tectonophysics*, 165: 237 - 250.
- Peltier, W.R., 1991. The ICE-3G model of the late pleistocene deglaciation: construction, verification and applications. In: Sabadini, R. (Ed.), *Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*. NATO Adv. Stud. Inst., Ser. C Math. Phys. Sci., vol. 334, Kluwer, Amsterdam: 95 - 119.
- Peltier, W.R., 1998. "Implicit ice" in the global theory of glacial isostatic adjustment. *Geophysical Research Letters*, 25(21): 3955 - 3958.
- Peltier, W.R., 1999. Global sea level rise and glacial isostatic adjustment. *Global and Planetary Change*, 20: 93 - 123.
- Perrier, J., Flamand, B., Juffroy, F., Panché, J.Y. & Le Houarno, H., 2004a. Cartographie au sondeur multifaisceaux de la zone côtière de la Province Sud. Campagne Province Sud 1, N.O. Alis (02 février - 05 février 2004, 11 février - 20 février 2004). Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 62: 20 pp.
- Perrier, J., Flamand, B., Robineau, B., Panché, J.Y. & le Houarno, H., 2004b. Cartographie au sondeur multifaisceaux de la zone côtière de la Province Sud, N.O. Alis du 23 septembre au 2 octobre 2004. Côte Ouest: de la passe de Boulari à la passe Koko; Sud: Corne Sud. Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 63: 15 pp.
- Perrier, J., Pelletier, B., Panché, J.Y., Barazer, J.F. & Juffroy, F., 2004c. Cartographie au sondeur multifaisceaux de la zone côtière de la Province Sud. Campagne Province Sud 3, N.O. Alis du 26 novembre au 30 novembre 2004. Côte Sud-Est: de la passe de la Sarcelle à la terminaison Sud de l'Île des Pins (Banc de la Torche). Rapport de mission, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 64: 11 pp.
- Perrin, C., 1989. Rôle des organismes dans l'édification et l'évolution de l'atoll de Mururoa (Polynésie Française), Thèse Doct., Université de Paris-Sud, 301 pp.
- Perrin, C., 1992. Signification écologique des foraminifères Acervulinidés et leur rôle dans la formation de faciès récifaux et organogènes depuis le Paléocène. *Geobios*, 25(6): 725 - 751.
- Pillet, R. & Pelletier, B., 2004. Tectonique active, tsunamis et sismicité en Nouvelle-Calédonie. Notes Techniques, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa, 28: 24 pp.
- Pirazzoli, P., 1976. Les variations du niveau marin depuis 2 000 ans, 30. Mémoires du laboratoire de géomorphologie de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, Dinard, 421 pp.
- Pirazzoli, P., 1986. Marine notches. In: *Sea level Research: a Manual for Collection and Evaluation of Data* (Geo Books). 361 - 400.

- Pirazzoli, P., 1996. *Sea-Level Changes, The Last 20 000 Years*. John WILEY and Sons Ltd., 211 pp.
- Pirazzoli, P., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C. & Borel Best, M., 1991. Quaternary Raised Coral-Reef Terraces on Sumba Island, Indonesia. *Science*, 252: 1834 - 1836.
- Pirazzoli, P., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C. & Borel Best, M., 1993. A one million-years sequence of marine terrasses on Sumba Island, Indonesia. *Marine Geology*, 109: 221 - 236.
- Pirazzoli, P.A., Reyss, J.L., Fontugne, M., Haghypour, A., Hilgers, A., Kasper, H.U., Nazari, H., Preusser, F. & Radtke, U., 2004. Quaternary coral-reef terraces from Kish and Qeshm Islands, Persian Gulf: new radiometric ages and tectonic implications. *Quaternary International*, 120(1): 15-27.
- Pontoise, B., Collot, J.Y., Missegue, F. & Latham, G., 1982. Sismique réfraction dans le bassin des Loyauté: résultats et discussions. *Travaux et Documents ORSTOM*, 147: 541 - 548.
- Potter, E.-K., Esat, T.M., Schellmann, G., Radtke, U., Lambeck, K. & McCulloch, M.T., 2004. Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2): 191-204.
- Potter, E.-K. & Lambeck, K., 2004. Reconciliation of sea-level observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1-2): 171-181.
- Prinzhofer, A., 1981. *Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique: le massif du Sud (Nouvelle-Calédonie)*, Thèse Ing.-Doct., E.N.S.M., Paris.
- Purdy, E.G., 1974. Karst determined facies patterns in British Honduras: holocene carbonate sedimentation model. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 58: 825 - 855.
- Purdy, E.G., 1998. Structural termination of the southern end of the Belize barrier reef. *Coral Reefs*, 17: 231 - 234.
- Purdy, E.G. & Gischler, E., 2003. The Belize margin revisited: 1. Holocene marine facies. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 92: 532 - 551.
- Purdy, E.G., Gischler, E. & Lomando, A.J., 2003. The Belize margin revisited. 2. Origin of Holocene antecedent topography. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 92: 552-572.
- Purnachandra Rao, V., Montaggioni, L., Vora, K.H., Almeida, F., Rao, K.M. & Rajagopalan, G., 2003. Significance of relic carbonate deposits along the central and southwestern margin of India for late Quaternary environmental and sea level changes. *Sedimentary Geology*, 159(1-2): 95-111.
- Ravenne, C., Aubertin, F. & Louis, J., 1973. *Rap. av. Campagne AUSTRADDEC 1*. Institut Français du Pétrole, 21801: 1-31.
- Ravenne, C., De Broin, C.E., Dupont, J., Lapouille, J. & Launay, J., 1977. *New Caledonia Basin - Fairway Ridge: structural and sedimentary study*. International Synopsium on geodynamics in South West Pacific, Nouméa (New Caledonia), Editions TECHNIP, Paris: 145-154.
- Rawling, T.J. & Lister, G.S., 2002. Large-scale structure of the eclogite-blueschist belt of New Caledonia. *Journal of Structural Geology*, 24(8): 1239-1258.
- Régnier, M., 1988. Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia determined from P-wave receiver function; evidence for a fossile subduction zone. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 95: 561 - 577.
- Régnier, M., Van de Beuque, S., Baldassari, C. & Tribot Laspiere, G., 1999. La sismicité du Sud de la Nouvelle Calédonie: implications structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329: 143-148.
- Rigolot, P., 1989. *Origine et évolution du "système" ride de Nouvelle-Calédonie / Norfolk (Sud-Ouest Pacifique): Synthèse des données de géologie et de géophysique marine, Etude des marges et bassins associés.*, Thèse Doct., Université de Bretagne Occidentale, 319 pp.

- Rigolot, P. & Pelletier, B., 1988. Tectonique compressive récente le long de la marge Ouest de la Nouvelle Calédonie: Résultats de la campagne ZOE 400 du N/O Vauban (mars 1987). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 179 - 184.
- Rousseau, D.D., Puisségur, J.J. & Lecolle, F., 1992. West European molluscs assemblages of stage 11: climatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92: 15 - 29.
- Routhier, P., 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le Col de Boghen et la pointe d'Amos. *Mem. Soc. géol. Fr.*, t. XXXII(n° 67): 1 - 271.
- Ruddiman, W.F., 2005. Cold climate during the closest Stage 11 analog to recent Millennia. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11): 1111 - 1121.
- Rutland, R.W.R., 1976. Orogenic evolution of Australia. *Earth Sci. Rev.*, 12: 161 - 196.
- Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.K., Esat, T.M. & McCulloch, M.T., 2004. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados--implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean. *Quaternary International*, 120(1): 41-50.
- Schroeder, J.H., 1973. Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rocks. *Sedimentary Geology*, 10: 179 - 204.
- Sdriolas, M., Müller, R.D. & Gaina, C., 2002. Tectonic evolution of the southwest Pacific using constraints from backarc basins. *Geological Society of Australia Special Publication*, 22: 343 - 359.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183 - 190.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science*, 289: 1897 - 1902.
- Shackleton, N.J., Berger, A. & Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81: 251 - 261.
- Shaw, R.D., 1978. Seafloor spreading in the Tasman Sea: A Lord Howe Rise-Eastern Australian reconstruction. in Coleman P. J. (ed.), *Southwest Pacific Earth Science Symposium and IGPC Project Meeting*, 2nd, Aust. Soc. Explor. Geophys. Bull., 9: 75 -81.
- Shinn, E.A., Hudson, J.H., Halley, R.B., Lidz, B., Robbin, D.M. & Macintyre, I.G., 1982. Geology and sediment accumulation rates at Carrie Bow Cay, Belize. In: Rützler, K., Macintyre, I.G. (Eds), *The Atlantic Barrier Reef Ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize*, I, Smithsonian. *Contrib. Mar. Sci.*, 12: 63 - 75.
- Shor, G.G.J., Kirk, H.K. & Menard, H.W., 1971. Crustal structure of the Melanesian area. *Journal of Geophysical Research*, 76: 2562 - 2586.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. & Smeed, D.A., 2003. Sea-Level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423: 853 - 858.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K. & McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 745 - 762.
- Strecker, M.R., Bloom, A.L. & Lecolle, F., 1987. Time-span for karst development on quaternary coral limiestones: Santo island, Vanuatu, Processus et mesure de l'érosion, Ed CNRS. 369 - 386.
- Stuiver, M., Reinmer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. & Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal B.P. *Radiocarbon*, 40(3): 1041 - 1083.
- Sutherland, R., 1999. Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region: an interpretation from regional magnetic data. *Tectonophysics*, 308: 341 - 362.
- Symonds, P.A., Colwell, J.B., Struckmeyer, H.I.M., Willcox, J.B. & Hill, P.J., 1996. Mesozoic rift basin development off eastern Australia. *Geological Society of Australia Abstracts*, 43: 528 - 542.

- Taisne, B., 1965. Organisation et hydrographie de l'expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Fondation Singer-Polignac (édition), 1: 1 - 132.
- Taylor, F.W., Bevis, M., Schutz, B., Kuang, D., Récy, J., Calmant, S., Charley, D., Régnier, M., Perin, B., Jackson, M. & Reinchenfeld, C., 1995. Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides Island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. *Geology*, 23: 1011 - 1014.
- Tessarolo, C., Podvin, P., Vogt, J. & Veillon, J.M., 1986. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/50000 et notice explicative, Kouakoué. BRGM.
- Tisseau-Moignard, C., 1979. Modèles de flexure de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire. Application au bassin de Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique), Thèse, Université Paris-Sud, 112 pp.
- Trenhaile, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166(1-4): 163-178.
- Trenhaile, A.S., 2002. Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology*, 185(3-4): 341-361.
- Trescases, J.-J., 1975. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 78: 1 - 259.
- Umbgrove, J.H.F., 1939. De atollen en barrière-riffen der Togian-Eilanden. *Leidsche Geologische Mededelingen*, 1: 132 - 187.
- Unsal, I., Rosso, A., Meric, E., Avsar, N. & Cetin, O., 2002. Palaeoecology of Upper Pleistocene-Holocene bryozoan and foraminiferal assemblages from KUSDILI (KADIKOY, Istanbul, Turkey). *Geobios*, 35(6): 735.
- Uruski, C. & Wood, R.A., 1991. Structure and stratigraphy of the New Caledonia Basin. *Exploration Geophysics*, 22: 411 - 418.
- Van De Beuque, S., 1999. Evolution géologique du domaine péri-calédonien (Sud Ouest Pacifique), Thèse Doct., Université de Bretagne Occidentale, Brest, 270 pp.
- Veron, J.E.N., 1986. *Corals of Australia and the Indo-Pacific*. University of Hawaii Press, Honolulu.
- Vially, R., Lafoy, Y., Auzende, J.M. & France, R., 2003. Petroleum potential of New Caledonia and its Offshore Basins, American Association of Petroleum Geologists International Conference, Barcelona, Spain, pp. 1 - 6.
- Voelker, A.H.L., 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21(10): 1185-1212.
- Vogt, J., Podvin, P. & Hoff, M., 1984. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/50000 et notice explicative, Humbolt-Port Bouquet. BRGM.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. & Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 295-305.
- Wagle, B.G., Vora, K.H., Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M. & Almeida, F., 1994. Holocene submarine terraces on the western continental shelf of India; Implications for sea-level changes. *Marine Geology*, 117(1-4): 207-225.
- Waterhouse, J.B. & Sivell, W.J., 1987. Permian evidence for trans-Tasman relationships between East Australia, New Caledonia and New Zealand. *Tectonophysics*, 142: 227 - 240.
- Webster, J.M., 1999. The response of coral reefs to sea level change: evidence from the Ryukyu Islands and the Great Barrier Reef, Ph. D. Thesis, University of Sydney, Sydney (AUSTRALIA), 478 pp.

- Webster, J.M., Clague, D.A., Coleman, K.R., Gallup, C., Braga, J.C., Potts, D.C., Moore, J.G., Winterer, E.L. & Paull, C.K., 2004a. Drowning of the -150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A? *Geology*, 32(3): 249-252.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, E., Applegate, B., Potts, D., Braga, J.C., Riker-Coleman, K. & Gallup, C., 2004b. Drowned carbonate plateforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(11): doi:10.1029/2004GC000726.
- Webster, J.M., Wallace, L., Silver, E., Potts, D., Braga, J.C., Renema, W., Riker-Coleman, K. & Gallup, C., 2004c. Coralgal composition of drowned carbonate platforms in the Huon Gulf, Papua New Guinea; implications for lowstand reef development and drowning. *Marine Geology*, 204(1-2): 59-89.
- Weissel, J.K. & Hayes, D.E., 1977. Evolution of the Tasman sea reappraised. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 77 - 84.
- Weissel, J.K. & Watts, A.B., 1979. Tectonic evolution of the Coral Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, 84(B9): 4572 - 4582.
- Weissel, J.K., Watts, A.B. & Lapouille, A., 1982. Evidence for late paleocene to late eocene seafloor in the Southern New Hebrides basin. *Tectonophysics*, 87: 243 - 251.
- Wentworth, C.K., 1939. Marine bench-forming processes. II, Solution benching. *Journal of Geomorphology*, 2: 3 - 25.
- Willcox, J.B., Symonds, P.A., Hinz, K. & Bennett, D., 1980. Lord Howe Rise, Tasman Sea - preliminary geophysical results and petroleum prospects. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 5: 225 - 236.
- Wirthmann, A., 1966. Die reliefentwicklung von Neukaledonien. *Deutscher Geog. Boch.* (June 1965): 323 - 335.
- Wolanski, E., Drew, E., Abel, K.M. & O'Brien, J., 1988. Tidal jets, nutrient upwelling and their influence on the productivity of the alga *Halimeda* in the Ribbon Reefs, Great Barrier Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 26(2): 169 - 201.
- Yokoyama, K., Brothers, R.N. & Black, P.M., 1986. Regional facies in the high-pressure metamorphic belt of New Caledonia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 184: 407 - 423.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M. & Lambeck, K., 2001. Last glacial sea-level change deduced from uplifted coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary International*, 83-85: 275-283.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. & Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406: 713 - 716.
- Zinke, J., Reijmer, J.J.G., Thomassin, B.A., Dullo, W.-C., Grootes, P.M. & Erlenkeuser, H., 2003. Postglacial flooding history of Mayotte Lagoon (Comoro Archipelago, southwest Indian Ocean). *Marine Geology*, 194(3-4): 181-196.

Résumé

Cette thèse est une contribution à la compréhension de la structuration des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie ainsi que des processus tectoniques et eustatiques ayant contrôlé la structuration et l'édification du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie. Ce travail s'est appuyé d'une part sur une analyse morpho-structurale de la couverture bathymétrique complète des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie (données multifaisceaux SIMRAD EM12 et EM1002) et d'autre part sur une analyse texturale couplée à une détermination des assemblages d'organismes contenus dans les échantillons prélevés par dragages sur des terrasses marines présentes à l'extérieur de la barrière récifale néo-calédonienne.

L'analyse morpho-structurale a révélé une morphologie générale sigmoïdale de la ride de Nouvelle-Calédonie, une diminution du gradient de pente du talus du Nord vers le Sud aussi bien le long des marges Est et Ouest et la présence d'arrachements vraisemblablement liés aux phases épirogéniques de la Grande Terre et aux variations du niveau de la mer au Quaternaire. Il a également été mis en évidence, pour la première fois, des structures majeures N110°E, transverses aux marges, venant se surimposer à l'orientation principale et originelle N135/140°E de la ride. D'autres structures transverses ont également été reconnues ; elles s'orientent Nord-Sud, N70°E et plus faiblement Est-Ouest. Les accidents N110°E et Nord-Sud participent pleinement à la segmentation de la barrière récifale et affectent également les terrasses marines quaternaires, notamment autour du Banc de Coëtlogon, au Sud-Est de la Grande Terre, leur conférant ainsi un caractère néotectonique.

Deux phases extensives sont proposées pour expliquer la structuration post-obduction des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie. La première, probablement d'âge fini Oligocène à Miocène supérieur, est caractérisée par une extension perpendiculaire à l'axe de la ride, accommodée tout d'abord par des failles N135/140°E parallèles à la Grande Terre puis par des accidents Nord-Sud et N110°E alors néoformés. La seconde phase, probablement d'âge plio-quaternaire, est associée à la subduction active du Vanuatu qui débute au Miocène supérieur. Cette structuration, liée à une extension NNW/SSE oblique à la ride, reprend les accidents N110°E et Nord-Sud, à composante respective sénestre et dextre, et initie, principalement dans le Sud de la Grande Terre, le développement de failles normales N70°E, parallèles au vecteur de convergence actuel.

L'analyse des pentes sommitales des marges a révélé la présence de cinq groupes de terrasses marines. Celles-ci apparaissent mieux développées à proximité des grandes passes ainsi que sur les avancées récifales. Ces terrasses ont été interprétées comme étant la signature morphologique, le long des pentes externes de la barrière récifale néo-calédonienne, du toit d'unités récifales développées au cours des derniers hauts niveaux marins, au moins dès le MIS 15 (610 ka). La terrasse la plus étendue et la plus présente sur l'ensemble des marges, située entre -70 et -85 m, est rattachée au haut niveau marin du MIS 11 (408 ka). La distribution verticale, le long des marges, de la profondeur de cette terrasse a été utilisée comme traceur de mouvements verticaux. Ainsi, il est montré que le récif barrière de Nouvelle-Calédonie est segmenté en blocs basculés à mouvements verticaux indépendants. Les taux de subsidence moyenne calculés depuis 408 ka s'échelonnent entre 0,13 et 0,20 mm/an pour l'ensemble des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie. Les séismes de magnitude supérieure ou égale à 4, enregistrés par le réseau mondial entre 1966 et 2002, seraient vraisemblablement liés au fonctionnement des failles majeures orientées N110°E ainsi que des accidents Nord-Sud et N70°E transverses à la ride de Nouvelle-Calédonie qui viennent d'être mis en évidence dans ce travail.

Cette étude a également permis de compléter nos connaissances sur les processus d'édification du récif barrière de Nouvelle-Calédonie qui étaient uniquement basées, jusqu'à présent, sur l'analyse de quelques forages. Les pentes externes du récif barrière, ceinturant la Grande Terre, sont recouvertes par d'épais encroûtements modernes d'algues rouges, de foraminifères et plus rarement de bryozoaires et de matériels issus de chutes gravitaires. Une zonation bathymétrique de ces croûtes, de nature variable en fonction de la profondeur et en fonction de l'irradiance, a pu être établie. De la surface à -90 m ce sont des encroûtements à algues rouges qui prédominent car la luminosité est suffisante à leur développement. Celles-ci présentent une répartition verticale bien définie qui nous a permis de décrire trois groupes d'associations algaires retrouvés respectivement entre 0 et -6 m, 0 à -30 m et entre -15 et -90 m. En dessous de -90 m environ, on observe un remplacement progressif des encroûtements algaires par des encroûtements de foraminifères. Ces encroûtements, observés jusqu'à environ -160 m, dont à la fois l'abondance relative et l'épaisseur croissent avec la profondeur, sont alors systématiquement associés à des Mélobésoidés, *Sporolithon* sp. et/ou *Peyssonnelia* sp. (association algair profonde) qui ne prédominent plus en raison d'une irradiance trop faible. Le pourcentage relatif d'encroûtements algaires et de foraminifères constitue un outil de paléo-bathymétrie très fiable comme observé dans cette étude.

Mots clefs : marge, récif barrière, terrasses marines, morphologie, bathymétrie multifaisceaux, néotectonique, extension, eustatisme, algues rouges / foraminifères encroûtants, Nouvelle-Calédonie.