



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention : Géosciences Marines
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par
Julien Collot

Préparée à l'IFREMER¹ et à la DIMENC²
¹ au Département Géosciences Marines
² au Service de la Géologie de Nouvelle Calédonie

Evolution géodynamique du domaine Ouest- offshore de la Nouvelle- Calédonie et de ses extensions vers la Nouvelle-Zélande

Thèse soutenue le 27 Mars 2009

devant le jury composé de :

Jacques Deverchère

Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale / *président*

Bernard Pelletier

Directeur de Recherche, IRD / *rapporteur*

Jacques Malavieille

Directeur de Recherche, CNRS Géosciences Montpellier / *rapporteur*

Dominique Cluzel

Professeur des Universités, Université de Nouvelle-Calédonie / *examineur*

Jean-Yves Royer

Directeur de Recherche, Institut Universitaire Européen de la Mer / *examineur*

Rick Herzer

Directeur de Recherche, GNS-Science Nouvelle Zélande / *examineur*

Yves Lafoy

Co-directeur de thèse

Louis Géli

Directeur de thèse

Roland Vially (IFP) et Jean-Luc Auxière (TOTAL)

Membres invités du Jury



« Au fond, Dieu veut que l'homme désobéisse.

Désobéir c'est chercher»

Tas de Pierres

Victor Hugo, 1901

RESUME

L'histoire géodynamique du Sud-Ouest Pacifique est contrôlée depuis le Mésozoïque par l'évolution des zones de subduction péri-Pacifique qui ont successivement bordé la marge Est du Gondwana. Le recul de la fosse de subduction par effondrement du panneau plongeant dans le manteau est probablement le moteur de la fragmentation continentale qui a donné naissance à des rifts avortés et des bassins arrière-arcs associés à des arcs volcaniques rémanents. Dans ce contexte géodynamique, les bassins ayant atteint un stade d'océanisation avancé ont enregistré les inversions du champ magnétique terrestre et développé des morphologies typiques de la croûte océanique. Ces caractéristiques ont permis d'identifier l'âge et la nature de la croûte de ces bassins avec un degré de confiance élevé. C'est le cas de la plupart des bassins du Sud-Ouest Pacifique formés après 45 Ma. A l'inverse, les bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway, plus étroits et recouverts d'épaisses séries sédimentaires ont une origine mal renseignée qui est longtemps restée controversée. Bien que morphologiquement et structurellement remarquables à l'échelle régionale, ces bassins n'interviennent pas dans les schémas actuels de reconstruction géodynamique régionaux. L'objet du présent travail de thèse est d'approfondir la connaissance de la structure et de l'histoire de ces bassins afin d'affiner le puzzle géodynamique du Sud-Ouest Pacifique.

Une synthèse géologique régionale, accompagnée d'une carte structurale (planche hors texte A0), permet de replacer ces bassins dans le contexte géologique de l'évolution post-jurassique de la marge Est-Australienne. Les nouvelles données sismiques d'imagerie profonde des campagnes ZoNéCo-11, Noucaplac-2 et TL-1, couplées aux données récentes de forages sur la marge de Taranaki en Nouvelle-Zélande, constituent une base solide de données nouvelles autorisant une interprétation chronostratigraphique rénovée des bassins de Fairway et de Nouvelle-Calédonie ainsi que des rides qui leur sont associées. Ces interprétations complétées par une nouvelle compilation des données gravimétriques et magnétiques régionales permettent de dégager trois étapes dans l'évolution géodynamique de ces bassins :

Étape 1 : Formation du Bassin de Fairway - Aotea au Crétacé moyen, en position intra- ou arrière-arc continental, dans un contexte de subduction. La formation de ce bassin, relativement peu profond, reflète les prémices de la déchirure continentale de la marge Est-Gondwanienne au Cénomanién, dont la cause est à rechercher dans un changement de la dynamique de la subduction. Une « verticalisation » de la plaque plongeante aurait entraîné de l'extension dans la plaque chevauchante. L'augmentation du pendage du slab pourrait être attribuée à : (i) un processus gravitaire lié au poids du slab, l'amenant à couler dans l'asthénosphère, engendrant alors un « hinge rollback », (ii) un flux asthénosphérique rétrograde, exerçant une pression horizontale sur le slab le faisant ainsi reculer, et (iii) la cinématique des plaques lithosphériques impliquées dans la subduction pouvant jouer un rôle sur le pendage du slab et pouvant créer des zones de faiblesse dans la plaque chevauchante menant à de l'extension arrière-arc. Un phénomène de « tectonic escape », lié à un blocage de la zone de subduction par le plateau d'Hikurangi à 105 Ma, pourrait aussi être la cause du recul de la subduction menant à de l'extension arrière-arc.

Étape 2 : Déformation locale affectant la partie Nord du Bassin de Nouvelle-Calédonie (au large de la Grande Terre, strictement) à l'Eocène terminal, synchrone de l'obduction ophiolotique néo-calédonienne. Cette déformation asymétrique, d'une durée de quelques millions d'années et d'amplitude verticale de l'ordre de 10 km, est marquée par la surrection de la ride de Fairway et la subsidence de la marge Est du bassin, le long de la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie. Le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait subsidé sous l'effet de la surcharge engendrée par le charriage de la croûte océanique du Bassin de Sud-Loyauté sur la ride de Norfolk à 37 Ma et

aurait réagi comme un bassin flexural d'avant-pays suivant un processus de sous-charriage (underthrusting), au fur et à mesure que la nappe progressait sur le bâti Calédonien.

Etape 3 : Subsidence Eocène-Oligocène d'envergure régionale, affectant l'ensemble « Ride de Lord Howe, Bassin de Fairway – Aotea, Ride de Fairway, Bassin de Nouvelle-Calédonie, Ride de Norfolk », de la Nouvelle-Zélande à la Nouvelle-Calédonie. Les traits morphostructuraux associés à cette subsidence suggèrent que l'ablation d'une partie de la croûte inférieure du système est responsable de cette subsidence. Nous émettons ainsi une nouvelle hypothèse selon laquelle les bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway-Aotea, initialement peu profonds pendant le Crétacé (phase de rifting Crétacé, étape 1), auraient subi une subsidence de grande ampleur à l'Eocène – Oligocène lors de la réactivation de la convergence Australie – Pacifique. La reprise de la convergence vers ~45 Ma aurait entraîné un épaissement crustal de l'ensemble de rides et bassins aboutissant à une instabilité gravitaire de sa racine, provoquant ainsi son détachement et son effondrement dans le manteau.

Ces nouvelles interprétations, et en particulier l'âge Crétacé moyen des sédiments les plus anciens des bassins de Fairway et Aotea, ont des implications pour le potentiel pétrolier de la région.

ABSTRACT

The geodynamical history of the Southwest Pacific is controlled since the Mesozoic by the evolution of peri-Pacific subduction zones which successively occurred along the Eastern Gondwana margin. The retreat of the trench by slab roll-back resulted in the continental fragmentation which gave birth to aborted rifts and back-arc basins associated to remnant volcanic arcs. In this geodynamical context, the basins which reached a stage of seafloor spreading, have recorded the inversions of the earth's magnetic field and present typical oceanic crust morphologies. These characteristics allow identifying the age and nature of the crust of these basins with a relatively high degree of confidence. In the SW Pacific, this is the case for most basins formed after 45 Ma. By contrast, the New Caledonia and Fairway basins, which are narrower and present thick sedimentary covers have a less known and more controversial origin. Even though these basins are morphologically and structurally noteworthy at a regional scale, they are not included in the present day schemes of regional geodynamical reconstructions.

The present work, based on a new regional geological synthesis and on interpretation of new high quality multichannel seismic reflection and refraction data from the ZoNéCo-11, Noucaplac-2 and TL-1 surveys, combined with the recent drill hole data off the Taranaki margin in New Zealand, proposes an updated chronostratigraphy of the Fairway and New Caledonia basins and their associated ridges. This interpretation combined with a new compilation of regional gravity and magnetic data has led to distinguish 3 main phases of the evolution of the basins :

Phase 1: Mid Cretaceous formation of the Fairway-Aotea Basin in a continental intra- or back-arc position of a subduction system. The formation of this relatively shallow basin reflects the onset of continental breakup of the Eastern Gondwana margin during Cenomanian which was most probably caused by a dynamic change of the subduction. The « verticalization » of the slab could be attributed to : (i) a gravitational process related to the weight of the slab making it sink into the asthenosphere, leading to a hinge rollback, (ii) a backward asthenospheric flow pushing the slab and making it retreat and (iii) the kinematics of the plates involved in the subduction process being able to modify the dip of the slab and being able to create weakness zones in the overriding plate. A tectonic escape mechanism, in relation with the locking of the subduction zone by the jamming of the Hikurangi Plateau, could also be responsible of the trench retreat leading to backarc extension.

Phase 2 : Latest late Eocene local deformation of the Northern New Caledonia Basin (strictly off New Caledonia main island), synchronously with the New Caledonian obduction. This asymmetrical deformation which lasted less than a few million years and had a vertical amplitude of about 10 km, is characterized by the uplift of the Fairway Ridge and the subsidence of the Eastern margin of the basin along New Caledonia's western coast. We suggest that as the oceanic crust of the South Loyalty Basin was being obducted onto the Norfolk Ridge at 37 Ma, the New Caledonia Basin subsided under the effect of the overloading and underthrusting to accommodate the compressional deformation as a foreland flexural basin.

Phase 3 : Regional Eocene Oligocene subsidence of the system « Lord Howe Rise, Fairway-Aotea Basin, Fairway Ridge, New Caledonia Basin, Norfolk Ridge » linking New Caledonia to New Zealand. The morphostructural style of this deformation leads us to suggest that detachment of the lower crust is the cause of subsidence. We therefore propose a model in which the New Caledonia and Fairway-Aotea basins, initially shallow during Cretaceous (phase 1), would have greatly subsided during Eocene-Oligocene as the renewal of the Australia-Pacific convergent plate boundary took place. This renewal of convergence at 45 Ma would have driven the

lithosphere of the basin and ridge system to thicken, leading to a root instability and to its detachment in the mantle.

These new interpretations, and more specifically the mid Cretaceous age of the oldest sediments of the Fairway and Aotea basins, have regional petroleum implications, which are discussed in the present PhD.

AVANT-PROPOS

C'est en Février 2004, suite à un coup de téléphone fortuit au directeur du Laboratoire de Géophysique et Géodynamique (LGG) de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer) Louis Géli, alors que j'étais à la recherche d'un stage de 2^e année d'école à l'EOST de Strasbourg, que l'aventure Sud-Ouest Pacifique a débuté. Louis qui décroche le combiné « Géli ! », me demande sans tarder « seriez-vous disponible pour embarquer à bord du N/O L'Atalante en Nouvelle-Calédonie en Août prochain ? ».

De ces quelques secondes au bout du fil découleront les 8 semaines à la mer à l'Ouest de la Grande Terre en Août Septembre 2004, la rencontre de Yves Lafoy alors chef de mission, le stage de DEA à la SCRIPPS à La Jolla en Californie de Mars à Juin 2005, et la présente thèse de doctorat de Février 2006 à Janvier 2009.

Cette thèse est le fruit de trois années de travail sous la direction de Dr Yves Lafoy et de Dr Louis Géli, réparties en deux phases d'un an et demi au sein du (i) LGG du Département Géosciences Marines de l'Ifremer à Plouzané et (ii) Service Géologique de Nouvelle-Calédonie (SGNC) de la Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie du gouvernement de Nouvelle-Calédonie (DIMENC). Il en résulte de nombreuses rencontres d'un bout à l'autre de la planète avec des personnes qui m'ont apporté, guidé, aidé, conseillé, soutenu, autant sur le plan scientifique que logistique ou moral. Ainsi est-il difficile de citer toutes ces personnes ... je vais faire de mon mieux.

Je tiens tout d'abord à adresser mes plus grands remerciements à Yves et Louis qui m'ont beaucoup apporté et cru en moi. J'ai eu au cours de ces trois années le sentiment d'être leur « poulin » de course. Merci à tous les deux de m'avoir laissé tant de liberté et de m'avoir accordé autant de confiance tout en me guidant et en me donnant un cadre de travail exceptionnel. Cette thèse a été un enseignement au delà de mes espérances, grâce à vous. J'ai appris la rigueur et l'intégrité scientifique. De manière plus large, c'est aussi grâce à vous que j'ai pris goût à la recherche en tant qu'amélioration de la Connaissance. Tout ceci est sans aborder le côté humain de nos relations, là aussi au delà de mes espérances.

Yves, merci pour ton soutien moral, ta grande connaissance et expérience du Sud-Ouest Pacifique, ton flair précurseur pour la coopération régionale et ta bonne humeur. Merci aussi pour ta grande ambition qui nous a permis de donner une autre dimension à la thèse.

Louis, merci pour ton humilité, ton savoir général, ta disponibilité et ton humeur constante. Merci aussi de m'avoir transmis ta naïveté scientifique qui permet d'avancer tellement plus facilement. Merci aussi à la famille Géli qui a toujours été là pour moi, Anatole, Marguerite, Paul, Jeanne, Madeleine et Hélène.

Ce travail de thèse a en outre été rendu possible grâce au co-financement de l'Agence pour Développement Economique de la Nouvelle-Calédonie (ADECAL) et de l'Ifremer dans le cadre du volet « Ressources Minérales » du programme ZoNéco d'inventaire des ressources vivantes et non-vivantes la ZEE de Nouvelle-Calédonie.

Je tiens à ce titre à grandement remercier Mr Adrien Rivaton de l'ADECAL ainsi que l'Ifremer qui ont rendu possibles ces travaux de recherches.

Pour les travaux scientifiques réalisés ensemble, je remercie tout particulièrement Dominique Cluzel (UNC) qui m'a beaucoup appris sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie, Rick Herzer (GNS) qui m'a chaleureusement accueilli à Lower Hutt et éclairé sur la « kiwi marine geology », Roland Vially et Francine Bénard (IFP) pour les discussions sur le potentiel pétrolier, Nick

Mortimer, Rupert Sutherland et l'équipe GNS ainsi que Graham Logan et l'équipe Eastern Frontiers de Geoscience Australia pour les nouvelles idées qui sont train de voir le jour.

Je voudrais remercier les deux rapporteurs, Dr Bernard Pelletier (IRD) et Dr Jacques Malavieille (CNRS), ainsi que l'ensemble des membres du jury qui ont accepté d'évaluer et de juger ce travail.

Merci à Claude Rangin (CNRS) et à Jean-Luc Auxière (Total) pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Je remercie aussi Alain Mauffret (UPMC) et Christian Gorini (UPMC) pour leurs conseils précieux.

Côté logistique, je tiens à grandement remercier Mr Jacques Chabrier (Ifremer) pour sa patience et son dévouement à la rédaction des multiples contrats et leurs avenants. Merci aussi à l'équipe de l'Ifremer Nouméa pour leur chaleureux accueil, Maryline Champin, Karen Wassaumi, Lionel Loubersac et Evelyne Saulnier.

Mes pensées vont aussi à l'équipe du SGNC et au personnel de la DIMENC. En premier lieu merci à Myriam Vendée-Leclerc et Sarah Milgram pour m'avoir tout appris d'ArcGis, merci pour vos compétences, votre temps et votre gentillesse, le tout couronné par votre simplicité (et votre émancipation...). Vient aussi l'équipe fin-valab' des géologues « du caillou », Pierre Maurizot, Pierre-Luc Wernert, Kevin Lucien, Brice Sevin et Fabien Record, avec qui j'ai enfin appris les élémentaires de la géologie et leurs expressions associées du type « casse pas la tête c'est de l'indifférencié ». Merci à François Folch pour l'énorme boulot de base documentaire qui m'a facilité la tâche lors de la rédaction. Merci aussi à Adeline Fabre, directeur de la DIMENC, pour avoir vu l'intérêt de la Géologie Marine à la DIMENC. Un grand merci à Dominique Blondeau, toujours présente pour mes petits soucis, Thomas Leplat et Jérôme Perdrix pour les discussions toujours intéressantes. Enfin, merci à tous les autres agents de la DIMENC d'avoir accepté la présence d'un énergumène dont personne ne sait trop ce qu'il fait, ni à quoi ça/il sert. Merci aussi à Damien Buisson de la DTSI.

Je pense aussi à la fine équipe de GM à Brest, merci à Frauke Klingelhofer et Benoit Loubrieu pour toutes vos astuces awk, gmt, Jean-Louis Olivet et Daniel Aslanian pour les nombreuses discussions de géosciences globales sans quoi on ne comprendrait rien, Manu Cosquer pour la pêche à la traine sur l'Atalante (oups), Hervé Nouzé pour les grandes compétences en traitement sismique, Martin Patriat pour les discussions sur le métamorphisme HP/BT/TP/PT/HB/BH, Nelly Frumholtz et Esther Courreges pour la bonne humeur et les éclats de rire en bruit de fond, Jehanne Prévot d'être trop gentille (et pour le mono !), Marie Umber pour le rose et les cartes postales, François Bache pour tant de choses ... à commencer par les discussions au travers des murs en papier de l'Ifremer suivi des pintes au Rubiz et plus généralement pour votre accueil chaleureux avec Marie. Merci à Delphine Rousic pour les fautes d'orthographe et à l'équipe des joyeux thésards, Garz, Gui, Isa, Gwen, Virginie, Andréia, Volker, Sandra pour le café de 20h et les casses-dalles du dimanche midi, Marga, Tanguy, Babette, Nicole, Stéphanie ...

Merci aux copains calédoniens pour les weekend à se vider l'esprit et à découvrir ce pays merveilleux ! Tout particulièrement Wil, Ben, Tiluc et Sabine, les vieux des débuts qui m'ont remonté le moral quand je me disais « mais ? qu'est ce que je fais ici ? ».

Un grand merci à mon père pour m'avoir donné goût à ce métier et à ma mère et mon frère pour avoir accepté un deuxième géo-nerd dans la famille (et les discussions de famille que cela implique).

Enfin, merci à Julie de m'avoir accompagné aux antipodes, d'avoir tenté l'aventure à deux et d'avoir gardé son calme quand je lui disais « bah oui c'est comme ça, je dois repartir à Brest 5 mois ». Merci par dessus tout de m'avoir soutenu et encouragé tout au long de ces trois ans. Sans toi, je n'y serais jamais arrivé.

SOMMAIRE

RESUME	9
ABSTRACT	11
AVANT-PROPOS	13
SOMMAIRE	15
LISTE DES FIGURES	17
LISTE DES ANNEXES.....	21
INTRODUCTION GENERALE	23
Chapitre 1 Description géologique.....	25
Introduction	25
1 Morpho-structure générale	25
2 Géodynamique	29
2.1 Généralités.....	29
2.2 Cinématique moderne	29
2.3 Modèles géodynamiques	31
3 Provinces Structurales et Géodynamique	34
3.1 Généralités à propos de la carte de synthèse	34
3.2 Les lanières continentales	34
3.3 Les bassins océaniques	38
3.4 Les bassins continentaux étirés	39
3.5 Les bassins arrière-arc, d'âge Cénozoïque ou en cours de formation	42
3.6 Les bassins énigmatiques.....	44
3.7 Les rides volcaniques de type arc de subduction	48
3.8 Les chaînes volcaniques de type intraplaque.....	51
3.9 Conclusions	51
4 Géologie de la Nouvelle-Calédonie	52
4.1 Généralités.....	52
4.2 Géologie anté-Oligocène	55
4.3 L'obduction Eocène terminal.....	56
4.4 Géologie Néogène	59
5 Géologie de la Nouvelle-Zélande.....	60
5.1 Généralités.....	60
5.2 Géologie Mésozoïque – géologie de socle.....	60
5.3 Géologie Cénozoïque	65
Chapitre 2 : Présentation des données, documents de synthèse et méthodologie	67
1 Traitements des données géophysiques	68
1.1 Sismique-réflexion	68
1.2 Magnétisme	70
1.3 Gravimétrie et géoïde	74
2 Carte structurale de synthèse	75
3 Calage aux puits	82
Chapitre 3 Histoire Mésozoïque des bassins de Fairway et d'Aotea : implications sur la fragmentation de la marge du Gondwana	83
1 Résumé étendu	83

2 Publication Gcubed acceptée	86
3 Discussion.....	121
Chapitre 4 Histoire tectonique du Bassin de Nouvelle-Calédonie en relation avec l'obduction Eocène de Nouvelle-Calédonie	125
1 Résumé étendu	125
2 Publication Tectonics	128
Chapitre 5 Mouvements verticaux Eocène-Oligocène dans les bassins de Fairway et de Nouvelle-Calédonie	149
1 Résumé étendu	149
2 Publication Tectonics acceptée	152
Chapitre 6 Potentiel Pétrolier du domaine Ouest-offshore de la Nouvelle-Calédonie	175
Introduction	175
1 Bassin de Fairway	176
2 Bassin de Nouvelle-Calédonie.....	180
3 Ride de Lord Howe.....	181
4 Hydrates de gaz.....	183
Conclusions.....	184
CONCLUSION GENERALE	187
ANNEXES.....	191
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	271

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1 Cartes bathymétrique et gravimétrique du Sud-Ouest Pacifique [<i>Sandwell et Smith, 1997; Smith et Sandwell, 1997</i>]. Les deux traits noirs Est-Ouest représentent la position des profils exposés sur la Figure 1-2. Les contours en pointillés définissent la zone d'étude. Les acronymes sont explicités dans les paragraphes sous-jacents.....	26
Figure 1-2 Profils bathymétrique et gravimétrique Ouest-Est du Sud-Ouest Pacifique. La Figure 1-1 montre la localisation de ces profils. Les acronymes sont explicités dans les paragraphes sus et sous-jacents.	28
Figure 1-3 Dynamique d'une zone de subduction [<i>Heuret et Lallemand, 2005</i>]. V_{sub} : vecteur vitesse de la plaque subduite, V_t : vecteur vitesse de la fosse, V_{up} : vecteur vitesse de la plaque supérieure, V_d : vecteur vitesse arrière-arc. V_d est fonction de V_{up} et V_t	30
Figure 1-4 Carte bathymétrique – situation géographique du Sud-Ouest Pacifique.....	30
Figure 1-5 Zones de subduction péri-pacifique bordant le Gondwana du Dévonien au Crétacé, d'après <i>Olivet et Aslanian [2000]</i>	31
Figure 1-6 Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique par processus de slab rollback, modifié d'après <i>Schellart et al. [2006]</i> . On note que l'évolution géodynamique de 85 Ma à 60 Ma est très peu détaillée. On ne distingue pas sur cette période, l'ordre chronologique de la formation des bassins de Tasman, de Nouvelle-Calédonie et Sud-Loyauté. La coupe correspond à une section Est – Ouest à environ 20°S.....	33
Figure 1-7 Cinématique du Complexe Plateau de Campbell – Ride de Chatham – Ile du Sud de la Nouvelle-Zélande (<i>S.Cande, 2005</i> communication personnelle). A/ Situation initiale avant le breakup du Gondwana, B/ 83 Ma - ~45 Ma : Accrétion océanique de long des dorsales de la Mer de Tasman et de la dorsale Est Pacifique C/ 45 Ma – Actuel : La modification de la cinématique de la plaque Pacifique à 45 Ma induit un mouvement de rotation anti-horaire du complexe	37
Figure 1-8 Synthèse chronologique des événements ayant affecté le Sud-Ouest Pacifique depuis le Crétacé supérieur.....	52
Figure 1-9 Carte Géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1000000° [<i>Paris, 1981; Maurizot, 2001</i>]	53
Figure 1-10 Éléments factuels d'aide à la datation de l'histoire tectonique de la Nouvelle-Calédonie, modifié d'après <i>Cluzel [2006]</i>	55
Figure 1-11 Coupes structurales de la Nouvelle-Calédonie. Modifié d'après [<i>Cluzel et al., 2001</i>] ..	58
Figure 1-12 Modèle de mise en place de l'unité de Poya et de la nappe des péridotites de Nouvelle-Calédonie d'après [<i>Cluzel et al., 2001</i>]. Le segment rouge montre la localisation de la coupe. NR : Ride de Norfolk, SLB : Bassin Sud-Loyauté, NC : Nouvelle-Calédonie	58
Figure 1-13 Chronostratigraphie des unités géologiques de Nouvelle-Calédonie. Mise en place des terranes par chevauchement. Communication personnelle P. Maurizot, 2008.	59
Figure 1-14 Géologie du socle de la Nouvelle-Zélande [<i>Mortimer, 2003</i>]	63
Figure 1-15 Coupe Géologique parallèle à la côte Est de l'île du Sud de Nouvelle-Zélande, d'après <i>Mortimer et al. [2002]</i>	65

Figure 1-16 Carte géologique de la Nouvelle-Zélande, communication personnelle J. Begg de l'institut GNS-Science, Wellington.....	66
Figure 2-1 Ensemble des campagnes sismiques de la zone d'étude (cf Tableau 2-1 pour plus d'informations). Les noms des campagnes indiquées dans l'encart se répartissent selon la latitude. Le fond bathymétrique est issu de <i>Smith et Sandwell</i> [1997]. Les cercles rouges indiquent la position des forages deep-offshore et les carrés verts les forages à terre ou peu profonds.....	67
Figure 2-2 Chaîne de traitement sismique-réflexion des campagnes ZoNéCo-11 et Noucaplac-270	
Figure 2-3 Navigation de l'ensemble des données de potentiel sur la zone d'étude. Les données gravimétriques sont complétées par les données satellitaires [<i>Sandwell et Smith</i> , 1997]......	71
Figure 2-4 Statistiques des points de croisements de l'anomalie magnétique pour la zone Nouvelle-Calédonie.....	72
Figure 2-5 Statistiques des points de croisements de l'anomalie magnétique pour la zone Nouvelle-Zélande.....	72
Figure 2-6 Carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle.....	73
Figure 2-7 Chaîne de traitement des données gravimétriques pour le calcul de l'anomalie à l'air libre.....	74
Figure 2-8 Statistiques des points de croisements de l'anomalie gravimétrique à l'air libre pour la zone Nouvelle-Calédonie.....	75
Figure 2-9 Interprétation de la carte bathymétrique.....	76
Figure 2-10 Interprétation de la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre.....	77
Figure 2-11 Interprétation de la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle.....	78
Figure 2-12 Carte structurale de synthèse établie à partir de l'interprétation de toutes les données sismiques, gravimétriques, magnétiques et bathymétriques de la région.....	80
Figure 2-13 Exemple montrant l'utilisation des données sismiques pour la réalisation de la carte structurale de synthèse. Les flèches bleues indiquent la position d'une faille normale sur les coupes sismiques et sur la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre. En croisant les informations de ces deux types de données, nous constatons que le sommet de cette faille se corrèle avec un haut gravimétrique longitudinal. Nous pouvons ainsi interpoler cette faille entre les profils sismiques le long de l'anomalie gravimétrique.....	81
Figure 3-1 Visualisations 3 dimensions en perspective des données de bathymétrie, gravimétrie et magnétisme. Ces vues permettent de bien se rendre compte de la distinction structurale entre le Bassin de Fairway qui se prolonge vers le Bassin d'Aotea (AB) et le Bassin de Nouvelle-Calédonie qui se referme vers 32°S. En effet la Ride de Fairway qui sépare ces deux bassins, aujourd'hui partiellement enfouie, apparaît vaguement sur la bathymétrie et sur la gravimétrie et ressort fortement sur les données de magnétisme.....	84
Figure 3-2 Déchirure continentale par retrait du slab lié à la collision d'une ride asismique, d'après <i>Heuret</i> [2005].....	85
Figure 3-3 Extension arrière-arc liée recul de la fosse par effondrement du panneau plongeant dans le mateau (trench retreat by slab roll-back), modifié d'après [<i>Heuret</i> , 2005].....	121
Figure 3-4 Subduction d'une lithosphère de plus en plus ancienne pour expliquer un changement de pendage du slab. Lorsque de la croûte océanique plus vieille entre dans la zone de subduction le pendage du slab augmente et l'arc volcanique se rapproche de la fosse de subduction (Cette configuration est cependant improbable, cf. texte).....	122

- Figure 3-5 Une force mantellique « pousse » le slab, la fosse de subduction recule ce qui induit de l'extension arrière-arc [*Heuret et Lallemand, 2005*] 122
- Figure 3-6 Influence du mouvement absolu de la plaque supérieure sur la tectonique arrière-arc, d'après *Heuret [2005]* et *Heuret et Lallemand [2005]*. 123
- Figure 3-7 Les différentes forces impliquées dans une zone de subduction. V_{sub} désigne le mouvement absolu de la plaque subduite, V_{arc} celui de l'arc et V_{sup} celui de la plaque supérieure. Les grandes forces qui agissent dans les zones de subduction sont également représentées : le slab pull (F_{sp}), la résistance au ploiement (F_{p1} : ploiement à la fosse ; F_{p2} : ploiement au contact du manteau inférieur), la force de friction à l'interface des plaques (F_f), la résistance du manteau au mouvement de la plaque subduite ou mantle drag (F_{md}), la résistance à l'enfoncement du slab dans le manteau ou cisaillement visqueux (F_{cv1} : cisaillement visqueux slab/manteau supérieur ; F_{cv2} : cisaillement visqueux slab/manteau inférieur), la force d'ancrage (F_a), la force de traction/poussée associée au mouvement absolu de la plaque supérieure et transmise à l'interface des plaques (F_{sup}), les forces associées aux flux régionaux qui peuvent animer le manteau, et qui existent indépendamment du fonctionnement de la zone de subduction (F_m). En pointillé sont représentés les flux mantelliques qui peuvent être générés par les mouvements du slab : le « corner flow » (f_c) associé au cisaillement visqueux entre slab et manteau supérieur, et le flux toroïdal (f_t), associé à la force d'ancrage. D'après *Heuret [2005]*..... 124
- Figure 4-1 Enracinement de la nappe des péridotites de Nouvelle-Calédonie dans le Bassin Sud-Loyauté, selon *Collot et al. [1987a]*. Cette coupe se localise dans la partie Nord de la Nouvelle-Calédonie, ce qui explique l'absence de roches mantelliques charriées sur le bâti néo-calédonien (dans cette partie l'exhumation post-obduction a très certainement fait reculer la nappe des péridotites en mer [*Rawling et Lister, 2002*]). 126
- Figure 4-2 Coupe SO-NE de part et d'autre de la Nouvelle-Calédonie montrant la structure du Bassin de Nouvelle-Calédonie à l'Ouest (profil sismique z11-01A) et le Bassin Sud-Loyauté à l'Est (profil sismique AUS-114). L'encart en bas à gauche indique la localisation des profils. Le transect de la Grande Terre correspond à une coupe topographique. Les échelles verticales et horizontales sont respectées. 127
- Figure 5-1 Formation du Fossé de Nouvelle-Calédonie par une forte subsidence à l'Oligocène. La zone délimitée par une ligne rouge montre l'étendue des bassins affectés par cette subsidence. Modifié d'après *Sutherland et al. [2009]*. Nota bene : « Deep Offshore Taranaki Basin » = « Aotea Basin » 150
- Figure 6-1 Carte et section géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie selon *Vially et Benard [2001]*..... 175
- Figure 6-2 Carte structurale du Bassin de Taranaki, d'après *Hart [2002]* 178
- Figure 6-3 Coupe de l'évolution géologique du Bassin de Taranaki selon *Holt [1994]*. Notons que l'appellation « New Caledonia Basin » est ici un abus de langage et devrait être remplacée par « Aotea Basin »..... 179
- Figure 6-4 Coupe sismique et son zoom montrant la présence de grabens dont le remplissage sédimentaire est très important, d'après *Hashimoto et al. [2008]*..... 181
- Figure 6-5 Structures en horst et grabens de la marge Ouest de la ride de Lord Howe (LH). La plateforme de LH correspond à une zone haute du socle de la ride ayant subi une forte érosion à l'Eocène. Cf. Chapitre 2 pour la réalisation. 182
- Figure 6-6 Le conjugué du Bassin de Gippsland se trouve sur le flanc Ouest de la Ride de Lord Howe entre les latitudes 34°S et 36°S. Le carré blanc sur le flanc de la ride de Lord Howe

symbolise la zone où une acquisition de données de sismique-réflexion serait nécessaire pour identifier la structure du conjugué du Bassin de Gippsland. La lacune actuelle de données dans cette zone laisse la porte ouverte à la découverte de nouvelles zones à fort potentiel pétrolier. Cette carte est un extrait de la planche hors texte présentée en Annexe 1.
..... 183

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 Carte des provinces structurales du Sud-Ouest Pacifique.....	191
Annexe 2 Plan de position des profils magnétiques de la campagne ZoNéCo-11, sur fond d'anomalie gravimétrique à l'air libre [Sandwell et Smith, 1997]. D'après Collot [2005].	195
Annexe 3 Modélisation du profil magnétique n°4 de la campagne ZoNéCo-11, d'après Collot [2005].	196
Annexe 4 Modélisation du profil magnétique n°6 de la campagne ZoNéCo-11, d'après Collot [2005].	197
Annexe 5 Modélisation du profil magnétique n°7A de la campagne ZoNéCo-11, d'après Collot [2005].	198
Annexe 6 Publication en cours de rédaction : Lequentrec-Lalancette, M. F., D. Rouxel, J. Collot, and L. Géli (in prep), New gravity and geoid map of the New-Caledonie offshore domain, Southwest Pacific.	199
Annexe 7 Publication acceptée à Marine Geology : Nouzé, H., E. Cosquer, J. Collot, J. P. Foucher, Y. Lafoy, F. Klingelhofer, and L. Géli (2009), Geophysical characterization of Bottom Simulating Reflectors in the Fairway Basin (Offshore New Caledonia, South- West Pacific), based on High Resolution Seismic Profiles and Heat Flow Data, Marine Geology, accepted.	219
Annexe 8 Memoradum of Understanding entre le Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, l'IFREMER et GNS-Science (Nouvelle-Zélande)	255
Annexe 9 Memoradum of Understanding entre le Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie et Geoscience Australia.	263
Annexe 10 Collot, J. (2009), Les structures géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande, Le Bulletin de la Géomatique en Nouvelle-Calédonie, 17, 3.	269

INTRODUCTION GENERALE

L'histoire géodynamique du Sud-Ouest Pacifique est contrôlée depuis le Mésozoïque par l'évolution des zones de subduction péri-Pacifique qui ont successivement bordé la marge Est du Gondwana. L'ensemble des rides et bassins que l'on observe aujourd'hui dans cette région résulte de la fragmentation de cette marge. Le processus de recul de la fosse de subduction par effondrement du « panneau plongeant » dans le manteau (trench roll back by slab retreat process) est probablement le moteur de cette fragmentation, laissant place à des bassins dits arrière-arcs associés à des arcs rémanents. Dans ce système, les bassins ayant atteint un stade d'océanisation sur d'assez longues périodes et/ou d'assez grandes surfaces ont pu enregistrer les inversions du champ magnétique terrestre et développer des morphologies de croûte océanique, ce qui permet d'identifier leur âge¹ et la nature de leur croûte avec un degré de confiance relativement élevé. A l'inverse, l'origine de certains bassins plus étroits ou non océanisés est mal renseignée et reste donc controversée. C'est le cas du Bassin de Nouvelle-Calédonie et du Bassin de Fairway. Bien que géo-morphologiquement et structurellement imposants à l'échelle régionale, ces bassins n'interviennent pas dans les schémas actuels de reconstructions géodynamiques régionaux. Nous nous efforçons ici de répondre aux questions suivantes :

1/ quelle est leur histoire géologique et géodynamique ?

2/ et de manière plus générale, quels sont les processus permettant une déchirure continentale en contexte de convergence ? i.e. par quel processus le système de subduction Est-Gondwanien a-t-il évolué vers le système moderne de mers marginales associées à des subductions intra-océaniques ?

Pour répondre à ces questions, il nous est paru nécessaire, dans un premier temps, de faire une synthèse géologique du Sud-Ouest Pacifique sous la forme d'une planche A0 accompagnée d'une notice explicative, incluant et illustrant les informations nécessaires à une réflexion à l'échelle régionale. Cette description géologique constitue le Chapitre 1.

Nous nous concentrerons ensuite sur l'histoire intrinsèque des bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway. Comme souligné précédemment, les données de magnétisme se révélant inutiles pour dater leur origine, nous analyserons leurs enregistrements sédimentaires. Nous chercherons en conséquence à dater les réflecteurs sismiques qui reflètent ces enregistrements. Pour cela, l'unique façon fiable de dater les séries sédimentaires d'un bassin est de corrélérer les réflecteurs sismiques aux strates géologiques échantillonnées dans un forage.

Ceci nous permettra, à la lumière de l'interprétation des nouvelles données sismiques d'imagerie profonde des campagnes ZoNéCo-11, Noucaplac-2 et TL-1, de reprendre l'ensemble des données géophysiques disponibles sur les structures géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande afin d'y effectuer une interprétation homogène, en s'appuyant sur des données modernes de forages et sur les données géologiques précieuses des jalons émergés du Sud-Ouest Pacifique.

A partir de cette analyse, nous éluciderons les grandes lignes de l'évolution de ces deux bassins depuis leur formation jusqu'à l'Actuel en les intégrant dans l'histoire géodynamique complexe

¹ « On peut donc la [l'histoire du mouvement des continents] déchiffrer à l'aide de magnétomètres aussi facilement qu'on interprète les anneaux de croissance sur les souches d'arbres. » Révolutions dans les Sciences de la Terre, extraits de Vie et Milieu Série B : Océanographie Tome XIX 1968, J. Tuzo Wilson

régionale. C'est à partir de cette évolution que nous tenterons aussi d'éclaircir le potentiel pétrolier de ces bassins.

Chapitre 1 Description géologique

Introduction

L'objectif du présent travail est d'améliorer la compréhension de la géodynamique régionale du domaine marin de la Nouvelle-Calédonie. La zone d'étude se focalise sur les structures géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande ; cette zone est délimitée par un contour en pointillés sur la Figure 1-1. Ce travail ne peut être abordé sans une étude préalable générale des structures géologiques du Sud-Ouest Pacifique. C'est pourquoi, la première partie de ce manuscrit est consacrée à l'élaboration d'une synthèse bibliographique du Sud-Ouest Pacifique.

Cette synthèse s'accompagne d'une carte des provinces structurales sur la zone -10°S -55°S / 140°E 190°E hors texte à l'échelle A0 (cf. Annexe 1) permettant d'avoir une vue globale des différentes provinces structurales et de leurs caractéristiques : nature, âge et principaux traits structuraux.

Le contenu informatif de cette planche est le fruit d'une synthèse bibliographique avec dans la zone d'étude les informations issues des résultats des travaux de la présente thèse.

La description des unités structurales qui suit constitue l'équivalent d'une notice explicative de cette planche. Les provinces structurales de la planche en Annexe 1 ont été principalement identifiées à partir des cartes d'anomalies gravimétriques [Sandwell et Smith, 1997] et bathymétriques [Smith et Sandwell, 1997] satellitaires de la région Sud-Ouest Pacifique (10°S - 55°S / 140°E – 190°E), présentées en Figure 1-1.

Les données de magnétisme sont elles aussi essentielles en terme de datation et de confirmation de la nature du substratum. Les pointés d'anomalies magnétiques identifiées sont reportés sur la carte (communications personnelles Gaina C., Sdrolias M., Müller D. et Cande S., 2005).

1 Morpho-structure générale

De la côte australienne aux fosses du Vitiaz et Tonga-Kermadec, qui marquent la limite occidentale de l'Océan Pacifique au sens strict, le Sud-Ouest Pacifique est constitué d'une série de bassins et de rides de nature diverse : bassins à fond océanique ou continental aminci, rides « continentales », rides volcaniques, alignements de volcans intraplaque et plateaux océaniques.

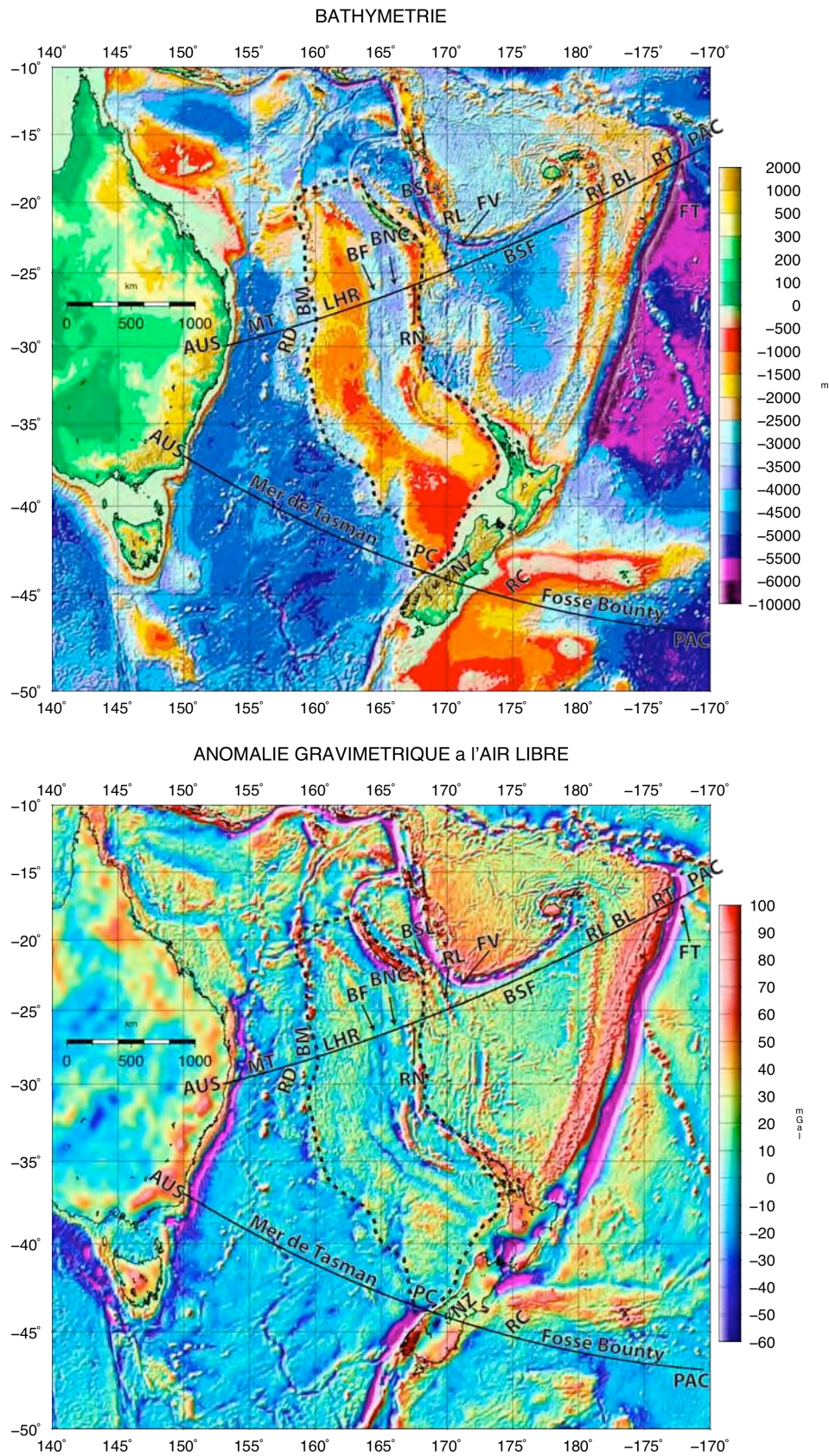


Figure 1-1 Cartes bathymétrique et gravimétrique du Sud-Ouest Pacifique [Sandwell et Smith, 1997; Smith et Sandwell, 1997]. Les deux traits noirs Est-Ouest représentent la position des profils exposés sur la Figure 1-2. Les contours en pointillés définissent la zone d'étude. Les acronymes sont explicités dans les paragraphes sous-jacents.

Au Nord de 35°S, d'Ouest en Est, les profils bathymétriques et gravimétriques de la Figure 1-2 permettent de distinguer les structures suivantes :

- Le Continent Australien (AUS),
- La mer de Tasman (MT),
- Les rides de Dampier (RD),
- Le Bassin de Middleton (BM),
- La Ride de Lord Howe (RLH),
- Le Bassin de Fairway (BF) (et Bassin d'Aotea au Sud de 35°S),
- Le Bassin de Nouvelle-Calédonie (BNC),
- La ride de Norfolk (RN),
- Le Bassin Sud-Loyauté (BSL) (au nord de la Fracture de Cook),
- La Ride des Loyauté (RL) (au nord de la Fracture de Cook),
- La ride des Trois Rois (au sud de la Fracture de Cook),
- Les bassins de Norfolk délimités par les zones de failles de Cook et de Veining Meinesz,
- Le Bassin Nord Loyauté (BNL),
- La fosse du Vanuatu (FV),
- La ride du Vanuatu (anciennement Nouvelles-Hébrides) ,
- Les bassins Nord-Fidjien et Sud-Fidjien (BNF et BSF),
- La ride de Lau-Colville (RL),
- Le Bassin de Lau et le fossé du Havre (BL),
- La ride de Tonga-Kermadec (RT),
- La fosse de Tonga-Kermadec (FT) (limite de plaque actuelle),
- La paléo-fosse du Vitiaz,
- La plaque Pacifique (PAC),

Au Sud de -35°S la limite de plaque est modifiée par la présence d'une morphostructure importante (la Nouvelle-Zélande) qui vient perturber la distribution des structures (cf. Figure 1-2) :

- Le Continent Australien (AUS)
- La Mer de Tasman (MT)
- Le Plateau de Challenger (prolongation sud de la ride de Lord Howe) (PC)
- La Nouvelle-Zélande recoupée par la faille alpine néo-zélandaise (limite de plaque actuelle) (NZ)
- La Ride de Chatham (RC)
- Le fossé du Bounty
- La plaque Pacifique (PAC)

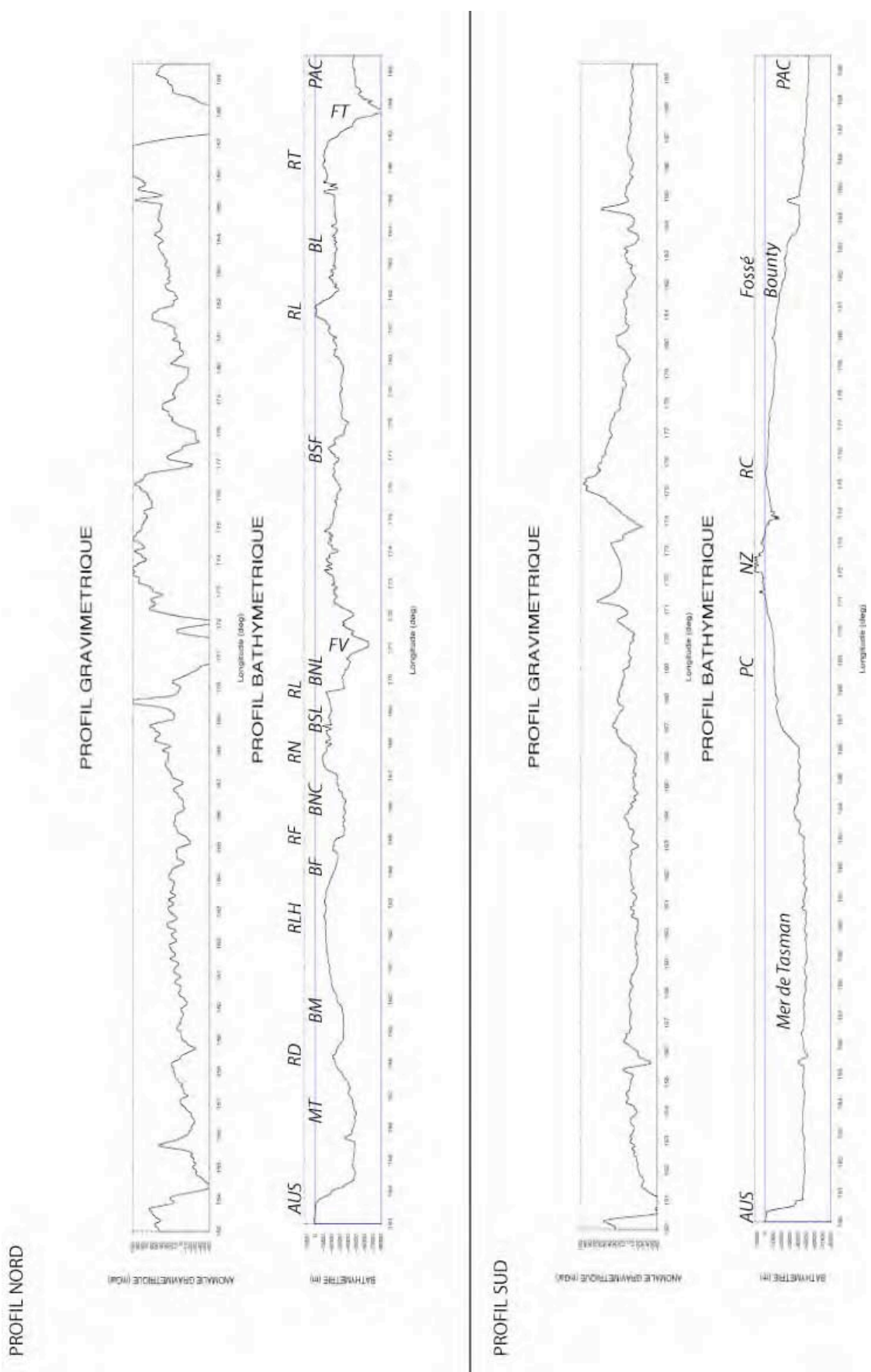


Figure 1-2 Profils bathymétrique et gravimétrique Ouest-Est du Sud-Ouest Pacifique. La Figure 1-1 montre la localisation de ces profils. Les acronymes sont explicités dans les paragraphes sus et sous-jacents.

2 Géodynamique

2.1 Généralités

Wegener [1929], le premier, suggérait : « the Island arcs, and particularly the eastern Asiatic ones, are marginal chains which were detached from the continental mass, when the latter drifted westward, and remained fast in the old sea floor which was solidified to great depths. Between the arcs and the continental margin later still-liquid areas of sea floor were exposed as windows ». Cette vision de l'évolution du Pacifique Ouest n'était à l'époque appuyée par aucune donnée géologique ni géophysique. La description en était pour autant correcte.

Les processus permettant une telle fragmentation de la marge orientale du Gondwana ont par la suite été étudiés par de nombreux chercheurs à partir de données géophysiques et géologiques. L'ensemble des unités décrites plus haut résulte de cette fragmentation du Mésozoïque et jusqu'à l'Actuel par une série d'ouvertures de bassins. Divers modèles géodynamiques / cinématiques existent pour tenter d'expliquer la formation et l'évolution spatio-temporelle de ces structures. Les modèles s'accordent dans les zones où les structures sont bien contraintes grâce à des données fiables et suffisantes. Les anomalies magnétiques de la Mer de Tasman permettent par exemple d'identifier précisément l'âge de sa formation et la nature de son socle. A l'inverse, les bassins de Fairway, de Nouvelle-Calédonie et de Norfolk, de nature crustale moins franche (type continental étiré ? arc continental étiré ? manteau dénudé ? ou ayant des croûtes océaniques trop étroites pour avoir enregistré quelque inversion du champ magnétique ? intrudées par du volcanisme récent ?) ont des âges difficilement contraignables. Nous nous efforçons ci-après de passer en revue ces modèles géodynamiques ainsi que de faire l'inventaire des connaissances de ces différents éléments structuraux.

2.2 Cinématique moderne

Située dans le Sud-Ouest Pacifique, la région ici étudiée se trouve sur la plaque Australienne entre l'Océan Pacifique et le craton Australien, et s'étend sur une distance latérale moyenne de 2500 km. Plus à l'Est de cette zone, la dorsale Est-Pacifique accrète la lithosphère de la plaque Pacifique avec un taux d'ouverture record de 18 cm/an taux complet, qui subducte 500 km plus à l'Ouest dans une direction générale ONO, le long de la fosse des Tonga Kermadec sous la plaque Australienne à une vitesse relative – maximum à 16°S – de 24 cm/an [*Pelletier et Louat*, 1989]. Cette vitesse relative de subduction (aussi appelée « taux de subduction ») correspond à la somme des vitesses de déplacement de la plaque subduite et de la fosse de subduction ($|V_{sub}| + |V_t|$ de la Figure 1-3). La plaque Australienne « poussée par la dorsale Est Indienne » se déplace quant à elle dans une direction NNE à une vitesse de 7 mm/an [*Petterson et al.*, 1999] et subducte le long de la fosse du Vanuatu sous la plaque Pacifique à une vitesse relative maximum de 17 cm/an [*Dubois et al.*, 1977] ($|V_{sub}| + |V_t|$ de la Figure 1-3). La zone de fracture de Fidji combinée au système de dorsales Nord-Fidjien établit le relais entre ces deux limites de plaques / zones de convergences (cf. Annexe 1). La somme de ces deux convergences quasi opposées donne à cette région du monde le plus grand taux de convergence, de 41 cm/an ($|V_{sub}^{pacifique}| + |V_t^{tonga}| + |V_{sub}^{australie}| + |V_t^{vanuatus}|$ de la Figure 1-3)

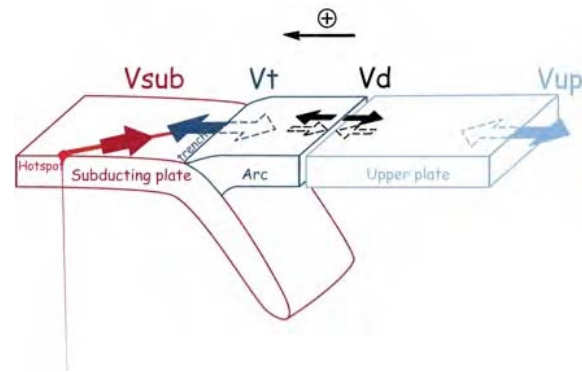


Figure 1-3 Dynamique d'une zone de subduction [Heuret et Lallemand, 2005]. V_{sub} : vecteur vitesse de la plaque subduite, V_t : vecteur vitesse de la fosse, V_{up} : vecteur vitesse de la plaque supérieure, V_d : vecteur vitesse arrière-arc. V_d est fonction de V_{up} et V_t .

Dans sa partie méridionale, au Sud de la Nouvelle-Zélande, la plaque Australienne subducte dans un mouvement à forte composante décrochante dextre sous la plaque Pacifique le long de la fosse de Puysegur.

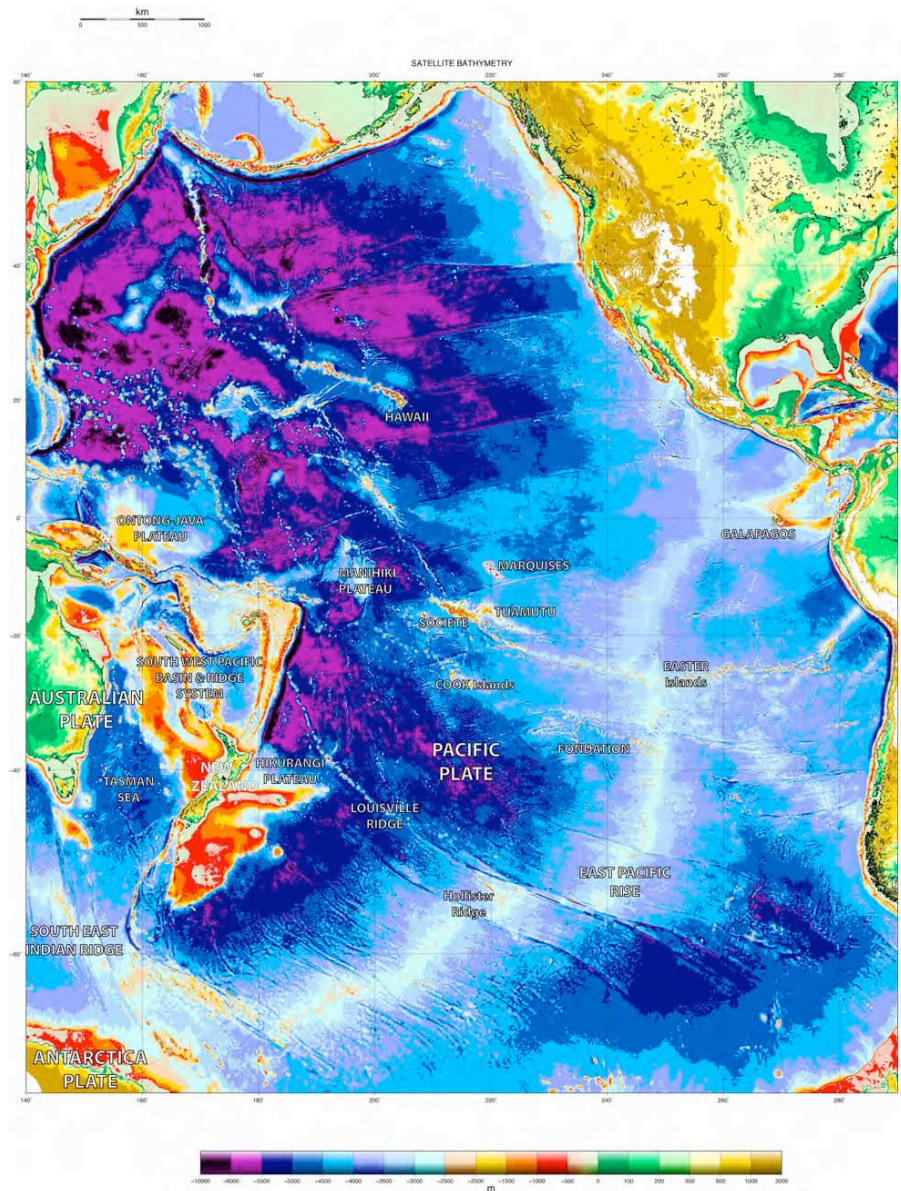


Figure 1-4 Carte bathymétrique – situation géographique du Sud-Ouest Pacifique.

2.3 Modèles géodynamiques

La géologie et la géodynamique du Sud-Ouest Pacifique étant principalement contrôlées par l'évolution des zones de subduction, il convient de commencer cette synthèse par un paragraphe prenant en revue les hypothèses sur les zones de subduction régionales et leurs modèles géodynamiques associés.

Une subduction datant du Mésozoïque à plongement Ouest sous la marge Est du Gondwana satisfait la plupart des modèles géodynamiques modernes [Bradshaw, 1981; Sdrolias *et al.*, 2003]. Les bassins d'Otway, de Gippsland (situés entre l'Australie et la Tasmanie) et le Grand Bassin Artésien (situé au milieu du continent Australien), qui contiennent d'importantes épaisseurs de sédiments volcaniques Mésozoïque, témoignent de la présence d'un arc volcanique fossile Mésozoïque le long de la paléo-marge du Gondwana [Bryan, 1997]. Les travaux récents de Mortimer *et al.* [2002], Mortimer [2003, 2004, 2008] et Mortimer *et al.* [2008] confirment cette hypothèse et montrent l'existence d'un arc continental Mésozoïque (la Median Batholith) dans l'île du Sud de Nouvelle-Zélande, en Terre de Mary Byrd (Antarctique) ainsi que dans la New England Fold Belt en Australie (cf. paragraphe 5 de ce chapitre). Cette subduction serait la subduction péri-pacifique bordant l'ensemble du continent Gondwana du Devonien au Crétacé (cf. Figure 1-5).

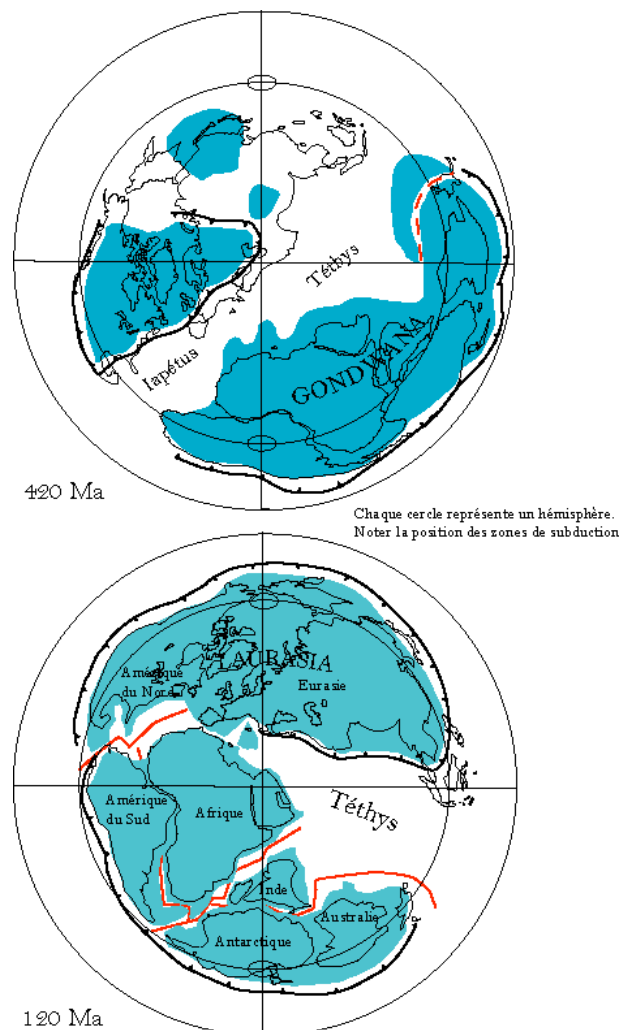


Figure 1-5 Zones de subduction péri-pacifique bordant le Gondwana du Dévonien au Crétacé, d'après Olivet et Aslanian [2000]

Au Nord du Bassin Nord-Fidjien, la fosse du proto-vitiaz est identifiable sur les cartes de bathymétrie et d'anomalies gravimétriques. Cette fosse est la continuité structurale de l'actuelle fosse de Tonga-Kermadec et pourrait correspondre à la fosse de la paléo subduction décrite dans le paragraphe précédent.

L'ensemble des modèles géodynamiques du Sud-Ouest Pacifique existants [Ballance *et al.*, 1982; Kroenke, 1984; Ballance, 1999; Cluzel *et al.*, 2001; Cranford *et al.*, 2002; Sdrolias *et al.*, 2003; Schellart *et al.*, 2006; Whattam *et al.*, 2008] s'accordent aujourd'hui pour dire que les bassins situés à l'Est de la ride de Norfolk sont le résultat d'ouvertures arrière-arc dans un processus de recul de la fosse par effondrement du panneau plongeant dans le manteau (trench retreat by slab roll back). Nous ouvrons ici une parenthèse pour dire que Heuret et Lallemand [2005] discutent ce modèle purement gravitaire d'effondrement du slab et proposent d'autres modèles faisant intervenir la cinématique des plaques ainsi que les forces mantelliques pour expliquer la tectonique arrière-arc. Nous développerons davantage cette discussion au Chapitre 3.

Les modèles géodynamiques du Sud-Ouest Pacifique s'appuient sur le modèle de Karig [1971] dans lequel une fosse de subduction recule, créant ainsi de l'extension en arrière de l'arc et laissant place à des séries d'arcs rémanents et de bassins dits arrière-arcs. Dans le cas du Sud-Ouest Pacifique, la subduction Mésozoïque Gondwanienne à plongement Ouest aurait reculé en direction de l'Est pour laisser place à une structure de bassins et rides caractéristiques de la région. Ces modèles géodynamiques débutent à 85 Ma au plus tôt.

Au sein de cette évolution, tous les modèles incluent un changement de vergence de la subduction (subduction flip) à ~50 Ma (d'un plongement Ouest à un plongement Est) afin d'expliquer la géologie Cénozoïque de la Nouvelle-Calédonie. En effet, la mise en place des ophiolites, ainsi que le métamorphisme HP-BT observés en Nouvelle-Calédonie, ne sont aujourd'hui expliqués qu'en incluant une subduction à plongement Est, à l'Est de l'île, au Paléogène. Pour plus d'information, voir le paragraphe 4 de ce chapitre qui détaille les modèles de mise en place des ophiolites néo-calédoniennes.

Les modèles divergent à partir de cette inversion de subduction : (i) Hypothèse 1 : selon Cranford *et al.* [2002] et Sdrolias *et al.* [2003], la subduction initiale s'interrompt lors de l'inversion à 50 Ma pour ensuite se ré-inverser vers 35 Ma lors de son blocage engendré par l'arrivée de la ride de Norfolk dans la zone de subduction. (ii) Hypothèse 2 : pour les autres auteurs Schellart *et al.* [2006] et Whattam *et al.* [2008], la subduction s'inverse sans pour autant que la subduction initiale ne s'interrompe. Il n'y a donc dans ce modèle qu'une seule inversion de subduction. La Figure 1-6 présente ce modèle (hypothèse 2). Quels que soient les modèles, la subduction actuelle le long de la fosse des Tonga Kermadec correspond à (i) hypothèse 1 : la subduction à plongement Ouest ayant repris à 35 Ma, ou (ii) hypothèse 2 : la subduction Mésozoïque qui n'a cessé de fonctionner.

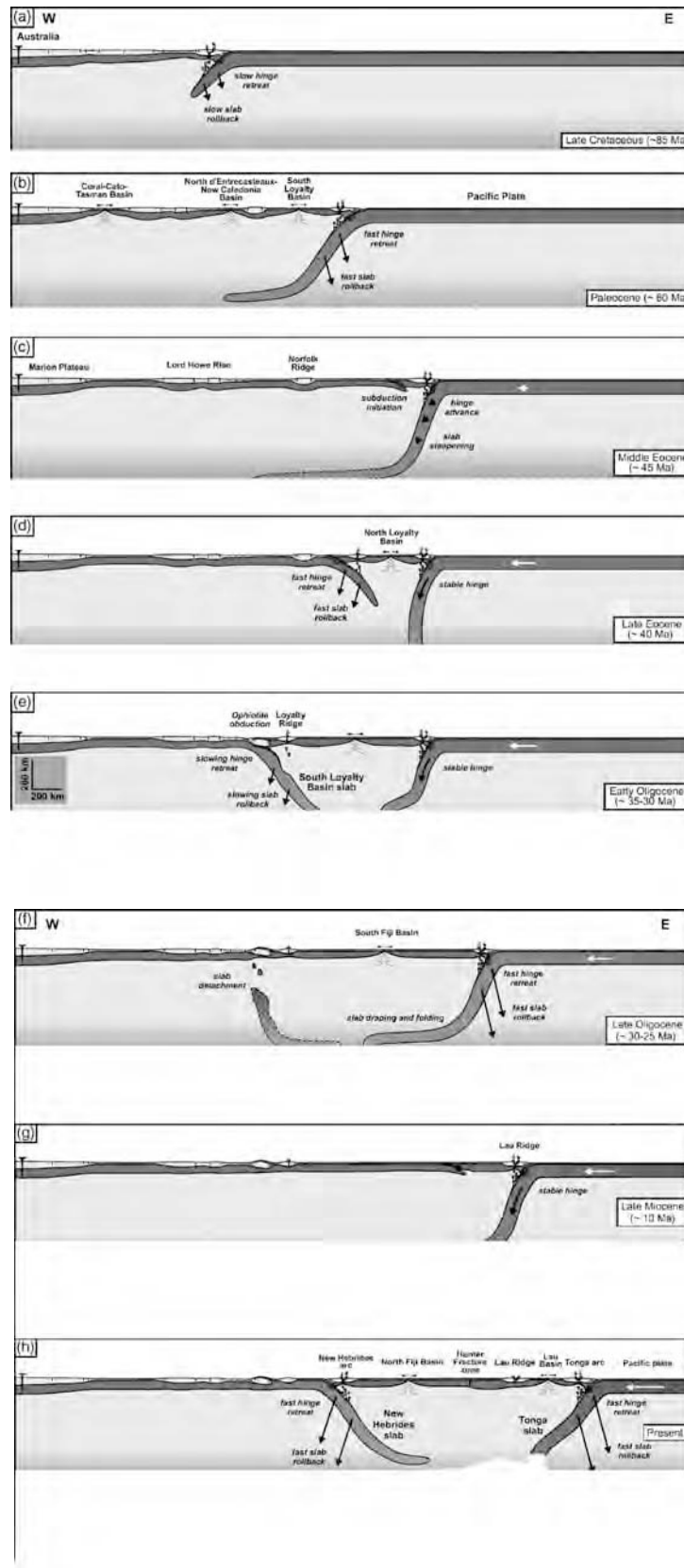


Figure 1-6 Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique par processus de slab rollback, modifié d'après *Schellart et al.* [2006]. On note que l'évolution géodynamique de 85 Ma à 60 Ma est très peu détaillée. On ne distingue pas sur cette période, l'ordre chronologique de la formation des bassins de Tasman, de Nouvelle-Calédonie et Sud-Loyauté. La coupe correspond à une section Est – Ouest à environ 20°S.

Enfin, la subduction du Vanuatu vient prendre place à 10 Ma et fait aujourd'hui en partie face à la subduction des Tonga-Kermadec.

Certains bassins du Sud-Ouest Pacifique ne sont aujourd'hui pas pris en compte dans ces modèles. Tel est le cas des bassins de Norfolk, de Fairway et de Nouvelle-Calédonie.

Les ouvertures de la Mer de Tasman et de la Mer de Corail ne sont pas de type arrière-arc et leur évolution géodynamique est à associer au rifting qui prend naissance entre le Continent Antarctique et l'Australie au Campanien. Le paragraphe 3.2.7 décrit et la Figure 1-7 illustre ce rifting en Mer de Tasman.

Les bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway se trouvant à la frontière entre ces deux systèmes d'ouverture, l'un des objectifs de ce travail de thèse est d'identifier si leur origine est à relier au système arrière-arc (à l'Est) ou au système de la Mer de Tasman (à l'Ouest).

3 Provinces Structurales et Géodynamique

3.1 Généralités à propos de la carte de synthèse

La description des provinces structurales repose sur un découpage par type de structure : Lanière Continentale, Bassins Océaniques, Bassins Continentaux Etirés, Bassins Arrière-arc et Rides Volcaniques. L'accent est porté sur les structures géologiques se trouvant dans la zone d'étude (cf. Figure 1-2 pour la localisation de cette zone). Un code de couleur définit l'âge des structures et une symbolique définit leur nature crustale. Par convention, pour ce qui concerne les rides volcaniques nous indiquons l'âge de la dernière activité – donc l'âge le plus jeune. Par exemple la ride des Tonga-Kermadec est ici indiquée comme étant Plio-quadernaire car elle est aujourd'hui en activité mais comporte des traces d'activités Eocène [Parson *et al.*, 1992; McDougall *et al.*, 1994] et très certainement antérieures. A l'inverse, pour ce qui concerne les bassins qui ont parfois subi plusieurs phases tectoniques, plusieurs phases de subsidence, nous optons pour un code de couleur définissant l'âge de formation du bassin, donc l'âge le plus ancien.

3.2 Les lanières continentales

La région située à l'Est de l'Australie est caractérisée par la présence de lanières continentales qui résultent de la fragmentation de la marge du Gondwana au Crétacé. Ces lanières sont détaillées ci-après, d'Ouest en Est. On parle de lanières continentales, bien que ces structures aient très probablement été contaminées par des arcs volcaniques continentaux.

3.2.1 Ride de Lord Howe – Plateau de Challenger

La ride de Lord Howe est une des structures majeures jalonnant le domaine compris entre la Nouvelle-Calédonie et la marge orientale de l'Australie. Longue de 2000 km et large de 400 km, elle est située entre la marge Est Australienne et les îles de Nouvelle-Calédonie, Norfolk, et Nouvelle-Zélande. Compte tenu de sa localisation, cette structure a enregistré tous les événements ayant affecté ce domaine. La ride de Lord Howe est interprétée comme étant un fragment détaché de la marge Australienne lors de la phase d'ouverture de la mer de Tasman entre le Crétacé Inférieur et l'Eocène Inférieur (chron 33 à 24 cf. paragraphe 3.3.1).

Les données de sismique-réfraction et de gravimétrie suggèrent que le substratum de la ride de Lord Howe est essentiellement de nature continentale, ou de type intermédiaire (continental aminci), avec des vitesses de propagation des ondes voisines de 6 km/sec et une épaisseur de 26 km [Officer, 1955; Dooley, 1963; Sbor *et al.*, 1971; Woodward *et al.*, 1971]. Les données de réfraction acquises lors de la campagne ZoNéCo 11 [Lafay *et al.*, 2005b; Klingelhoefer *et al.*, 2007] le long des deux transects régionaux confirment l'origine continentale de la ride de Lord Howe. Par des modélisations magnétiques, Schreckenberger *et al.* [1992] mettent en évidence la nature fortement magnétique de la base de la croûte continentale. Mortimer *et al.* [2008] montrent, à partir d'échantillons dragués et forés, qu'une partie du socle de la ride de Lord Howe est la continuité

en mer de la New England Fold Belt du Queensland et suggèrent ainsi une origine d'arc volcanique continental.

Au Sud de la ride, le forage DSDP 207 a recoupé des sédiments terrigènes du Crétacé supérieur associés à des laves rhyolitiques surmontées par des sédiments hémipélagiques. Une lacune sédimentaire est notable : U1 de l'Eocène moyen à Miocène supérieur.

Au Nord de la ride, le forage DSDP 208 situé, lui, sur la bordure est de la ride, échantillonne des boues carbonatées ayant une forte composante siliceuse d'âge Maastrichtien supérieur à Eocène recouvertes par des sédiments hémipélagiques bathyaux. Deux lacunes sédimentaires sont notables : U1 de l'Eocène moyen à l'Oligocène moyen et U2 : du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur.

La lacune de sédimentation observée aux deux puits (U1) est attribuée selon certains auteurs à : (i) une variation de courants océaniques en relation avec l'ouverture entre l'Australie [Andrews *et al.*, 1973] et l'Antarctique ou bien avec (ii) une subsidence associée à un événement tectonique majeur [Launay *et al.*, 1977; Lafoy *et al.*, 1994; Van de Beuque *et al.*, 1998b]. Il est intéressant de noter que la base de cette discordance est identique aux deux puits mais que son toit varie selon que l'on se trouve au Nord ou au Sud : la sédimentation cesse à la même période (Eocène supérieure) mais reprend plus tard au Sud (Miocène supérieur contre Oligocène moyen). Cet épisode affecte la ride sur toute sa longueur et forme ainsi une plateforme identifiable du Nord au Sud. Une subsidence affecte ensuite la ride qui est remise en domaine de sédimentation bathyal. Suit à un épisode volcanique qui a débuté à l'Oligocène supérieur jusqu'à l'arrêt récent de la subsidence de la ride [Van de Beuque *et al.*, 1998b]. Les résultats des dragages ont donné un âge Miocène pour les roches volcanoclastiques prélevées sur le sommet de la ride [Exon *et al.*, 2004].

Jongsma *et Mutter* [1978] proposent que les bassins situés sous la bordure occidentale de la ride soient de type rift d'âge Crétacé associé à l'ouverture de la Mer de Tasman. Willcox *et al.* [1980] y ont identifié des structures en horst et graben d'âge probable Crétacé à des profondeurs sous le niveau de la mer comprises entre 1000 et 2000 m. Toute la marge occidentale de la ride présente des structures en horst et graben. La bordure orientale de la ride de Lord Howe a été interprétée comme l'ancienne marge Australo-Antarctique [Willcox *et al.*, 1980]. Une épaisseur de 2000 m de sédiments clastiques a été déposée au niveau de cette marge avant ou pendant le Crétacé supérieur. La couverture sédimentaire est de l'ordre de 1000 m pour la bordure orientale de la ride, et dépasse 2000 m dans le bassin de Fairway. Dans sa partie septentrionale, la ride de Lord Howe a été affectée par une phase de soulèvement et d'érosion sub-aérienne à l'Eocène, accompagnée d'une phase de déformation compressive marquée par des écaillages de sa bordure Est [Lafoy *et al.*, 1994].

3.2.2 Ride de Dampier

La nature continentale de la ride de Dampier a été confirmée par dragages [McDongall *et al.*, 1994], puis par sismique réflexion multi-trace, grâce aux données de la campagne Faust-1 [Lafoy *et al.*, 1998]. D'après Gaina *et al.* [1998], lors de la phase de rifting associée à la Mer de Tasman, le rift se propageant vers le Nord aurait dans un premier temps séparé la ride de Dampier de la ride de LH par un processus d'extension continentale qui aurait donné naissance aux bassins de Lord Howe et de Middleton. Un saut d'axe vers l'Ouest aurait ensuite séparé la ride de Dampier du continent Australien au Maastrichtien par accréation océanique lors de la formation de la mer de Tasman dans sa partie septentrionale.

3.2.3 Ride de Norfolk

La ride de Norfolk correspond à une lanière de croûte continentale immergée, rattachée au sud à la ride de Reinga et au Northland de la Nouvelle-Zélande, et au Nord à la ride et l'île de Nouvelle-Calédonie et jusqu'au récif d'Entrecasteaux. Les travaux de sismique-réfraction de *Shor*

et al. [1971] placent le Moho à 21 km de profondeur sous la ride de Norfolk et en confirment la nature continentale [Solomon et Biehler, 1969]. Les données de sismique-réfraction de la campagne Zonoco confirment la nature continentale de cette ride [Lafoy *et al.*, 2005b; Klingelhoefer *et al.*, 2007].

On y note l'existence de blocs basculés sur le flanc ouest, bordant le bassin perché Ouest-Calédonien situé au sud de la Nouvelle-Calédonie [Lafoy *et al.*, 2005a].

Des séquences anciennes (comprises entre le Carbonifère supérieur et le Crétacé inférieur (300-100 Ma) sont essentiellement observées à terre, complétées par quelques échantillons marins récoltés dans la zone d'étude. Les paléofaunes identifiées sont identiques à celle du Murihiku Terrane de Nouvelle-Zélande [Grant-Mackie *et al.*, 1977]. Elles mettent en évidence des périodes d'affinités avec celles reconnues sur le Gondwana, au Permien et au Jurassique, et d'endémisme des espèces, au Trias-Lias, traduisant des épisodes de raccordement et d'isolement des formations avec le supercontinent [Meffre, 1991]. La période comprise entre le Trias inférieur et le Jurassique supérieur est marquée par l'existence d'arcs volcaniques non conservés dans le dispositif actuel, mais connus par des turbidites volcanoclastiques [Cluzel *et al.*, 1998].

Des données de pétrologie mettent en évidence une phase de volcanisme basaltique datée à 20 Ma le long du flanc Nord-Est de la ride de Norfolk [Daniel *et al.*, 1976].

Le segment septentrional de la ride, d'une largeur moyenne de 70 km et orienté NW-SE, porte la Nouvelle-Calédonie. Il s'élève à environ 2000 m au dessus du plancher océanique du bassin de Nouvelle-Calédonie. Ce segment est affecté à la fin de l'Eocène par le charriage de la nappe des ophiolites [Paris, 1981], entraînant l'émersion d'une partie de la ride et donnant ainsi naissance à l'île de Nouvelle-Calédonie, aussi appelée Grande Terre. La partie nord de la Nouvelle-Calédonie, entraînée dans un processus de subduction, a été affectée par un métamorphisme haute pression - basse température Eocène [Cluzel *et al.*, 1994; Cluzel *et al.*, 2001].

La mise en place de la nappe des péridotites a fait l'objet de nombreuses études [Avias, 1967; Gonord, 1977; Prinzhofer *et al.*, 1980; Paris, 1981; Collot *et al.*, 1987a; Cluzel *et al.*, 2001]. Ce point sera abordé plus en détail dans le paragraphe 4 « Géologie de la Nouvelle-Calédonie ».

3.2.4 Ride de Fairway

Longue de 600 km et orientée N130°E, la Ride de Fairway est encadrée par le bassin de Fairway à l'Ouest et le bassin de Nouvelle-Calédonie à l'Est. Mignot [1984] l'interprète comme un tronçon détaché de la ride de Lord Howe par ouverture du bassin de Fairway. Vially et Benard [2001] identifient des figures de progradations vers le bassin de Fairway à l'Ouest sur le profil sismique FAUST 1 - LHRNC-A [Lafoy *et al.*, 1998] et suggèrent qu'une phase d'érosion majeure a affecté l'extrémité nord-ouest de la ride de Fairway au Crétacé. Selon Vially *et al.* [2003], une telle forme d'érosion suggère une origine continentale de la ride.

Enfin Exxon [2001], Lafoy *et al.* [2001], Lafoy *et al.* [2005a] et Exxon *et al.* [2007] interprètent des massifs discontinus orientés NNW-SSE situés au Sud de la ride de Fairway comme étant le prolongement septentrional de la ride West Norfolk sur la base de données sismiques et gravimétriques. Cette dernière, située à 33°S à l'Ouest de la Nouvelle-Zélande, est également soulignée par une forte anomalie gravimétrique positive, et présente une affinité continentale de type igné à métamorphique [Herzger *et al.*, 1997; Mortimer *et al.*, 1998]. Cette origine continentale de la ride de Fairway corrobore les travaux antérieurs ayant précisé les relations structurales entre les rides de Fairway et Ouest-Norfolk [Ravenne *et al.*, 1977; Mignot, 1984; Eade, 1988; Lafoy *et al.*, 1994; Lafoy *et al.*, 2005a; Exxon *et al.*, 2007].

3.2.5 Ride Ouest Norfolk

La Ride Ouest-Norfolk est de type igné à métamorphique avec une surface d'érosion sur le haut de la ride [Herzger *et al.*, 1997]. Un dragage sur le flanc ouest de la ride a prélevé un échantillon de charbon Crétacé inférieur [Herzger *et al.*, 1999]. Selon Ravenne *et al.* [1977], Eade [1988], Lafoy *et al.*

[2005a] et *Exon et al.* [2007], cette ride est la continuité Sud de la ride de Fairway. Elles semblent être reliées de façon discontinue par des hauts de socle.

3.2.6 Ride de Wanganella

Située juste à l'Est de la Ride Ouest-Norfolk cette ride est plus élevée que sa voisine. Elle est constituée de roches ignées et sédimentaires. Le sommet de la ride correspond au sommet d'un bloc basculé inversé, vraisemblablement repris en compression lors du jeu de la zone de fracture de Veining Meinesz [*Herzer et al.*, 1997].

3.2.7 Ride de Campbell – Ride de Chatham – Ile du Sud de la Nouvelle-Zélande

Le complexe Plateau de Campbell – Ride de Chatham – Ile du Sud de la Nouvelle-Zélande (CCSNZ) a fait l'objet de reconnaissances par dragage et leur origine continentale est reconnue. D'après *Cande et al.* [2000], *Fitzgerald* [2002] et *Eagles et al.* [2004], cet ensemble correspond au conjugué de la Terre de Mary Bird (MBL) en Antarctique. L'accrétion océanique s'est produite entre la Terre de Mary Bird et le complexe, de 83 Ma (chron 34) à ~45 Ma (chron 19) [*Cande et al.*, 2000]. Contemporainement, l'ouverture de la Mer de Tasman l'éloigne du continent Australien de 83 Ma (chron 34) à 52 Ma (chron 24) [*Cande et al.*, 2000]. A 45 Ma, la réorganisation cinématique de la plaque Pacifique induit un mouvement antihoraire du complexe CCSNZ, modifiant la limite de plaque Australie / Pacifique, ayant pour effet d'initier l'extension entre la Ride de Résolution et le Plateau de Campbell (formation du bassin South Tasman Oceanic Crust) et d'engendrer un décrochement dextre le long de la faille alpine dans l'île du Sud de la Nouvelle-Zélande [*Sutherland*, 1999]. La Figure 1-7 synthétise ces deux grandes étapes.

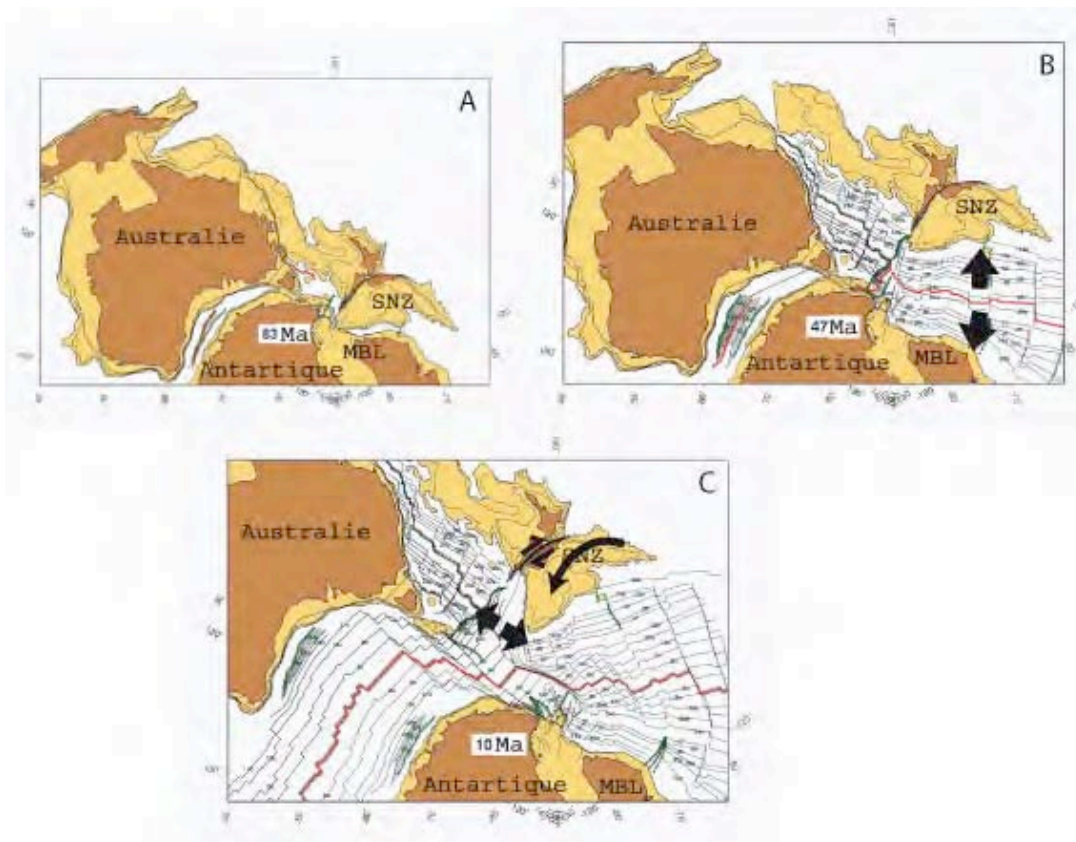


Figure 1-7 Cinématique du Complexe Plateau de Campbell – Ride de Chatham – Ile du Sud de la Nouvelle-Zélande (*S.Cande*, 2005 communication personnelle). A/ Situation initiale avant le breakup du Gondwana, B/ 83 Ma - ~45 Ma : Accrétion océanique de long des dorsales de la Mer de Tasman et de la dorsale Est Pacifique C/ 45 Ma - Actuel : La modification de la cinématique de la plaque Pacifique à 45 Ma induit un mouvement de rotation anti-horaire du complexe

3.2.8 Les plateaux de Kenn, de Louisiade et de Mellish

D'après *Willcox et al.* [1981], *Gaina* [1998], *Gaina et al.* [1998] et *Gaina* [1999], ces différents plateaux situés sur le pourtour de la mer de Corail et au Nord du Fossé de Cato sont de nature continentale. Aucun forage et très peu de dragages ont échantillonné ces structures. Dans les modèles d'ouverture de la Mer de Tasman et de la Mer de Corail, leurs marges conjuguées sont les plateaux de Queensland et de Marion, eux-mêmes rattachés au continent Australien et d'origine continentale prouvée par forages. Les nombreux dragages de la campagne de Geoscience Australia SS5/2004 suivis des travaux de *Exon et al.* [2005] ont apporté de nouveaux éléments de détail quant à l'histoire du Plateau de Kenn. Selon ces auteurs, ce plateau aurait commencé à se détacher du Plateau de Queensland vers 65 Ma jusqu'à 52 Ma, fin du rifting de la Mer de Tasman. Pendant cette phase de rifting et de drifting, le plateau se trouvait en grande partie émergé, approvisionnant les fossés et bassins alentours jusqu'à 2500 m de sédiments siliciclastiques (non marins ou marins peu profonds). Au Crétacé terminal des craies à radiolaires se déposent dans les parties profondes autour du plateau. Cette phase de sédimentation prend fin à la discordance régionale Paléocène – Eocène qui coïncide avec la fin du drifting à 52 Ma. L'ensemble subside alors pour atteindre des faibles profondeurs bathyales et une sédimentation pélagique avec une forte composante en radiolaires. Les enregistrements sédimentaires Eocène supérieur montrent des déformations importantes ainsi que du diapirisme. Les auteurs associent ces événements à la collision et à l'obduction néo-calédonienne. La discordance Eocène – Oligocène serait due aux changements de courants liés à l'ouverture plus au Sud entre l'Antarctique et l'Australie.

3.3 Les bassins océaniques

3.3.1 Mer de Tasman (84-52 Ma)

La mer de Tasman est un bassin océanique de 2000 km de largeur maximum et 4000 m de profondeur. Les anomalies magnétiques identifiées de chron 34 à chron 24 [*Griffiths et Varne*, 1972; *Weissel et Hayes*, 1972; *Hayes Dennis et Ringis*, 1973; *Jongsma et Mutter*, 1978; *Shaw*, 1990; *Symonds et al.*, 1996; *Gaina et al.*, 1998; *Cranford et al.*, 2002; *Sdrolias et al.*, 2003] permettent de dater avec précision l'accrétion océanique qui s'est déroulée de la fin du Santonien (83 Ma) à l'Eocène inférieur (52 Ma). *Gaina et al.* [1998] proposent un modèle à treize plaques décrivant l'ouverture de ce bassin océanique.

L'origine du rifting prend place dans la partie Sud de la mer dans le fossé de Bellona [*Gaina et al.*, 1998] et est liée au rifting et mouvements d'extension qui se produisent entre l'Antarctique et l'Australie [*Cande et Mutter*, 1982; *Cande et al.*, 2000; *Fitzgerald*, 2002; *Cande et Stock*, 2004; *Eagles et al.*, 2004; *Siddoway et al.*, 2004].

Les premiers mouvements pré-anomalie magnétique chron 34 s'effectuent entre les blocs STR/ETR TAS/STR TAS/ETR et dans le fossé de Bellona (STR : Ride Sud Tasman, TAS : Tasmanie et ETR : Ride Est Tasman). La rupture continentale se propage ensuite vers le Nord dans un premier temps entre la Ride de Dampier et le nord de la ride de LH (créant la dépression du bassin de Middleton), pour finalement se décaler latéralement vers l'Ouest entre la ride de Dampier et le bloc Australien en direction du fossé de Cato (Cato Trough sur la planche hors texte). Selon *Gaina et al.* [1998] ce saut d'axe de rifting est associé à un changement drastique de direction et de taux d'accrétion aux alentours de chron 33.

3.3.2 Mer de Corail (62-56 Ma)

La mer de Corail est formée de croûte océanique dont les anomalies magnétiques sont clairement identifiées de chron 27 à chron 24 [*Weissel et Watts*, 1979; *Shaw*, 1990; *Gaina*, 1999].

L'extension continentale s'est produite entre la Papouasie-Nouvelle-Guinée (PNG) et le Plateau du Queensland pour ensuite se propager vers le point triple de Louisiade (à chron 27) qui relie la

dorsale de la Louisiade trough (entre le Plateau de Louisiade Plateau et la Ride de Mellish) et le sud de la mer de Corail (entre le Plateau de Kenn et le plateau des Chesterfield).

3.4 Les bassins continentaux étirés

3.4.1 Bassin de Middleton

De par le manque de données de forages, l'âge de ce bassin est très mal contraint. Une importante épaisseur sédimentaire (en moyenne de deux secondes temps double (std)) ainsi qu'une stratigraphie similaire à celle observée dans le bassin de Fairway ont poussé *Jongsma et Mutter* [1978] à interpréter ce bassin comme étant l'équivalent oriental du Bassin de Fairway.

Les campagnes de sismique-réflexion multi-trace Faust1 et Noucaplac2 ont mis en évidence la nature continentale étirée de ces bassins grâce à l'identification de structures en demi-graben de grande ampleur sur les marges Est et Ouest du bassin.

Gaina et al. [1998] proposent un modèle contraint par les données géophysiques de la Mer de Tasman. Dans un premier temps, de 83 à 72 Ma, lors de l'ouverture de la partie Sud de la Mer de Tasman, la ride Dampier reste solidaire du Gondwana et l'ouverture de la mer de Tasman se propage vers le Nord dans le Bassin de Middleton. La ride de Lord Howe migre dans une direction NNE et une extension en « pull apart » se produit alors dans le bassin de Middleton.

Dans un deuxième temps, un saut d'axe vers l'Ouest de l'accrétion de la Mer de Tasman fait avorter le rifting du bassin de Middleton. Le bassin passe alors sur le bloc de la ride de Lord Howe et dérive vers l'Est. La limite entre le Plateau des Chesterfiels et la ride de LH n'est pas bien définie autrement qu'à partir de données d'anomalies gravimétriques.

3.4.2 Bassin de Otway, de Gipps et Grand Artésien

Les bassins de Otway et de Gipps qui séparent la Tasmanie de l'Australie sont des bassins riftés Mésozoïque qui ont une couverture sédimentaire très importante de 4 std constituée de dépôts volcaniques [*Bryan, 1997*] et carbonatés datés du Crétacé inférieur - Jurassique.

Le Grand Bassin Artésien au sein même du continent Australien contient lui aussi d'importantes quantités de sédiments d'origine volcanique Mésozoïque [*Bryan, 1997*].

3.4.3 Fossé de Bellona (Bellona Trough)

Le Fossé de Bellona est une structure continentale en demi-graben qui sépare le Plateau de Challenger et le Sud de la Ride de Lord Howe. Des sédiments Crétacé à Quaternaire comblent le fossé. Dans le modèle d'ouverture de la Mer de Tasman de *Gaina et al.* [1998], le fossé de Bellona constitue les prémices de déchirure continentale avant l'expansion océanique post 83 Ma. Selon ce modèle les premiers sédiments déposés au fond du fossé serait en conséquence Sénomien Inférieur.

3.4.4 Le Bassin Ouest-Calédonien

Pour la première fois décrit par *Dupont et al.* [1975] et dénommé « Bassin Calédonien Adjacent », le Bassin Ouest-Calédonien (ou aussi Ouest-Norfolk) a été recoupé sur les profils de sismique multi-trace de la campagne FAUST 1 [*Lafoy et al., 1998*]. Il est séparé par la ride Ouest-Calédonie qui individualise le Bassin de Nouvelle-Calédonie à l'Ouest, du Bassin Ouest-Calédonien à l'Est. On y retrouve des édifices diapiriques ayant la même signature sismique que dans le Bassin de Fairway. Ces observations et la structure en demi-graben du socle suggèrent une origine continentale. Bien que de dimension plus petite et moins bien définie que celle du Bassin de Fairway, ce bassin perché correspondrait selon *Lafoy et al.* [2005a] et *Lafoy et al.* [2005b] à l'équivalent oriental du Bassin de Fairway.

3.4.5 Bassin de Fairway

Encadré par la ride de Lord Howe à l'Ouest et la ride de Fairway à l'Est, le bassin de Fairway est orienté NW-SE et NNW-SSE au nord et au sud de la latitude 24°30'S. Il s'approfondit vers le Sud en s'orientant NNW-SSE.

Le substratum du bassin, de nature controversée, océanique [Ravenne *et al.*, 1977; Mignot, 1984; Uruski *et Wood*, 1991; Cluzel *et al.*, 1997; Van de Benque, 1999] ou continentale amincie [Bitoun *et Recy*, 1982; Auzende *et al.*, 2000a; Auzende *et al.*, 2000b; Vially *et Benard*, 2001; Lafoy *et al.*, 2005a], est recouvert d'une couverture sédimentaire pouvant atteindre 2 à 3 km [Ravenne *et al.*, 1977].

L'hypothèse d'un bassin à croûte continentale amincie a été proposée sur la base d'une modélisation gravimétrique [Vially *et Benard*, 2001] et d'après la mise en évidence de diapirs dont l'origine est aujourd'hui encore source de débats mais qui pourrait être des constructions biologiques (récifs ?), des diapirs salifères [Auzende *et al.*, 2000a; Auzende, 2000] ou encore des diapirs de boues. En raison de l'absence d'anomalies magnétiques marquées et en accord avec les modélisations gravimétriques proposées [Hahn, 2001; Vially *et Benard*, 2001], ces auteurs interprètent la croûte épaisse de 10 km comme d'origine continentale étirée et amincie, surmontant un manteau hydraté et serpentinisé sous-jacent.

Les données de sismique-réfraction et de réflexion grand angle ainsi que les profils de sismique réflexion multi-trace à forte pénétration acquis lors de la mission ZoNéco 11 confirment l'hypothèse d'un substratum formé par une croûte continentale amincie aussi bien au niveau du transect Nord que du transect Sud [Lafoy *et al.*, 2005b; Klingelhoefer *et al.*, 2007]. Au niveau du transect sud, il apparaît un corps à forte vitesse dont les caractéristiques sont celles d'une intrusion. Ces données confirment aussi dans le secteur sud, la présence de séries « diapiriques » dont l'origine est inconnue mais qui clairement s'enracinent dans les séries sédimentaires les plus profondes sans affecter le socle.

Sur la base de profils de sismique-réflexion et de données de gravimétrie, Lafoy *et al.* [2005a] et Exxon *et al.* [2007] montrent qu'au Sud de 30°S le Bassin de Fairway se prolonge dans le Bassin d'Aotea (AB).

3.4.6 Bassin d'Aotea² (AB)

Le Bassin d'Aotea (AB) s'étend depuis le bord de la plateforme continentale néo-zélandaise jusqu'au forage DSDP 206. Il n'est autre que la continuité structurale du Bassin de Taranaki (décrit au paragraphe 3.4.7) au Sud et la continuité structurale directe du Bassin de Fairway au Nord. Ce deuxième point avait été pressenti par Dupont *et al.* [1975], Ravenne *et al.* [1977], Eade [1988] et Lafoy *et al.* [2005a] et ensuite démontré grâce aux données de la campagne FAUST-3 (s232) par Exxon *et al.* [2004] et Exxon *et al.* [2007]. En terme de bathymétrie, le bassin d'Aotea actuel se prolonge dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie, d'où une ambiguïté sur son origine et sa structure.

Les modélisations gravimétriques effectuées par Zhu *et Symonds* [1994] révèlent une croûte de nature continentale amincie d'épaisseur 15 km. L'ensemble du bassin est recouvert d'une épaisse couverture sédimentaire moyenne de 3 km pouvant atteindre 10 km sur la marge du plateau continental néo-zélandais. Trois forages situés sur le talus du plateau continental, Wakanui-1, Wainui-1 et Tane-1 [Shell *et al.*, 1976; 1981; Milne *et Quick*, 1999], pénètrent des sédiments

² Par soucis de clarté, il est ici notable de préciser que la nomenclature « Bassin d'Aotea » a été définie par un comité d'experts Néo-Zélandais et Australiens en 2007 (cf [Exxon *et al.*, 2007]). Avant cela, le bassin était connu sous différents noms, tels que « Deepwater Taranaki Basin » (e.g. [Baillie *et Uruski*, 2004]) ou « Greater Taranaki Basin » (e.g. [Uruski *et Baillie*, 2004]) ou encore « Offshore Taranaki Basin » (e.g. [Herzger *et al.*, 1997]).

Mésozoïques (Jurassique Supérieur au plus ancien dans le puits Wakanui-1). L'ensemble des échantillons Mésozoïques correspond à des charbons. Le forage DSDP 206 [Burns *et al.*, 1973b] foré plus au Nord dans l'axe du bassin échantillonne des roches calcaires Paléocène pour les plus anciennes.

Ces importantes séries sédimentaires combinées avec la présence de roches Mésozoïques suggèrent une origine Mésozoïque du bassin [Uruski *et al.*, 2003; Uruski *et Baillie*, 2004]. Uruski *et Wood* [1991] l'interprètent comme un rift Crétacé avorté en relation avec le rifting qui prend place dans le fossé de Bellona et l'initiation du rifting de la Mer de Tasman. Uruski *et Wood* [1991], Uruski *et al.* [2003] et Uruski *et Baillie* [2004] identifient et cartographient un delta profond daté Crétacé prenant sa source en Nouvelle-Zélande. D'autres épisodes sédimentaires turbiditiques et des systèmes en chevaux viennent affecter le bassin avec l'apport d'importants volumes sédimentaires provenant de l'érosion de la chaîne alpine néo-zélandaise au Néogène.

3.4.7 Bassin de Taranaki

Le Bassin de Taranaki se trouve sur la plateforme continentale de la Nouvelle-Zélande au large du volcan actif Mt Taranaki (Mt Egmont) et à l'extrémité Nord du détroit de Cook entre l'île du Nord et l'île du Sud de la Nouvelle-Zélande. Selon Laird [1980] et Laird *et Bradshaw* [2002] l'histoire Crétacé du bassin est dominée par du rifting en relation avec l'ouverture de la Mer de Tasman. L'importante série sédimentaire de ce bassin s'est cependant déposée pendant une phase compressive de l'Oligocène au Miocène supérieur. Cette phase compressive correspond au développement de la subduction le long de la fosse de Kermadec. Cet événement tectonique majeur implique un épaississement crustal important ainsi qu'une tectonique compressive qui induit une déformation flexurale au niveau du Bassin de Taranaki. Les failles normales d'âge Crétacé (telle que la faille de Taranaki) sont alors reprises en compression et jouent en faille inverse. L'émergence des Alpes néo-zélandaises au Néogène et leur érosion induisent une abondante sédimentation détritique.

3.4.8 Bassin de Reinga

Les rides de Wanganella et de Reinga qui délimitent le Bassin de Reinga sont des hauts topographiques d'épaules de rift de 20-30 Kms d'épaisseur [Zhu *et Symonds*, 1994]. La ride de Reinga située au Nord du bassin marque la limite avec la zone transformante dextre de Veining-Meinesz [Herzer *et Mascle*, 1996] et le bassin de Norfolk. Les modélisations gravimétriques suggèrent que la croûte du bassin est de nature continentale et d'épaisseur 15-20 km, sous-jacent une couverture sédimentaire comprise entre 3.5 km et 5.5 km [Herzer *et al.*, 1997]. Sur la base de dragages et de forages plus au Sud sur le bord de la plateforme continentale néo-zélandaise, ces auteurs proposent un rifting Crétacé. Les échantillons Jurassiques récemment forés au puits Wakanui-1 [Milne *et Quick*, 1999] remettent en question certaines hypothèses quant à l'âge des séries profondes reposant sur le socle (Herzer, communication personnelle). Celles-ci seraient plus anciennes que précédemment interprétées.

Le Bassin est ensuite affecté par une tectonique compressive de grande ampleur au Néogène avec la reprise en compression de sa marge Ouest créant ainsi la remontée de la Ride de Wanganella et la formation du Fossé de Wanganella [Herzer *et al.*, 1997]. Cet épisode compressif est en partie lié au jeu de la Fracture de Veining-Meinesz et à la mise en place des ophiolites du Northland.

Selon Lafoy *et al.* [2005a] le Bassin de Reinga serait l'extension Sud du Bassin de Nouvelle-Calédonie.

3.4.9 Fossé du Bounty (Bounty Trough)

Des données de sismique-réflexion sont disponibles et mettent en évidence une croûte continentale étirée en horst et grabben. Le manque de données sismiques dans la partie distale laisse la porte ouverte aux interprétations. Les forages dans la partie intérieure du bassin ont

pénétré des sédiments Cénomaniens. *Davy* [1993] identifie et interprète des anomalies magnétiques de faible amplitude comme étant les enregistrements magnétiques d'une croûte océanique datant du Permien (290-250 Ma) et faisant appel au Stokes Magnetic Anomaly System [*Hatberton*, 1966; *Hunt*, 1978a; b]. *Carter et al.* [1992] interprètent ces mêmes anomalies comme étant l'anomalie chron 34 (90 Ma).

3.4.10 Bassin du Great South

Le Bassin du Great South est un rift continental Crétacé situé sur la marge Est de l'île du Sud de Nouvelle-Zélande qui s'étend sur plus de 150.000 km² sous une tranche d'eau comprise entre 500 et 1000 m. Plus de 35.000 km de lignes sismiques ainsi que huit forages d'exploration pétrolière permettent de contraindre sa structure [*Uruski et Baillie*, 2001] continentale. 8 km de sédiments remplissent le bassin avec, à certains endroits, des épaisseurs atteignant 5,5 km de séries Mésozoïque. La tectonique compressive Tertiaire liée à l'émergence des Alpes néo-zélandaises affecte le Nord-Ouest du bassin.

3.5 Les bassins arrière-arc, d'âge Cénozoïque ou en cours de formation

3.5.1 Bassin Sud-Fidjien (25.6-30.9 Ma ou 18-23 Ma)

Ce bassin de nature crustale océanique est subdivisé en deux plaines abyssales, la plaine abyssale de Minerva au Nord et la plaine abyssale de Kupe au Sud, et se situe entre 2000 et 4500 m de profondeur.

Les sites de forages DSDP 205 [*Burns et al.*, 1973a] et 285 [*Kennett et al.*, 1975] atteignent le socle en forant respectivement des pillows lava recouverts de boues calcaires Oligocène moyen et des basaltes intrusifs recouverts de silts Miocène moyen.

Sdrolias et al. [2003] identifient les anomalies magnétiques chron 7o à 12o, corroborant ainsi l'hypothèse de *Watts et al.* [1977] et *Malaboff et al.* [1982] dans laquelle l'expansion océanique se serait produite de l'Oligocène au Miocène moyen.

Les anomalies magnétiques étant difficiles à identifier, *Mortimer et al.* [2007] entreprennent un long travail de synthèse à partir de trente huit dragages et forages pour revenir à la vérité terrain (ground truth). Selon ces auteurs, le bassin se serait ouvert très rapidement au Nord de la Nouvelle-Zélande de 23 à 18 Ma, soit une expansion exclusivement Miocène.

L'ensemble des modèles géodynamiques s'accorde cependant pour dire que le bassin Sud-Fidjien est un bassin arrière-arc de la subduction de la plaque Pacifique le long de la Ride de Lau-Colville.

3.5.2 Bassin Nord-Fidjien (0 – 10 Ma)

Ce bassin actif à l'histoire géodynamique compliquée est le résultat de processus de formation de bassin arrière-arc polyphasés liés au recul de la fosse de subduction du Vanuatu depuis le Miocène supérieur (0-10 Ma). Il est le bassin marginal le plus vaste et le plus évolué du Sud-Ouest Pacifique. De par la complexité de son évolution, un certain nombre de modèles ont suggéré que l'expansion océanique se soit faite de façon diffuse, avec des axes d'accrétion mobiles se déplaçant au cours de l'expansion [*Malaboff et al.*, 1982; *Auzende*, 1988; *Auzende et al.*, 1988; *Pelletier et al.*, 1988; *Charvis et Pelletier*, 1989; *Louat et Pelletier*, 1989; *Tanahashi et al.*, 1989; *Auzende et al.*, 1990; *Lafoy et al.*, 1990; *Auzende et al.*, 1991; *Auzende et al.*, 1993; *Pelletier et al.*, 1993a; *Pelletier et al.*, 1993b; *Auzende et al.*, 1995].

[*Pelletier et al.*, 1998] mettent en évidence un système d'axes d'accrétion très complexe et très segmenté, relayé par de nombreuses zones de fractures mais similaires dans la morphologie et la géochimie aux dorsales océaniques classiques, de type MORB. Le bassin peut se subdiviser en deux grandes zones : (i) un système d'accrétion orienté N-S appelé Dorsale Nord-Fidjienne situé entre l'Arc du Vanuatu et l'île de Fidji et (ii) un système d'accrétion appelé Dorsale Sud-Pandora

orienté E-O qui s'étend de l'Arc du Vanuatu jusqu'au Nord des îles Fidjis. De par une segmentation prononcée, l'identification d'anomalie magnétique s'est avérée difficile. *Malaboff et al.* [1982] identifient cependant des linéations magnétiques autour de la dorsale Nord-Fidjienne qu'ils interprètent comme étant les anomalies magnétiques chron 4 à chron 1.

Pelletier et al. [2001] identifient la limite de plaque moderne entre les plaques Australienne et Pacifique qui se propage depuis l'extrémité Nord de la Ride de Tonga jusqu'à l'extrémité Sud de la Ride de Vanuatu en passant par un système de zones de fractures relayées par des axes d'accrétions fonctionnant en pull-apart, dont la grande zone de fracture Nord-Fidjienne longeant la marge Nord des îles Fidjis. Dans cette configuration la zone de Fracture de Hunter est inactive, ce qui est confirmé par l'absence totale d'événement sismique le long de cette fracture.

3.5.3 Bassin de Lau (1.6- 5/7 Ma)

Le Bassin de Lau est un bassin arrière-arc actif lié au recul de la fosse de subduction de Tonga depuis le Miocène terminal. Les anomalies magnétiques clairement identifiées permettent une datation de la partie océanique (5-7 et 1.6 Ma) [*Malaboff et al.*, 1982; *Parson et Wright*, 1996; *Taylor et al.*, 1996; *Sdrolias et al.*, 2003].

Depuis au moins 25 Ma la Plaque Pacifique recule (vers l'Est) par rapport à la plaque Indo-Australienne impliquant l'ouverture de l'arc volcanique originel en deux (arc de Lau et arc de Tonga). Dans un premier temps par extension intra-arc puis par accrétion océanique dont résulte la formation du bassin de Lau.

Les dorsales du Bassin de Lau (Ride de Valu Fa à 22°S et Ride de Lau à 18°30'S) ont été intensément étudiées (voir par exemple l'étude de [*Hawkins*, 1995] notamment sur leur évolution pétrologique et géochimique qui a été réalisée à partir de données de forage et de dragage). Sur le plan géophysique, des données de bathymétrie multifaisceau ont été acquises, ainsi que des données de sismique-réflexion et réfraction OBS (i.e. [*Turner*, 1999; *Cranford et al.*, 2003]).

L'accrétion océanique s'effectue le long de deux grands axes d'accrétion se propageant vers le Sud. Le plancher océanique est constitué de basaltes de type MORB sauf à l'Ouest du bassin où l'on trouve un mélange de MORB, de roches de type transitionnel et de basalte de type arc volcanique (de type Tholeiites) [*Hawkins*, 1995]. Le même type d'observation est faite dans le fossé du Havre [*Delteil et al.*, 2002].

La modélisation des données de sismique-réfraction a démontré que la croûte du bassin est constituée de ~100 km de croûte étirée (probablement de l'arc étiré) à l'Ouest et de ~200 km de croûte océanique à l'Est. Le taux d'ouverture à la dorsale de 40-95 mm/an est comparable à celui de la dorsale Est Pacifique (EPR) [*Bevis et al.*, 1995]. La structure de la croûte est cependant très différente de celle de la plaque Pacifique, avec une croûte océanique de 8-9 km d'épaisseur contre 6-7 km pour la plaque Pacifique [*Cranford et al.*, 2003]. Cette forte épaisseur crustale résulte de l'épaississement de la couche inférieure, dite « couche 3 ». Cette couche 3 est subdivisée en deux sous-couches, de 2 et 4 km d'épaisseur, respectivement. La lentille considérée comme étant le toit de la chambre magmatique est aussi plus profonde (2,2-3,5 km versus 1,4-1,8km) [*Collier et Sinha*, 1992a; b; *Kent et al.*, 1993b; a; *Turner*, 1999]. Ces différences suggèrent selon [*Cranford et al.*, 2003] des différences dans les processus d'apport magmatique entre les systèmes EPR et ceux du bassin de Lau.

3.5.4 Bassin Nord Loyauté (45/43.8 – 35.3 Ma)

Le bassin Nord-Loyauté (aussi connu sous le nom de bassin Est-Loyauté) est un bassin profond (de 3000 à 5000 m) de type océanique daté pré-Eocène moyen dans sa partie Nord [*Andrews et Packham*, 1975], des pillows-lava Eocène intrudés de gabbros alcalins ayant été forés au site de forage DSDP 286.

Bordé au Nord par la zone d'Entrecasteaux, il s'agit de la partie restante d'un bassin de plus grande ampleur ayant disparu à l'Est dans la subduction active du Vanuatu.

Weissel et al. [1982] et *Sdrolias et al.* [2003] identifient les anomalies magnétiques 200 à 160 mais la faible largeur du bassin rend cette interprétation discutable.

Initialement interprété comme s'étant formé par épanchement pendant l'Eocène inférieur et interprété comme un fragment ancien du bassin Sud Fidji [*Lapouille*, 1977; *Weissel et al.*, 1982], il est maintenant considéré comme un bassin-arrière-arc de l'arc des Loyauté [*Maillet et al.*, 1983; *Cluzel et al.*, 2001; *Sdrolias et al.*, 2003; *Schellart et al.*, 2006] d'âge Eocène supérieur (44 à 35 Ma).

Notons que le manque de données, la localisation du forage en extrême bordure du bassin et la difficulté rencontrée pour identifier les anomalies magnétiques rendent le degré de confiance de l'identification de l'âge de ce bassin assez faible.

3.6 Les bassins énigmatiques

3.6.1 Bassin Sud-Loyauté

Situé immédiatement à l'Est de la Nouvelle-Calédonie et à l'Ouest de la Ride des Loyauté, le bassin Sud-Loyauté (aussi connu sous le nom de Bassin Ouest-Loyauté) est très étroit (45-65 km de large), long de 1300 km et s'approfondit vers le Nord (de 2000 à 3800 m). Le socle du bassin plonge vers le NE et une importante couverture sédimentaire (8 km) interprétée post-Eocène vient remplir le bassin [*Bitoun et Recy*, 1982]. Les données géophysiques suggèrent que le plancher océanique est la continuité de la nappe ophiolitique de la Grande Terre [*Collot et al.*, 1987a]. Selon cette hypothèse les péridotites de Nouvelle-Calédonie correspondent au manteau supérieur de ce bassin. La formation de ces péridotites est datée à 120 Ma par radiométrie K/Ar [*Prinzhofer et al.*, 1980; *Prinzhofer et Allegre*, 1983] et leur mise en place sur le bâti néo-calédonien est Eocène terminal [*Avias*, 1967; *Paris*, 1981; *Eissen et al.*, 1998](cf. paragraphe 4.3).

Par absence de données de prélèvements, l'âge de la croûte dans l'actuel bassin est inconnu mais considéré comme antérieur au Crétacé supérieur [*Collot et al.*, 1987a] ou d'âge Crétacé inférieur à Paléocène [*Cluzel et al.*, 2001]. Ces datations proviennent d'étude à terre en Nouvelle-Calédonie.

3.6.2 Bassin de Nouvelle-Calédonie

Avant propos

Il existe dans la littérature une ambiguïté sur l'appellation « Bassin de Nouvelle-Calédonie ». Certains auteurs nomment « Bassin de Nouvelle-Calédonie » la dépression bathymétrique située entre la Ride de Lord Howe et la Ride de Norfolk qui relie la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande. Sur le plan purement morphologique et de la géographie physique, cette dépression s'apparente à un bassin unique ayant un fond relativement plat et homogène à 2000 m de profondeur en moyenne (cf. carte bathymétrique de la Figure 1-1). En réalité, la structure de ce « fossé » (aujourd'hui communément appelé Fossé de Nouvelle-Calédonie) est subdivisée en deux sous-bassins structuraux distincts et séparés par une ride [*Ravenne et al.*, 1977; *Eade*, 1988; *Lafay et al.*, 2005a; *Exon et al.*, 2007; *Collot et al.*, 2009]; on distingue en effet d'Est en Ouest : le bassin de Fairway-Aotea, la Ride de Fairway et le Bassin *structural* de Nouvelle-Calédonie. Ce système structural se trouve aujourd'hui partiellement enfoui sous les sédiments et est identifié à partir de données gravimétriques, magnétiques et sismiques. Le bassin de Nouvelle-Calédonie que nous décrivons ici est le Bassin structural de Nouvelle-Calédonie.

Origine et Nature

L'origine et la nature de ce bassin suscitent des polémiques. En effet, certains auteurs considèrent que sa nature est océanique [*Shor et al.*, 1971; *Weissel et Hayes*, 1972; *Dubois et al.*, 1974b; *Willcox et al.*, 1980; *Kroenke*, 1984; *Mignot*, 1984; *Sutherland*, 1999; *Anzende et al.*, 2000a; *Anzende et al.*, 2000b]

et d'autres plutôt une origine de type continentale amincie [Uruski et Wood, 1991; Lafoy et al., 1998; Van de Beauque et al., 1998a; Hahn, 2001; Vially et Benard, 2001].

→ Les tenants d'une origine continentale du bassin évoquent l'absence d'anomalies magnétiques au sein du bassin, ainsi que la bonne corrélation des séquences sismiques de la partie méridionale du bassin avec celles du Bassin d'Aotea en Nouvelle-Zélande [Uruski et Wood, 1991]. Ces auteurs concluent que la partie sud du bassin correspond à un rift continental actif durant le Crétacé et peut-être dès le Jurassique. Cette interprétation occulte la structure du Bassin de Nouvelle-Calédonie qui ne se poursuit en fait pas dans le Bassin d'Aotea.

Hahn [2001] et Vially and Bénard [2001], d'après les résultats de modélisations gravimétriques effectuées sur le segment Nord (orienté NW-SE), optent pour une origine continentale amincie du bassin.

→ L'origine océanique a été proposée pour expliquer la probable obduction [Van de Beauque, 1999; Cluzel et al., 2001] d'un élément de croûte de la partie occidentale du bassin sur l'extrémité nord-est de la ride de Fairway lors de la voûture de cette ride en réponse aux contraintes compressives de l'Eocène terminal [Lafoy et al., 1994]. La même origine est invoquée pour expliquer la forte anomalie gravimétrique présente dans la partie orientale du bassin et interprétée comme une subduction avortée contemporaine de l'obduction Eocène terminal [Regnier, 1988; Rigolot et Pelletier, 1988]. Selon Rigolot et Pelletier [1988] le môle continental calédonien aurait été charrié vers l'Ouest suite au contrecoup de la phase d'obduction des péridotites. Ces mêmes auteurs ont décrit des mouvements gravitaires superficiels (slumps) récents au sein du lagon Ouest. Selon Cluzel et al. [2001] et Cluzel et al. [2005], cette subduction aurait été réactivée et soulignée par un épisode magmatique d'âge Oligocène moyen (post-obduction).

D'autres auteurs privilégient l'origine océanique de la lithosphère. Willcox et al. [1980] suggèrent que l'âge du bassin est plus ancien que celui de la mer de Tasman, tandis que Kroenke [1984] propose une ouverture synchrone pour les deux bassins, cette dernière ayant d'abord cessé au niveau du bassin de Nouvelle-Calédonie.

Apports des données réfraction ZoNéCo-11 sur la structure crustale

Les dernières études et notamment la campagne ZoNéCo 11 de sismique-réfraction, réflexion grand-angle multi-trace à forte pénétration ont permis de préciser la nature du bassin de Nouvelle-Calédonie. Les profils sismiques, couplés aux données de gravimétrie et magnétisme, permettent aussi de faire ressortir la différence de structuration entre les segments Nord et Sud du bassin [Lafoy et al., 2005a], de part et d'autre de 22°45'S.

Sur le segment Nord orienté NO (au Nord de 22°45'S) la croûte a une épaisseur de 10 km et des vitesses comprises entre 7 et 7.4 km/s [Klingelhoefer et al., 2007]. Il ne s'agit en conséquence ni d'une croûte continentale amincie classique (vitesses trop rapides) ni d'une croûte océanique (épaisseur trop importante). [Klingelhoefer et al., 2007] l'identifient comme une croûte « anormale » et suggèrent un manteau dénudé serpentinisé ou une croûte continentale fortement intrudée. Sur ce segment le bassin se caractérise aussi par une forte dissymétrie, avec un important épaissement sédimentaire vers l'Est pouvant atteindre 6 à 8 km d'épaisseur.

Sur le segment Sud orienté N-S (entre 22°45'S et 32°S) la croûte a une épaisseur de 8 km constituée d'une couche supérieure d'environ 2 km d'épaisseur et caractérisée par des vitesses comprises entre 4.4 et 4.6 km/s et d'une couche inférieure caractérisée par des vitesses supérieures à 6.4 km/s. La couche inférieure est elle-même divisée en 2 sous-couches, séparées par un marqueur générant des réflexions grand-angle : l'une est caractérisée par des vitesses comprises entre 6.4 et 6.6 km/s et une épaisseur de l'ordre de 2 km environ ; l'autre, par des vitesses comprises entre 6.8 et 7.2 km/s et une épaisseur de l'ordre de 4 à 5 km environ. Cette structure s'apparente à une croûte océanique comportant, cependant de nombreuses différences avec ce qui est observé à l'axe des dorsales Médio-Atlantique, Sud-Est Indienne et Pacifique

[White et al., 1992]. Ces dorsales, réputées bien étudiées, ont toutes en commun d'être dans un régime d'accrétion bien établi depuis plusieurs dizaines de millions d'années. Dans le cas du Bassin de Nouvelle-Calédonie, l'accrétion océanique –succédant à une phase de rifting continental- a duré au plus quelques millions d'années. Les comparaisons avec les dorsales actuellement en régime bien établi doivent donc être prises avec précaution. Par ailleurs, le rifting continental qui a précédé la formation du Bassin de Nouvelle-Calédonie s'est produit dans un contexte qui pourrait bien être lié à la subduction de la Plaque Pacifique sous l'Australie (contexte de bassin marginal). Il est donc plus approprié de tenter des comparaisons avec la croûte formée à l'axe de dorsales actives dans des zones de convergence, telles que les dorsales du Bassin de Lau sur lesquelles des données de sismique-réfraction ont été collectées [Crawford et al., 2003] (cf. paragraphe 3.5.3). La structure de la croûte du Bassin de Lau présente en effet quelques similitudes avec le Bassin de Nouvelle-Calédonie dans sa partie Sud : (i) une épaisseur crustale comprise entre 8 et 9 km, (ii) une forte épaisseur crustale résultant de l'épaississement de la couche 3 et (iii) une couche 3 subdivisée en 2 sous-couches, de 2 et 4 km d'épaisseur. On note également des différences notables : (i) la vitesse de la couche supérieure (« couche 2 ») est plus élevée dans le bassin de Nouvelle-Calédonie (5 km/s environ contre 3 ou 4 km/s dans le bassin de Lau) et (ii) la vitesse de la couche inférieure est plus faible dans le bassin de Lau que dans le bassin de Nouvelle-Calédonie, où elle est supérieure à 7 km/s.

La croûte du bassin de Nouvelle-Calédonie dans son segment Sud pourrait donc bien avoir été formée à l'axe d'une dorsale océanique, dans un contexte arrière-arc. Cependant, les quelques différences de structure sismique entre le bassin de Lau et celui de Nouvelle-Calédonie font qu'il est difficile d'en être sûr à 100%.

Apports des données magnétiques ZoNéCo-11 sur la nature de la croûte du segment Sud

Les anomalies magnétiques le long des profils situés sur le segment Sud (profils Z1104, Z1106 et Z1107) sont systématiquement corrélées avec la topographie du socle, les maxima d'anomalies magnétiques étant situés à l'aplomb des hauts de socle (cf. Annexe 2 pour localisation des profils et Annexe 3, Annexe 4, Annexe 5 pour leur modélisation magnétique).

La modélisation directe des données (pour plus d'informations sur les paramètres de la modélisation cf. rapport de DEA [Collot, 2005]) (cf. Annexes avec $I_r=68^\circ$ et $D_r=85^\circ$) suggère que les variations topographiques suffisent à rendre compte des anomalies magnétiques, dès lors que l'on considère une aimantation uniforme, caractéristique du basalte ($\chi=0.004$). Avec une susceptibilité magnétique caractéristique des granites ou des sédiments, la modélisation ne peut rendre compte des données, ce qui suggère que les hauts de socle sont des corps aimantés, de nature basaltique. La croûte pourrait donc être de nature continentale amincie, intrudée par des corps basaltiques. Dans ce cas, les intrusions seraient plutôt alignées, dans l'axe du bassin de Nouvelle-Calédonie, le long de l'anomalie gravimétrique qui sépare le bassin en deux. De plus, elles seraient toutes de même polarité.

Conclusion

L'ensemble des données disponibles suggère que dans sa partie Sud, le bassin de Nouvelle-Calédonie est constitué soit de croûte océanique, soit de croûte continentale très amincie intrudée par des corps basaltiques aimantés, de polarité uniforme et alignés suivant l'axe du bassin. Au vu des données de sismique-réflexion multi-trace (Noucaplac2, Z11-PR06 et PR07, Faust-3), la première hypothèse semble être la plus vraisemblable, car la croûte apparaît comme étant relativement homogène. Croûte océanique franche ou alignement d'intrusions perçant dans une croûte mince : n'est-ce pas, dans tous les cas une accrétion - ou une amorce - d'accrétion océanique ?

3.6.3 Bassin de Norfolk

La nature et l'origine de ce bassin sont très controversée et restent à ce jour énigmatique. De nombreux modèles géodynamiques tentent d'inclure ce bassin dans les reconstructions géodynamiques régionales en faisant appel à plusieurs subductions sous la Ride des Trois Rois avec des vergences opposées.

Le bassin de Norfolk sensu lato apparaît nettement sur les cartes bathymétriques sous forme d'une dépression pouvant atteindre 4000 mètres de profondeur entre la ride de Norfolk à l'ouest, la ride des Trois Rois à l'est, et les fractures orientées NW-SE de Vening Meinesz au sud et de Cook au nord. Dans la littérature, il est classiquement subdivisé en bassins nord et sud séparés par une zone haute ; celle-ci correspond également à une anomalie gravimétrique positive WNW-ESE (entre 168°E-29°30S et 172°E-30°30S). On y note l'absence d'anomalies magnétiques corrélables et l'absence de forage. Un profil de sismique-réfraction révèle une épaisseur de croûte de 13 km [Shor *et al.*, 1971].

Dans la partie Nord, les reliefs sont tourmentés en raison d'une forte activité magmatique Miocène et d'une croûte étirée et accidentée. L'activité magmatique Miocène shoshonitique de type intraplaque peut être interprété comme provenant d'une interaction entre une source asthénosphérique (de type OIB) et la base de la croûte continentale orientale de la ride de Norfolk [Cluzel, 2006]. Les dragages effectués sur la partie orientale du bassin (et la bordure occidentale de la Ride des Trois Rois) ont révélé l'existence de témoins ultrabasiques et de schistes bleus oligocènes ainsi que des témoins d'une émergence prolongée au cours de l'Oligocène [Meffre *et al.*, 2006]. Ces roches, très similaires à celles liées à la mise en place du massif ophiolitique en Nouvelle-Calédonie à l'Eocène suggèrent un prolongement méridional de la zone d'obduction de Nouvelle-Calédonie et seraient les témoins intercalés entre cette dernière et les ophiolites du Northland [Cluzel, 2006].

Meffre *et al.* [2006] révèlent par dragages la présence d'un échantillon caractéristique de croûte océanique tholéïitique ayant la même géochimie que les échantillons du bassin de Lau datés à 23 Ma par Ar-Ar.

De par cette structure compliquée et le manque de données, de nombreux modèles tentent d'inclure ce bassin dans les reconstructions géodynamiques régionales en faisant appel à des subductions à vergences diverses sous la Ride des Trois Rois [Kroenke *et Eade*, 1982; Eade, 1988; Herzer *et Mascle*, 1996; Mortimer, 1998; Sdrolias *et al.*, 2003] ou à un plume mantellique [Sdrolias *et al.*, 2004].

Afin de réaliser la carte des provinces structurales nous retiendrons un âge Miocène pour la formation de ce bassin en nous appuyant sur les résultats de la campagne FAUST-2 [Mauffret *et al.*, 2001] qui datent le jeu de la Fracture de Cook à 23 Ma.

Le détail des quatre modèles de formation du bassin est cependant présenté :

1/ Kroenke *et Eade* [1982] proposent que le bassin de Norfolk ait été formé en contexte arrière-arc, en présence d'une subduction à plongement Ouest Est le long de la marge Est de la Ride des Trois Rois (TKR). Ces auteurs identifient principalement à partir de données gravimétriques et de sismique-réflexion la morphologie d'un arc, d'un bassin arrière et d'une fosse de subduction.

2/ ouverture au Miocène dans un contexte arrière-arc en présence d'une subduction à vergence Ouest le long de la marge Est de TKR. L'absence d'anomalies magnétiques serait le résultat d'un effet d'écran dû à un volcanisme de type intraplaque [Herzer *et Mascle*, 1996; Mortimer *et al.*, 1998].

3/ Un troisième modèle basé sur des données de sismique-réflexion et de magnétisme propose une croûte océanique qui aurait été formée durant la période dite « magnétiquement calme » du Crétacé dans un contexte arrière-arc avec une double subduction : l'une à vergence Est le long de

la marge Ouest de la ride de Norfolk [Eade, 1988; Smith, 2000; Sdrolias et al., 2003], l'autre à vergence Ouest le long de la marge Est de TKR [Launay et al., 1982].

4/ Suite à la campagne Faust2 [Mauffret et al., 2001] une nouvelle proposition de scénario basée sur des données de gravimétrie, de magnétisme et de bathymétrie multifaisceaux est présentée par Sdrolias et al. [2004]. Sur la base du diagramme de Parsons et Sclater [1977] (profondeur vs âge) adapté aux bassins arrière-arc du Sud-Ouest Pacifique, ces auteurs proposent qu'une première croûte épaisse se soit formée pendant la période calme du Crétacé et qu'une deuxième croûte plus fine se soit formée au Miocène suite au jeu le long de la fracture de Cook.

3.7 Les rides volcaniques de type arc de subduction

3.7.1 Ride des Loyauté

Ce paragraphe est tiré de Pelletier [2006]. La ride des Loyauté est une ride étroite parallèle au Bassin Sud-Loyauté et à la Ride de Norfolk, continue de la zone de fracture de Cook dans le Sud jusqu'à la zone d'Entrecasteaux dans le Nord. La ride est composée d'une série de monts sous-marins, de guyots, et porte les îles Loyauté. La géologie de la ride est mal connue à cause d'une couverture récifale Néogène importante : son origine et sa nature sont inconnues. D'après la nature continentale des autres rides de la marge australienne, Monzier [1993] suggère que le socle de la ride des Loyauté soit un lambeau de ride continentale. Cependant, en tenant compte de son lien possible avec la zone d'Entrecasteaux (zone de subduction Eocène) et pour que cela concorde avec les connaissances géologiques de la Nouvelle-Calédonie, la ride des Loyauté est considérée comme un arc insulaire Eocène dans la plupart des reconstitutions [Maillet et al., 1983; Kroenke, 1984; Cluzel et al., 1994; Eissen et al., 1998; Cluzel et al., 2001; Cramford et al., 2002; Sdrolias et al., 2003; Cluzel et al., 2006; Schellart et al., 2006]. Le volcanisme de l'Eocène moyen à supérieur non orogénique a notamment été proposé pour expliquer l'origine de la ride [Rigolot, 1989a; b; Monzier, 1993]. Les témoins géologiques Eocène manquent cependant. Seules quelques roches volcaniques ont été récupérées dans ces deux zones. Les basaltes alcalins [Baudron et al., 1976] du Miocène supérieur (9- 11 Ma) affleurent sur l'île de Maré. Des plongées en submersible le long du flanc Est de la ride ont permis d'échantillonner des brèches volcaniques, des rhyolithes alcalines de l'Oligocène moyen, des grès tufeux de l'Oligocène moyen, des craies de l'Oligocène moyen/supérieur, des basaltes alcalins de l'Oligocène supérieur (27 Ma), des basaltes d'arrière-arc du Miocène inférieur (20 Ma), et des algues et calcaires récifaux contenant de la faune remaniée d'âge Eocène - Oligocène - Miocène - Pliocène [Monzier et al., 1989; Monzier, 1993]. La ride semble être composée, au moins partiellement, de volcans alcalins non orogéniques de l'Oligocène moyen à supérieur et du Miocène inférieur, le plus récent étant dans la continuité du déplacement du point chaud orienté N-S [Rigolot et Pelletier, 1988]. Aucun des échantillons récoltés ne permet d'affirmer l'origine volcanique Eocène de la ride, bien que cette hypothèse, possible et attrayante, soit largement acceptée dans la littérature. Les îles Loyauté sont principalement composées de formations récifales surélevées, du Miocène supérieur au Pléistocène, recouvrant la base de l'édifice [Chevalier, 1968 ; Guyomard et al., 1996]. La variation d'altitude des îles montre le bombement de la plaque australienne, qui plonge vers l'Est sous l'arc du Vanuatu [Dubois et al., 1974a; Dubois et al., 1977]. Les îles ont émergé les unes après les autres depuis le Pléistocène (probablement au Pliocène supérieur pour Maré) et émergent encore aujourd'hui, certaines sont encore en surrection (cas de Ouvéa) hormis celles qui ont passé le sommet du bombement et qui subsident désormais. Les linéaments bathymétriques, gravimétriques et magnétiques décrivent une segmentation de la ride, pointant vers le coude de la ride que Lafoy et al. [1995a] interprètent comme un effet de poinçon lié à la collision de la ride dans la zone de subduction des Vanuatu. Aucune activité sismique n'est cependant observée le long de ces linéaments.

La ride des Loyauté est l'un des éléments structuraux les plus mal connus du Sud-Ouest Pacifique. Connaître son âge et son origine permettrait de résoudre une grande partie du puzzle

géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Notons aussi qu'elle est par le jeu de la Fracture de Cook la continuité structurale de la Ride des Trois Rois.

3.7.2 Ride d'Entrecasteaux

Cette ride (dont l'extrémité Est subducte dans la fosse de Vanuatu au niveau de l'île de Santo vient perturber la subduction, le magmatisme et la tectonique de la plaque sus jacente) a été intensément étudiée [Laponille, 1982; Maillet *et al.*, 1983; Fisher, 1986; Collot *et Fisher*, 1987; Collot *et al.*, 1987b; Collot *et Fisher*, 1988; Abers, 1991; Collot *et Fisher*, 1991; Fisher *et al.*, 1991; Collot *et al.*, 1992b; Geist *et al.*, 1993; Taylor *et al.*, 1995; Baker *et Condliffe*, 1996; Monzier *et al.*, 1997; Peate *et al.*, 1997; Laporte *et al.*, 1998; Pelletier *et al.*, 1998; Meffre *et Crawford*, 2001; Schellart *et al.*, 2002; Calmant *et al.*, 2003].

Les forages du Leg 134 du programme ODP [Collot *et al.*, 1991; Exxon, 2001], et plus particulièrement le site ODP 831 [Collot *et al.*, 1992a], ont foré au niveau du guyot de Bougainville des andésites d'âge Eocènes recouvertes par 700 m de calcaires, mettant en évidence une origine d'arc.

Sur la base de données morpho-bathymétriques la ride est suspectée être la continuité Nord de la Ride des Loyauté, pour laquelle nature et âge restent énigmatiques.

3.7.3 Ride des Trois Rois (Three Kings Ridge)

La ride des Trois Rois d'orientation globalement N-S s'étend de la Fracture de Cook au Nord, à la fracture de Vening Meinesz au sud. Elle est ponctuée de guyots culminant à 500 m.

La Ride des Trois Rois est classiquement considérée comme la prolongation méridionale de la Ride des Loyauté [Kroenke *et Eade*, 1982] avec un décalage latéral sénestre important (400 km) le long de la Fracture de Cook. La ride est certainement « étirée » sur son flanc Ouest à cause de l'extension du Bassin de Norfolk.

Sur la bordure ouest de la ride, des roches de volcanisme d'arc (shoshonites) datées de 37 Ma (Eocène inférieur) ont été échantillonnées [Bernardel *et al.*, 2003]. Elles sont interprétées comme étant reliées à une subduction [Mortimer, 1998].

Sur la bordure Est de la ride, des roches calco-alkalines plus évoluées d'âge Oligocène (32 Ma) ont été analysées (R. Herzer, travaux GNS en cours).

Des dragages sur des édifices volcaniques présents au sein du bassin Sud Fidjien mais morphologiquement reliés à la ride, montrent que toutes les roches sont de composition shoshonitique (roches calco-alkalines à fortes teneurs en potassium) [Mortimer, 1998] et présentent un âge de 20-22 Ma (Ar-Ar, Miocène inférieur) de même que les sédiments qui les recouvrent. Les volcanites sont supposées reliées à des phénomènes de subduction.

Des échantillons dragués sur la ride et dans le bassin de Norfolk (métamorphisme HP, péridotites et fossiles de feuille) suggèrent l'existence d'une collision à Oligocène et la présence de terres émergées [Meffre *et al.*, 2006]. La subsidence Oligo-miocène liée à l'ouverture du Bassin Sud Fidjien et de Norfolk (?) ramène ces terres en domaine marin.

Les travaux récents de Nicholson *et al.* [2008] sur les laves de l'île des Trois Rois révèlent deux types de signatures géochimiques. Le premier groupe présente des signatures d'arc continental Crétacé en fin de vie (fusion partielle d'une source N(normal)-MORB). Les laves Oligocène, du deuxième groupe, sont issues de la fusion d'une source asthénosphérique avec une forte composante de fusion partielle et de très faibles traces de sources continentales.

3.7.4 Ride de Lau-Colville

Cet arc volcanique rémanent était actif à de l'Oligocène au Miocène lors de la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australienne. Son activité serait contemporaine de la formation

du Bassin Sud Fidjien [Ballance *et al.*, 1982; Kroenke, 1984; Ballance, 1999; Cluzel *et al.*, 2001; Crawford *et al.*, 2002; Sdrolias *et al.*, 2003; Schellart *et al.*, 2006]. Sa mort est le résultat de la déchirure intra-arc liée au recul de la fosse par trench roll back ayant donné naissance au Bassin de Lau (au Nord), au fossé du Havre (au Sud) et à l'isolement de la Ride de Tonga-Kermadec [Hawkins, 1995]. Il est en conséquence considéré comme la partie inactive de l'arc de Tonga-Kermadec.

3.7.5 Ride de Tonga-Kermadec

La ride de Tonga-Kermadec est une chaîne volcanique active de la subduction de la plaque Pacifique. Longue de 3000 km elle s'étend du Nord des îles Tonga (15°S) jusqu'aux volcans actifs de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande (38°S). L'arc est en rotation horaire conduisant à l'ouverture du Bassin de Lau en position d'arrière-arc et séparant ainsi la ride de Lau-Colville et la ride de Tonga-Kermadec au Néogène [Ewart *et al.*, 1977; Hawkins *et al.*, 1984; Hawkins, 1995; 2003]. Ce recul de la fosse induit aussi plus au Sud de l'extension intra-arc au sein des fossés du Havre [Smith *et Price*, 2006; Bonnardot *et al.*, 2007; Graham *et al.*, 2008] et dans la région de Taupo [Taylor *et al.*, 2004; Lamarche *et al.*, 2006].

Les mouvements relatifs de convergence le long de la fosse sont orientés NO et les vitesses de mouvement varient le long de la fosse et atteignent 24 cm/an à l'extrémité Nord de la Ride [Pelletier *et Louat*, 1989].

Le forage ODP 841 [Parson *et al.*, 1992] situé dans l'avant-arc a foré des rhyolites sous-jacentes des sédiments carbonatés Eocène supérieur à Miocène. Ces échantillons témoignent de l'âge Eocène (borne supérieure) de cet arc et suggèrent donc que la ride était en position d'arc volcanique à cette époque. Des datations K-Ar des obsidiennes de ces laves rhyolitiques donnent des âges compris entre 42.7 et 46.6 Ma [McDougall *et al.*, 1994] ce qui confirme l'existence d'un arc Eocène moyen. La ride pourrait être cependant d'âge plus ancien, si on admet l'hypothèse d'un recul continu de la fosse depuis le Crétacé inférieur.

3.7.6 Ride du Vanuatu

La ride du Vanuatu est une chaîne volcanique longue de 1500 km issue de la subduction de la plaque australienne depuis le Miocène supérieur (12-10 Ma). Les plus vieilles roches volcaniques de la ride du Vanuatu sont cependant datées du Miocène inférieur [Mitchell *et Warden*, 1971; Carney *et Macfarlane*, 1982], liées à la zone de subduction fossile Vitiaz à vergence Ouest le long de laquelle subducte la Plaque Pacifique. Au Miocène supérieur on assiste à un renversement de la subduction et à la mise en place d'une subduction à plongement Ouest due à la collision entre le plateau de Ontong et la bordure du plateau mélanésien [Packham, 1973; Kroenke, 1984; Brocher, 1985; Pelletier *et Anzende*, 1996]. L'arc du Vanuatu entre en rotation horaire conduisant à la formation du bassin d'arrière-arc complexe Nord fidjien [Chase, 1971; Falvey, 1975; Anzende, 1988; Anzende *et al.*, 1995]. La fosse du Vanuatu est un segment de la convergence des plaques australienne-pacifique, le long duquel la plaque australienne plonge vers l'Est et y subducte. Les mouvements relatifs de convergence le long de la fosse sont orientés ENE-WSW et les vitesses de mouvement varient le long de la fosse et atteignent 12 cm/an à la latitude des Loyauté [Dubois *et al.*, 1977; Louat *et Pelletier*, 1989; Calmant *et al.*, 1995; Pelletier *et al.*, 1998; Calmant *et al.*, 2003]. À 22°S, la ride des Loyauté entre en subduction sous l'arc de Vanuatu depuis 300 Ka [Monzier *et al.*, 1989], réduisant les mouvements convergents au Sud du point d'impact et formant des mouvements de décrochement senestre E-W au niveau de l'arc isolant ainsi une microplaque [Louat *et Pelletier*, 1989; Calmant *et al.*, 2003] qui abrite les volcans en activité des îles de Matthew et Hunter [Maillet *et al.*, 1986]. Cette collision récente est également supposée avoir des effets sur la ride des Loyauté [Lafay *et al.*, 1995b; Lafay *et al.*, 1996].

3.8 Les chaînes volcaniques de type intraplaque

3.8.1 Le point chaud de Lord Howe

La trace du point chaud de Lord Howe est caractérisée par une série de guyots qui s'étendent sur une longueur de plus de 1000 km et dont certains sommets émergés forment l'île de Lord Howe et l'archipel des Chesterfield³. Des basaltes dragués sur les flancs de l'île de Lord Howe sont datés 6.9-6.4 Ma par K/Ar [McDougall *et al.*, 1981]. Sur la base de données géophysiques Missègue *et Collot* [1987] interprètent la formation du plateau des Chesterfield comme étant postérieure à l'Eocène moyen. Si l'on considère que la plaque Australienne migre vers le Nord à une vitesse moyenne de 70 km/million d'année alors le groupe des Chesterfield doit s'être formé au Miocène moyen (~25 Ma) [Missègue *et Collot*, 1987].

3.8.2 Le point chaud de Tasmantid

Dans la partie centrale du bassin de Tasman, la chaîne volcanique sous marine Tasmanid, orientée N-S s'étend sur plus de 1800 km. Les îles de Bird et de Cato sont des parties émergées de cette chaîne. La formation de cette succession de guyots est issue du fonctionnement, depuis l'Oligocène jusqu'au Miocène supérieur, d'un point chaud qui permet de mettre en évidence le déplacement vers le Nord de la plaque australienne [McDougall *et Duncan*, 1988]. Knesel *et al.* [2008] mettent en évidence l'effet de la collision de plateau de Ontong Java dans la zone de subduction péri-Pacifique, sur la trace du point chaud de Tasmantid (la trace est arquée à l'Ouest de la transition entre la Ride de Dampier et le Plateau des Chesterfield). Ils montrent ainsi l'effet de la collision de ce plateau sur la cinématique de la plaque Australienne.

3.9 Conclusions

La Figure 1-8 propose une synthèse chronologique des événements ayant affecté le Sud-Ouest Pacifique.

³ Notons que l'archipel des Chesterfield n'est pas la même structure que le plateau de Chesterfield.

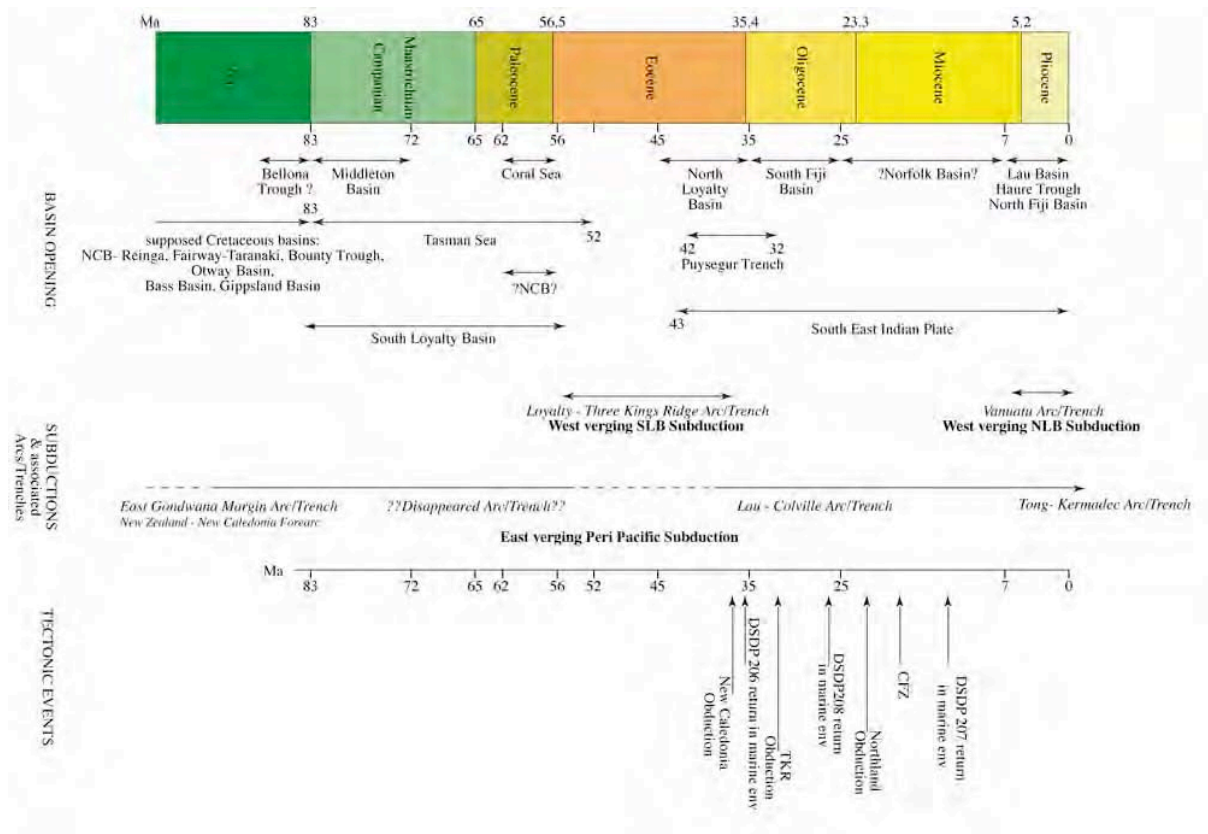


Figure 1-8 Synthèse chronologique des événements ayant affecté le Sud-Ouest Pacifique depuis le Crétacé supérieur.

4 Géologie de la Nouvelle-Calédonie

Ce paragraphe découle de nombreuses discussions avec Pierre Maurizot du BRGM, Dominique Cluzel de l'Université de Nouvelle-Calédonie, Bernard Pelletier de l'IRD et d'autres géologues de terrain du Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie tels que Brice Sevin, Pierre-Luc Wernert, Kevin Lucien... Il s'inspire largement du document écrit par Bernard Pelletier intitulé « Geology of the New Caledonia region and its implications for the study of the New Caledonian biodiversity » [Pelletier, 2006].

4.1 Généralités

La Nouvelle-Calédonie est portée par la ride de Norfolk, décrite au paragraphe 3.2.3 de ce chapitre. Elle correspond à une partie émergée de cette ride, est orientée NNO, large de 70-100 km, longue de plus de 400 km et est communément appelée Grande Terre. L'archipel des îles Belep au Nord et l'île des Pins au Sud correspondent aux prolongations directes des formations géologiques et structurales de la Grande Terre [Collot *et al.*, 1988; Rigolot, 1989a; b]. La géologie de la Grande Terre [Lillie *et Brothers*, 1970; Paris, 1981; Picard, 1999] présente beaucoup de similitudes avec celle de la Nouvelle-Zélande. L'île est constituée de différentes unités accolées lors de deux événements tectoniques majeurs : collage tectonique du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur [Paris, 1981; Meffre, 1995; Aitchison *et al.*, 1998] et une subduction/collision d'âge Eocène supérieur (37-34 Ma), responsable de la mise en place de la nappe ophiolitique [Avias, 1967; Paris, 1981; Collot *et al.*, 1987a; Cluzel *et al.*, 1994; Aitchison *et al.*, 1998; Cluzel *et al.*, 2001].

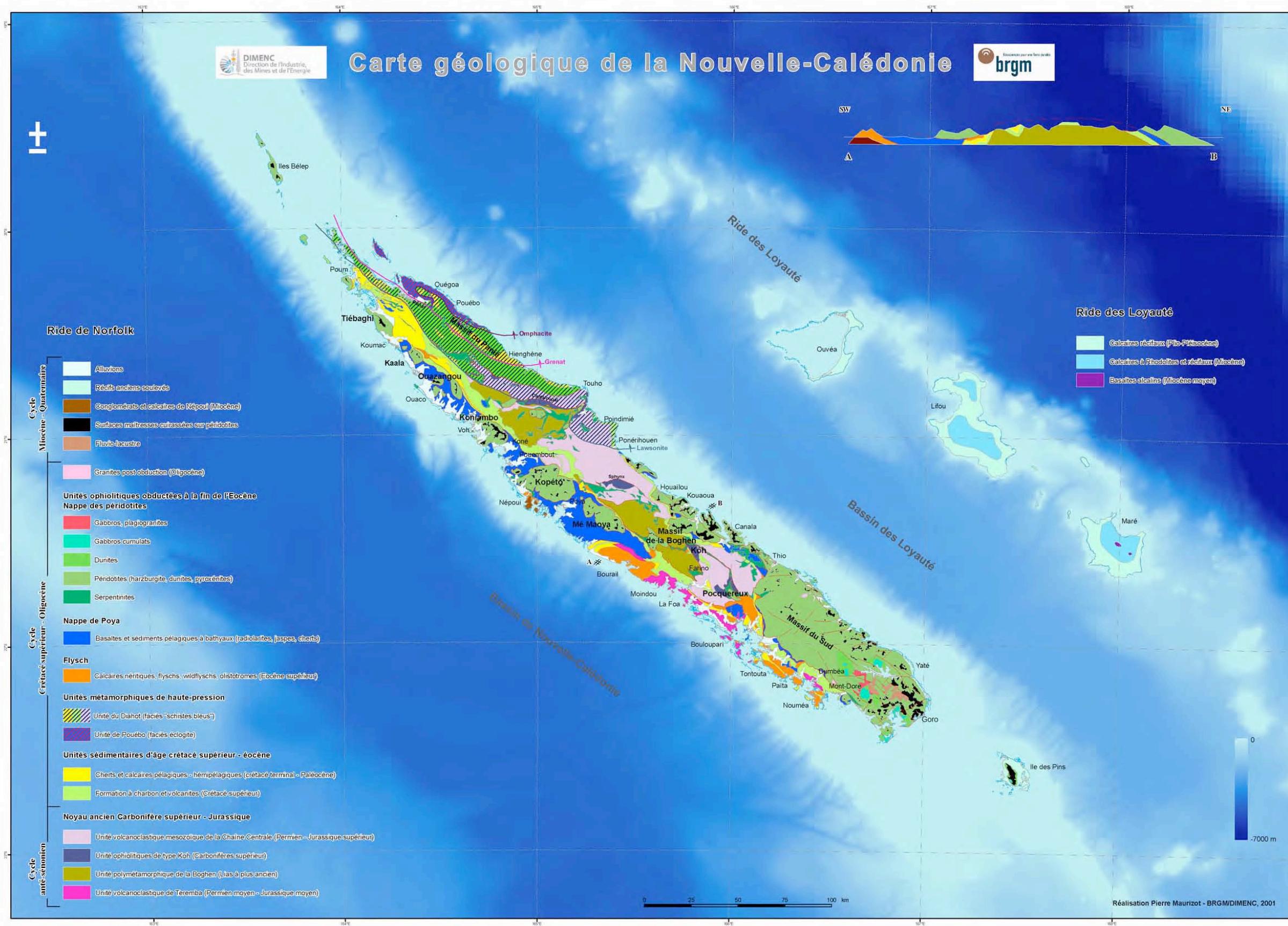


Figure 1-9 Carte Géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1000000° [Paris, 1981; Maurizot, 2001]

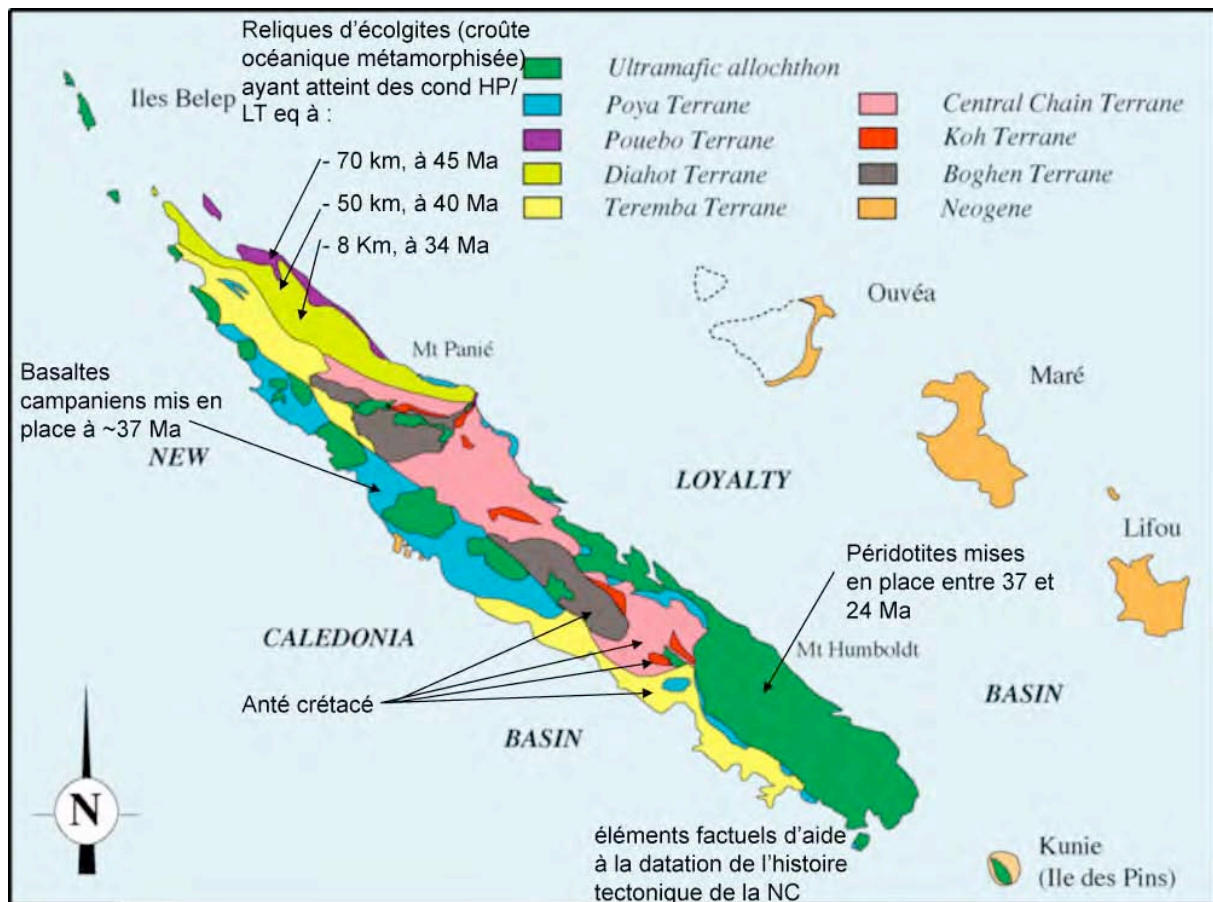


Figure 1-10 Éléments factuels d'aide à la datation de l'histoire tectonique de la Nouvelle-Calédonie, modifié d'après *Cluzel* [2006]

4.2 Géologie anté-Oligocène

Les unités anciennes (anté-Crétacé), principalement situées dans la chaîne centrale de la Grande Terre, sont recouvertes par des sédiments en discordance allant du Cénomanién supérieur à l'Eocène supérieur. Ces unités sont formées d'ophiolites d'âge Carbonifère : l'unité de Koh [*Meffre, 1995; Aitchison et al., 1998*], de dépôts volcanoclastiques datés du Trias moyen au Jurassique supérieur : l'unité de Teremba [*Campbell et al., 1985*], une unité post-Liasique composée de faciès de type croûte océanique associés à des dépôts volcanosédimentaires distaux [*Cluzel, 1996*] ayant été affectée par un métamorphisme haute pression au Jurassique supérieur : l'unité de la Boghen (150 Ma : [*Blake et al., 1977*]).

Les dépôts postérieurs au Crétacé inférieur ont également été affectés par l'évènement majeur de l'Eocène Supérieur. On distingue :

- une série sédimentaire non métamorphisée allant du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur visible sur la côte occidentale de la Grande Terre. Cette unité sédimentaire est composée de deux séquences séparées par une discontinuité [*Paris, 1981; Cluzel et al., 2001*]. La série inférieure, granoclassée, du Crétacé supérieur est composée d'une série conglomératique, de grès, de silts à intercalation de charbon et des roches volcaniques, recouverte par des sédiments pélagiques calcaires et siliceux, datés du Paléocène à l'Eocène moyen, témoignant d'un approfondissement du milieu de dépôt. La séquence supérieure est une formation de flysch de l'Eocène supérieur (du Bartonien supérieur au Priabonien) déposés après une période de déformation et d'érosion montrant un granoclassement inverse avec à la base (a) des calcaires néritiques, puis (b) des

marnes, silts et des calcaires marneux, recouverts par (c) de fines turbidites calcaires entrecoupées par des brèches mafiques, et (d) on trouve enfin le «wildflisch» composé de blocs, d'olistolithes de schiste siliceux, de calcaires, de basaltes et des flyschs, le tout recouvert par un olistostrome témoignant de la phase tectonique paroxysmale de l'Eocène supérieur.

- une unité mafique de basaltes océaniques (unité de Poya), datés du Crétacé supérieur (Campanien) à l'Eocène inférieur (85-55 Ma), présentant des caractéristiques de volcanisme d'avant-arc, d'arrière-arc et de croûte océanique (sédiments abyssaux + basaltes) [Routhier, 1953; Espirat, 1963; Cluzel et al., 1997; Eissen et al., 1998; Cluzel et al., 2001] inter-stratifié avec des argilites et des cherts. Cette unité, sévèrement cisailée et plissée, qualifiée de mélange tectonique correspond à une superposition de lambeaux de croûte océanique (et non pas à une « soupe » tectonique composée d'une matrice et de clastes) est principalement visible le long de la partie Nord de la côte Ouest mais affleure également le long de la côte Est; elle est toujours au contact de la base de la nappe ultramafique et recouvre tectoniquement les roches sédimentaires de l'Eocène supérieur.

- des unités mafiques ayant subi un métamorphisme haute pression/basse température (unité de Pouebo et du Diahot) situées dans la partie Nord Est de la Grande Terre [Brothers et Blake, 1973; Paris, 1981; Yokoyama et al., 1986; Maurizot et al., 1989; Black et al., 1993; Cluzel et al., 1995; Clarke et al., 1997; Baldwin et al., 1999; Carson et al., 2000; Rawling et Lister, 2002; Spandler et al., 2004; Fitzherbert et al., 2005; Spandler et al., 2005; Spandler et Hermann, 2006]. Ces unités et principalement celle de Pouebo sont considérées comme étant une nappe basaltique métamorphisée, générant des faciès allant des schistes bleus aux éclogites. Les conditions nécessaires à un tel métamorphisme (20 kbar, 650°C) indiquent que les transformations ont eu lieu à une profondeur équivalente à 60-70 km. Les datations radiométriques indiquent que le maximum du métamorphisme se situe vers 44 Ma [Spandler et al., 2005] tandis que le refroidissement est plutôt situé vers 40 à 34 Ma [Baldwin et al., 2007b] traduisant un rééquilibrage isostatique rapide et une exhumation des unités métamorphiques dans le Nord-Est. Cette exhumation observée dans le Nord-Est de l'île est synchrone de la mise en place finale de la nappe des péridotites (38-44 Ma) dans l'Ouest et le Sud de la Grande Terre.

- la nappe des péridotites, principalement constituée de péridotites, est bien développée dans le massif du Sud (3 km d'épaisseur), sur les îles Belep et l'île des Pins ainsi que le long de la côte Nord Ouest où les massifs forment une série de klippen alignés dans une direction NNO [Avias, 1967; Guillon et Routhier, 1971; Guillon, 1975; Prinzhofer et al., 1980]. Bien que l'âge de la mise en place de la nappe ophiolitique à l'Eocène supérieur soit connue [Paris et al., 1979], une incertitude persiste quant à l'âge de ces roches mantelliques. Elles sont estimées du Crétacé supérieur ou antérieures à partir de datations radiométriques effectuées sur des dykes mafiques et felsiques d'âge Crétacé supérieur (100-80 Ma) et d'âge Eocène (42-52 Ma) [Paris, 1981; Prinzhofer, 1981]. Prinzhofer [1987] y fait par ailleurs état d'un âge isochrone Sm/Nd de 131 +/- 16 Ma sur des cumulats. Ces péridotites sont principalement des harzburgites et constituent les roches mères du nickel calédonien. L'ensemble de cette nappe allochtone s'enracine dans le Bassin Sud-Loyauté [Collot et Missègue, 1986; Collot et al., 1987a; Collot et al., 1988; Eissen et al., 1998; Ali et Aitchison, 2000; Anzende et al., 2000b]. Les coupes présentées en Figure 1-11 illustrent cela.

4.3 L'obduction Eocène terminal

La Nappe des Péridotites (manteau océanique) chevauche l'unité de Poya (croûte océanique), cette séquence ne respecte donc pas l'ordre classique d'une croûte océanique. Pour expliquer cette particularité néo-calédonienne, deux grands courants d'hypothèses ont été proposées pour le charriage des ophiolites :

Les premières hypothèses ont été formulées par Kroenke et Rodda [1984], Collot et al. [1987a] et Regnier [1988]. Selon ces auteurs, le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait subducté sous la marge Ouest de la Grande Terre afin d'accommoder le raccourcissement entre les plaques Pacifique et

Australienne engendré par la « poussée » de l'ouverture de la Mer de Tasman. Dans ce système, le Bassin Sud-Loyauté serait le bassin arrière-arc de cette subduction et aurait ensuite obducté à l'Eocène lors du blocage de la subduction. Pour expliquer l'absence de croûte océanique sus-jacent les péridotites, *Dubois et al.* [1973], *Dubois et al.* [1974b] et *Auzende et al.* [2000b] font appel à une érosion tectonique sous forme des glissements gravitaires. La croûte océanique aurait aujourd'hui entièrement disparu.

La deuxième hypothèse, plus récente [*Aubouin*, 1981; *Aitchison*, 1995; *Meffre*, 1995; *Clarke et al.*, 1997; *Cluzel et al.*, 2001] et aujourd'hui admise par une large partie de la communauté scientifique, consiste à dire que la mise en place de l'unité de Poya et de la nappe des Péridotites s'est faite de façon diachrone selon un modèle d'obduction présenté en Figure 1-12. Dans ce modèle le charriage de manteau supérieur sur le bâti calédonien serait le résultat du blocage de la subduction du Bassin Sud-Loyauté sous la Ride des Loyauté, engendré par l'arrivée de la Ride de Norfolk dans la zone de subduction. *Cluzel et al.* [2001] proposent trois grandes phases tectoniques pour expliquer la géologie Cénozoïque de la Nouvelle-Calédonie :

1/ à 53 Ma, phase 1, initiation de la subduction intra-océanique du Bassin Sud-Loyauté à plongement Est sous l'arc des Loyauté. Cette phase est datée par des dykes de type avant-arc (daté 53 Ma) qui recoupent la nappe des péridotites sans percer les couches sous-jacentes [*Cluzel et al.*, 2006]. Ces dykes prouvent que la nappe des péridotites aujourd'hui obductée sur la Nouvelle-Calédonie, faisait partie de la plaque supérieure du système de subduction.

2/ de 53 à 37 Ma, phase 2 (cf. Figure 1-12), subduction à pendage vers l'Est du Bassin Sud-Loyauté. Les reliques d'éclogites de l'unité de Pouebo témoignent de la descente dans la zone de subduction de la croûte océanique du Bassin Sud-Loyauté. A 45 Ma, une partie de cette croûte océanique se trouvait à 70 km de profondeur, équivalent conditions pression / température [*Clarke et al.*, 1997; *Spandler et al.*, 2005; *Spandler et Hermann*, 2006].

3/ de 37 à 34 Ma, phase 3 (cf. Figure 1-12), arrivée de la Ride de Norfolk dans la zone de subduction qui vient bloquer progressivement la subduction et engendre la mise en place d'un régime compressif. Cette phase s'exprime par trois grands événements diachrones identifiés dans la géologie de la Nouvelle-Calédonie : (i) l'accrétion de lamelles de croûtes océaniques du BSL sur la ride de Norfolk (mise en place des basaltes de l'unité de Poya sous forme de mélange tectonique), enregistré par le flysch de Bourail [*Cluzel et al.*, 2001], (ii) l'exhumation (suivant le modèle d'isostasie de [*Chemenda et al.*, 1996]) entre 44 et 34 Ma des reliques d'éclogites de la croûte océanique métamorphisée (unité de Pouebo) et de méta-sédiments Crétacés (unité du Diahot) dans le Nord de la Nouvelle-Calédonie [*Spandler et Hermann*, 2006; *Baldwin et al.*, 2007a] et enfin (iii) l'obduction à l'Eocène terminal du massif ultra mafique de la plaque supérieure sur la ride de Norfolk. La fin de cette phase est uniquement contrainte par l'âge des derniers sédiments Priabonien supérieurs (34 Ma) sous les ophiolites [*Cluzel et al.*, 1998] ainsi que par des dykes granitoïdes (27 Ma) post-obduction qui recoupent et scellent l'ensemble du système [*Cluzel et al.*, 2005; *Paquette et Cluzel*, 2007].

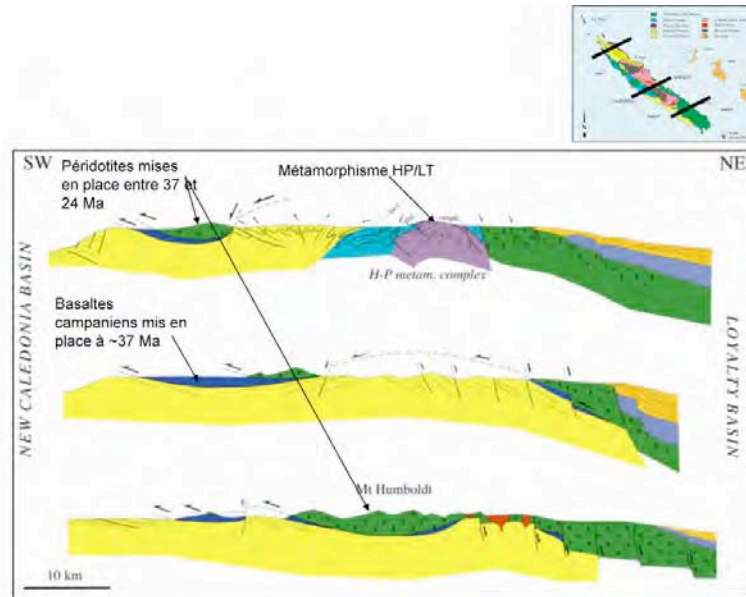
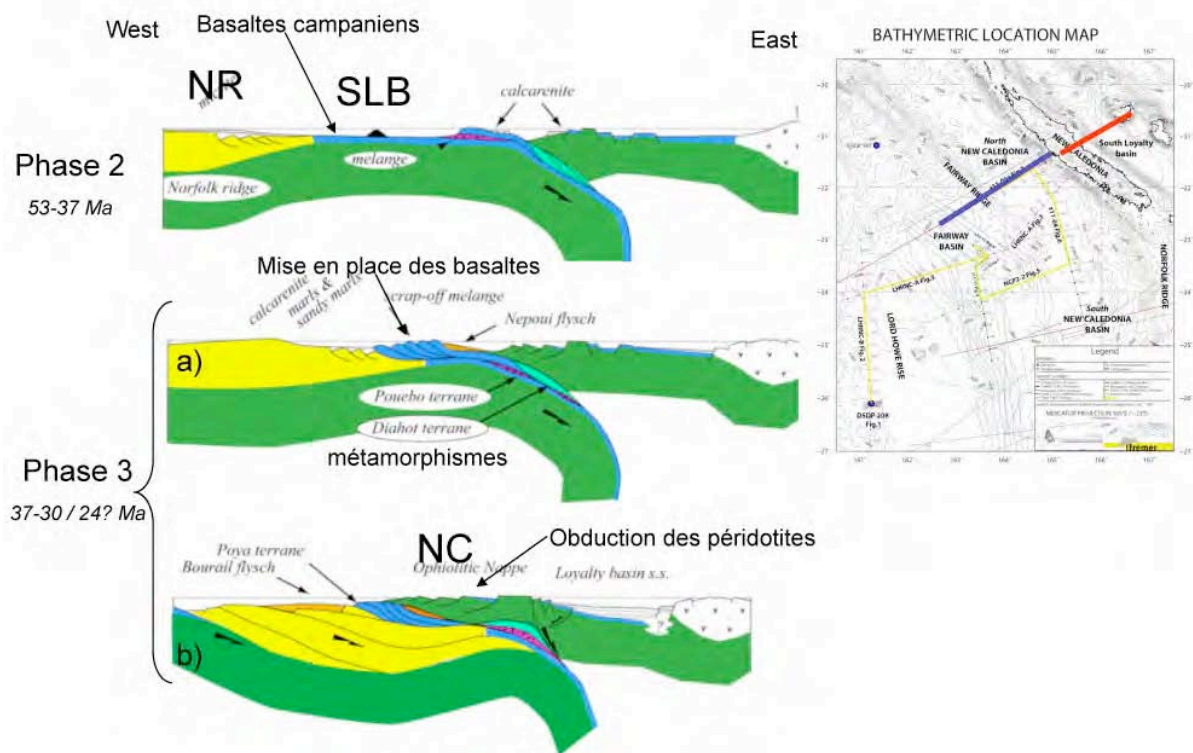


Figure 1-11 Coupes structurales de la Nouvelle-Calédonie. Modifié d'après [Cluzel et al., 2001]



Modèle d'obduction - Cluzel, 2001

Figure 1-12 Modèle de mise en place de l'unité de Poya et de la nappe des péridotites de Nouvelle-Calédonie d'après [Cluzel et al., 2001]. Le segment rouge montre la localisation de la coupe. NR : Ride de Norfolk, SLB : Bassin Sud-Loyauté, NC : Nouvelle-Calédonie

L'Oligocène est caractérisé par une lacune sédimentaire marine, et par des intrusions post obduction de granodiorites (St Louis et Koum) estimées à 32-24 Ma [Guillon, 1975] par datations radiométriques et interprétées comme le résultat d'un épisode de courte convergence le long de la marge Ouest de la ride de Nouvelle-Calédonie [Cluzel et al., 2005].

Les péridotites ont été soumises à l'altération météorique depuis l'Oligocène, ce qui a conduit au développement d'horizons latéritiques riches en nickel [Trescases, 1973; 1975; Latham, 1986] et de paysages latéritiques [Chevillotte et al., 2006].

4.4 Géologie Néogène

La déformation ductile liée à l'extension, joue un rôle majeur dans l'évolution morpho tectonique post obduction de l'île [Leguéré, 1976; Lagabrielle et al., 2005; Chardon et Chevillotte, 2006]. Cette extension initiée à l'Oligocène perdure au Néogène et s'exprime par la fracturation des paysages et pénéplaines d'âge Oligocène et par l'affleurement à Népoui d'un conglomérat fluviatile d'âge Miocène inférieur/moyen avec des dépôts calcaires marins de faible profondeur [Coudray, 1976].

Les structures Néogène normales et parallèles à l'extension tectonique oblique sont également responsables de la forme et de la subsidence des marges de la ride de Nouvelle-Calédonie [Daniel et al., 1976; Dugas et Debenay, 1978; Bitoun et Recy, 1982; Rigolot, 1989a; b; Chardon et Chevillotte, 2006; Flamand, 2006]. La Grande Terre est entourée d'un des plus important récif barrière au monde, individualisant un vaste lagon. La barrière récifale se développe depuis le Pléistocène inférieur [Coudray, 1976]. Les mouvements verticaux du récif au cours des derniers 125 000 ans montrent plusieurs ensembles tectoniques ainsi qu'une lente subsidence des côtes (0.03 à 0.16 mm/an) sauf pour le Sud-Ouest de la Grande Terre et l'île des Pins où l'on observe une élévation des cotes [Launay et Recy, 1972; Launay, 1985; Cabioch, 1988; Cabioch et al., 1996] ainsi que des failles quaternaires [Lafoy et al., 2000; Lagabrielle et al., 2005; Flamand, 2006] et une activité sismique [Regnier et al., 1999; Pillet et Pelletier, 2004].

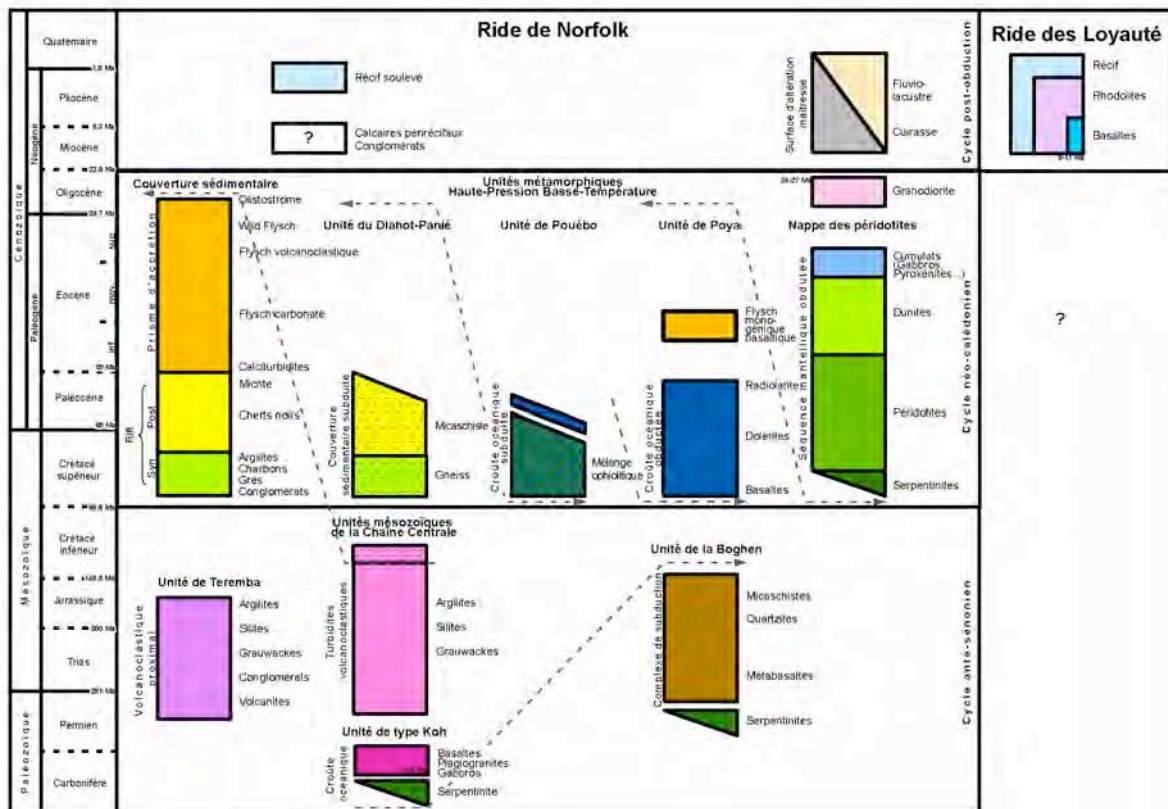


Figure 1-13 Chronostratigraphie des unités géologiques de Nouvelle-Calédonie. Mise en place des terranes par chevauchement. Communication personnelle P. Maurizot, 2008.

5 Géologie de la Nouvelle-Zélande

5.1 Généralités

A la différence de la Nouvelle-Calédonie, la Nouvelle-Zélande n'est pas massivement recouverte d'écaillés allochtones masquant la géologie Mésozoïque du socle « autochtone relatif ». Par ailleurs, ce jalon émergé Kiwi correspond à la continuité directe de la ride de Norfolk qui porte la Nouvelle-Calédonie. Il est donc nécessaire de se pencher sur la géologie de la Nouvelle-Zélande pour obtenir des informations sur l'histoire Mésozoïque de cette région.

La Nouvelle-Zélande est portée par les rides continentales de Chatham et de Norfolk (voir paragraphe 3.2.7). Elle se découpe en deux îles (l'île du Sud et l'île du Nord) et se trouve sur la limite de plaque convergente actuelle, à cheval sur la plaque Pacifique et la plaque Australienne. Cette limite de plaque se traduit par une subduction de la plaque pacifique sous l'île du Nord, qui se propage en décrochement dextre dans l'île du Sud. Ce processus actif du Néogène à l'Actuel affecte et déforme des terrains Phanérozoïques. Ce n'est qu'à cause de cette convergence de plaque récente que cette surface continentale a émergé au dessus du niveau de la mer et permet aux géologues d'y décrire l'enregistrement géologique de trois grandes phases :

1. une période de convergence du Cambrien moyen au Crétacé inférieur caractérisée par une configuration de marge active où l'on retrouve une zone d'avant arc, d'arc et d'arrière-arc.
2. une période de marge passive du Crétacé Supérieur au Paleocène caractérisée par du rifting qui affecte l'ensemble des formations. Ces formations sont qualifiées de Cover - couverture.
3. une période de convergence du néogène à l'actuel avec la mise en place d'un arc volcanique toujours actif dans l'île du Nord associé à une subduction ainsi que la formation d'une chaîne alpine toujours active dans l'île du Sud associée à un méga décrochement dextre le long de la zone de faille alpine.

Une nomenclature biostratigraphique complexe ainsi que des étages locaux sont utilisés par les géologues néo-zélandais. L'échelle des temps géologiques⁴ montre les noms et correspondances avec le système international.

5.2 Géologie Mésozoïque – géologie de socle

Trois grandes unités, chacune constituées de terranes, représentent différentes parties de la marge active du Gondwana du Permien au Crétacé inférieur et constituent aujourd'hui l'ensemble du socle de la Nouvelle-Zélande : A/ la province Est B/ la « Médian Batholith » (aussi appelée « Median Tectonique Zone ») et C/ la province Ouest (cf. Figure 1-14). L'étude de ces provinces et sous-terranes permet de détailler la phase 1 de convergence Mésozoïque.

5.2.1 La Province Est

La province Est comprend d'Est en Ouest :

- Les Terranes de Caples et Torlesse représentent une séquence Permien-Crétacé marine volcanoclastique et de croûte océanique imbriquée très faiblement métamorphisée. Cet ensemble est interprété comme étant le prisme d'accrétion d'une subduction le long de la marge du Gondwana.
- La Otago Schist Belt (Haast Schist) est un ensemble métamorphique de faciès schiste vert. Ce métamorphisme, daté Jurassique à Crétacé, se surimpose aux Terranes de Caples

⁴Disponible sur le site http://www.gns.cri.nz/what/earthhist/images/timescale_wall_chart.pdf

et Torlesses. Cet ensemble est interprété comme représentant la partie profonde du complexe d'accrétion formé par ces deux Terranes.

- Les Terranes de Dum Mountain et de Maitai Terrane sont des ophiolites Permiennes supérieures recouvertes par des sédiments discordants datant du Permien au Trias inférieur.
- La Terrane de Murihiku est une importante succession volcanoclastique proximale d'âge Permienne Supérieure – Jurassique Supérieur.
- La Terrane de Brookstreet est un empilement volcanique et volcanoclastique Permien, considéré comme des éléments allochtones de la Median Batholith, décrite ci-après.

5.2.2 La « Median Batholith »

La Median Batholith se situe à l'Ouest de l'avant-arc observé en province Est. De composition gabbroïque à granitique sub-alkalin, cet ensemble Dévionien à Crétacé est interprété comme étant du magmatisme de Cordillère. On retrouve le Median Batholith dans de nombreux forages au large de la côte Ouest de l'île du Nord. Cette unité serait une trace de l'arc volcanique continental bordant la marge Gondwanienne du Carbonifère au Crétacé. Cette orogène pourrait aussi être à plus grande échelle la Chaîne Péri-Pacifique bordant le pourtour de la Pangée (cf. Figure 1-5).

5.2.3 La Province Ouest

La Province Ouest comprend les Terranes de Buller et de Takaka et se situe à l'Ouest de la médian Batholith. Selon Pierre Maurizot (communication personnelle) « La Terrane de Buller est une séquence silicoclastique et terrigène sans volcanites, d'âge Ordovocien, mise en place dans un contexte de marge continentale. Des zircons détritiques archéens y constitue les témoins continentaux les plus anciens de Nouvelle-Zélande » et la Terrane de Takaka « serait une séquence silicoclastique, carbonatée et volcanique d'âge Cambrien moyen à Dévionien inférieur comprenant des zones de mélanges ophiolitiques. Elle est interprétée comme une séquence d'arc insulaire intra-océanique recouverte par une sédimentation de marge passive. Des Trilobites d'âge cambrien moyen y représentent les fossiles les plus anciens de Nouvelle-Zélande ». Ces deux Terranes ont été accrétées au Gondwana durant le Dévionien.

5.2.4 Implications sur la géodynamique Mésozoïque

En terme de géodynamique les Terranes de ces Provinces sont respectivement interprétées comme, d'Est en Ouest : A/ prisme d'accrétion – sédiments volcaniques distaux, prisme d'accrétion exhumé, ophiolite exhumée proche d'un arc et sédiments volcaniques proximaux ; B/ Arc volcanique continental et C/ zone arrière-arc. La coupe géologique établie par *Mortimer et al.* [2002] à partir de coupes sismiques le long de la côte Est de l'île du Sud, synthétise bien cette zone avant-arc en marge du continent Gondwanien. On observe clairement sur la Figure 1-14 la façon dont l'actuelle faille alpine déforme l'ensemble de ce socle - ancien complexe d'accrétion.

NEW ZEALAND'S GEOLOGICAL FOUNDATIONS

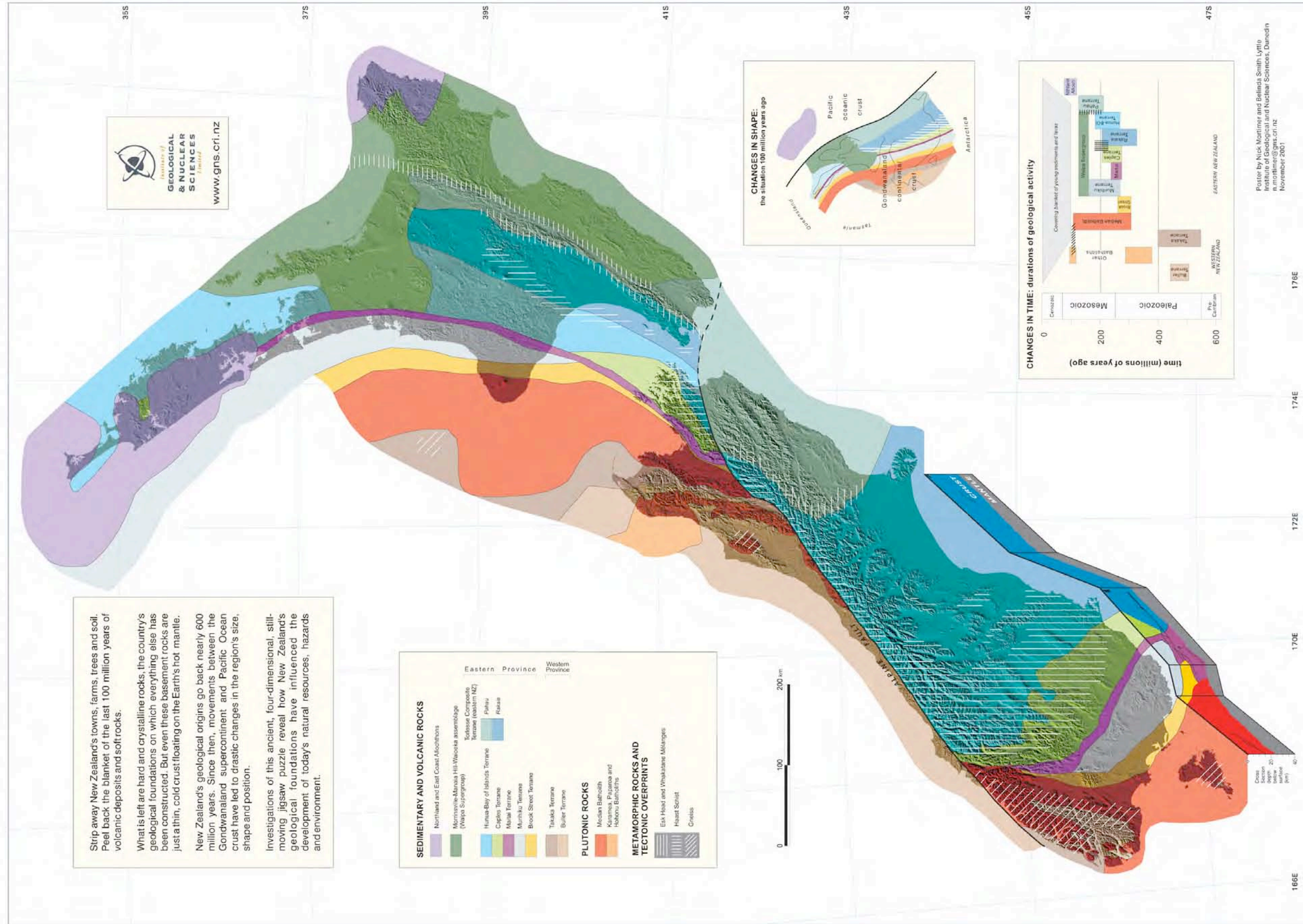


Figure 1-14 Géologie du socle de la Nouvelle-Zélande [Mortimer, 2003]

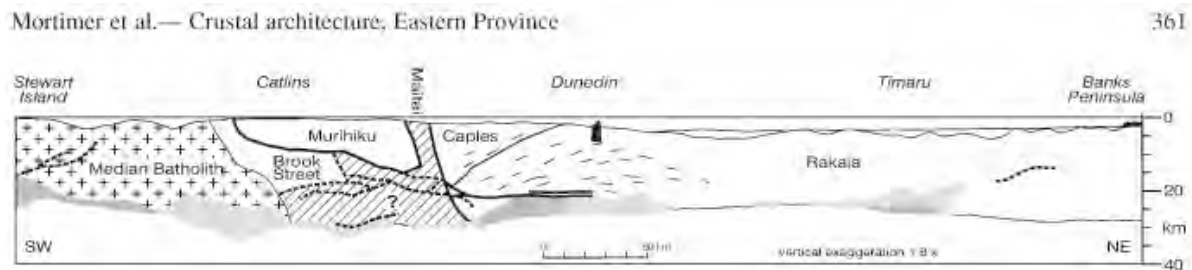


Figure 1-15 Coupe Géologique parallèle à la côte Est de l'île du Sud de Nouvelle-Zélande, d'après *Mortimer et al.* [2002]

5.3 Géologie Cénozoïque

5.3.1 La phase de rifting Paléogène

La phase 2, qui correspond à une période de rifting intensive affecte l'ensemble des unités amalgamées durant la phase de convergence. Les séries sédimentaires continentales syn-rift et marines transgressives peu profondes post-rift qui s'y déposent, datent au plus ancien du Crétacé supérieur (Albien et Cénomaniens). Cette phase d'extension se développe parallèlement à la zone d'expansion de la Mer de Tasman et du Bassin d'Aotea et s'accompagne d'un volcanisme alcalin rhyolitique et basaltique. Au Campanien et Paléocène elle est contemporaine avec l'ouverture de la Mer de Tasman qui entraîne la séparation de la Nouvelle-Zélande du Gondwana ainsi que de l'ouverture du Southern Ocean, entraînant la séparation de la Nouvelle-Zélande de l'Antarctique. Enfin à l'Eocène l'arrêt d'expansion océanique en Mer de Tasman induit une subsidence thermique laissant place aux sédiments marins qui envahissent les dépôts-centres.

5.3.2 La phase compressive Néogène à l'actuel

La 3^e phase, Néogène à l'actuel, annonce l'entrée dans un nouveau cycle de convergence. Une nouvelle limite de plaque entre la plaque Australienne et la plaque Pacifique se met en place au Miocène. Le volcanisme calco-alcalin Miocène inférieur à actuel sur la marge NE (et qui se prolonge le long de l'Arc des Tonga-Kermadec, cf. paragraphe 3.7.5) permet de dater la mise en place de la subduction contemporaine de la plaque pacifique sous l'île du Nord et définit ainsi la zone de découplage entre les deux plaques. L'avant-arc est soumis à une déformation compressive qui se traduit par le développement d'un prisme d'accrétion quaternaire. Plus au Sud le découplage entre les deux plaques se transforme progressivement en décrochement dextre le long de la faille alpine recoupant l'île du Sud, accumulant un déplacement total de 480 km et donnant naissance aux Alpes néo-zélandaises.

Le charriage des ophiolites du Northland (Northland Allochthon, cf. Figure 1-16 pour localisation) entre 24 et 19 Ma dans une direction SW marque l'arrivée de la ride de Norfolk-Reinga dans une zone de subduction à plongement NE [*Whattam, 2005; Whattam et al., 2008*]. L'allochthone ainsi obductée est constituée d'une imbrication d'unités sédimentaires d'âge Crétacé inférieur à Oligocène et par une importante unité de croûte océanique de type MORB (Tangihua complex) d'âge Crétacé inférieur à Paléocène datée par macrofaune (Inocérames), radiolaires, dinoflagellés et foraminifères. L'ensemble peut atteindre 1000 à 3000 m d'épaisseur. L'arc volcanique associé à cette subduction serait l'extrémité Sud de la ride des Trois Rois ainsi que le Northland Plateau.

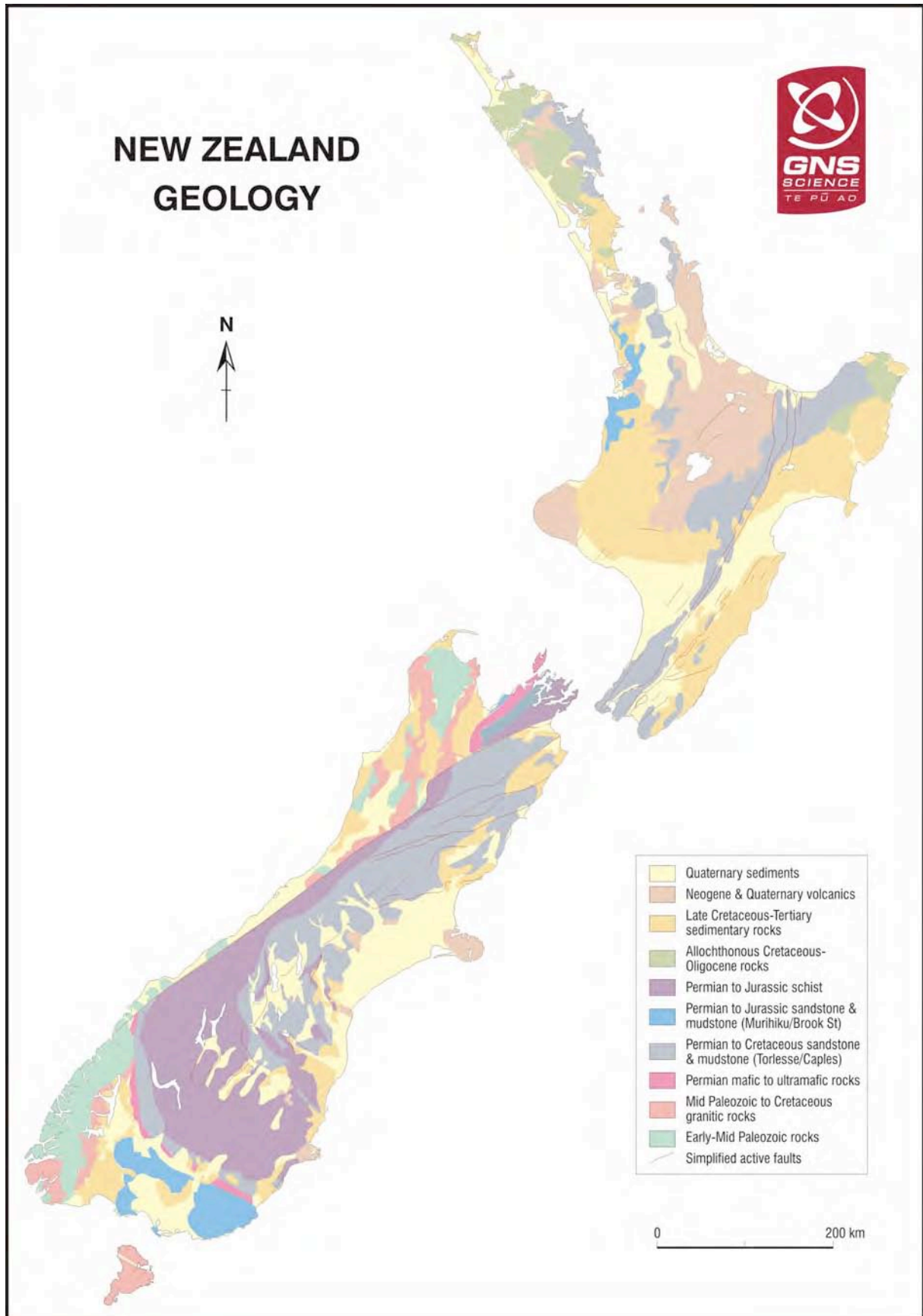


Figure 1-16 Carte géologique de la Nouvelle-Zélande, communication personnelle J. Begg de l'institut GNS-Science, Wellington

Chapitre 2 : Présentation des données, documents de synthèse et méthodologie

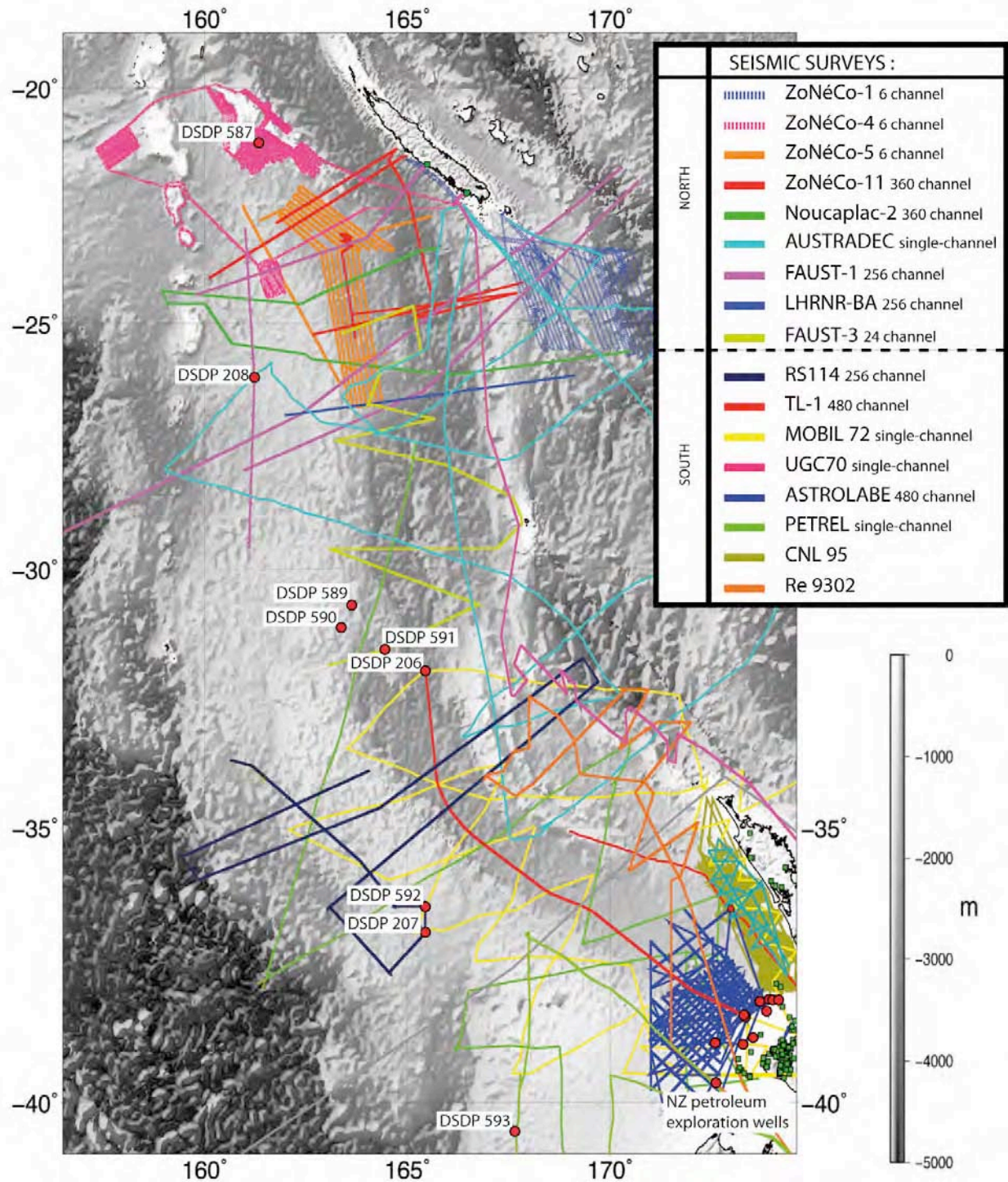


Figure 2-1 Ensemble des campagnes sismiques de la zone d'étude (cf Tableau 2-1 pour plus d'informations). Les noms des campagnes indiquées dans l'encart se répartissent selon la latitude. Le fond bathymétrique est issu de *Smith et Sandwell* [1997]. Les cercles rouges indiquent la position des forages deep-offshore et les carrés verts les forages à terre ou peu profonds.

1 Traitements des données géophysiques

Ce chapitre présente l'ensemble des données géophysiques de notre zone d'étude⁵ comprise entre la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande (cf. Figure 2-1 pour localisation). Nous nous limiterons ici à apporter des informations sur les caractéristiques d'acquisition et de traitement et nous présenterons la carte structurale de synthèse réalisée à partir de l'ensemble des données.

1.1 Sismique-réflexion

Le jeu de données de sismique-réflexion utilisé dans cette étude est présenté en Figure 2-1. Tous les profils montrés sur cette figure ont été examinés dans le cadre de cette thèse. Les profils ZoNéCo-11, Noucaplac-2 et ZoNéCo-5 ont été traités spécifiquement.

Le Tableau 2-1 présente les caractéristiques d'acquisition des principales campagnes de sismique lourde de la zone néo-calédonienne. Ayant embarqué à bord du N/O L'Atalante en 2004, j'ai participé à l'acquisition ainsi qu'au traitement sismique, gravimétrique et magnétique des campagnes ZoNéCo-11 et Noucaplac-2. Ceci me permet de détailler la chaîne de traitement que j'ai appliquée à ces deux campagnes.

Nom des Campagnes	Année	Navire	Longueur de flûte [km]	Nombre de traces	Immersion de la flûte [m]	Type de source	Immersion de la source [m]	Bande passante de la source [Hz]	Intertir [m] <i>InterCDP [m]</i>	Traitement sismique
ZoNéCo-11	2004	L'Atalante	4.5	360	15	Single-bubble	15	4-60	75 <i>12.5</i>	Migration temps post stack
ZoNéCo-11 profils réfraction	2004	L'Atalante	4.5	360	15	Single-bubble	15	4-80	150 <i>50</i>	Migration temps post stack
Noucaplac-2	2004	L'Atalante	4.5	360	15	Single-bubble	15	4-80	75 <i>12.5</i>	Migration temps post stack
FAUST1 – S206 (LHRNC)	1998	Rig Seismic	3.3	264	10	Premier pic	10	50-60	50 <i>12.5</i>	Migration temps post stack
ZoNéCo-11 haute résolution	2004	L'Atalante	3.3	264	3	Premier pic	3	50-130	25 <i>6.25</i>	Migration temps post stack
ZoNéCo-5	1999	L'Atalante	0.6	6	7	Premier pic	10	50-130	50 <i>25</i>	Stacké

Tableau 2-1 Caractéristiques d'acquisition des campagnes sismique du domaine néo-calédonien

Deux types de sources ont été déployés lors de la campagne ZoNéCo-11. Les profils dits « forte pénétration » ont été tirés avec la source « Grosse Bertha » monobulle, synchronisée sur la première oscillation de la bulle (cf. [Avedik et al., 1996]), correspondant à un volume d'air expulsé de 8530 inch³ à 140 bars et à une cadence de tir de 150 m. Ces profils correspondent aux profils

⁵ Ces données ont été rendues disponibles suite aux accords signés entre le Gouvernement de Nouvelle-Calédonie (via le Service de la Géologie), l'IFREMER et GNS-Science (Nouvelle-Zélande) ainsi qu'entre le Gouvernement de Nouvelle-Calédonie et Geoscience Australia. Pour plus d'informations, consulter les Memorandum of Understanding (MoU) en Annexe 8 et Annexe 9.

réfraction (Z11-01, Z11-07) ainsi qu'aux profils Z11-04 et Z11-08. Les autres profils ZoNéCo-11 et Noucaplac-2 ont été tirés avec une source expulsant un volume d'air de 4530 inch³ à 140 et à une cadence de tir de 75 m.

La chaîne de traitement que j'ai appliquée aux deux campagnes, ZoNéCo-11 et Noucaplac-2, est la suivante :

- Lecture SEGD
- Filtre anti-repliement et ré-échantillonnage 2ms-> 4 ms
- Sommation traces 2 à 2 : passage de 360 à 180 traces
- Application de la géométrie
- Tri en CDP
- Analyse de vitesse (1 / 250 – 1/ 500 CDP en fonction profil)
- Filtre passe –bande (3-5-50-60 Hz)
- Antimultiple FK
- Mute interne sur les CDP
- Corrections dynamiques NMO
- Correction de divergence sphérique (utilisation modèle de vitesse de sommation)
- Dip Move Out
- Sommation sur les CDP
- Filtre FK passe bande sur section sommée pour éliminer bruits pentés (-5 –6 ; 5 – 6 km/s)
Somme sur 2 CDP (test de sommation sur 4 CDP pour les profils ZoNéCo-11 1, 4 et 7)
- AGC (longueur de fenêtre 2000ms)
- migration vitesse constante (1500m/s) ou avec les vitesses de stack pour certains profils
- exportation au format SEG Y des profils sommés et des profils migrés (format IBM real)

La Figure 2-2 synthétise cette chaîne de traitement.

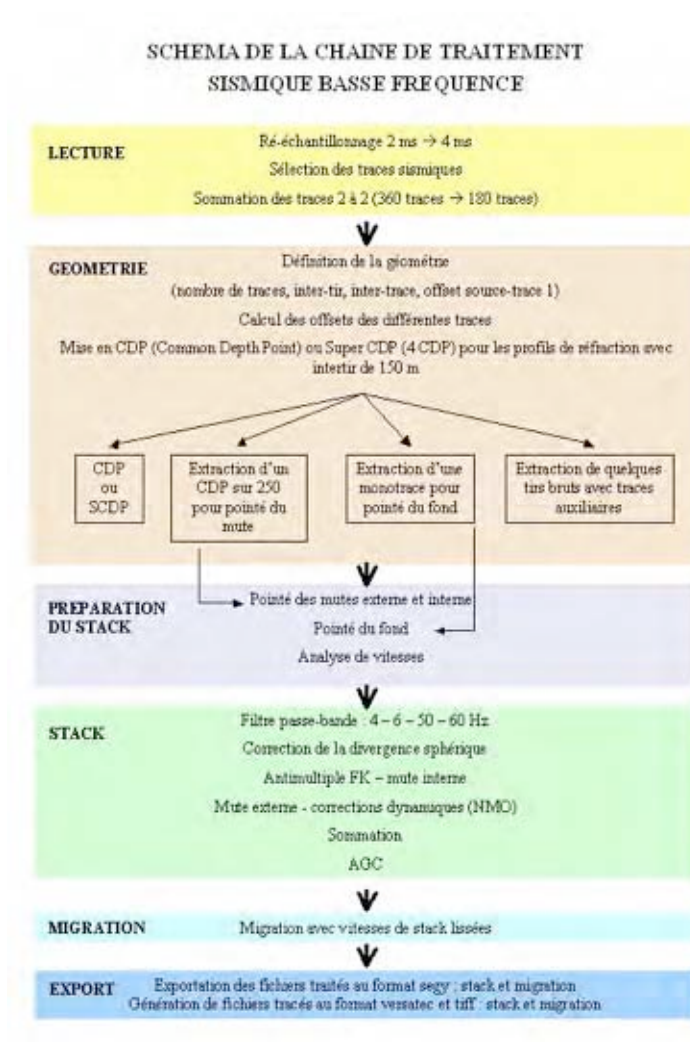


Figure 2-2 Chaîne de traitement sismique-réflexion des campagnes ZoNéCo-11 et Noucaplac-2

1.2 Magnétisme

L'ensemble des données de potentiel⁶ est présenté en Figure 2-3.

⁶ La réalisation des cartes d'anomalies gravimétriques et magnétiques a été effectuée en collaboration avec l'EPSHOM, avec l'aide technique précieuse de Didier Rouxel et Marie Françoise Lalancette. Le logiciel Caraibes de l'IFREMER a été utilisé pour calculer les anomalies, le logiciel GeoSoft-Montag a été utilisé pour nettoyer les données, le logiciel Geoval développé par le SHOM a été utilisé pour contrôler les écarts aux points de croisements et GMT 4.0 pour la réalisation des cartes (interpolations, mise en forme).

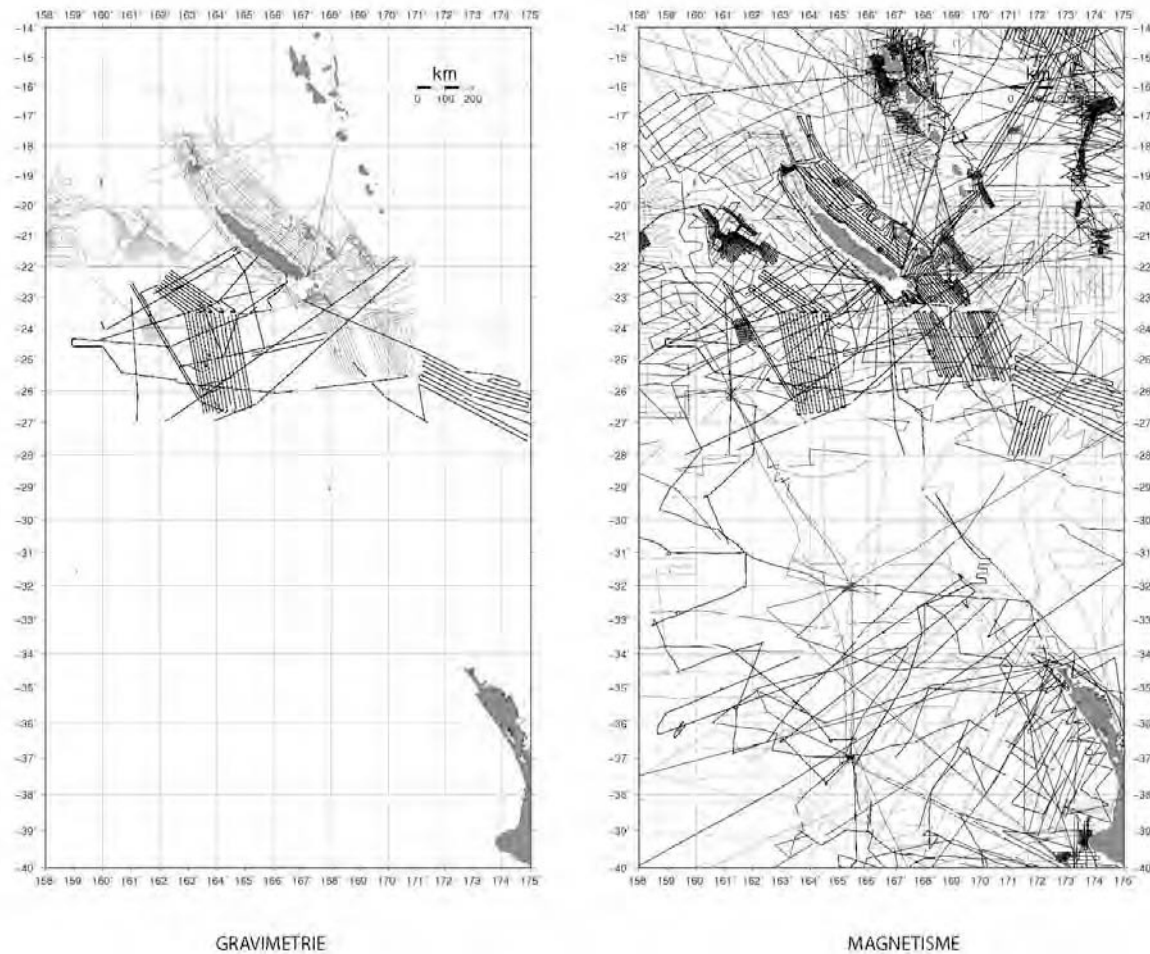


Figure 2-3 Navigation de l'ensemble des données de potentiel sur la zone d'étude. Les données gravimétriques sont complétées par les données satellitaires [Sandwell et Smith, 1997].

L'objet du présent travail a été de mettre à jour la carte magnétique du domaine péri-calédonien réalisée par Van De Beuque (cf. thèse [Van de Beuque, 1999]) puis par Champollion (cf. rapport de stage ingénieur EOST [Champollion, 2001]). Cette mise à jour comprend en particulier les nouvelles données acquises en 2004 lors des campagnes ZoNéCo-11 et Noucaplac 2 ainsi que l'ensemble des données néo-zélandaises fournies par GNS-Science dans le cadre des accords décrits en introduction de ce chapitre.

Les anomalies calculées par Champollion [2001] faisaient référence au champ total au standard IGRF1995 (7^e génération) et provenaient des données acquises de 1960 à 2000. Selon l'IAGA (cf. annexe 1 « IAGA.pdf »), l'IGRF 1995 est définitif pour les années antérieures à 1990.

Nous avons donc entrepris de recalculer les anomalies pour les campagnes post-1990 en utilisant l'IGRF2005 (10^e génération).

Les campagnes ZoNéCo-11 et Noucaplac 1 et 2 ont été traitées à bord en 2004 avec l'IGRF 2000 (9^e génération). Les re-traiter avec l'IGRF 2005 (10^e génération) ne présentait aucun intérêt, le champ définitif (DGRF) n'allant pas au delà de 2000. Lorsque l'IGRF intégrera un DGRF valide jusqu'à 2005, il sera nécessaire de retraiter ces données.

Les données ont été réduites aux pôles. Les Figure 2-4 et Figure 2-5 présentent les statistiques aux points de croisements. La Figure 2-6 présente la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle.

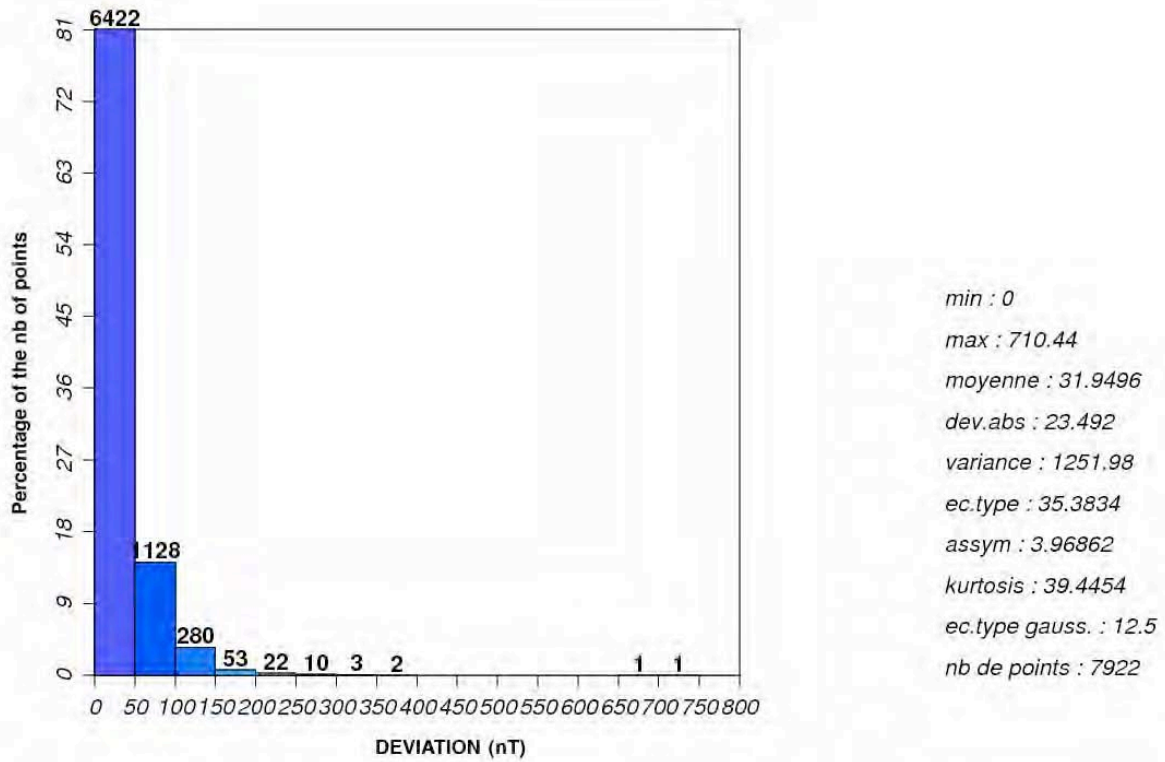


Figure 2-4 Statistiques des points de croisements de l'anomalie magnétique pour la zone Nouvelle-Calédonie

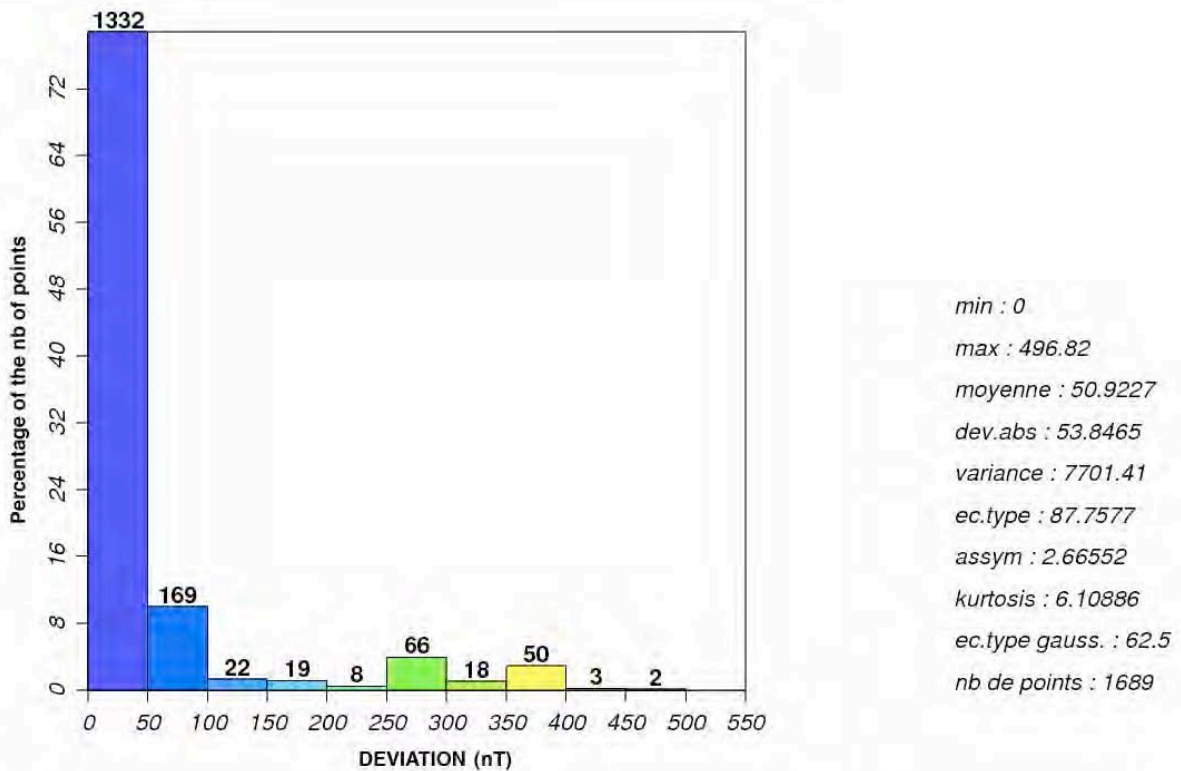


Figure 2-5 Statistiques des points de croisements de l'anomalie magnétique pour la zone Nouvelle-Zélande

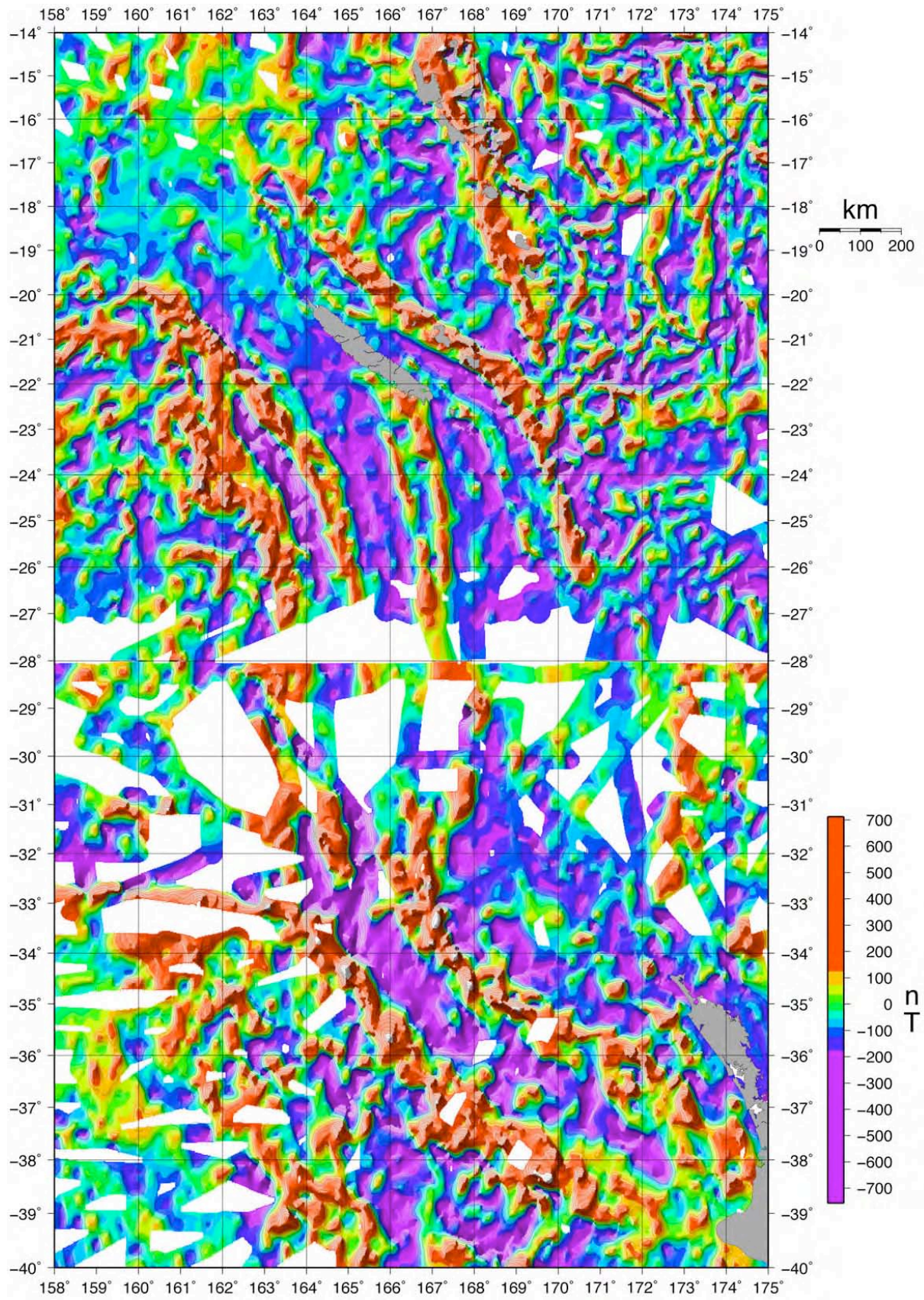


Figure 2-6 Carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle

1.3 Gravimétrie et géoïde

1.3.1 Calcul de l'anomalie à l'air libre

L'objet du présent travail a été de mettre à jour la carte gravimétrique du domaine péri-Calédonien réalisée par [Van de Benque, 1999] puis par Habn [2001] et d'inclure les nouvelles données acquises lors des campagnes ZoNéCo-11, Noucaplac 1 et 2.

Nous avons découpé en profils l'ensemble des 37 campagnes océanographiques ayant enregistré le champ gravitationnel terrestre de 1967 à 2004 afin d'éliminer les valeurs potentiellement biaisées par l'accélération du navire dans les virages, les arrêts et départs. Les profils dont la longueur n'excède pas 10 km ont aussi été supprimés. L'anomalie gravimétrique à l'air libre est ensuite calculée en corrigeant les valeurs de l'effet Eötvös et de la dérive instrumentale. La Figure 2-7 synthétise cette chaîne de traitement et la Figure 2-8 présente les statistiques aux points de croisements.

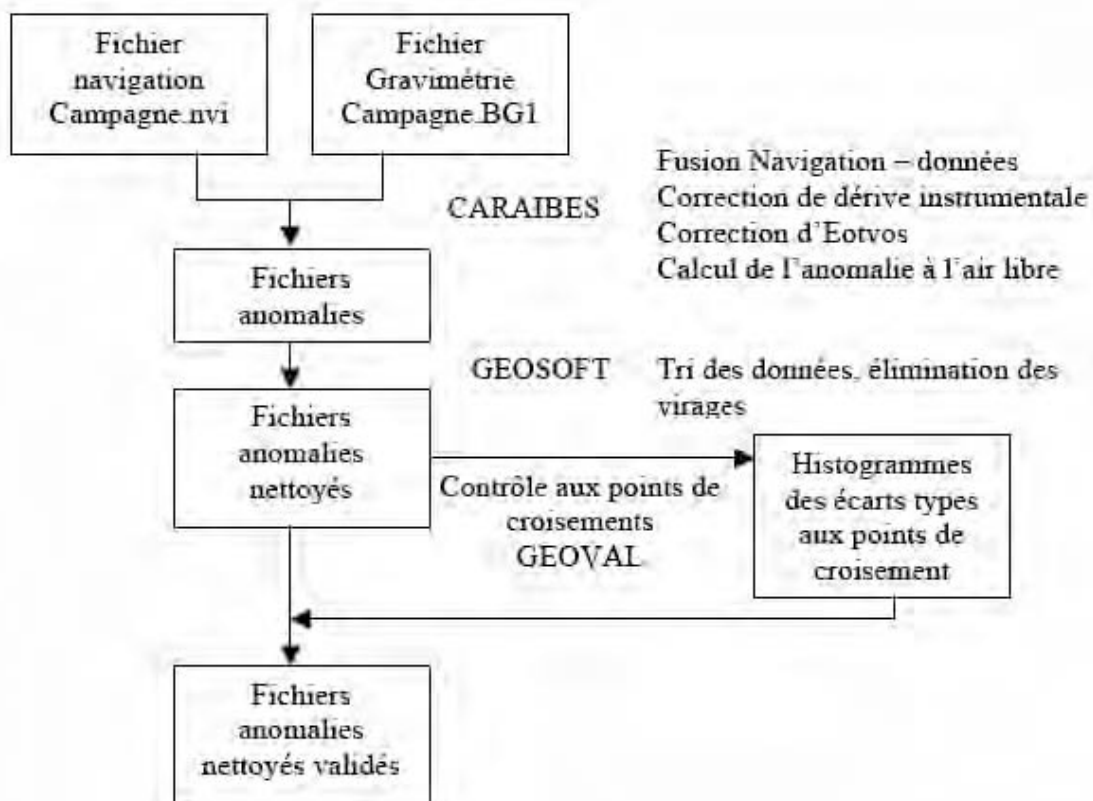


Figure 2-7 Chaîne de traitement des données gravimétriques pour le calcul de l'anomalie à l'air libre

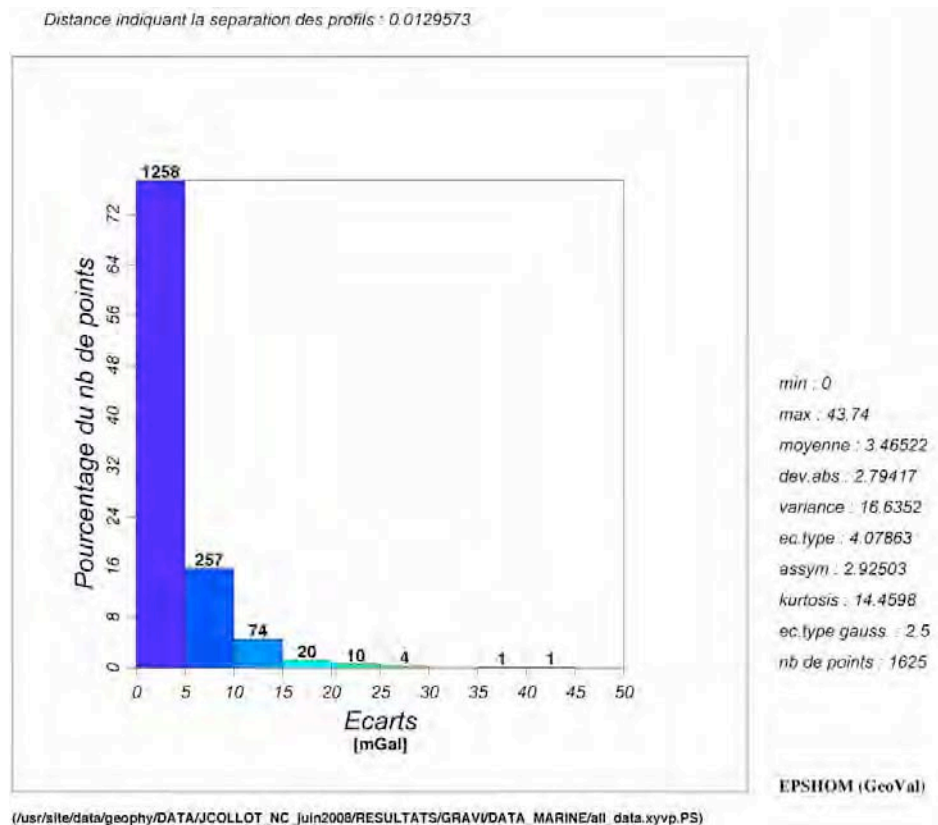


Figure 2-8 Statistiques des points de croisements de l'anomalie gravimétrique à l'air libre pour la zone Nouvelle-Calédonie

1.3.2 Fusion des données satellitaires et bateau

Une fois l'anomalie à l'air libre calculée pour l'ensemble du jeu de données, nous appliquons une méthode de collocation permettant la fusion des données satellitaires (de *Sandwell et Smith* [1997]) et des données bateau, développée par [*Lequentrec-Lalancette et al.*, 2002]. Cette méthodologie permet, une fois le nouveau champ gravitationnel calculé, de revenir par intégration à la valeur du géoïde. L'application de cette méthode au domaine néo-calédonien fait l'objet d'une publication en cours de rédaction [*Lequentrec-Lalancette et al.*, in prep]. Le détail de la méthode est explicité dans cette publication que l'on trouvera en Annexe 6.

Nous montrons l'intérêt de la méthode appliquée au domaine néo-calédonien. Les données bateau enrichissent la carte satellitaire et en améliorent la résolution. Nous choisissons deux zones tests pour illustrer cette amélioration : (i) le grand lagon Nord où l'extension de la nappe ophiolitique néo-calédonienne est avérée grâce à la modélisation de données gravimétriques en 1986 par [*Collot et Missègue*, 1986; *Collot et al.*, 1988] (voir Chapitre 1) et (ii) l'extrémité sud de la ride des Loyauté, qui présente une structuration en formes sigmoïdes, interprétée par *Lafoy et al.* [1995a], sur la seule base de données bathymétriques, comme un effet de poinçon résultant de la collision de la ride dans la zone de subduction.

2 Carte structurale de synthèse

L'interprétation des cartes présentées précédemment nous permet d'obtenir des informations sur la structure profonde des éléments géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande. Les Figure 2-9, Figure 2-10 et Figure 2-11 présentent les interprétations, respectivement, des cartes bathymétrique, gravimétrique et magnétique.

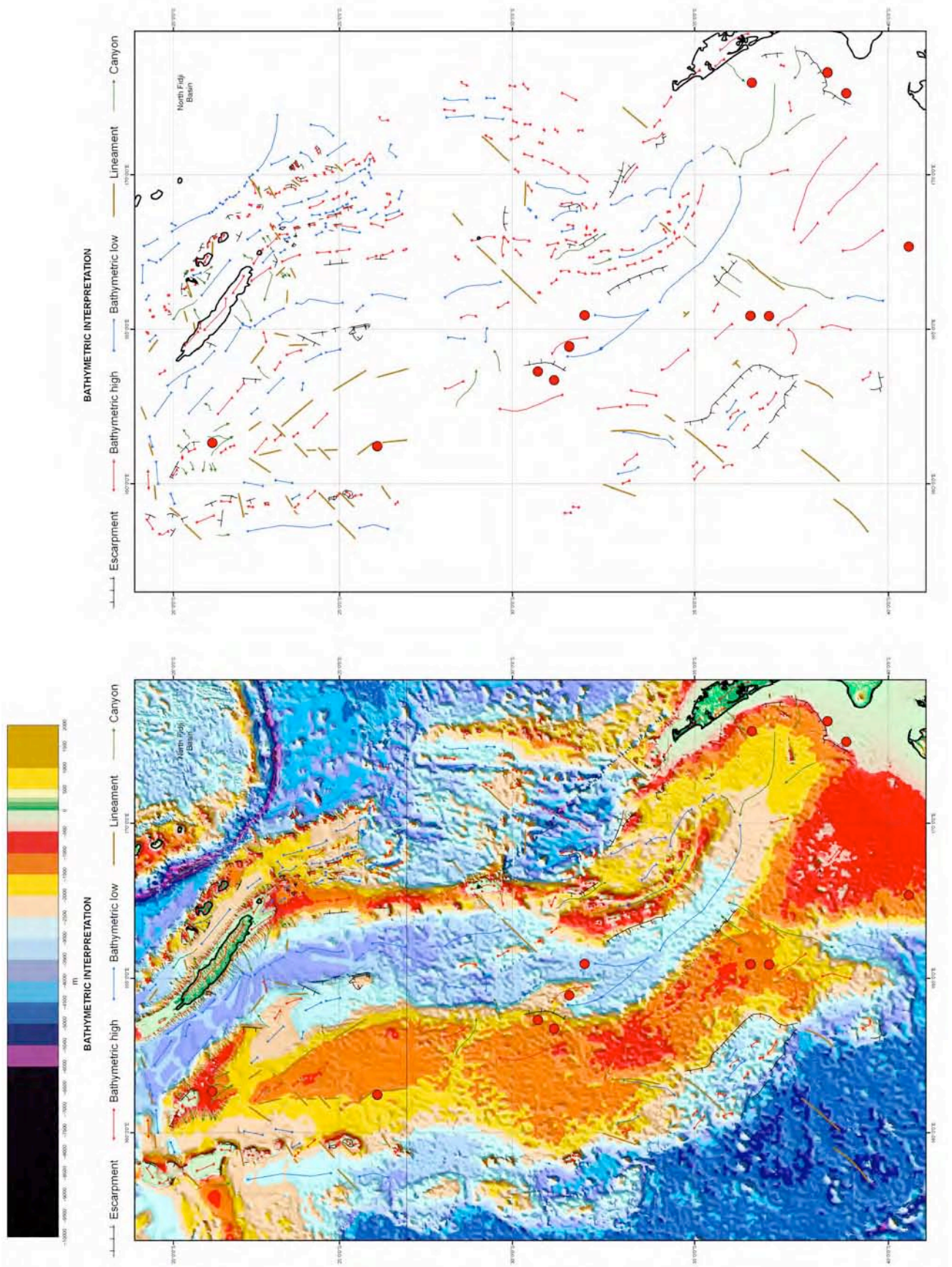


Figure 2-9 Interprétation de la carte bathymétrique

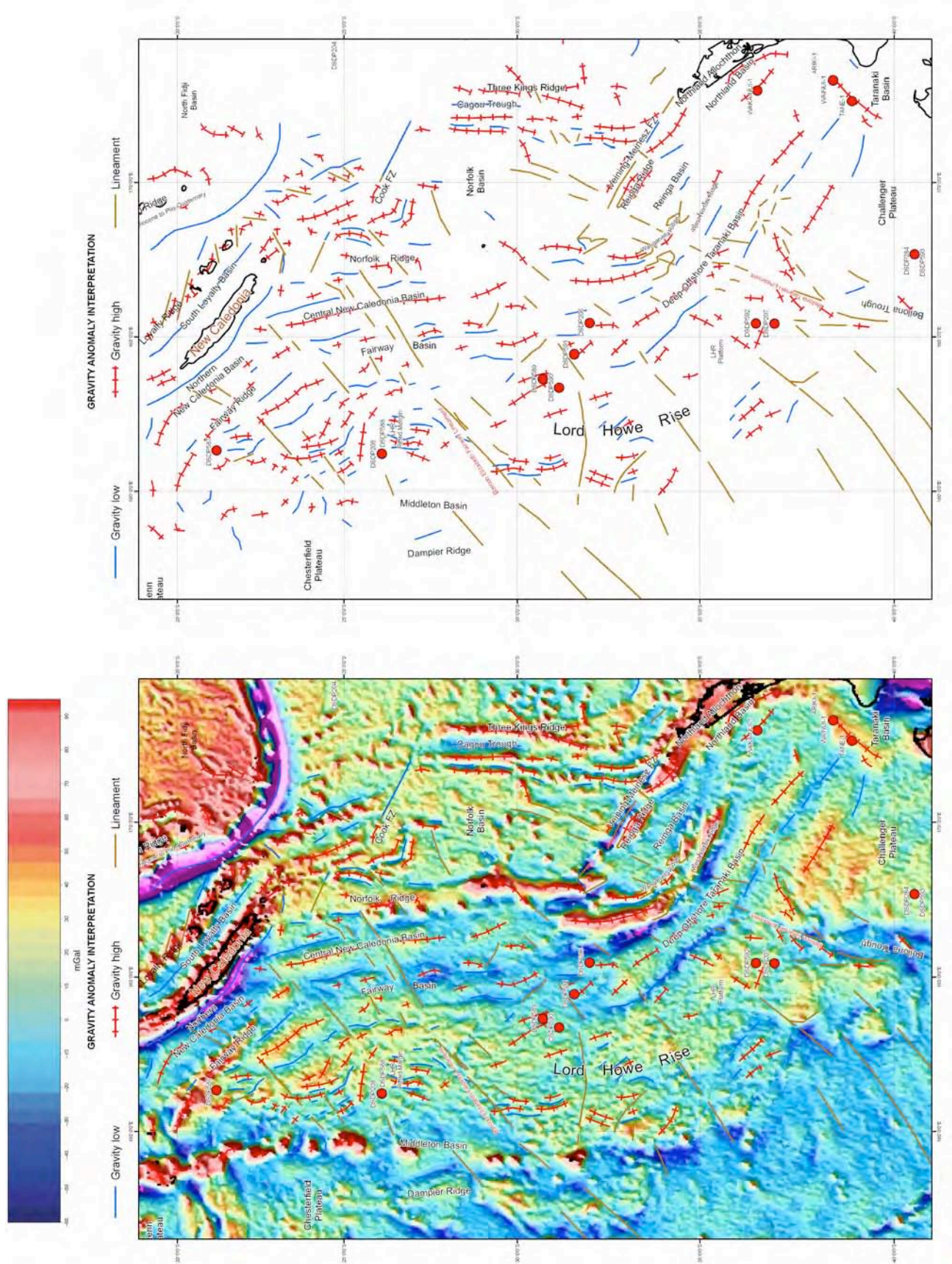


Figure 2-10 Interprétation de la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre

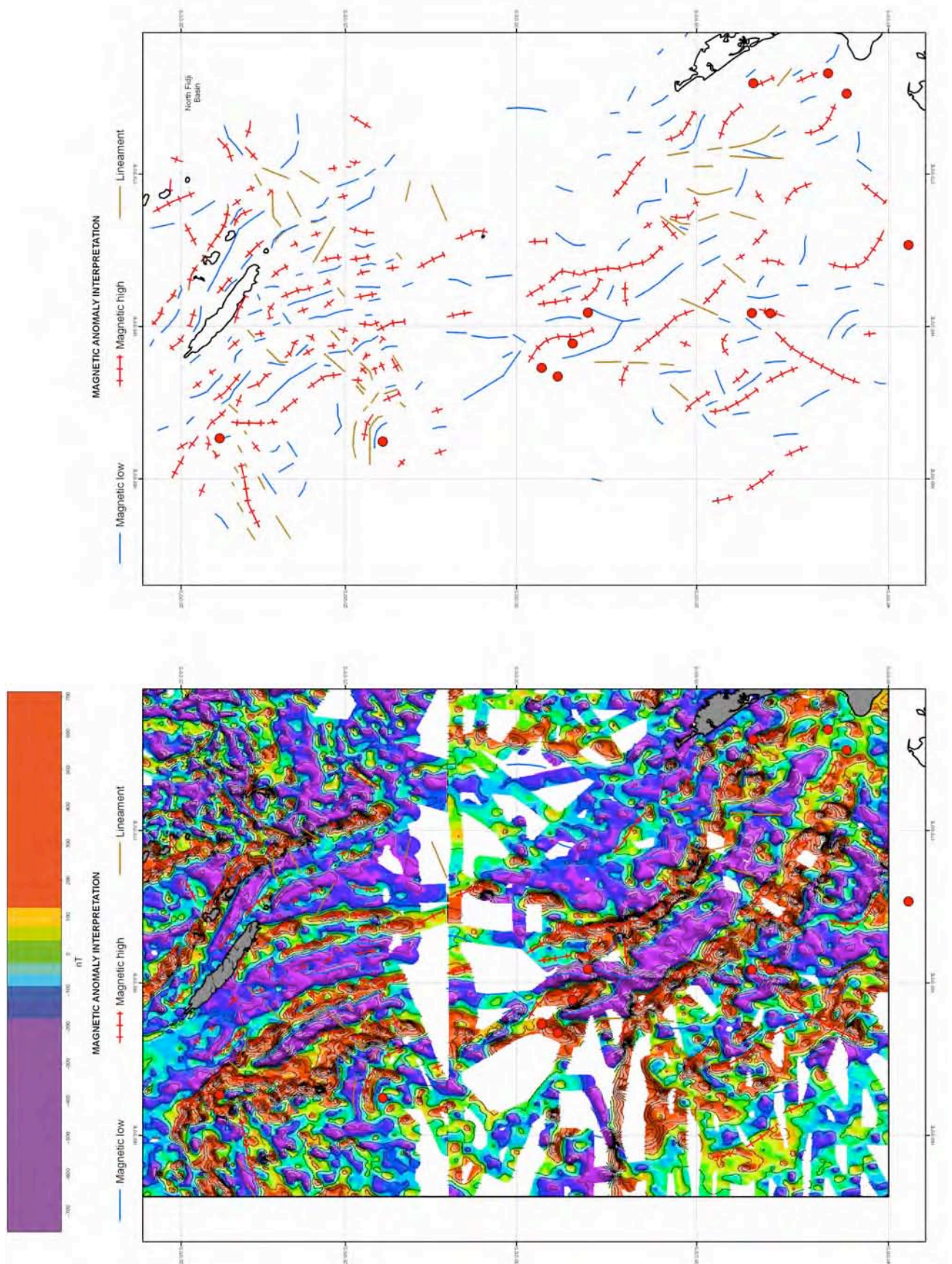


Figure 2-11 Interprétation de la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle

En croisant l'ensemble de ces interprétations et en les couplant aux données de sismique-réflexion et réfraction, nous avons établi une carte structurale de synthèse, présentée en Figure 2-12. Ce travail effectué sur un Système d'Information Géographique (ESRI ARCGIS 9.2) fait l'objet d'une publication de vulgarisation dans le Bulletin de la Géomatique de la Nouvelle-Calédonie [Collet, 2009], disponible en Annexe 10.

La Figure 2-13 montre un exemple de corrélation entre la signature sismique et la signature gravimétrique d'une même structure crustale : ici un horst bordé par une faille normale et un graben sont identifiables par les données de sismique-réflexion et l'on constate que sa signature prononcée correspond à un haut gravimétrique. Ceci nous permet d'extrapoler le horst et graben entre les lignes sismiques.

Cette carte structurale de synthèse nous permet d'affiner la structure crustale de la zone d'étude. Le détail de la structure de certaines zones telle que la bordure Ouest de la Ride de Lord Howe est ainsi amélioré. On y distingue entre les latitudes 23°S et 28°S une marge riftée révélant un système en horsts et grabens bordant une plateforme continentale fortement érodée.

La description de cette carte de synthèse et ses apports à la géologie seront d'avantage approfondis dans les chapitres suivants, au cœur des discussions.

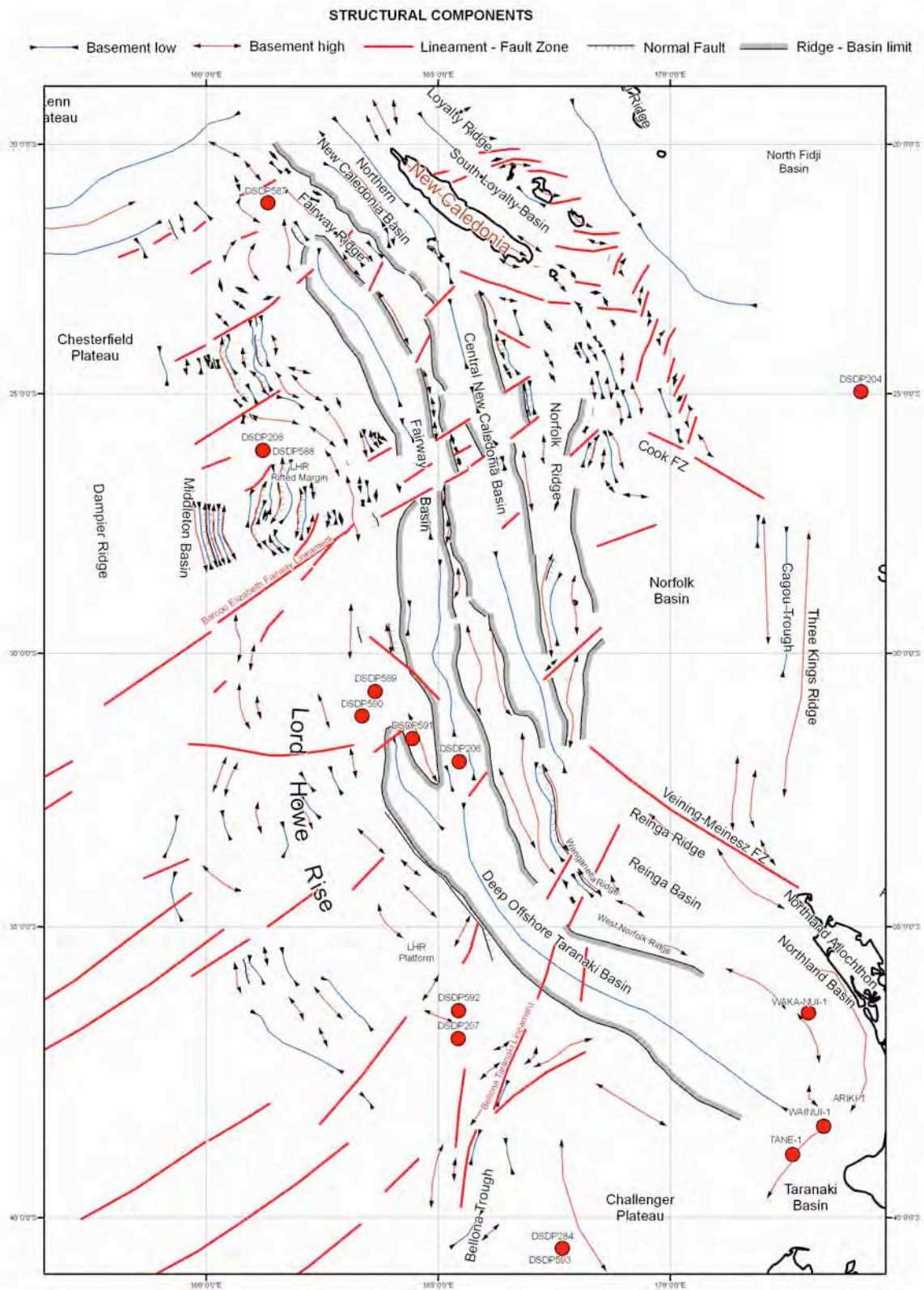


Figure 2-12 Carte structurale de synthèse établie à partir de l'interprétation de toutes les données sismiques, gravimétriques, magnétiques et bathymétriques de la région.

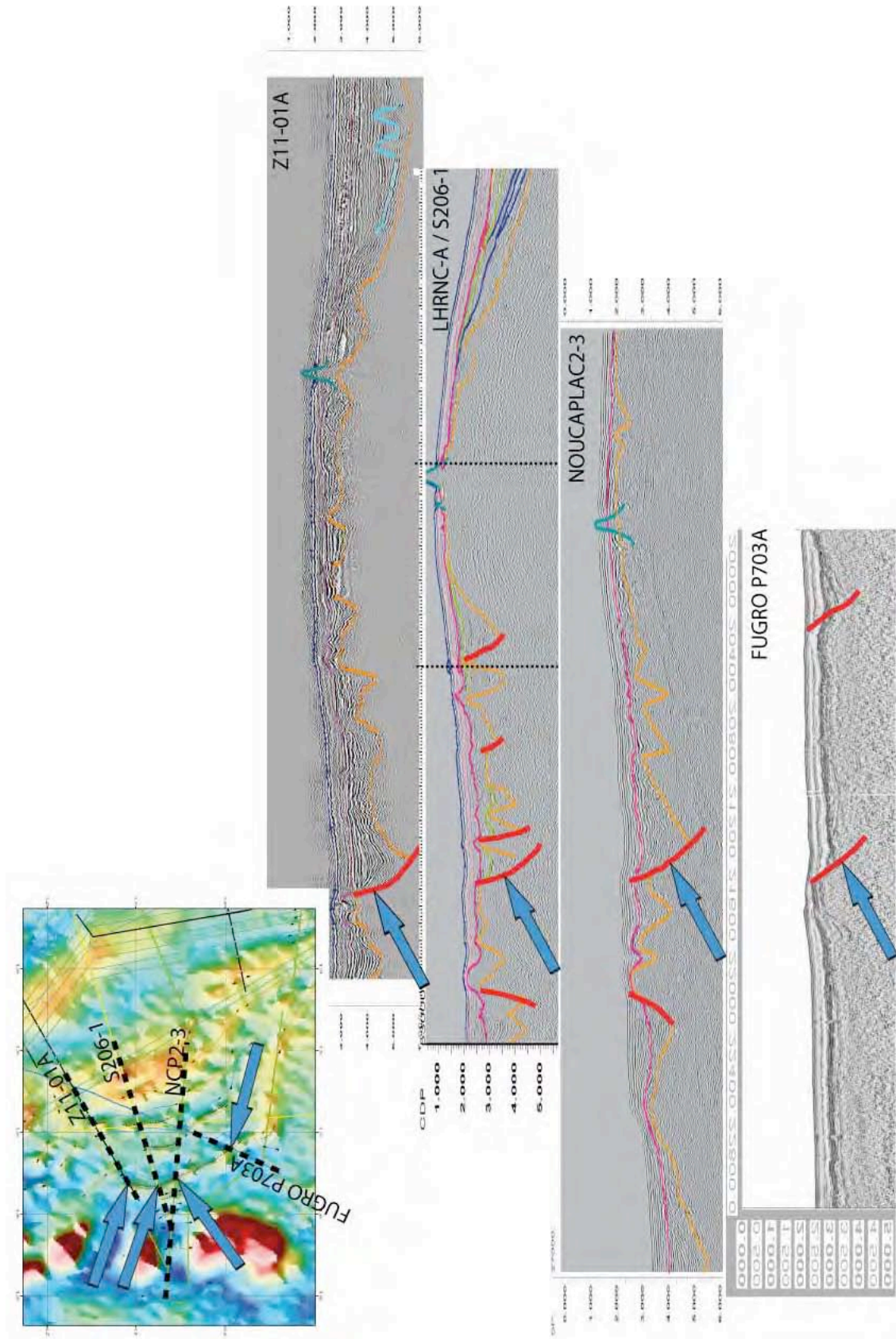


Figure 2-13 Exemple montrant l'utilisation des données sismiques pour la réalisation de la carte structurale de synthèse. Les flèches bleues indiquent la position d'une faille normale sur les coupes sismiques et sur la carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre. En croisant les informations de ces deux types de données, nous constatons que le sommet de cette faille se corrèle avec un haut gravimétrique longitudinal. Nous pouvons ainsi interpoler cette faille entre les profils sismiques le long de l'anomalie gravimétrique.

3 Calage aux puits

Comme nous l'avons indiqué en introduction générale, la croûte de certains bassins étroits océanisés ou non, n'a pas enregistré les inversions du champ magnétique terrestre. L'âge de ces bassins est donc mal renseigné et reste controversé. C'est le cas des bassins de Fairway et de Nouvelle-Calédonie.

Cette lacune de datation nous mène à étudier l'histoire de ces bassins par chronostratigraphie sismique. Les réflecteurs sismiques reflétant les séries sédimentaires d'un bassin, l'analyse se fait à partir de transects sismiques « calés » à des forages. Les forages fournissent des âges géologiques ce qui permet de calibrer les données de sismique à un endroit précis. L'âge des sédiments reposant sur le socle crustal d'un bassin nous informe sur l'âge de formation de ce bassin. La chronostratigraphie nous permettra aussi de dater des événements géologiques enregistrés dans les séquences sédimentaires.

L'étape de calage au puits est « vitale ». Les unités des axes verticaux des données de forages (en mètres) et des données de sismique (en secondes temps double) étant différentes, il faut procéder à une conversion temps/profondeur à partir d'un modèle de vitesse tout en tenant compte du contexte géologique. Nous avons effectué ce travail pour caler la ligne sismique FAUST1-S206-2 au puits DSDP 208. L'exposé de ce travail fait l'objet d'une Annexe de publication à *Marine Geology* [Nouzé *et al.*, 2009] que l'on peut trouver en Annexe 7.

La corrélation des données de sismique-réflexion à un puits est d'autant plus difficile que la distribution spatiale des sites de forage est très éparse dans la région (voir planche en Annexe 1). On a peu de forages et donc peu de lignes sismiques bien calées en âges géologiques. La méthode consiste donc à partir du puits, à suivre le long d'une coupe sismique les réflecteurs identifiés et datés. Cette méthode parfois hasardeuse pose problème lorsque l'on rencontre une ride, un édifice volcanique, un haut de socle, une zone chaotique très faillée etc où l'on perd trace de la continuité des réflecteurs. Les forages DSDP 207 et 208 se trouvant sur le haut de la Ride de Lord Howe, il s'avère difficile d'extrapoler les réflecteurs correspondants aux séries Mésozoïques. Le forage DSDP 206, situé dans l'axe du bassin de Fairway, échantillonne des sédiments d'âge Paléocène. Mais, à ce site, des séries inversées présentant des sédiments plus anciens par-dessus des séries plus jeunes ont été forées (interprété comme étant du slumping par *Burns et al.* [1973b]) ; ce qui ne facilite pas la tâche pour caler les images sismiques⁷.

Tel que nous l'avons décrit dans le Chapitre 1, le Bassin de Fairway se prolonge vers le Sud dans le Bassin d'Aotea. A l'extrémité Sud de ce bassin, se trouve un nombre important de sites de forages liés à la découverte de réservoirs pétroliers à la fin des années 1970. La carte de synthèse (cf. Annexe 1) présente l'ensemble de ces forages (petits cercles rouges).

Etudier l'histoire sédimentaire du Bassin de Fairway via les données de forages disponibles en Nouvelle-Zélande présente donc un intérêt majeur pour savoir si ce bassin s'est formé avant ou après l'ouverture de la Mer de Tasman. Ceci permettrait de préciser les modèles géodynamiques actuels.

⁷ Notons par ailleurs que la méthode de prélèvement par dragage étant très imprécise quant à la localisation exacte du site dragué et les échantillons dragués prélevant exclusivement des affleurements sous-marin, elle ne permet en aucun cas de caler temporellement les réflecteurs sismiques d'un bassin. L'information contenue dans un échantillon dragué n'est donc autre que d'apporter une preuve de présence de tel type de roche, de tel âge, dans telle zone.

Chapitre 3 Histoire Mésozoïque des bassins de Fairway et d'Aotea : implications sur la fragmentation de la marge du Gondwana

1 Résumé étendu

A l'exception de la Mer de Tasman et du Bassin Sud-Loyauté, dont les âges sont avérés Campanien, tous les bassins datés du Sud-Ouest Pacifique se sont formés au Cénozoïque (cf. Chapitre 1 pour plus d'informations). Le code de couleur de la carte des provinces structurales, présentée au Chapitre 1 (planche hors texte), illustre cela. Au milieu de ce puzzle, les bassins d'Aotea (AB), de Fairway, de Nouvelle-Calédonie et de Norfolk restent énigmatiques. Décrypter leur âge constitue un défi majeur dont l'issue permettra de progresser dans la résolution du puzzle géodynamique du Sud-Ouest Pacifique.

La présence de sédiments Mésozoïques dans les sites de forages d'exploration pétrolière à l'extrémité Sud du Bassin d'Aotea nous a incités à nous pencher sur l'histoire Mésozoïque de ce bassin et à étudier son extension vers le Nord.

La Ride de Fairway est une structure continentale qui s'étend entre les latitudes 21°S et 31°S et sépare le Bassin de Fairway du Bassin de Nouvelle-Calédonie. Cette ride de socle, partiellement enfouie sous les sédiments se raccorde au Sud avec la Ride Ouest Norfolk. L'âge Crétacé du Bassin de Fairway reste à ce jour très hypothétique de par l'ambiguïté des corrélations faites entre les réflecteurs sismiques et les roches d'âge Crétacé échantillonnées dans les forages DSDP, généralement situés sur des hauts de socle. Or, dans le Sud du Bassin d'Aotea, des forages d'exploration pétrolière révèlent la présence de roches carbonneuses datées du Crétacé et du Jurassique. Ces forages localisés sur la pente externe de la plateforme continentale de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande permettent un calage propre des réflecteurs sismiques. A partir de données de géophysique, nous démontrons la continuité structurale et extrapolons, avec un fort degré de confiance, le réflecteur correspondant au toit du Crétacé de l'extrémité Sud du Bassin d'Aotea jusqu'au Bassin de Fairway. Nous prouvons ainsi de cette façon l'âge Crétacé et probablement Jurassique du Bassin de Fairway – Aotea (FAB) de plus de 2000 km de long, reliant le domaine Ouest offshore néo-calédonien à la Nouvelle-Zélande.

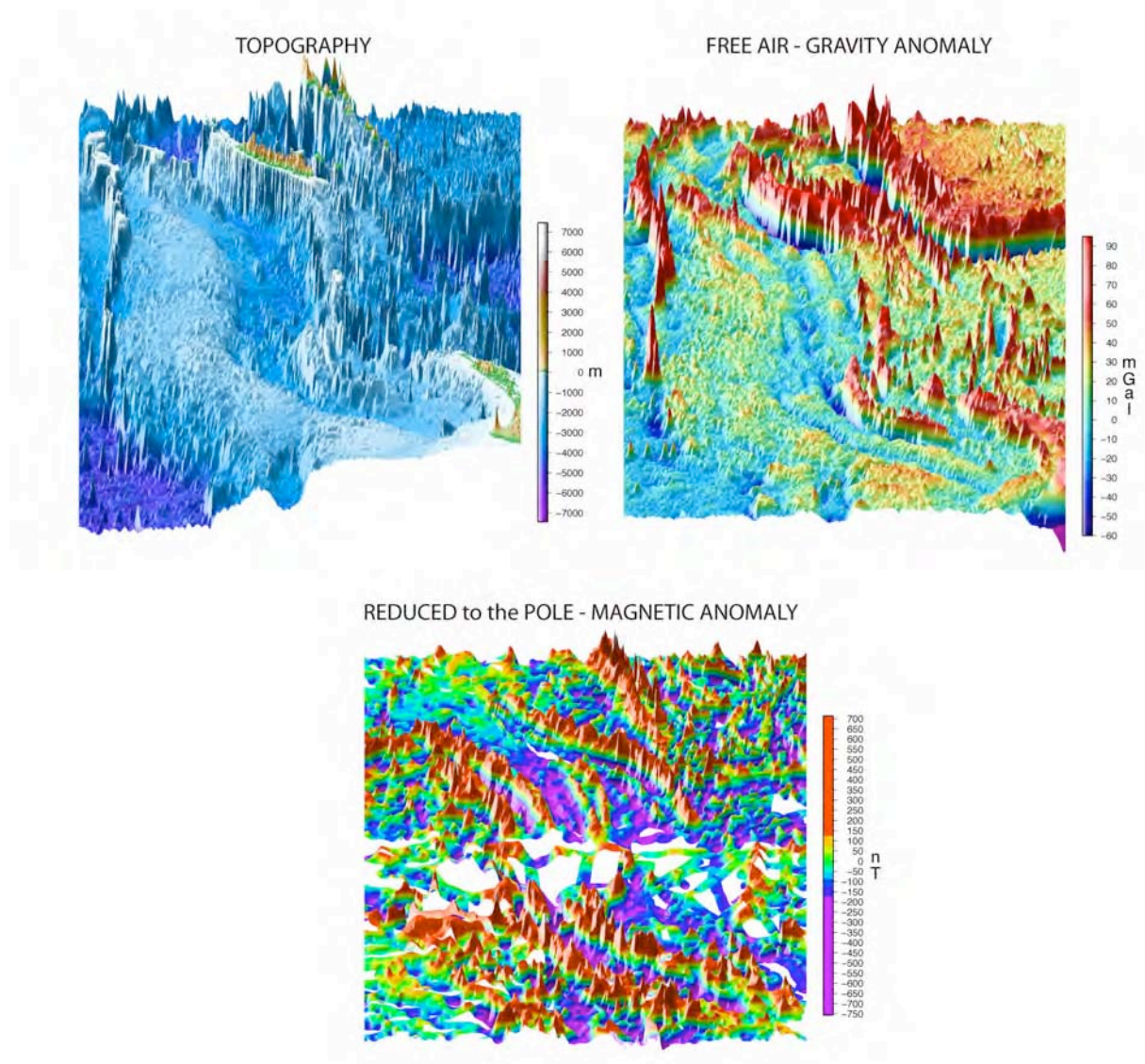


Figure 3-1 Visualisations 3 dimensions en perspective des données de bathymétrie, gravimétrie et magnétisme. Ces vues permettent de bien se rendre compte de la distinction structurale entre le Bassin de Fairway qui se prolonge vers le Bassin d'Aotea (AB) et le Bassin de Nouvelle-Calédonie qui se referme vers 32°S. En effet la Ride de Fairway qui sépare ces deux bassins, aujourd'hui partiellement enfouie, apparaît vaguement sur la bathymétrie et sur la gravimétrie et ressort fortement sur les données de magnétisme.

Parallèlement, l'analyse des lignes sismiques couplée à l'interprétation des cartes d'anomalies magnétiques et gravimétriques nouvellement compilées (cf. Chapitre 2) nous permet d'identifier des linéaments d'âge Crétacé orientés NE-SO recoupant la Ride de Lord Howe, le FAB (Bassin de Fairway - Aotea), le Bassin de Nouvelle-Calédonie et la Ride Ouest Norfolk (Figure 9-A du papier présenté ci-dessous). Ces linéaments se trouvent dans le prolongement de grandes failles transformantes majeures ayant contrôlé l'ouverture de la Mer de Tasman et du Fossé de Bellona. Ils représentent probablement un stade de fracturation immédiatement antérieur à l'initiation de l'océanisation de la Mer de Tasman au Crétacé supérieur.

Nous démontrons ainsi que l'ouverture du Bassin de Fairway-Aotea précède l'ouverture de la Mer de Tasman. L'importante épaisseur des séries sédimentaires (1.5 std) d'âge pré-Cénozoïque associées à la présence de sédiments Jurassique dans le Bassin d'Aotea nous amène à proposer un

rifting du Bassin de Fairway – Aotea antérieur au Crétacé supérieur. Ces arguments font du Bassin de Fairway – Aotea le plus ancien bassin du Sud-Ouest Pacifique encore préservé.

Par ailleurs, des observations géologiques faites en Nouvelle-Calédonie, Nouvelle-Zélande et en Australie, soutenues par des signatures magnétiques de forte amplitude, suggèrent que les socles des rides de Lord Howe, Fairway et Norfolk sont de nature volcanique et d'âge Mésozoïque.

Cette observation, combinée à la datation de l'ouverture du Bassin de Fairway-Aotea, suggère que les rides de Lord Howe, Fairway et Norfolk sont les restes d'un arc volcanique rémanent fragmenté longitudinalement en trois arcs rémanents.

Cette fragmentation (datée par l'âge de la formation du Bassin de Fairway – Aotea) est contemporaine de l'arrivée du plateau d'Hikurangi à 105 Ma dans la zone de subduction bordant le Gondwana, et donc du blocage de cette subduction. Nous interprétons ce blocage comme l'événement déclencheur de la fragmentation de la marge du Gondwana dans un processus de recul de la fosse par effondrement du panneau plongeant dans le manteau (« trench retreat by slab roll back », cf. Chapitre 1). Un nouveau modèle géodynamique, détaillant les premiers stades de fragmentation de la marge Est-Gondwanienne, est ainsi proposé.

Dans ce modèle, le Bassin de Fairway – Aotea est un bassin continental arrière-arc résultant de la dislocation d'une marge continentale active. La fragmentation de cette marge a conduit une marge continentale active à évoluer vers un système de subduction intra-océanique.

Nous comparons ici ce modèle de fragmentation avec le système associé à la formation du Bassin d'Okinawa, qui est aussi le résultat de la fragmentation de la marge continentale Est Eurasienne. Dans ce système, la subduction de la plaque Philippine affecte la marge Eurasienne par un processus de trench roll-back.

En résumé, l'ouverture du Bassin de Fairway – Aotea serait le résultat d'une extension arrière-arc, liée au recul de la fosse de subduction au Crétacé inférieur. Cette extension semble être concomitante avec l'arrivée à 105 Ma du Plateau d'Hikurangi dans la zone de subduction. Nous proposons ainsi d'établir un lien causal entre le blocage hypothétique de la zone de subduction, le changement de la dynamique du slab et la formation du bassin en faisant appel au processus de « tectonic escape » (cf [Mann *et al.*, 1995]). La Figure 3-2 illustre ce type de cas : une ride asismique vient bloquer la zone de subduction, engendrant la fragmentation de la marge.

Ces résultats sont exposés dans le papier ci-joint, accepté à *Geophysical Research Letters* : Collot, J., R. H. Herzer, L. Géli, and Y. Lafoy (2009), Mesozoic history of the Fairway - Aotea Basin: implications regarding the early stages of Gondwana fragmentation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, accepted.

Dans ce papier les facteurs physiques permettant d'induire un régime extensif en arrière de l'arc ne sont pas discutés.

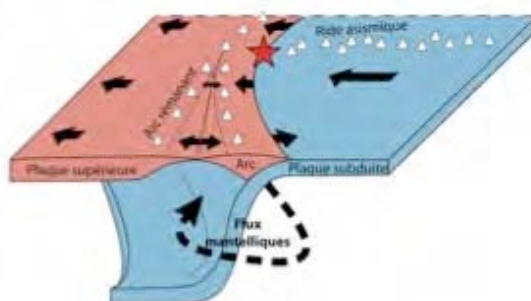


Figure 3-2 Déchirure continentale par retrait du slab lié à la collision d'une ride asismique, d'après Heuret [2005]

2 Publication Gcubed acceptée

Mesozoic history of the Fairway – Aotea Basin: implications for the early stages of Gondwana fragmentation

Collet J.^{1,2}, Herzer R.³, Lafoy Y.¹, Géli L.²

¹ Geological Survey of New Caledonia, Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie de Nouvelle Calédonie, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia

² Dep. of Geodynamics and Geophysics, IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzané, France

³ GNS-Science, 1 Fairway Drive, Avalon, PO Box 30-368 Lower Hutt, New Zealand

ABSTRACT

The Fairway Ridge is a buried continental structure that separates the Fairway Basin from the New Caledonia Basin. The proposed Cretaceous age of the Fairway Basin has remained highly hypothetical to date. Deep offshore petroleum exploration wells revealed well dated Mesozoic carbonaceous milestone in the Taranaki Basin at the southern end of the Aotea Basin. In this paper we use geophysical data to confirm the continuity of the 2000 km long Fairway-Aotea Basin connecting New Caledonia to New Zealand and prove its early Late Cretaceous age.

Analysis of seismic reflection profiles together with newly compiled gravity and magnetic maps reveals Late Cretaceous NE-SW trending lineaments projecting northeastwards from major Tasman Sea fracture zones and the Bellona Trough, which demonstrate that the opening of the Fairway-Aotea Basin predates the opening of the Tasman Sea. This result combined with observations of the Mesozoic regional geology suggests that the Lord Howe, Fairway and Norfolk ridges are part of a remnant late Early Cretaceous continental arc, which was fragmented into three pieces by the late Early to early Late Cretaceous. This event might be contemporaneous with a plate motion change between the Gondwana and Pacific plates and / or the arrival of the Hikurangi plateau in the subduction zone around 105 Ma, which caused the cessation of subduction along this plate boundary. We interpret either of those two events as being possible trigger events for the post-Late Cretaceous fragmentation of the eastern Gondwana margin in a slab retreat process.

1 Introduction

The SW Pacific basin and ridge system is the result of the fragmentation of the Gondwana eastern margin mainly through a trench roll-back / backarc extension process [Cluzel *et al.*, 2001; Crawford *et al.*, 2002; Schellart *et al.*, 2006; Symonds *et al.*, 1996] resulting in the formation of

successive backarc basins, continental fragments and remnant volcanic arcs. In this system, the age of most basins are reasonably well constrained thanks to magnetic anomalies and/or dredge samples [Auzende, 1988; Cande and Stock, 2004; Gaina *et al.*, 1998; Gaina, 1999; Mortimer, 1998; Mortimer *et al.*, 2007; Sdrolias *et al.*, 2003]. This is not the case for the Fairway and New Caledonia basins (see

Figure 1 for location). Although the nature of the crust of the Fairway Basin (FB) and New Caledonia Basin (NCB) is well known as described by *Klingelhoefer et al* [2007] and *Lafoy et al* [2005b], their ages and processes of formation remain poorly constrained. They are thought to be of Cretaceous age, based on rifting evidence in the Taranaki Basin located more than 1500 km further south [*Lafoy et al.*, 2005b], or of Early Paleocene age as mid-Paleocene ooze was found in the DSDP 206 drill hole [*Burns et al.*, 1973c; *Collot et al.*, 1987; *Lafoy et al.*, 2005a; *Mignot*, 1984; *Ravenne et al.*, 1977; *Uruski and Wood*, 1991; *Willcox et al.*, 2001]. Understanding their origin and their tectonic history is essential to understanding the relationship that links New Caledonia to the Lord Howe Rise (LHR), and knowing whether these basins opened prior to, synchronously or after the Tasman Sea is a key element in building regional kinematic models of the early stage of the fragmentation of the eastern Gondwana margin.

Using Faust-3 reflection seismic data which cross-cuts the NCB from east to west, *Exon et al* [2007] showed that the bathymetric NCB, which extends from New Caledonia to New Zealand, is in fact divided by the Fairway Ridge (FR) into two subparallel north-trending structural basins extending south to 31°S (from west to east: the structural Fairway and New Caledonia Basins). This division was previously noted by others [*Dupont et al.*, 1975; *Eade*, 1988; *Lafoy et al.*, 2005a; *Ravenne et al.*, 1977]. *Klingelhoefer et al.* [2007] showed that the Fairway Basin crust is of continental type whereas the NCB crust is of backarc oceanic type in its central part and of atypical type in its northern part. This makes these basins structurally very different. *Collot et al.* [2008] showed that their tectonic history and sedimentary infills are very distinct: the Fairway Basin has a thick pre-Oligocene sedimentary cover (2.5 seconds two-way travel time (s twt)) resulting from

the erosion of the LHR whereas the NCB has a thick post Oligocene sedimentary cover (3.5 s twt) in its northern part, resulting from the erosion of the newly emerged post-Eocene New Caledonia, and relatively thinner sedimentary cover elsewhere (1 s twt). On the basis of reflection seismic data, *Lafoy et al* [1998, 2005a] identify the West New Caledonia Basin on the western flank of the Norfolk Ridge (NR) as a perched basin which is the eastern conjugate of the Fairway Basin.

South of 31°S the Fairway Ridge (also called the northern West Norfolk Ridge by *Exon et al* [2007]) connects with the West Norfolk Ridge (WNR) [*Exon et al.*, 2007], the Fairway Basin connects with the Aotea Basin (AB) in New Zealand and the NCB dies between the WNR and the Norfolk Ridge. For the sake of clarity, we here point out that the name of Aotea Basin was chosen by New Zealand and Australian experts [*Exon et al.*, 2007] to define the structural basin extending northward from the Taranaki Basin, off New Zealand's northern margin. Before this, the basin was referred to as the "Deepwater Taranaki Basin" (e.g. [*Baillie and Uruski*, 2004]) or "Greater Taranaki Basin" (e.g. [*Uruski and Baillie*, 2004]) or "offshore Taranaki Basin" (e.g. [*Herzer et al.*, 1997]). According to *Baillie and Uruski* [2004], the Aotea Basin is a rifted Cretaceous basin based on Tane-1 well information. *Zhu and Symonds* [1994] showed from gravity modelling the continental nature of the West Norfolk Ridge and the stretched continental nature of the Aotea and Reinga basins.

Here we use a set of reflection seismic data from New Zealand (NZ), Australia and New Caledonia (NC) to connect the well constrained Cretaceous stratigraphy from the Aotea Basin at 43°S to the Fairway Basin at 20°S and shed light on the Cretaceous age of this 2000 km long basin that connects NC to NZ. We also present a magnetic anomaly map, which we combine with free air gravity anomalies and seismic data to produce a detailed structural

synthesis map of the structures linking NC to NZ. The structures to the east of the West Norfolk Ridge (i.e. The Wanganella Ridge, Wanganella Basin, the Reinga and Norfolk Basins) are not considered in this study because their structure was strongly affected during the Miocene by the Veining Meinesz Fracture Zone. The southern extension of the New Caledonia Basin into the Reinga Basin is therefore not discussed in this paper.

On the basis of these results we propose a model for the breakup of the eastern Gondwana margin.

II Cretaceous seismic stratigraphy of the basins linking NZ to NC

A The Aotea Basin (AB)

Stretching from the western flank of the New Zealand continental platform to the Fairway Basin, the Aotea Basin is the deep offshore continuation of the shallow and widely drilled Taranaki Basin. Wells Tane-1, Wainui-1 and Wakanui-1 [Milne and Quick, 1999; Shell et al., 1976, 1981] were drilled just on the edge of the platform (see location on Figure 1). The aim of these wells not being to reach a shallow basement, as with most DSDP drillholes, but to reach sometimes deep petroleum reservoirs, they have the advantage of penetrating thick strata, enabling reliable seismic reflector ties to be made. Moreover, these holes reach Cretaceous and Jurassic (in the case of Wakanui-1) sedimentary strata. The Aotea Basin also has fairly good coverage of seismic data. We use two seismic lines, Astrolabe-40 [TGS-NOPEC, 2001] and UNCLOS TL-1 [Uruski, 1997], and three petroleum wells Wakanui-1, Tane-1 and Wainui-1 [Milne and Quick, 1999; Shell et al., 1976, 1981] to tie the seismic data (Figure 1).

Well information is listed below and synthesized in Figure 2:

- No cretaceous rocks were found at Wakanui-1 [Milne and Quick, 1999];

instead a thick marine mudstone of Paleocene age overlies a Middle Jurassic coal-measure succession dated radiometrically by a 158 Ma intrusive sill and by pollen [Folland, 1999].

- At well Tane-1 [Shell et al., 1976], the Oligocene sequence is very thin (30 m) and lies on mudstones and siltstones of Eocene age. Much of the 500 metre thick Paleocene succession consists of siltstone facies. The Top Cretaceous was encountered at 3462 m, with sandstones overlying coal-measure units. Granitic basement was drilled at 4290 m. It correlates with the Separation Point Granite of the northern South Island and is dated at between 110 and 120 Ma.

- Very little Oligocene is found at Wainui-1 (91 m) [Shell et al., 1981]. The underlying 400 metre thick Eocene sequence is shale dominated and overlies 275 m of Paleocene marine mudstones. The Top Cretaceous was drilled at 3703 m. It includes typical coastal plain Upper Cretaceous coal-measure facies and ranges from fully terrestrial to shallow marine. Schistose basement rocks are found at 3864 m and are similar to outcrops in northern South Island, believed to be of Early Paleozoic age.

Seismic line TL-1 is tied at its southern end by well Wainui-1 [Baillie and Uruski, 2004], which reached Cretaceous strata (Figure 3). It continues northwards (Figure 1) in the axis of the Aotea Basin to DSDP 206 [Burns et al., 1973c] (Figure 3), where the regional Eocene Oligocene unconformity (reflector RN) is identified. Seismic line Astrolabe-40 crosses TL-1 at CDP 3890 (Figure 1) and is tied at either end by wells Wakanui-1 and Tane-1 (Figure 4), which both reach Mesozoic strata (Jurassic strata for Wakanui-1 and Lower Cretaceous for Tane-1, see Figure 2) [Uruski et al., 2002; Uruski et al., 2003]. Top Cretaceous (C1) and Lower Cretaceous (C2) reflectors are identified at well Tane-1 and are followed with confidence along Astrolabe-40 to the intersection with seismic line TL-1 (Figure

5). According to *Uruski and Baillie* [2004], the basal seismic unit imaged by the Astrolabe survey in the Deepwater Taranaki Basin at the head of the Aotea Basin consists of sedimentary rocks of Jurassic age. It is worth noting that even though Jurassic sediments are recognized in the basal units of the Aotea Basin, the structural continuity of the reflector (J1) along profile Astrolabe-40 from well Wakanui-1 towards the southern end of the profile cannot be demonstrated because J1 is too deep and close to basement (light blue reflector on Figure 5).

From Wainui-1, the Top Cretaceous reflector (C1) is followed northwards along TL-1 and its position confirmed at the intersection with profile Astrolabe-40 (CDP 2163 on Figure 6). C2 cannot be extrapolated very far northwards, but on the edge of the Taranaki platform, 1.5 s twt of pre-C2 sequences are encountered. C1 is characterized by a negative phase – high amplitude reflector located at 2-2.2 s twt beneath seafloor and overlying a 1.2 s twt, (or thicker) disrupted channel-like sequence. As C1 is followed further north along TL-1, a few narrow diffractive intrusions interfere with the continuity of this high amplitude reflector, which can lead, in some places, to uncertainty in the interpretation of C1's position. The question mark on Figure 6 illustrates this particular case. It is nevertheless noteworthy that neither position drastically changes the interpretation of the relative thickness of the pre-C1 sediments further north along TL-1. In fact, once CDP 9900 is reached (see Figure 6), the characteristics of C1 are again clear. At CDP 16775, TL-1 crosses seismic line RS114-4 along which early Upper Cretaceous - Cenomanian carbonaceous rocks were dredged on the western flank of the West Norfolk Ridge (dredge Re9302-5, see dredge location on Figure 1 and Figure 7) [*Herzer et al.*, 1999]. These dredge samples are not used as seismic markers but confirm the nearby presence of

Cretaceous rocks at this latitude of the basin.

At the northern end of TL-1, DSDP 206 reaches Paleocene oozes. This site is located on a basement high in the middle of the Aotea Basin. The edge of this basement high reveals 1.2-1.5 s twt thick pre-C1 sedimentary layers. The thickness of the pre-C1 strata in the Aotea Basin varies from 2.5 s twt on the edge of the Taranaki Platform (Figure 5 and Figure 6) to an average thickness of 1.3 s twt farther north (Figure 6). This indicates that as far as DSDP 206, the Aotea Basin includes thick Upper Cretaceous sedimentary layers, with evidence for Cenomanian rocks (dredge Re9302-5, see dredge location on Figure 1 and Figure 7) [*Herzer et al.*, 1999].

A 100 km wide, highly faulted zone identified on profile TL-1 affects dominantly pre-C1 deposits (see highlighted zone on Figure 1 and Figure 6). The fault zone correlates with large-scale NNE-trending lineaments characterized by their gravimetric, magnetic and bathymetric signatures (see section III for more details on structural map, Figure 8 and Figure 9). These lineaments align with the Bellona Trough (Figure 1, and Figure 9) and cut through the West Norfolk Ridge around 168°E, 37°S). According to *Gaina et al.* [1998] the Bellona Trough would have formed during the early stage of opening of the Tasman Sea. The earliest identified Tasman Sea magnetic anomaly being chron 34 [*Cande and Stock*, 2004; *Gaina et al.*, 1998; *Hayes Dennis and Ringis*, 1973] rifting of the Bellona Trough would have occurred around 90-83 Ma during the Senonian [*Gaina et al.*, 1998].

The fault zone we identify in the Aotea Basin sealed by post-Cretaceous deposits (see inset Figure 6), indicates that faulting ceased by the end of the Cretaceous. It appears to be structurally related to the Bellona Trough (Figure 1 and Figure 9) and we interpret it as a faulted zone inherited from the early stage of Tasman Sea

opening, ie as being early Senonian. As the pre-C1 strata of the Aotea Basin are affected by this Senonian lineament, the basin must have existed prior to the Senonian.

B The Fairway Basin

The Fairway Basin extends northward from DSDP 206 to 21°S and is separated from the NCB by the Fairway Ridge (Figure 1). The only modern digital seismic reflection data available between DSDP 206 and the New Caledonia EEZ is the FAUST-3 (S232) survey which zig-zags northwards up the basin between the LHR and the Norfolk Ridge. The orientation of these profiles does not allow C1 to be followed continuously. We therefore propose an interpretation based on stratal thicknesses and seismic reflector identification.

As demonstrated in the previous paragraph, Top Cretaceous (C1) and Top Eocene (RN) reflectors are well identified along the northern part of TL-1. By comparing the structural styles, relative stratal thicknesses and seismic characters of profile TL-1 with profiles Mobil72-145 and FAUST3-10 (see inset in Figure 1 for location), we identify C1 and RN along these profiles (see Figure 10 which shows at similar scales, seismic lines Mobil72-145, FAUST3-10 and TL-1 northern end, all located near DSDP 206). On the flanks of the basin, C1 is generally located at an average depth of 5.5 s twt and around 6-6.5 s twt in its center (Figure 6, Figure 7 and Figure 10). The basin stratigraphy is uniform northwards, allowing confident extrapolation of C1 and RN as far as seismic line FAUST-232-5 (Figure 11). Thick, black, dashed lines on Figure 1 indicate the location of the seismic sections that were not shown in this paper but that were used to correlate the stratigraphy from one profile to another. Once C1 was identified along profile FAUST-232-5, seismic line ZoNeCo5-6A located in the axis of the Fairway Basin (Figure 1) was used to follow the reflectors to line

FAUST-S206-1 (Figure 12). From the seismic interpretation of RN [Collot *et al.*, 2008a; Nouzé *et al.*, 2007], we confirm the position of the Eocene-Oligocene unconformity in the Northern Fairway Basin. Figure 11 and Figure 12 reveal that in the Fairway Basin, the pre-C1 strata are about 1.3 s twt thick. Although the Fairway Basin is separated from New Caledonia by the Fairway Ridge and the New Caledonia Basin, it is important here to notice that Senonian coals are encountered in Cretaceous basins located all along the west coast of New Caledonia [Pomeyrol, 1951; Vially and Mascle, 1994; Vially *et al.*, 2003]. This observation is not used to correlate any seismic reflectors, but the presence of Cretaceous coals 200 km to the east of the northern end of the Fairway Basin supports our interpretation of Cretaceous deposits being possibly coals in the Fairway Basin.

It is also noteworthy that as we go further north, domes embedded by C1 appear in the sedimentary sequence (Figure 12). These domes have been described by Auzende *et al.* [2000a, 2000b] as salt domes or mud diapirs. Other larger domes could well be of volcanic origin [Exon *et al.*, 2007; Lafoy *et al.*, 1994; Lafoy *et al.*, 1998].

Exon *et al.* [2007], Gaina [1998], Gaina *et al.* [1998], Lafoy *et al.* [2005a] and Stagg [1999] identified the Barcoo Elizabeth Fracture Lineament (BEFL), which crosscuts the LHR, Fairway Basin, Fairway Ridge and NCB, as being a faulted zone inherited from the change of spreading rate of the Tasman Sea around chron 33. We provide a detailed structural map of this feature in the Fairway and New Caledonia basins (section III). The map shows that the Fairway Ridge is displaced 60 km laterally by the BEFL (Figure 9). The Fairway Basin, the Fairway Ridge and the New Caledonia Basin are offset by this 85 Ma old lineament, which implies that they must have existed prior to 85 Ma. Note that this shift is barely distinguishable on the magnetic anomaly map (Figure 8)

because of the lack of data coverage in this area.

C The Central New Caledonia Basin

The Central New Caledonia Basin has a thinner sedimentary cover than the Fairway Basin, its seafloor is deeper and its crust is of oceanic type [Klingelhoefer *et al.*, 2007]. The position of C1 is not identified in this basin, the reflectors identified in the Fairway-Aotea Basin (FAB) being truncated by the Fairway Ridge. Its deeper seafloor and thinner sedimentary cover suggest a younger age than that of the FAB.

III Structural synthesis map

In order to observe the N-S extensions of the Fairway-Aotea basin (FAB) and its relation with the neighbouring LHR and Norfolk Ridge, we compiled a structural synthesis map combining information from seismic, gravity, magnetic, drilling and bathymetric data (Figure 9).

Magnetic map

The magnetic anomaly map was compiled using the New Caledonia database (Geological Survey of New Caledonia) and the New Zealand data base (GNS Science / NIWA). For the New Caledonia area, the data incorporates all available shipboard data from 97 surveys between 1967 and 2004. Champollion [2001] compiled all the data from 1967 to 2000 and computed the magnetic anomaly using the IGRF 1995 (7th generation), which is definitive for the pre-1990 data. We therefore reprocessed all post-1990 data, incorporating the new post-2000 data, using the IGRF 2005 (10th generation) and recompiled the data set. The IGRF 2005 is not definitive for the computation of the magnetic anomaly of the 2004 surveys, it will therefore be necessary to reprocess them in 2010 with the IGRF 2010. Table 1 and Table 2 show the statistics of the cross-over points.

For the New Zealand area, the compilation was done using all shipboard data from the GNS database kindly provided by Dr Bryan Davy (GNS Science).

A reduction to the pole was then applied to the whole data set taking a magnetic declination of -48° which corresponds to the declination of the IGRF field at 167°E , -22°S . This reduction to the pole allows the magnetic anomaly to be centred on the structures. Figure 8 presents the magnetic anomaly map with brief interpretations showing the structural continuity of the Fairway Ridge toward the WNR.

Gravity and Bathymetric data

The gravity map of NC combines satellite and shipboard data (Lalancette *et al.*, in prep); the bathymetry of NC is a compilation of multibeam and predicted satellite altimetry data. The gravity of NZ is satellite-derived [Sandwell and Smith, 1997] and the bathymetry is a combination of NIWA-compiled multibeam data and predicted satellite altimetry data.

Structural information

We identify, via the geophysical dataset, a series of faults confirming and defining the structure of the well documented BEFL and identifying a new fault zone: the Bellona Aotea Lineament described in section II.A.

Together these data reveal the structure of the LHR. The eastern limit of the LHR with the Fairway Basin is shown on Figure 9-A (grey shaded line) and consists almost continuously from north to south of pre-Oligocene prograding sequences [Collot *et al.*, 2008a] extending from the top of the LHR platform towards the western edge of the Fairway Basin (Figure 11 and Figure 12). The platform consists of highly eroded and flattened basement, overlain by a thin transparent post-Eocene sedimentary cover [Collot *et al.*, 2008a] and intruded by recent volcanics [Van de Beuque *et al.*, 1998]. To the west is a rifted margin composed of a half-graben and horst system (also known in literature as the

Capel and Faust Basins [Exon *et al.*, 2005; Stagg, 1999; Van de Beuque, 2003]). The structural style of this system is known in detail here between -24°S and -28°S . In this area, dense seismic data coverage allows this system to be mapped by correlating horsts with gravity highs and grabens with gravity lows. The southern prolongation of this rifted margin is poorly documented because of a lack of seismic data. Nevertheless the gravity and magnetic data suggest that the rifted margin propagates down to the Challenger Plateau (see Figure 9-B). No wells have penetrated deep enough in these grabens to date the rifting phase.

IV Discussion

A Age of the Fairway-Aotea Basin (FAB)

As previously demonstrated from chronostratigraphy in section II, the basement of the FAB from New Zealand to New Caledonia is overlain by a 1.2 to 2.6 s twt thick pre-Cenozoic sedimentary cover with its top approximately 2.2 s twt beneath seafloor. An interval velocity of approximately 2300m/s makes this sequence about 1.3-3 km thick. This great thickness combined with the presence of (i) Lower Cretaceous strata (in well Tane-1 and along the southern ends of profiles Astrolabe-40 and II-1), (ii) Jurassic strata in well Wakanui-1 and (iii) early Upper Cretaceous rocks in dredge Re9302-5 leads us to propose that the oldest sediments present in the basin are at least early Upper Cretaceous (Cenomanian). Moreover, this hypothesis corroborates the presence of Senonian coals encountered all along the western margin of New Caledonia.

Two NE-trending fault zones related to the early stages of Tasman Sea opening (the BEFL and the newly identified Bellona Aotea Lineament) affect the Cretaceous sediments of the LHR, the FAB, the Fairway Ridge and the NCB, which confirms that extension in these basins predates the Tasman Sea, as suggested by

Lafey *et al* [2005b]. Therefore, the history of these basins is as old as early Upper Cretaceous (Cenomanian) or older.

The mafic allochthon that crops out over more than 150 km along the west coast of NC (the Poya Terrane), and extends further north beneath the Belep Islands [Collot *et al.*, 1987] is evidence of the South Loyalty Basin. On micropaleontological and geochemical evidence, the South Loyalty Basin is an oceanic basin interpreted to have formed from the Campanian to the earliest Eocene in a backarc setting [Aitchison *et al.*, 1995; Cluzel *et al.*, 2001], which post-dates the proposed age of the opening of the FAB (Cenomanian or older).

All other basins located between the Australian margin and the Tonga-Kermadec trench are post-Cretaceous [Auzende, 1988; Crawford *et al.*, 2002; Gaina *et al.*, 1998; Mortimer *et al.*, 2007; Schellart *et al.*, 2006; Sdrolias *et al.*, 2003; Sdrolias, 2004; Whattam *et al.*, 2008]. The FAB is accordingly the oldest (Cenomanian) basin system still present of the region.

All known pre-Cenozoic samples of the Fairway-Aotea Basin (in wells Wakanui-1, Tane-1, Wainui-1 and dredge Re9302-5) are siliciclastic and carbonaceous, which testifies to shallow depositional conditions in a coastal to shelf environment, close to an emergent continental source. These Cretaceous strata were deposited during the rifting phase of continental break-up [King and Thrasher, 1996; King, 2000; Laird, 1993] and we suggest that this applies to the rest of the FAB. Approximately 50 to 60 Ma later, during Eocene and Oligocene, a major subsidence phase of 2-4 km amplitude affected the basin, giving it its present day physiography [Sutherland *et al.*, 2009]. These combined results seem to show that the FAB underwent a two phase history: a Mesozoic aborted rift phase and a Cenozoic subsidence phase. This paper focuses on the rifting phase.

B Implications for the early stage of Gondwana fragmentation

As shown from seismic stratigraphy and structural interpretations, the Fairway-Aotea Basin is an early Late Cretaceous (Cenomanian) or older basin, which makes it the oldest preserved basin of the Southwest Pacific. Here, we describe the geology and paleogeography of the eastern Gondwana margin during that period in order to discuss and propose a geodynamic model integrating the extension of the FAB.

New Zealand basement geology

Onshore NZ, three main provinces make up the basement geology: the Eastern Province, the Median Batholith (also called the Median Tectonic Zone) and the Western Province [Mortimer, 2003]. Based on geological evidence and on a deep reflection seismic profile, Mortimer *et al* [2002] identify the Eastern Province as an extended Paleozoic-Mesozoic convergent orogen composed of, from east to west (Figure 13):

- i. The Caples and Torlesse Terranes which are Permian-Cretaceous tectonically imbricated, weakly metamorphosed sequences of marine volcanoclastics, oceanic crust substrate interpreted as an accretionary prism of the long-lived west-dipping Gondwana subduction zone
- ii. The Otago Schist Belt which is a greenschist facies that has overprinted the Caples and Torlesse Terranes and represents the maximum exhumation of the Jurassic-Cretaceous Caples-Torlesse accretionary prism
- iii. The Dun Mountain-Maitai Terrane which consists of Early Permian ophiolites and cover sediments, unconformably overlain by western provinces most probably in a near arc setting
- iv. The Murihiku Terrane which is a late Permian to late Jurassic volcanoclastic succession interpreted to be a long lived forearc basin
- v. The Brook Street Terrane which is a Permian subduction-related volcanic pile and volcanoclastic apron considered to be an allochthonous part of the Median Batholith

The Median Batholith is a long lived, composite, cordilleran batholith composed of Devonian to Early Cretaceous gabbroic – granitic subalkaline, I-type plutons which correspond to igneous products of subduction at the Gondwana Margin in the interval 375-110 Ma [Mortimer *et al.*, 2002]. The youngest plutons (110 Ma) found in this terrane are the Separation Point Suite Plutons, which are also encountered in the bottom of hole Tane-1. This Median Batholith / Eastern Province system is described by Mortimer *et al* [2002] as the Mesozoic arc / forearc region of the Gondwana margin west-dipping subduction zone, with an accretionary prism, an exhumed accretionary prism, a forearc buttress/basin and an arc.

The Eastern Province, forming the forearc, broadly correlates with the New Caledonia autochthon geology.

New Caledonia basement geology

In New Caledonia four main pre-Late Cretaceous terranes are described:

- i. the Boghen Terrane which is formed of deep-sea fan sediments, arc-related volcanoclastic and volcanic rocks and sheared oceanic crust, accreted during the Jurassic in a forearc area, which underwent HP-LT metamorphism by plunging into the west-dipping subduction zone [Chuzel and Meffre, 2002]. This terrane correlates with the Otago Schist Belt in NZ

- although the metamorphic facies is not the same (personal communication P. Maurizot).
- ii. the Koh Terrane, a dismembered late Carboniferous forearc ophiolite [Chuzel and Meffre, 2002] which is the equivalent of the Dun Mountain-Maitai Terrane in NZ [Maurizot et al., since 2005].
 - iii. the mid-Triassic to Jurassic Central Chain Terrane, composed of more distal volcanoclastic arc sediments and a few arc tholeiite lava flows [Chuzel and Meffre, 2002], which correlates with the Murihiku Terrane [Maurizot et al., since 2005].
 - iv. the Permian-late Jurassic Teremba proximal arc-related terrane [Chuzel and Meffre, 2002], which correlates with the early Jurassic part of the Murihiku Terrane and Brook Street Terranes [Spandler et al., 2005].

This comparison of NC and NZ basement geology shows that the exhumed part of the accretionary prism is found both in NC and NZ. In contrast, the arc and the accretionary prism are absent in New Caledonia, mainly because of the narrowness of the island (average of 80 km) and of the Eocene obduction which overrode and buried most of the Mesozoic outcrops. Figure 13 [after Mortimer, 2008] shows the correlation between the Mesozoic geology of NC, NZ and Australia.

Mesozoic subduction system

From magnetic data [Sutherland, 1999], geochemical and zircon analyses in the New England Fold Belt, Queensland, and Marie Bird Land, Antarctica, a Mesozoic volcanic continental arc (the Median Batholith) that was active or intermittently

active from Permian to Cretaceous time, has been identified along the eastern Gondwana Margin [Mortimer, 2004, 2008; Mortimer et al., 2008]. The reconstruction in Figure 14-A illustrates this active margin [Eagles et al., 2004; Gaina, 1998; Sutherland, 1999].

Seismic profiles beneath the Chatham Rise show paleo-slab relics of this same Mesozoic west-dipping subduction zone [Davy et al., 2008]. The paleo-distance, observed on the reconstruction of Figure 14-A [Eagles et al., 2004; Gaina, 1998; Sutherland, 1999], between Queensland and the eastern margin of NC (300-400 km) fits with the arc-trench distance of a low-angle subduction beneath a continent. This configuration indicates that the paleogeography of the eastern margin of Gondwana was probably analogous to that of the present day Cordilleran orogenic belt, with a forearc region, possibly comprising a coastal cordillera, a forearc basin and a continental arc.

Eastern Gondwana margin fragmentation

In the Mesozoic configuration, summarized in Figure 14-A, the northern LH and Fairway Ridges are located between the observed continental arc in Queensland (the Median Batholith) and the observed forearc in New Caledonia. To this day the only existing geological elements to characterize their origin is the presence of the Teremba Terrane (NZ Brook Street Terrane equivalent, see Figure 13) found in the Bay of St Vincent [Chuzel et al., 1998; Chuzel and Meffre, 2002; Paris, 1981; Spandler et al., 2005] on the western edge of New Caledonia. These are proximal arc-related deposits, suggesting that the LHR and the Fairway Ridge may have once been in an arc position. The strong parallel N-to-NNW magnetic trends (>250 nTesla) currently associated with the eastern flank of the LHR, the Fairway Ridge and the Norfolk Ridge [Figure 8] and magnetic modelling of the basal crust of the LHR [Schreckenberger et al., 1992] support this

hypothesis. These arguments lead us to propose that the arc, originally located in Queensland throughout the Paleozoic and Mesozoic (the Median Batholith), may have finally migrated towards the LHR and the Fairway Ridge. The early Upper Cretaceous (Cenomanian) age of the FAB gives an age window for the dislocation of the LHR-FR.

Farther south, the Hikurangi Plateau large igneous province arrived at the Chatham Rise subduction trench around 105 Ma (late Early Cretaceous) and locked the west-dipping subduction zone [Davy *et al.*, 2008]. The subduction of oceanic plateaus, which contain unusually thick basaltic crust, is an important factor in current models of plate motion [Gaina and Müller, 2007; Hall, 2002; Knesel *et al.*, 2008; Wessel and Kroenke, 2000, 2007] which could provide a potential mechanism for triggering plate reorganization according to some previous authors (e.g. [Cloos, 1993]). Thus, we propose that the jamming by the Hikurangi Plateau may have locked the subduction process, which resulted in tectonic escape of the surrounding slab during the Early Cretaceous (~105 Ma).

Based on plate kinematic data, Müller *et al.* [1993, 2000] show that between 132 and 99 Ma, the plate boundary between the Gondwana supercontinent and the Pacific plate progressively evolved from a convergent west-dipping subduction zone to a major sinistral strike-slip shear zone. From their model, cessation of subduction along the eastern Gondwana margin occurred between 132 Ma and 99 Ma.

The Hikurangi Plateau jam and the plate kinematic reorganization may be causally related, as proposed by Schellart *et al.* [2006]. In any case, this tectonic sequence led to the modification of the subduction process along the eastern margin of the Gondwana continent during Lower Cretaceous – early Upper Cretaceous.

We suggest that this modification of the dynamics of the subduction zone triggered a gradual increase in the dip angle which had a two step impact on the evolution of

the subduction process: 1) the gradual seaward migration of the arc axis originally located in Queensland towards the LHR-FR-Northern Norfolk Ridge (Figure 14-B) during late Early Cretaceous and 2) the progressive roll back of the trench leading to intra-arc extension and to the opening of the FAB as an intra-arc basin during the Cenomanian (Figure 14-C). The modification of the slab dynamics is therefore responsible for the migration of the arc and the incipient rifting of the FAB.

The present day N-S parallel geophysical signatures of the LHR, Fairway Ridge and Norfolk Ridge are inherited from this arc migration / break up which overprinted the initial Median Batholith arc configuration. During late Mesozoic and early Cenozoic time the opening of the Tasman Sea and Middleton Basin further dislocated the trace of the Median Batholith.

Present day analogue

The Fairway-Aotea Basin is a continental intra-arc basin, which resulted from the dislocation of an active continental margin. The break up of this margin led an active continental margin to evolve towards an intra-oceanic island arc system.

This type of event, where intra-arc extension occurs in an active continental margin, exists in the East China Sea where the Philippine plate is subducting in a trench roll-back process beneath the continental East Eurasian plate [Sibuet, 1987]. Since the end of the Mesozoic, this slab retreat produced a series of narrow ~100 km wide basins (the Oujang Depression, the Taibei Depression, the Jilong Depression and the Okinawa Trough) and rifted ridges (the Zhemai Belt, the Yandang Belt, the Yushan Belt, the Taiwan-Sinzi Belt and the present-day Ryukyu Arc) parallel to the margin, which display high magnetic signatures and reveal continental arc origins from borehole data [Hsu *et al.*, 2001]. The ages of these basins and belts increase, with proximity to the Chinese margin. The

southernmost limit of this basin and ridge system is the active Ryukyu Arc and Okinawa Trough backarc basin [Sibuet, 1987]. This pattern is interpreted to be the record of a continental arc migrating from the continent towards the trench. It is a good analogue of the arc migration that we propose occurred from the Gondwana margin towards the Pacific trench during the early Late Cretaceous. The similarity of the LHR-FAB-FR-NCB-NR basin and ridge system to the East China Sea basin and belt system extends to its magnetic signature (400 nT peak to peak amplitude), narrow dimension (100 km wide by a ~1000 km long), orientation (parallel to the subduction trench), and crustal thickness - 12-15 km for the Aotea Basin [Klingelhoefer et al., 2007; Zhu and Symonds, 1994], compared to 10 km for the Okinawa Trough [Klingelhoefer et al., 2008; Sibuet et al., 1995].

CONCLUSION

With ties to New Zealand petroleum well data, it is possible to confidently correlate Mesozoic seismic sequences throughout the Aotea Basin. This correlation, combined with a detailed structural synthesis, utilising gravity, magnetic, bathymetric and seismic data, confirms that Cretaceous strata extend all the way to the Fairway Basin and thus prove the existence of a Cretaceous, pre-Tasman-Sea-seafloor-spreading, 2000 km-long structural Fairway-Aotea Basin. This makes the Fairway-Aotea Basin the oldest extant basin of the Southwest Pacific.

This result, combined with 1) the basement geology of New Zealand, New Caledonia and Australia, and 2) major north-oriented magnetic lineaments, leads us to outline a model of fragmentation of the eastern margin of the Gondwana continent. We propose that a change in the dynamics of the west-dipping eastern Gondwana subduction zone led the slab to progressively retreat and cause the Mesozoic arc, originally located in

Queensland, to migrate to the present LHR-FR-NR margin. In this process, the migrating arc split in two (the LHR and the Fairway Ridge) and caused the FAB to rift as an intra-continental-arc basin. This change of slab dynamics could be due either to a kinematic change between the Gondwana and Pacific plates causing the cessation of subduction along this plate boundary or to jamming by the Hikurangi Plateau, implying a tectonic escape process.

Acknowledgements

We thank Mrs Typhaine Biard-Hamon and Marleen van Roosmalen of the Cultural and Scientific Service of the French Embassy in New Zealand, who enabled via an agreement between GNS Science, the French Ministry of Foreign Affairs and the French Agency of Development (GNS-MAE-AFD 2007), funding of the seismic data exchange between the New Caledonia Geological Survey (SGNC) and GNS Science. This work is the product of ongoing Southwest Pacific scientific collaboration between New Zealand, France and New Caledonia. We also thank Dr B. Davy (GNS Science), Dr G. Lamarche (NIWA) for the New Zealand magnetic and bathymetric data, and Dr G. Logan from Geoscience Australia for the FAUST3 (s232) seismic survey. We are also very grateful to Dr Marie-Françoise Lalancette and Didier Rouxel from the French Hydrographic and Oceanographic Office of the Navy (EPSHOM) for the magnetic data processing tools and their knowledge. Many thanks to the Agency of Economic Development of New Caledonia (ADECAL) for funding the lead author's PhD work. Special thanks to Myriam Vendé-Leclerc (SGNC) for the GIS tips and to Dr P. Maurizot (BRGM) for his great knowledge of New Caledonian and New Zealand geology. Maps were produced with the Generic Mapping Tool 4.2.1 (<http://gmt.soest.hawaii.edu>), ESRI Inc. - ArcGis 9.2 and magnetic data

processed with Geosoft Inc. - Oasis Montaj
and IFREMER inhouse Caraïbes software.

REFERENCES

- Aitchison, J., G. L. Clarke, S. Meffre, and D. Cluzel (1995), Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional Southwest Pacific tectonic evolution, *Geology*, 23(2), 161-164.
- Auzende, J.-M. (1988), Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific), *Tectonophysics*, 146, 317-351.
- Auzende, J.-M., S. Van de Beuque, G. Dickens, C. François, Y. Lafoy, O. Voutay, and N. Exon (2000a), Deep sea diapirs and bottom simulating reflector in Fairway basin (SW Pacific), *Marine Geophysical Researches*, 21, 579-587.
- Auzende, J. M., G. Beneton, G. Dickens, N. Exon, C. Francois, D. Hodway, F. Juffroy, Y. Lafoy, A. Leroy, S. van de Beuque, and O. Voutay (2000b), Mise en évidence de diapirs mésozoïques sur la bordure orientale de la ride de Lord Howe (Sud-Ouest Pacifique) : campagne ZoNeCo 5, *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 330(3), 209-215.
- Baillie, P., and C. Uruski (2004), Petroleum prospectivity of Cretaceous strata in the deepwater Taranaki Basin, New Zealand, in *PESA Eastern Australasian Basins Symposium II*, edited, Adelaide.
- Burns, R. E., J. E. Andrews, G. J. van der Lingen, M. Churkin, Jr., J. S. Galehouse, G. Packham, T. A. Davies, J. P. Kennett, P. Dumitrica, A. R. Edwards, and R. P. Von Herzen (1973a), Site 207, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21*(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972), 197-269.
- Burns, R. E., J. E. Andrews, G. J. van der Lingen, M. Churkin, Jr., J. S. Galehouse, G. Packham, T. A. Davies, J. P. Kennett, P. Dumitrica, A. R. Edwards, and R. P. Von Herzen (1973b), Site 208, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21*(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972), 271-331.
- Burns, R. E., J. E. Andrews, G. J. van der Lingen, M. Churkin, Jr., J. S. Galehouse, G. Packham, T. A. Davies, J. P. Kennett, P. Dumitrica, A. R. Edwards, and R. P. Von Herzen (1973c), Site 206, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21*(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972), 103-195.
- Cande, S. C., and J. Stock (2004), Pacific-Antarctic-Australia motion and the formation of the Macquarie Plate, *Geophysical Journal Letters*, 157, 399-414.
- Champollion (2001), Compilation, traitement et interprétation des données magnétiques en mer acquises entre la marge australienne et la Nouvelle Calédonie, Strasbourg I.
- Cloos, M. (1993), Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaux, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715-737.
- Cluzel, D., D. Chiron, and M.-D. Courme (1998), Discordance de l'Eocene supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Sciences de la terre et des planètes*, 327(7), 485-491.
- Cluzel, D., J. C. Aitchison, and C. Picard (2001), Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications, *Tectonophysics*, 340(1/2), 23-59.
- Cluzel, D., and S. Meffre (2002), L'unité de la Bohgen (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.
- Collot, J., L. Géli, Y. Lafoy, R. Vially, D. Cluzel, F. Klingelhoefer, and H. Nouzé (2008a), Tectonic history of

- northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific, *Tectonics*, 27(TC6006), doi:10.1029/2008TC02263.
- Collot, J., Y. Lafoy, L. Géli, and M. Vende-Leclerc (2008b), Southwest Pacific structural provinces synthesis, *Eos Trans Am Geophys Union*, in prep.
- Collot, J. Y., A. Malahoff, J. Recy, G. Latham, and F. Missegue (1987), Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence, *Tectonics*, 6(3), 215-232.
- Crawford, A. J., S. Meffre, and P. A. Symonds (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.
- Davy, B., K. Hoernle, and R. Werner (2008), Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(Q07004).
- Dupont, J., J. Laumay, C. Ravenne, and C. E. De Broin (1975), Données nouvelles sur la ride de Norfolk (Sud Ouest Pacifique), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D*, 281, 605-608.
- Eade, J. V. (1988), The Norfolk Ridge System and its margins, in *The Ocean basin and margins*, edited by A. E. M. Nairn, Stehli, F.G and Uyeda, S. (eds), 7th ed., Plenum Press, New York & London, pp. 303-324.
- Eagles, G., K. Gohl, and R. D. Larter (2004), High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(7), 1-21.
- Exon, N., P. Hill, Y. Lafoy, M. Fellows, K. Perry, P. Mitts, R. Howe, G. C. H. Chaproniere, G. Dickens, B. Ussler, and C. K. Paull (2004), Geology of the Fairway and New Caledonia basins in the Tasman Sea: sediment, pore water, diapirs and bottom simulating reflectors (Franklin cruise FR9/01 and Geoscience Australia Survey 232), *Geoscience Australia Records*, 2004(26), 1-112.
- Exon, N., P. Hill, Y. Lafoy, G. Burch, A. Post, C. Heine, P. Quilty, R. Howe, and L. Taylor (2005), The geology of the Kenn Plateau off northeast Australia: results of Southern Surveyor cruise SS5/2004 (Geoscience Australia Cruise 270), *Record*, 2005(4), 1-172.
- Exon, N., Y. Lafoy, P. J. Hill, G. Dickens, and I. Pecher (2007), Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea, *Australian Journal of Earth Sciences*, 54, 629-645.
- Folland, K. A. (1999), Radiometric age dating of core from Wakanui-1 Northland Basin New Zealand, Ministry of Commerce, Wellington.
- Gaina, C. (1998), The opening of the Tasman Sea: a gravity anomaly animation, *Earth interactions*.
- Gaina, C., D. Müller, J. Royer, J. Stock, J. Hardebeck, and P. Symonds (1998), The tectonic history of the Tasman Sea: A puzzle with 13 pieces, *Journal of geophysical research*, 103(B6), 413-412.433.
- Gaina, C., and D. Müller (2007), Cenozoic tectonic and depth/age evolution of the Indonesian gateway and associated back-arc basins, *Earth Science Reviews*, 83, 177-203.
- Gaina, C. M., Dietmar R.; Royer, J.Y.; Symonds, Phil (1999), Evolution of the Louisiade triple junction *Journal of Geophysical Research*, 104(B6), 912,927-912,939.
- Hall, R. (2002), Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations, *Journal Asian Earth Science*, 20, 353-431.
- Hayes Dennis, E., and J. Ringis (1973), Seafloor Spreading in the Tasman Sea, *Nature (London)*, 244(5408), 454-458.
- Herzer, R. H., G. C. H. Chaproniere, A. R. Edwards, C. J. Hollis,

- B. Pelletier, J. I. Raine, G. H. Scott, V. Stagpoole, C. P. Strong, P. Symonds, G. J. Wilson, and H. Zhu (1997), Seismic stratigraphy and structural history of the Reinga Basin and its margins southern Norfolk Ridge system, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 40, 425-451.
- Herzer, R. H., R. Sykes, S. D. Killops, R. H. Funnell, D. R. Burggraf, J. Townend, J. I. Raine, and G. J. Wilson (1999), Cretaceous carbonaceous rocks from the Norfolk Ridge system, Southwest Pacific; implications for regional petroleum potential, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 42(1), 57-73.
- Hsu, S.-K., J.-C. Sibuet, and C.-T. Shyu (2001), Magnetic inversion in the East China Sea and Okinawa Trough: tectonic implications, *Tectonophysics*, 333, 111-122.
- King, P. R., and G. P. Thrasher (1996), *Cretaceous-Cenozoic geology and petroleum systems of the Taranaki Basin, New Zealand*, 243 pp., Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited, Lower Hutt, New Zealand.
- King, P. R. (2000), Tectonic reconstructions of New Zealand 40 Ma to the present, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(4), 611-638.
- Klingelhoefer, F., Y. Lafoy, J. Collot, E. Cosquer, L. Géli, H. Nouzé, and R. Vially (2007), Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from wide-angle and reflection seismic data *Journal of Geophysical Research*, 112(B11102).
- Klingelhoefer, F., C.-S. Lee, J.-Y. Lin, and J.-C. Sibuet (2008), Structure of the southernmost Okinawa Trough from reflection and wide-angle seismic data, *Tectonophysics*, in press.
- Knesel, K. M., B. E. Cohen, P. M. Vasconcelos, and D. S. Thiede (2008), Rapid change in drift of the Australian plate records collision with Ontong Java plateau, *Nature*, 454, 754-758.
- Lafoy, Y., B. Pelletier, J. M. Auzende, F. Missègue, and L. Mollard (1994), Tectonique compressive cénozoïque sur les rides de Fairway et Lord Howe, entre Nouvelle Calédonie et Australie, *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 319, 1063-1069.
- Lafoy, Y., S. van de Beuque, F. Missègue, A. Nercessian, and G. Bernadel (1998), Campagne de sismique multitrace entre la marge Est Australienne et le Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides - Rapport de la campagne RIG SEISMIC 206 (21 avril - 24 mai 1998) - Programme FAUST, 1-40 pp.
- Lafoy, Y., I. Brodien, R. Vially, and N. Exon (2005a), Structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (Southwest Pacific): A synthesis, *Marine Geophysical Researches*, 00, 1-13.
- Lafoy, Y., L. Géli, F. Klingelhoefer, R. Vially, B. Sichler, and H. Nouzé (2005b), Discovery of continental stretching and oceanic spreading in the Tasman sea, *Eos Trans Am Geophys Union*, 86(10), 101+104-105.
- Laird, M. G. (1993), Cretaceous continental rifts: New Zealand region, in *South Pacific sedimentary basins. Sedimentary basins of the world 2*, edited by P. F. Ballance, pp. 37-49, Elsevier, Amsterdam.
- Marshall, J. F., D. Feary, and H. Zhu (1994), Geological framework of the southern Lord Howe Rise / West Norfolk Ridge region, *Australian Geological Survey Organisation record*, 65, 43.
- Maurizot, P., D. Cluzel, P. Black, N. Mortimer, H. Campbell, J. C. Adams, and S. Meffre (since 2005), Provenance of Permian-Mesozoic sedimentary basement terranes in France - New Zealand cultural cooperation Agreement of 1977, edited.
- Mignot, A. (1984), Sismostratigraphie de la terminaison nord de la ride de Lord Howe. Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique entre l'Australie et la Nouvelle-Calédonie, PhD thesis, 205 pp, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Milne, A., and R. Quick (1999), Wakanui-1 well completion report PEP 38602, Ministry of Commerce, Wellington.

Mortimer, H. (1998), Basement geology from the TKR to West Norfolk Ridge, SW Pacific ocean: evidence from petrology, geochemistry and isotopic dating, *Marine Geology*, 148, 135-162.

Mortimer, N., F. J. Davey, A. Melhuish, J. Yu, and N. J. Godfrey (2002), Geological interpretation of a deep seismic reflection profile across the Eastern Province and Median Batholith, New Zealand: crustal architecture of an extended Phanerozoic convergent orogen, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45, 349-363.

Mortimer, N. (2003), New Zealand's Geological Foundations, *Gondwana Research*, 7(1), 262-272.

Mortimer, N. (2004), Basement gabbro from the Lord Howe Rise, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47, 501-507.

Mortimer, N., R. H. Herzer, P. B. Gans, C. Laporte-Magoni, A. T. Calvert, and D. Bosch (2007), Oligocene-Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: evidence from petrology and dating of dredged rocks, *Marine Geology*, 237, 1-24.

Mortimer, N. (2008), Zealandia, in *Circum Pacific Tectonics, Geologic Evolution, and Ore Deposits*, edited by J. E. Spencer and S. R. Tithley, Arizona Geological Society, Tucson.

Mortimer, N., F. Hauff, and A. T. Calvert (2008), Continuation of the New England Orogen, Australia, beneath the Queensland Plateau and Lord Howe Rise, *Australian Journal of Earth Sciences*, 55, 195-209.

Müller, R. D., J. Y. Royer, and L. A. Lawver (1993), REVISED PLATE MOTIONS RELATIVE TO THE HOTSPOTS FROM COMBINED ATLANTIC AND INDIAN-OCEAN HOTSPOT TRACKS, *Geology*, 21(3), 275-278.

Müller, R. D., C. Gaina, A. Tikku, D. Mihut, S. C. Cande, and J. Stock (2000), Mesozoic/Cenozoic tectonic events around Australia, in *The History of Dynamics of Global Motions - Geophysical Monograph*, edited by A. G. Union, pp. 161-188, Washington DC.

Nouzé, H., E. Cosquer, Y. Lafoy, L. Géli, F. Klingelhoefer, J. Collot, and J. P. Foucher (2007), Seismic characterization of bottom simulating reflectors in the Fairway basin, offshore New Caledonia, *Journal of Geophysical Research*, in prep.

Paris, J. P. (1981), *Géologie de la Nouvelle Calédonie: un essai de synthèse*, 279 pp.

Pomeyrol, R. (1951), Rapport sur les possibilités d'existence de gisements de pétrole en Nouvelle-Calédonie IFP, Reuil-Mal-Maison.

Ravenne, C., C. E. De Broin, J. Dupont, A. Lapouille, and J. Launay (1977), New Caledonia basin-Fairway Ridge: structural and sedimentary study, in *International symposium on geodynamics in South-West Pacific*, edited, pp. 145-154, Technip, Nouméa (New Caledonia).

Sandwell, D. T., and W. H. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of geophysical research*, 102(B35), 10039-10054.

Schellart, W. P., G. S. Lister, and V. G. Toy (2006), A late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes, *Earth Science Reviews*.

Schreckenberger, B., H. A. Roeser, and P. Symonds (1992), Marine magnetic anomalies over the Lord Howe Rise and the Tasman Sea: implications for the magnetization of the lower continental crust, *Tectonophysics*, 212, 77-97.

Sdrolias, M., R. D. Müller, and G. C. (2003), Tectonic evolution of the southwest Pacific using constraints from backarc basins, *Geological Society of Australia Special Publication 22 and*

geological Society of America Special Paper 372, 22 and 372, 343-359.

Sdrolias, M. M., Alain; Bernardel, George (2004), Enigmatic formation of the Norfolk Basin, SW Pacific: A plume influence on back-arc extension, *G3*, 5(6).

Shell, BP, and E. S. TODD (1976), Well resume, Tane-1 (offshore), Ministry of Commerce, Wellington.

Shell, BP, and E. S. TODD (1981), Well resume, Wainui-1, Ministry of Commerce, Wellington.

Sibuet, J.-C. (1987), Back arc extension in the Okinawa Trough, *Journal of geophysical research*, 92(B13).

Sibuet, J.-C., S.-K. Hsu, C.-T. Shyu, and C.-S. Liu (1995), Structural and Kinematic Evolutions of the Okinawa Trough Backarc Basin, in *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, edited by B. Taylor. Plenum Press, New York.

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277(5334), 1956-1962.

Spandler, C., K. Worden, R. Arculus, and S. Eggins (2005), Igneous rocks of the Brook Street Terrane, New Zealand: Implications for Permian tectonics of eastern Gondwana and magma genesis of modern intra-oceanic volcanic arcs, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48, 167-183.

Stagg (1999), Tectonic provinces of the Lord Howe Rise: "Law of the Sea study has implications for frontier hydrocarbons", *AGSO Research Newsletter*, Nov(31).

Sutherland, R. (1999), Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region: an interpretation from regional magnetic data, *Tectonophysics*, 308(3), 341-362.

Sutherland, R., J. Collot, Y. Lafoy, G. A. Logan, R. Hackney, V. Stagpoole, C. Uruski, T. Hashimoto, K. Higgins, R. H. Herzer, R. Wood, and N. Mortimer (2009), Uplift of the Lord Howe Rise and formation of the New Caledonia Trough by

detachment of the lower crust during Eocene and Oligocene subduction initiation in the western Pacific *Tectonics*, submitted.

Symonds, P. A., J. B. Colwell, H. I. Struckmeyer, J. B. Willcox, and P. J. Hill (1996), Mesozoic rift basin development off eastern Australia, *Geological Society of Australia Bulletin*, 43, 528-542.

TGS-NOPEC (2001), Astrolabe seismic survey, Ministry of Commerce, Wellington.

Uruski, C., and R. Wood (1991), A new look at the New Caledonia Basin, an extension of the Taranaki Basin, offshore North Island, New Zealand, *Marine and Petroleum Geology*, 8(4), 379-391.

Uruski, C., V. Stagpoole, M. J. Isaac, P. R. King, and G. Maslen (2002), Seismic Interpretation Report - Astrolabe Survey Taranaki Basin, New Zealand, Ministry of Commerce, Wellington.

Uruski, C., P. Baillie, and V. Stagpoole (2003), Development of the Taranaki Basin and comparisons with the Gippsland Basin: implications for deepwater exploration, *APPEA*, 185-196.

Uruski, C., and P. Baillie (2004), Mesozoic evolution of the Greater Taranaki Basin and implications for petroleum prospectivity, *APPEA*, 385-396.

Uruski, C. I. (1997), New Zealand UNCLIOS report Factual Cruise Report, RV Rig Seismic, New Caledonia Basin, Wellington.

Van de Beauque, S. (2003), Geological framework of the Northern Lord Howe Rise and adjacent areas, *Geoscience Australia Records*, 2003, 1-116.

Van de Beauque, S. V., J.-M. Auzende, Y. Lafoy, and F. Missegue (1998), Tectonique et volcanisme tertiaire sur la ride de Lord Howe (Sud-Ouest Pacifique), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326(9), 663-669.

Vially, R., and A. Mascle (1994), Rapport Régional d'évaluation pétrolière (Regional Report) - Potentiel pétrolier de

l'offshore de Nouvelle-Calédonie (New Caledonia), *IFP*, 136.

Vially, R., Y. Lafoy, J.-M.

Auzende, and R. France (2003), Petroleum potential of New-Caledonia and its offshore basins, in *AAPG International conference*, edited, Barcelona (Spain).

Wessel, P., and L. W. Kroenke

(2000), Ontong Java Plateau and late Neogene changes in Pacific Plate motion, *Journal of Geophysical Research*, 105, 28255-28277.

Wessel, P., and L. W. Kroenke

(2007), Reconciling late Neogene Pacific absolute and relative plate motion changes, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8.

Whattam, S. A., J. Malpas, J. R.

Ali, and I. E. Smith (2008), New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).

Willcox, J. B., J. Sayers, H. M. J.

Stagg, and S. van de Beuque (2001), Geological framework of the Lord Howe Rise and adjacent ocean basins, Eastern Australasian basins symposium 2001: A refocused energy perspective for the future, *Petroleum Exploration Society of Australia Special Publication*, 1, 211-225.

Zhu, H., and P. Symonds (1994),

Seismic interpretation, gravity modelling and petroleum potential of the southern Lord Howe Rise Region, paper presented at New Zealand Petroleum Conference Proceedings.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1

Bathymetric location map showing drill holes, dredge samples and seismic data used in this study. Thick black dashed lines indicate the profiles that were used in this study but not shown in this paper. Faulted zone identified from profile TL-1 (see Figure 6) is highlighted. Thin dashed line shows the connection between the Fairway Ridge and the West Norfolk Ridge (WNR). Inset shows a zoom around DSDP 206 to display the seismic lines used to correlate the reflectors from the Aotea Basin to the Fairway Basin (see Figure 10). Bathymetry is from *Smith and Sandwell* [1997] (v10.1).

Figure 2

Diagram modified from *Collot et al* [2008a] synthesizing the borehole data of the study zone : DSDP boreholes [*Burns et al.*, 1973a, b, c] and three New Zealand petroleum boreholes [*Milne and Quick*, 1999; *Shell et al.*, 1976, 1981]. Note that all Mesozoic sedimentary strata in the petroleum wells are coal measures. See Figure 1 for well locations.

Figure 3

Correlation of seismic line TL-1 with borehole WAINUI-1 (modified from *Baillie and Uruski* [2004] and *Uruski and Baillie* [2004]) and with DSDP 206 (modified from *Burns et al* [1973c]). Acoustic basement is in orange. Top Cretaceous in dark green (C1), Top Eocene in purple (RN) and Top Miocene in pink.

Figure 4

Correlation of seismic line ASTROLABE-40 with boreholes TANE-1 (modified from *Uruski et al* [2002] and *Uruski et al* [2003]) and WAKANUI-1 (modified from *Milne and Quick* [1999] and *Uruski and Baillie* [2004]). Acoustic basement is in orange. Top Jurassic in light blue (J1), Lower Cretaceous in yellow (C2), Top

Cretaceous in dark green (C1), Top Paleocene in dark maroon and Top Miocene in pink.

Early Cretaceous granites identified at Astrolabe-40 southern end correlated with the Separation Point Granite found in the northern South Island, NZ [*Shell et al.*, 1976].

Figure 5

Seismic profile ASTROLABE-40 modified from *TGS-NOPEC* [2001]. Colour code is the same as in Figure 4. Red lines mark main faults. Reflectors C1 and C2 are strongly tied to the southern end of Astrolabe-40 and can be followed up to the intersection with TL-1. Jurassic strata are found at the profile's northern end.

Figure 6

Seismic profile UNCLOS TL-1 modified from *Uruski* [1997]. Acoustic basement is in orange. Lower Cretaceous in yellow (C2), Top Cretaceous in dark green (C1), Top Eocene in purple (RN) and Top Miocene in pink. Red lines mark main faults.

Inset shows a highly faulted zone which is mapped on Figure 1 and geophysically related to magnetic, gravimetric and bathymetric lineaments shown on Figure 9, trending from the Bellona Trough. C1 is followed continuously from south to north except where basement highs truncate the reflector, in which case the negative-phase high amplitude of the reflector overlying a 1.2 s twt disrupted channel-like sequence is used as a correlation indicator. Dashed frame at the northern end of the profile indicates the location of the enlargement shown in Figure 10.

Figure 7

Seismic profile Rig Seismic 114-4 modified from *Marshall et al* [1994]. Acoustic basement is in orange. Top Cretaceous in dark green (C1), Top Eocene in purple (RN) and Top Miocene in pink. Red lines mark main faults.

Early Upper Cretaceous carbonaceous dredge Re9302-5 sample was dredged on the western flank of the West Norfolk Ridge (WNR) confirming the presence of Cretaceous rocks at this latitude of the basin. LHR : Lord Howe Rise.

Figure 8

Magnetic anomaly map reduced to the poles. This map merges data from the New Caledonia Geological Survey, GNS Science (NZ) and NIWA (NZ) and is realized in collaboration with the SHOM (Hydrographic and Oceanographic Service of the French Navy). Dashed lines indicate first order magnetic trends. The magnetic signature of the Fairway Ridge (FR) is here clearly seen trending southerly towards the West Norfolk Ridge (WNR). NCB: New Caledonia Basin, FB: Fairway Basin, WNC: West New Caledonia Basin.

Figure 9

Structural maps of the geological elements linking New Zealand to New Caledonia: A- structural synthesis map. Structures and geological features are identified by cross-cutting their magnetic, gravity, bathymetric and seismic signatures. B- Map of the structural provinces, combining the age and nature of basement. Poster-size full-map is also available for the Southwest Pacific region (140 190°E / -55 -10°S) in electronic form in "Additional Material" of *Collot et al* [2008b].

Figure 10

Seismic profiles Mobil-1972-145, FAUST3-S232-10 and the northern end of UNCLOS-TL-1, at similar scales. Vertical scale is in s twt. See insets in Figure 1 for location. Basement is in orange, Top Cretaceous in dark green, Top Eocene in purple (RN). Top Cretaceous on TL-1 is extrapolated from New Zealand deep exploration wells located on the flank of the Taranaki Basin. Structural similarities, relative thicknesses and seismic character enables us to locate Top Cretaceous and

Top Eocene reflectors in the Fairway Basin on profile FAUST-3-10.

Figure 11

Seismic profiles FAUST3-S232-5 and FAUST3-S232-9 (survey S232) modified from *Exon et al* [2004]. Acoustic basement is in orange, Top Cretaceous in dark green (C1), Top Eocene in purple (RN). Red line marks a main fault. Reflectors are identified using intermediate seismic profiles FAUST-232-10 to FAUST-232-5, which can be located by thick black dashed line on Figure 1

Figure 12

Seismic profile FAUST1-S206-1, modified from *Lafay et al* [1998]. Colour code is the same as in Figure 3. Red lines mark main faults. Reflectors are extrapolated from line FAUST-232-5 using profile ZoNeCo5-6A, which extends down the axis of the basin (see Figure 1 for location).

Figure 13

Map modified from *Mortimer* [2008] and *Sutherland* [1999] showing the continuity of the geological foundations in the Southwest Pacific and the correspondance between the Mesozoic terranes observed in the Southwest Pacific. The Caples, Torlesse and Dun Mountain-Maitai Terrane are not shown here; their location is available in Figure 2 and associated poster of *Mortimer* [2003]

Figure 14

Geodynamic model of the fragmentation of the eastern Gondwana margin. Acronyms are NC: New Caledonia, NNR: Northern Norfolk Ridge, SNR: Southern Norfolk Ridge, NLHR: Northern Lord Howe Rise, SLHR: Southern Lord Howe Rise, Chall: Challenger Plateau, ETR: East Tasman Rise, STR: South Tasman Rise, Camp: Campbell Plateau, HP: Hikurangi Plateau, CR: Chatham Rise, LP: Louisiade Plateau, MR: Mollish Rise, KP: Kenn Plateau, MP: Marion Plateau, QP: Queensland Plateau,

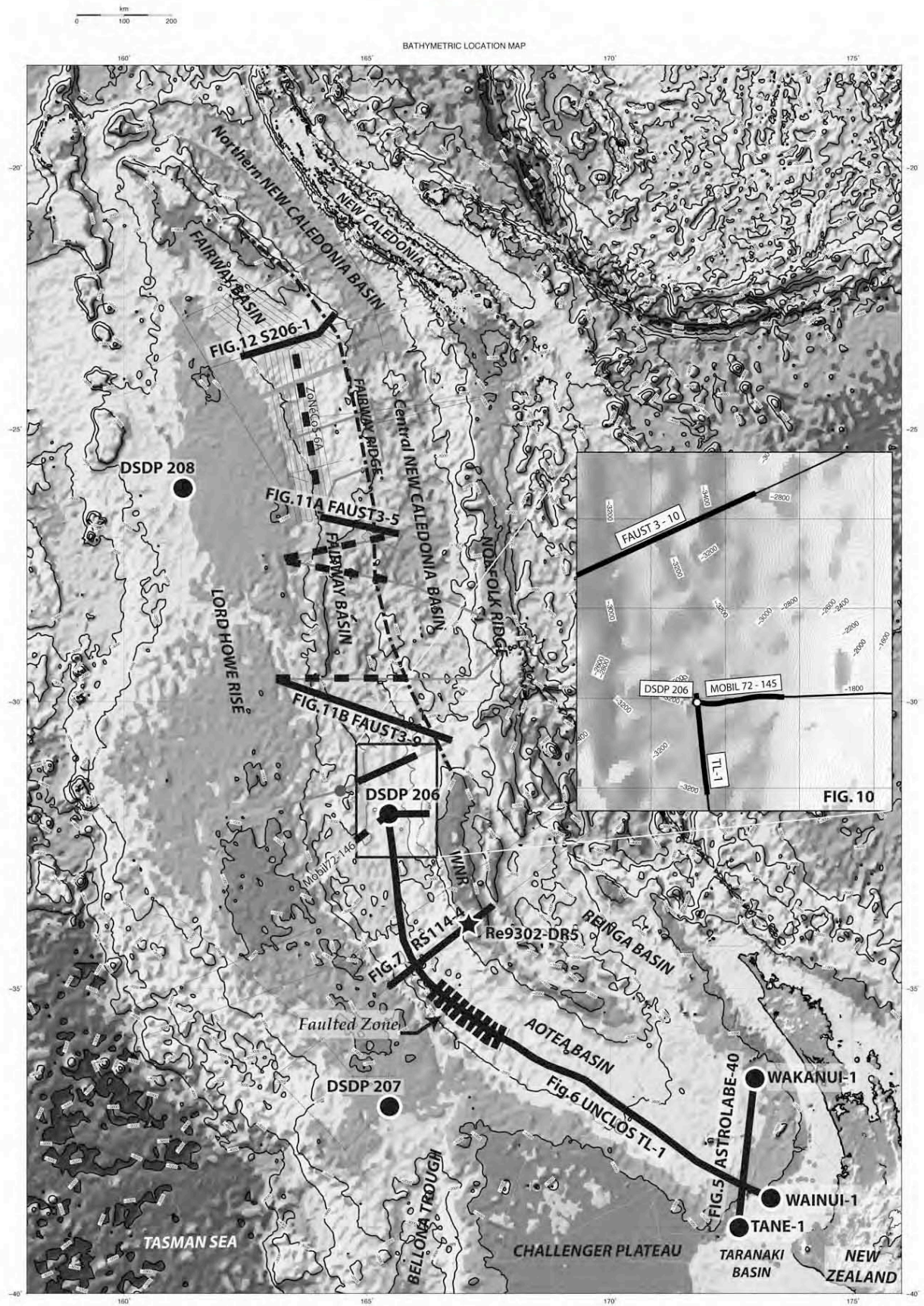
NG: New Guinea, WP: Western Province,
EP: Eastern Province, AUST: Australia,
EANT, East Antarctica, WANT: West
Antarctica, IB: Iselin Bank

TABLES

Table 1 Statistics of the cross-over points of the shipboard magnetic anomaly in the New Caledonia dataset, New Caledonia Geological Survey data source.

Table 2 Statistics of the cross-over points of the shipboard magnetic anomaly in the New Zealand dataset, GNS Science = NIWA data source.

FIGURE 1



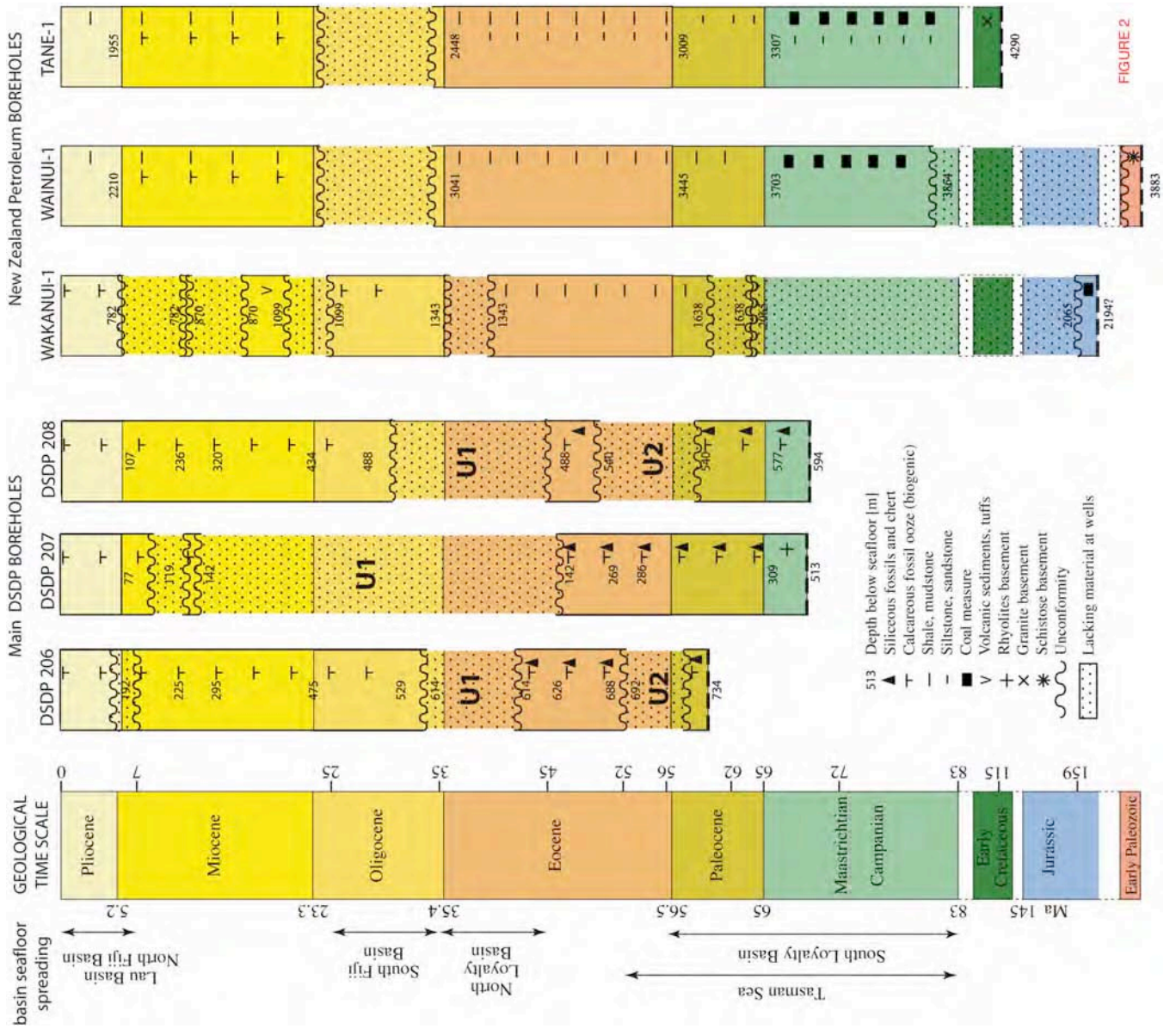
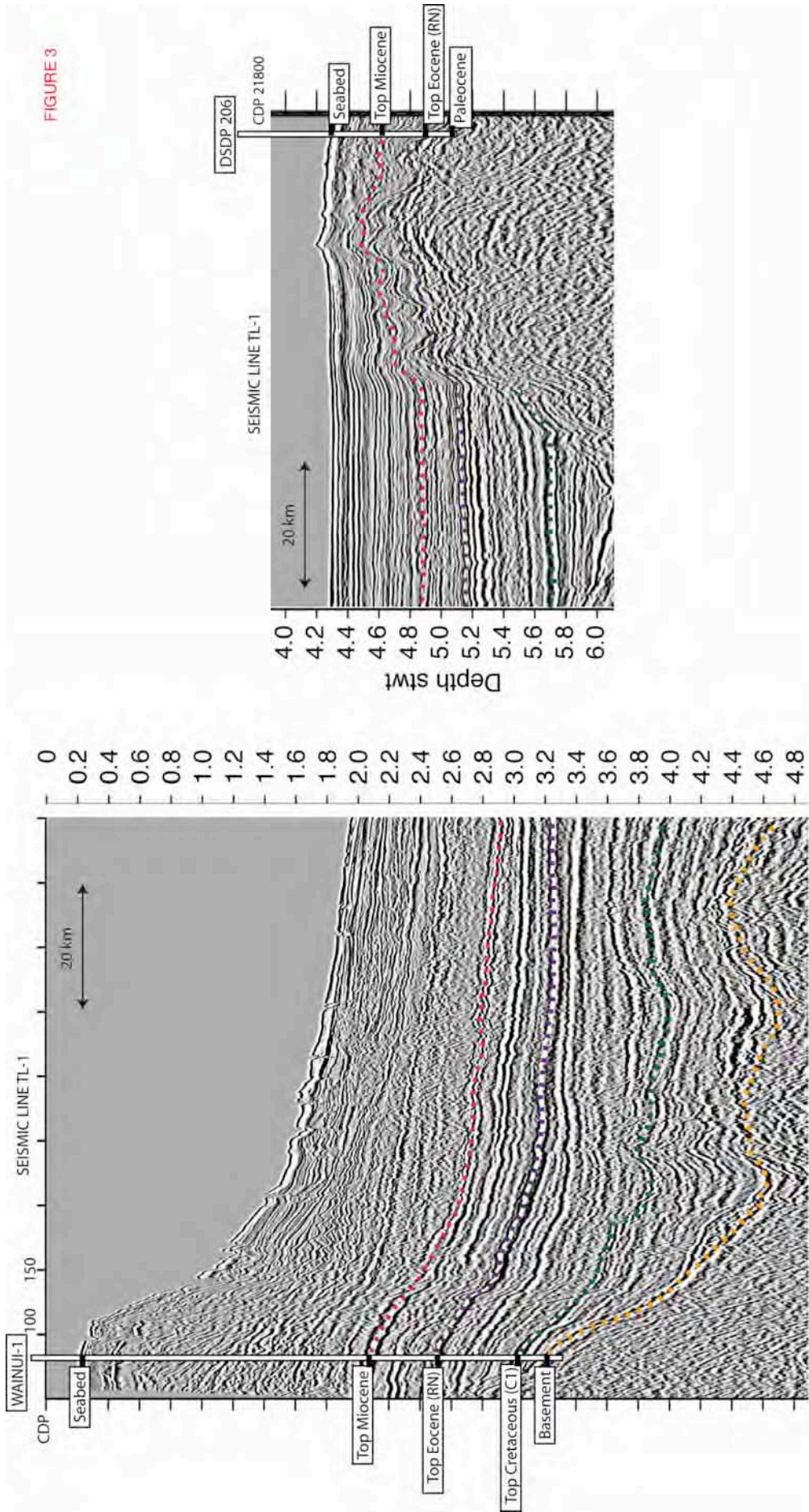


FIGURE 2



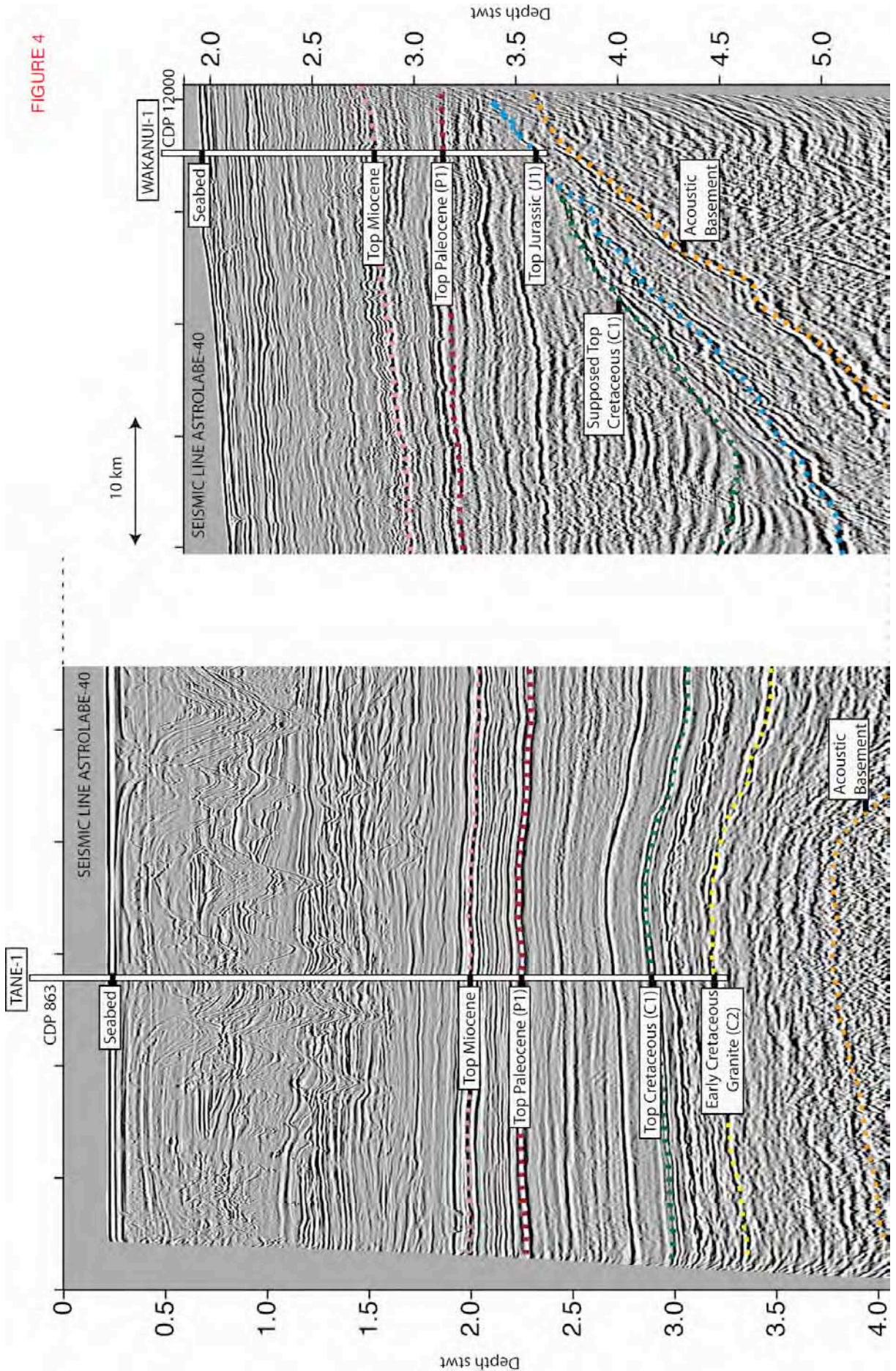
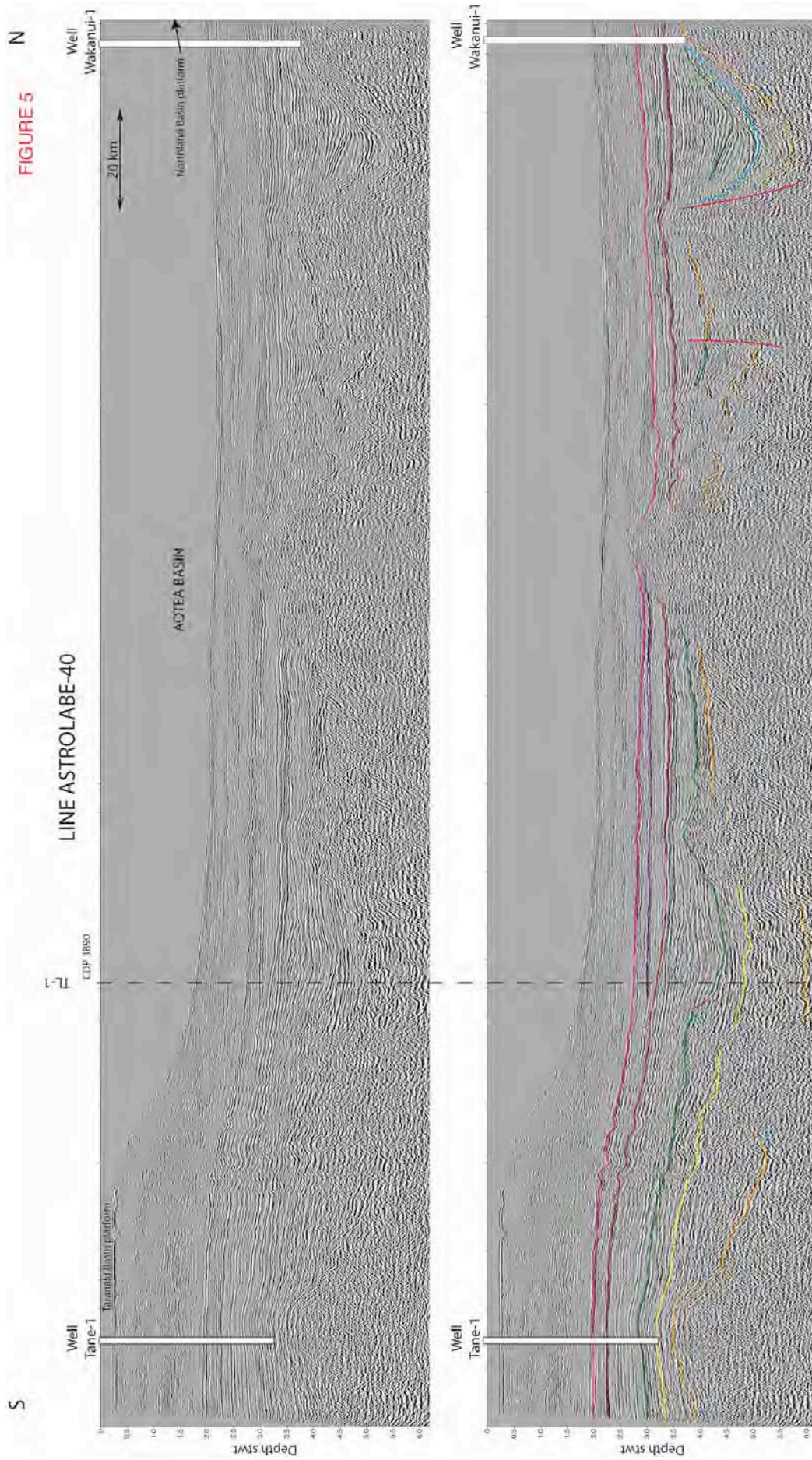
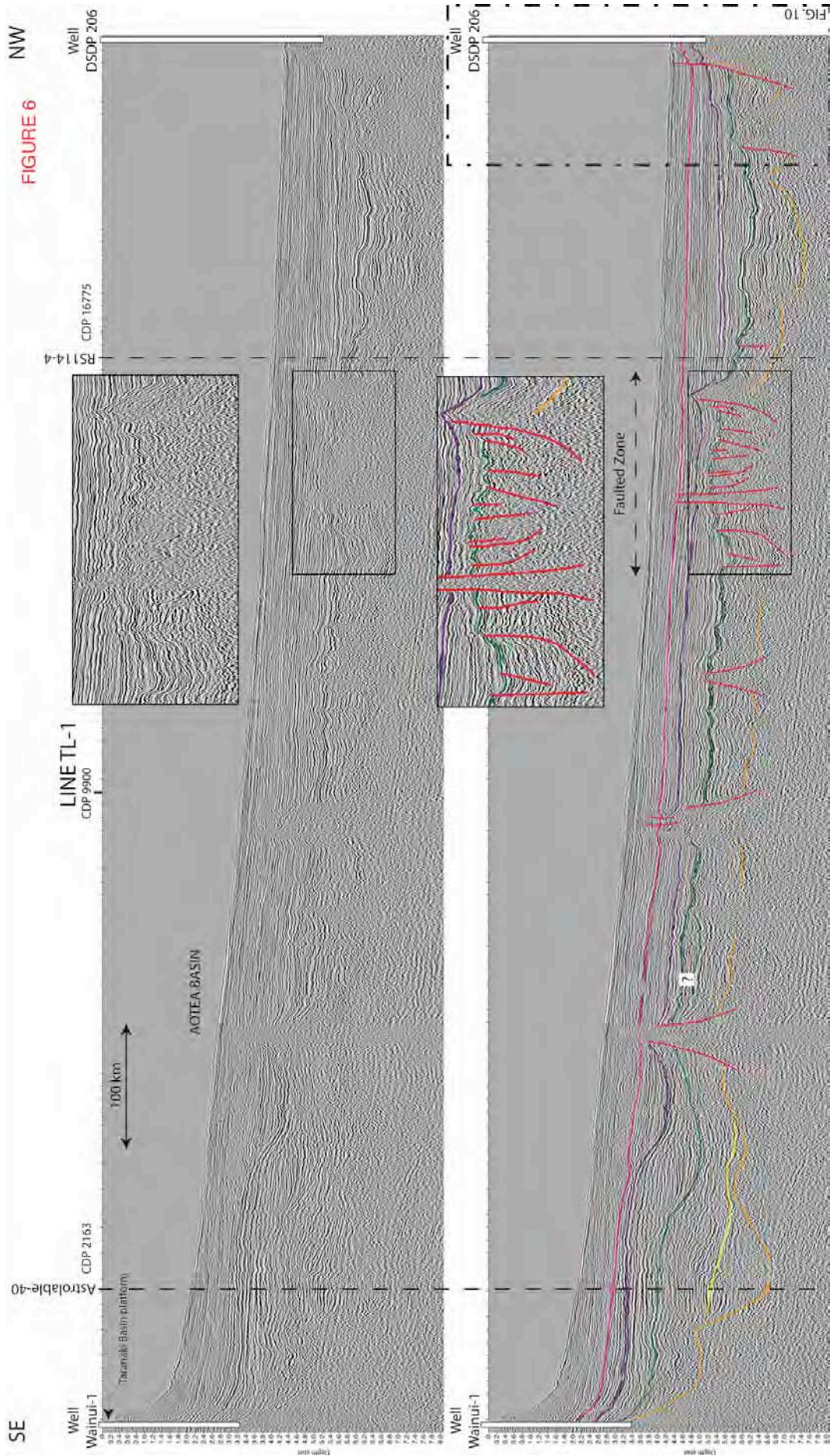
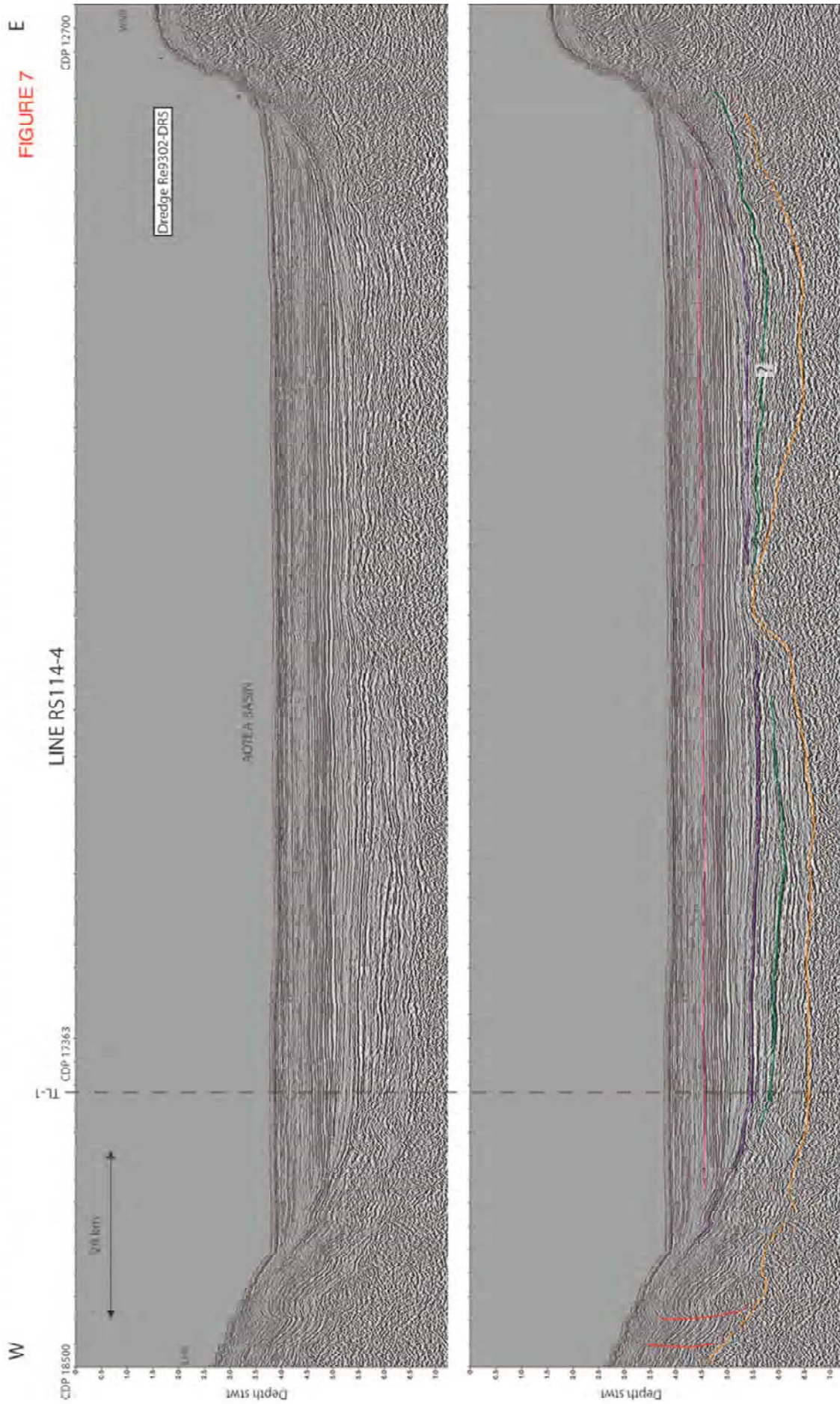
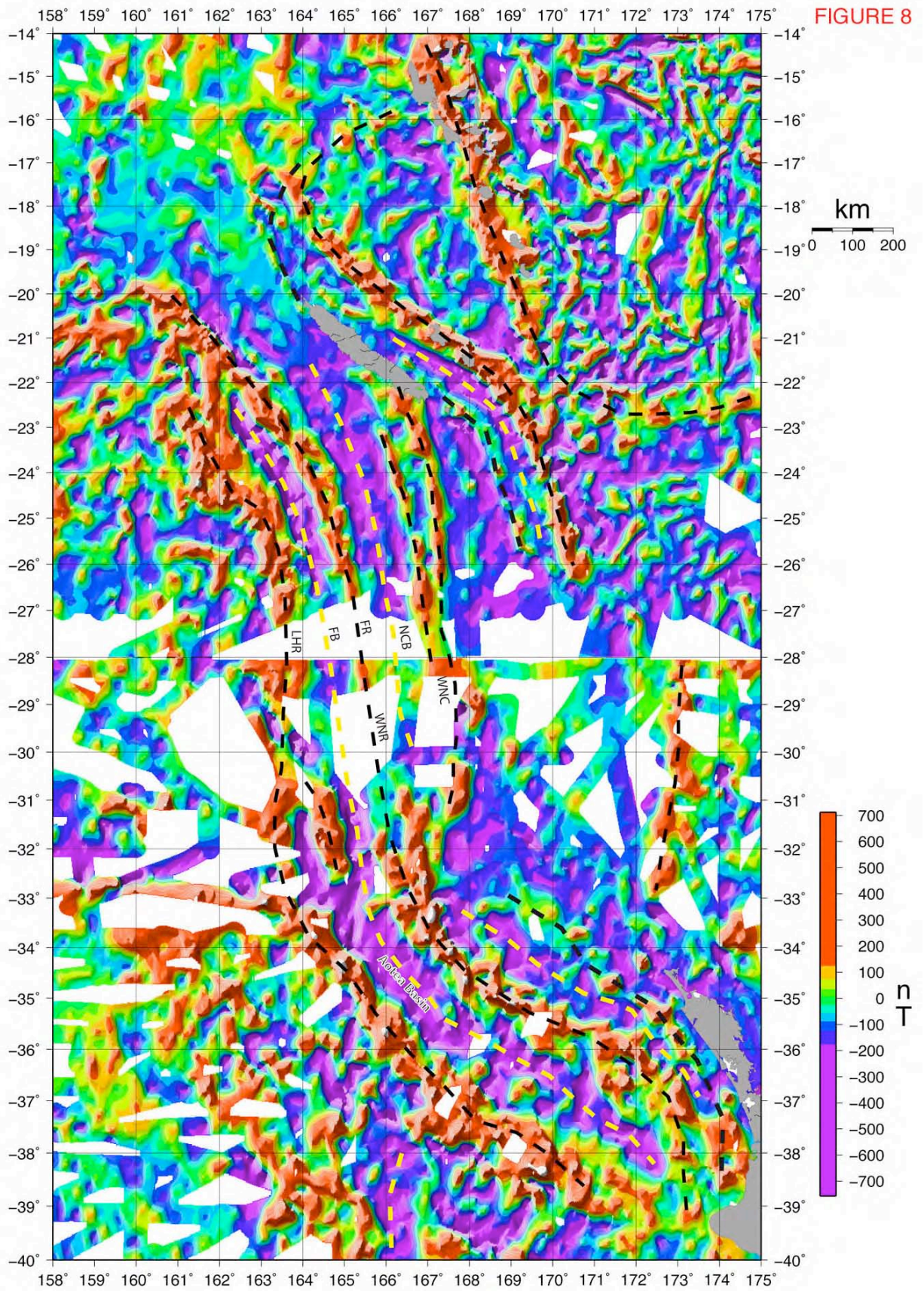


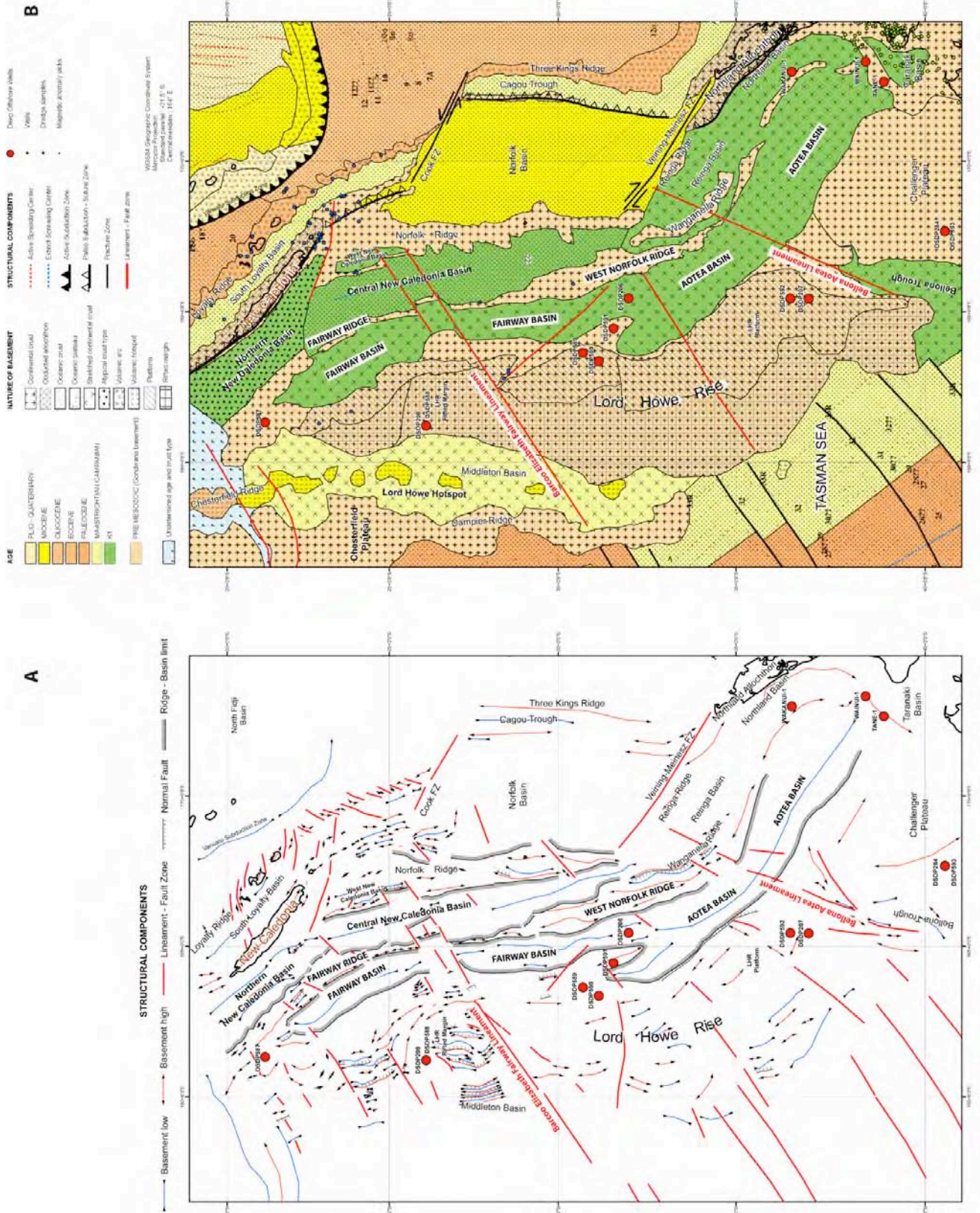
FIGURE 4











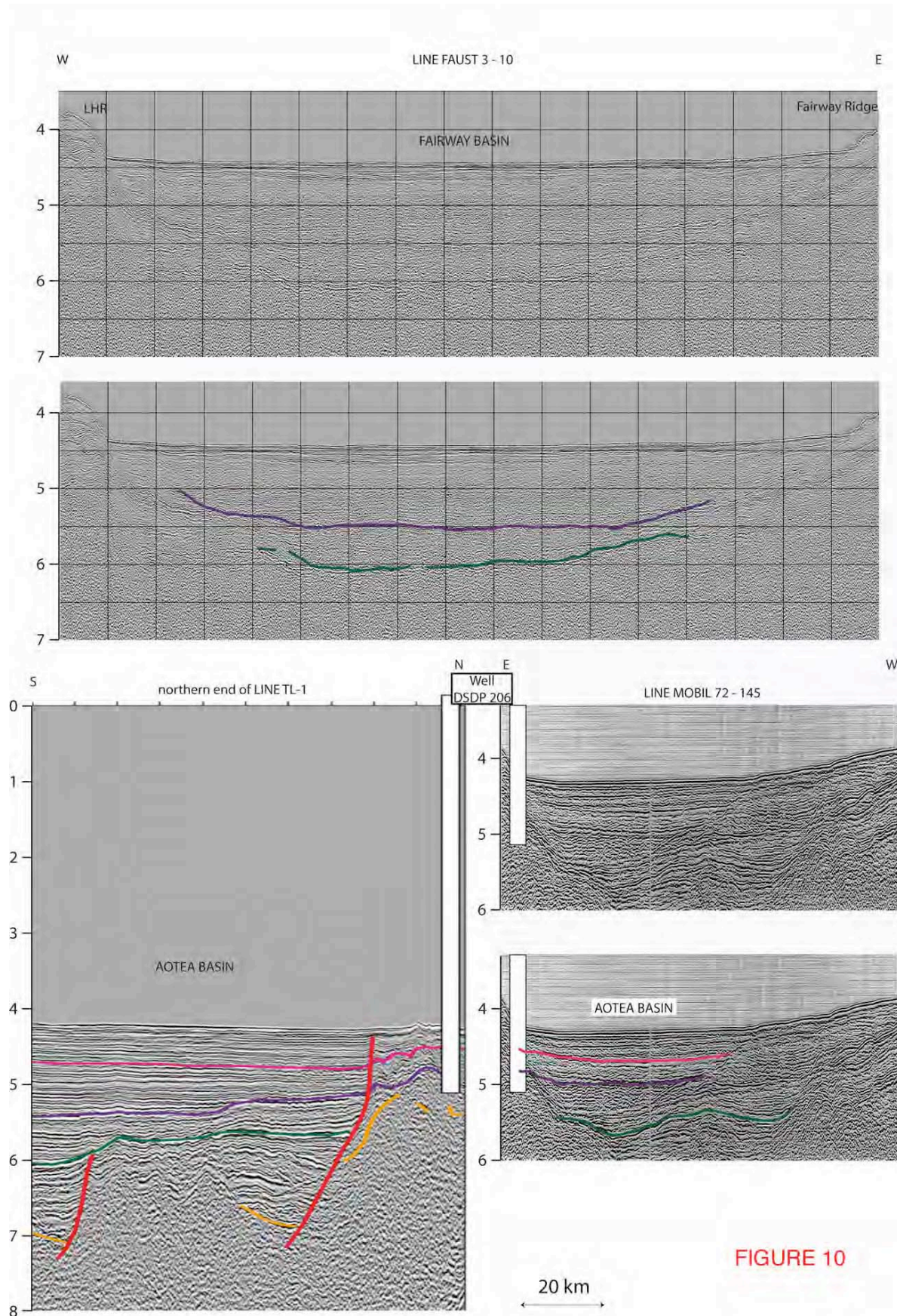
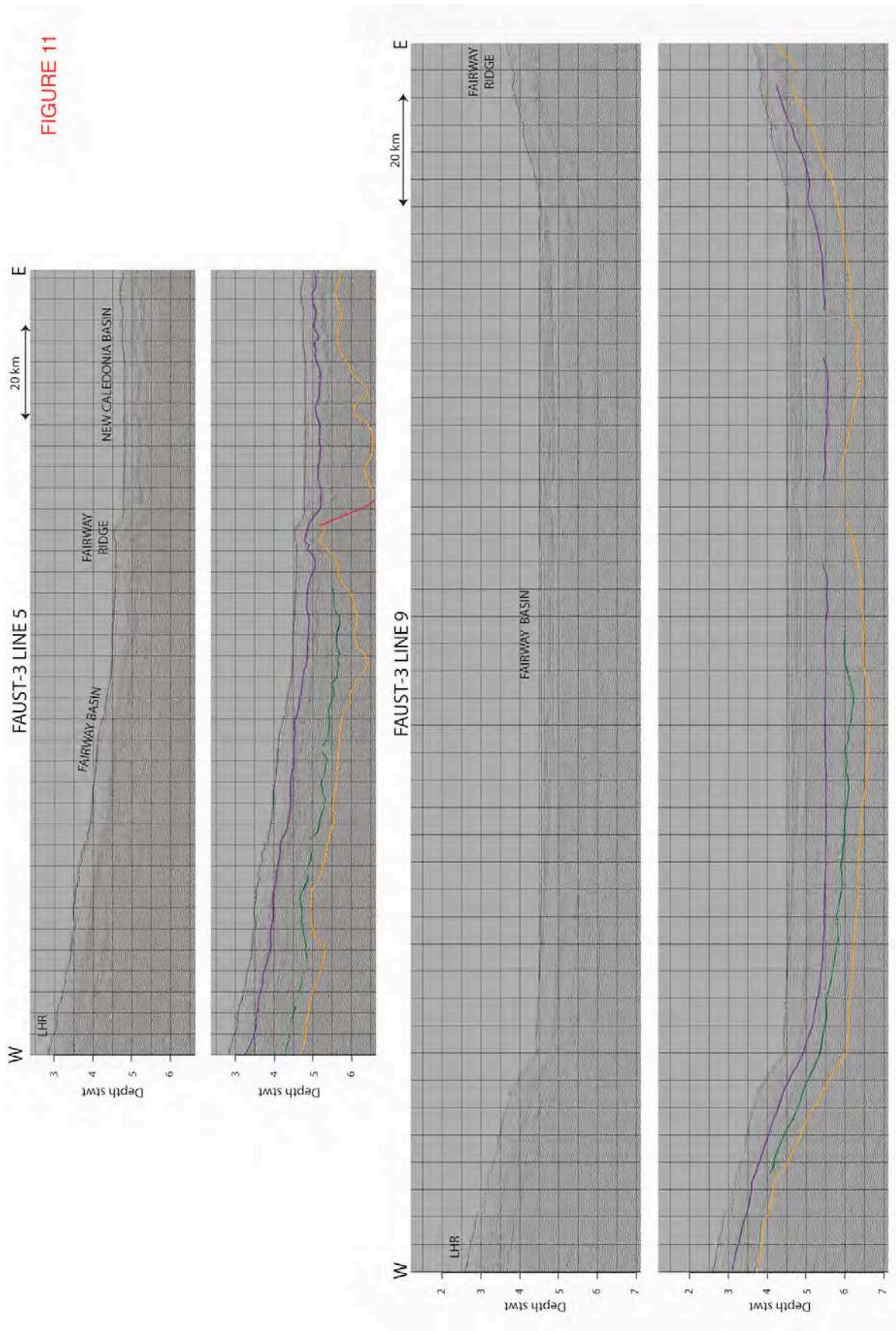
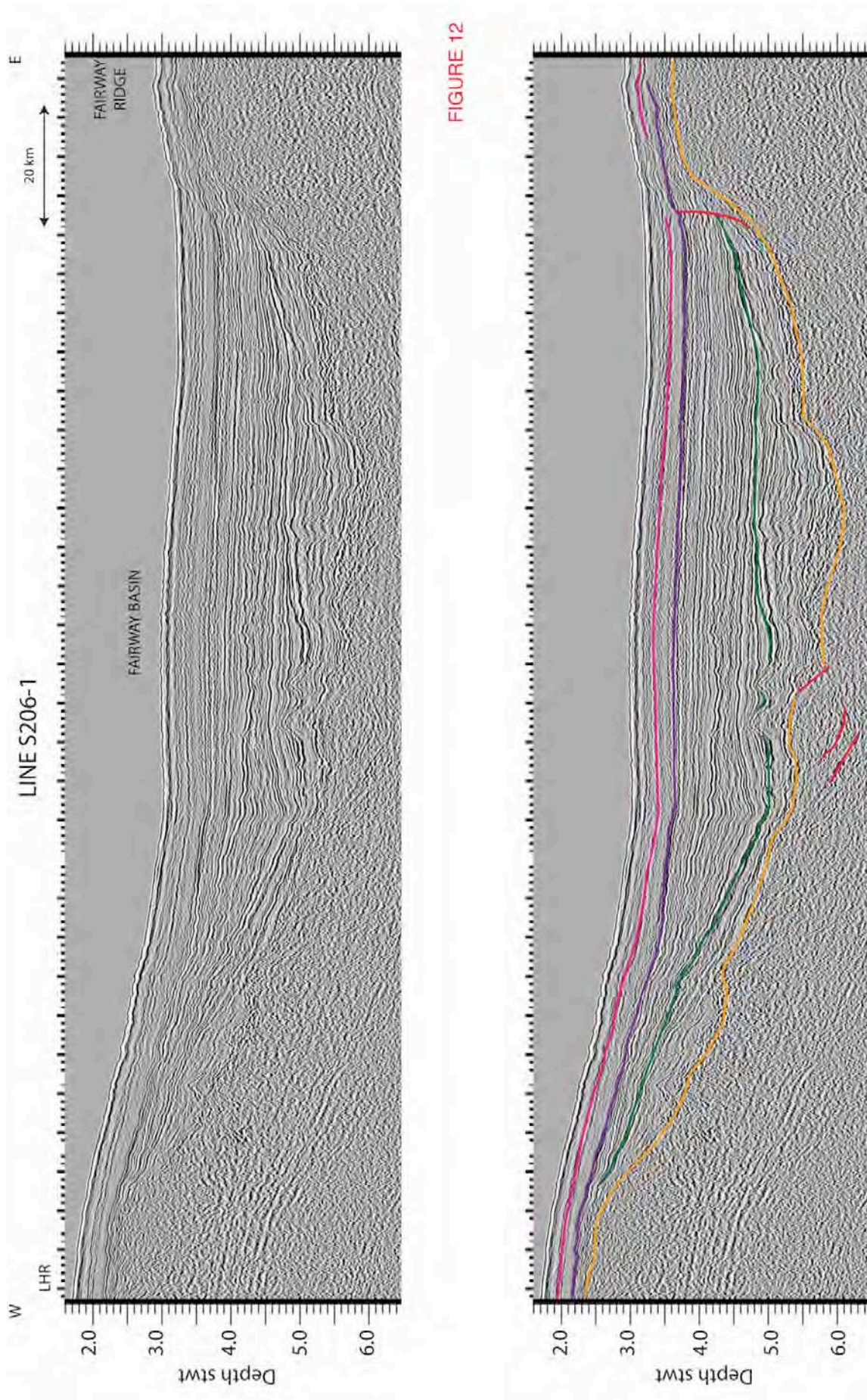
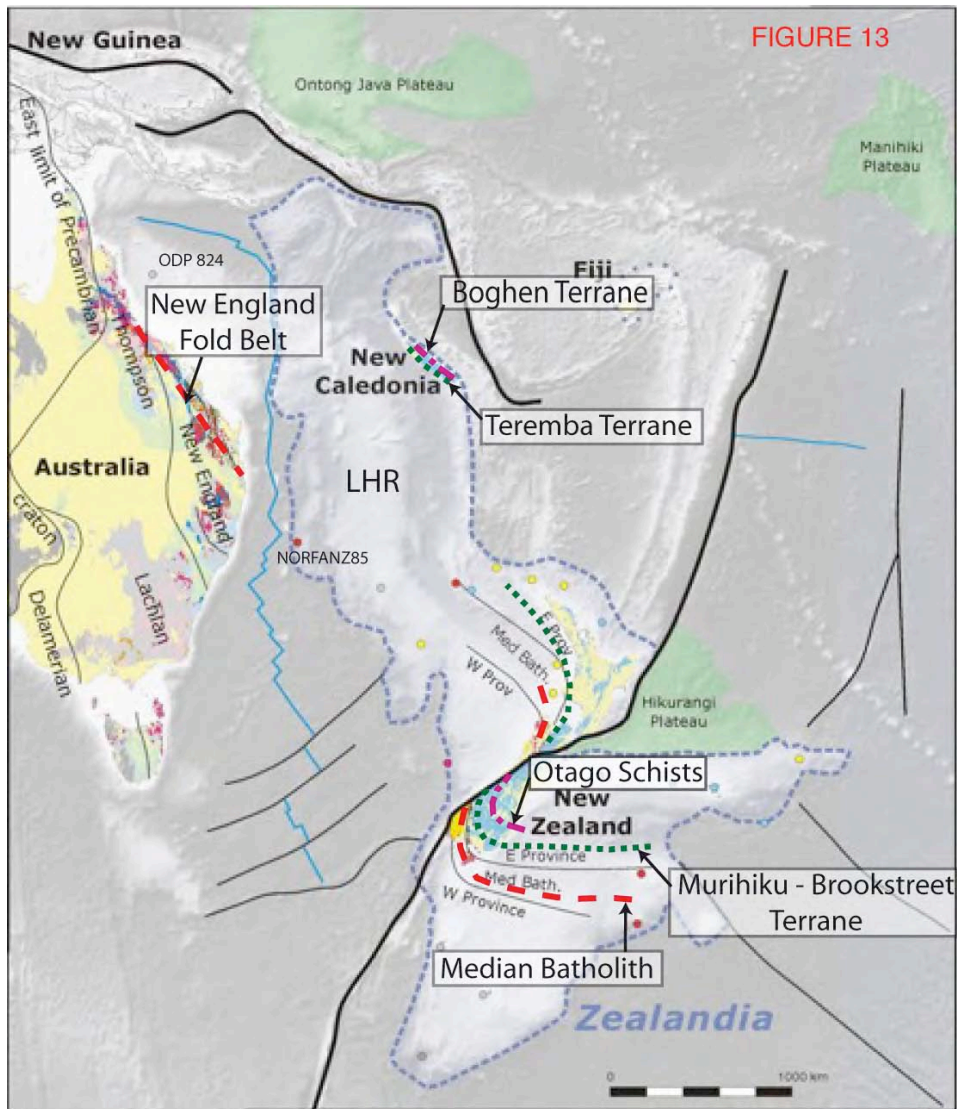


FIGURE 10







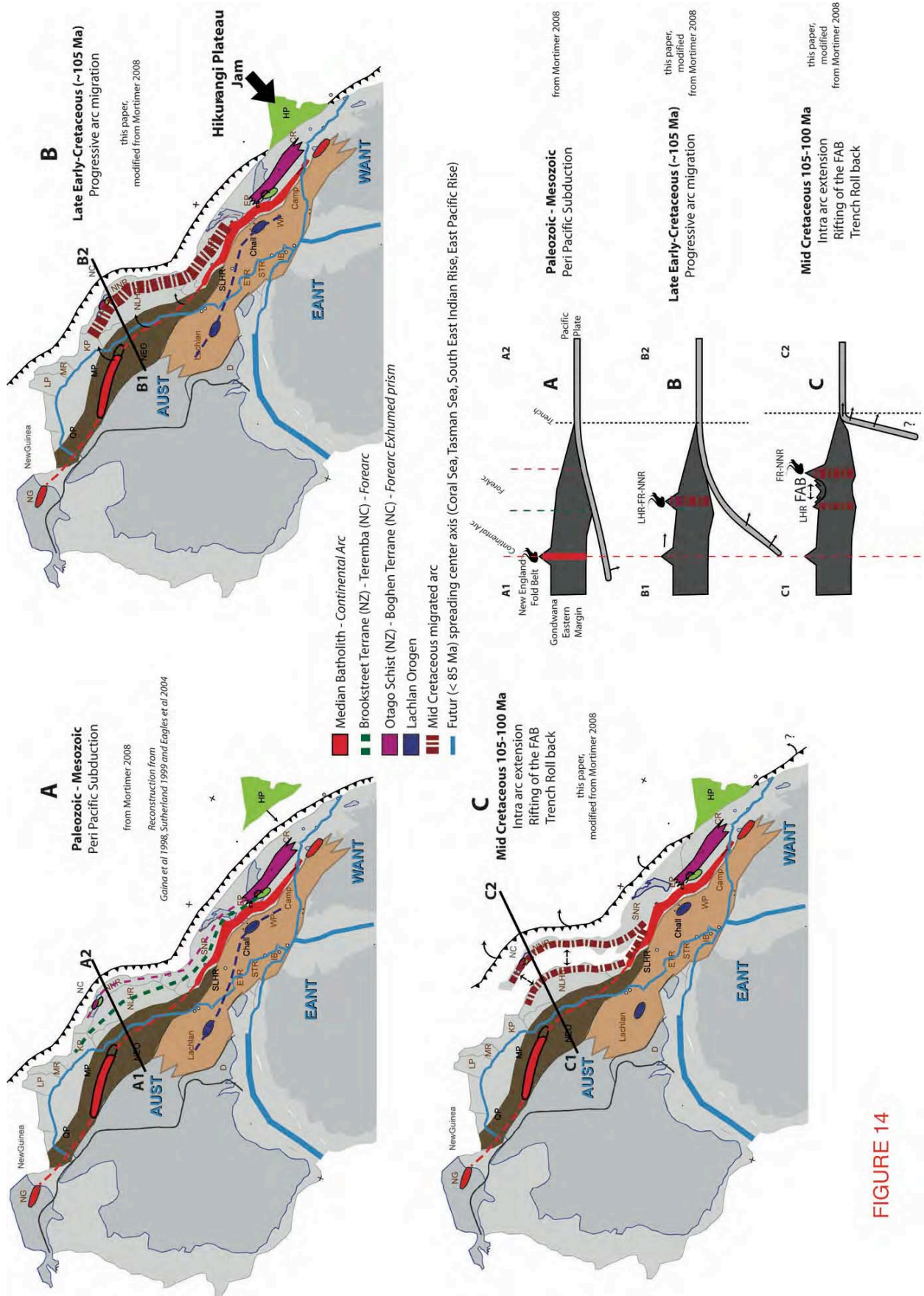


FIGURE 14

3 Discussion

Heuret et Lallemand [2005] synthétisent les différents cas de figures pouvant induire de l'extension en arrière de l'arc, via une « verticalisation » du slab. En nous basant sur cette étude, nous énumérons ici ces modèles et les discutons succinctement en les intégrant au contexte de la marge Est-Gondwanienne :

1/ Le modèle du « slab pull »

C'est le modèle privilégié dans la littérature du Sud-Ouest Pacifique. Le panneau plongeant plus lourd que l'asthénosphère qui l'entoure, s'effondre dans cette dernière sous l'effet de son propre poids, c'est le « slab pull ». La force gravitaire est donc motrice. Sous l'action de cette force, le coude de la lithosphère plongeante recule (souvent appelé le « hingeback »), on parle alors de « trench retreat ». Par effet de succion la plaque supérieure reste solidaire du coude reculant et de l'extension se forme en arrière-arc sur la plaque supérieure. La Figure 3-3 illustre ce cas.

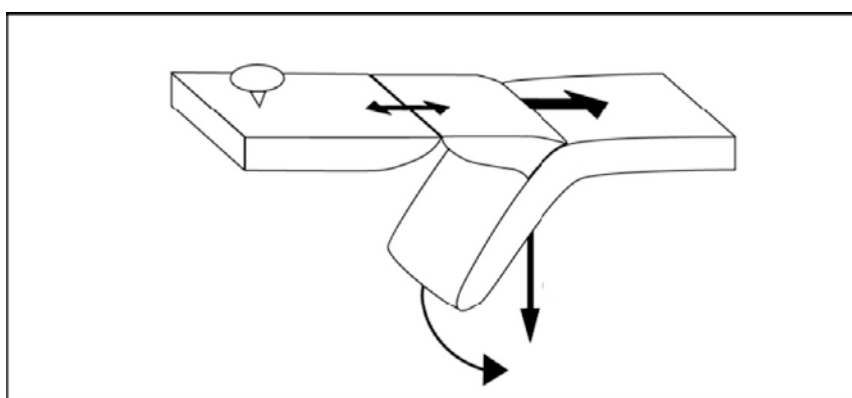


Figure 3-3 Extension arrière-arc liée recul de la fosse par effondrement du panneau plongeant dans le manteau (trench retreat by slab roll-back), modifié d'après [*Heuret, 2005*]

Selon ce raisonnement, le recul et la verticalisation du slab augmentent avec le poids du slab. Par ailleurs l'âge d'une lithosphère océanique influe sur son propre poids. Plus la lithosphère est loin de la dorsale, plus elle est ancienne et plus elle est froide. C'est sur cet argument que *Carlson et al.* [1983] expliquent la différence de pendage entre des slabs situés sur le pourtour de la ceinture du Pacifique. A l'Est la croûte subduite est plus jeune qu'à l'Ouest et son pendage est donc moins important (et vice-versa).

Si nous voulons expliquer l'augmentation du pendage du slab le long de la marge Est du Gondwana au Crétacé par ce mécanisme, il nous faut faire subduire de la lithosphère océanique plus vieille que celle déjà subduite. Cette configuration ne peut se produire que si la dorsale d'accrétion de la plaque subduite passe dans la zone de subduction. La Figure 3-4 illustre ce cas.

Cette configuration s'avère cependant peu probable de par la complexité engendrée par la subduction d'une dorsale parallèlement à la fosse qui viendrait ouvrir une fenêtre asthénosphérique sous la plaque chevauchante et modifier, voire bloquer la subduction.

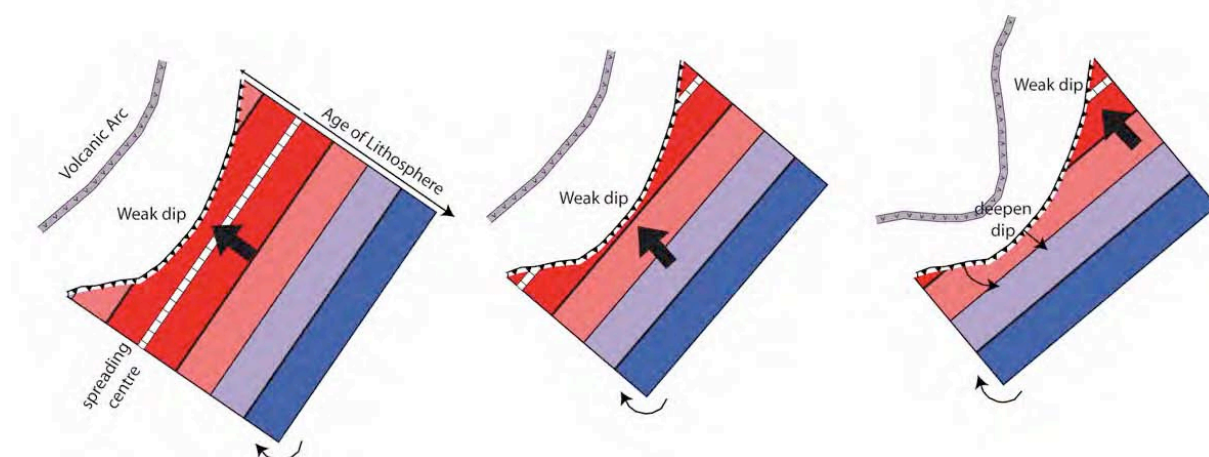


Figure 3-4 Subduction d'une lithosphère de plus en plus ancienne pour expliquer un changement de pendage du slab. Lorsque de la croûte océanique plus vieille entre dans la zone de subduction le pendage du slab augmente et l'arc volcanique se rapproche de la fosse de subduction (Cette configuration est cependant improbable, cf. texte).

2/ Le modèle du flux mantellique

Le flux du manteau asthénosphérique exerce une pression sur le slab pouvant, selon sa direction relative, se traduire par un mouvement de recul du slab. Cette situation est illustrée par la Figure 3-5, où une force mantellique pousse le slab et induit de l'extension dans la plaque supérieure. La dynamique du flux mantellique actuel est modélisée à partir des travaux de *Nelson et Temple* [1972] et *Dogliani* [1993] et montre une direction générale Ouest-Est. Ce modèle expliquerait donc bien l'extension du Bassin de Lau mais ne convient pas pour expliquer l'extension du Bassin Nord Fidjien car le slab subductant sous l'arc de Vanuatu est à pendage vers l'Est.

Dans le cas de la marge Est du Gondwana au Mésozoïque, nous sommes dans l'impossibilité d'avoir un a priori sur la dynamique mantellique au Crétacé.

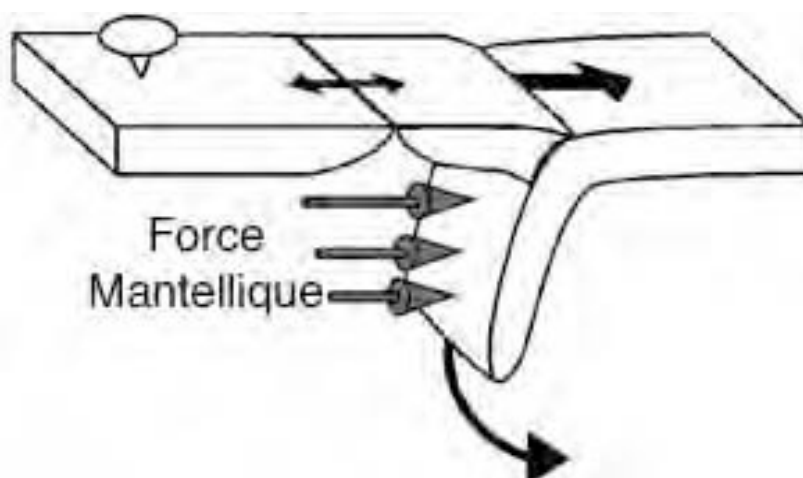


Figure 3-5 Une force mantellique « pousse » le slab, la fosse de subduction recule ce qui induit de l'extension arrière-arc [*Heuret et Lallemand, 2005*]

3/ Le modèle cinématique

La cinématique des plaques impliquées dans une zone de subduction est un facteur déterminant qui contrôle le régime tectonique en arrière de l'arc. En effet, plus la vitesse de la plaque plongeante est rapide (par rapport à la plaque chevauchante) plus le pendage du slab est faible⁸.

Ceci s'explique à travers deux types de forces selon *Heuret* [2005] et *Heuret et Lallemand* [2005] : (i) une force de pression appliquée à la plaque supérieure à l'interface des plaques qui lui permet de transmettre son mouvement à la charnière de la plaque en subduction ; (ii) une force d'ancrage du slab, résistance visqueuse du manteau aux migrations latérales du slab.

En fonction de la force d'ancrage, le slab et la fosse résistent plus ou moins au mouvement des plaques. La Figure 3-6 montre les différents cas de figures selon le degré d'ancrage du slab et le mouvement absolu de la plaque supérieure⁹.

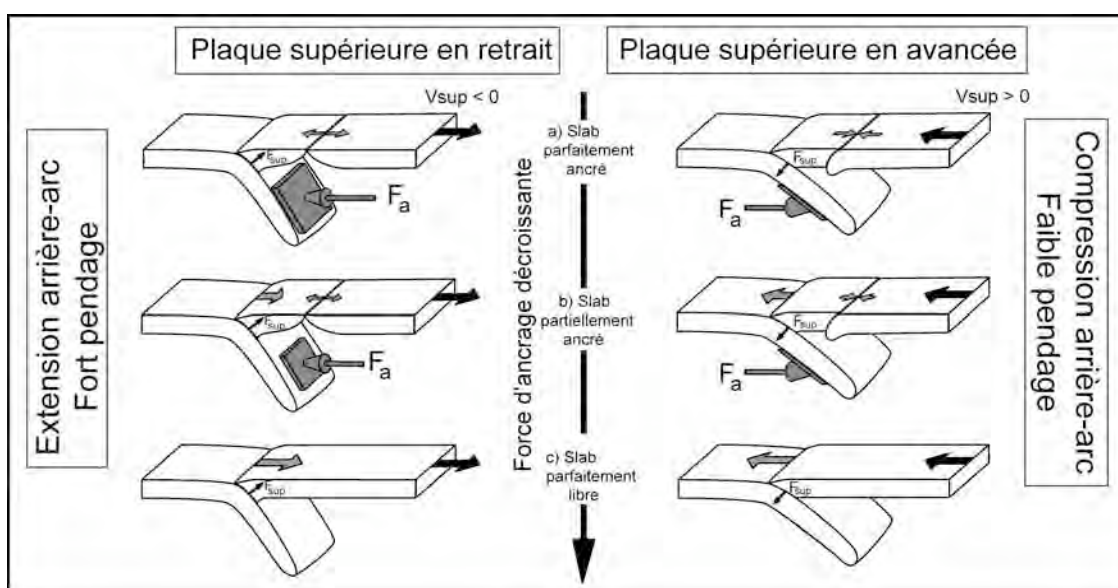


Figure 3-6 Influence du mouvement absolu de la plaque supérieure sur la tectonique arrière-arc, d'après *Heuret* [2005] et *Heuret et Lallemand* [2005].

Dans un cadre plus général, la Figure 3-6 nous montre clairement que la cinématique des plaques influe directement sur le pendage du slab, et donc sur le régime tectonique arrière-arc.

Un changement de la cinématique des plaques Pacifique et/ou Australienne au Mésozoïque aurait en conséquence pu initier la fragmentation de la marge Est-Gondwanienne.

Une étude de la cinématique de la plaque Pacifique relativement à la plaque Australienne au Mésozoïque serait nécessaire pour déterminer d'éventuels changements cinématiques synchrones de la fragmentation de la marge Est-Gondwanienne (formation du Bassin de Fairway-Aotea).

Notons que l'hypothèse proposant un lien causal entre l'arrivée du Plateau d'Hikurangi dans la zone de subduction à 105 Ma et le retrait du slab, entre dans le cas décrit ici : l'arrivée du plateau modifie la cinématique de la plaque subduite ce qui se répercute sur un changement du pendage de son slab et donc engendre une tectonique extensive dans la plaque supérieure.

En résumé la Figure 3-7 montre l'ensemble des forces d'une zone de subduction pouvant avoir un effet sur sa dynamique.

⁸ Autrement dit, dans un référentiel absolu, plus la plaque chevauchante avance vers la fosse, plus le pendage du slab est faible, et vice-versa

⁹ ou le mouvement relatif de la plaque inférieure par rapport à la plaque supérieure

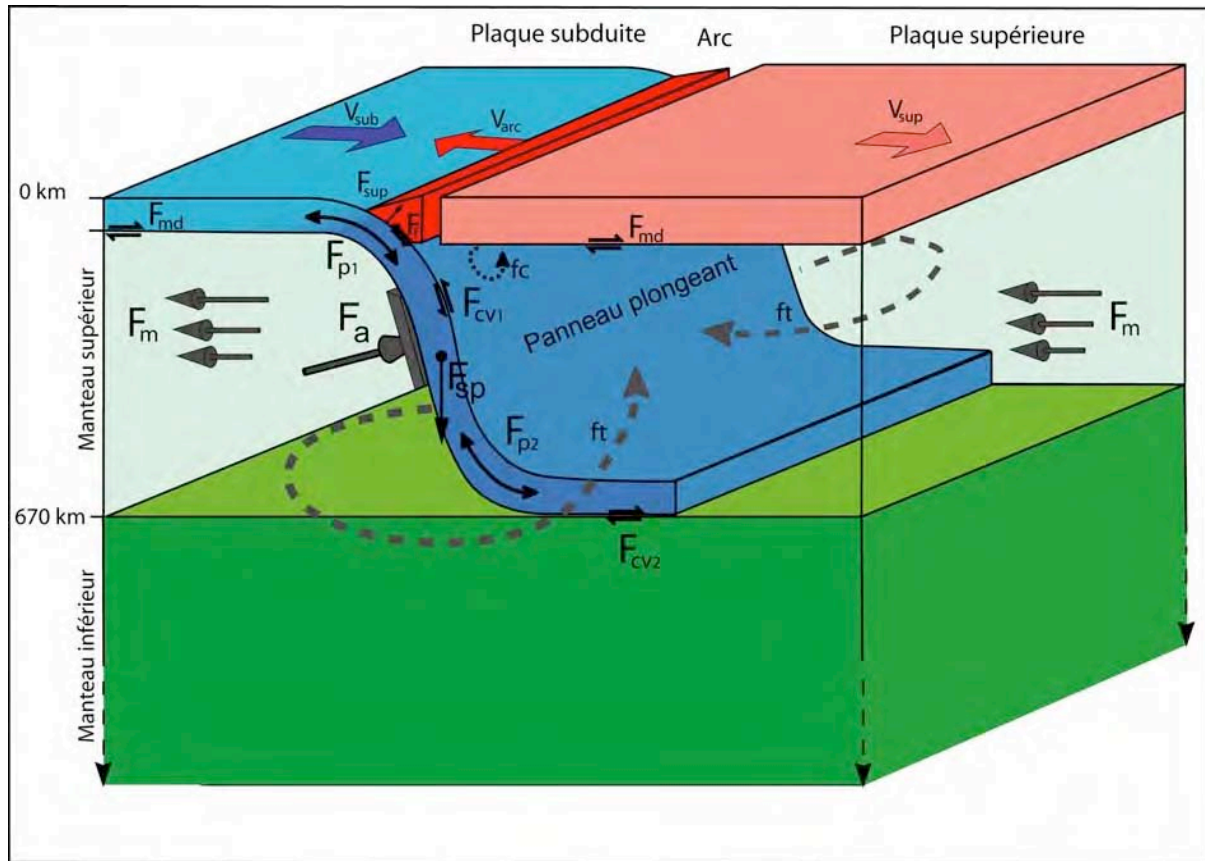


Figure 3-7 Les différentes forces impliquées dans une zone de subduction. V_{sub} désigne le mouvement absolu de la plaque subduite, V_{arc} celui de l'arc et V_{sup} celui de la plaque supérieure. Les grandes forces qui agissent dans les zones de subduction sont également représentées : le slab pull (F_{sp}), la résistance au ploiement (F_{p1} : ploiement à la fosse ; F_{p2} : ploiement au contact du manteau inférieur), la force de friction à l'interface des plaques (F_r), la résistance du manteau au mouvement de la plaque subduite ou mantle drag (F_{md}), la résistance à l'enfoncement du slab dans le manteau ou cisaillement visqueux (F_{cv1} : cisaillement visqueux slab/manteau supérieur ; F_{cv2} : cisaillement visqueux slab/manteau inférieur), la force d'ancrage (F_a), la force de traction/poussée associée au mouvement absolu de la plaque supérieure et transmise à l'interface des plaques (F_{sup}), les forces associées aux flux régionaux qui peuvent animer le manteau, et qui existent indépendamment du fonctionnement de la zone de subduction (F_m). En pointillé sont représentés les flux mantelliques qui peuvent être générés par les mouvements du slab : le « corner flow » (f_c) associé au cisaillement visqueux entre slab et manteau supérieur, et le flux toroïdal (f_t), associé à la force d'ancrage. D'après *Heuret* [2005].

Chapitre 4 Histoire tectonique du Bassin de Nouvelle-Calédonie en relation avec l'obduction Eocène de Nouvelle-Calédonie

1 Résumé étendu

L'objectif des travaux présentés dans ce chapitre est de dater la stratigraphie Cénozoïque des bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway à partir des données disponibles dans le domaine Ouest Offshore Calédonien et d'intégrer leur histoire au cadre régional.

Dans cette zone (cf. Figure 2 de l'article [Collot *et al.*, 2008], présenté au paragraphe 2) l'unique forage atteignant des profondeurs suffisantes (proche du socle) est le site DSDP 208 du Leg 21. Ce site se situe sur le sommet de la ride de Lord Howe. Les nouvelles données collectées en Août – Septembre 2004 lors des campagnes à la mer ZoNéCo-11 et Noucaplac-2 nous permettent de suivre les réflecteurs datés du toit de l'Eocène à l'Actuel, depuis le puits DSDP 208 jusqu'au Bassin de Nouvelle-Calédonie au large de la Grande Terre. Le détail de ce cheminement se trouve dans la publication présentée au paragraphe suivant.

Les résultats que nous obtenons diffèrent des interprétations précédentes et changent drastiquement les âges des réflecteurs. Ces nouvelles datations, associées aux nouveaux profils de sismique-réflexion disponibles à l'Ouest de la marge de la Nouvelle-Calédonie, nous permettent d'identifier et de dater une discordance angulaire majeure à l'Eocène terminal. Cette discordance angulaire est la signature d'un événement tectonique de grande ampleur datant de l'Eocène terminal – Oligocène inférieur : la formation d'une importante dépression (6 km) sur la partie Est du bassin et la surrection de la marge Ouest du bassin correspondant à la Ride de Fairway dans sa partie Nord. La géométrie sub-horizontale de dépôts sédimentaires qui viennent ensuite combler la dépression nouvellement créée témoigne de la courte durée de cet événement tectonique (une subsidence progressive aurait laissé des séries sédimentaires syn-événement en éventail).

A partir de là, nous nous sommes penchés sur la géologie structurale décrite en Nouvelle-Calédonie afin d'obtenir des informations sur les événements tectoniques ayant affecté la ride de Norfolk. Un événement majeur ressort dans la géologie Cénozoïque de la Nouvelle-Calédonie : l'obduction des ophiolites du Bassin Sud-Loyauté sur la ride Norfolk de 37 à 34 Ma. Compte tenu de la coïncidence chronologique, nous formulons l'hypothèse qu'il existe un lien causal entre ces deux événements et proposons un modèle d'évolution tectonique selon lequel le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait subsidé sous l'effet de la surcharge engendrée par le charriage de la croûte océanique du Bassin de Sud-Loyauté sur la ride de Norfolk à 37 Ma. Au fur et à mesure que la nappe progressait sur le bâti Calédonien, le bassin de Nouvelle-Calédonie aurait réagi comme un bassin flexural d'avant-pays suivant un processus de sous-charriage (*underthrusting*).

Par ailleurs, nous constatons que les profondeurs relatives de la limite Eocène-Oligocène dans le bassin de Fairway et dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie sont très différentes. En effet, dans le Bassin de Fairway, la base des sédiments Oligocène se trouve dans la partie supérieure de la séquence sédimentaire alors que dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie elle se trouve dans la partie inférieure. Autrement dit, les épaisseurs pré-Oligocène sont importantes dans le bassin de Fairway, et à l'inverse les épaisseurs post-Eocène sont importantes dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie. Ceci se corrèle très bien avec les âges d'émersion / immersion des rides bordant les deux bassins. L'importante discordance observée dans les forages se trouvant sur la ride de Lord Howe (DSDP 207 et 208) nous montre que cette ride était émergée jusqu'à l'Eocène terminal, avant de subsider pour revenir en domaine marin bathyal. A l'inverse la Nouvelle-Calédonie était

immergée jusqu'à l'Eocène avant d'émerger avec le charriage des ophiolites à l'Oligocène inférieur. Nous expliquons cette parfaite corrélation (remplissage sédimentaire / émergence des rides) par la migration des sources sédimentaires détritiques : jusqu'à l'Eocène terminal, l'érosion de la ride de Lord Howe vient remplir le bassin de Fairway par d'importantes séries sédimentaires, et à partir de l'Oligocène inférieur l'émergence de la Nouvelle-Calédonie vient remplir le Bassin de Nouvelle-Calédonie dans sa partie Nord. Cependant, ce dernier remplissage n'est pas la cause de la subsidence du bassin, car nous observons alors des séries post-Oligocène en éventail.

Ces résultats sont exposés dans le papier ci-après, publié à *Tectonics*. En supplément à ce travail publié nous avons tenté d'intégrer le Bassin Sud-Loyauté au schéma de déformation associée à la mise en place des ophiolites de Nouvelle-Calédonie.

En effet, *Collot et al.* [1987a] ont montré, à l'aide de données de gravimétrie et de sismique-réflexion et réfraction, que la nappe des péridotites qui recouvre la Nouvelle-Calédonie à l'Eocène terminal s'enracine dans le Bassin Sud-Loyauté (BSL). La Figure 4-1 illustre cela.

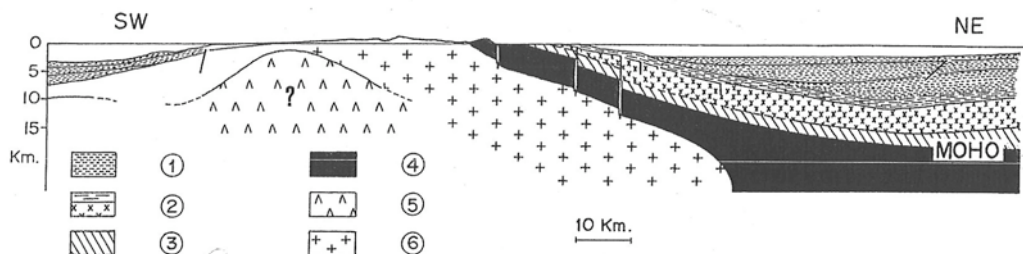


Fig. 10. Geological interpretation of the eastern margin of New Caledonia based on geological and geophysical data. (1) Sedimentary fill postdating the overthrusting event, (2) layers 1C and 2, (3) gabbroic layer, (4) mantle rocks, (5) volcanic rocks?, and (6) New Caledonia metamorphosed rocks pre-/Permian to Eocene.

Figure 4-1 Enracinement de la nappe des péridotites de Nouvelle-Calédonie dans le Bassin Sud-Loyauté, selon *Collot et al.* [1987a]. Cette coupe se localise dans la partie Nord de la Nouvelle-Calédonie, ce qui explique l'absence de roches mantelliques charriées sur le bâti néo-calédonien (dans cette partie l'exhumation post-obduction a très certainement fait reculer la nappe des péridotites en mer [*Rawling et Lister, 2002*]).

La coupe Est-Ouest montrée en Figure 4-2 intègre ce résultat et l'histoire tectonique du Bassin de Nouvelle-Calédonie en relation avec l'obduction Calédonienne. La Figure 4-2 respecte les échelles, les pendages des réflecteurs dans les bassins de part et d'autre de la Nouvelle-Calédonie sont donc comparables.

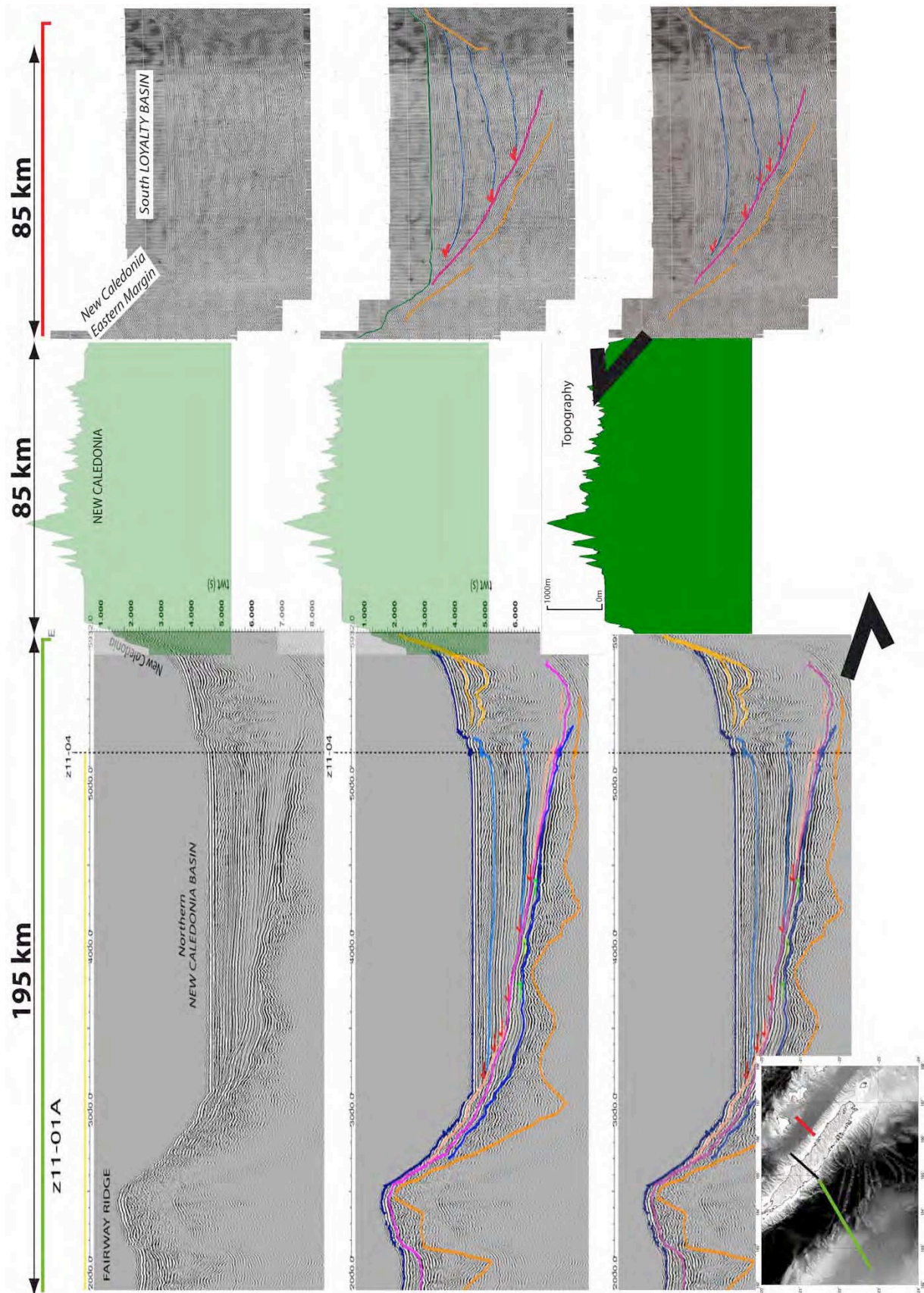


Figure 4-2 Coupe SO-NE de part et d'autre de la Nouvelle-Calédonie montrant la structure du Bassin de Nouvelle-Calédonie à l'Ouest (profil sismique z11-01A) et le Bassin Sud-Loyauté à l'Est (profil sismique AUS-114). L'encart en bas à gauche indique la localisation des profils. Le transect de la Grande Terre correspond à une coupe topographique. Les échelles verticales et horizontales sont respectées.

On observe sur cette Figure 4-2 deux bassins de part et d'autre de la Grande Terre ayant le même style structural asymétrique : un réflecteur penté sur lequel viennent se tronquer en onlap des réflecteurs sub-horizontaux. Aucune datation n'est disponible pour les réflecteurs du Bassin Sud-Loyauté. Nous émettons ici l'hypothèse que le réflecteur penté du BSL correspond au même âge que le réflecteur penté du BNC, soit le toit de l'Eocène. Selon *Collot et al.* [1987a] cette interprétation est correcte puisque le toit de la nappe obductée correspond au réflecteur violet de la Figure 4-2. La nappe étant charriée selon *Avias* [1967], *Gonord* [1977], *Prinzhofer et al.* [1980], *Paris* [1981], *Collot et al.* [1987a] et *Cluzel et al.* [2001] à l'Eocène terminal.

En conclusion à l'échelle régionale un système de déformation Oligocène à double décollement aurait accommodé la mise en place des ophiolites néo-calédoniennes. Dans ce système la Nouvelle-Calédonie est chevauchée par le Bassin Sud-Loyauté, elle même en partie chevauchante sur le Bassin de Nouvelle-Calédonie. La progression de la déformation Oligocène vers l'Ouest semble donc être distribuée sur deux plans de déformation : 1- le contact nappe des péridotites / toit de la ride de Nouvelle-Calédonie et 2- le contact base de la ride de Nouvelle-Calédonie / Bassin de Nouvelle-Calédonie.

2 Publication Tectonics



Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific

Julien Collot,^{1,2} Louis Geli,¹ Yves Lafoy,² Roland Vially,³ Dominique Cluzel,⁴ Frauke Klingelhoefer,¹ and Hervé Nouzé¹

Received 17 January 2008; revised 1 July 2008; accepted 23 July 2008; published 3 December 2008.

[1] New, high-quality multichannel seismic reflection data from the western New Caledonia offshore domain allow for the first time the direct, continuous connection of seismic reflectors between the Deep Sea Drilling Project 208 drill hole on the Lord Howe Rise and the New Caledonia Basin. A novel seismic interpretation is hence proposed for the northern New Caledonia Basin stratigraphy, which places the Eocene/Oligocene unconformity deeper than previously thought and revisits the actual thickness of the pre-Oligocene sequences. A causal link is proposed between the obduction of the South Loyalty Basin over New Caledonia (NC) and the tectonic history of the northern New Caledonia Basin. Here it is suggested that as the South Loyalty Basin was being obducted during early Oligocene times, the NC Basin subsided under the effect of the overloading and underthrust to accommodate the compressional deformation, which resulted in (1) the uplift of the northern Fairway Ridge and (2) the sinking of the western flank of New Caledonia. This event also had repercussions farther west with the incipient subsidence of the Lord Howe Rise. **Citation:** Collot, J., L. Geli, Y. Lafoy, R. Vially, D. Cluzel, F. Klingelhoefer, and H. Nouzé (2008), Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific, *Tectonics*, 27, TC6006, doi:10.1029/2008TC002263.

1. Introduction

[2] The southwest Pacific region east of Australia consists of a succession of ridges and basins that result from the fragmentation of Gondwanaland since Cretaceous time

[Symonds *et al.*, 1996; Gaina *et al.*, 1998; Auzende *et al.*, 2000b; Crawford *et al.*, 2002]. From west to east these ridges and basins are the Tasman Sea, the Dampier Ridge (DR), the Middleton Basin (MB), the Lord Howe Rise (LHR), the Fairway Basin (FB), the Fairway Ridge (FR), the New Caledonia Basin (NCB), the Norfolk Ridge (NR), the South Loyalty Basin (SLB), and the Loyalty Ridge (LR). Since late Miocene, this region is the foreland area of the Vanuatu Subduction Zone where the Australian Plate subducts beneath the Pacific Plate. A crustal flexure associated to this process is observed with the uplift of the Loyalty Islands [Dubois *et al.*, 1974; Dubois *et al.*, 1977; Guyomard *et al.*, 1996] and the southern tip of New Caledonia and the Island of Pines [Launay and Recy, 1972; Launay, 1985; Cabioch, 1988; Cabioch *et al.*, 1996]. Vertical motions from the 125 Ka reef indicate different tectonic blocks and a general slow subsidence (0.03 to 0.16 mm/a) of New Caledonia west coast [Lagabrielle *et al.*, 2005]. This paper more particularly focuses on the tectonics and the sedimentary history of the New Caledonia Basin.

[3] The New Caledonia Basin is generally thought to have formed during the Cretaceous, based on rifting evidence from the Taranaki Basin, or during the Late Cretaceous–early Paleocene [Burns and Andrews, 1973; Ravenne *et al.*, 1976; Mignot, 1984; Collot *et al.*, 1987; Uruski and Wood, 1991; Willcox *et al.*, 2001; Lafoy *et al.*, 2005a, 2005b], as mid-Paleocene fossil oozes were found at Deep Sea Drilling Project (DSDP) 206 [Burns *et al.*, 1973a] drill site (see Figure 1 for location and Figure 2 for stratigraphy). The basin can be divided into two parts, having different structural characteristics, separated by a NE trending morphotectonic feature at 23°S (Figure 3) [Lafoy *et al.*, 2005a]; on the basis of recent, wide-angle seismic data [Klingelhoefer *et al.*, 2007], the NW trending northern New Caledonia Basin (NNCB) is characterized by a thick sedimentary cover and a 15 km thick crust of undetermined type with velocities of 6.4–7.4 km/s, whereas the north trending southern New Caledonia Basin has a thinner sedimentary cover with a back-arc basin type oceanic crust (8–9 km thick) with velocities of 6 km/s. Although the nature of the crust underlying the New Caledonia and Fairway basins is now documented, the history of the sedimentary infill remains unclear, mainly because of the lack of age determinations.

[4] Rock outcrops on land provide well dated milestones that help us understand the tectonic history of New Cale-

¹Department of Geodynamics and Geophysics, Ifremer, Centre de Brest, Plouzané, France.

²Service de la Géologie de Nouvelle Calédonie, Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie de Nouvelle Calédonie, Nouméa, New Caledonia.

³Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, France.

⁴Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, University of Orleans, CNRS UMR 6113, Orléans, France.

donia [Avias, 1958; Aitchison, 1995; Cluzel *et al.*, 1997; Aitchison *et al.*, 1998; Baldwin *et al.*, 2007]. By contrast, in the offshore domain, the ages of the sedimentary sequences are known only at a limited number of widely spaced, isolated drill hole sites (Figure 1). The base of the Eocene/Oligocene unconformity that is documented at some sites has been used for a long time as a major, regional milestone for seismic stratigraphy. However, because of the lack of seismic data, no direct link was possible until now between the borehole sites and the New Caledonia Basin.

[5] In this paper, we use all available seismic data, including new high-quality, 3.5 km long 360-channel, seismic reflection data collected during the Noucaplac-2 [Loubrieu *et al.*, 2004] (August 2004) and ZoNeCo-11 [Lafay *et al.*, 2004] (September 2004) cruises of R/V *L'Atalante* to construct NE trending transects between the Lord Howe Rise and the western margin of the New Caledonia/Norfolk Ridge system, which, for the first time ever, extend the Eocene/Oligocene unconformity documented at the DSDP 208 Drill hole site [Burns *et al.*, 1973c], without interruption into the NNCB. The previous attempts that have been made by correlating the seismic reflectors within this basin [Van de Beuque, 1999, 2003; Vially *et al.*, 2003] are hence revisited.

2. Marine Stratigraphy From Regional Borehole Data: Eocene/Oligocene Unconformity

[6] Few boreholes were drilled in the geological structures linked to the New Caledonia Basin. The eight closest holes were drilled during the early 1970s, during leg 21 and leg 90 of the DSDP program. These sites are DSDP 587, DSDP 591, DSDP 590, DSDP 593, DSDP 206, DSDP 207, DSDP 208, and DSDP 284 (Figure 1). All sites but one (DSDP 206) are located in relatively shallow areas, on the crest or on the flanks of the Lord Howe Rise, and the penetration beneath seafloor varies from one site to another:

[7] 1. Five sites (small blue circles on Figure 1), DSDP 587, DSDP 591, DSDP 590, DSDP 593, and DSDP 284, do not reach the Eocene/Oligocene section [Kennett *et al.*, 1986d, 1986b, 1986a, 1986c; Kennett *et al.*, 1975].

[8] 2. On the other hand, DSDP 206, 207, and 208 [Burns *et al.*, 1973a, 1973b, 1973c] (big blue circles on Figure 1) penetrated Eocene and older rocks, and are important to this study. Late Eocene to mid-Oligocene sediments are absent in the regional unconformity (U1) at all three sites. Late Paleocene and early Eocene sediments are also missing (U2) at all three sites [Burns *et al.*, 1973a, 1973b, 1973c]. U1 has a common base over all three sites (mid-Eocene), whereas its top varies from mid-Oligocene to mid-Miocene (Figure 2d).

[9] DSDP 208 being the nearest hole of the studied area and the only one that intersects our available seismic line FAUST1-S206-2 [Lafay *et al.*, 1998], it will be taken as the reference for this interpretation.

[10] Taking into account U1 at site DSDP 208, we suggest that erosion of the Lord Howe Rise started after

the mid-Eocene (circa 45 Ma) [Burns *et al.*, 1973c] and that the northern part of the LHR returned to bathyal water depth in the early Oligocene, circa 34–28.5 Ma [Burns *et al.*, 1973c].

[11] U1 has a particular property of being the boundary between calcareous sediments (overlying) and calcareous sediments with an important radiolarian siliceous component (underlying) [Burns *et al.*, 1973c]. The presence of radiolarians in the underlying layer induces a contrast of porosity between the two layers and therefore a contrast of density with a less dense underlying layer. The reflection coefficient associated with U1 is therefore negative and a local negative jump of seismic and sonic velocities is observed. The bottom of hole DSDP 208 reaches Campanian sedimentary strata.

3. Seismic Data Description

[12] The seismic lines that we use here to connect DSDP 208 site to the NNCB, were all collected after 1998 (in the digital era), using modern multichannel seismic facilities (see details in Table 1). These lines (underlined in yellow in Figure 3) are the following:

[13] 1. Lines FAUST1-S206 from the French-Australian-Seismic-Transect surveys [Lafay *et al.*, 1998] (also known as LHRNC, Lord Howe Rise/New Caledonia) –2 and –1 were collected in 1998 with R/V *Rig Seismic* using a 3.3 km long, 264-channel streamer and a 3000 cubic inch, tuned, seismic array producing signal in the 50–60 Hz frequency band. Line FAUST1-S206-2 runs over DSDP 208 drill site, heading northward along the western, upper slope of the Lord Howe Rise. Line FAUST1-S206-1 bears northeast, from the crest of the Lord Howe Rise to the Fairway Basin.

[14] 2. High-resolution seismic lines from the Fairway Basin were collected during the ZoNeCo-11 cruise [Lafay *et al.*, 2004] (September 2004) to characterize the reflectors that were once interpreted as gas hydrate-related bottom simulating reflectors (BSR) [Exon *et al.*, 1998; Auzende *et al.*, 2000a; Pecher, 2004]. These lines are used to connect the Fairway Basin and regional seismic transects across the New Caledonia Basin.

[15] 3. Deep frequency, regional seismic transects collected in 2004 during the Noucaplac-2 [Loubrieu *et al.*, 2004] and ZoNeCo-11 [Lafay *et al.*, 2004] cruises of R/V *L'Atalante*, using a 4.5 km long, 360-channel streamer, together with a large (8000 cubic inch) air gun array tuned in the single bubble mode [Avedik *et al.*, 1993]. These lines fill the data gap that used to exist between the Fairway Basin and the New Caledonia Basin.

[16] In addition, we use the ZoNeCo-5 lines [Auzende *et al.*, 1999] collected in 1999 (and reprocessed in 2006) with R/V *L'Atalante*, using a 300 m long, six-channel streamer and two 250 cubic inch GI guns. Although the penetration of the seismic energy is restricted to the upper part of the sediment cover (the maximum penetration depth is ~1.5 to 2 s two-way traveltimes (twt)), these closely spaced lines (spacing is less than 12 km) are of particular interest

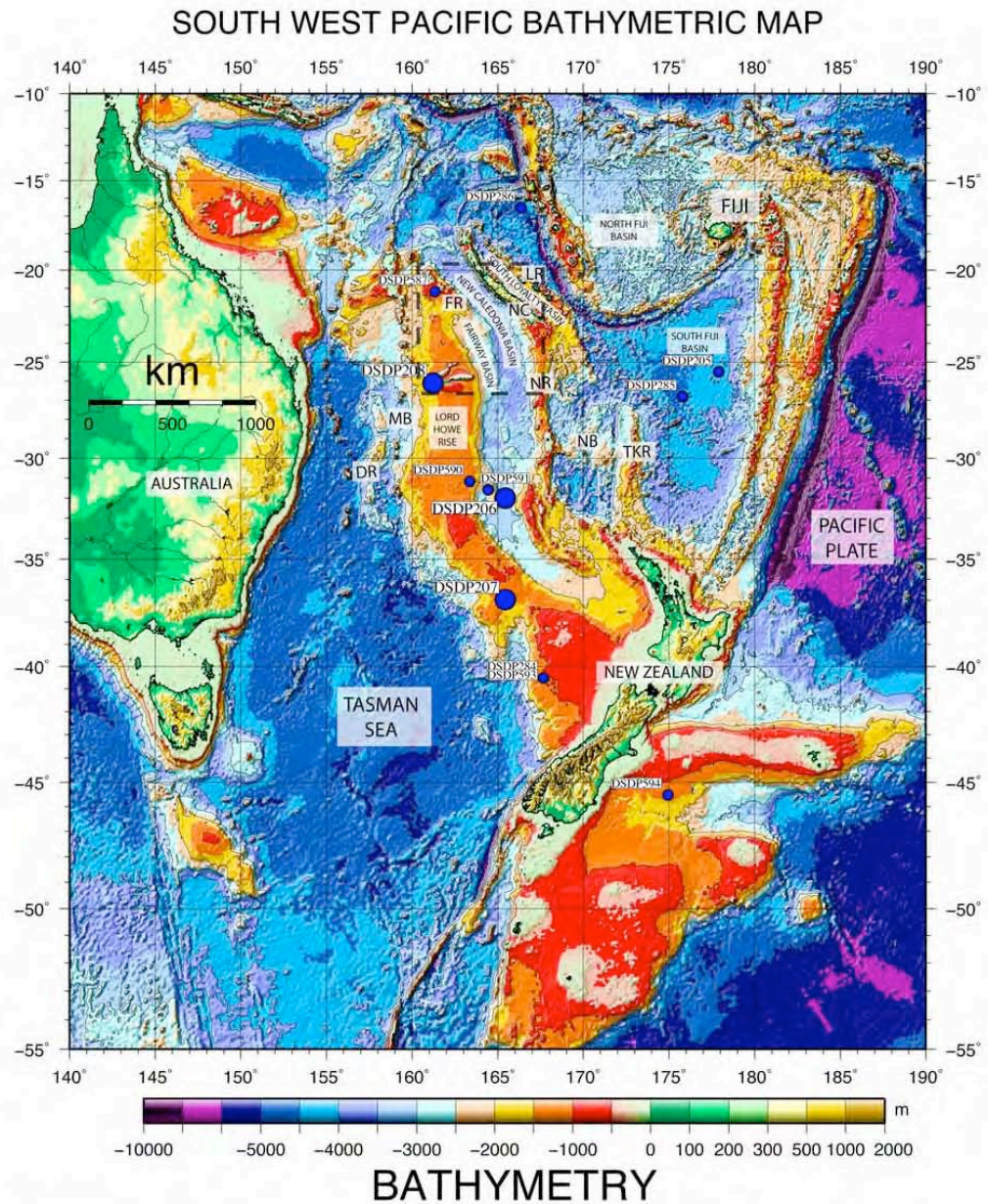


Figure 1. SW Pacific bathymetric location map with main regional Deep Sea Drilling Program boreholes (blue circles) and names of the main structural elements (DR, Dampier Ridge; MB, Middleton Basin; FR, Fairway Ridge; NC, New Caledonia; NR, Norfolk Ridge; LR, Loyalty Ridge; NB, Norfolk Basin; TKR, Three Kings Ridge). Seafloor topography from [Smith and Sandwell, 1997]. Black dashed rectangle locates the study zone.

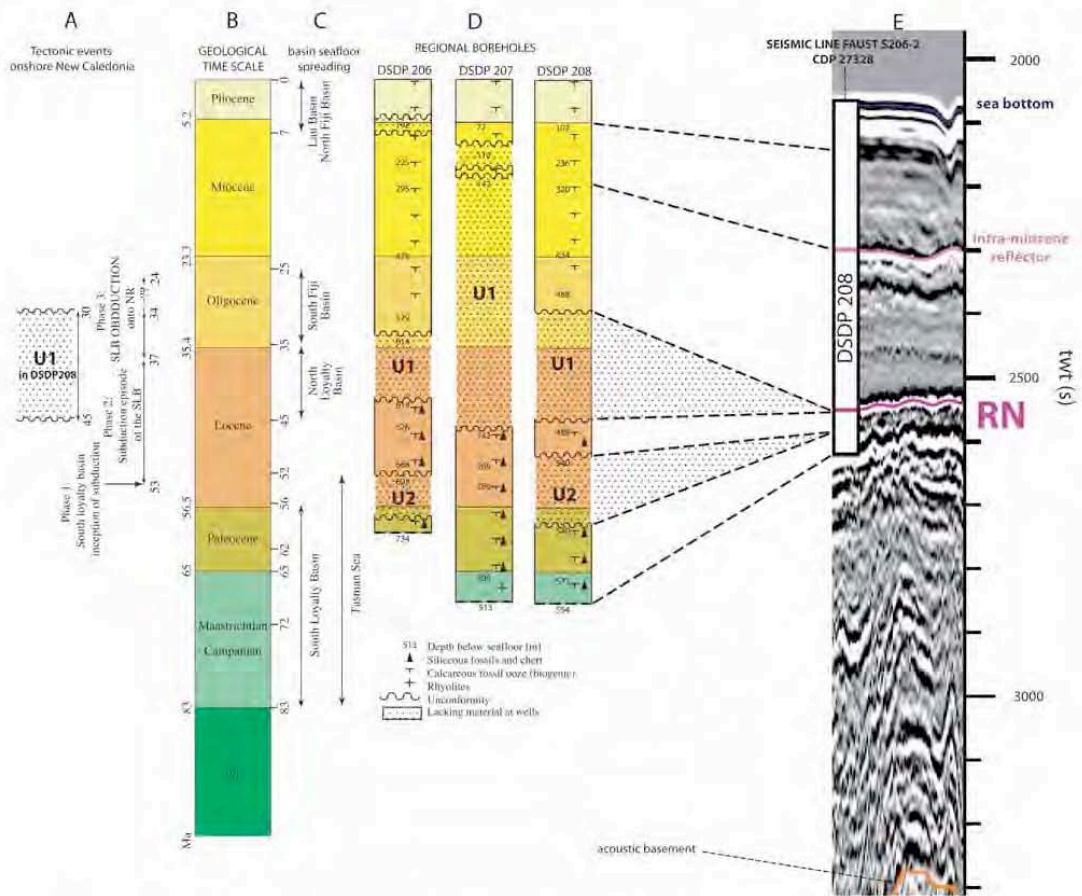


Figure 2. Diagram synthesizing the regional geological data (boreholes and tectonic onshore events). (a) Tectonic events related to the history of the South Loyalty Basin observed onshore New Caledonia [Chuzel et al., 1997; Chuzel, 1998; Chuzel et al., 1998, 2001, 2006]. (b) Geological timescale. (c) Seafloor spreading of main SW Pacific oceanic basins in literature. (d) SW Pacific regional boreholes reaching the Eocene/Oligocene unconformity U1 [Burns et al., 1973c, 1973b, 1973a]. (e) Correlation of borehole DSDP 208 with seismic line FAUSTI-S206-2 using the velocity analysis of CDP 27328 [Van de Beuque, 1999]. Reflector RN marked in violet is identified with U1 and is characterized by a transparent overlying seismic facies and a negative polarity. Pink indicates the characteristic intra-Miocene reflector.

because they cover the entire Fairway Basin and the eastern flank of the Lord Howe Rise.

4. Linking DSDP 208 Stratigraphy to the New Caledonia Basin

4.1. Correlation Between Seismic and Drill Hole Data at DSDP 208

[17] The starting point is the DSDP 208 borehole, where the Eocene/Oligocene unconformity (U1) has been found to be at 488 m below seafloor. Using the velocity analysis of

Van de Beuque et al. [1998a] and Van de Beuque [2003], a correspondence is established between the unconformity and reflector RN on seismic line FAUSTI-S206-2 (Figure 2e). Reflector RN has two remarkable characteristics:

[18] 1. It corresponds to a seismic phase inversion, because the presence of radiolarians in Eocene sediments induces lower seismic velocity in the lower layer (see section 2). The phase inversion can be followed all the way along seismic line FAUSTI-S206-2, except in some places where the unconformity sits on basement (basement which corresponds to the top of the crust, confirmed by the wide-angle seismic data), in which case RN swaps to a

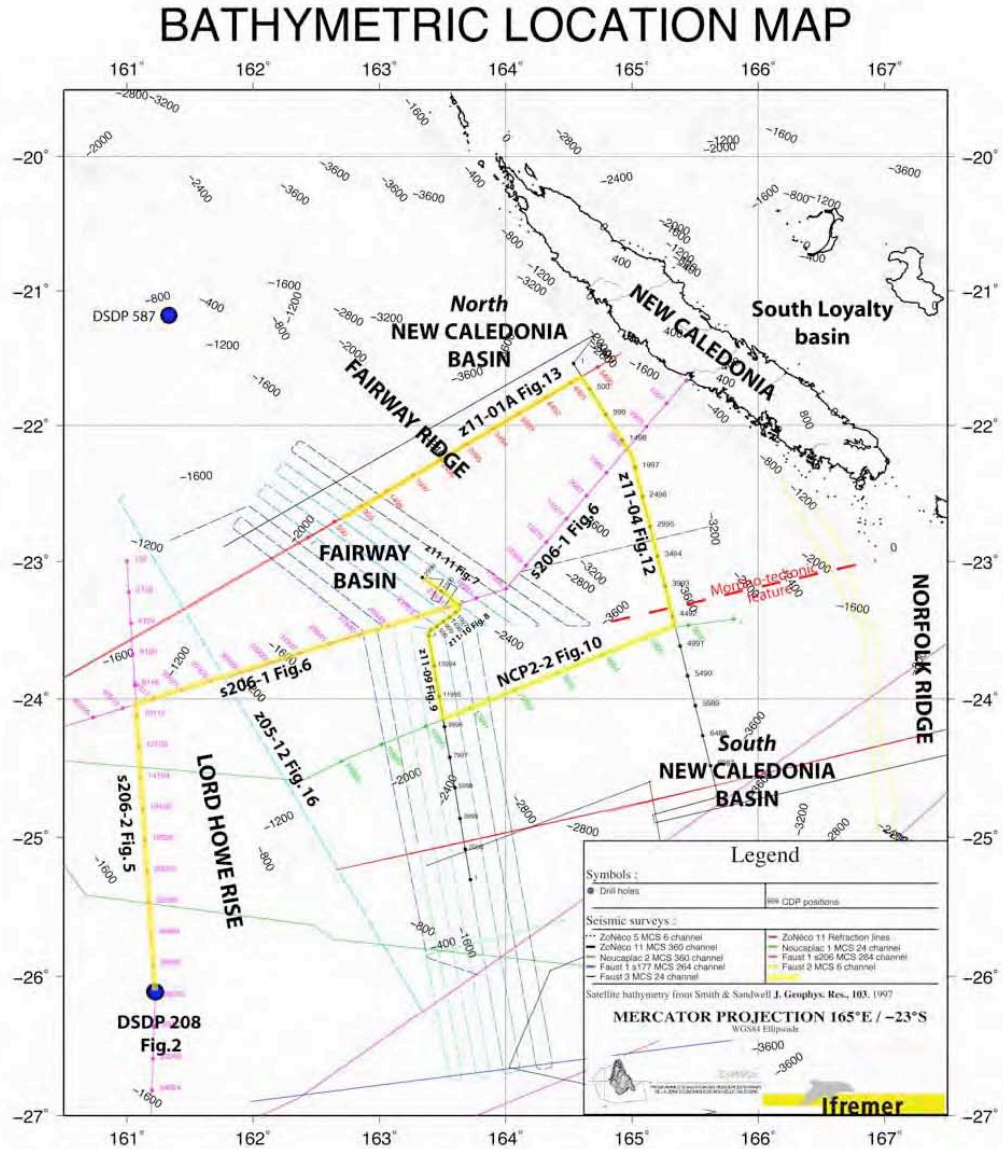


Figure 3. Bathymetric location map of all available seismic lines in the study zone. This zone corresponds with the black dashed rectangle on Figure 1. Highlighted in yellow is the path that we use to identify and follow continuously reflector RN from DSDP 208 over the Lord Howe Rise, the Fairway Basin, the Fairway Ridge, and down into the New Caledonia Basin. The red dashed line is the morphotectonic feature described by *Lafoy et al.* [2005a] which separates the north from south New Caledonia Basin. Seafloor topography is from *Smith and Sandwell* [1997].

Table 1. Characteristics of the Seismic Acquisition Devices^a

Cruise or Profile	Streamer Length (km)	Number of Channels	Receiver Immersion (m)	Source Type	Source Immersion (m)	Source Band Width (Hz)	Shot Interval (m)	Interpreted Seismic Data
FAUST FAUST1-S206 (LHRNC)	3.3	264	10	First peak	10	50 60	50	Time migrated
Noucaplac-2	4.5	360	15	Single bubble	15	4 80	75	Time migrated
Z11-01, z11-04, and z11-07	4.5	360	15	Single bubble	20	4 60	150	Time migrated
ZoNeCo-5	0.6	6	7	First peak	10	50 130	50	Stacked
Z11-09, z11-10, and z11-11	3.3	264	3	First peak	3	50 130	25	Time migrated

^aThe single-bubble source [Avedik *et al.*, 1993] used during the ZoNeCo-11 [Lafay *et al.*, 2004] and Noucaplac-2 [Loubrieu *et al.*, 2004] campaigns explains the low-frequency content of profiles z11-01A (Figure 13), z11-04 (Figure 12), and NCP2-2 (Figure 10).

positive phase [Nouzé *et al.*, 2005, also Geophysical characterization of bottom simulating reflectors in the Fairway Basin (off New Caledonia, southwest Pacific), based on high-resolution seismics and heat flow data, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2008] (Figure 4).

[19] 2. Sediments overlying RN have a characteristic, transparent seismic facies with a single intra-Miocene reflector (highlighted in pink in Figure 2e), whereas sediments underlying RN present rather well-bedded sequences.

[20] These two well-marked characteristics are used hereafter to identify and follow reflector RN over the Lord Howe Rise, the Fairway Basin, the Fairway Ridge, and the New Caledonia Basin. The path we use is highlighted in yellow on Figure 3.

4.2. Link From LHR Down Into the Fairway Basin

[21] Reflector RN is continuous along profile FAUST1-S206-2, from Site DSDP 208 to the junction with FAUST1-S206-1 (Figure 5). The reflector can then be followed along line FAUST1-S206-1 (Figure 6), up to the crest of Lord Howe Rise. On the eastern flank of Lord Howe Rise, a reflector is found that is related to a seismic phase inversion and located at the base of a seismically transparent layer. Hence, this reflector is identified as being RN. This interpretation is strongly supported by the presence of toplaps truncated by this reflector (black arrows on Figure 6). The interpolation of RN from the crest of Lord Howe Rise down to the Fairway Basin is shown in Figure 6. Because of the presence of the Fairway Ridge, it is difficult to follow reflector RN all the way along line FAUST1-S206-1 down to the New Caledonia Basin. We thus use seismic profiles Z11-11, Z11-10, and Z11-09 (Figures 7, 8, and 9) that link the northern and the central parts of the Fairway Basin (see location on Figure 3).

[22] In the northern Fairway Basin, a specific seismic survey was conducted during the Zoneco-11 cruise near 23°15'S, 163°30'E, in order to confirm or deny the presence of gas hydrates in the area. Five high-resolution profiles, simultaneously recorded on a 3.5 km long 360-channel seismic streamer and on 12 ocean bottom seismometers (OBSs), provided the detailed velocity structure of the substratum, in a narrow zone of 30 × 40 km². Nouzé *et al.* [2005, also submitted manuscript, 2008] identified two distinct reflectors (RN and RP on Figure 7), both located at the base of a seismically transparent, upper sedimentary

sequence; the first one (identified as RN) is located between 3 and 3.5 s twt below sea level and related to a seismic phase inversion, whereas the second one (identified as RP) is a bottom simulating reflector, as documented by previous authors [Exon *et al.*, 1998; Auzende *et al.*, 2000a; Exon *et al.*, 2004; Pecher, 2004]. The presence of a seismically transparent layer overlying reflector RN and the phase inversion suggests that RN likely corresponds to the regional Eocene Oligocene unconformity.

[23] Profiles z11-11, z11-10, and z11-09 (Figures 7, 8, and 9) allow us to follow reflector RN farther south in the Fairway Basin, down to the intersection with profile NCP2-2 (Figure 10).

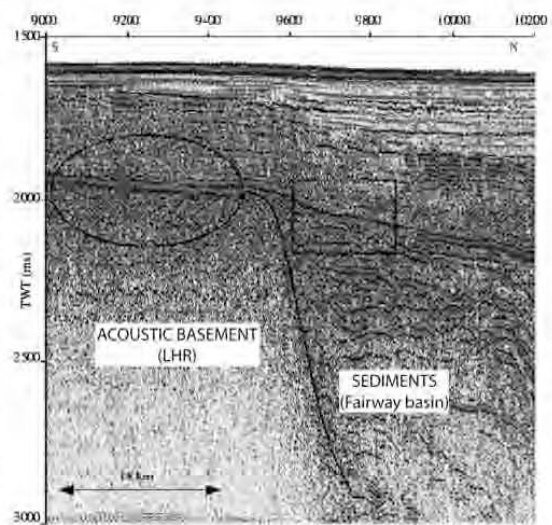


Figure 4. Phase inversion of the reflector associated with the Eocene/Oligocene unconformity [Nouzé *et al.*, 2005, also submitted manuscript, 2008] on profile z05-11 from the ZoNeCo-5 survey. Where the unconformity sits on basement (ellipse), RN has a positive phase, and where the unconformity is in the basin (rectangle), RN has a negative phase.

TC6006

COLLOT ET AL.: NEW CALEDONIA BASIN'S TECTONIC HISTORY

TC6006

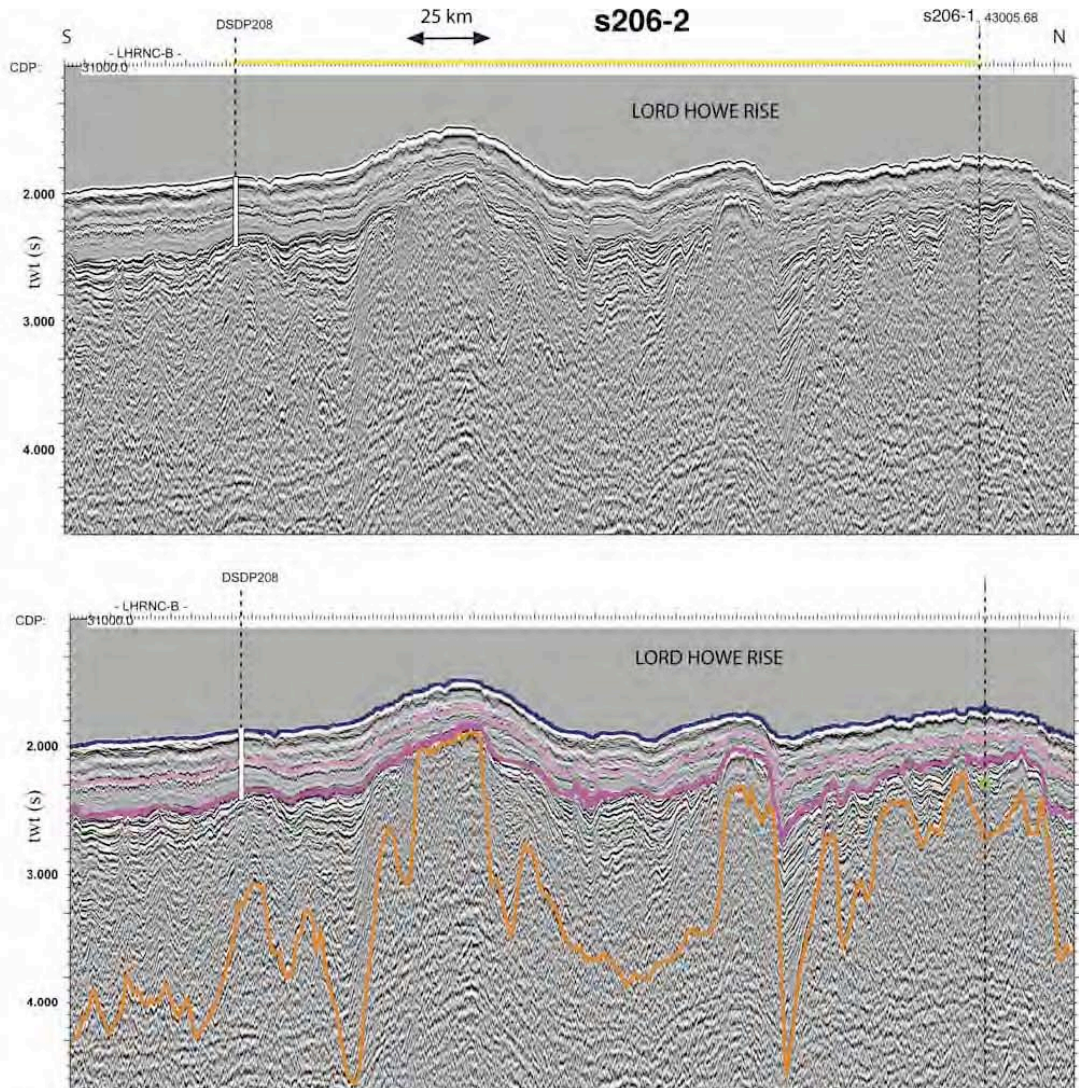


Figure 5. Seismic profile FAUST1-S206-2 modified from *Lafoy et al.* [1998]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from well DSDP 208 to line FAUST1-S206-1. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). Acoustic basement is orange, reflector RN associated to the Eocene/Oligocene unconformity is violet, and intra-Miocene reflector is pink (see Figure 2e for more details). Other reflectors picked on the following Figures 6 14 are not dated and are not the focus of this paper. Their presence is for information only.

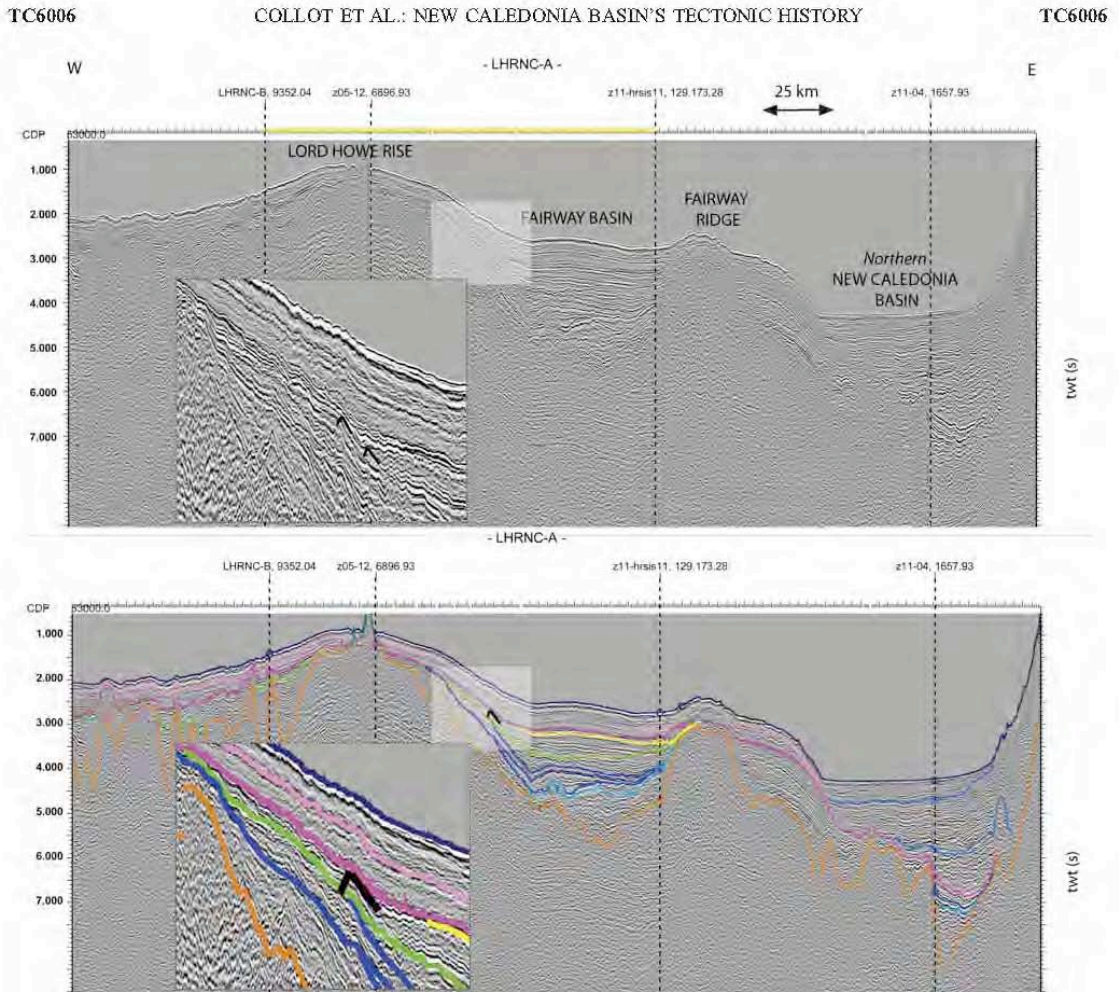


Figure 6. Seismic profile FAUST1-S206-1 modified from *Lafoy et al.* [1998]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from line FAUST1-S206-2 to line z11-11. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). See Figure 5 for color code of seismic reflectors. Black arrows show toplaps beneath RN.

4.3. Linking the Fairway Basin to the New Caledonia Basin Across the Fairway Ridge

[24] Profile NCP2-2 (Figure 10) is the only profile that enables us to continuously follow reflector RN, from the Fairway Basin to the New Caledonian Basin without interruption across the Fairway Ridge. Hence, it is the key profile for this new seismic interpretation. NCP2-2 shows a clear and continuous reflector RN, which runs over the Fairway Ridge and down in the New Caledonian Basin where all other eastward oriented profiles reveal RN as an onlap reflector truncated by the Fairway Ridge (see for example profile z11-01A on Figure 11) or lead to ambiguous interpretations using a seismic facies recognition method. The position of the Eocene-Oligocene unconformity in the

New Caledonia Basin is the main new result of this interpretation, positioning it deeper than in previous interpretations [*Van de Beuque, 1999, 2003; Vially et al., 2003*].

[25] Following RN along profile z11-04 (Figure 12) northward, we identify the position of RN in the northern New Caledonian Basin, and match it to the tilted reflector observed on profile z11-01A (Figure 13). Previous authors [*Willcox et al., 1980; Exon et al., 1998; Lafoy et al., 1998; Van de Beuque, 1999; Auzende et al., 2000a; Vially et al., 2003; Lafoy et al., 2005b*] interpreted the New Caledonia Basin as Cretaceous-Paleocene and placed the Eocene Oligocene unconformity U1 around 4.5 s twt below sea level (bsl) in the New Caledonia Basin and around 4 s twt (bsl) in the Fairway Basin. U1's position is here confirmed

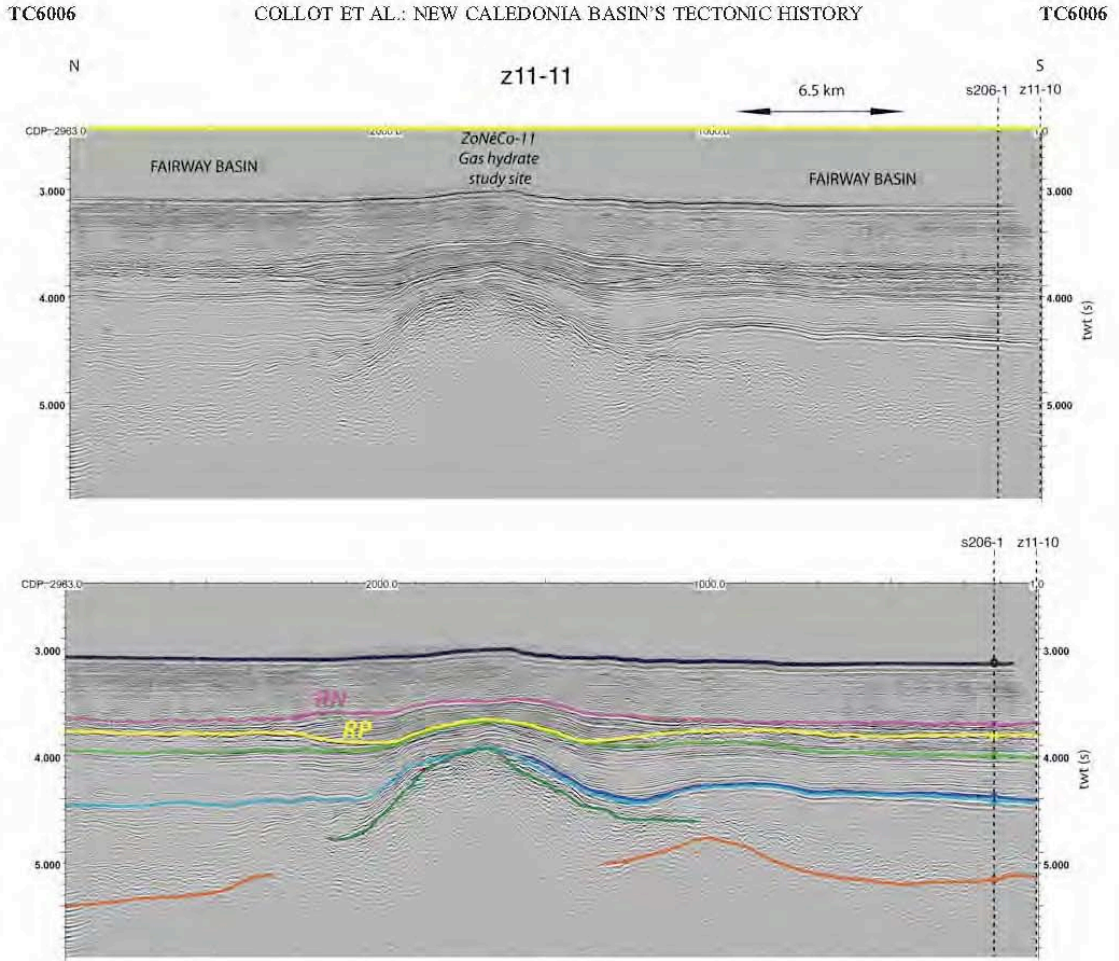


Figure 7. Seismic profile z11-11 modified from *Nouzé et al.* [2005, also submitted manuscript, 2008]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from line FAUST1-S206-1 to line z11-10. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). RN and RP identified by *Nouzé et al.* [2005, also submitted manuscript, 2008] are the Eocene/Oligocene unconformity and the regional BSR, respectively, which confirms our position of U1. See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

in the Fairway Basin and revised in the NCB where we suggest it to be at 8 s twt at its deepest position.

4.4. A Rapid Post-Early Oligocene Eastward Tilt of the NNCB

[26] The stratigraphic analysis of the profile z11-01A suggests that the depocenter of the NNCB migrated eastward before late Oligocene, as a response to a rapid eastward tilt of its basement:

[27] 1. Well-stratified reflectors onlapping the pre-Oligocene series beneath RN on profile z11-01A (black arrows pointing to the right on Figure 13) indicate the existence of a tilted paleobasin that had its depocenter beneath the western flank of the present-day NNCB (see

reconstitution of profile z11-01A's history on Figure 14). This basin was tilted eastward during RN time as indicated by its eastward dipping reflectors (dark blue reflector).

[28] 2. The post-early Oligocene onlap series (black arrows pointing to the left on Figure 13) does not show evidence for syntectonic sedimentation, which would be distinguished by a fanning reflector pattern. Instead, the entire post-early Oligocene fill is horizontal, with parallel bedding. The geometrical relationship between unconformity RN and the basin stratification denotes a rapid tilt of the basin that terminated prior to massive post-early Oligocene sedimentation. The thin post-RN sequence (top of which is marked by a dark green reflector on Figure 13) on the flank of the FR (SP3000) is drapped sediment or, more likely, contourites.

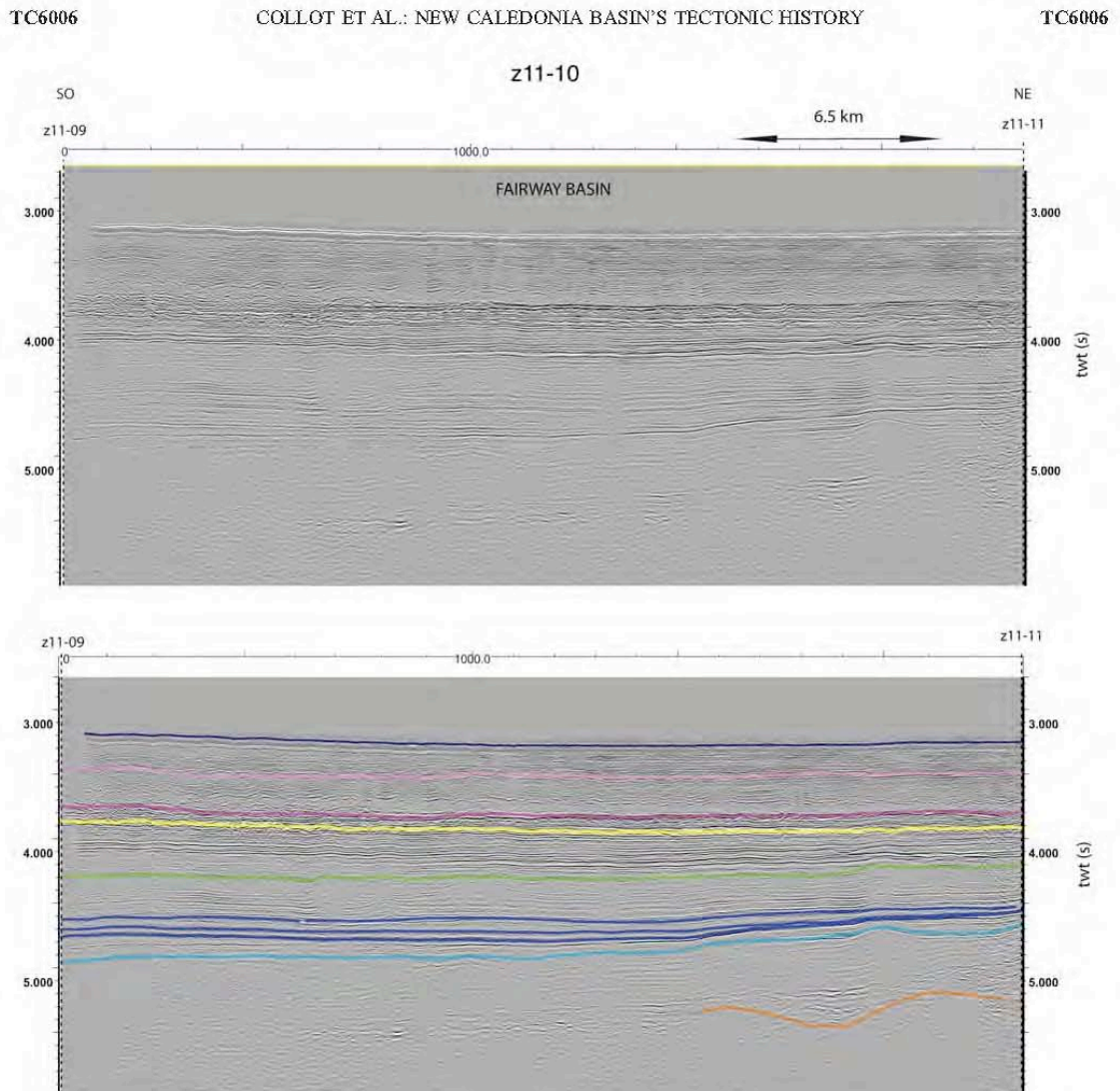


Figure 8. Seismic profile z11-10 modified from *Nouzé et al.* [2005, also submitted manuscript, 2008]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from line z11-11 to line z11-09. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

[29] These observations indicate that the NNCB's history evolved following two major phases: pre- and post-early Oligocene, with a major tectonic event as boundary.

5. Implications

5.1. Causal Relationship With Early Oligocene Obduction in New Caledonia

[30] Seismic reflector RN (the Eocene/Oligocene unconformity) dips eastward in the NNCB (profile z11-01A on Figure 13), indicating that the basin subsided, whereas the

Fairway Ridge was uplifted some time in-between mid-Eocene and early Oligocene times (i.e., the upper and lower age boundaries of the tilt are ~45 and 34.28.5 Ma, respectively, corresponding to the dating of U1 in the works of *Burns et al.* [1973c]). The tilting of the FR appears to be small compared to the subsidence of the NNCB which denotes that the formation of a foredeep basin is the significant part of the event. This new result has several implications regarding the New Caledonia Basin in terms of age, tectonic and sedimentary evolution and links with its neighboring structural elements. Taking a close look at the

TC6006

COLLOT ET AL.: NEW CALEDONIA BASIN'S TECTONIC HISTORY

TC6006

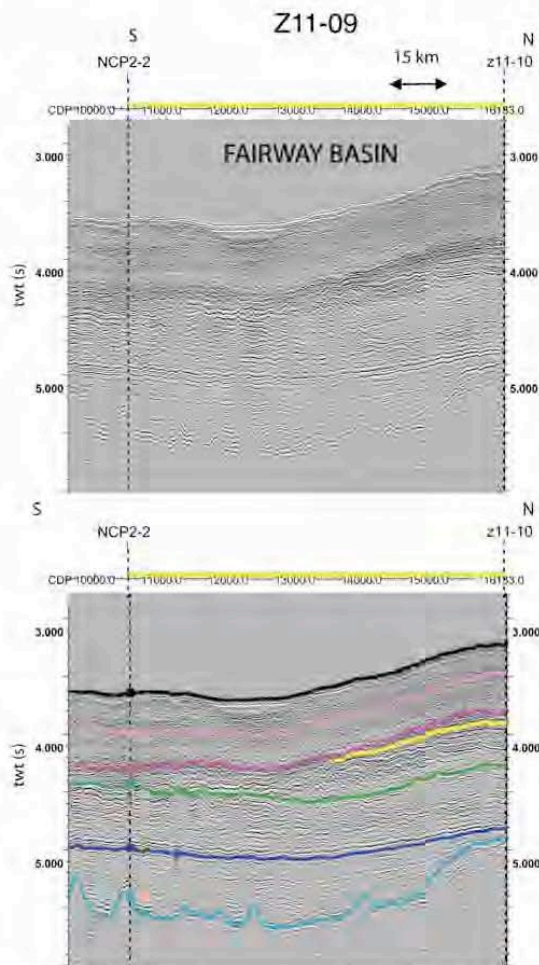


Figure 9. Seismic profile z11-09 modified from *Lafoy et al.* [2004]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from line z11-10 to line NCP2-2. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

New Caledonia onshore geology [*Avias, 1967; Brothers and Blake, 1973; Prinzhofer et al., 1980; Paris, 1981; Collot et al., 1987; Aitchison and Meffre, 1992; Aitchison, 1995; Cluzel et al., 1997; Aitchison et al., 1998; Cluzel, 1998; Cluzel et al., 1998; Ali and Aitchison, 2000; Cluzel et al., 2001; Ali and Aitchison, 2002; Spandler et al., 2004; Fitzherbert et al., 2005; Spandler et al., 2005; Cluzel et al., 2006*], we here propose to establish links between the marine tectonic event observed in the seismic data and the tectonic events observed onshore.

[31] *Rigolot and Pelletier* [1988] and *Rigolot* [1989] have described from single-channel seismic data (ZOE-400) compressional features, reverse faulting and duplexes along the western margin of New Caledonia. They claimed that this compressive phase was active during New Caledonia's obduction episode from latest Eocene until late Miocene/Pliocene and resulted from displacements along a major boundary located west of New Caledonia.

[32] The mafic allochthon that crops out over more than 250 km along the west coast of New Caledonia (the Poya Terrane), and extends farther north over 150 km beneath the Belep Islands [*Collot et al., 1987*] is evidence of the South Loyalty Basin. On micropaleontological and geochemical evidence, the South Loyalty Basin oceanic crust is known to have been formed from the Campanian to earliest Eocene in a back-arc basin setting [*Aitchison, 1995; Cluzel et al., 2001*]. *Cluzel et al.* [2001] proposed three main steps regarding the evolution of the South Loyalty Basin (Figures 15a, 15b, and 15c):

[33] 1. In circa 53 Ma, phase 1 (Figure 15a), inception of east dipping intraoceanic subduction of the South Loyalty Basin and onset of the Loyalty Arc (LR) occurs. This phase is dated at 53 Ma by the arc related magmatism (dykes) that crosscut the New Caledonian ophiolites without piercing the underlying strata [*Cluzel et al., 2006*]. These dykes testify that the peridotites, at present obducted upon New Caledonia, were part of the upper plate in the subduction system.

[34] 2. In 53–37 Ma, phase 2, subduction of the western South Loyalty Basin occurs. This event is recorded by the Pouebo Terrane, an eclogitized mélange that contains mafic rocks from the Poya Terrane. At circa 45 Ma, elements of the oceanic crust from the South Loyalty Basin were brought into the subduction zone down to 70 km equivalent pressure depth [*Clarke et al., 1997; Spandler et al., 2004, 2005*].

[35] 3. In 37–34 Ma, phase 3, the arrival of the Norfolk Ridge near the trench at circa 37 Ma, progressively blocked the subduction and initiated a compressive phase. This phase is expressed by three diachronous events observed onshore New Caledonia: (1) the thrusting of mafic oceanic crust slices scraped off the South Loyalty Basin (the Poya Terrane) onto the Norfolk Ridge at 37 Ma, is recorded by the foreland deposits (the Bourail flysch of [*Cluzel et al., 2001*]) (Figure 15b), (2) the exhumation (supposedly buoyancy driven [e.g., *Chemenda et al., 1996*]) between 44 and 34 Ma of eclogitized mafic mélange (the Pouebo Terrane) and Cretaceous metasediments (the Diahot Terrane) in northern New Caledonia [*Spandler and Hermann, 2006; Baldwin et al., 2007*], and (3) the late Eocene obduction of the ultramafic lower part of the upper plate (the Ophiolitic Nappe) onto the Norfolk Ridge (Figures 15c and 15d). The end of this phase is poorly constrained by the late Proterozoic sediments (circa 34 Ma) that underlie the ophiolites [*Cluzel, 1998*], and mid-Oligocene postobduction granitoids at circa 27 Ma [*Cluzel et al., 2005; Paquette and Cluzel, 2007*].

[36] We here hypothesize that the tilting of the NNCB (the age range of which is bounded between 45 Ma and

TC6006

COLLOT ET AL.: NEW CALEDONIA BASIN'S TECTONIC HISTORY

TC6006

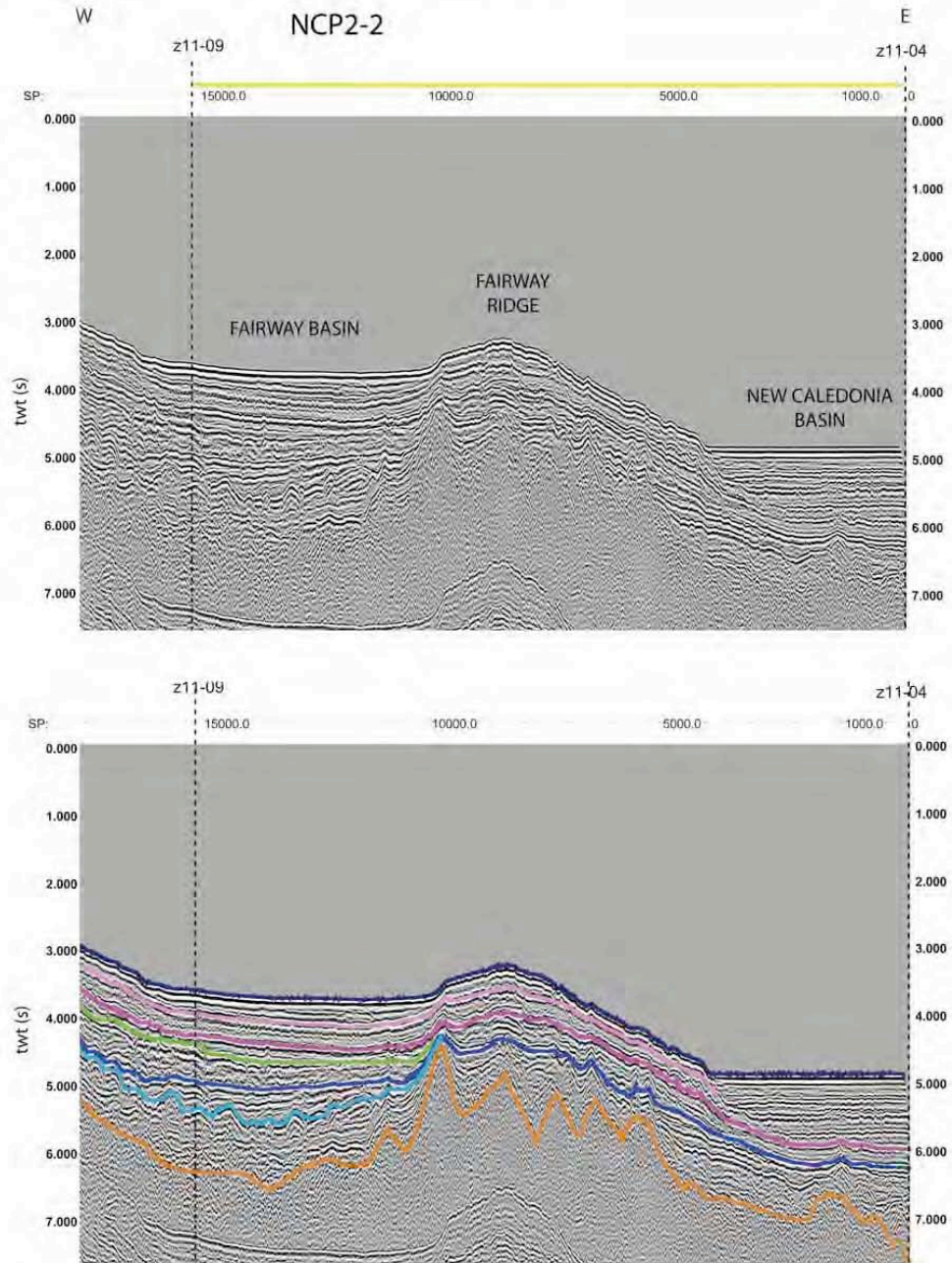


Figure 10. Seismic profile NCP2-2 modified from *Loubrieu et al.* [2004]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from line z11-09 to line z11-04. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). Reflector RN is continuous over the Fairway Ridge. See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

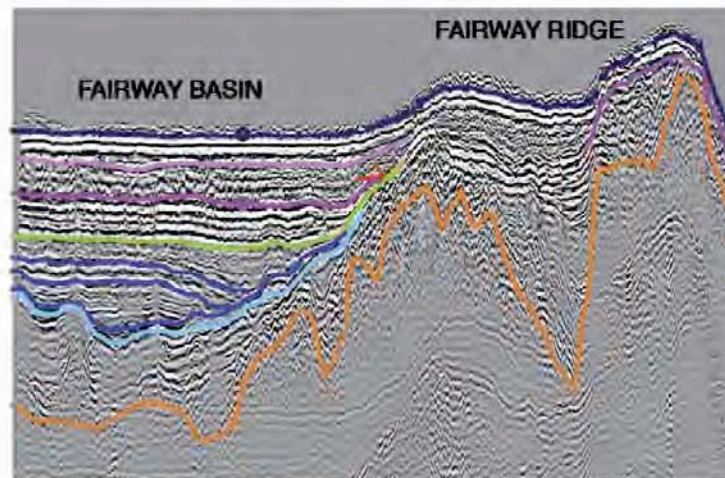


Figure 11. Onlaps along Fairway Ridge (seismic profile z11-01 A). RN is here truncated by the Fairway Ridge (red arrow), and no correlation between the Fairway Basin and the New Caledonia Basin is therefore possible. See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

34–28.5 Ma) occurred during this compressive phase (37–34 Ma).

[37] Prior to Oligocene times the depocenter was on the western side of the NNCB (observation 1 of section 4.4) implying a westward dip of the NCB basement.

[38] As documented by the postobduction tectonosedimentary records [Dubois *et al.*, 1974; Coudray, 1976; Chevillotte, 2005; Chardon and Chevillotte, 2006; Chevillotte *et al.*, 2006], New Caledonia underwent a postobduction uplift through erosional unloading of the high-density obducted allochthon. However, by contrast, on the basis of the analysis of seismic data, no vertical movements were involved in the NNCB after Oligocene times (observation 2 of section 4.4). Together, these facts indicate that the NNCB and the NR did not react as a single block after Oligocene times but rather that the differential motion must have been controlled by a structural break (decoupling) between the NNCB and the NR. We suggest that this structural limit was inherited from the eastward thrusting during obduction described below (part 2 of the diachronic model).

[39] In this context, we propose a diachronous model explaining the rise of the northern Fairway Ridge and the associated creation of a vast depocenter along New Caledonia's western margin:

[40] 1. As the NR was plunging into the subduction zone and subsiding, the NR and the NNCB reacted as a single rigid block. The NNCB initiated its eastward tilt by accompanying this downward motion and acted therefore as a subsiding flexural basin (Figure 15c).

[41] 2. As the horizontal compressive stress increased within the obduction taking place, the NR and the NNCB decoupled into two separate blocks, the NNCB absorbing part of the shortening by underthrusting beneath the NR. This differential motion between the two blocks is simpli-

fied into a single thrust fault on Figure 15d, as documented by the analog modeling of a horizontal lithospheric compression physical modeling by Shemenda [1992] (Figure 15e). This hypothesis further places the Eocene/Oligocene New Caledonia Basin stage close to that of the initiation of a subduction. The present knowledge and available marine data do not allow us to give an objective answer to this question of “subduction along New Caledonia's western margin” suggested by Regnier [1988] and Cluzel *et al.* [2005]. Discussing whether or not true subduction occurred and continued until late Oligocene times in the NNCB is beyond the scope of this paper.

[42] The positive topography of the Fairway Ridge is well expressed only between 20°S and 24°S, where it faces New Caledonia. This suggests that the FR and the NCB are tectonically related north of 24°S: the Fairway Ridge uplifted to form a prominent topographic high only where it faces New Caledonia, contributing to the tilt of the NNCB. The regional gravity map south of 24°S indicates that the Fairway Ridge extends southward down to 31°S in a N-S direction [Dupont *et al.*, 1975; Ravenne *et al.*, 1976; Eade, 1988; Lafoy *et al.*, 2005a]. The seismic profiles recorded from R/V *Franklin* in 2001 [Exon *et al.*, 2004] show that an intermittent ridge extends southward from the NW trending Fairway Ridge, to join the West Norfolk Ridge SSW of Norfolk Island. Exon *et al.* [2007] named this intermittent ridge the northern West Norfolk Ridge.

5.2. Causal Relationship Between Early Oligocene Obduction and LHR's Return to Marine Environment

[43] Because reflector RN coincides with the regional Eocene-Oligocene unconformity U1 observed at DSDP 208, it is here suggested that the NNCB tilting is synchro-

TC6006

COLLOT ET AL.: NEW CALEDONIA BASIN'S TECTONIC HISTORY

TC6006

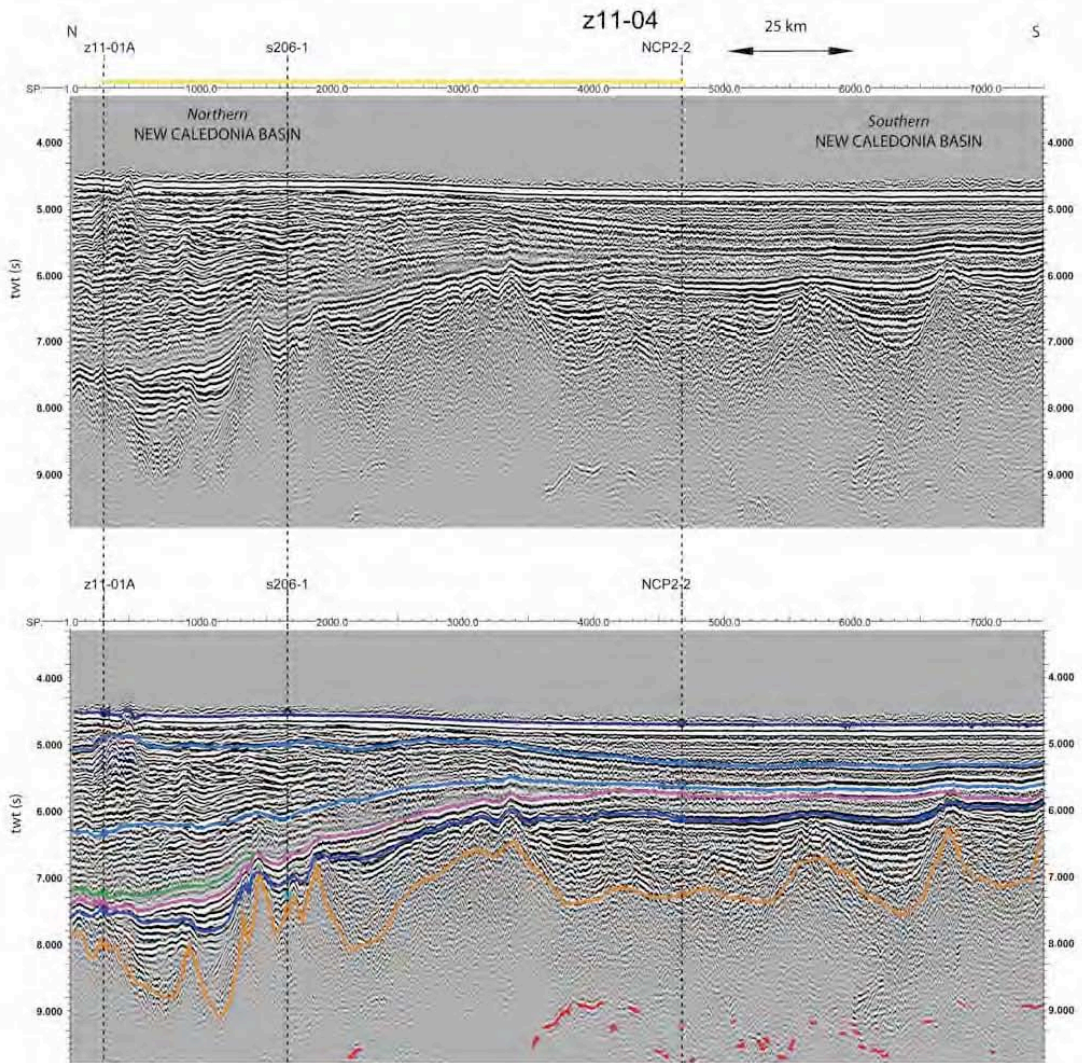


Figure 12. Seismic profile z11-04 modified from *Lafoy et al.* [2004]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene unconformity from line NCP2-2 to line z11-01A. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). RN deepens as it gets closer to the New Caledonia main land. See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

TC6006

COLLOT ET AL.: NEW CALEDONIA BASIN'S TECTONIC HISTORY

TC6006

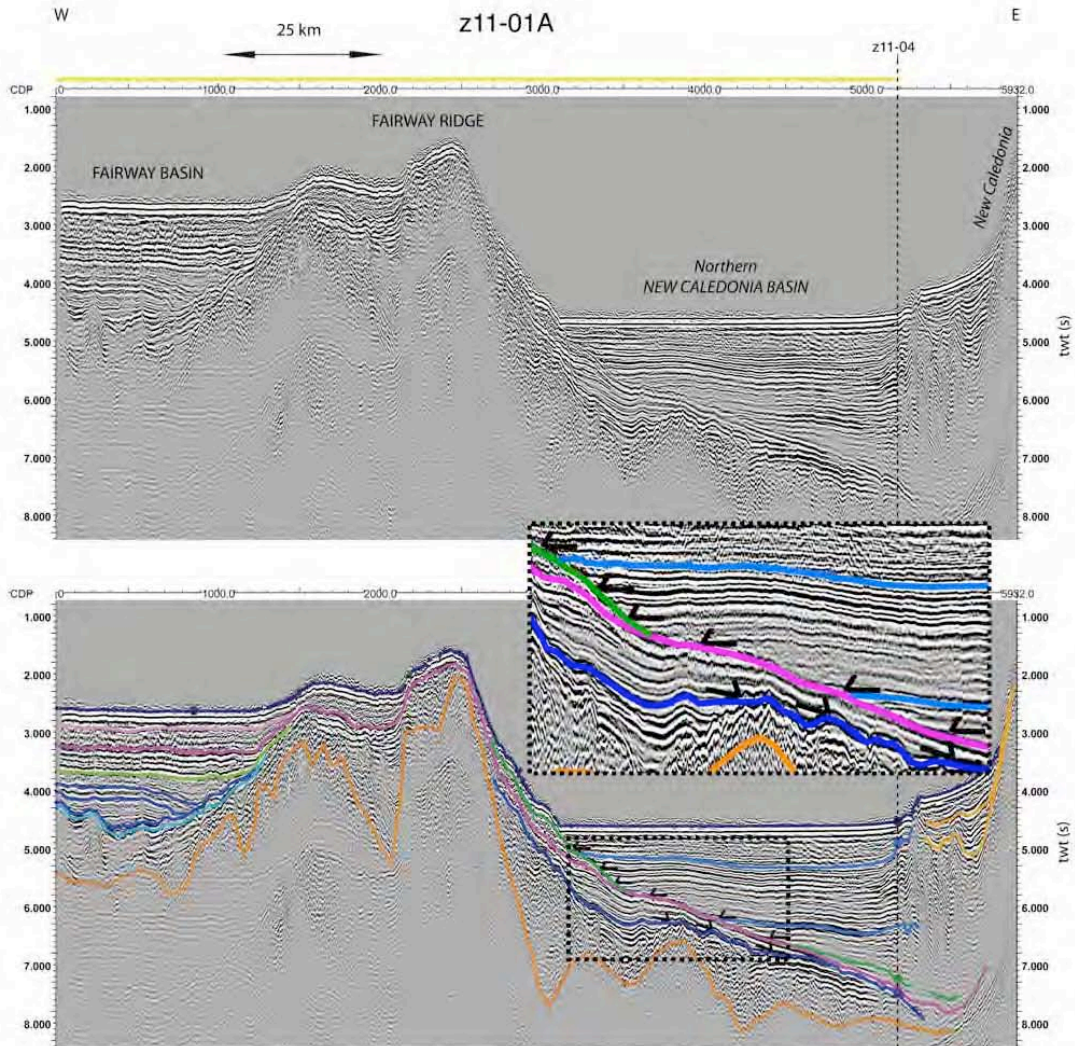


Figure 13. Seismic profile z11-01A modified from *Lafoy et al.* [2004]. The yellow line in the horizontal scale indicates the seismic path we use to follow the Eocene/Oligocene down in the New Caledonia Basin. This path is also underlined in yellow on the location map (Figure 3). RN coincides with a main tilted reflector. Black arrows pointing to the right show toplaps beneath RN and testify to the existence of a pre-Oligocene basin with its deep part on the western side. Black arrows pointing to the left show onlaps on RN, and the absence of fanning reflectors testifies to the rapidity of the tilting. The deep part of the basin is on the eastern side after Oligocene time. See Figure 5 for color code of seismic reflectors.

TC6006

COLLOT ET AL.: NEW CALEDONIA BASIN'S TECTONIC HISTORY

TC6006

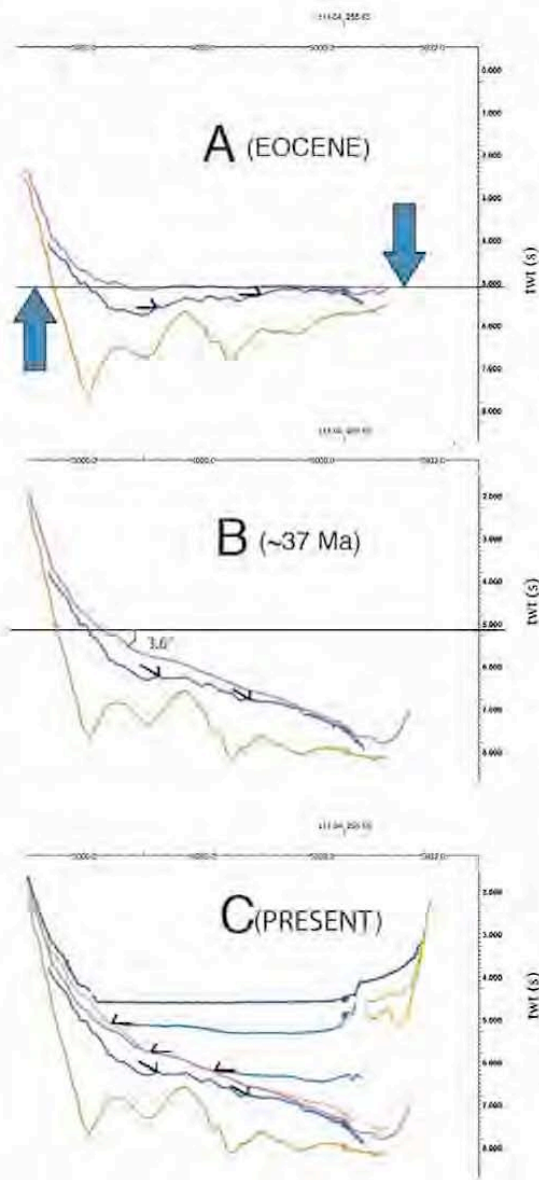


Figure 14. Reconstitution of New Caledonia Basin history using z11-01A's reflectors (Figure 13) from Eocene times to the Present by flattening RN. (a) The deep part of the basin is on the western side and the obduction event in New Caledonia creates an overloading (represented by the blue arrows) and a compressive field. (b) Uplift of the Fairway Ridge and eastward deepening of the NNCB during the obduction episode. (c) Sedimentary filling of the newly created depression in a quasi-static tectonic setting.

nous with LHR's return to a bathyal marine environment: while the NNCB was tilting and the Fairway Ridge rising, 300 km farther west the LHR was subsiding. In the literature, this return to a bathyal marine environment of the LHR is either attributed to its subsidence associated with a major tectonic event [Launay et al., 1977; Lafey et al., 1994; Van de Beuque et al., 1998b] or to variations of the oceanic currents related to the opening between Australia-Antarctica in Eocene times [Andrews et al., 1973]. Profile z05-12 (Figure 16) right on top of the LHR (see location on Figure 3) shows U1 as an angular unconformity with a clear erosional surface which favors a tectonic origin hypothesis. Variations of oceanic currents alone would show a paraconformity corresponding to a lack of sedimentation with subparallel strata over and under the unconformity. The tilted strata underlying the hiatus being Eocene, we therefore reach the conclusion that the strata was tilted tectonically after the Eocene. LHR's return to a marine environment (marked by U1) is of post-Eocene tectonic origin.

[44] The Eocene-Oligocene unconformity is regionwide, its base is roughly common to all wells but its top varies from a well to another (see section 2 and Figure 2). This means that the timing of the return in calm sedimentary deposit is different from a place to another. Looking at this fact on the LHR, it is remarkable to notice that the return in normal sedimentary deposit conditions is mid-Miocene in the southern LHR and mid-Oligocene in the northern LHR. This correlates very well with obduction in New Caledonia (37-34 Ma) and obduction in Northland New Zealand (25-22 Ma) [Ballance and Sporti, 1979; Brothers and Delaloye, 1982; Hayward et al., 1989; Herzer, 1992] and shows the local uniqueness of the northern LHR's subsidence during the Oligocene.

[45] This leads us to propose that as the obduction event terminated in New Caledonia, the stress was simultaneously released farther west which was manifested by the beginning of subsidence in the northern LHR. (Figure 15).

5.3. Age Constraints on the Sedimentary Sequences Within the NNCB

[46] Using the refraction seismic velocities [Klingelhoefer et al., 2007], the absolute thickness of the sedimentary cover can be determined (nonsedimentary layers are discriminated as having velocities >6 km/s).

[47] The position of U1 (Figures 6 and 13) indicates that the pre-Oligocene section is thinner than previously reported [Van de Beuque, 1999, 2003; Vially et al., 2003].

[48] By comparing the sedimentary thicknesses of the Fairway (Figure 6) and New Caledonia (Figure 13) basins, it is noteworthy that the pre-Oligocene sediment of the Fairway Basin is much greater than that of New Caledonia (2.5 s twt against 1.1 s twt in the NNCB). On the other hand the post Oligocene sediment thickness of the New Caledonia Basin is much greater than that of the Fairway Basin one (3.5 s twt against 0.5 s twt in the Fairway Basin). This observation is compatible with the fact that the LHR was in a subaerial state between 45 and 34/28.5 Ma and NC in a subaerial state after circa 34 Ma.

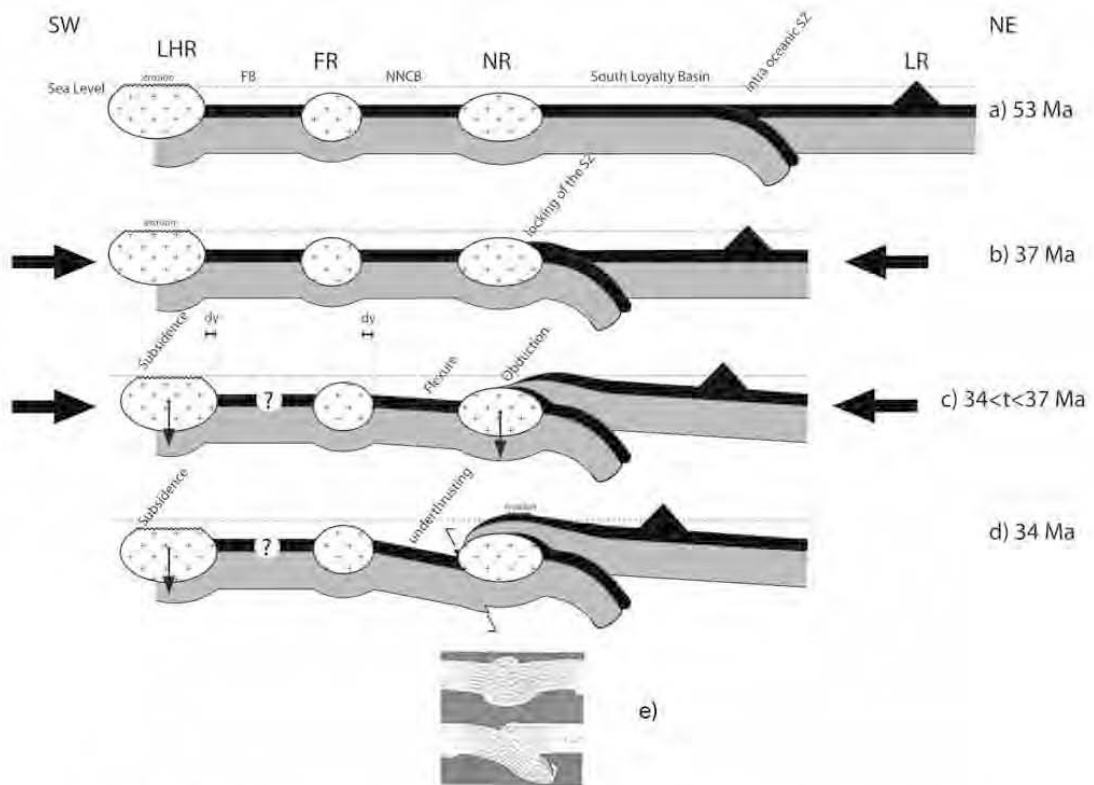


Figure 15. Mid-Eocene to upper Oligocene geodynamic evolution of the basin and ridge system affected by the New Caledonian obduction (LHR, Lord Howe Rise; FB, Fairway Basin; FR, Fairway Ridge; NNCB, northern New Caledonia Basin; NR, Norfolk Ridge; LR, Loyalty Ridge; SZ, subduction zone). For other acronyms, see Figure 1. (a) At 53 Ma, eastward inception of subduction of the South Loyalty Basin [Chuzel *et al.*, 2006]. (b) At 37 Ma, arrival of the NR in the subduction. Regional compression begins; the LHR is in a subaerial position and subject to erosion, as evidenced by the unconformity U1 documented at drilling site DSDP 208. (c) Between 37 and 34 Ma, overriding of the SLB's oceanic crust onto the NR creates subsidence of the NR (marked by the vertical arrow). This subsidence triggers the tilting of the NNCB while compression continues. The tilting absorbs part of the shortening (dy) which releases strain farther west at the LHR and makes the LHR subside. (d) As the allochthon progressively overrides toward the west onto New Caledonia, the deformation front migrates toward the west, and the NNCB is underthrust beneath New Caledonia. At 34 Ma, the end of obduction and general release of strain, the LHR continues to subside. (e) Physical modeling of a horizontal lithosphere compression from the work of Shemenda [1992]. Then isostatic uplift of NC begins, related to its unloading by erosion of the allochthon. By contrast, no vertical movements are observed in the NNCB, confirming the hypothesis of a dissociation between the two blocks. The question marks indicate that the role played by the FB in this system is unknown.

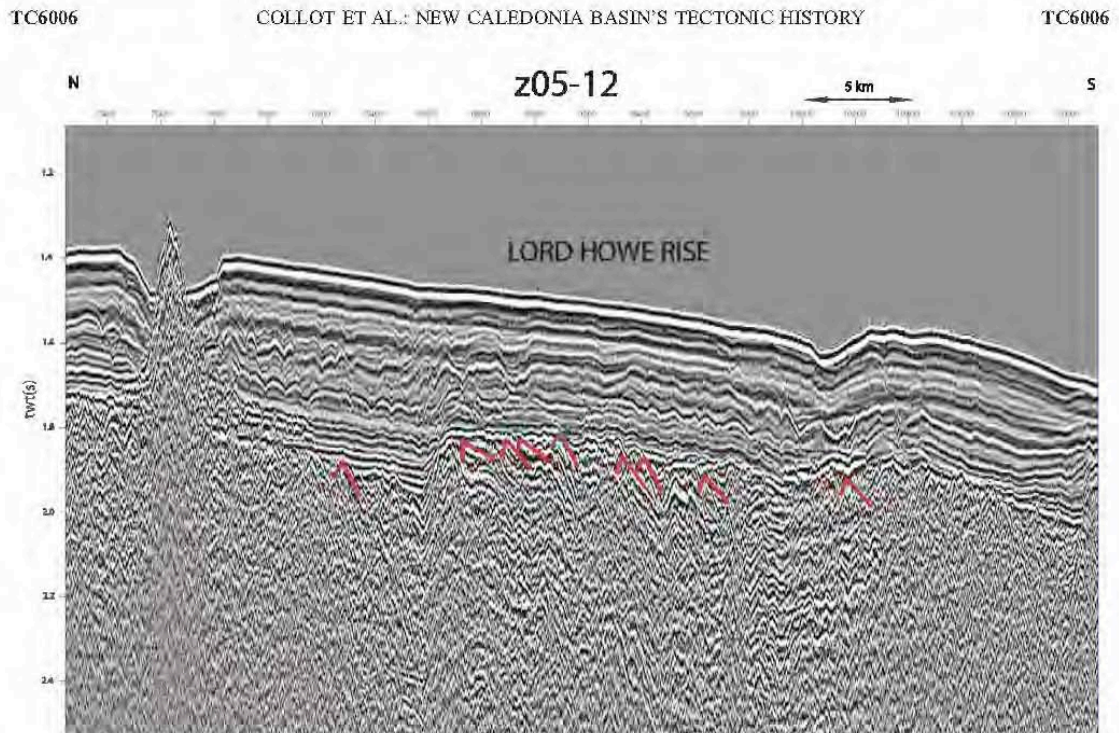


Figure 16. Seismic profile z05-12 on the top of the LHR modified from *Auzende et al.* [1999]. Red arrows show toplaps, revealing UI as an angular unconformity over the LHR.

[49] We therefore propose that most of the thick pre-Oligocene sedimentary sequences of the Fairway Basin correspond to the product of erosion of the LHR and FR and most of the thick post-early Oligocene sedimentary sequences of the NNCB correspond to the product of erosion of the New Caledonian allochthon material. This corroborates the interpretation of *Jongsma and Mutter* [1978], who proposed that the Fairway Basin is the eastern equivalent of the Middleton Basin (west of LHR) and that their sedimentary infill corresponds with the erosion of the LHR.

6. Conclusions

[50] The interpretation of reflector-RN and its trace without interruption from DSDP 208 to the NNCB enable to identify a post Eocene depocenter located adjacent to New Caledonia western margin which fits with the obduction and postobduction story of New Caledonia. The uplifting of the NNCB's western margin (e.g., the Fairway Ridge) and the deepening of its eastern margin is a direct result of New Caledonia's major obduction-compressive phase from 37 Ma to 34 Ma. The plunging of the Norfolk Ridge into the Loyalty subduction zone initiated the eastward subsidence of the NNCB, and compression continued as underthrusting under west of NC until the end of obduction to accommo-

date the shortening. As the shortening was taking place in New Caledonia and in the NNCB, stress was simultaneously released farther west which was manifested by the beginning of subsidence in the LHR. As the LHR was subsiding and becoming more deeply submerged, NC was rising with the emplacement of the allochthon and becoming emergent. This is shown by the migration of the major sedimentary source from the LHR to NC, which is supported by our interpretation of the position of the pre- and post-Oligocene sedimentary depocenters in the NNCB and the Fairway Basin.

[51] **Acknowledgments.** The ZoNeCo-11 cruise was conducted within the framework of the ZoNeCo program (Assessment of living and nonliving resources of New Caledonia EEZ) funded by the Agency for the Economic development of New Caledonia (ADECAL). We thank the following people and organizations: IFREMER, IFP, and the Service Géologique de Nouvelle Calédonie shipboard party of cruises ZoNeCo-11 and Noucaplac-2, and GENAVIR officers and crew of R/V *Atalante*. We are also grateful to W. Roest from IFREMER for allowing the Noucaplac-2 cruise (UNCLOS line) to be available for this study and to G. Bernardel from Geoscience Australia (former AGSO) for the co-owned FAUST1 data New Caledonia/Australia. Special thanks to E. Cosquer for the data reprocessing of ZoNeCo-5 and to Jean-Louis Olivet and François Bache for their great Earth science knowledge and seismic interpretation tips. Maps were produced with the Generic Mapping Tool 4.2.1 (<http://gmt.soest.hawaii.edu>), seismic data processing with CGG-Geocluster and IFREMER-Sisbise; seismic interpretation with Seismic Micro Technology Inc. The Kingdom Suite.

References

Aitchison, J. C. (1995), Eocene arc continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution, *Geology*, **23**, 161–164, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0161:EACCIN>2.3.CO;2.

Aitchison, J., and S. Maffre (1992), New Caledonia a tectonic collage in the Southwest Pacific, paper presented at International Geological Congress, Kyoto, Japan.

Aitchison, J. C., T. R. Ireland, G. L. Clarke, D. Cluzel, A. M. Davis, and S. Maffre (1998), Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia, *Tectonophysics*, **299**, 333–343, doi:10.1016/S0040-1951(98)00211-X.

Ali, J. R., and J. C. Aitchison (2000), Significance of paleomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **177**(3–4), 153–161, doi:10.1016/S0012-821X(00)00042-X.

Ali, J. R., and J. Aitchison (2002), Paleomagnetic-tectonic study of the New Caledonia Koh Ophiolite and the mid-Eocene obduction of the Poya Terrane, *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **45**, 313–322.

Andrews, J. E., R. E. Burns, M. Churkin Jr., T. A. Davies, P. Dumirica, A. R. Edwards, J. S. Galehouse, J. P. Kennett, G. H. Packham, and G. J. Van der Lingen (1973), Lithostratigraphy of eight drill sites in the south-west Pacific, in *Oceanography of the South Pacific, 1972: Being Papers Presented at an International Symposium Held in Wellington, New Zealand, 9 to 15 February, 1972*, compiled by R. Fraser, pp. 185–199, Natl. Comm. for Unesco, Wellington, New Zealand.

Auzende, J.-M., N. Exon, and Scientific Party (1999), Campagne ZoNeCo 5 (14 octobre–7 novembre 1999): Rapport de mission, 74 pp., Ifremer, Brest, France.

Auzende, J.-M., S. Van de Benque, G. Dickens, C. François, Y. Lafoy, O. Voulay, and N. Exon (2000a), Deep sea diapirs and bottom simulating reflector in Fairway basin (SW Pacific), *Mar. Geophys. Res.*, **27**, 579–587, doi:10.1023/A:1004848715044.

Auzende, J.-M., S. Van de Benque, M. Regnier, Y. Lafoy, and P. Symonds (2000b), Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian Seismic Transect, *Mar. Geol.*, **162**, 225–236, doi:10.1016/S0025-3227(99)00082-1.

Avedik, F., V. Renard, J. P. Allenou, and B. Morvan (1993), "Single bubble" air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, **58**, 366–382, doi:10.1190/1.14443420.

Avias, J. (1958), Sur l'existence d'une phase tectonique hercynienne tardive ayant affecté les formations antérisiques de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci.*, **246**, 136–137.

Avias, J. (1967), Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives, *Tectonophysics*, **4**, 531–541, doi:10.1016/0040-1951(67)90017-0.

Baldwin, S., T. Rønløv, and P. G. Fritzerud (2007), Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific, in *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W. G. Ernst*, edited by M. Cloos et al., *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **419**, 117–134.

Balence, P. F., and K. B. Sporli (1979), Northland Allochthon, *J. R. Soc. N. Z.*, **9**, 259–275.

Brothers, R. N., and J. M. C. Blake (1973), Tertiary plate tectonics and high-pressure metamorphism in New Caledonia, *Tectonophysics*, **17**, 337–358, doi:10.1016/0040-1951(73)90046-2.

Brothers, R. N., and M. Delaloye (1982), Obducted ophiolites of North Island, New Zealand: Origin, age, emplacement and tectonic implications for Tertiary and Quaternary volcanicity, *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **25**, 257–274.

Burns, R. E., and J. E. Andrews (1973), Regional aspects of deep sea drilling in the southwest Pacific, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **21**, 897–906.

Burns, R. E., et al. (1973a), Site 206, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **21**, 103–195.

Burns, R. E., et al. (1973b), Site 207, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **21**, 197–269.

Burns, R. E., et al. (1973c), Site 208, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **21**, 271–331.

Cabioch, G. (1988), Récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest) Structure interne et influences de l'eustatisme et de la néotectonique, Ph.D. thesis, 291 pp., Univ. de Provence Aix Marseille I, Aix Marseille, France.

Cabioch, G., J. Reey, C. Jouannic, and L. Turpin (1996), Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **167**, 729–742.

Chardon, D., and V. Chevillotte (2006), Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific southwest) from post-obduction tectonostratigraphic record, *Tectonophysics*, **420**, 473–491, doi:10.1016/j.tecto.2006.04.004.

Chemenda, A. I., M. Maltzner, and A. N. Bokun (1996), Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: New modelling and field data from Oman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**, 173–182, doi:10.1016/0012-821X(96)0123-9.

Chevillotte, V. (2005), Morphogénèse tropicale en contexte épirogénique modéré, exemple de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest), Ph.D. thesis, 161 pp., Univ. of Nouméa, Nouméa, New Caledonia.

Chevillotte, V., D. Chardon, A. Benouis, P. Maurizot, and F. Colin (2006), Long term tropical morphogenesis of New Caledonia (Pacific SW): Importance of positive epirogeny and climate change, *Geomorphology*, **81**, 361–575, doi:10.1016/j.geomorph.2006.04.020.

Clarke, G. J., J. C. Aitchison, and D. Cluzel (1997), Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: A reappraisal, *J. Petrol.*, **38**, 843–876, doi:10.1093/petrology/38.7.843.

Cluzel, D. (1998), Le lysch post-obduction de Napou, un bassin transporté? Conséquences sur l'âge et les modalités de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest), *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA*, **327**, 419–424, doi:10.1016/S1251-8050(99)80019-6.

Cluzel, D., C. Picard, J. C. Aitchison, C. Laporte, S. Maffre, and F. Parat (1997), La nappe de Poya (ex-formation des Basabes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest): Un plateau océanique Campanien-Paléocène supérieur obduité à l'Eocène supérieur, *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA*, **324**, 443–451.

Cluzel, D., D. Chiron, and M.-D. Courme (1996), Discordance de l'Eocène supérieur et événements post-obduction en Nouvelle-Calédonie, *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA*, **327**, 485–491.

Cluzel, D., J. C. Aitchison, and C. Picard (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, doi:10.1016/S0040-1951(01)00148-2.

Cluzel, D., D. Bosch, J. L. Paquette, Y. Lemennicier, P. Montjoie, and R. P. Menot (2005), Late Oligocene post-obduction granulites of New Caledonia: A case for inactive subduction and slab break-off, *Isl. Arc*, **14**, 254–271, doi:10.1111/j.1440-1738.2005.00470.x.

Cluzel, D., S. Maffre, P. Maurizot, and A. J. Crawford (2006), Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: Evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia, *Terra Nova*, **18**, 395–402, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00704.x.

Collet, J. Y., A. Maltzoff, J. Reey, G. Latham, and F. Misseque (1987), Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: Geophysical evidence, *Tectonics*, **6**, 215–232, doi:10.1029/TC006003p00215.

Coudray, J. (1976), Recherche sur le Néogène et le Quaternaire marin de la Nouvelle-Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène, report, 276 pp., Fondation Singer-Poulignan, Paris.

Crawford, A. J., S. Maffre, and P. A. Symonds (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, *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, **22**, 377–397.

Dubois, J., J. Launay, and J. Reey (1974), Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonic interpretation, *Tectonophysics*, **24**, 133–150, doi:10.1016/0040-1951(74)90134-6.

Dubois, J., J. Launay, J. Reey, and J. F. Marshall (1977), New Hebrides trench: Subduction rate from associated lithospheric bulge, *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 250–255.

Dupout, J., J. Launay, C. Raveane, and C. E. De Brou (1975), Données nouvelles sur la ride de Norfolk (Sud-Ouest Pacifique), *C. R. Acad. Sci., Ser. D*, **281**, 605–608.

Eade, J. V. (1988), The Norfolk Ridge System and its margins, in *The Pacific Ocean, vol. 7, The Ocean Basin and Margins*, 7th ed., edited by A. E. M. Naim, F. G. Stehli, and S. Uyeda, pp. 303–324, Plenum, New York.

Exon, N., G. Dickens, J.-M. Auzende, Y. Lafoy, P. Symonds, and S. van de Benque (1998), Gaz hydrates and free gas on the Lord Howe Rise, Tasman Sea, *Petrol. J.*, 148–158.

Exon, N., et al. (2004), Geology of the Fairway and New Caledonia basins in the Tasman Sea: Sediment, pore water, diapirs and bottom simulating reflectors (Franklin cruise FR9/01 and Geoscience Australia Survey 232), *Geosci. Aust. Res.*, **2004/26**, 1–112.

Exon, N., Y. Lafoy, P. J. Hill, G. Dickens, and J. Pecher (2007), Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea, *Aust. J. Earth Sci.*, **54**, 629–645, doi:10.1080/08120090701305194.

Fitzherbert, J. A., G. L. Clarke, and R. Powell (2005), Preferential retrogression of high-P metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diabot terrane, NE New Caledonia, *Lithos*, **83**, 67–96, doi:10.1016/j.lithos.2005.01.005.

Gaina, C., D. Müller, J. Royen, J. Stock, J. Hardebeck, and P. Symonds (1998), The tectonic history of the Tasman Sea: A puzzle with 13 pieces, *J. Geophys. Res.*, **103**, 12,413–12,433, doi:10.1029/98JB00386.

Guyonard, T. S., D. M. Aissaoui, and D. F. McNeill (1996), Magnetostratigraphic dating of the uplifted atoll of Maré: Geodynamics of the Loyalty Ridge, SW Pacific, *J. Geophys. Res.*, **101**, 601–612, doi:10.1029/95JB02878.

Hayward, B. W., F. J. Brook, and M. J. Isaac (1989), Cretaceous to middle Tertiary stratigraphy, paleogeography and tectonic history of Northland, New Zealand: Geology of Northland; accretion, allochthons and axes at the edge of the New Zealand micro-continent, *Bull. R. Soc. N. Z.*, **26**, 47–64.

Herzer, R. H. (1992), The Northland Basin, New Zealand, from rift to active margin, tectonic evolution and petroleum potential, *AAPG Bull.*, **76**, 1107.

Jongsma, D., and J. C. Mutter (1978), Non-axial breaching of a rift valley: Evidence from the Lord Howe Rise and the southeastern Australian margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 226–234, doi:10.1016/0012-821X(78)90198-X.

Kennett, J. P., et al. (1975), Site 284, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **29**, 403–445.

Kennett James, P., et al. (1986a), Site 590, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **90**, 263–376.

- Kennett James, P., et al. (1986b), Site 591, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 90, 377–486.
- Kennett James, P., et al. (1986c), Site 593, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 90, 551–651.
- Kennett James, P., et al. (1986d), Site 587, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 90, 115–138.
- Klingelhoefer, F., Y. Lafoy, J. Collot, E. Cosquer, L. Géli, H. Nouzé, and R. Vially (2007), Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from wide-angle and reflection seismic data, *J. Geophys. Res.*, 112, B11102, doi:10.1029/2007JB005093.
- Lafoy, Y., B. Pelletier, J. M. Auzende, F. Misségué, and L. Mollard (1994), Tectonique compressive cénozoïque sur les rides de Farway et Lord Howe, entre Nouvelle-Calédonie et Australie, *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 319, 1063–1069.
- Lafoy, Y., S. van de Beuge, F. Misségué, A. Nercissian, and G. Bernadé (1998), Campagne de sismique multitrace entre la marge Est Australienne et le Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides: Rapport de la campagne RIG SEISMIC 206 (21 avril–24 mai 1998): Programme FAUST, report, 40 pp., Geosci. Aust., Canberra.
- Lafoy, Y., et al. (2004), Rapport de mission de la campagne ZoNéco II de sismique lourde (multitrace, réflexion, haute résolution) à bord du N/O L'Atalante (8 sept.–5 oct. 2004), volume texte, 147 pp., Ifremer, Paris.
- Lafoy, Y., I. Brodien, R. Vially, and N. Exon (2003a), Structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific): A synthesis, *Mar. Geophys. Res.*, 26, 37–50, doi:10.1007/s11001-005-5184-5.
- Lafoy, Y., L. Géli, F. Klingelhoefer, R. Vially, B. Siebler, and H. Nouzé (2005b), Discovery of continental stretching and oceanic spreading in the Tasman sea, *Eos Trans. AGU*, 86, 101.
- Legabreille, Y., P. Maurizot, Y. Lafoy, G. Cabioch, B. Pelletier, M. Regnier, I. Wubete, and S. Calnan (2005), Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, *Tectonophysics*, 405, 1–28, doi:10.1016/j.tecto.2005.02.014.
- Loumay, J. (1985), Paléorivages marins et néotectonique à l'île des Pins (Nouvelle-Calédonie), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 1, 77–81.
- Loumay, J., and J. Reay (1972), Variations relatives du niveau de la mer et néotectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène Supérieur et à l'Holocène, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 14, 47–65.
- Loumay, J., J. Dupont, A. Lapouille, C. Ravanne, and C. E. de Broin (1977), Seismic traverses across the northern Lord Howe Rise and comparison with the southern part (south west Pacific), in *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*, pp. 155–164, Technip, Nouméa, New Caledonia.
- Loubriou, B., W. Rost, and Scientific Party (2004), Rapport de mission de la campagne Nouticpac-2 de sismique lourde à bord du N/O L'Atalante—Programme EXTRAPLAC, Ifremer, Plouzané, France.
- Mignot, A. (1984), Sismo-séismologie de la terminaison nord de la ride de Lord Howe. Evolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique entre l'Australie et la Nouvelle-Calédonie, Ph.D. thesis, 205 pp., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- Nouza, H., Y. Lafoy, L. Géli, F. Klingelhoefer, and the ZoNéCo II Cruise Scientific Party (2005), First results of a high resolution seismic study of a Bottom Stimulating Reflector in the Farway Basin, offshore New Caledonia, paper presented at Fifth International Conference on Gas Hydrates (ICGH 5), Trondheim, 13–16 June.
- Paquette, J. L., and D. Chazé (2007), U-Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models, *Int. J. Earth Sci.*, 96, 613–622, doi:10.1007/s00531-006-0127-1.
- Paris, J. P. (1981), *Géologie de la Nouvelle-Calédonie: Un essai de synthèse*, 279 pp., Bur. de Rech. Geol. et Min., Orléans, France.
- Peecher, I. A. (2004), Waveform inversion applied to a bottomstimulating reflection on the eastern Lord Howe Rise, report, 24 pp., GNS-Science, Wellington, New Zealand.
- Priazhofer, A., A. Nicolas, D. Cassard, J. Moune, M. Leblanc, J. P. Paris, and M. Rabinovitch (1980), Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust, *Tectonophysics*, 69, 85–112, doi:10.1016/0040-1951(80)90128-6.
- Ravanne, C., C. E. de Broin, J. Dupont, A. Lapouille, and J. Loumay (1976), New Caledonia basin-Farway Ridge: Structural and sedimentary study, paper presented at International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Off. de la Rech. Sci. et Tech. de l'Outre Mer, Nouméa, New Caledonia.
- Regnier, M. (1988), Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia determined from p-wave receiver function: Evidence for a fossil subduction zone, *Geophys. J.*, 93, 561–577.
- Rigolot, P. (1989), Evolution morphologique et structurale de la marge occidentale de la ride de Nouvelle-Calédonie (SW Pacifique), *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 319–344.
- Rigolot, P., and B. Pelletier (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., Ser. 2*, 307, 179–184.
- Shemenda, A. I. (1992), Horizontal lithosphere compression and subduction: constraints provided by physical modelling, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,097–11,116, doi:10.1029/92JB00177.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956–1962, doi:10.1126/science.277.5334.1956.
- Spandler, C., and J. Hermann (2006), High-pressure veins in eclogite from New Caledonia and their significance for fluid migration in subduction zones, *Lithos*, 89, 155–153.
- Spandler, C., J. Hermann, R. Arculus, and J. Mavrogenis (2004), Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust: insights from high pressure mafic rocks from New Caledonia, *Chem. Geol.*, 206, 21–42, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.01.006.
- Spandler, C., D. Rubatto, and J. Hermann (2005), Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: Insights from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP) dating of eclogite facies rocks from New Caledonia, *Tectonics*, 24, TC3003, doi:10.1029/2004TC001709.
- Symonds, P. A., I. B. Colwell, H. I. Struckmeyer, J. B. Wilcox, and P. J. Hill (1996), Mesozoic rift basin development off eastern Australia, *Geol. Soc. Aust. Bull.*, 43, 528–542.
- Uruski, C., and R. Wood (1991), A new look at the New Caledonia Basin, an extension of the Taranaki Basin, offshore North Island, New Zealand, *Mar. Pet. Geol.*, 8, 379–391, doi:10.1016/0264-8172(91)90061-5.
- Van de Beuge, S. (1999), Evolution géologique du domaine péri-calédonien (Sud-Ouest Pacifique), Ph.D. thesis, 270 pp., Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Van de Beuge, S. (2003), Geological framework of the northern Lord Howe Rise and adjacent areas, *Geosci. Aust. Rec.*, 2003/01, 1–116.
- Van de Beuge, S., J.-M. Auzende, Y. Lafoy, G. Bernadé, A. Nercissian, M. Regnier, P. Symonds, and N. Exon (1998a), Trussac sismique continue entre l'arc des Nouvelles Hébrides et la marge orientale de l'Australie: Programme FAUST (French Australian Seismic Trussac), *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA*, 327, 761–768.
- Van de Beuge, S. V., J.-M. Auzende, Y. Lafoy, and F. Misségué (1998b), Tectonique et volcanisme tertiaire sur la ride de Lord Howe (Sud-Ouest Pacifique), *C. R. Acad. Sci., Ser. IIA*, 326, 663–669, doi:10.1016/S1251-8050(98)80258-9.
- Vially, R., Y. Lafoy, J.-M. Auzende, and R. France (2003), Petroleum potential of New Caledonia and its offshore basins, paper presented at AAPG International Conference, Barcelona, Spain.
- Wilcox, J. B., P. Symonds, K. Hinz, and D. Bennett (1980), Lord Howe Rise, Tasman Sea—Preliminary geophysical results and petroleum prospects, *BMR J. Aust. Geol. Geophys.*, 5, 225–236.
- Wilcox, J. B., J. Sayers, H. M. J. Stagg, and S. van de Beuge (2001), Geological framework of the Lord Howe Rise and adjacent ocean basins, Eastern Australian basins symposium 2001: A refocused energy perspective for the future, *Pet. Explor. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 1, 211–225.

D. Chazé, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, University of Orléans, UMR 6113, CNRS, B.P. 6759, F-45067 Orléans CEDEX 2, France.

J. Collot, L. Géli, F. Klingelhoefer, and H. Nouzé, Department of Geodynamics and Geophysics, Ifremer, Centre de Brest, B.P. 70, F-29280 Plouzané, France. (julien.collot@ifremer.fr)

Y. Lafoy, Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Énergie de Nouvelle-Calédonie, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia.

R. Vially, Institut Français du Pétrole, 1 et 4 avenue De Bois Préau, F-92853 Rueil-Malmaison, France.

Chapitre 5 Mouvements verticaux Eocène-Oligocène dans les bassins de Fairway et de Nouvelle-Calédonie

1 Résumé étendu

Nous avons vu (Chapitre 4) que l'histoire du bassin de Nouvelle-Calédonie au large de la Grande-Terre se découpe en deux grandes phases : (i) une phase pré-Oligocène et (ii) une phase post-Eocène avec une importante subsidence asymétrique établissant la frontière entre ces 2 phases. La géométrie, la géographie et la synchronicité de cette subsidence avec l'histoire tectonique de la Nouvelle-Calédonie décrite à terre nous ont amenés à interpréter cette subsidence comme étant un événement tectonique majeur marquant le contre-coup de l'obduction ophiolitique néo-calédonienne.

L'analyse des transects sismiques transversaux aux bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway au Sud de 22°S (de la partie centrale du Bassin de Nouvelle-Calédonie au domaine offshore Ouest néo-zélandais) a révélé l'existence d'une subsidence Oligocène affectant le Bassin de Nouvelle-Calédonie et le Bassin de Fairway-Aotea. Cette subsidence de forte amplitude est symétrique à l'axe du bassin. Elle est donc géométriquement très différente de celle identifiée au large de la Nouvelle-Calédonie mais présente le même âge.

Nous discutons ici les causes possibles d'une telle subsidence et proposons en conséquence un modèle novateur de l'histoire géodynamique Cénozoïque du Sud-Ouest Pacifique.

La dépression bathymétrique qui relie la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande est une structure complexe incluant deux paléo-structures d'âge Crétacé, le Bassin de Nouvelle-Calédonie et le Bassin de Fairway-Aotea, séparés par la ride, aujourd'hui enfouie, de Fairway-Ouest-Norfolk. L'histoire de ces bassins structuraux, riftés au Mésozoïque, constitue le Chapitre 3 de la présente thèse.

Ici, nous identifions au travers des données de bathymétrie, de sismique-réflexion et de dragages, la présence d'une dépression bathymétrique (que l'on nomme Fossé de Nouvelle-Calédonie). Nous montrons que cette dépression est le résultat d'une subsidence Eocène à Miocène, de grande longueur d'onde (> 500 km) et de forte amplitude (2.5 - 3 km) qui a succédé à une période de surrection Eocène marquée par des surfaces érosives sur les ride de Lord Howe et de Norfolk. Le travail de calage aux puits effectué aux Chapitres 3 et 4 nous permet de dater les âges de ces événements. Il est ici important de noter que cette subsidence affecte le Bassin d'Aotea, une partie du Bassin de Fairway (entre les latitudes 27°S et 31°S) et le Bassin de Nouvelle-Calédonie. Autrement dit, la partie du Bassin de Fairway situé au Nord de la BEFL¹⁰ [Stagg, 1999] n'est pas affectée par cette subsidence. La zone affectée par la subsidence forme ce que nous nommons aujourd'hui le Fossé de Nouvelle-Calédonie (cf. Chapitre 1) et illustré sur la Figure 5-1.

La subsidence Eocène - Oligocène qui affecte l'ensemble des paléo-structures héritées du Crétacé se produit 50 à 60 Ma après la phase de rifting Crétacé. Ceci nous amène à postuler que les mécanismes responsables de cette subsidence sont différents de ceux liés la subsidence thermique post-rifting observée lors de la formation des marges continentales passives.

¹⁰ La Barcoo Elizabeth Fracture Lineament est la prolongation structurale d'une faille transformante de la Mer de Tasman que nous caractérisons structurellement dans le chapitre 3.

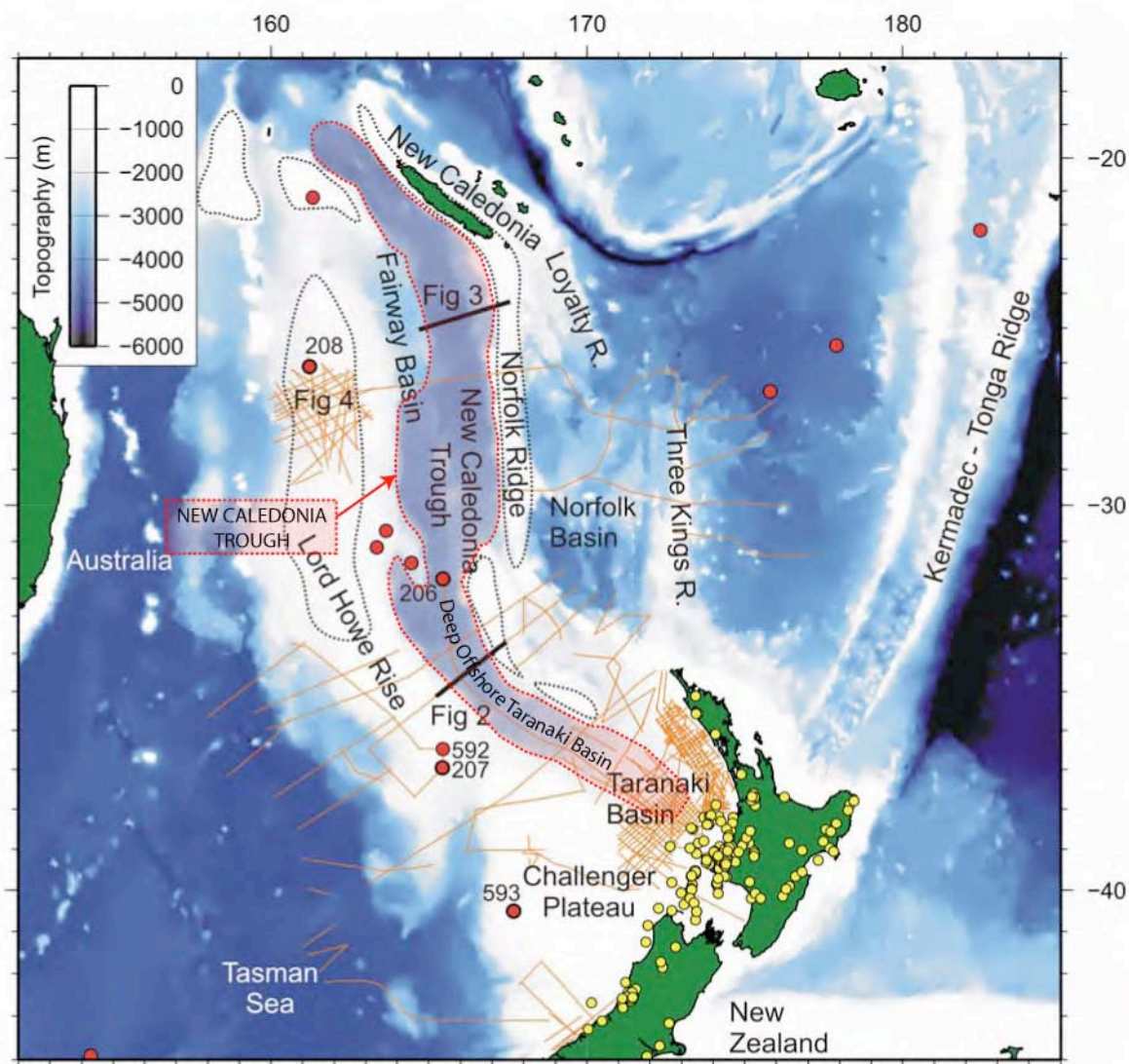


Figure 5-1 Formation du Fossé de Nouvelle-Calédonie par une forte subsidence à l'Oligocène. La zone délimitée par une ligne rouge montre l'étendue des bassins affectés par cette subsidence. Modifié d'après Sutherland *et al.* [2009]. Nota bene : « Deep Offshore Taranaki Basin » = « Aotea Basin »

L'épaisseur crustale actuelle de ces bassins est comprise entre 8 et 15 km. Les séries sédimentaires pré-subsidence (Crétacé supérieur à Paléocène, forées ou draguées) présentent des faciès charbonneux, suggérant un dépôt proche du niveau marin. Ceci implique qu'au moment du dépôt soit (i) la croûte des bassins était non amincie (donc en position haute) ou bien (ii) qu'elle n'était pas en position d'équilibre isostatique (autrement dit qu'elle était déjà amincie et en position haute à cause d'importantes contraintes, tectoniques ou thermiques). Or, la géologie Crétacé supérieur - Paléocène connue à terre en Nouvelle-Calédonie et en Nouvelle-Zélande révèle une tectonique passive et ne soutient donc pas l'hypothèse (ii). Nous suggérons ainsi que la croûte des bassins de NC et de Fairway-Aotea se soit amincie lors de la subsidence Eocène.

L'absence totale de failles normales recoupant les séries pré-subsidence indique qu'un mécanisme faisant appel à une déformation crustale cassante ne peut pas expliquer cet amincissement crustal. Ces séries pré-subsidence semblent donc se déformer ductilement. Pour ces raisons, nous suggérons qu'une façon simple d'expliquer cette subsidence associée à un amincissement crustal est l'ablation d'une partie de la croûte inférieure. Ce processus peut s'effectuer par le biais d'un décollement basal de la croûte.

Nous émettons ainsi une nouvelle hypothèse selon laquelle les bassins peu profonds de Nouvelle-Calédonie et de Fairway-Aotea (dont la structure est héritée du rifting Crétacé) auraient subsidé à l'Eocène – Oligocène lors de la réactivation de la limite de plaque convergente Australie – Pacifique. Cette réactivation coïncide avec un changement dans la cinématique de plaque Pacifique : avant ~45 Ma cette plaque se déplace parallèlement à la Ride de Norfolk alors qu'après ~45 Ma son déplacement devient perpendiculaire. Cette reprise de la convergence à ~45 Ma aurait entraîné dans un premier temps un épaississement crustal et une émergence probable à l'Eocène (phase 1), ce qui explique les surfaces érosives observées sur les rides de Lord Howe et de Norfolk. Au fur et à mesure que la lithosphère s'épaississait, sa racine devenait progressivement instable (après 100 - 150 km de convergence selon *Gurnis et al.* [2004]) jusqu'à atteindre un seuil de rupture provoquant son détachement et son effondrement gravitaire dans le manteau, donnant ainsi naissance à un slab (phase 2). Cette 2^e phase expliquerait l'importante subsidence Eocène-Oligocène de la croûte supérieure des bassins, qui n'est plus alors soutenue isostatiquement par sa racine.

Cette nouvelle hypothèse remet en question les modèles selon lesquels le Bassin de Nouvelle-Calédonie se serait formé exclusivement au Crétacé dans un processus de rifting. Nous proposons ainsi ici une évolution biphasée du système de bassins reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande : (i) un rifting Crétacé avorté créant les bassins structuraux de Nouvelle-Calédonie et de Fairway-Aotea puis (ii) une subsidence tectonique de 2-3 km, 50 Ma plus tard (à l'Eocène-Oligocène) liée à l'ablation de la croûte inférieure et créant le fossé physiographique de Nouvelle-Calédonie.

Ces résultats qui sont le fruit d'une collaboration avec GNS-Science et Geoscience Australia, sont exposés dans le papier ci-après, accepté à *Tectonics* : « Sutherland, R., J. Collot, Y. Lafoy, G. A. Logan, R. Hackney, V. Stagpoole, C. Uruski, T. Hashimoto, K. Higgins, R. H. Herzer, and R. Wood (2009), Formation and subsidence of the New Caledonia Basin and Lord Howe Rise by detachment of the lower crust in response to Eocene subduction initiation in the western Pacific *Tectonics*, accepted ».

2 Publication Tectonics acceptée

New Caledonia Trough, SW Pacific

1 **Uplift of the Lord Howe Rise and formation of the New Caledonia**
 2 **Trough by detachment of lower crust during Eocene and Oligocene**
 3 **subduction initiation in the western Pacific**

4 **TEXT – draft 3**

5 Rupert Sutherland¹, Julien Collot^{2,3}, Yves Lafoy³, Graham A. Logan⁴, Ron Hackney⁴,
 6 Vaughan Stagpoole¹, Chris Uruski¹, Takehiko Hashimoto⁴, Karen Higgins⁴, Rick H.
 7 Herzer¹, Ray Wood¹, Nick Mortimer⁵

8

9 *1. GNS Science, PO Box 30368, Lower Hutt 5040, New Zealand*

10 *2. Dep. of Geodynamics and Geophysics, IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70, 29280*
 11 *Plouzané, France*

12 *3. Service de la Géologie de Nouvelle Calédonie, Direction de l'Industrie, des Mines et*
 13 *de l'Energie de Nouvelle Calédonie, B.P. 465, 98845 Nouméa, New Caledonia*

14 *4. Geoscience Australia, GPO Box 378, Canberra, ACT 2601, Australia*

15 *5. GNS Science, Private Bag 1930, Dunedin 9016, New Zealand*

16

17 **Contact: Rupert Sutherland**

18 **Email: r.sutherland@gns.cri.nz**

19 **Tel: +64 4 570 4873**

20

21 **Abstract**

22 We use seismic-reflection and rock-sample data to propose that the first-order
 23 physiography of the New Caledonia Trough and Norfolk Ridge formed in Eocene to
 24 Miocene time, and was associated with the onset of subduction and back-arc spreading at
 25 the Australia-Pacific plate boundary. Our tectonic model involves an initial Cretaceous
 26 rift that is strongly modified by Cenozoic subduction initiation and hence we are able to
 27 explain: complex sedimentary basins of inferred Mesozoic age; a prominent
 28 unconformity and onlap surface of Middle Eocene to Early Miocene age at the base of
 29 flat-lying sediments beneath the axis of New Caledonia Trough; gently-dipping, variable
 30 thickness, and locally deformed Late Cretaceous strata along the margins of the trough;
 31 platform morphology and unconformities on either side of the trough that indicate a
 32 phase of Late Eocene to Early Miocene uplift to near sea level, followed by rapid
 33 Oligocene and Miocene subsidence of c. 1100-1800 m; and seismic-reflection facies tied
 34 to boreholes that suggest absolute tectonic subsidence of coal beneath southern New
 35 Caledonia Trough by 2500-3100 m since Late Cretaceous time, substantially after the
 36 phase of inferred Cretaceous rifting. The Cenozoic part of the model involves subduction
 37 initiation followed by rapid foundering of the subducted slab. This created a deep (>2
 38 km) enclosed oceanic trough c. 2000 km long and 200 km across in Eocene and
 39 Oligocene time as the lower crust detached, with simultaneous uplift and local land
 40 development along basin flanks. Disruption of Late Cretaceous and Paleogene strata was
 41 minimal during this Cenozoic phase and involved only subtle tilting and local reverse
 42 faulting or folding. Basin formation was possible through the action of at least one
 43 detachment fault that allowed the lower crust to either be subducted into the mantle or
 44 exhumed eastward into Norfolk Basin.

45

46

47 **Keywords:** detachment; subsidence; subduction; rifting; Australia; New Zealand; New
 48 Caledonia; Taranaki; Norfolk; Challenger; Tasman Sea

49 1. Introduction

50 The New Caledonia Trough and Lord Howe Rise are located in the southwest Pacific between
51 New Zealand, Australia, and New Caledonia (Fig. 1). The New Caledonia Trough is a NNW-
52 trending physiographic depression lying in 2000 to 3500 m water depth between the Lord Howe
53 Rise (500-2000 m water depth) and Norfolk Ridge (0-2000 m water depth). We draw a clear
54 distinction in this paper between the modern well-defined physiography of the New Caledonia
55 Trough and the sedimentary basins beneath its axis and flanks, which have previously been
56 referred to as the New Caledonia Basin, Deep-water Taranaki Basin, Fairway Basin, and others
57 (Fig. 1). It is the goal of this paper to infer past physiography of the region from interpretation of
58 the sedimentary record based upon core and dredge samples and geophysical data, much of
59 which have not previously been published.

60 The 2000-km-long region is of interest because its strata and structures represent one of the
61 largest unexplored systems of sedimentary basins left on Earth and they collectively contain a
62 unique record of Mesozoic and Cenozoic past environments and tectonic movements in the
63 southwest Pacific. The history of topographic evolution that we aim to recover has implications
64 for the tectonics and geodynamics of Tonga-Kermadec subduction initiation, past oceanographic
65 connections in the western Pacific, and the dispersal of fauna and flora.

66 It is a long-held view that the modern physiography of the New Caledonia Trough formed
67 during Cretaceous rifting associated with the final stages of Gondwana breakup and formation of
68 the Tasman Sea, and that the region west of Norfolk Ridge has not undergone any significant
69 tectonic event during Cenozoic time, and indeed may preserve Mesozoic sedimentary basins that
70 are similar to those found in eastern Australia (Burns and Andrews, 1973; Crook and Belbin,
71 1978; Eade, 1988; King and Thrasher, 1996; Lafoy et al., 2005; Uruski and Wood, 1991; Uruski,
72 2008; Uruski et al., 2003; Wood, 1993). We review data and reasoning that this conclusion is
73 based upon, and we use seismic-reflection and rock-sample data to propose a new hypothesis in
74 which the basin has a two phase history. Although it is incontrovertible that significant
75 physiographic depressions filled to create sedimentary basins in the region during Cretaceous
76 time, we propose that the first-order physiography of the New Caledonia Trough was
77 substantially modified in Eocene and Oligocene time, as widespread subsidence followed uplift
78 and crustal deformation in response to subduction initiation at the plate boundary that has since
79 evolved into the Tonga-Kermadec and Lau-Havre system (Fig. 1).

80 2. Geology of New Zealand

81 Evidence for Cretaceous normal faulting and crustal thinning is widespread onshore New
82 Zealand and within nearby sedimentary basins (Cook et al., 1999; King and Thrasher, 1996;
83 Laird, 1993; Nathan et al., 1986). In most places, rifting was complete by 80 Ma (Cook et al.,
84 1999; Laird, 1993; Nathan et al., 1986), but minor fault activity may have locally continued until

New Caledonia Trough, SW Pacific

85 c. 60 Ma in Taranaki Basin and northwestern South Island (King and Thrasher, 1996; Laird,
86 1993; Nathan et al., 1986).

87 Renewed rifting south of New Zealand was associated with Eocene tectonic reconfiguration of
88 the Australia-Pacific plate boundary (Sutherland, 1995; Turnbull and Uruski, 1993), concurrent
89 with reverse faulting along the northeastern margin of Taranaki Basin (Stagpoole and Nicol,
90 2008). It was not until after latest Oligocene or Early Miocene time that reverse faulting or
91 dextral strike-slip faulting affected most of the region that is now the land area of New Zealand
92 (King, 2000).

93 The general lack of faulting of Cenozoic strata of Taranaki Basin as they pass into the New
94 Caledonia Trough, and the similarity of seismic-reflection character, demonstrates that the
95 Cretaceous and Paleocene rift history of Taranaki Basin was similar to that at the southern end of
96 the New Caledonia Trough (King and Thrasher, 1996; Uruski and Wood, 1991; Uruski et al.,
97 2003). The Oligocene and Miocene subsidence of Taranaki Basin has previously been interpreted
98 as platform subsidence caused by mantle flow related to the onset of subduction beneath New
99 Zealand (Stern and Holt, 1994).

100 **3. Geology of New Caledonia**

101 There are many similarities between the late Paleozoic and Mesozoic 'basement' geology of
102 New Caledonia and New Zealand. The Cretaceous and Cenozoic sedimentary record of New
103 Caledonia is also similar and reveals a general subsidence trend with time from Late Cretaceous
104 shallow-marine sandstone facies to Paleocene siliceous bathyal mudstones, and then Eocene
105 deep-water carbonates (Paris, 1981). Of key significance and difference in New Caledonia is the
106 widespread southwestward emplacement of ophiolitic nappes in Middle Eocene to Early
107 Oligocene time along low-angle thrust faults (Aitchison et al., 1995; Auzende et al., 2000; Cluzel
108 et al., 2001; Klingelhoefer et al., 2007).

109 Thermochronology results show that high-pressure metamorphic rocks, inferred to be
110 associated with nappe emplacement, were formed at 44 Ma in northern New Caledonia, and these
111 rocks were then inferred to be exhumed rapidly along extensional detachment faults between 40
112 and 34 Ma (Baldwin et al., 2007). This interpretation is consistent with field and seismic-
113 reflection observations from southern New Caledonia (Lagabrielle et al., 2005) and other
114 geological observations (Aitchison et al., 1995).

115 The crustal structure and basin stratigraphy west of New Caledonia is consistent with foreland
116 loading and tilting associated with Eocene and younger southwest-verging thrusts along the
117 eastern margin of the sedimentary basin (Collot et al., in press; Klingelhoefer et al., 2007).

118 **4. Offshore crust type and thickness**

119 On the basis of bathymetry and ship-board geophysical measurements, it was recognised in
120 the 1960s and 1970s that the Tasman Sea abyssal plain and basins east of Norfolk Ridge were

New Caledonia Trough, SW Pacific

121 likely to have oceanic crustal character; and, based on geographic position and onshore geology,
 122 were likely to have Cretaceous to Paleogene and Cenozoic ages, respectively (Karig, 1971;
 123 Packham and Falvey, 1971; Weissel and Hayes, 1972). This was confirmed by the Deep Sea
 124 Drilling Programme (DSDP) (Burns and Andrews, 1973).

125 There is agreement between many authors that the Tasman Sea abyssal plain is composed of
 126 oceanic crust that formed between chrons 34y and 24y (c. 83-52 Ma) (Gaina et al., 1998; Weissel
 127 and Hayes, 1972). By association, the western physiographic margin of the Lord Howe Rise is
 128 inferred to have formed at c. 90-80 Ma, though rifting appears to have been asymmetric and may
 129 have involved low-angle detachment faults (Lister et al., 1991).

130 There are many different hypotheses concerning the tectonic development of the North
 131 Loyalty, Norfolk, South Fiji, Lau, and Havre basins, and the Loyalty, Three Kings, Colville, and
 132 Tonga-Kermadec ridges. It is sufficient for this analysis to note a general consensus that these
 133 ridges and basins are primarily related to arc and backarc processes associated with development
 134 of the Australia-Pacific plate boundary since Eocene time (Ballancé, 1999; Davey, 1982; Herzer
 135 et al., 1997; Karig, 1971; Malahoff et al., 1982; Mortimer et al., 2007; Mortimer et al., 1998;
 136 Packham and Falvey, 1971; Schellart et al., 2006; Sutherland, 1999).

137 It is pertinent to this analysis that the Norfolk Basin does not have typical ocean crust
 138 attributes: it has enigmatic physiography and seismic-reflection character (Bernardel et al., 2003),
 139 a subdued low-amplitude magnetic signature (Malahoff et al., 1982; Sdrolias et al., 2004;
 140 Sutherland, 1999), and has dredge-rock samples with compositions that include a wide range of
 141 rock types including ultramafic, volcanic, metamorphic, and sedimentary rocks with old
 142 Gondwana-derived zircons and fossil leaves (Crawford et al., 2004; Meffre et al., 2006; Mortimer
 143 et al., 2007; Mortimer et al., 1998).

144 Crustal models based upon bathymetry, gravity and sediment thickness data predict the Lord
 145 Howe Rise has a crustal thickness of 15-30 km, and it is inferred to be a continental prolongation
 146 of New Zealand; and the New Caledonia Trough has a crustal thickness of 5-15 km
 147 (Klingelhoefer et al., 2007; Uruski and Wood, 1991; Wood and Woodward, 2002; Woodward
 148 and Hunt, 1971). In the region that is southwest of New Caledonia, seismic reflection and
 149 refraction data confirm that the Lord Howe Rise has a crustal thickness of 23 km and the New
 150 Caledonia Trough has a crustal thickness of 6-8 km (Klingelhoefer et al., 2007).

151 **5. Stratigraphy of Lord Howe Rise**

152 Seismic stratigraphy of the Lord Howe Rise can be broadly divided into three units: A basal
 153 faulted sequence with normal-faulted tilted geometry, internal unconformities, and variable
 154 reflection character (Fig. 2A); an overlying blanket sequence of continuous moderate-amplitude
 155 reflections (labelled Sag1 in Fig. 2); and an upper unit characterised by low-amplitude continuous
 156 internal reflections (labelled Sag2 in Fig. 2) with either a moderate amplitude reverse-polarity
 157 reflection or a flat high-amplitude normal-polarity reflection at its base.

New Caledonia Trough, SW Pacific

158 DSDP legs 21, 29, and 90 have investigated the Lord Howe Rise and Challenger Plateau. The
159 discovery of rhyolites dated at c. 90 Ma at the base of a generally undisturbed sequence of
160 Cretaceous-Cenozoic marine sediments in DSDP borehole 207, and a similar sedimentary
161 sequence in DSDP borehole 208, are consistent with the hypothesis that the Lord Howe Rise
162 rifted from Australia during Cretaceous inception of Tasman Sea spreading and has been in a
163 passive setting since then (Burns and Andrews, 1973; van der Lingen, 1973).

164 However, a significant unconformity of Eocene to Miocene age was recognised in DSDP
165 boreholes on the Lord Howe Rise and in the New Caledonia Trough, and unconformity
166 development was inferred to have been associated with and caused by significant regional
167 oceanographic changes at that time (Burns and Andrews, 1973; Kennett et al., 1975; Kennett et
168 al., 1986). This unconformity approximately corresponds to the base of the upper seismic-
169 stratigraphic unit, and the local reverse polarity reflection at the base of the unit is explained by a
170 downward increase in biogenic silica and corresponding decrease in density (Burns and Andrews,
171 1973; Burns et al., 1973c; Collot et al., in press).

172 At DSDP site 208, on the northern Lord Howe Rise (Figs. 1 & 2), Late Oligocene (29-24 Ma)
173 and younger strata (correlated with seismic unit Sag2) overlie early Middle Eocene (49-41 Ma)
174 and older strata (Sag1 and deeper) (Burns et al., 1973c; Cooper, 2004). Northwest of DSDP site
175 208, a regional Eocene to Oligocene unconformity is associated with minor reverse faulting and,
176 based upon dredged rock samples, subsidence from late Eocene shallow-marine calc-arenite
177 depositional environments to Oligocene deep-water biogenic sediment deposition (Exon et al.,
178 2006).

179 At DSDP site 207, on the crest of the southern Lord Howe Rise, Late Eocene, Oligocene, and
180 Early Miocene strata are absent: sediment above this unconformity has an age of 15-13 Ma and
181 contains reworked or slumped Late Eocene (37-34 Ma) microfossils; and the youngest strata
182 beneath the unconformity have an age of 43-37 Ma (Burns et al., 1973a; Cooper, 2004). Nearby
183 at DSDP site 592, Late Eocene and Early Oligocene nannofossil oozes near to the base of the
184 upper seismic unit contain reworked Middle and Late Eocene microfossils and abundant
185 *Zygrhablithus bijugatus* and *Braarudosphaera bigelowi* that indicate a shallow-water
186 paleoenvironment (Kennett et al., 1986).

187 Farther south at DSDP site 593, on the western Challenger Plateau, volcanogenic sediments
188 are associated with the Eocene-Oligocene boundary (34 Ma) and this approximately corresponds
189 to the depth of an unconformity identified on seismic data, but no deeper strata were sampled
190 (Nelson et al., 1986). Paleoenvironmental analyses were not able to detect significant changes in
191 paleo-water-depth above or below the Eocene to Oligocene unconformity at DSDP sites that
192 sampled it, but the sensitivity of fossil indicators is low within the inferred bathyal
193 paleoenvironments, and benthic foraminifera are generally poorly preserved over this interval
194 (Burns et al., 1973a; Burns et al., 1973c).

195 6. Stratigraphy and structure of New Caledonia Trough

196 The seismic stratigraphy of southern New Caledonia Trough can be divided into three units:
197 an upper unit of moderate-amplitude horizontal continuous reflectors that onlap the basin margin;
198 an underlying unit of high-amplitude or moderate-amplitude continuous or semi-continuous
199 reflectors that are weakly deformed, slightly tilted, folded and reverse-faulted and locally show
200 evidence for slumping that was contemporaneous with development of the onlap surface above;
201 and a basal sequence of variable thickness that appears from the asymmetric half-graben
202 geometries to be normal-faulted in many places, though there is local reverse-fault deformation
203 too. We have amalgamated the lower two units in our diagrams (see Figs. 3 & 4).

204 The geometry of the reflectors suggests that the onlap surface at the base of the upper seismic-
205 stratigraphic unit corresponds to the time of formation of the present New Caledonia Trough
206 physiography. This conclusion is based upon: the lack of substantial change in average thickness
207 of the lower two units as basin flanks are traversed; and the tilting of reflectors to roughly parallel
208 with the seabed on the basin flanks, with associated slump deposits inferred, and an onlap surface
209 within the basin.

210 DSDP 206 (3196 m water depth) is the only well that has directly sampled the seismic-
211 stratigraphic unit boundary within the New Caledonia Trough. Nannofossil and foraminifera ooze
212 overlies an Eocene to Oligocene unconformity, below which there are better-lithified and locally-
213 deformed calcareous oozes of Eocene and Paleocene age. Sediment immediately above the
214 unconformity has an age of 27-25 Ma, and immediately beneath the unconformity has an age of
215 43-37 Ma (Burns et al., 1973b; Cooper, 2004). Benthic foraminifera are rare in DSDP 206 cores,
216 except near the base of the Eocene and Paleocene section, where a paleo-water-depth
217 environment of middle or lower bathyal is inferred (c. 600-1500 m; possibly 600-3500 m); the
218 maximum estimate of water depth is weakly constrained by fossil evidence, because of a lack of
219 appropriate modern or ancient analogues. The depth of the Eocene-Oligocene unconformity
220 approximately corresponds to the two-way travel time of the onlap surface identified at the base
221 of the upper unit on seismic sections, using reasonable velocities and well log correlation
222 methods.

223 Boreholes in Taranaki Basin can be tied to New Caledonia Trough using seismic reflection
224 data. Post-rift Late Cretaceous coal measures (Rakopi Formation) are interpreted as a deltaic
225 topset within a Cretaceous-Eocene delta and marine shelf system (King and Thrasher, 1996;
226 Uruski, 2008; Uruski and Baillie, 2002). The location of the Late Cretaceous coastal environment
227 is now found at 1200-1700 m water depth and 3000-4000 m (2.2-2.8 s twt) below seabed. Near to
228 New Zealand, it is known from many wells and outcrops that there was rapid and widespread
229 marine flooding of Taranaki Basin during Oligocene time (King and Thrasher, 1996; Stern and
230 Holt, 1994).

231 Carbonaceous sediment containing Late Cretaceous pollen is exposed on and has been
232 dredged from the flank of West Norfolk Ridge (Fig. 3) (Herzer et al., 1999). Recent zircon dating

New Caledonia Trough, SW Pacific

233 has shown that detrital zircons from this dredged carbonaceous sediment have a statistical age
234 peak at 96 ± 4 Ma, which is indistinguishable from the 97 ± 4 Ma age of zircons from rhyolites
235 sampled at DSDP site 207 (Mortimer et al., submitted). Although there may be alternate sources
236 for these detrital zircons, the result provides a tantalising suggestion that sediments were being
237 transported across the region that is now the New Caledonia Trough.

238 Near New Caledonia, the Eocene-Oligocene unconformity in DSDP 208 has been tied to a
239 seismic reflector that represents the event horizon that corresponds to Eocene over-thrusting of
240 New Caledonia along the northeast margin of the New Caledonia Trough, and the emplacement
241 of nappes within New Caledonia (Aitchison et al., 1995; Collot et al., in press). Immediately
242 south of New Caledonia, we observe much less faulting and basin asymmetry (Fig. 4), and there
243 is a remarkable geometrical similarity to the southern New Caledonia Trough (Fig. 3), which
244 confirms the extent of the Eocene unconformity.

245 7. Evidence for large values of tectonic subsidence

246 Tectonic subsidence is calculated as the subsidence that would have occurred if there was no
247 loading effect by younger sediment, and we assume an Airy isostatic model to make this
248 correction (Crough, 1983). Tectonic subsidence can only be estimated if the level of an ancient
249 sea level can be identified and mapped over a region, or minimum values can be calculated if
250 sediments are known to be deposited above sea level (e.g. coal facies).

251 The southern end of New Caledonia Trough has been mapped in considerable detail using
252 seismic-reflection methods and tied back to several Taranaki Basin wells (Uruski and Baillie,
253 2002; Uruski et al., 2003). Late Cretaceous Rakopi Formation coal measures are flat-lying and
254 continuous, with little or no faulting. They are clearly recognisable by their blocky reflective
255 seismic-reflection facies and can be reliably mapped over a region of c. 10,000 sq. km. Minimum
256 tectonic subsidence values calculated from this unit, assuming it was deposited near to sea level,
257 are in the range 2500-3100 m.

258 On the northern Lord Howe Rise, we identify a high-amplitude reflection with flat geometry
259 at the base of the upper seismic stratigraphic unit. This boundary locally truncates underlying
260 reflections and is interpreted as evidence for wave erosion: we infer the high reflection amplitude
261 as biogenic reefs or hard rock surfaces that formed at the time of its development. Evidence from
262 DSDP 208 indicates that this unconformity formed during Eocene to Miocene time. An example
263 of this seismic-reflection facies is shown in Fig 2. We calculate 1300-1800 m of tectonic
264 subsidence from this surface in the region just south of DSDP 208.

265 We identify two wave-cut surfaces on West Norfolk Ridge (Fig. 3). The deeper surface, which
266 we interpret on the basis of seismic facies similarities to the Lord Howe Rise and the adjacent
267 onlap surface in New Caledonia Trough to be a correlative of the Eocene to Oligocene surface,
268 has undergone 1100-1300 m of tectonic subsidence. The shallower surface is observed to the
269 northeast at a number of locations and can be tied through its accompanying unconformity and

New Caledonia Trough, SW Pacific

270 onlap surface through a grid of seismic-reflection lines to Early Miocene strata of eastern New
271 Zealand (Herzer et al., 1997). This younger surface has undergone tectonic subsidence of 300 m.

272 8. Requirement for a two-phase tectonic model

273 It has been widely assumed that the New Caledonia Trough and eastern margin of Lord Howe
274 Rise were formed as physiographic features at the same time as the Tasman Sea margins, and by
275 a similar rifting process that culminated in ocean crust formation at c. 85-80 Ma. The following
276 observations cannot be readily explained by this single-tectonic-phase rift-drift model.

277 Stratal geometries beneath the New Caledonia Trough suggest that the modern physiography
278 formed at the time of the Middle Eocene-Oligocene unconformity. Strata younger than the
279 unconformity are close to horizontal and onlap the basin margins; whereas older strata are tilted,
280 follow topography, and are slumped (Figs 3 & 4). Hence, there is clear evidence for tectonic
281 modification and establishment of physiography similar to present in Eocene to Oligocene time.

282 There is not a perfect correlation between sediment thickness beneath the Eocene
283 unconformity and the location of the modern physiographic trough: in some places there is a
284 similar sediment thickness beneath the unconformity on the flanks and in the centre of the New
285 Caledonia Trough (Figs 3 & 4). However, at a larger scale (2000 by 300 km), there is a general
286 correlation between: the location of the Cretaceous forearc; the locations of significant
287 Cretaceous sedimentary basins; and the modern physiographic trough. Hence, we infer
288 Gondwana margin inheritance as a controlling factor for both Cretaceous and younger
289 physiography, but note that in some locations there has been a significant shift in the locations of
290 sediment depocentres and style of sedimentation between Cretaceous and Neogene time.

291 Platform morphology on either side of New Caledonia Trough indicates a phase of Eocene-
292 Oligocene uplift to near sea level, followed by rapid Oligocene-Miocene subsidence of c. 1100-
293 1800 m (Figs. 3 & 4). The observations on Lord Howe Rise are 400-700 km distant from the
294 nearest significant shallow-crustal Eocene-Miocene faults, which are along the Norfolk Ridge
295 (Fig. 1). A mechanism other than thermal subsidence after rifting is required to explain the
296 observed long-wavelength (>500 km) 1-2 km amplitude uplift-subsidence patterns of the basin
297 flanks.

298 Seismic-reflection facies tied to boreholes suggest Late Cretaceous coal measures beneath the
299 southern New Caledonia Trough were deposited significantly after the end of rift-fault activity
300 (Uruski and Baillie, 2002; Uruski et al., 2003). The tectonic subsidence since Late Cretaceous-
301 Paleocene time, as computed assuming the coal measures were deposited near sea level, is 2500-
302 3100 m. Post-rift tectonic subsidence predicted for a Cretaceous rift basin with a stretching factor
303 in the range 2.0-3.0 would be 1500-1900 m and most subsidence is predicted immediately after
304 rifting in Late Cretaceous time (McKenzie, 1978; Selater and Christie, 1980). The observed
305 values of 2500-3100 m are comparable to the mean difference in elevation between mid-ocean

306 ridge crests and abyssal plains, so have unrealistically large amplitude, and occurred long after
307 rifting ceased, so an alternative subsidence mechanism must be invoked.

308 **9. A new hypothesis**

309 We suggest that there was a reconfiguration of basin and ridge topography in Eocene to
310 Oligocene time, during initiation of the Australia-Pacific convergent plate boundary, and hence
311 what is now referred to as the New Caledonia Trough subsided to become a major physiographic
312 feature. We believe that a model of formation involving subduction initiation can explain: the
313 variation in crustal thickness and hence present physiography; the geometry of basin strata; the
314 long-wavelength large-amplitude uplift and subsequent subsidence of basin flanks; and the large
315 values of Cenozoic tectonic subsidence that are not accompanied by upper crustal deformation in
316 the same locality. In addition, we show that such a hypothesis is generally consistent with the
317 known onshore geology of New Caledonia and New Zealand, and we suggest a reason for the
318 basin geometry and subsequent pattern of arc volcanism.

319 The New Caledonia Trough is now close to isostatic equilibrium, and the crust is
320 demonstrated to be very thin (10-15 km, including sediment), so we must explain how the crust
321 beneath the basin became thin. The occurrence of Late Cretaceous and Paleocene non-marine
322 strata at the southern end of the basin suggests that either the crust was thicker when the strata
323 were deposited, or that the basin was extremely far from isostatic equilibrium at that time. New
324 Zealand is widely regarded as being in a passive tectonic environment during that time interval
325 (King, 2000; King and Thrasher, 1996; Laird, 1993), so it seems most unlikely that very large
326 dynamic topography signals can be invoked to explain a highly anomalous elevation of thin crust.
327 Therefore, we suggest that thin crust is causally related to Eocene-Oligocene basin subsidence.

328 Pervasive crustal strain cannot be invoked as a mechanism to produce the relatively thin crust
329 beneath New Caledonia Trough during Eocene-Oligocene time. This is because the observed
330 stratal geometry includes only minor faulting of Paleocene and Eocene strata, very little total
331 fault displacement, and the limited fault movements have reverse sense. Therefore, we suggest
332 that a detachment fault must have been involved in removal of the lower crust.

333 Our model involves four phases (Fig. 5): lithospheric thickening that was detached from the
334 upper crust by low-angle thrust faults that surfaced near Norfolk Ridge; removal of the lower
335 crust as it sank with a newly-developed lithospheric slab; rapid foundering of the slab, trench
336 migration, and back-arc extension that reversed the sense of lower crustal detachment; and finally
337 a thermal relaxation phase.

338 During the initial phase (Fig. 5D), reverse faulting and folding had large geographic extent but
339 was generally only associated with very small amounts of convergence. We infer that most of the
340 surface convergence occurred east of Norfolk Ridge, which may have grown through crustal
341 thickening at that time. When sufficient lithospheric root had grown, which numerical models
342 suggest is after 100-150 km of convergence (Gurnis et al., 2004), then the root became unstable,

New Caledonia Trough, SW Pacific

343 detached, and formed a discrete slab. At the plate motion rates that are predicted for that time,
344 this was accomplished in just 2-4 Myr (Sutherland, 1995). As the slab detached, it removed the
345 lower crust beneath New Caledonia Trough, causing local surface subsidence in isostatic
346 response, but reverse faulting and crustal thickening may have continued along the east margin of
347 Norfolk Ridge (Fig. 5C). However, as mantle flowed upwards and sideways beneath the Lord
348 Howe Rise and New Caledonia Trough, to preserve continuity of volume, a broad dynamic and
349 thermal uplift of the Lord Howe Rise region occurred. The locus of uplift broadened towards
350 Norfolk Ridge as the slab foundered and the thrust front migrated east (Fig. 5B). The rapid flow
351 of mantle material is inferred to have driven backarc extension and detachment faulting that
352 surfaced along the Norfolk Ridge System, as observed in New Caledonia (Baldwin et al., 2007).
353 Finally, as the subduction system stabilised to the east, mantle flow rates beneath New Caledonia
354 Trough decreased, dynamic topography died away, and then thermal diffusion led to further
355 subsidence (Fig. 5A).

356 We suggest that many enigmatic aspects of the Norfolk Basin can be explained if it is partly
357 composed of the exhumed footwall of an extensional detachment system that previously lay
358 beneath Norfolk Ridge. Indeed, a variant on the model above has the lower crust that was initially
359 beneath New Caledonia Trough remaining separate from the slab, but instead exhumed towards
360 Norfolk Basin during the slab foundering phase. An attraction of this variant is that the relatively
361 low density of the crust does not need to be overcome; even though phase transitions to high-
362 density minerals may mean that this gravitational stability is reversed as the crustal rocks increase
363 in pressure (especially if the lower crust had basalt/eclogite composition). However, by analogy
364 with other extensional detachment systems, a criticism of this variant is that it would likely
365 produce Eocene-Oligocene normal faulting within New Caledonia Trough, but this is not
366 observed.

367 We note that the location of New Caledonia Trough coincides with high-amplitude magnetic
368 anomalies that are interpreted to be caused by Mesozoic Gondwana arc rocks. Hence, the location
369 where Cenozoic subduction is inferred to have started is approximately the same as where
370 Gondwana subduction is inferred to have ceased (Davy et al., 2008; Mortimer et al., 1999;
371 Sutherland, 1999), and relict chemical or thermal anomalies and inherited weaknesses may have
372 played a role in controlling the location of Cenozoic subduction initiation. If the Cretaceous
373 subduction of very young and relatively thick oceanic crust is what led to the demise of
374 Gondwana subduction (Davy et al., 2008), then it may be that the New Caledonia Trough was
375 previously underlain by a very shallowly-dipping oceanic lower crust of this type.

376 Finally, we identify that west-dipping subduction is in conflict with some previous models,
377 most notably for the South Loyalty Basin (Cluzel et al., 2001), even though most authors agree
378 that marginal basins and ridges immediately east of Norfolk Ridge were formed in response to
379 the development of subduction since Middle Eocene time (Ballance, 1999; Davey, 1982; Herzer

New Caledonia Trough, SW Pacific

380 et al., 1997; Karig, 1971; Malahoff et al., 1982; Mortimer et al., 2007; Mortimer et al., 1998;
381 Packham and Falvey, 1971; Schellart et al., 2006; Sutherland, 1999). We suggest that substantial
382 mantle flow, almost certainly associated with subduction initiation, is required to produce the
383 profound Eocene-Miocene physiographic effects observed (this paper) at the New Caledonia
384 Trough and Lord Howe Rise, which is c. 400 km west of Norfolk Ridge. Hence, if this mantle
385 flow was connected to a subduction trench near (or east of) Norfolk Ridge, then a west-dipping
386 slab at depth seems to be required.

387 We do not rule out the possibility of east-dipping convergence zones, in addition to the large-
388 scale west-dipping system that we infer beneath New Caledonia Trough, particularly during the
389 early stages of subduction zone evolution when reverse faulting was widespread, and this is
390 consistent with some previous suggestions (Cluzel et al., 2001; Crawford et al., 2002; Schellart et
391 al., 2006). Indeed, there is little doubt that the thrust-faulted zone bounding the southwest margin
392 of New Caledonia has northeast dip and southwestward vergence (Aitchison et al., 1995;
393 Auzende et al., 2000; Cluzel et al., 2001; Collot et al., in press). Further geological and
394 geophysical data are required to determine the surface manifestations and hence the precise
395 geometrical evolution of the subduction and back-arc spreading systems, but we also require an
396 explanation for the significant topographic effects that were felt so far west of Norfolk Ridge.

397 10. Conclusion

398 We compare two alternate hypotheses. The first hypothesis is a long-held view that the New
399 Caledonia Trough formed during Late Cretaceous rifting and Gondwana breakup (Burns and
400 Andrews, 1973; Crook and Belbin, 1978; Eade, 1988; King and Thrasher, 1996; Lafoy et al.,
401 2005; Uruski and Wood, 1991; Wood, 1993). In the second hypothesis we propose a two-stage
402 tectonic process: Cretaceous rift basins formed localised tectonic depressions; and then the major
403 physiographic feature that is now identified as the New Caledonia Trough was formed in Eocene-
404 Oligocene time during a second phase of subsidence associated with lithospheric delamination
405 during initiation of the Australia-Pacific convergent plate boundary.

406 We agree with previous analyses that sedimentary basins formed during Cretaceous rifting
407 and were controlled approximately by the location of structures associated with the Gondwana
408 forearc, which is approximately along the line of the New Caledonia Trough. However, we find
409 that the first hypothesis fails to explain a number of significant observations: stratal geometries
410 suggest that the New Caledonia Trough formed as a major physiographic feature 200 km wide
411 and 2000 km long at the time of a prominent Middle Eocene-Oligocene unconformity and onlap
412 surface; stratal geometries do not indicate that the axis of the New Caledonia Trough in its
413 current configuration precisely aligns with significant Late Cretaceous depocentres; platform
414 morphology on either side of New Caledonia Trough indicates a phase of Eocene-Oligocene
415 uplift to near sea level, followed by rapid Oligocene-Miocene subsidence of c. 1100-1800 m;
416 dredged rock samples, and seismic-reflection facies tied to boreholes suggest absolute tectonic

New Caledonia Trough, SW Pacific

417 subsidence of coal measures beneath southern New Caledonia Trough by 2500-3100 m since
418 Late Cretaceous-Paleocene time, substantially after the phase of inferred Cretaceous rifting.

419 Our alternate hypothesis is able to explain the above observations and Eocene timing
420 coincides with the known onset of the modern Australia-Pacific boundary and other major plate
421 motion changes within the Pacific (Steinberger et al., 2004; Sutherland, 1995). It is known that
422 subduction initiated in the western Pacific at about that time, and a similar model of catastrophic
423 subduction initiation has been used to explain the history of the Izu-Bonin-Mariana system
424 (Gurnis et al., 2004; Hall et al., 2003). Our model is subtly different from previous models of
425 Australia-Pacific subduction development, but is generally consistent in the sense that we agree
426 that Eocene-Oligocene subduction processes are involved and that rapid Late Eocene-Oligocene
427 trench rollback occurred (Cluzel et al., 2001; Collot et al., in press; Crawford et al., 2002;
428 Schellart et al., 2006; Stagpoole and Nicol, 2008).

429 In conclusion, we propose a new model for the formation of the New Caledonia Trough that
430 involves subduction initiation followed by rapid foundering of the subducted slab. This involved
431 the subsidence in Eocene-Oligocene time of a deep (>2000 m) enclosed oceanic basin c. 2000 km
432 long and 200 km across, which is now called the New Caledonia Trough, and the simultaneous
433 uplift and localised land development along the basin flanks, which are now called the Lord
434 Howe Rise and Norfolk Ridge System (Fig. 1). Disruption of Late Cretaceous and Paleogene
435 strata was minimal during formation of the New Caledonia Trough and involved only subtle
436 tilting and localised reverse faulting or folding. Basin formation was possible through the action
437 of at least one detachment fault that allowed the lower crust to either be subducted into the
438 mantle or exhumed to become basement rock of what is now Norfolk Basin.

439

440 **Acknowledgments.** We thank: list of editors and reviewers.... Funding for this work was
441 from the governments of New Zealand, Australia, New Caledonia, and France.

442

443 **Figure captions**

444

445 Figure 1. Location of the New Caledonia Trough. Seismic lines used in this study are shown as
446 orange lines, with sections presented in Figs. 2, 3, & 4 indicated. Red circles show DSDP wells
447 and yellow circles show petroleum wells around New Zealand. Dotted lines show approximate
448 area with evidence for partial Eocene-Oligocene emergence.

449

450 Figure 2. Seismic-reflection section GA302-009 on the northern Lord Howe Rise showing
451 seismic stratigraphy near DSDP site 208. In most places, the Eocene-Oligocene unconformity is
452 marked by a reverse-polarity reflection and a change in reflection character below and above; we
453 identify the seismic stratigraphic units defined by the surface as Sag1 and Sag2, respectively (see

New Caledonia Trough, SW Pacific

454 main text). We interpret flat surfaces that truncate underlying reflections and have high reflection
 455 amplitude, as sealevel-modulated erosion surfaces and possibly, in some cases, fossil biogenic
 456 reefs. Areas of relict Late Eocene land are identified in a number of places (e.g. Fig. 2C; see Fig.
 457 1).

458

459 Figure 3. Seismic-reflection section GA114-0004 across southern New Caledonia Trough,
 460 between the Lord Howe Rise and the West Norfolk and Reinga Ridges (Fig. 1), with enlargement
 461 of stratigraphic relationships at the physiographic basin margins. Strata beneath the Eocene-
 462 Oligocene onlap surface are slightly folded and faulted, and the lower unit has a similar thickness
 463 beneath the margin and axis of the New Caledonia Trough. Marine erosion surfaces of inferred
 464 Eocene and Miocene age are indicated on the northeast basin flank.

465

466 Figure 4. Seismic-reflection section Z11-07a across northern New Caledonia Trough, between
 467 the Lord Howe Rise and Norfolk Ridge (Fig. 1), with enlargement of stratigraphic relationships
 468 at the basin margins. The onlap surface (B, C) has an inferred Middle Eocene to Early Miocene
 469 age (Collot et al., in press) and there is evidence for slumping along the basin margin (C). The
 470 unconformity surface is erosional along Norfolk Ridge. Asymmetric normal-faulted half grabens
 471 are visible beneath the onlap surface (B); the regional thickness of Cretaceous-Eocene sediments
 472 is similar beneath the axis and flanks of New Caledonia Trough, and increases farther west into
 473 the Fairway Basin (Collot et al., in press; Lafoy et al., 2005).

474

475 Figure 5. Tectonic model to explain the Cenozoic phase of formation of the New Caledonia
 476 Trough: 44 Ma, lithospheric thickening beneath New Caledonia Trough was detached from the
 477 upper crust by low-angle thrust faults that surfaced near Norfolk Ridge (D); 40 Ma, removal of
 478 the lower crust as it detaches with the newly-developed lithospheric slab (C); 36 Ma, rapid
 479 foundering of the slab, trench migration, and back-arc extension (B); and a thermal relaxation to
 480 produce the present configuration (A).

481

482 11. References

483

484

485

486 Aitchison, J., Clarke, G.L., Meffre, S., and Cluzel, D., 1995, Eocene arc-continent collision in
 487 New Caledonia and implications for regional Southwest Pacific tectonic evolution:
 488 *Geology*, v. 23, p. 161-164.

489 Auzende, J.M., Van de Beuque, S., Regnier, M., Lafoy, Y., and Symonds, P., 2000, Origin of the
 490 New Caledonian ophiolites based on a French-Australian seismic transect: *Marine*
 491 *Geology*, v. 162, p. 225-236.

492 Baldwin, S.L., Rawling, T., and Fitzgerald, P.G., 2007, Thermochronology of the New
 493 Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary
 494 processes in the southwest Pacific: *Geological Society of America Special Paper* v. 419,

New Caledonia Trough, SW Pacific

- 495 p. 117-134
- 496 Ballance, P.F., 1999, Simplification of the Southwest Pacific Neogene arcs; inherited complexity
497 and control by a retreating pole of rotation: Geological Society Special Publications, v.
498 164, p. 7-19.
- 499 Bernardel, G., Carson, L., Meffre, S., Symonds, P., and Mauffret, A., 2003, Geological and
500 morphological framework of the Norfolk Ridge to Three Kings Ridge region: the
501 FAUST-2 survey area: Geoscience Australia Record, v. 2002/08, p. 1-75.
- 502 Burns, R.E., and Andrews, J.E., 1973, Regional aspects of deep sea drilling in the southwest
503 Pacific, *in* Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Galehouse,
504 J.S., Packham, G.H., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R., and Von
505 Herzen, R.P., eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 21:
506 Washington, USA, U.S. Government Printing Office, p. 897-906.
- 507 Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Galehouse, J.S., Packham, G.H.,
508 Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R., Von Herzen, R.P., Burns, D.,
509 Watters, W.A., and Webb, P.N., 1973a, Site 207: Initial Reports of the Deep Sea Drilling
510 Project, v. 21, p. 197-214.
- 511 Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Galehouse, J.S., Packham, G.H.,
512 Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R., Von Herzen, R.P., Burns, D.,
513 and Webb, P.N., 1973b, Site 206: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 21,
514 p. 103-125.
- 515 —, 1973c, Site 208: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 21, p. 271-281.
- 516 Cluzel, D., Aitchison, J.C., and Picard, C., 2001, Tectonic accretion and underplating of mafic
517 terranes in the late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific);
518 geodynamic implications: Tectonophysics, v. 340, p. 23-59.
- 519 Collot, J., Geli, L., Lafoy, Y., Vially, R., Cluzel, D., Klingelhoefer, F., and Nouze, H., in press,
520 The tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic
521 reflection: relation to late Eocene obduction in New Caledonia, Southwest Pacific:
522 Tectonics.
- 523 Cook, R.A., Sutherland, R., and Zhu, H., 1999, Cretaceous-Cenozoic geology and petroleum
524 systems of the Great South Basin, New Zealand: Lower Hutt, New Zealand, Institute of
525 Geological and Nuclear Sciences Limited, 188 p.
- 526 Cooper, R.A., 2004, The New Zealand Geological Timescale: Lower Hutt, Institute of Geological
527 & Nuclear Sciences Limited, 284 p.
- 528 Crawford, A.J., Meffre, S., Baker, M.J., Quilty, P.G., O'Brien, P.E., Exon, N.F., Bernardel, G.,
529 and Herzer, R.H., 2004, Tectonic development of the SW Pacific 120-0 Ma: implications
530 from the 'Norfolk'n Around' cruise of the Southern Surveyor to the Norfolk Basin-New
531 Caledonia Ridge region, March 2003, *in* McPhie, J., and McGoldrick, P., eds., Dynamic
532 Earth: Past, Present and Future, 17th Australian Geological Convention, Volume 73:
533 Hobart, February 2004, Geological Society of Australia, p. 201.
- 534 Crawford, A.J., Meffre, S., and Symonds, P., 2002, 120 to 0 Ma tectonic evolution of the
535 southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold
536 Belt System: Geological Society of Australia Special Publication, v. 22, p. 377-397.
- 537 Crook, K.A.W., and Belbin, L., 1978, The southwest Pacific area during the last 90 million years:
538 Journal of the Geological Society of Australia, v. 25, p. 23-40.
- 539 Crough, S.T., 1983, The correction for sediment loading on the seafloor: Journal of geophysical
540 research, v. 88, p. 6449-6454.
- 541 Davey, F.J., 1982, The structure of the South Fiji Basin: Tectonophysics, v. 87, p. 185-241.
- 542 Davy, B.W., Hoernle, K., and Werner, R., 2008, Hikurangi Plateau : crustal structure, rifted
543 formation, and Gondwana subduction history: Geochemistry Geophysics Geosystems, v.
544 9(7), p. Q07004, doi:10.1029/2007GC001855.
- 545 Eade, J.V., 1988, The Norfolk Ridge system and its margins, *in* Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., and
546 Uyeda, S., eds., The Ocean Basins and Margins, 7B: New York, USA, Plenum Press, p.
547 803-824.
- 548 Exon, N.F., Hill, P.J., Lafoy, Y., Heine, C., and Bernardel, G., 2006, Kenn Plateau off northeast
549 Australia: a continental fragment in the southwest Pacific jigsaw: Australian Journal of
550 Earth Sciences, v. 53, p. 541-564.

- 551 Gaina, C., Mueller, D.R., Royer, J.-Y., Stock, J., Hardebeck, J.L., and Symonds, P., 1998, The
552 tectonic history of the Tasman Sea; a puzzle with 13 pieces: *Journal of Geophysical*
553 *Research*, v. 103, p. 12,413-12,433.
- 554 Gurnis, M., Hall, C.E., and Lavier, L.L., 2004, Evolving force balance during incipient
555 subduction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 5, p. Q07001,
556 doi:10.1029/2003GC000681.
- 557 Hall, C.E., Gurnis, M., Sdrolias, M., Lavier, L.L., and Mueller, R.D., 2003, Catastrophic
558 initiation of subduction following forced convergence across fracture zones: *Earth and*
559 *Planetary Science Letters*, v. 212, p. 15-30.
- 560 Herzer, R.H., Chaproniere, G.C.H., Edwards, A.R., Hollis, C.J., Pelletier, B., Raine, J.I., Scott,
561 G.H., Stagpoole, V., Strong, C.P., Symonds, P., Wilson, G.J., and Zhu, H., 1997, Seismic
562 stratigraphy and structural history of the Reinga Basin and its margins southern Norfolk
563 Ridge system: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 40, p. 425-451.
- 564 Herzer, R.H., Sykes, R., Killops, S.D., Funnell, R.H., Burggraf, D.R., Townend, J., Raine, J.I.,
565 and Wilson, G.J., 1999, Cretaceous carbonaceous rocks from the Norfolk Ridge system,
566 Southwest Pacific: implications for regional petroleum potential: *New Zealand Journal of*
567 *Geology and Geophysics*, v. 42, p. 57-73.
- 568 Karig, D.E., 1971, Origin and development of marginal basins in the western Pacific: *Journal of*
569 *geophysical research*, v. 76, p. 2542-2561.
- 570 Kennett, J.P., Houtz, R.E., Andrews, P.B., Edwards, A.R., Gostin, V.A., Hajos, M., Hampton,
571 M.A., Jenkins, D.G., Margolis, S.V., Ovenshine, A.T., and Perch-Nielsen, K., 1975,
572 Cenozoic oceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the
573 development of the circum-Antarctic current, *in* Kennett, J.P., Houtz, R.E., Andrews,
574 P.B., Edwards, A.R., Gostin, V.A., Hajos, M., Hampton, M.A., Jenkins, D.G., Margolis,
575 S.V., Ovenshine, A.T., and Perch-Nielsen, K., eds., *Initial Reports of the Deep Sea*
576 *Drilling Project, Leg 29: Washington, USA, U.S. Government Printing Office*, p. 121-
577 223.
- 578 Kennett, J.P., von der Borch, C.C., Baker, P.A., Barton, C.E., Boersma, A., Caulet, J.P., Dudley,
579 W.C.J., Gardner, J.V., Jenkins, D.G., Lohman, W.H., Martini, E., Merrill, R.B., Morin,
580 R.H., Nelson, C.S., Robert, C., Srinivasan, M.S., Stein, R., Takeuchi, A., Huey, D.,
581 Clarke, J.A., Ruddell, J.A., Graham, D.K., Hayman, R.C., Pine, J.S., Sanchez, F.,
582 Hallman, C., McKay, B.J., Sooter, W., Witte, T.W., Sotelo, V.S., and Collins, J.R., 1986,
583 *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 90 of the cruises of the*
584 *drilling vessel Glomar Challenger; Noumea, New Caledonia, to Wellington, New*
585 *Zealand, December 1982-January 1983*, 1459-1470 p.
- 586 King, P.R., 2000, Tectonic reconstructions of New Zealand 40 Ma to the present: *New Zealand*
587 *Journal of Geology and Geophysics*, v. 43, p. 611-638.
- 588 King, P.R., and Thrasher, G.P., 1996, Cretaceous-Cenozoic geology and petroleum systems of
589 the Taranaki Basin, New Zealand: Lower Hutt, New Zealand, Institute of Geological and
590 Nuclear Sciences Limited, 243 p.
- 591 Klingelhoefer, F., Lafoy, Y., Collot, J., Cosquer, E., Geli, L., Nouze, H., and Vially, R., 2007,
592 Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest
593 Pacific) from wide-angle and reflection seismic data: *Journal Of Geophysical Research-*
594 *Solid Earth*, v. 112.
- 595 Lafoy, Y., Brodien, I., Vially, R., and Exon, N.F., 2005, Structure of the basin and ridge system
596 west of New Caledonia (Southwest Pacific): a synthesis: *Marine Geophysical*
597 *Researches*, v. 26, p. 37-50.
- 598 Lagabrielle, Y., Maurizot, P., Lafoy, Y., Cabioch, G., Pelletier, B., Regnier, M., Wabete, I., and
599 Calmant, S., 2005, Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW
600 Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data: *Paleomagnetism,*
601 *global tectonics and the rock record*, v. 403, p. 1-28.
- 602 Laird, M.G., 1993, Cretaceous continental rifts: New Zealand region, *in* Ballance, P.F., ed., *South*
603 *Pacific sedimentary basins. Sedimentary basins of the world 2: Amsterdam, Elsevier*, p.
604 37-49.
- 605 Lister, G.S., Etheridge, M.A., and Symonds, P.A., 1991, Detachment models for the formation of
606 passive continental margins: *Tectonics*, v. 10, p. 1,038-1,064.

New Caledonia Trough, SW Pacific

- 607 Malahoff, A., Feden, R.H., and Fleming, H.S., 1982, Magnetic anomalies and tectonic fabric of
608 marginal basins north of New Zealand: *JGR. Journal of Geophysical Research. B*, v. 87,
609 p. 4109-4125.
- 610 McKenzie, D.P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: *Earth and*
611 *planetary science letters*, v. 40, p. 25-32.
- 612 Meffre, S., Crawford, A.J., and Quilty, P.G., 2006, Arc-continent collision forming a large island
613 between New Caledonia and New Zealand in the Oligocene, *Australian Earth Sciences*
614 *Convention: Melbourne, Australia*, p. 1-3.
- 615 Mortimer, N., Gans, P.B., Palin, M., Meffre, S., Herzer, R.H., and Skinner, D.N.B., submitted,
616 Location and migration of Miocene-Quaternary volcanic arcs in the SW Pacific region:
617 *Journal of volcanology and geothermal research*.
- 618 Mortimer, N., Herzer, R.H., Gans, P.B., Laporte-Magoni, C., Calvert, A.T., and Bosch, D., 2007,
619 Oligocene–Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau,
620 SW Pacific Ocean: Evidence from petrology and dating of dredged rocks: *Marine*
621 *Geology*, v. 237 p. 1-24.
- 622 Mortimer, N., Herzer, R.H., Gans, P.B., Parkinson, D.L., and Seward, D., 1998, Basement
623 geology from Three Kings Ridge to West Norfolk Ridge, Southwest Pacific Ocean;
624 evidence from petrology, geochemistry and isotopic dating of dredge samples: *Marine*
625 *Geology*, v. 148, p. 135-162.
- 626 Mortimer, N., Tulloch, A.J., Spark, R.N., Walker, N.W., Ladley, E., Allibone, A., and
627 Kimbrough, D.L., 1999, Overview of the Median Batholith, New Zealand; a new
628 interpretation of the geology of the Median Tectonic Zone and adjacent rocks: *Journal of*
629 *African Earth Sciences*, v. 29, p. 257-268.
- 630 Nathan, S., Anderson, H.J., Cook, R.A., Herzer, R.H., Hoskins, R.H., Raine, J.I., and Smale, D.,
631 1986, Cretaceous and Cenozoic sedimentary basins of the West Coast Region, South
632 Island, New Zealand: Wellington, NZ, Department of Scientific and Industrial Research.
- 633 Nelson, C.S., Briggs, R.M., and Kamp, P.J.J., 1986, Nature and significance of volcanogenic
634 deposits at the Eocene-Oligocene boundary, Hole 593, Challenger Plateau, Tasman Sea:
635 *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 90, p. 1175-1187.
- 636 Packham, G.H., and Falvey, D.A., 1971, An hypothesis for the formation of marginal basins in
637 the western Pacific: *Tectonophysics*, v. 11, p. 79-109.
- 638 Paris, J.-P., 1981, *Geologie de la Nouvelle-Calédonie; un essai de synthèse. Geology of New-*
639 *Calédonia; a synthetic text: Memoires du B.R.G.M.*, v. 113, p. 1-278
- 640 Schellart, W.P., Lister, G.S., and Toy, V.G., 2006, A Late Cretaceous and Cenozoic
641 reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and
642 slab rollback processes: *Earth-Science Reviews*, v. 76, p. 191-233.
- 643 Sclater, J.G., and Christie, P.A.F., 1980, Continental stretching: An explanation of the post-Mid-
644 Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin: *Journal of geophysical research*, v.
645 85, p. 3711-3739.
- 646 Sdrolias, M., Muller, R.D., Mauffret, A., and Bernardel, G., 2004, Enigmatic formation of the
647 Norfolk Basin, SW Pacific: A plume influence on back-arc extension: *Geochemistry*
648 *Geophysics Geosystems*, v. 5.
- 649 Stagpoole, V., and Nicol, A., 2008, Regional structure and kinematic history of a large
650 subduction back thrust: Taranaki Fault, New Zealand: *Journal Of Geophysical Research-*
651 *Solid Earth*, v. 113.
- 652 Steinberger, B., Sutherland, R., and O'Connell, R.J., 2004, Prediction of Emperor-Hawaii
653 seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow: *Nature*,
654 v. 430, p. 167-173.
- 655 Stern, T.A., and Holt, W.E., 1994, Platform subsidence behind an active subduction zone:
656 *Nature*, v. 368(6468), p. 233-236.
- 657 Sutherland, R., 1995, The Australia-Pacific boundary and Cenozoic plate motions in the SW
658 Pacific; some constraints from Geosat data: *Tectonics*, v. 14, p. 819-831.
- 659 —, 1999, Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region; an
660 interpretation from regional magnetic data: *Tectonophysics*, v. 308, p. 341-362.
- 661 Turnbull, I.M., and Uruski, C.I., 1993, Cretaceous and Cenozoic sedimentary basins of western
662 Southland, South Island, New Zealand: Wellington, New Zealand, Institute of Geological

New Caledonia Trough, SW Pacific

- 663 & Nuclear Sciences.
 664 Uruski, C., and Wood, R., 1991, A new look at the New Caledonia Basin, an extension of the
 665 Taranaki Basin, offshore North Island, New Zealand: *Marine and Petroleum Geology*, v.
 666 8, p. 379-391.
 667 Uruski, C.I., 2008, Deepwater Taranaki Basin, New Zealand: Structural development and
 668 petroleum potential: *Exploration geophysics*, v. 39, p. 94-107.
 669 Uruski, C.I., and Baillie, P., 2002, Petroleum systems of the deepwater Taranaki Basin, New
 670 Zealand, 2002 New Zealand Petroleum Conference proceedings: Auckland, New
 671 Zealand, Wellington: Publicity Unit, Crown Minerals, Ministry of Economic
 672 Development, p. 402-407
 673 Uruski, C.I., Baillie, P., and Stagpoole, V.M., 2003, Development of the Taranaki Basin and
 674 comparisons with the Gippsland Basin : implications for deepwater exploration: *APPEA*
 675 *Journal*, v. 43(1), p. 185-196.
 676 van der Lingen, G.J., 1973, The Lord Howe Rise rhyolites, in Burns, R.E., Andrews, J.E., and et
 677 al., eds., Initial reports of the Deep Sea Drilling Program, Volume 21: Washington, U.S.,
 678 U.S. Government Printing Office, p. 523-540.
 679 Weissel, J.K., and Hayes, D.E., 1972, Evolution of the Tasman Sea reappraised: *Earth and*
 680 *Planetary Science Letters*, v. 36, p. 77-84.
 681 Wood, R., and Woodward, D., 2002, Sediment thickness and crustal structure of offshore western
 682 New Zealand from 3D gravity modelling: *New Zealand Journal of Geology and*
 683 *Geophysics*, v. 45.
 684 Wood, R.A., 1993, The Challenger Plateau, in Ballance, P.F., ed., *South Pacific sedimentary*
 685 *basins: Sedimentary Basins of the World 2: Amsterdam, Elsevier*, p. 351-364.
 686 Woodward, D., and Hunt, T.M., 1971, Crustal structure across the Tasman Sea: *New Zealand*
 687 *Journal of Geology and Geophysics*, v. 14, p. 39-45.
 688
 689

Uplift of the Lord Howe Rise and formation of the New Caledonia Trough by detachment of lower crust during Eocene-Oligocene subduction initiation in the western Pacific

FIGURES – draft 3

Contact: Rupert Sutherland
Email: r.sutherland@gns.cri.nz
Tel: +64 4 570 4873

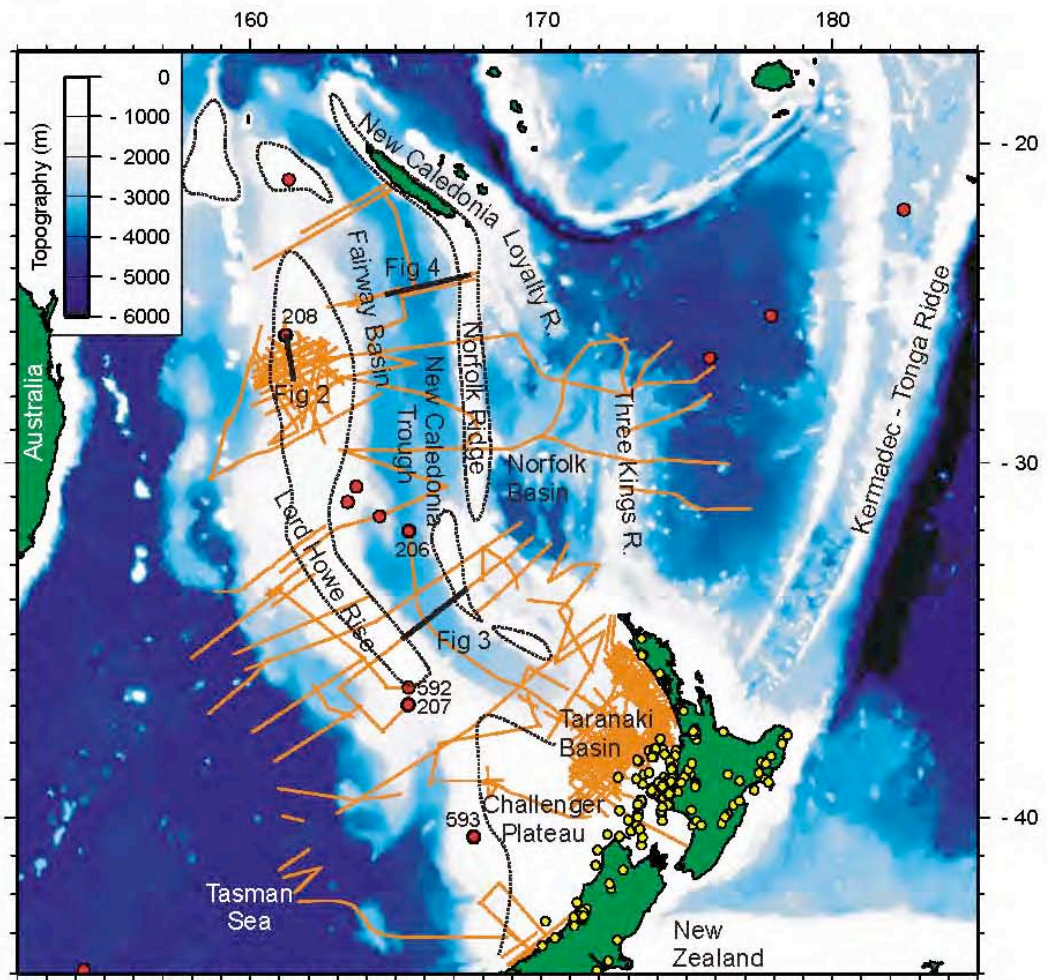


Fig. 1. Location

Note: still missing lines; geometry of dotted (close to sea level during Oligocene) to be confirmed.

New Caledonia Basin, SW Pacific

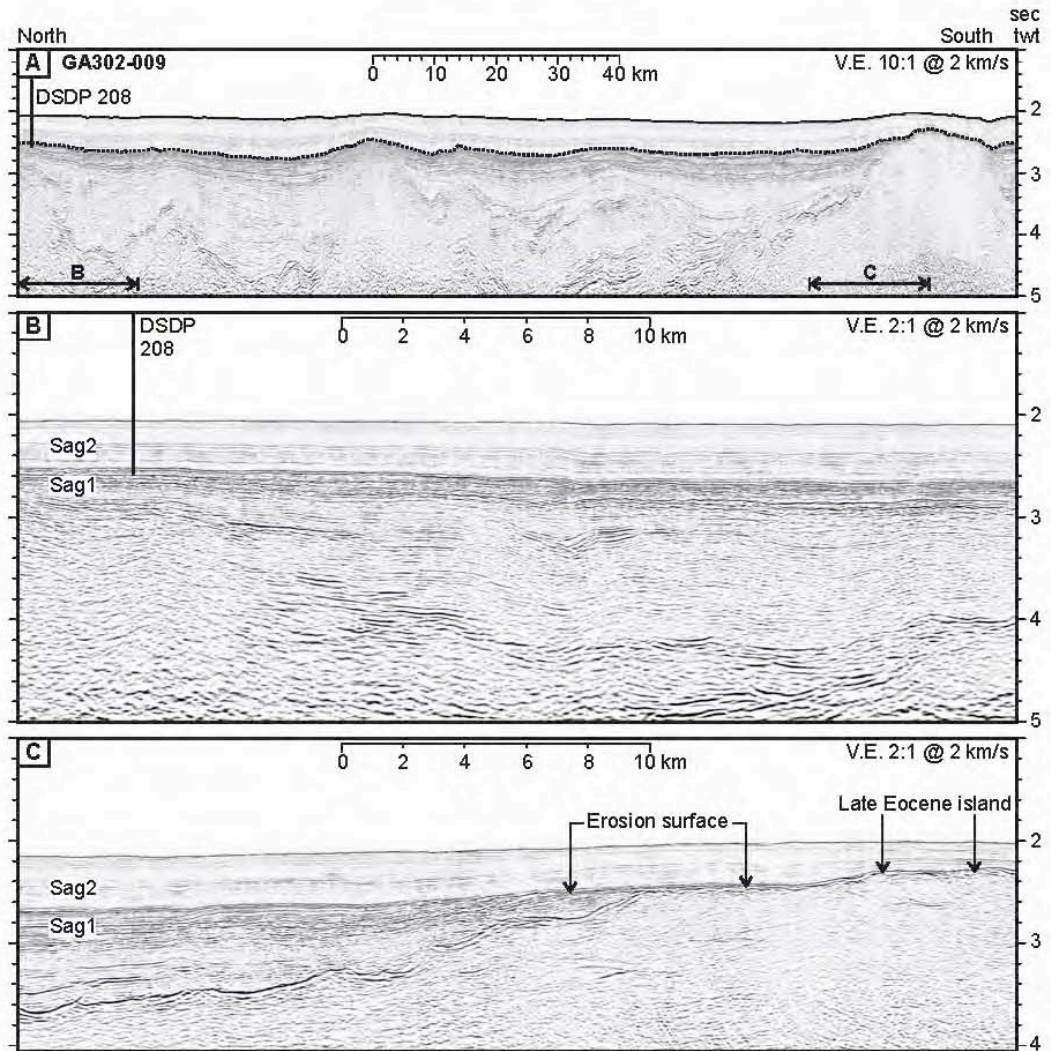


Fig. 2. Lord Howe Rise stratigraphy

New Caledonia Basin, SW Pacific

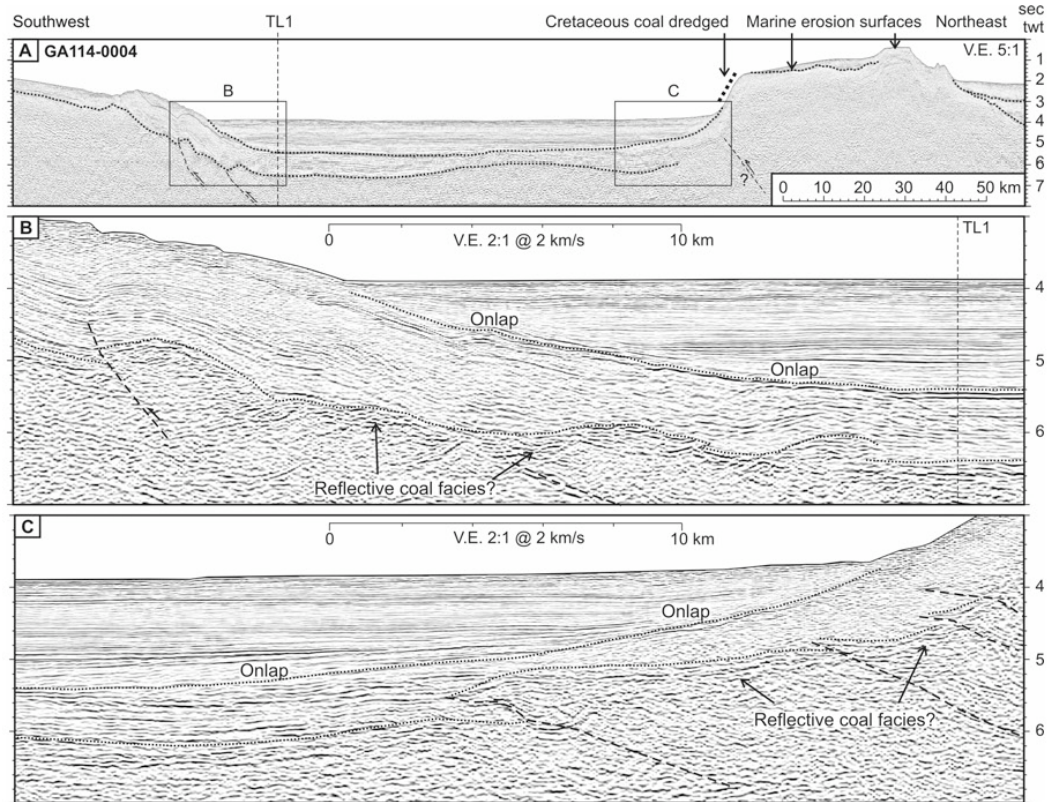


Fig. 3. Southern New Caledonia Basin stratigraphy

New Caledonia Basin, SW Pacific

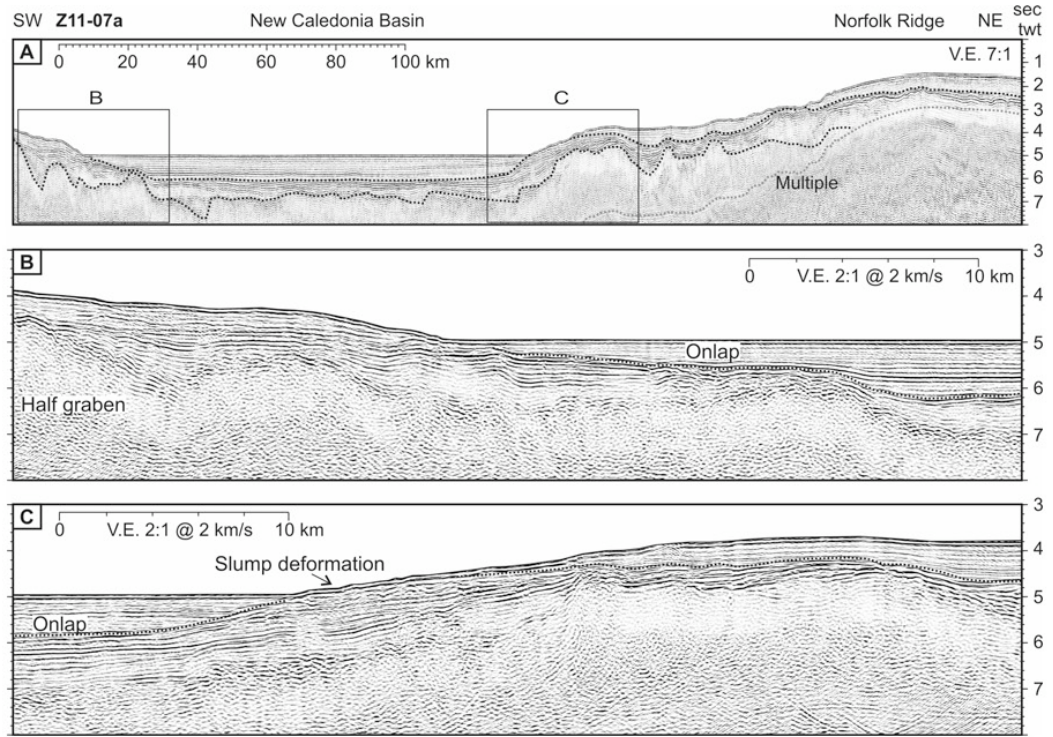
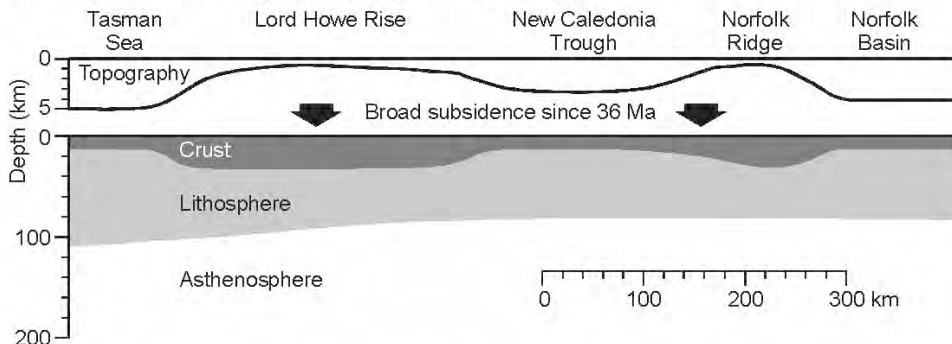


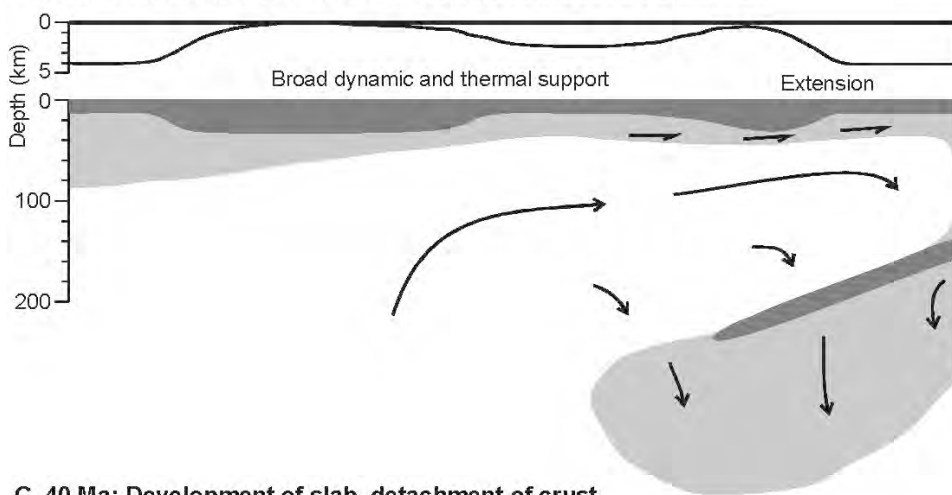
Fig. 4. Northern New Caledonia Basin stratigraphy

New Caledonia Basin, SW Pacific

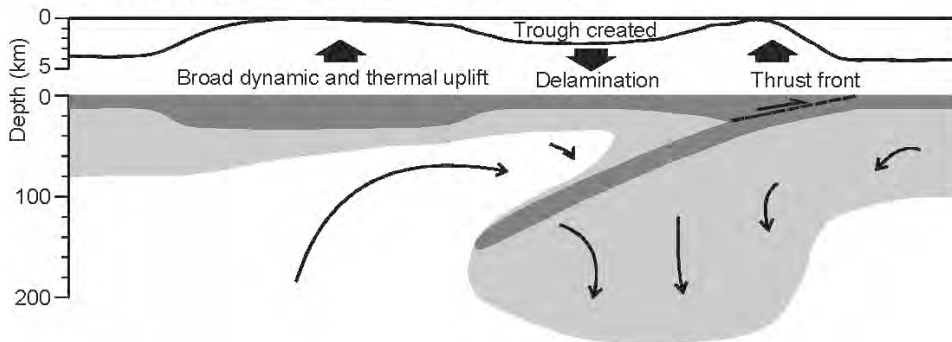
A. 0 Ma: Present configuration after thermal relaxation



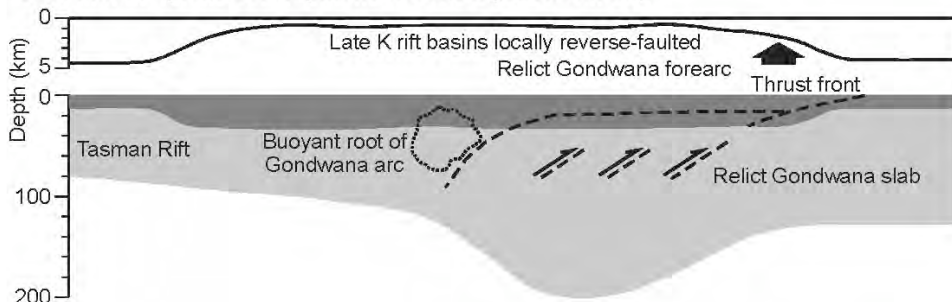
B. 36 Ma: Slab founders, rapid trench migration, backarc extension



C. 40 Ma: Development of slab, detachment of crust



D. 44 Ma: Incipient development of convergent boundary



Chapitre 6 Potentiel Pétrolier du domaine Ouest-offshore de la Nouvelle-Calédonie

Introduction

Les études de *Pomeyrol* [1951] et *Vially et Masclé* [1994] ont démontré qu'il existait un système pétrolier en Nouvelle-Calédonie. Ces auteurs montrent notamment que la roche mère est constituée de charbons d'âge Sénonien, présents dans l'ensemble des bassins Crétacé à terre bordant la côte Ouest de la Grand Terre (bassin de Nouméa, bassin de Moindou-Bourail). Le réservoir est constitué soit par les alternances grés-pélitiques Crétacé soit par les flyschs Eocène. La couverture est assurée par les niveaux argileux de ces mêmes flyschs ou bien par les séries allochtones de la nappe des basaltes (unité de Poya) ou des péridotites. Les pièges sont constitués par des structures anticlinales en relation avec l'épisode compressif Oligocène. Des indices de gaz ont été trouvés dans le forage Cadart 1 à Gouaro dans la région de Bourail (2000) ainsi qu'au Ouen-Toro à Nouméa dans le forage « du pétrole » (1908) et à la mine d'huile de Koumac (1896). Aucune accumulation suffisante d'hydrocarbures permettant une production commerciale n'a cependant été découverte à ce jour.

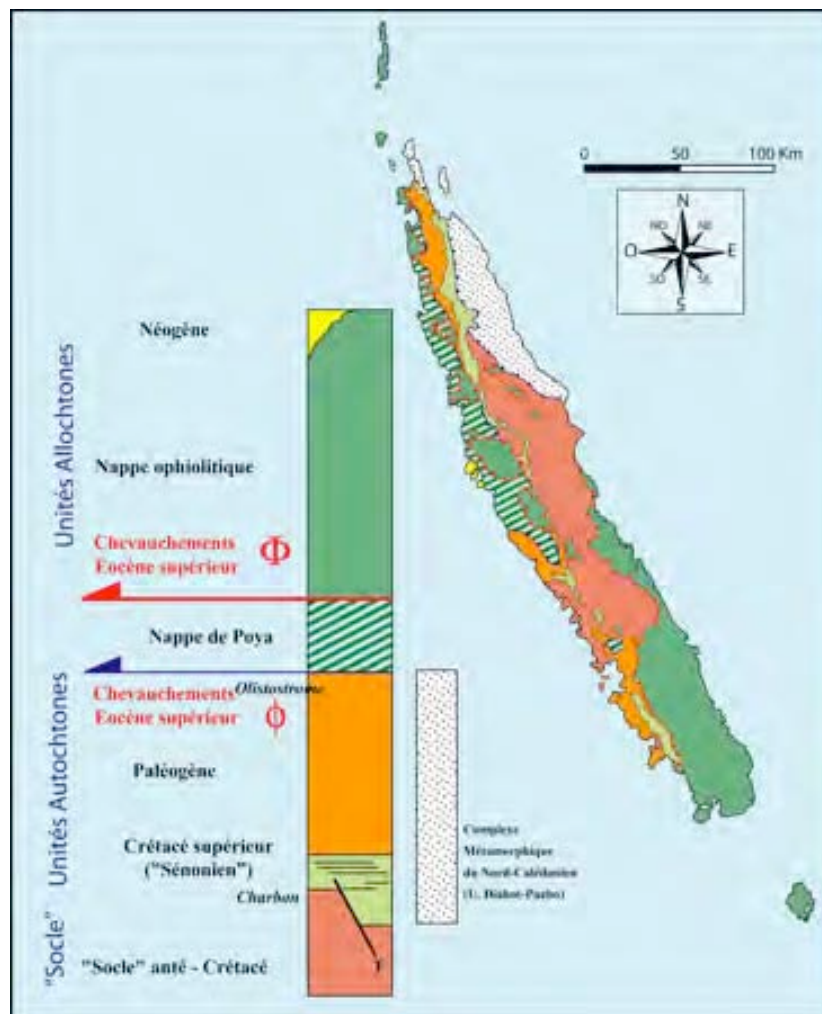


Figure 6-1 Carte et section géologique simplifiée de la Nouvelle-Calédonie selon *Vially et Benard* [2001]

Suite à ces études et de par la présence de bassins sédimentaires au large de la Nouvelle-Calédonie, la recherche de cibles pétrolières en off-shore a débuté à partir de 1998 dans le cadre du programme ZoNéCo¹¹. Les données d'exploration pétrolière des années 1970 qui ont permis la découverte de ces bassins sédimentaires n'imageaient qu'une mince partie de la couverture sédimentaire totale, sans jamais atteindre le socle sous-jacent. A partir de 1998, l'acquisition de données modernes de sismique-réflexion multi-trace a permis de mettre en évidence d'importantes séries sédimentaires dans les bassins au large de la Nouvelle-Calédonie (Bassin de Nouvelle-Calédonie, Bassin de Fairway et Bassin Sud-Loyauté). La nature continentale étirée du Bassin de Fairway et l'existence de structures en horst et graben dans la partie profonde du Bassin Nord de Nouvelle-Calédonie ont ainsi été découvertes. Un Bottom Simulating Reflector (BSR) a aussi été mis en évidence et interprété comme étant la base de stabilité d'une zone d'hydrates de gaz [Auzende et al., 2000a]. Des structures intra-sédimentaires à caractère diapirique ont aussi été mises en évidence dans les bassins de Fairway et Ouest-Calédonien.

Afin d'évaluer la ressource en hydrocarbures de ces bassins, une donnée fondamentale vient à manquer : les âges géologiques. En effet, le manque de données de forage dans ces bassins empêche la calibration temporelle des séries sédimentaires imagées par sismique-réflexion. Nous observons en conséquence d'importantes épaisseurs de séries sédimentaires, déposées dans des contextes de marges continentales, sans pour autant pouvoir leur attribuer un âge et une origine (détritique, pélagique, volcanique etc).

Or la connaissance des systèmes pétroliers mondiaux nous indique que les roches-mères à fort potentiel en hydrocarbures sont des roches sédimentaires souvent déposées au Crétacé¹². Connaître les âges des sédiments qui remplissent ces bassins est une étape indispensable à l'évaluation du potentiel pétrolier de cette région.

Les éléments nouveaux présentés dans cette thèse et relatifs à l'évaluation du potentiel pétrolier du domaine Offshore de la Nouvelle-Calédonie concernent :

- l'âge de ces sédiments décrit aux Chapitres 3 et 4
- la caractérisation des hydrates de gaz : les résultats obtenus font l'objet d'une publication publiée à Marine Geology [Nouzé et al., 2009], que l'on trouvera en Annexe 7.

Nous nous limitons ici à discuter l'implication de ces résultats sur le potentiel pétrolier du domaine offshore néo-calédonien.

1 Bassin de Fairway

Dans le Chapitre 3 nous avons montré que (i) les structures géologiques reliant la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie sont continues : le Bassin de Fairway est la continuité structurale du Bassin d'Aotea et (ii) le toit du Crétacé, identifié à l'extrémité Sud du Bassin

¹¹ Le programme ZoNéCo créé en 1993 et toujours en activité, consistait à sortir la Nouvelle-Calédonie de la situation de mono-industrie dans laquelle elle se trouvait (vis-à-vis de l'exploitation du minerai de nickel), en se donnant les moyens d'identifier de nouvelles ressources marines via un inventaire des ressources vivantes et non vivantes de sa ZEE. Ceci permettrait alors d'ouvrir de nouvelles perspectives en matière de développement économique.

¹² En effet le Crétacé est une période caractérisée par des températures relativement élevées à l'échelle du globe. Cette température élevée a conduit indirectement à la prolifération d'organismes marins, tels que les algues qui prospéraient alors dans les eaux de la surface. Par la décomposition partielle de leur matière organique, ces organismes ont créé une lacune d'oxygène dans les eaux profondes des océans. Or c'est justement lorsque l'oxygène vient à manquer que les conditions nécessaires à la formation des hydrocarbures se créent.

d'Aotea, se prolonge vers le Nord sur toute la longueur du Bassin jusque dans le Bassin de Fairway.

Nous identifions de cette façon d'importantes séries Crétacé atteignant 2.6 std d'épaisseur, dont le toit se situe en moyenne à 2.2 std sous le fond de la mer. Notons aussi que tous les échantillons Crétacé dragués ou forés dans le bassin profond Fairway-Aotea sont de type charbonneux. Dans sa partie Nord, le Bassin de Fairway comporte des formations diapiriques intra-sédimentaires dont le toit correspond au toit du Crétacé nouvellement identifié. Ces dômes ont été interprétés comme étant des séries salifères, des dômes de boues ou encore des paléo-récifs (cf. Chapitre 1 pour plus de détails).

Nous identifions par ailleurs (cf. Chapitre 5) une importante subsidence Oligocène ayant affecté l'ensemble du Bassin. Dans ce chapitre nous montrons aussi que les conditions de dépôt au Crétacé étaient très certainement proches du niveau marin.

En Nouvelle-Zélande et dans le Bassin de Taranaki, la roche-mère est constituée par les charbons paraliques¹³ et les argiles charbonneuses du Crétacé supérieur-Eocène selon *Cook* [1987] et le site internet du Ministère du Développement Economique de la Nouvelle-Zélande¹⁴. Les séries sus-jacentes, d'origine marine, ne présentent pas de fortes potentialités pétrolières. Les réservoirs productifs correspondent à des grès anté-Eocènes et Oligocènes. Il existe donc des similitudes entre le système pétrolier du bassin de Taranaki et le système pétrolier de la côte Ouest néo-calédonienne. En particulier, la nature et l'âge de la roche-mère et de la roche réservoir sont les mêmes qu'en Nouvelle-Calédonie.

Le Bassin de Taranaki n'est autre que la continuité Sud du rift Crétacé du Bassin d'Aotea, affecté localement par une importante subsidence flexurale Miocène résultant de la mise en place de la subduction de Kermadec [Holt, 1994; Hart, 2002] (cf. Chapitre 1 pour plus de détails). La Figure 6-2 et la Figure 6-3 illustrent l'histoire du Bassin. Il présente l'avantage de se trouver à cheval entre la côte Ouest de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande et la plateforme continentale à des profondeurs d'eau inférieures à 200 m. Il en résulte la présence de 59 forages à terre et 42 forages en mer, dont 13 en production et 7 en sub-production. Selon TagOil¹⁵, la compagnie pétrolière qui exploite une partie des champs pétroliers du bassin de Taranaki, les réserves récupérables de ce bassin sont établies à 7 trillions de pieds-cubes de gaz et 500 millions de barils de pétrole.

¹³ situés sur des rivages marins

¹⁴ <http://www.crownminerals.govt.nz/cms/petroleum/petroleum-basins/taranaki-basin>

¹⁵ Cf le site internet de la compagnie pétrolière TagOil : <http://www.tagoil.com/oil-natural-gas-operations/new-zealand-oil-gas-exploration-overview.asp>

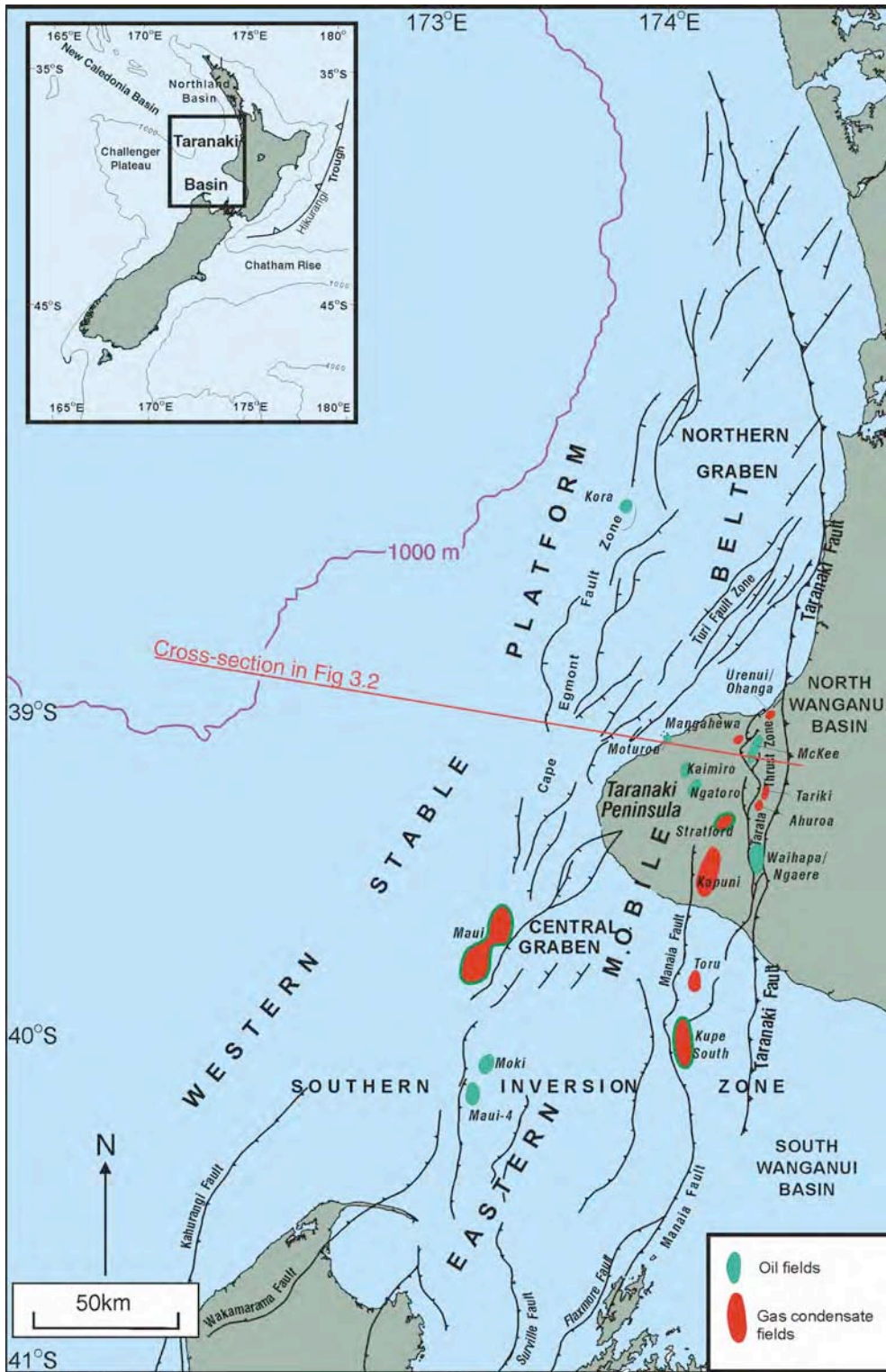


Figure 6-2 Carte structurale du Bassin de Taranaki, d'après Hart [2002]

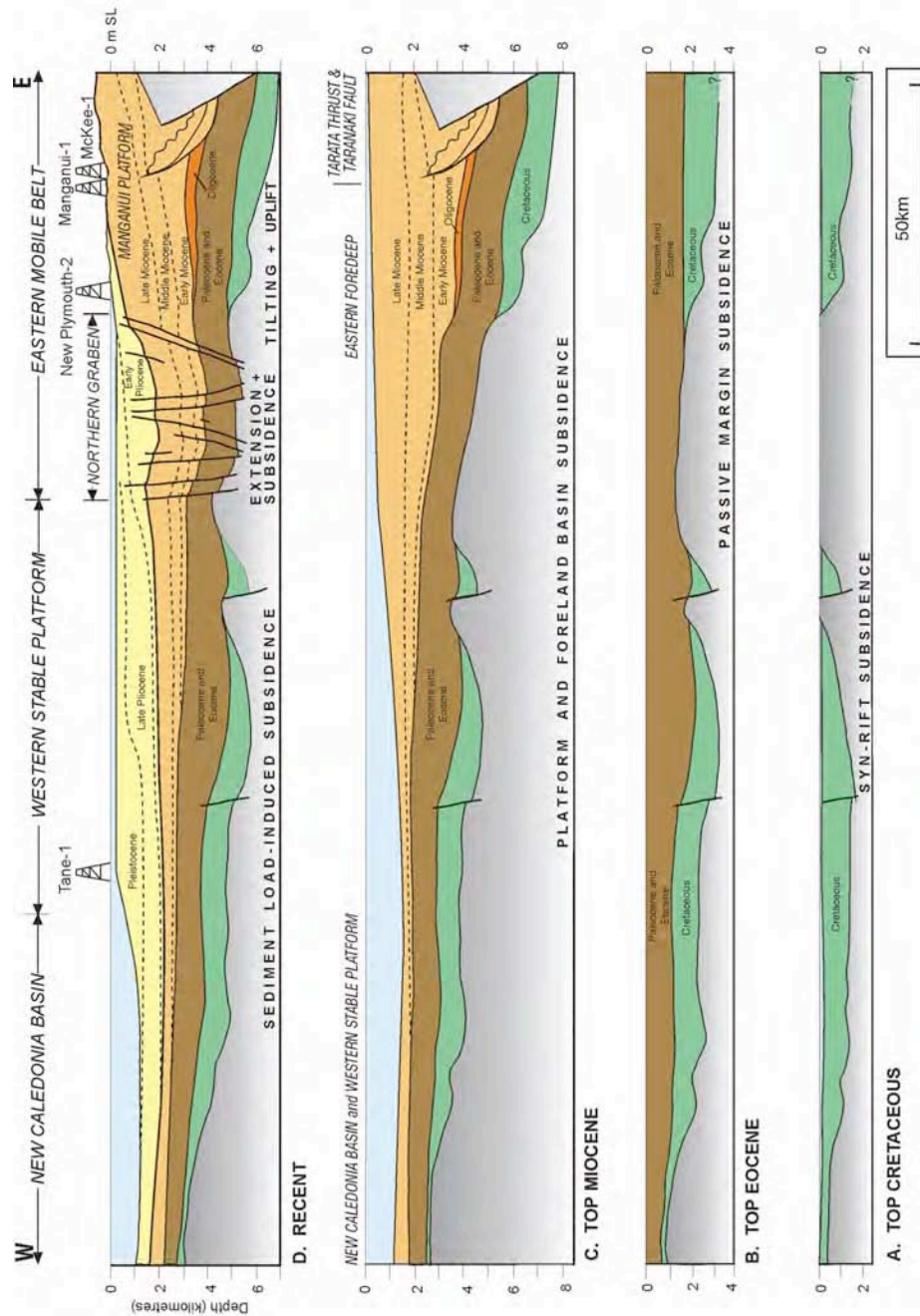


Figure 6-3 Coupe de l'évolution géologique du Bassin de Taranaki selon Holt [1994]. Notons que l'appellation « New Caledonia Basin » est ici un abus de langage et devrait être remplacée par « Aotea Basin ».

La continuité des séries Crétacé entre le Bassin de Fairway et le Bassin de Taranaki - associée au fait que l'on retrouve le même système pétrolier aux extrémités émergées (dans le Bassin de Taranaki au Sud et sur la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie au Nord) - suggère que les roches-mères Crétacé existent au moins localement le long du Bassin de Fairway-Aotea. Notons que le Bassin de Fairway-Aotea n'est pas directement relié au système pétrolier identifié à l'extrémité Nord émergée de la marge Ouest de la Grande Terre mais que l'on fait, dans cette interprétation, un saut via la Ride de Fairway et le bassin de Nouvelle-Calédonie dont l'âge est moins bien contraint (cf. paragraphe suivant).

Le Bassin Ouest Calédonien, situé sur la marge Ouest de la ride de Norfolk (cf. Chapitre 1 pour plus d'informations), est de dimension plus petite que le Bassin de Fairway mais présente les mêmes épaisseurs sédimentaires et des structures diapiriques intra-sédimentaires structurellement

identiques à celles observées le Bassin de Fairway. Aucune datation stratigraphique n'est cependant disponible pour évaluer le potentiel pétrolier de ce bassin.

Nous pensons ainsi que le Bassin de Fairway comporte potentiellement des roches-mères Crétacé. Ces roches-mères se trouvent sous une importante tranche d'eau (~2000 m) et à de grandes profondeurs sous le fond de la mer (2 std sous le fond de la mer), rendant à première vue les éventuelles cibles dans l'offshore profond difficilement rentables commercialement à ce jour. Notons cependant que la migration des hydrocarbures depuis la roche-mère vers les réservoirs dans des pièges structuraux peut diminuer la profondeur des cibles potentielles. Les dômes intra-sédimentaires observés dans la partie Nord du Bassin de Fairway sont des structures pouvant constituer d'excellents pièges.

Un travail d'identification des roches réservoirs et de caractérisation des structures diapiriques du Bassin de Fairway reste à ce jour à faire. L'identification de la roche réservoir dans ces bassins pourrait par exemple s'effectuer grâce à l'analyse du signal sismique pour établir des attributs sismiques permettant entre autre de caractériser la porosité des roches imagées. Concernant les diapirs, une analyse de vitesse très fine des CDP situés à l'aplomb des dômes pourrait permettre de vérifier l'hypothèse de la nature salifère¹⁶. Les profils sismiques du chantier hydrates de gaz de la campagne ZoNéCo-11 ayant une couverture multiple importante seraient par exemple adéquats pour mener ce type d'analyse. L'acquisition de nouvelles données de sismique-réflexion et réfraction haute résolution via le déploiement d'un dispositif à maillage serré et situé à l'aplomb des dômes pourrait aussi contribuer à caractériser physiquement ces dômes.

2 Bassin de Nouvelle-Calédonie

Les résultats du Chapitre 4 remettent en question l'interprétation préexistante de la stratigraphie sismique du Bassin de Nouvelle-Calédonie. En effet, la combinaison des données de sismique-réflexion des campagnes ZoNéCo-11, Noucaplac-2 et FAUST-1 (s206) permet de suivre sans interruption la discordance régionale Eocène-Oligocène depuis le puits DSDP 208 jusque dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie. La position du toit de l'Oligocène que nous plaçons à une profondeur de 7 std (au plus profond) dans la partie Nord du bassin, est revisitée. Nous montrons ainsi que les 6 km de séries sédimentaires qui remplissent le bassin au large de la Grande Terre sont majoritairement post-Eocène (cf. Figure 13 du papier [Collot *et al.*, 2008]).

Même si moins épaisses que précédemment estimées, les séries anté Oligocène dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie restent avérées. Les épaisseurs de ces séries sont considérablement réduites dans notre étude : 4 std avant cette étude contre 1.5 std aujourd'hui. Nous ne pouvons pour autant leur attribuer d'âges précis. Il est en effet impossible, avec l'actuel jeu de données de sismique-réflexion, de suivre le réflecteur correspondant au toit du Crétacé identifié dans le Bassin de Fairway jusque dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie. La Ride de Fairway qui sépare ces deux bassins vient tronquer ce réflecteur (cf. Figure 11 de [Collot *et al.*, 2008]).

Il faut toutefois remarquer qu'un graben anté-Oligocène présentant une épaisseur sédimentaire de 1.5 std, est identifiable dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie sur la coupe sismique FAUST-1A (s206-1) (cf. Figure 6 de Collot *et al.* [2008]). Si ce graben s'avère contenir des roches-mères Crétacé, la maturation d'hydrocarbures aurait pu se produire en réponse à l'histoire de la subsidence de cette partie du bassin. En effet d'éventuels dépôts d'âge Crétacé auraient subi une subsidence rapide et importante à l'Eocène (de l'ordre de 4-6 km en quelques millions d'années) lors de la flexuration du Bassin liée à l'obduction néo-calédonienne (cf. Chapitre 4 pour la

¹⁶ Les vitesses de séries salifères généralement supérieures à 4200 m/s sont très supérieures aux vitesses sédimentaires classiques et très caractéristiques de ce type de formation. A l'inverse des dômes de boues présenterait des vitesses bien moindres.

démonstration, [Collot *et al.*, 2008]). Cette subsidence rapide a imposé un fort gradient P-T aux roches-mères qui pourrait avoir fortement influencé la maturation d'hydrocarbures. Notons cependant que si la matière organique des roches-mères s'est déposée au Crétacé alors il existe un laps de temps conséquent d'environ 60 Ma entre le dépôt et la subsidence de ces séries.

Dans la partie centrale du Bassin de Nouvelle-Calédonie, le toit du socle remonte et la croûte s'amincit notablement. Les données de sismique-réfraction révèlent des caractéristiques de croûte océanique [Klingelhoefer *et al.*, 2007]. Ces faits associés à la faible épaisseur des séries sous la discordance Eocène-Oligocène, ne plaident pas en faveur de la présence de roches-mères dans cette partie du bassin.

3 Ride de Lord Howe

Le flanc Ouest de la Ride de Lord Howe présente une structure de marge continentale riftée sur une distance latitudinale de plus de 100 km, que nous suivons particulièrement bien dans sa partie Nord¹⁷. Des séries de horsts et grabens de grande ampleur, ayant des remplissages sédimentaires importants sont identifiables. La Figure 6-4 montre un exemple de deux grabens présentant des épaisseurs sédimentaires de l'ordre de 2 std.

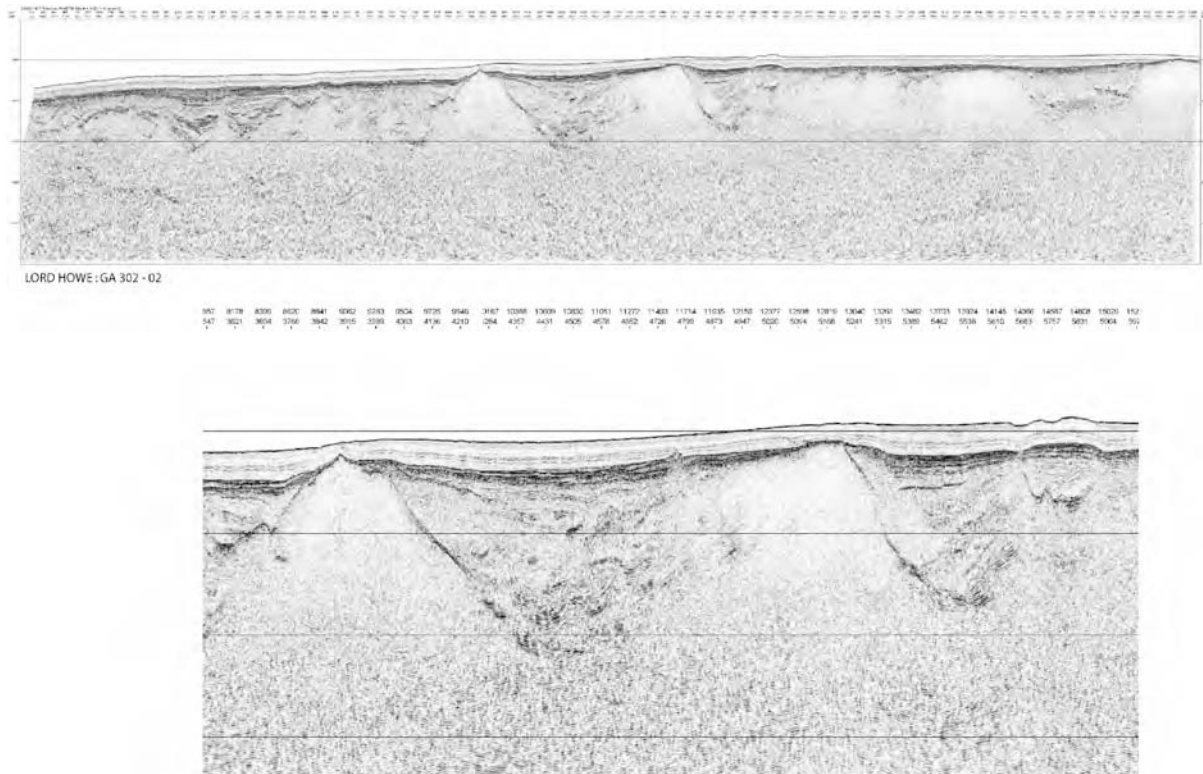


Figure 6-4 Coupe sismique et son zoom montrant la présence de grabens dont le remplissage sédimentaire est très important, d'après Hashimoto *et al.* [2008]

En croisant différents types de données géophysiques (voir méthodologie décrite au Chapitre 2), nous établissons une carte de la structure de ces horsts et grabens. Des linéaments NNE, correspondant très certainement aux prolongations des zones de fracture de la Mer de Tasman, délimitent la marge riftée de la ride de LH en plusieurs zones.

¹⁷ Dans la littérature cette zone est communément subdivisée en deux bassins, d'Ouest en Est : le Bassin de Capel et le Bassin de Faust.

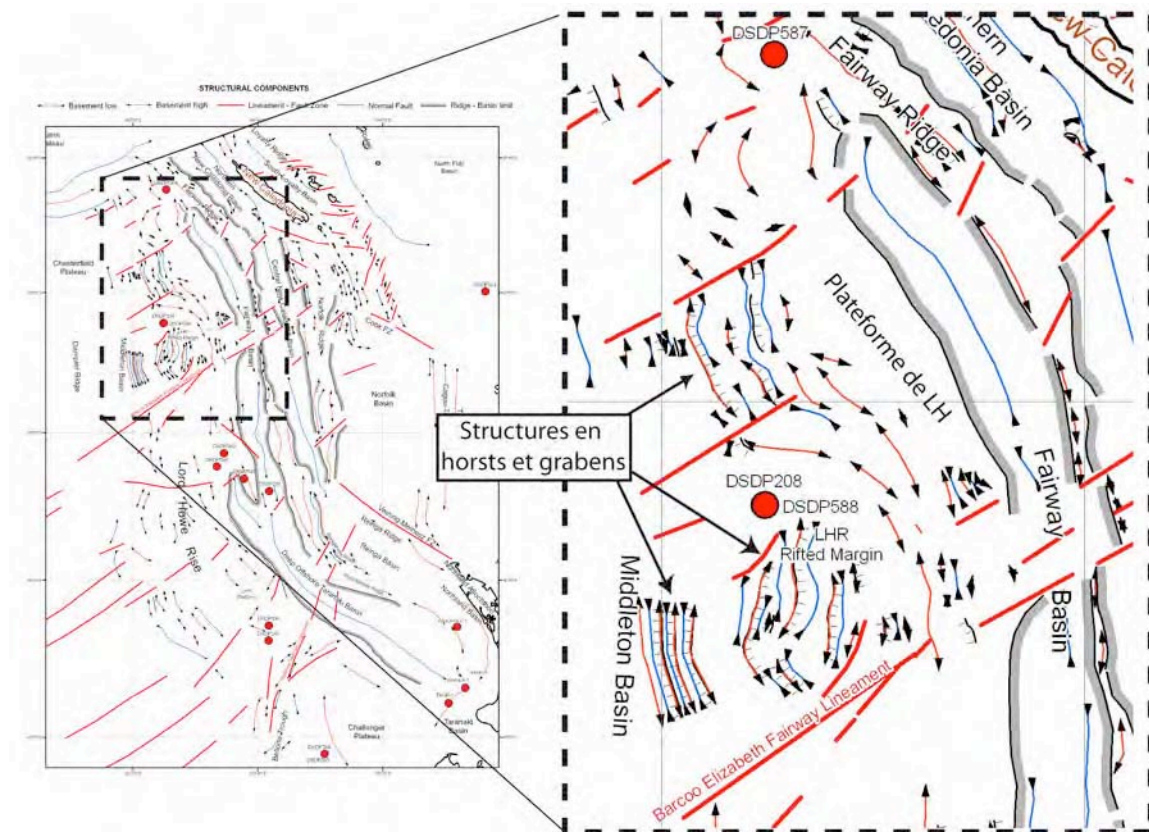


Figure 6-5 Structures en horst et grabens de la marge Ouest de la ride de Lord Howe (LH). La plateforme de LH correspond à une zone haute du socle de la ride ayant subi une forte érosion à l'Eocène. Cf. Chapitre 2 pour la réalisation.

Les incertitudes sur les âges du remplissage sédimentaire de ces grabens sont cependant importantes. Le site de forage DSDP 208 est le seul forage géographiquement proche qui atteint des séries anté Néogène. Sa position située sur le haut d'un horst ne permet cependant pas d'identifier l'âge, ni la nature des sédiments qui remplissent les grabens.

L'absence de vérité terrain ne nous permet pas d'identifier l'âge de la phase de rifting.

Une phase de rifting associée à l'ouverture de la Mer de Tasman est probable, bien que l'hypothèse d'un rifting polyphasé ne puisse pas être écartée. Autrement dit, un rifting plus ancien ou même Cénozoïque est aussi envisageable.

Notons que ces grabens situés autour du DSDP 208 correspondent à la marge conjuguée Australienne située juste au Sud de Sydney et à une centaine de kilomètres au Nord du bassin de Gippsland, duquel 7.27 milliards de m³ de gaz sont extraits par an et dans lequel plusieurs champs pétroliers ont été découverts en 2008.

La lacune de données géophysiques le long de la marge Ouest de la ride de Lord Howe entre les latitudes 30°S et 40°S laisse la porte ouverte : de nouvelles structures en horsts et grabens pourraient être découvertes. La tranche d'eau de 1000-1500 m sur l'ensemble de cette marge reste importante mais plus raisonnable que dans les bassins de Fairway et de Nouvelle-Calédonie. L'acquisition de nouvelles données géophysiques et plus particulièrement de sismique-réflexion sur la marge Ouest de Lord Howe autour de 35°S permettrait d'imager la structure conjuguée du Bassin de Gippsland qui présente un fort potentiel en hydrocarbures (cf. cette zone sur la Figure 6-6).

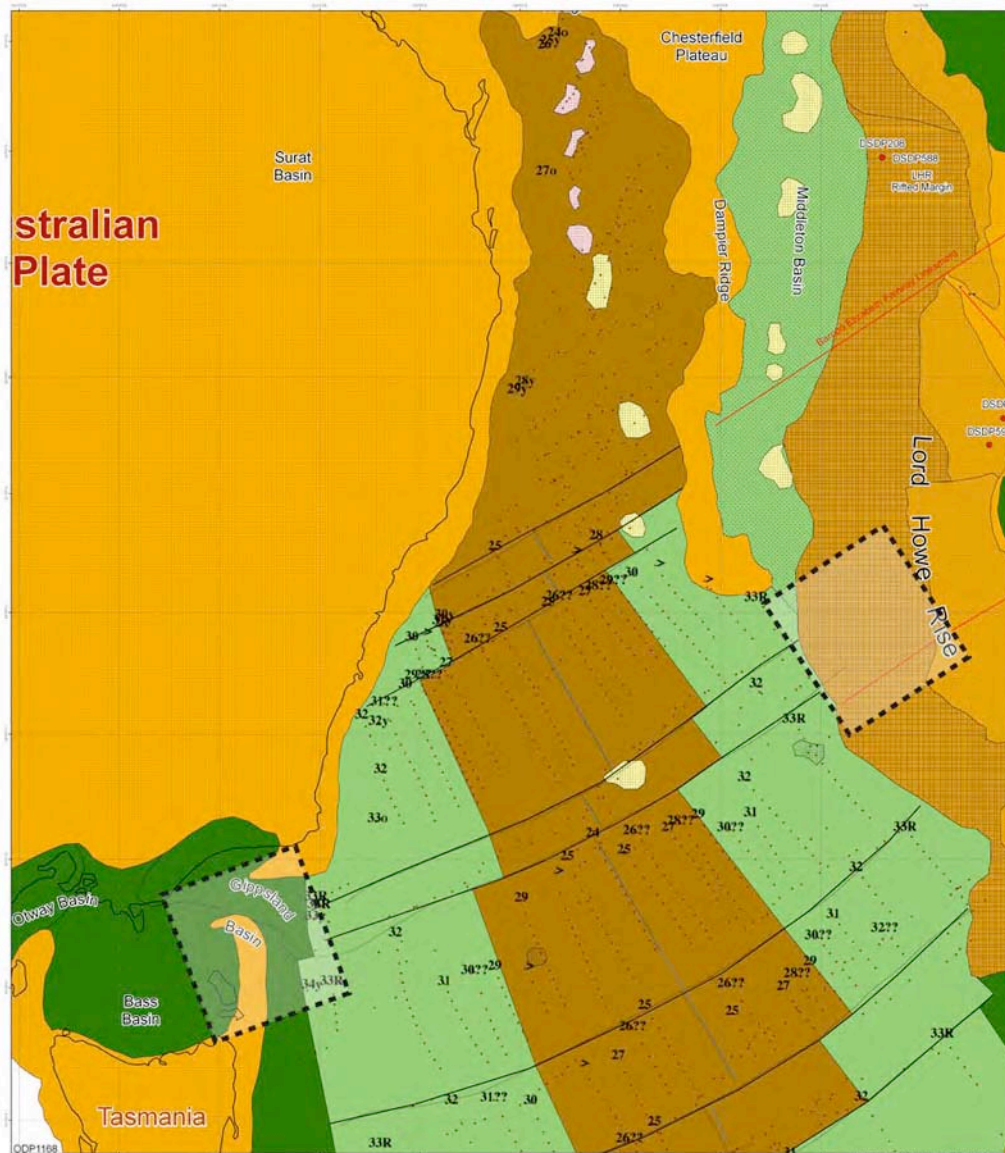


Figure 6-6 Le conjugué du Bassin de Gippsland se trouve sur le flanc Ouest de la Ride de Lord Howe entre les latitudes 34°S et 36°S. Le carré blanc sur le flanc de la ride de Lord Howe symbolise la zone où une acquisition de données de sismique-réflexion serait nécessaire pour identifier la structure du conjugué du Bassin de Gippsland. La lacune actuelle de données dans cette zone laisse la porte ouverte à la découverte de nouvelles zones à fort potentiel pétrolier. Cette carte est un extrait de la planche hors texte présentée en Annexe 1.

4 Hydrates de gaz

Lors de la campagne FAUST-1 réalisée en 1998 à bord du N/O Rig Seismic, un réflecteur situé à 500 m de profondeur épousant la topographie du fond de la mer a été découvert. Ce réflecteur présentait les caractéristiques d'un Bottom Simulating Reflector (BSR). Lors de la campagne ZoNéCo-5 réalisée en 1999 à bord du N/O L'Atalante, la présence de ce BSR a été confirmée sur une superficie d'environ 70.000 km² dans les eaux économiques néo-calédoniennes. Le BSR a alors été interprété comme étant la base de stabilité d'une zone d'hydrates de gaz [Auzende et al., 2000a]. Ceci faisait de cette zone le plus grand champ d'hydrates de gaz identifié du monde.

Suite à cette « découverte », la campagne ZoNéCo-11 réalisée en 2004 à bord du N/O L'Atalante, comportait un chantier « Hydrate de Gaz » avec le déploiement de 12 OBS et l'acquisition de quatre profils sismiques réflexion multi-trace haute résolution. Les images haute

résolution de la structure sédimentaire et l'inversion des temps de trajets enregistrés par les OBS ont apporté de nouvelles informations quant à la distribution des vitesses dans le sous-sol.

L'examen préliminaire de ces résultats [Nouzé *et al.*, 2005] a indiqué que le BSR du Bassin de Fairway présentait une phase normale¹⁸, ce qui ne correspond pas aux caractéristiques acoustiques attendues à la base d'une zone de stabilité des hydrates. En effet, la présence de gaz libre dans les sédiments situés sous les hydrates de gaz gelés se traduit par un contraste de vitesses négatif à l'interface basale hydrate/sédiment et donc par un BSR ayant une signature sismique en phase inverse.

L'étude plus approfondie de ces données a révélé la présence de deux réflecteurs notables, le BSR décrit précédemment (RP) et un réflecteur moins profond présentant une phase inverse (RN) (cf. Figures 5 et 6 de Nouzé *et al.* [2009] visibles en Annexe 7). Les résultats de cette étude sont décrits ci-dessous et exposés en détail dans le papier de Nouzé *et al.* [2009], que l'on trouvera en Annexe 7.

En utilisant les lignes sismiques régionales, nous montrons que le réflecteur RN se corrèle avec la discordance Eocène-Oligocène du puits DSDP 208. L'absence de phase inverse associée au réflecteur RP et l'importante proportion de porcélanite¹⁹ dans les sédiments prélevés au puits DSDP 208 à la profondeur de RP nous mènent à interpréter le BSR comme étant un front diagénétique lié à la transition Opal-A / Opal-CT.

Les données de flux de chaleur collectées en 2006 sur le site du chantier « Hydrate de Gaz », lors de la campagne ZoNéCo-12 à bord du N/O le Marion Dufresne, suggèrent par ailleurs que RP est trop profond pour correspondre à une zone de stabilité d'hydrates de méthane. Les analyses des fluides contenus dans les carottes prélevées à l'aplomb du chantier hydrate lors de cette même campagne révèlent l'absence totale de traces de méthane et d'anomalies de chorinité, normalement attendues dans l'environnement sédimentaire des hydrates de gaz.

Ces résultats et interprétations font l'objet d'un article en cours de publication à Marine Geology [Nouzé *et al.*, 2009], que l'on trouvera en Annexe 7.

Notons par ailleurs qu'un BSR ayant les mêmes caractéristiques a été découvert lors de la campagne FAUST-3 sur les flancs du Lord Howe Spur [Exon *et al.*, 2007], situé de part et d'autre du site de forage DSDP 591.

Conclusions

En résumé nous pouvons noter que :

- (i) Le Bassin de Fairway comporte potentiellement des roches-mères. Des études géophysiques plus approfondies sont cependant nécessaires pour identifier une roche réservoir et pour caractériser la nature des dômes diapiriques intra-sédimentaires qui pourraient constituer des pièges. Le Bassin Ouest-Calédonien (cf. Chapitre 1 localisation et plus d'informations) présente les mêmes caractéristiques structurales que le Bassin de Fairway : son potentiel pétrolier reste cependant muet, du fait de l'absence de données permettant d'estimer l'âge de son remplissage sédimentaire.

¹⁸ Un signal sismique ayant une phase normale correspond à la réponse d'une onde réfléchie sur une interface caractérisée par un coefficient de réflexion positif. Un coefficient de réflexion positif traduit une augmentation de vitesse entre deux milieux.

¹⁹ La porcélanite est une roche constituée de cristobalite (i.e. Opal-CT) résultant de la recristallisation de silice biogénique.

- (ii) Le Bassin de Nouvelle-Calédonie ne présente pas d'hydrocarbures dans sa partie centrale. Dans sa partie Nord, l'existence d'un graben profond d'âge potentiel Crétacé et ayant subi un gradient positif P/T très élevé à l'Oligocène laisse la porte ouverte à une éventuelle présence d'hydrocarbures. Des modélisations thermiques seraient ici nécessaires.
- (iii) Le flanc Ouest de la Ride de Lord Howe présente une structuration en horsts et grabens sur plus de 100 km de large et 2000 km de long. Ces grabens présentent d'importantes épaisseurs sédimentaires pouvant atteindre 2-2.5 std. Le manque de forages ne permet cependant pas de dater ces séries sédimentaires. La marge conjuguée du Bassin de Gippsland, lui même très riche en hydrocarbures, se trouve sur le flanc Ouest de la Ride de Lord Howe autour de 35°S. Ce flanc Ouest est aujourd'hui très mal connu et nécessiterait une exploration sismique afin d'identifier d'éventuelles cibles pétrolières.
- (iv) Le Bottom Simulating Reflector identifié dans le Bassin de Fairway ne correspond pas à une zone de stabilité d'hydrates de gaz mais à une transition diagénétique de la silice, transition de l'Opal-A à l'Opal-CT.

CONCLUSION GENERALE

L'analyse des données géophysiques a permis d'apporter de nouveaux éléments de réponses quant à l'origine, l'âge et l'évolution des rides et des bassins sous-marins reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande. La synthèse géologique du Sud-Ouest Pacifique, entreprise en parallèle à ce travail de thèse, nous permet de replacer ces nouveaux résultats dans leur contexte régional.

Nous confirmons dans un premier temps la distinction structurale entre le Bassin de Fairway qui se prolonge vers le Bassin d'Aotea (AB) et le Bassin de Nouvelle-Calédonie qui se referme vers 32°S. La ride de Fairway se raccordant à la ride Ouest-Norfolk sépare ces deux bassins. La croûte du bassin de Fairway-AB est de type « continental aminci » alors que celle du Bassin de Nouvelle-Calédonie dans sa partie centrale présente des épaisseurs et des vitesses crustales compatibles avec celles d'une croûte océanique arrière-arc, de type Bassin de Lau. Le Bassin de Fairway présente une forte épaisseur sédimentaire pré-Oligocène alors que le Bassin de Nouvelle-Calédonie présente un remplissage sédimentaire principalement post-Eocène. Cette différence reflète des histoires géologiques contrastées.

Ces travaux de thèse nous permettent de dresser l'histoire chronologique de ces bassins, depuis la fragmentation de la marge du Gondwana au Mésozoïque jusqu'à la cessation de leur activité tectonique au Néogène.

Formation du Bassin de Fairway-Aotea : origine de la fragmentation de la marge Est du Gondwana au Mésozoïque

Les séries d'arcs rémanents et de bassins situés entre le continent Australien et l'arc actif des Tonga-Kermadec témoignent de la fragmentation de la marge du Gondwana dans un contexte de marge active. La datation de la formation du Bassin de Fairway-Aotea au Cénomaniens²⁰ nous permet d'apporter des éléments de réponses quant à l'âge et à l'origine tectonique de cette fragmentation. En effet, l'âge Cénomaniens attribué à la formation du bassin de Fairway-Aotea est le plus ancien des bassins préservés du Sud-Ouest Pacifique. Les prémices de la fragmentation de la marge orientale du Gondwana se seraient donc déroulées dans ce bassin.

A la lumière des nouvelles données géophysiques, nous interprétons l'ouverture au Cénomaniens du Bassin de Fairway - Aotea comme étant le résultat d'une extension arrière-arc intra-continentale, liée au recul de la fosse de subduction ayant bordé le Gondwana au cours du Mésozoïque. Le système de subduction aurait alors évolué d'un système du type Cordillère (subduction d'une plaque océanique sous un continent) à un système intra-océanique encore en activité aujourd'hui. Nous interprétons au cours de cette évolution une déchirure continentale le long de la marge active ayant mené à la formation du Bassin de Fairway-Aotea. La progressive verticalisation du slab pourrait être responsable de cette évolution. Les raisons d'un tel changement de la dynamique du slab sont diverses et nous émettons des hypothèses quant aux moteurs susceptibles de les avoir conduits : (i) processus gravitaire lié au poids du slab l'amenant à couler dans l'asthénosphère engendrant un « hinge rollback », (ii) flux asthénosphérique, exerçant une pression sur le slab le faisant ainsi reculer et (iii) la cinématique des plaques lithosphériques impliquées dans la subduction pouvant jouer un rôle sur le pendage du slab et

²⁰ Via l'analyse de la chronostratigraphie, rendue possible par la présence de forages adéquates en Nouvelle-Zélande

pouvant créer des zones de faiblesse dans la plaque chevauchante menant à de l'extension en arrière de l'arc. Nous constatons aussi que l'ouverture du Bassin de Fairway-Aotea est concomitante avec l'arrivée à 105 Ma du Plateau d'Hikurangi dans la zone de subduction. Nous proposons ainsi d'établir un lien causal entre le blocage hypothétique de la zone de subduction, le changement de la dynamique du slab et la formation du bassin en faisant appel au processus de « tectonic escape ». Une analogie dans la structuration de cette marge fragmentée nous mène à comparer le bassin de Fairway-Aotea avec la marge Chinoise fragmentée et l'Okinawa Trough.

Nous notons ici que l'histoire Mésozoïque du Bassin de Nouvelle-Calédonie est mal contrainte à cause du manque de données de forages corrélables aux séries sédimentaires du bassin.

Tectonique affectant la partie Nord du Bassin de Nouvelle-Calédonie à l'Eocène - Oligocène : relation avec la mise en place des ophiolites néo-calédoniennes.

Grâce aux nouvelles données de sismique-réflexion multi-trace à forte pénétration des campagnes ZoNéCo-11 et Noucaplac-2, la discordance Eocène-Oligocène régionale est suivie de façon continue depuis le puits de forage DSDP 208 jusque dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie. La nouvelle position de cette discordance diffère des interprétations préexistantes et change considérablement les âges des réflecteurs.

Les profils ZoNéCo-11 situés au large de la Grande Terre nous permettent ainsi d'identifier et de dater un événement tectonique majeur, ayant affecté le Bassin de Nouvelle-Calédonie à l'Eocène terminal – Oligocène inférieur. Cet événement tectonique se caractérise par la formation d'une importante dépression (6 km) sur la partie Est du bassin et la surrection de la marge Ouest du bassin correspondant à la Ride de Fairway dans sa partie Nord. La concomitance de cet événement avec l'obduction ophiolitique de Nouvelle-Calédonie à 37-34 Ma nous amène à établir un lien causal entre ces deux événements et à proposer un modèle tectonique : le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait subsidé sous l'effet de la surcharge engendrée par le charriage de la croûte océanique du Bassin de Sud-Loyauté sur la ride de Norfolk à 37 Ma. Au fur et à mesure que la nappe progressait sur le bâti Calédonien, le bassin de Nouvelle-Calédonie aurait réagi comme un bassin flexural d'avant-pays suivant un processus de sous-charriage (underthrusting).

Nous observons par ailleurs que les épaisseurs pré-Oligocène sont importantes dans le bassin de Fairway, et à l'inverse, que les épaisseurs post-Eocène sont importantes dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie. Ceci se corrèle très bien avec les âges d'émersion / immersion des rides bordant les deux bassins. Nous expliquons cette parfaite corrélation (remplissage sédimentaire / émersion des rides) par la migration des sources sédimentaires détritiques : jusqu'à l'Eocène terminal, l'érosion de la ride de Lord Howe est dominante. Elle vient remplir le bassin de Fairway par d'importantes séries sédimentaires. A partir de l'Oligocène inférieur, l'émergence de la Nouvelle-Calédonie fournit la principale source de sédiments détritiques contribuant au remplissage du segment Nord du Bassin de Nouvelle-Calédonie.

Subsidence affectant le Bassin de Nouvelle-Calédonie, le Bassin de Fairway - Aotea à l'Oligocène : signature possible de l'initiation d'une subduction à vergence Est sous la ride de Norfolk.

L'analyse de transects sismiques transversaux aux bassins de Nouvelle-Calédonie, de Fairway et d'Aotea a révélé l'existence d'une subsidence Oligocène importante, de l'ordre de 2-3 km, et symétrique par rapport à l'axe des bassins.

L'important laps de temps de l'ordre 50-60 Ma, entre la formation du bassin au Crétacé et la subsidence qui l'affecte à l'Oligocène nous amène à postuler que cette subsidence est différente

de la subsidence thermique post-rifting observée lors de la formation de marges continentales passives.

La nature des sédiments pré-subsidence témoigne de conditions de dépôt proches du niveau marin. Ces sédiments se sont donc déposés sur une croûte en position haute et donc certainement épaisse. Ceci nous amène à penser que l'amincissement crustal qui caractérise les bassins d'aujourd'hui est très probablement Oligocène et responsable de la subsidence.

L'absence de failles normales associée à la subsidence suggère que l'ablation d'une partie de la croûte inférieure est responsable de cette subsidence.

En s'appuyant sur le modèle d'initiation de subduction de *Gurnis et al.* [2004], nous proposons que cette ablation de croûte inférieure se soit produite dans un contexte compressif au cours duquel la racine de la Ride de LH, du Bassin de Fairway-Aotea, du Bassin de Nouvelle-Calédonie et de la Ride de Norfolk se serait épaissie jusqu'à atteindre un seuil d'instabilité provoquant son détachement et son effondrement gravitaire dans le manteau, donnant ainsi naissance à un slab.

Cette nouvelle hypothèse qui devra être testée, remet en question les modèles selon lesquels les bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway-Aotea se seraient formés exclusivement au Crétacé dans un processus de rifting.

Ces travaux de thèse nous permettent ainsi de proposer une évolution biphasée du système de bassins reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande : (i) un rifting Crétacé avorté créant les bassins structuraux de Nouvelle-Calédonie et de Fairway-Aotea puis (ii) une subsidence tectonique de 2-3 km, 50-60 Ma plus tard (à l'Eocène - Oligocène) en réponse à l'ablation de la croûte inférieure et créant le fossé physiographique de Nouvelle-Calédonie (New Caledonia Trough).

Prospectives

La carte des provinces structurales de l'Annexe 1 pourrait être avantageusement complétée par l'ajout de données géologiques. Par exemple, l'ajout des principaux traits géologiques et structuraux des continents Australien et Néo-Zélandais présenterait un intérêt majeur pour visualiser les transitions Continent – Océan et les structures géologiques conjuguées d'un fragment continental à l'autre.

Afin d'expliquer le moteur de l'initiation de la fragmentation de la marge Est du Gondwana au Crétacé, une étude de la cinématique de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Australienne au Mésozoïque serait nécessaire pour déterminer d'éventuels changements cinématiques synchrones de la fragmentation de la marge Est-Gondwanienne. Cette étude pourrait aussi s'élargir à l'ensemble du Pacifique pour tenter d'expliquer la dynamique des slabs de la ceinture de feu depuis le Mésozoïque.

La demande de programme IODP de M. Gurnis, intitulée « Evolution and dynamics of Tonga-Kermadec subduction : Linking subduction initiation and plate motion changes » se propose de déterminer si l'initiation (ou la réactivation) d'une zone de subduction est régie par (i) des changements de la cinématique des plaques ou si (ii) elle résulte de courants convectifs du manteau. Pour cela les auteurs se proposent de prendre le Sud-Ouest Pacifique comme zone test, car la cinématique de la plaque Australienne par rapport à la plaque Pacifique est très bien contrainte sur la période allant de 45 Ma à l'Actuel. Ces mouvements étant connus, les auteurs proposent d'étudier les corrélations possibles entre la cinématique des plaques et l'évolution de la subduction du Sud-Ouest Pacifique depuis 45 Ma. Afin de contraindre l'évolution de cette subduction, plusieurs transects de forages Est-Ouest atteignant le socle depuis la ride de Norfolk jusqu'à la Ride de Kermadec sont proposés. Ces nouvelles données permettraient de déterminer l'âge des arcs rémanents et des bassins qui les séparent et donc de contraindre temporellement

l'évolution (le recul) de la subduction. Notons que si aucune corrélation n'est observée l'hypothèse (i) pourra être écartée.

Propositions complémentaires à ce projet : les résultats obtenus dans la présente thèse suggèrent que les prémices de l'évolution (le recul) de la zone de subduction bordant le Gondwana dateraient du Mésozoïque. Un site de forage supplémentaire, plus proche du continent Australien, sur la Ride de Lord Howe, permettrait de savoir si cette ride correspond effectivement à un arc (ou morceau d'arc) continental rémanent, d'âge Mésozoïque. Les sites de forages DSDP 207 et 208 datant des années 1970, ne pénètrent pas le socle sur d'assez grandes profondeurs pour tester cette hypothèse.

Aucun échantillon connu de la ride des Loyauté n'étant antérieur au Néogène, un site de forage permettrait de qualifier l'âge et la nature de son socle. Ceci permettrait notamment de savoir si cette ride correspond à un arc volcanique rémanent et le cas échéant, les âges permettraient de tester l'hypothèse selon laquelle une inversion de subduction se serait produite à l'Eocène pour aboutir à l'obduction Eocène terminal en Nouvelle-Calédonie (voir discussion Chapitre 1, § 2.3 pour plus de détails sur les différents modèles géodynamiques).

Par ailleurs, l'hypothèse de l'épaississement crustal de la Ride de Lord Howe, suivi de son effondrement à l'Eocène, par ablation de la croûte inférieure (tel que décrit dans le Chapitre 5), pourrait être testée par la modélisation de nouvelles données de sismique-réfraction. Une campagne, bien ciblée, déployant des OBS, permettrait de montrer que la croûte inférieure a en effet disparu et que seul subsiste la croûte supérieure. Ceci pourrait faire l'objet d'un projet de campagne océanographique.

Concernant l'évaluation du potentiel pétrolier, un travail approfondi sur le traitement des données sismiques apporterait certainement des réponses aux questions soulevées au Chapitre 6. Peut-on identifier une roche réservoir et les structures diapiriques du Bassin de Fairway peuvent-elles constituer des pièges ? Des études fines des attributs sismiques pourraient permettre de détecter d'éventuelles cibles.

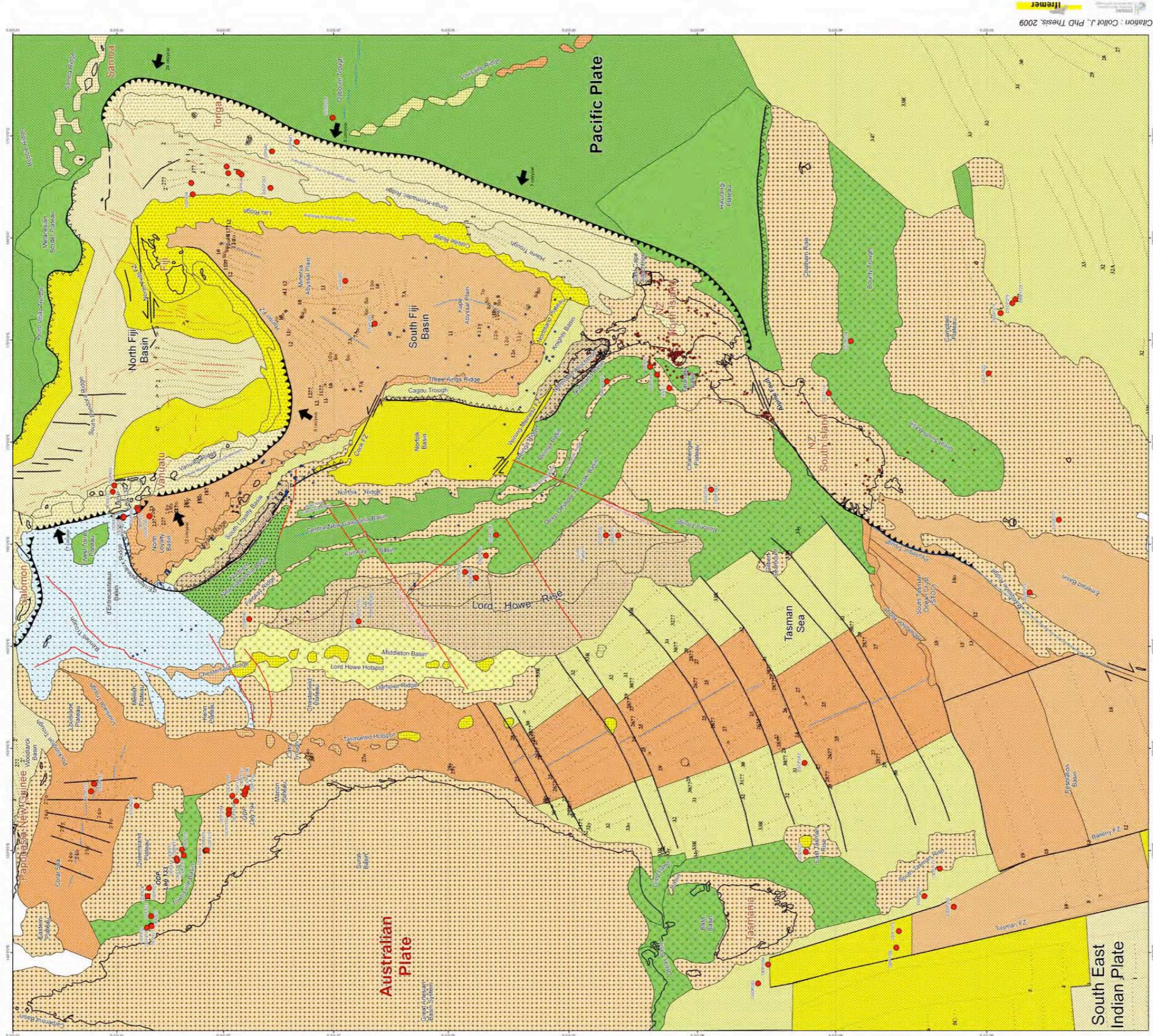
ANNEXES

Annexe 1 Carte des provinces structurales du Sud-Ouest Pacifique.

Le code de couleurs est celui établi par la Commission de la carte géologique mondiale (CGMW), disponible sur le site : <http://www.stratigraphy.org/down.htm>

Cette annexe est disponible en planche hors texte A0 en fin de volume.

STRUCTURAL PROVINCES of the Southwest Pacific



Citation: Collet J., PhD Thesis, 2009
 Tremmer

AGE

- PLIO - QUATERNARY
- MIOCENE
- OLIGOCENE
- EOCENE
- PALEOCENE
- MAASTRICHTIAN CAMPANIAN
- K1
- PRE MESOZOIC (Gondwana basement)
- Undetermined age and crust type

NATURE OF BASEMENT

- Continental crust
- Obducted allochthon
- Oceanic crust
- Oceanic plateau
- Stretched continental crust
- Atypical crust type
- Volcanic arc
- Volcanic hotspot
- Platform
- Rifted margin

STRUCTURAL COMPONENTS

- Active Spreading Center
- Extinct Spreading Center
- Active Subduction Zone
- Paleo Subduction - Suture Zone
- Fracture Zone
- Lineament - Fault zone
- Deep Offshore Wells
- Wells
- Dredge samples
- Magnetic anomaly picks
- Relative plate motion

DECOMPACTED STRATIGRAPHIC TIMESCALE

URASSIC TO RECENT

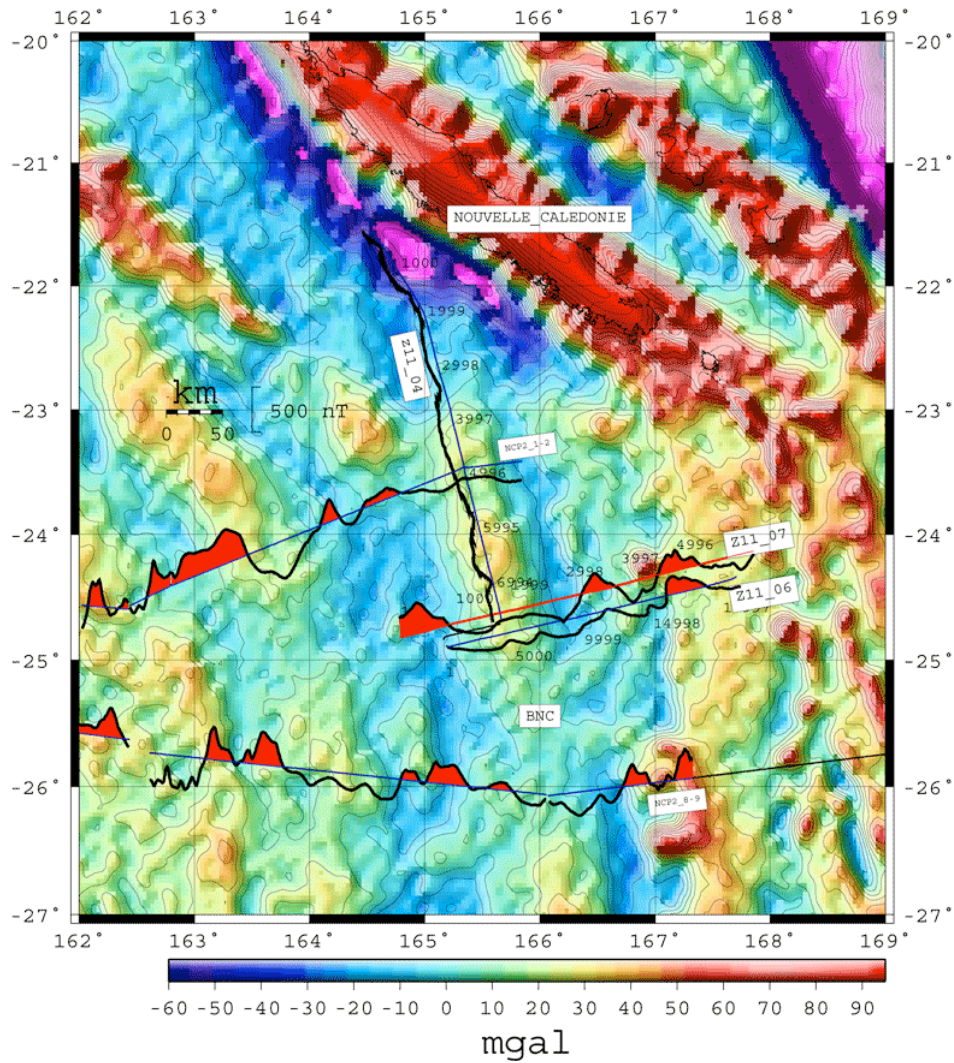
WGS84 Geographic Coordinate System
 Mercator Projection
 Standard parallel : -21.5° S
 Central meridian : 164° E

0 500 1000 km

Annexe 2 Plan de position des profils magnétiques de la campagne ZoNéCo-11, sur fond d'anomalie gravimétrique à l'air libre [Sandwell et Smith, 1997]. D'après Colloz [2005].

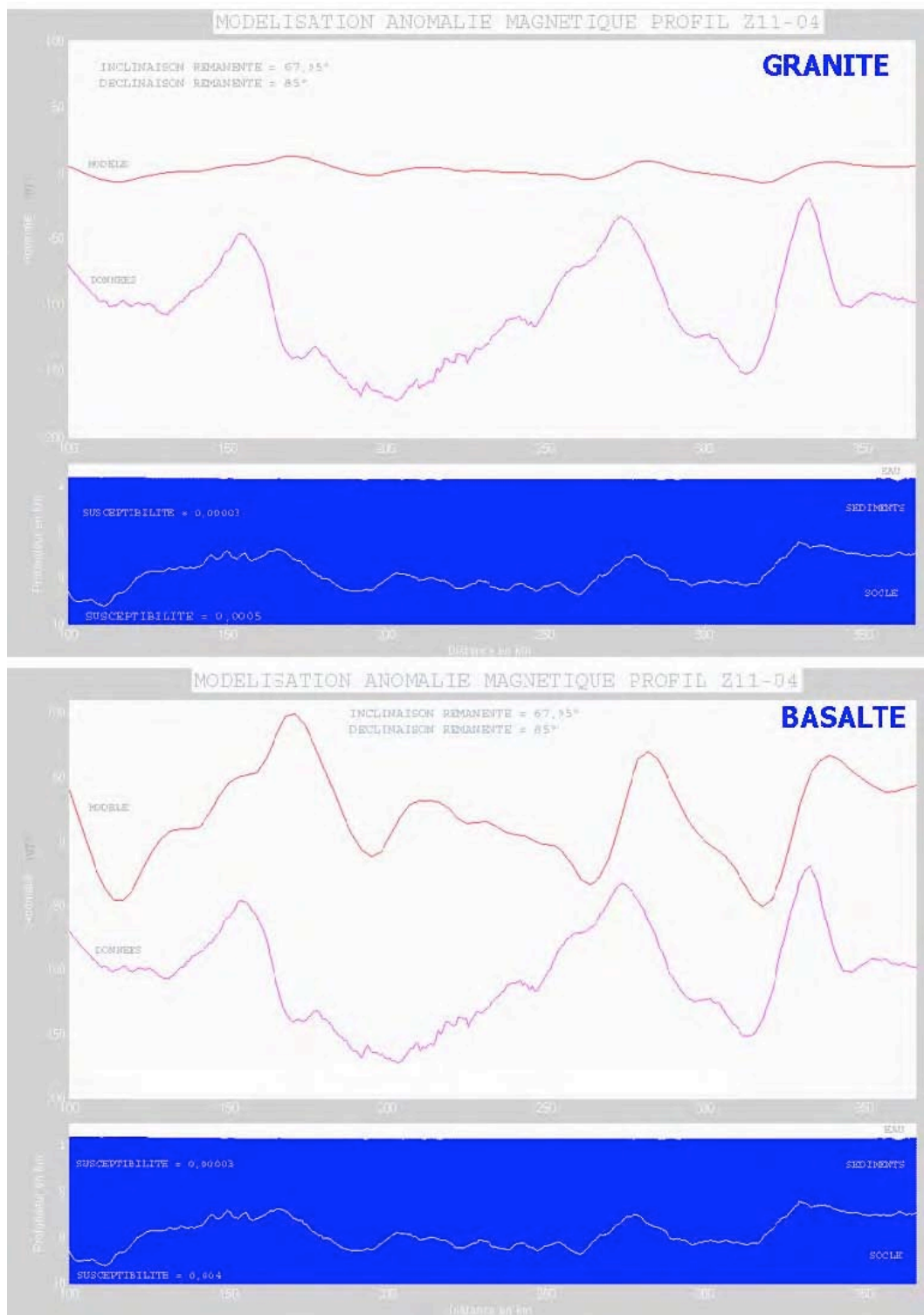
Les Annexe 3, Annexe 4 et Annexe 5 présentent les modélisations magnétiques de ces profils.

es magnétique sur fond d'anomalie gravimétrique ET positi



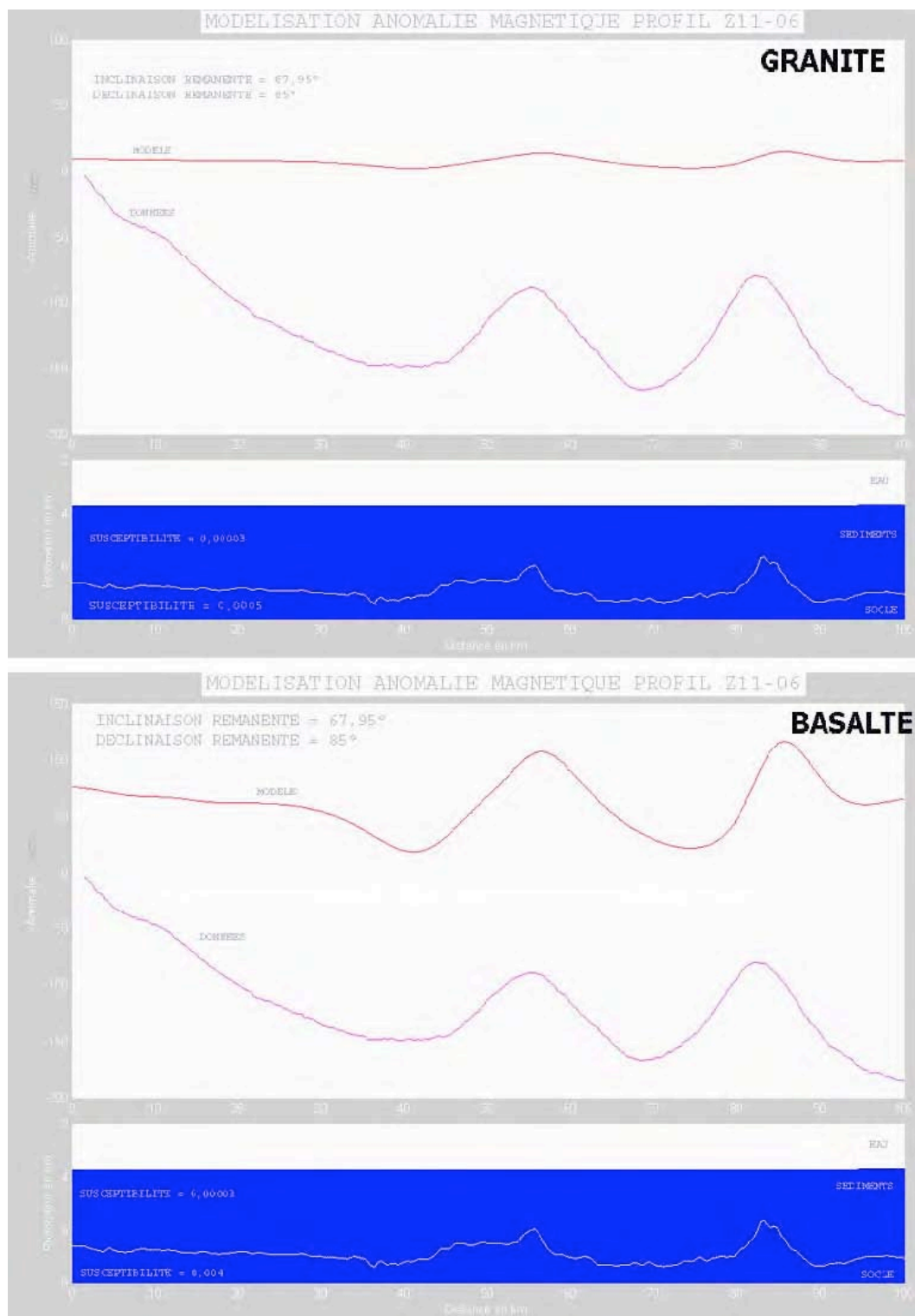
Annexe 3 Modélisation du profil magnétique n°4 de la campagne ZoNéCo-11, d'après Collet [2005].

En considérant une aimantation uniforme du socle, caractéristique du basalte, les anomalies magnétiques sont systématiquement corrélées avec la topographie du socle. Cf. Chapitre 1, § 3.6.2. pour plus d'informations et Annexe 2 pour la localisation du profil.



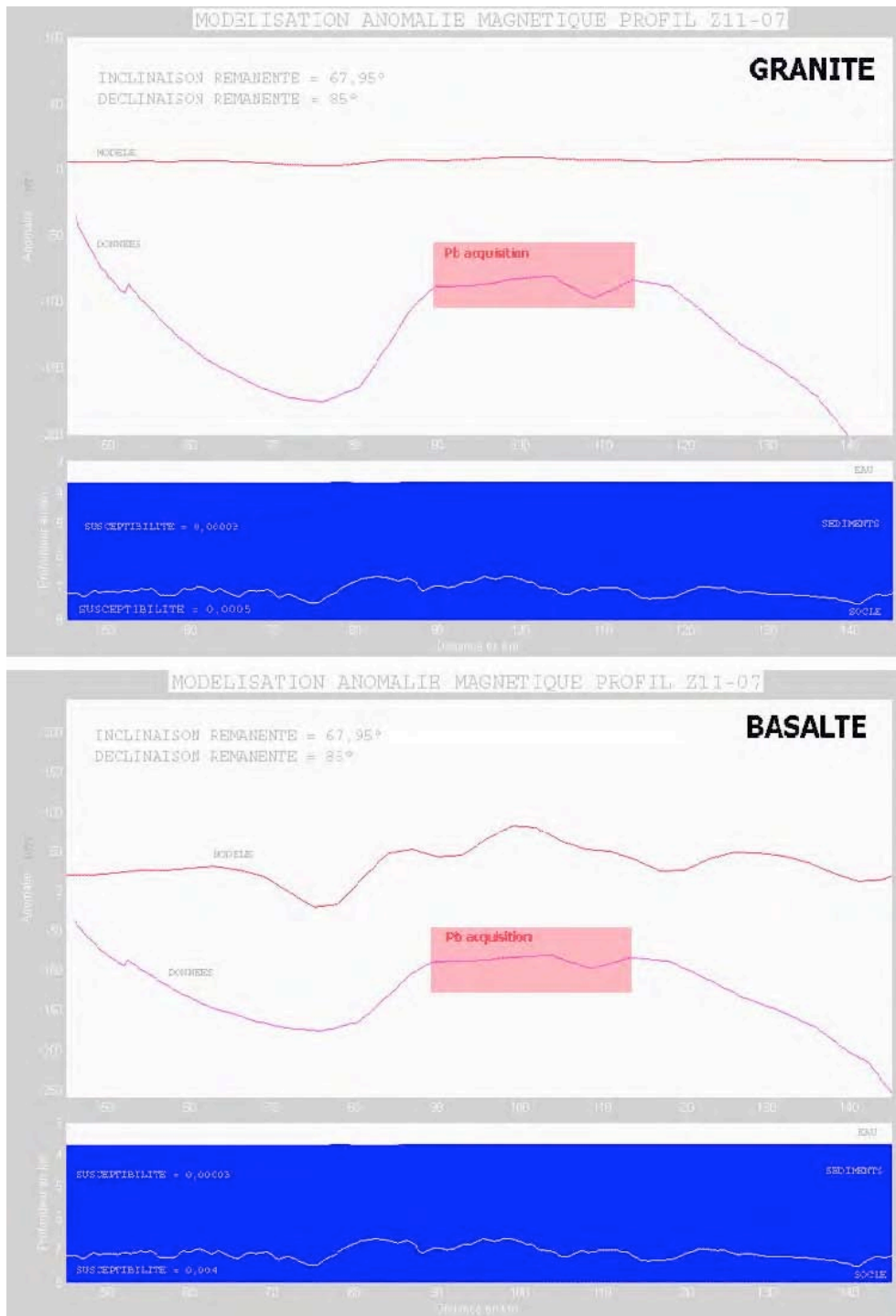
Annexe 4 Modélisation du profil magnétique n°6 de la campagne ZoNéCo-11, d'après Collet [2005].

En considérant une aimantation uniforme du socle, caractéristique du basalte, les anomalies magnétiques sont systématiquement corrélées avec la topographie du socle. Cf. Chapitre 1, § 3.6.2 pour plus d'informations et Annexe 2 pour la localisation du profil.



Annexe 5 Modélisation du profil magnétique n°7A de la campagne ZoNéCo-11, d'après Collet [2005].

En considérant une aimantation uniforme du socle, caractéristique du basalte, les anomalies magnétiques sont systématiquement corrélées avec la topographie du socle. Cf. Chapitre 1, § 3.6.2 pour plus d'informations et Annexe 2 pour la localisation du profil.



Annexe 6 Publication en cours de rédaction : Lequentrec-Lalancette, M. F., D. Rouxel, J. Collot, and L. Géli (in prep), New gravity and geoid map of the New-Caledonia offshore domain, Southwest Pacific.

1 **An improved method for determining gravity and geoid**
 2 **maps from shipboard and satellite data: application to the**
 3 **New Caledonia offshore domain, Southwest Pacific**

4
 5
 6 Marie-Françoise Lequentrec-Lalancette marie-francoise.lalancette@shom.fr (1)

7 Didier Rouxel didier.rouxel@shom.fr (1)

8 Julien Collot julien.collot@ifremer.fr (2,3)

9 Louis Géli geli@ifremer.fr (2)

10 Yves Lafoy yves.lafoy@gouv.nc (3)

11

12 (1) SHOM/GRGS- French Hydrographic and Oceanographic Service, 13 rue du Chatellier,
 13 29 Brest Cedex FRANCE

14 (2) Dep of Geodynamics and Geophysics, IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70 29280
 15 Plouzané, FRANCE

16 (3) Service de la Géologie de Nouvelle Calédonie, Direction de l'Industrie des Mines et de
 17 l'Energie de Nouvelle Calédonie, BP 465, 98845 Nouméa, NEW CALEDONIA

18

19 A digital high resolution representation of ocean free air anomalies and of the geoid of the
 20 New Caledonia offshore region is essential for a broad variety of geological and geophysical
 21 analysis and modelling. In this paper a least square collocation method is implemented to
 22 merge satellite derived altimeter data and shipboard gravity data. This new type of gravity
 23 map enables identifying structures less than 5 km wide while the satellite data allowed a 20
 24 km spatial resolution. Some concluding remarks on geodynamics structures are detailed.

25

26 **Introduction**

27

28 The purpose of this work was to compute a new free air anomaly and geoid map of the New
 29 Caledonia offshore domain to improve geodynamical studies. In this region, marine gravity
 30 surveys don't recover the global gravity signal because of the sparse distribution of ship
 31 tracks (figure 1). To map the gravity field in such large oceanic areas, it is useful to integrate
 32 different types of gravity data such as satellite and shipboard data in order to recover the
 33 gravity field signal from low to high spatial resolution.

34 The improvement of the gravity map is then discussed on two specific areas: the loyalty ridge
35 and the northern Grand Lagon. In the region around New Caledonia, Rapp, 1969; Gaposchkin
36 and Lambeck 1971; Collot et al 1982 identified a global lithospheric buldge inferred from
37 gravity data located east of New Caledonia and related to the flexure of the Australian plate
38 subducting beneath the Vanuatu Arc. Gravity data has also been used to characterise the
39 offshore continuity of the New Caledonia ophiolitic nappe (Collot and Missègue, 1977;
40 1986; Collot et al., 1987; Collot et al., 1988]. Furthermore, [Lafoy et al., 1996; Van de
41 Beauque, 1999; Hahn, 2001; Lafoy et al., 2005] used shipboard gravity data to identify crustal
42 structures around New Caledonia and build structural maps. The aim of this study is to merge
43 all the available shipboard gravity data in this area with the satellite data. Previous gravity
44 maps around New Caledonia allowed large-scale studies, such as lithospheric buldge
45 modelling and structural interpretations. With this new high spatial resolution map, smaller
46 scale studies are possible, especially in a few identified specific zones discussed hereafter,
47 where high resolution is the key to understanding geological problems.

48

49 **Combining gravity data from various sources:**

50 Satellite gravity data recovers wavelength up to a few hundred kilometres. The latest satellite
51 models computed from GRACE and LAGEOS measurements are spherical harmonic
52 solutions reaching degree 150 (see for example EIGEN-5S, Förste et al. 2008). These
53 solutions describe the variations of the gravity field at wavelengths larger than 400 km.

54 To improve the spatial resolution, satellite altimetry data is used. From the altimeter
55 measurements, some models are built directly from an estimation of a mean sea surface
56 (Andersen, 2008), or from the vertical deflections (Sandwell and Smith, 1997, 2009).
57 Nevertheless, in either method the spatial resolution and accuracy are similar due to the
58 intrinsic constraints and limitations of satellite altimetry. That is: the measurement of the
59 height of the sea surface must be corrected of all the external oceanographic effects and a
60 precise climatologic model is essential to improve the estimation of the gravity field or the
61 geoid. Moreover the altimeter measurement has some technological constraints that filter the
62 observed signal of the sea surface (foot print of about 7 km for example, Sandwell and Smith,
63 2008). The models are usually estimated by comparing them with shipboard gravity data that
64 represent the reference measurements on the oceans. The most used satellite altimetry derived
65 gravity models (DNSC08 and Sandwell V16.1 to V18.1) are in general given by the authors
66 as 5 mgal accurate for wavelength of 20 km or more. Moreover they have been estimated at

67 ?? in various papers (Rapp 1998, Rapp et Yi 1997, Featherstone 2002, Denker et Roland
68 2003, Small et Sandwell 1992, Maia, 2006). Depending on the geodynamics of the areas and
69 on the coastal closeness, the errors of such satellite models can reach a few tenth of a mGal
70 for wavelengths of 30 km. Regarding the shipboard gravity data, their accuracy depends of
71 the acquisition conditions (Wessel and Watts, 1988). The spatial resolution of shipboard data
72 depends of the spatial distribution of the measurements and of the water layer thickness which
73 filters the gravity signal of the Earth (refs ?). In the oceans no alternative method is better than
74 shipboard gravity to map the earths' gravity field.

75 The challenge is then to recover the high frequency gravity signal from the shipboard data and
76 to fill the gaps in between the shiptracks with satellite models. This type of methodology is
77 currently applied in gravity studies. The fundamental compilation works to compute reference
78 geoids or free air gravity anomalies in the framework of satellite validation GRACE or GOCE
79 data (Strykowski and Forsberg, 1998, Hipkin and Hunegnaw, 2006, Hugnegnaw and al. 2009)
80 show that in the oceans, shipboard gravity data are not sufficient to map large areas. The
81 computing methodology must then be chosen to develop the best compromise between the
82 spatial resolution and precision of the different types of data. The collocation methods is one
83 of the most successful method to solve this type of problem (Li and Sideris, 1997, Moritz,
84 1989, Lequentrec-Lalancette and al., 2002, Knudsen P, 1993). In this paper, our method is
85 applied to point gravity estimation thanks to Jordan's gravity covariance models (Jordan,
86 1972).

87 **Shipboard gravity data: analysis and validation process**

88 The shipboard gravity data set is a compilation of 37 dedicated surveys from 1967 to 2004 of
89 the New Caledonia national data base (a total of about 510.000 measurements). The dataset
90 has been corrected for the Eötvös effect and for the residual accelerations created by the
91 navigation and the sea state (Wessel and Watts, 1988). The free-air gravity anomalies have
92 been computed with respect to the GRS80 ellipsoid. One of the main causes of error in
93 shipboard data is the poor quality of harbour stations with respect to the IGSN71 network
94 (Wessel and Watts, 1988, Wenzel, 1992, Lequentrec-Lalancette et al., 2002) which strongly
95 affects the estimation of the instrumental drift. Such an effect can be described in gravity data
96 as a long wavelength effect which can create artificial bias depending on the observation
97 scale.

98 To eliminate such bias, we have adjusted the shipboard data on the satellite altimetry derived
99 gravity grid. Satellite altimetric derived models are taken as good references for wavelengths
100 greater than 30 km, whereas at this scale, shipboard gravity data may present discrepancies.

101 For the dataset, the mean differences between the satellite altimetric derived gravity grid and
 102 the shipboard data values are computed for each survey. These differences are assumed to be
 103 representative of the wavelengths greater than two times the expansion of the surface covered
 104 by the length of the profiles <- JE NE COMPRENDS PAS LE SENS DE CETTE PHRASE
 105 (i.e. in our case, from about 400 km to 800 km). The adjustment is then done by correcting the
 106 shipboard data from this mean difference (figure 2) at each point.

107 The cross over track values of the shipboard data after adjustment show a mean of 3.5 mGal
 108 and a standard deviation of 4.1 mGal. This suggests that some of the gravity data are not of
 109 good quality and show dispersion yielding a bias of 3.5 mGal. These values will not be
 110 corrected and they will be translated in error of the input data in the collocation method.

111

112 **The derived satellite free air anomaly model:**

113

114 The derived satellite free air anomaly data are the choice has been to use an existing free air
 115 satellite derived gravity model. Actually, the most recent widely used models (Sandwell and
 116 Smith, 1997, 2009, Andersen, 2008) are improved by including specially retracked satellite
 117 data (ERS1 and GEOSAT). So these models have reached an optimum quality (Maia M ,
 118 2006).

119 Two models have been compared on the area with the marine gravity data: the model V16.1
 120 from Sandwell and Smith (1997) and the model DNSC08 from Andersen (2008). These
 121 models include the most improvements of altimetric processing. Table 1 shows the statistics
 122 on the differences between marine gravity data and satellite derived gravity model. The
 123 results are quite similar.

124 Table 1: Differences between the marine gravity values and the satellite altimetric derived gravity
 125 models

	DNSC08	Sandwell V16.1
Mean	-2.6	-2.6
Standard deviation	3.3	3.3
Min/max	-50.4/47.5	-53/47.6

126

127 The reference gridding of the model is 1arcmin. The satellite model has been resampled to
 128 insure optimality in the input data of the collocation method as we will show hereafter.

129

130 **The least square collocation method**

131 A least square collocation method (LSC) is applied with statistical hypotheses of a priori
 132 information on the data and on its errors (ref Lequentrec-Lalancette et al., 2002, Moritz 1989,
 133 Tarantola and Valette, 1982). It allows combining geodetic measurements of different kinds
 134 to map the anomalous gravitational field. The free air anomaly and the geoid are linked by
 135 the anomalous gravity potential.

136 Then, the estimation of the $\Delta g^*(r)$ and the associated error, in term of the expected error
 137 variance, can be computed as: $\Delta g^* = C_{\Delta g \Delta g} (C_{\Delta g \Delta g} + D)^{-1} \Delta g$ (1)

$$138 \quad E_{\Delta g} = C_{\Delta g \Delta g} - C_{\Delta g \Delta g} (C_{\Delta g \Delta g} + D)^{-1} C_{\Delta g \Delta g} \quad (2)$$

139

140 Let N the geoid height estimation: $N^* = C_{N \Delta g} (C_{\Delta g \Delta g} + D)^{-1} \Delta g$ (3)

141

$$142 \quad E_N = C_{\Delta g \Delta g} - C_{N \Delta g} (C_{\Delta g \Delta g})^{-1} C_{N \Delta g}^T \quad (4)$$

143

144 $C_{\Delta g N}$ is the cross-covariance between the estimation and the observed data.

145 $(C_{\Delta g \Delta g} + D)$ is the covariance matrix of the observed.

146 N is the geoid height

147 $C_{\Delta g \Delta g}$ is the signal variance.

148

149 The signal covariance is empirically fitted by a spatial correlation function from the family of
 150 the third-order Markov functions as developed in Jordan (1972). Hence, the observed
 151 covariance A (i.e. the sum of the signal plus the observation error covariances) depends on the
 152 distance between the measurement locations. The estimation is computed in small cells in
 153 which stationary assumptions are verified. In each cell, the empirical covariances are fitted
 154 with a correlation length compatible with the gravity roughness of the zone.

155 The covariance functions $C_{\Delta g \Delta g}$ and $C_{N \Delta g}$ can be expressed by the following models:

$$156 \quad C_{\Delta g \Delta g} = \sigma_{\Delta g}^2 \left(1 + \frac{r}{D} - \frac{r^2}{2D^2} \right) e^{-r/D} \quad (5)$$

$$157 \quad C_{N \Delta g} = \frac{2\sigma_N \sigma_{\Delta g}}{\sqrt{6}} \cdot \left[\frac{r}{2D} \left(1 - \frac{r^2}{2D^2} \right) \cdot \left[I_0 \left(\frac{r}{2D} \right) K_1 \left(\frac{r}{2D} \right) \right] - I_1 \left(\frac{r}{2D} \right) K_0 \left(\frac{r}{2D} \right) \right] + \frac{r^2}{4D^2}$$

$$158 \quad \cdot \left[I_0 \left(\frac{r}{2D} \right) K_0 \left(\frac{r}{2D} \right) + I_1 \left(\frac{r}{2D} \right) K_1 \left(\frac{r}{2D} \right) \right] \quad (6)$$

159 where, $\sigma_{\Delta g}$ is the rms value of the gravity anomaly, D is the characteristic distance. I_0 and K_0

160 are modified Bessel functions of order ν . Then we can write: $\sigma_N = \frac{D}{g_0} \sqrt{\frac{3}{2}}$ (8)

161 g_0 is computed with the Somigiana formula referenced to the GRGS80 ellipsoid.

162

163 The problem in merging the marine and altimetric data is mainly due to the difference in the
164 spatial resolution. Satellite grid is accurate from wavelengths of about 20 km and marine data
165 for wavelengths of 1 km along track and about 5 km across tracks.

166 In this type of mathematical method, three properties have to be well understood and
167 constrained: the data errors, the sampling rate of each data type and the covariance. The
168 covariance functions have been chosen from Jordan 1972. The quality of the model will
169 depend of the combination of a priori errors on the input data and of the spatial distribution of
170 the data points.

171 The pattern in this study has been chosen to insure a high weight on the marine gravity
172 measurements in the estimation process. The task is to complete the marine data hole and to
173 realize a physical continuity in the estimation. The parameters of the sampling and the errors
174 are described in the table 2. Figure 3 shows on a zoom area the choice of sampling. That is:
175 outside a minimum distance of 12 km from the marine gravity data areas, the satellite data
176 remain on the initial grid of 1 arcmin. Near the marine profiles, a satellite data is kept in the
177 computation if the distance between the points is greater than 6 km.

178

179 Table2: Parameters of the estimation: the transition data area between the satellite derived
180 model and the shipboard data point is defined as a band at a distance between 6 km and 12 km
181 from a marine data point..

	errors	sampling
Marine gravity data	4 mGal	unchanged
Altimetric derived gravity model outside the transition data area	0 mGal	1 arcmin
Altimetric derived gravity data inside the transition data area.	10 mGal	4 arcmin

182

183 The errors have been adjusted from the cross over values of the marine data and from the
184 estimations of errors usually taken for the satellite data. In areas where just the satellite data
185 are allowed, the errors were put artificially at 0 mGal to correctly return the model without
186 alteration. It can be note that the zero error is artificial and can't be interpreted as real error as
187 the satellite altimetry derived gravity model shows smaller accuracy than marinegravity data.

188 The characteristic distance of the covariance functions have been computed on a first step
189 from Jordan (eqt 8) in all the geographical area from the satellite model on a grid of 10 arc

190 min. Then the least square collocation is applied in a squared moving cell of 5 arcmin width.
 191 To insure the assumption of zero mean inferred by the method, the EGM96 (Lemoine et al.,
 192 1998) model is removed from the data before each estimation and then restored. The small
 193 width of the cell allows minimizing the possible effect of the anisotropy of the data on the
 194 process. The prediction is done in a final grid of 1 arcmin in the whole area.

195

196 **The results:**

197

198 Two models have been constructed : the free air anomaly and the geoid (figure 4 et 5). They
 199 show high spatial resolution and accuracy on areas depending on the coverage of the marine
 200 gravity data. The contribution of the marine data in the combined model can be assessed and
 201 quantified from their comparison with the only satellite derived gravity model (table 3). The
 202 standard deviation of the differences decreases from 2.8 mGal to 0.7 mGal and the min/max
 203 values decrease of about 50%.

204

205 Table 3: differences between combined model and marine gravity data

Difference	Satellite -marine data	Combined -marine data
mean	0	0
Standard deviation	2.8	0.7
Min/Max	-41.9/40.2	-22.5/30.2

206

207 As shown on figure 6, the combined model on includes fits the gravity profile taken as
 208 example for its high dynamic. Its power spectrum follows the spectrum of the marine data.
 209 Moreover, the combined model and the marine data have kept a high coherency even at small
 210 wavelengths while the satellite derived gravity model lost the coherency with the combined
 211 model and the marine data at about 30 km. The results are very satisfying because the
 212 combined model can be interpreted as a good compromise between a high resolution marine
 213 gravity model and a low resolution altimetry derived gravity model.

214 Figure 8 shows on the same area the error computed by the least square collocation method.
 215 This error combines the error of the method and the a priori error of the input data. Such a
 216 map can be interpreted as a confidence map for the interpretation only on marine gravity data
 217 areas (cf before). Moreover it reflects the location of the ship measurements which are areas
 218 where the error is the smallest.

219

220

221

222 **Geodynamical Interpretation**223 **The geoid**

224 The general trend of the geoid map shows two large regions separated by a geoid low: the
225 Australian plate and the North Fiji Basin plate. As suggested by [Dubois *et al.*, 1974], in the
226 first region a large slope from 32 m in the South-West up to 68 m in New Caledonia, strikes
227 NNE and reflects the swelling of the subducted Australian plate with its maximum
228 corresponding to the buldge in New Caledonia – Loyalty Islands. In the second region the
229 high position of the geoid denotes the presence of abnormal uppermost mantle in the North
230 Fiji Basin which is in adequation with the presence of a mantle flow linked to the trench roll-
231 back of the slab [Hawkins *et al.*, 1984; Hawkins, 2003]. This map shows that the geoid is
232 mainly affected by active tectonics which is why the Lord Howe Rise, the Fairway Ridge and
233 the Norfolk Ridge are invisible on the geoid map.

234

235 **The free air anomaly**

236 The free air anomaly map identifies the geodynamical structure of the region. The range of
237 variations reaches 250 mGal because of the high roughness of the bathymetry and of the high
238 density of the sources. The seamount linked to the ridges is precisely located and the orange
239 peel effect, generally observed on satellite derived maps, disappears. The coherence between
240 bathymetry and gravity is preserved.

241 The new gravity image is high resolution which gives a more precise geometry of the gravity
242 signature of structures. If we look at the zone of the Northern Grand Lagon, located at the
243 northern tip of New Caledonia, where the continuity of onshore ophiolites has been gravity
244 modelled by [Collot *et al.*, 1987], the 2-D shape of the structures is better defined. Figure 7
245 shows the data content differences between the satellite derived map and the newly computed
246 map in this zone. The improved gravity map has a sharper resolution and differences in the
247 signals reach 40 mGals.

248 On the basis of swath bathymetry, seismic and magnetic data, [Lafoy *et al.*, 1995] identify a
249 WSW-ENE structuring of the loyalty ridge between 20°S and 22°S. The authors interpret this
250 transverse boundary zone as a dextral strike slip fault system related to the early effects of
251 collision with the Vanuatu Arc.

252 The improved gravity map we present (see Figure 8) confirms the WSW-ENE structuring of
253 the ridge north of 22.5°S and reveals that this structuring is symmetric in the southern part of

254 the ridge (south of 22.5°S) around an axis of symmetry oriented N30° passing by 22.5°S –
255 169.5°E. This axis coincides with (i) the symmetry axis of the Loyalty Ridge and (ii) the
256 perpendicular to the tangent of the Vanuatu arc passing by the collision point between the two
257 ridges. This coincidence suggests that the structuring of the ridge is either (i) inherited from
258 the shape of the ridge or (ii) the result of active deformation related to the effects of the
259 collision with the Vanuatu Arc. The quiet seismic activity of the ridge leads us to propose that
260 hypothesis (i) is the most plausible.

261 This improved high resolution gravity map allows to draw a new detailed structural map of
262 the New Caledonia offshore domain (see Figure 9). On this map

263

264

265

266

267

268 **Conclusions**

269 The method of least square collocation has been applied to combine altimetric derived gravity
270 models and marine gravity data. New models of the free air anomaly and the geoid have been
271 proposed. These models improve the satellite derived gravity map and allow working on the
272 geology and geodynamics of 30 km width structures. **New geodynamic interpretation have**
273 **been done and .. (completer en un mot sur l'apport pour la geologie structurale)**

274 In a second step, they would to be connected with terrestrial data of New Caledonian, Loyalty
275 and Vanuatu islands and with other adjacent marine data (ie Australia, Vanuatu and New
276 Zealand) to realize a global coverage of the area.

277 The combined gravity and geoid models and the associated errors are available on : [http://](http://www.shom.fr)
278 www.shom.fr, <http://www.gouv.nc> , <http://www.ifremer.fr>

279

280

281

282

282 **Références :**

- 283
- 284 Andersen O, 2008, The DSNCO8 ocean wide altimetry derived gravity field. Presented EGU-
- 285 2008, Vienna, Austria, April, 2008.
- 286
- 287 Collot, J. Y., A. Malahoff, J. Recy, G. Latham, and F. Missegue, 1987, Overthrust
- 288 emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence, *Tectonics*, 6, 215-232.
- 289
- 290 Collot, J. Y., and F. Missègue, 1977, Gravity measurements in loyalty archipelagos, southern
- 291 New Caledonia and the Isle of Pines, in *International symposium on geodynamics in South-*
- 292 *West Pacific*, edited, International symposium on geodynamics in South-West Pacific,
- 293 International symposium on geodynamics in South-West Pacific.
- 294
- 295 Collot, J. Y., and F. Missègue, 1986, Extension de la formation des basaltes de la côte ouest et
- 296 de la zone d'enracinement des péridotites dans le Grand Lagon Nord de la Nouvelle-
- 297 Calédonie; données géophysiques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 303.
- 298
- 299
- 300 Collot, J. Y., P. Rigolot, and F. Missegue, 1988, Geologic structure of the northern New
- 301 Caledonia Ridge, as inferred from magnetic and gravity anomalies, *Tectonics*, 7, 991-1013.
- 302
- 303 Denker, H. & Roland M., Compilation and Evaluation of a Consistent Marine Gravity Data
- 304 Set Surrounding Europe. IUGG 2003, Sapporo, Japan, 30. Juni - 11. July 2003.
- 305
- 306 Dubois, J., C. Ravenne, A. Aubertin, J. Louis, R. Guillaume, J. Launay, and L. Montadert ,
- 307 1974, Continental Margins Near New Caledonia, in *The Geology of Continental Margins*,
- 308 edited by C. A. Burk, Drake, C.L., pp. 521-535, Springer-Verlag, New York.
- 309
- 310 Featherstone, W.H., 2002, Comparison of Different Satellite altimeter-derived gravity
- 311 anomaly grids with ship-borne gravity data around Australia. In Tziavos, I.N., editor, Gravity
- 312 and Geoid – 3rd Meeting of the International gravity and geoid commission, Thessaloniki,
- 313 Greece, 326-331.
- 314
- 315 Foerste, C.; Flechtner, F.; Schmidt, R.; Stubenvoll, R.; Rothacher, M.; Kusche, J.; Neumayer,
- 316 K.-H.; Biancale, R.; Lemoine, J.-M.; Barthelmes, F.; Bruinsma, J.; Koenig, R.; Meyer, U. ;
- 317 2008. EIGEN-GL05C - A new global combined high-resolution GRACE-based gravity field
- 318 model of the GFZ-GRGS cooperation, General Assembly European Geosciences Union
- 319 (Vienna, Austria 2008), Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, Abstract No. EGU2008-A-
- 320 06944, 2008
- 321
- 322 Hahn, A. , 2001, Etude gravimétrique de l'ensemble "Ride de Lord Howe - bassin de Fairway -
- 323 ride de Fairway - bassin de Nouvelle Calédonie (SW pacifique)": Cartes et modélisations,
- 324 *Diplôme ingénieur EOST*.
- 325
- 326 Hawkins, J. W., 2003, Geology of supra-subduction zones - implications for the origin of
- 327 ophiolites, *Geological Society of America Special Paper*, 373, 227-268.
- 328 Hawkins, J. W., S. H. Bloomer, C. A. Evans, and J. T. Melchior, 1984, Evolution of intra-
- 329 oceanic arc-trench systems, *Tectonophysics*, 102, 175-205.
- 330
- 331

- 332 Hipkin R, Hunegnaw A, 2006 Mean dynamic topography by an iterative combination method
 333 In: Knudsen and al. (eds) proceedings of the workshop GOCINA, Cah Cent Eur Geod Seism,
 334 25, pp 135-140.
 335
- 336 Jordan, S. K., 1972: Self consistent statistical models for the Gravity Anomaly, Vertical
 337 Deflections and Undulations of the Geoid. *J. Geophys. Res.*, 77, 3360-3370.
 338
- 339 Knudsen P, 1993: Integration of gravity and altimeter data by optimal estimation techniques.
 340 In *Lecture notes in earth sciences*, 50, pp453-466
 341
- 342 Lafoy, Y., I. Brodien, R. Vially, and N. Exon, 2005, Structure of the basin and ridge system
 343 west of New Caledonia (Southwest Pacific): A synthesis, *Marine Geophysical Researches*,
 344 00, 1-13.
 345
- 346 Lafoy, Y., J. Dupont, F. Missegue, R. Le Suavé, and G. Pautot, 1995, Effets de la collision
 347 "ride des Loyauté-arc des Nouvelles-Hébrides" sur la terminaison sud de l'ensemble
 348 "Nouvelle-Calédonie - Loyauté", *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II,*
 349 *Sciences de la terre et des planètes*, 320, 1101-1108.
 350
- 351 Lafoy, Y., F. Missegue, D. Cluzel, and R. Le Suavé , 1996, The Loyalty-New Hebrides arc
 352 collision: effects on the Loyalty ridge and basin system, Southwest Pacific (first results of the
 353 ZoNeCo Programme), *Marine Geophysical Researches*, 18, 337-356.
 354
- 355 Lemoine, F. G., S. C. Kenyon, J. K. Factor, R. G. Trimmer, N. K. Pavlis, D. S. Chinn, C. M.
 356 Cox, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, M. H. Torrence, Y. M. Wang, R. G. Williamson, E. C.
 357 Pavlis, R. H. Rapp, and T. R. Olson, 1998: The Development of the joint NASA GSFC and
 358 the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96 NASA/TP-
 359 1998-206861, 575 pp. Goddard Space Flight Center, NASA Greenbelt, Maryland 20771,
 360 USA
 361
- 362 Lequentrec-Lalancette MF, Rouxel D., Hernandez F., Schaeffer Ph, 2002, Mapping the free
 363 air anomaly using altimetric and marine gravity data, Proceedings of the 3rd meeting of the
 364 IGGC « Gravity and Geoid 2002 », Tziavos Edt, pp353-356.
 365
- 366 Lequentrec-Lalancette M.F., Rouxel & O. Sarzeau, , 2006, Satellite altimetry and marine
 367 gravity: toward a consistent knowledge of the gravity field, ESA Symposium 15 Years of
 368 Progress in Radar Altimetry, Venice, 12-18 mars.
 369
- 370 Li J, Sideris M.G. , 1997, Marine gravity and geoid determination by optimal combination of
 371 satellite altimetry and shipborne gravimetry data, *J Geodesy*, 71, 4, pp 209-216.
 372
- 373 Maia M, 2006, Comparing the use of marine and satellite data for geodynamics studies,
 374 Proceedings of 15 years of progress in radar Altimetry, Venice, March 13-18, 2006.
 375
- 376 Moritz H. 1989. *Advanced Physical Geodesy*, 2nd Ed, Wichmann Edts 500pp.
 377
- 378 Rapp R.H., 1998, Comparison of Altimeter-Derived and Ship Gravity Anomalies in the
 379 Vicinity of the Gulf of California, *Mar. Geodesy*, 21: 245-259.
 380

- 381 Sandwell, D. T. and W. H. F. Smith, 1997: Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1
382 altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054.
383
- 384 Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith, 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and
385 ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411,
386 doi:10.1029/2008JB006008.
387
- 388 Strykowski G, Forsberg R, 1998, Operational merging of satellite airborne and surface gravity
389 data by draping techniques. In Forsberg R, Feissl M, Dietrich R (eds) *geodesy on the move*,
390 springer, Berlin, 207-212.
391
- 392 Tarantola, A. and B. Valette, 1982: Generalised Non-linear Inverse Problems solved using the
393 Least Square Criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 219-232
394
- 395 Van de Beauque, S. (1999), *Evolution géologique du domaine péri-calédonien (Sud-Ouest*
396 *Pacifique)*, PhD thesis, 270 pp, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
397
398
399

399 **Legends of captions**

400

401 **Figure 1:** Location of the shipboard gravity data point

402

403 **Figure 2 :** Histograms of the differences between marine gravity data and satellite
404 altimetric derived model : a) before adjustment b) after adjustment

405

406 **Figure 3 :** Location of the input data point for the least square collocation process (zoom).
407 In blue are the points from the V16.1 model and in Red the marine gravity data points.

408

409 **Figure 4 :** Combined Free Air Anomaly

410

411 **Figure 5 :** Combined geoid

412

413 **Figure 6 :** Comparison between combined model, marine gravity data along a profile, and
414 satellite derived gravity model : in red: satellite model, in blue the combined model, in black
415 the marine gravity data. a) free air anomaly along the track b) power spectra c) coherency
416 The coherency between marine and satellite derived data decreases from 30 km.

417

418 **Figure 7 :** Free air anomaly of the northern Grand Lagon419 The graphic shows the extraction of the gravity anomaly maps along profile - marked in
420 black. The residual curve corresponds to the difference between the improved and the satellite
421 derived gravity data. The slope of the main anomaly is steepest than in the satellite derived
422 model.ans shows unkown structures.

423

424 **Figure 8:** Free air anomaly and prediction error of the Loyalty Ridge area. Black dashed
425 lines show structural interpretations from gravity data: supposed faults and shape of
426 structures.

427

428

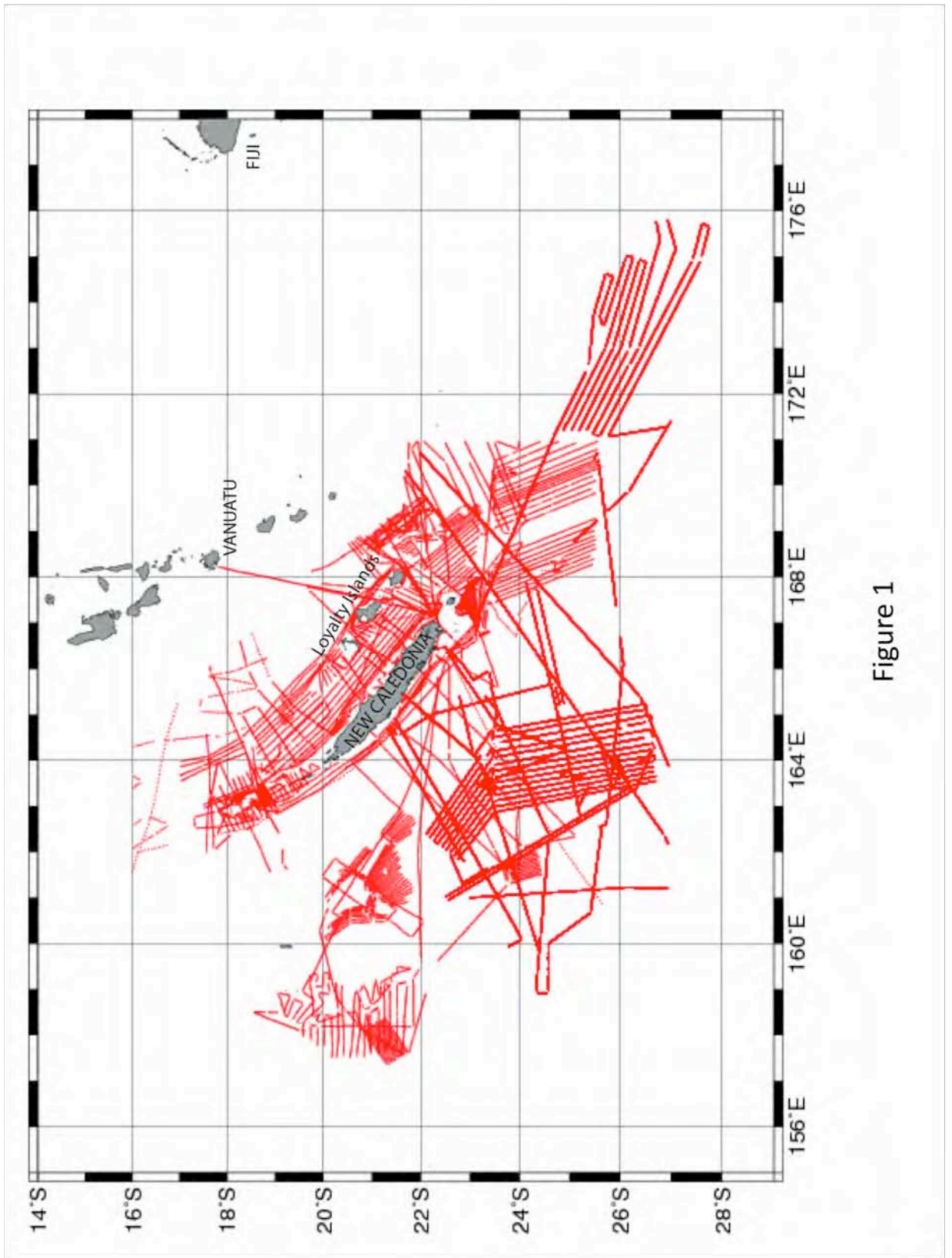


Figure 1

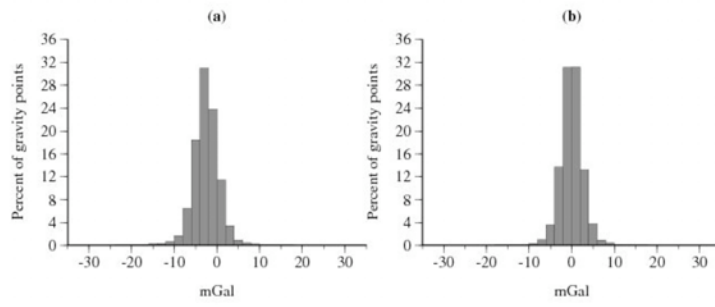


Figure 2

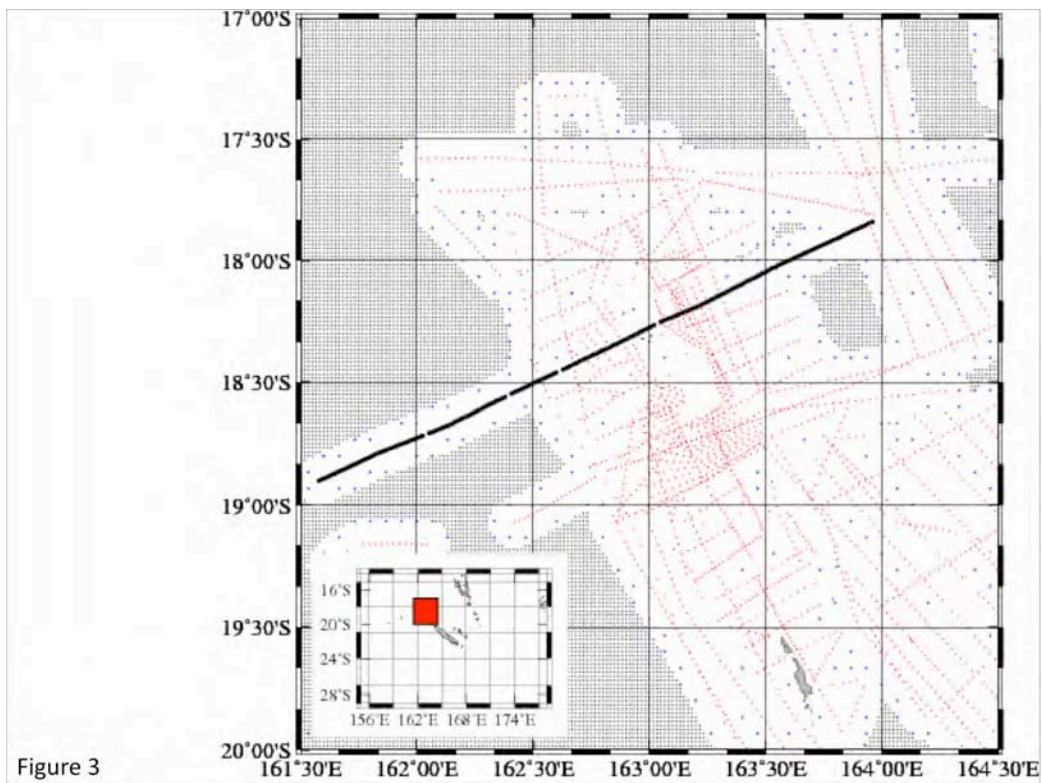


Figure 3

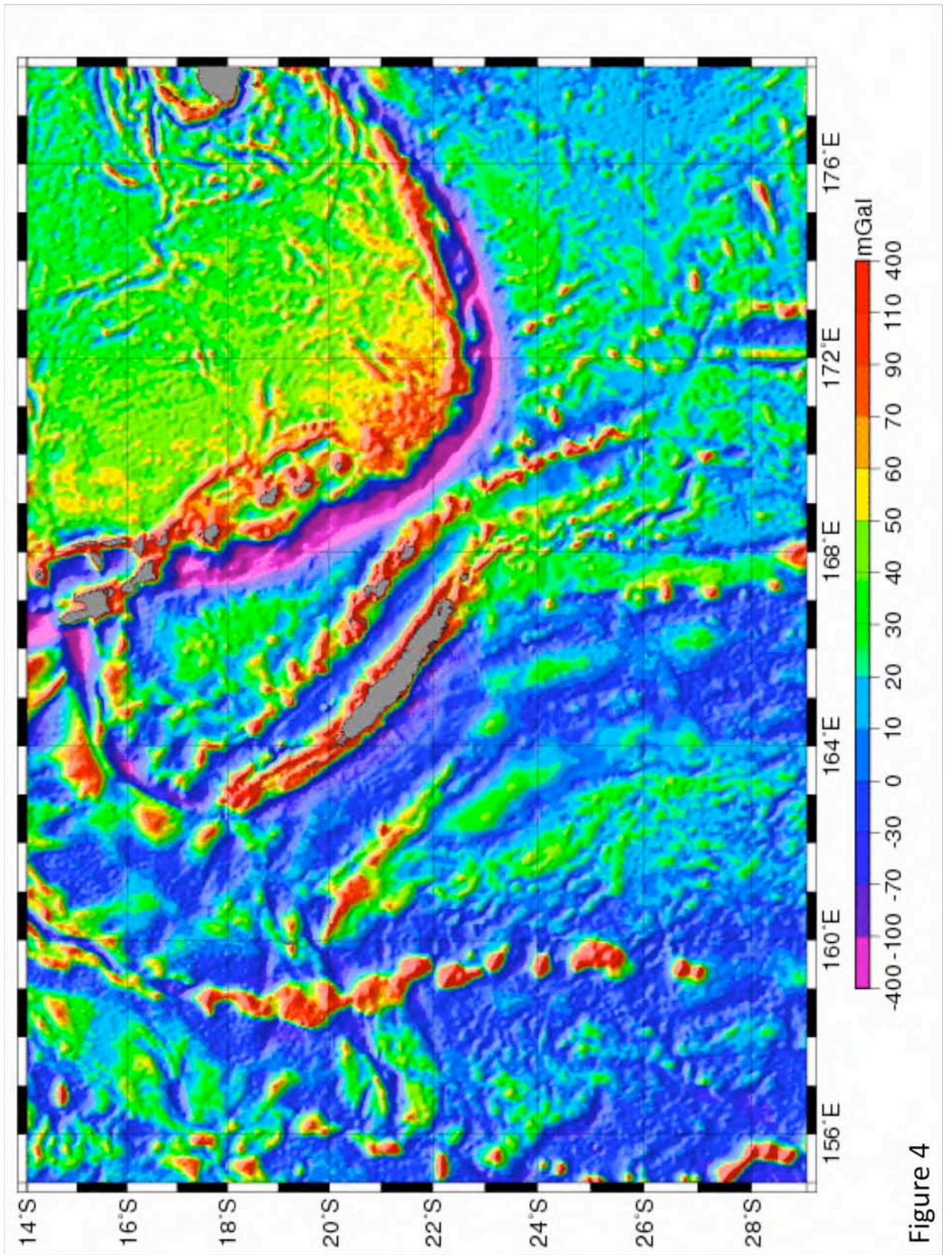
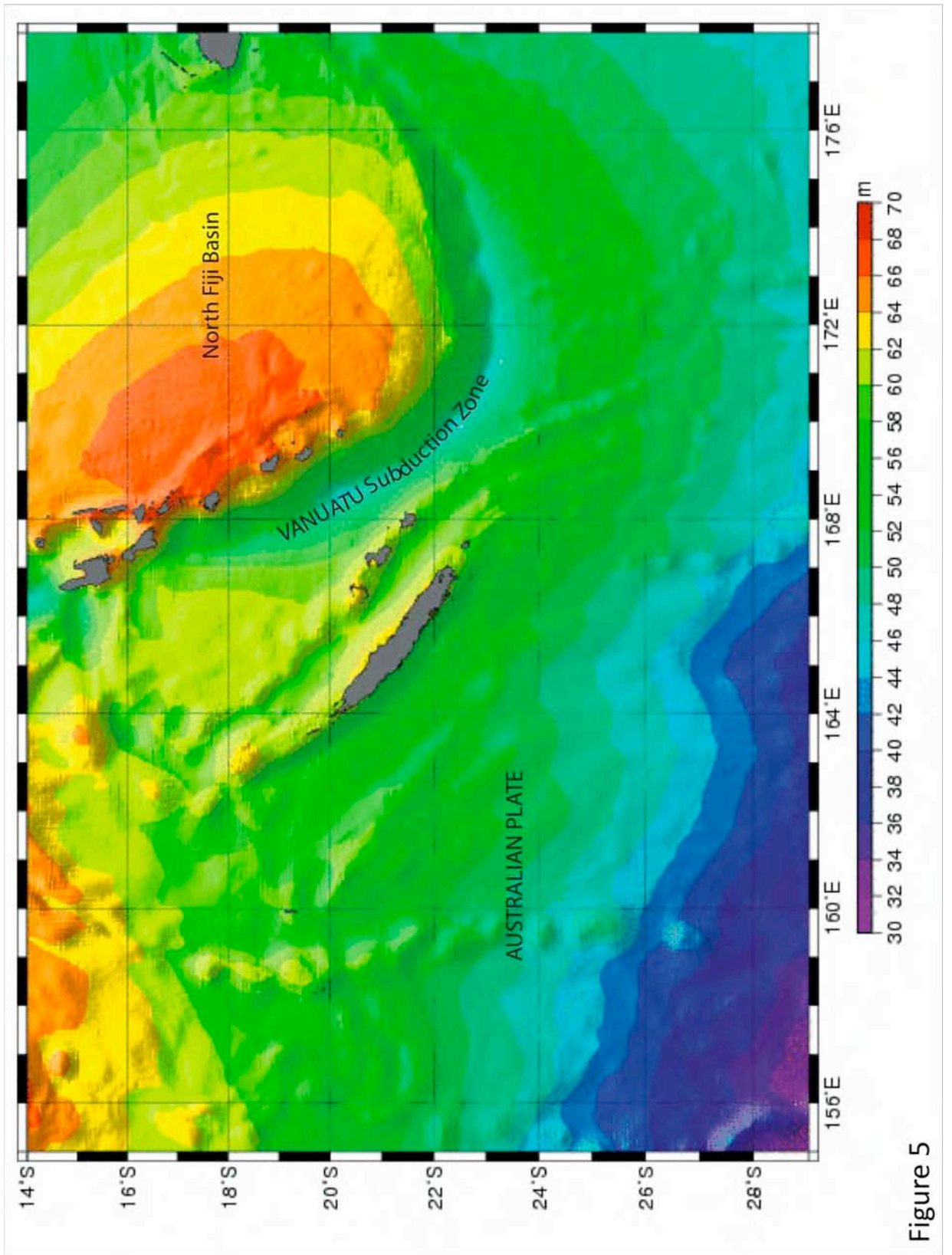


Figure 4



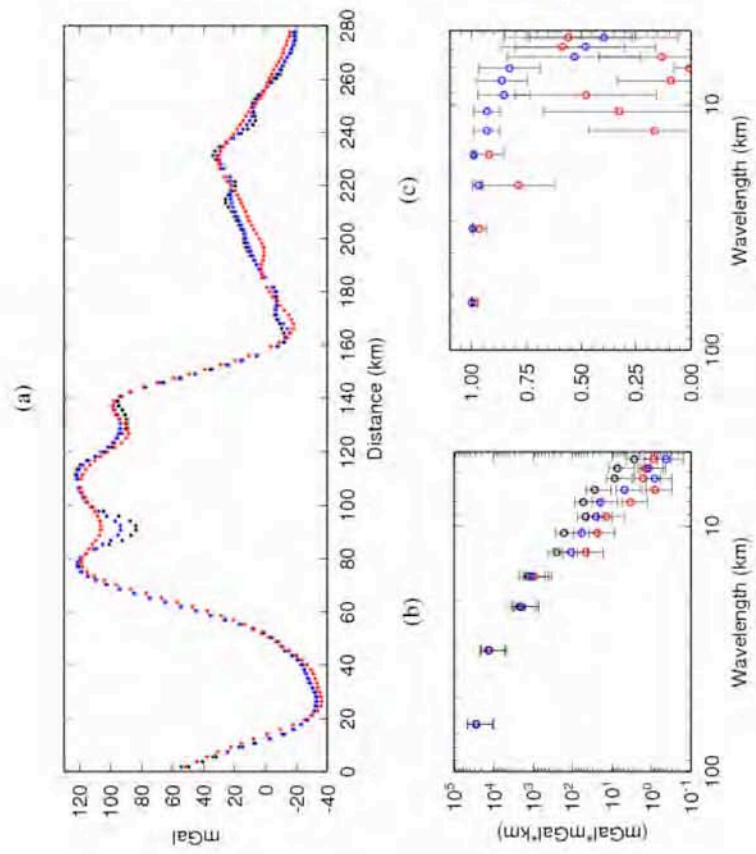


Figure 6

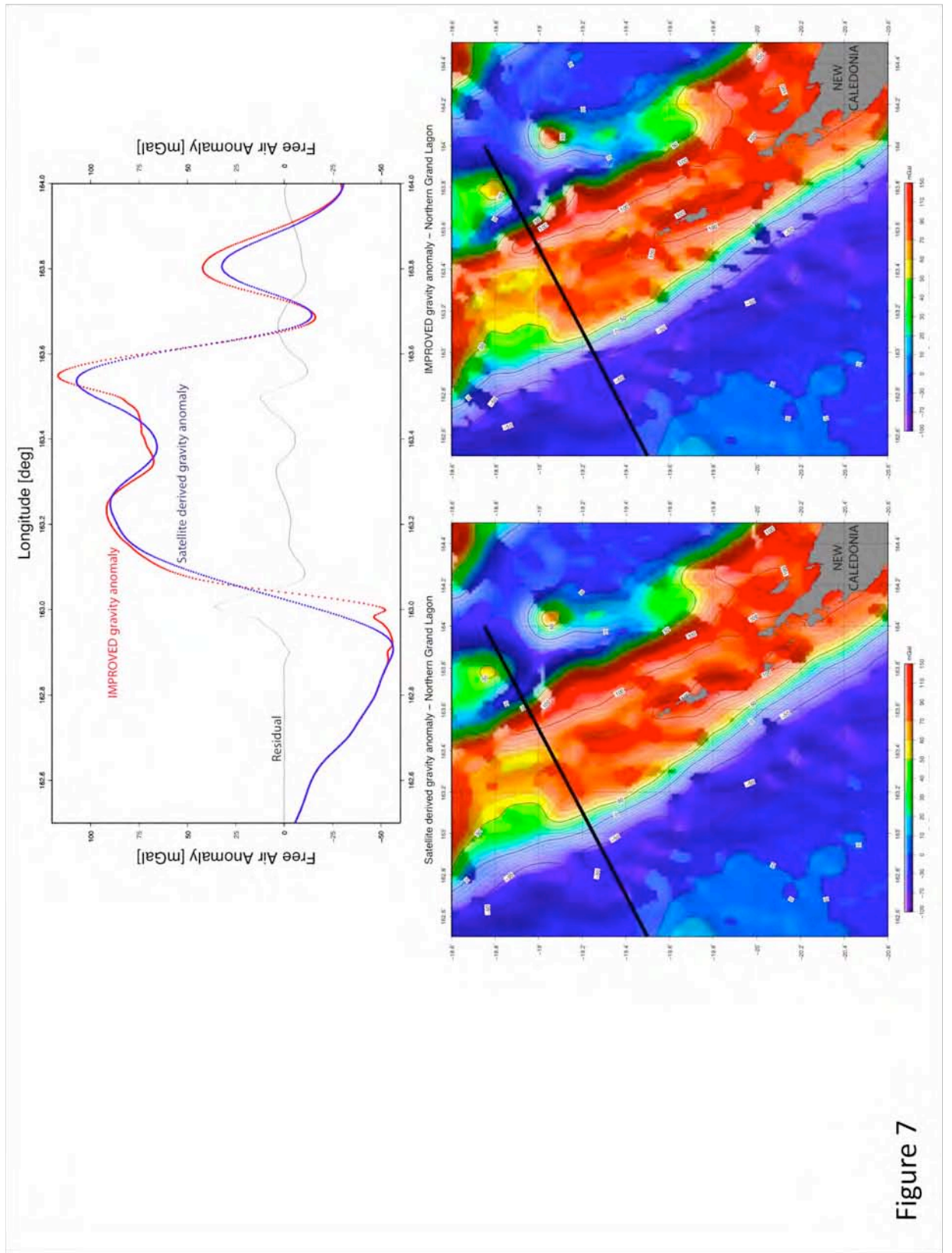


Figure 7

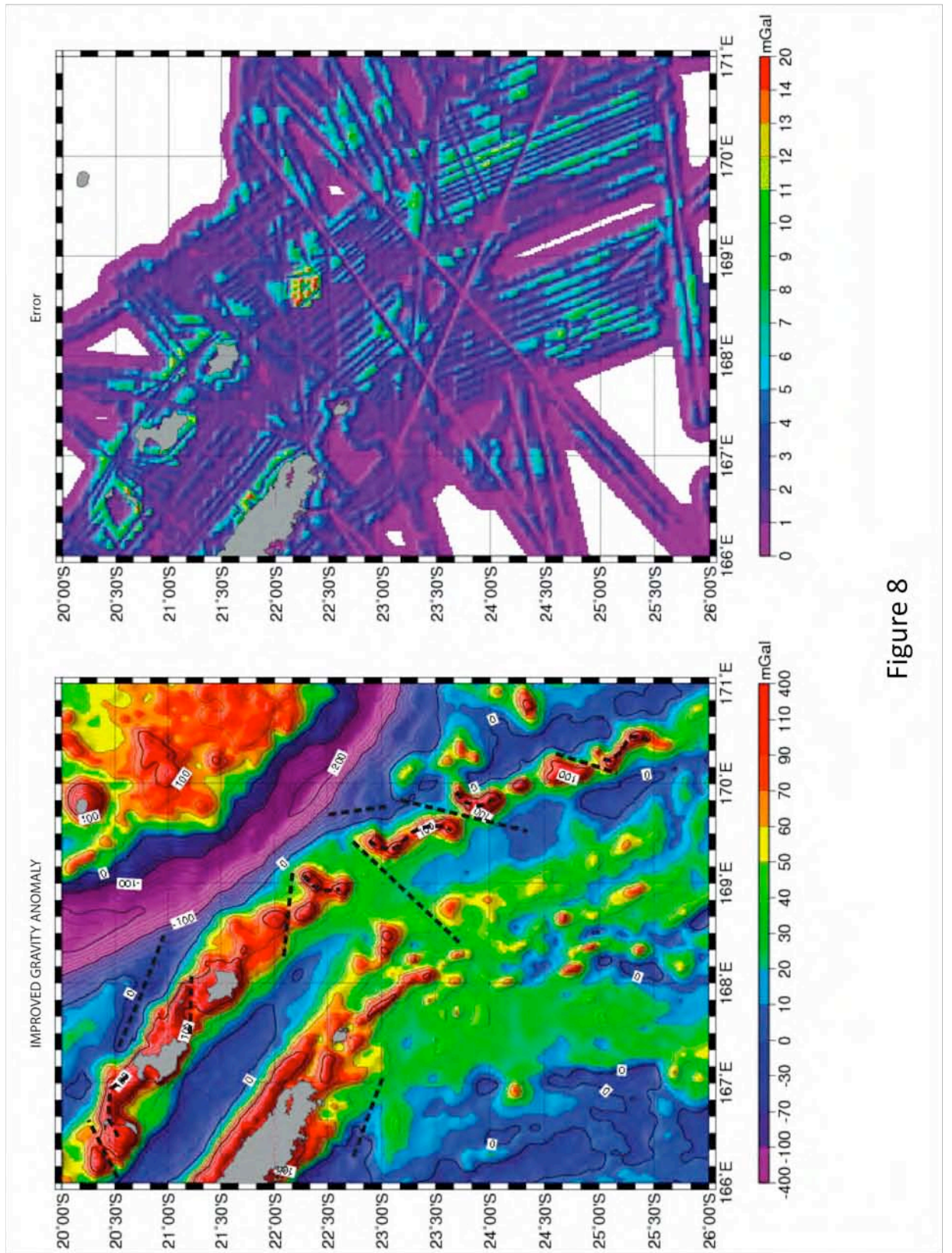


Figure 8

Annexe 7 Publication acceptée à *Marine Geology* : Nouzé, H., E. Cosquer, J. Collot, J. P. Foucher, Y. Lafoy, F. Klingelhoefer, and L. Géli (2009), Geophysical characterization of Bottom Simulating Reflectors in the Fairway Basin (Offshore New Caledonia, South- West Pacific), based on High Resolution Seismic Profiles and Heat Flow Data, *Marine Geology*, accepted.

**Geophysical Characterization of Bottom Simulating
Reflectors in the Fairway Basin (Off New Caledonia,
Southwest Pacific), based on High Resolution Seismic
profiles and Heat Flow Data**

Hervé Nouzé¹, Emmanuel Cosquer¹, Julien Collot¹, Jean-Paul Foucher¹, Frauke Klingelhoefer¹, Yves Lafoy², Louis Géli¹

¹Ifremer, Marine Geosciences Department, BP 70, 29280, Plouzané

²Geological Survey of New Caledonia, Department of Industry, Mines and Energy of New Caledonia, BP 465 - 98845 Nouméa cedex

Abstract

High resolution reflection and refraction seismic data were collected in 2004 to investigate, in further detail than allowed by pre-existing low resolution seismic data, the nature of a Bottom Simulating Reflector (BSR) that extends over a broad area of the Fairway Basin, a rifted, continental structure located on the eastern flank of the Lord Howe Rise, to the southwest of New Caledonia. Two main reflectors are documented: the shallower (RN) mimics the seafloor and has a negative polarity while the deeper (RP) does not always mimic the seafloor and has a positive polarity. Using the existing regional seismic lines, we can show that reflector RN can be continuously followed up to DSDP 208 drill hole site. Reflector RP is discontinuous and cannot be traced to DSDP 208. Based on DSDP 208 stratigraphic data, Reflector RN is assigned to the Eocene/Oligocene regional unconformity; reflector RP is interpreted in terms of a diagenetic BSR, likely related to an Opal-A/Opal-CT transition front. Heat flow data collected in 2006 suggest that reflector RP lies too deep to be related to methane hydrates, strengthening our interpretation that RP is of diagenetic origin..

1. Introduction

Following R/V “Rig Seismic” AGSO Surveys 177 (e. g. (Ramsay et al., 1997)) and 206 (e. g. (Bernardel, 1999; Lafoy et al., 1998)), a Bottom Simulating Reflector (BSR) was identified (Figure 1 and 2) in the southernmost part of the Central Fairway Basin (Exon et al., 1998). This BSR was later shown, from ZoNeCo 5 cruise data (Auzende et al., 2000a), to extend further north in the Central Fairway Basin, over an area of several tens of thousands of km² located in the offshore domain of New Caledonia (Auzende et al., 2000a). The BSR lies at a depth of 500-600m. It was described as clearly cross-cutting sedimentary strata, but of small amplitude and with a positive polarity.

For a general review, refer to (Exon et al., 2007). Based on previous work by (Exon et al., 2004a; Nouzé et al., 2005; Pecher, 2004), it is proposed that the BSR in the Fairway could result from: 1) a diagenetic phase transformation; 2) a thin gas layer with a sharp top; or 3) the sharp base of a gas layer (probably beneath gas hydrates) of thermogenic origin. As part of the ZoNeCo 11 cruise of R/V L’Atalante in 2004, further seismic field work was carried out in the Fairway basin (Figure 1) to investigate the BSR distribution and its properties in considerably greater detail than allowed by previously collected low resolution seismic data (ZoNeCo 5). Four 2D high resolution

reflection seismic lines (Z11-11 to Z11-14) were shot and recorded on 12 Ocean Bottom Seismometers (OBS). The seismic study was further complemented by heat flow measurements taken at five distinct sites of the Fairway Basin with R/V Marion Dufresne during the ZoNeCo 12/Ausfair cruise (Foucher and Scient.party, 2006). Here, we present these newly acquired seismic and heat flow data and discuss the nature of the BSR in the Fairway Basin.

2. Regional geological context

The Fairway Basin is located between Australia and New Caledonia. It extends over about 800 km in a NNW-SSE direction. It is ~120-200 km wide, limited to the SW by the Lord Howe Rise and separated from the New Caledonia basin by the Fairway Ridge to the NE (Figure 1). In the Fairway Basin, seafloor depth increases southwards, from ~1500 m to ~3000 m, as well as the sedimentary thickness - from about 2000 m in the North Fairway Basin, up to 4000m in the South Fairway Basin (e. g. (Auzende et al., 2000a; Auzende et al., 2000b)).

The Fairway Basin was interpreted until recently (e.g. (Lafoy et al., 1994; Ravenne et al., 1977)) as an oceanic basin resulting from the fragmentation of the eastern Gondwana during the Late Cretaceous and Early Palaeogene (82-52 Ma) (e.g. (Gaina et al., 1998; Hayes Dennis and Ringis, 1973;

Weissel and Hayes, 1972)). Based on new refraction and reflection seismic data, it is now proposed that it has developed on a thinned continental crust (Klingelhoefer et al., 2007; Lafoy et al., 2005).

Using previous seismic surveys (Auzende et al., 2000c; Exon et al., 2004b; Van de Beuque, 2003; Van de Beuque et al., 1998) and DSDP drilling (e.g. (Burns et al., 1973b; Burns et al., 1973d), (Exon et al., 2007) have proposed a regional stratigraphy comprising three main sedimentary units. Upper Cretaceous and pre-Upper Cretaceous sequences (Unit 3) appear on seismic sections as a poorly bedded unit, resting on the basement. They are overlain by Paleocene and Eocene chinks and radiolarites with cherts (Unit 2) that correspond to a well-bedded seismic unit up to 1500 m thick. Upper Oligocene to Middle Miocene chinks, and Middle Miocene to recent calcareous oozes (Unit 1) form the upper, more transparent seismic unit that is 500 to 600 m thick in our study area. Two major, regional unconformities delimit these three major seismic units, respectively: the mid-Paleocene/Lower Eocene unconformity and the Upper Eocene/Lower Oligocene unconformity. Figure 3 synthesises the geological data available from DSDP well sites 206, 207 and 208.

Diapirs were reported in the Fairway Basin (Auzende et al., 2000a; Auzende et al., 2000c; Van de Beuque, 2003). These are circular

features, ~ 3 to 15 km wide, or form elongated ridges up to 50 km long. They do not appear to pierce through the seabed but some reach shallow sub-bottom depths. Diapiric material appears to arise from the basal sedimentary layer of the basin, presumably made of Upper Cretaceous sediments. The nature of this layer remains however debated. Diapirs could be salt diapirs or mud diapirs as the area was not favourable to salt deposition during Cretaceous times. Other larger diapir-like features could well be of volcanic origin (Exon et al., 2007; Lafoy et al., 1994).

3. High-Resolution seismic data: acquisition and processing details

The surface seismic acquisition system was set up to acquire high resolution data (Figure 1). It uses a 3.3 km long streamer composed of 264 live channels, with a 12.5m group interval and towed at 3m immersion. The data were sampled at 1ms, and recorded using a SEAL lab. The source was composed of an array of 2 G-I guns and 3 mini G-I, with a total volume of 396 inch³. It was operated at a nominal pressure of 140 bars, and immersion was set between 2.0 and 3.0 m in order to increase the high frequency content of the recorded signal, which was centered on 90 Hz. Shooting interval was 25 m, resulting in a maximum fold of 66. The processing sequence applied to the high resolution seismic reflection data comprised: 1) SegD

data input ; 2) geometry and CDP binning ; 3) shooting delay correction ; 4) frequency band pass filtering (15-230 Hz) ; 5) Spherical divergence corrections (water velocity) ; 6) velocity analysis ; 7) Normal Move Out corrections ; 8) CDP stacking ; 9) Poststack time migration with a smoothed velocity model. These 4 profiles show good quality data (Figure 4 and 5). Penetration observed on processed data reaches about 2 s two way timetravel (twt) (except when crossing the ridge) and vertical resolution is better than 10 m.

The seismic signal was also recorded on 12 OBSs, that were deployed in 3 clusters, each cluster being composed of three OBSs deployed about 500 m apart from each other along the main shooting line (Z11-11) and one OBS offset by about 1 km in a direction perpendicular to the main shooting line. This acquisition scheme was designed to investigate the subsurface at 3 sites distinguished by their location with respect to the dome that affects the basement near the intersection between lines Z11-11 and Z11-12: Site 1 is located away from the basement dome; Site 2 is on its flank; and Site 3 at its apex. OBS data was recorded at 1 ms sampling rate. The processing sequence applied to the OBS records is summarised as follows: 1) shot time quality control and corrections (instrument skew, shooting delay, instrument recording delay); 2) data conversion to SegY format; 3) frequency band

pass filtering (15-230 Hz); 4) picking of direct arrival times; 5) re-positioning (X, Y, Z) of OBS and determination of a best-fitting water velocity from the inversion of first arrival times; 6) spherical divergence corrections. The vertical resolution of the OBS hydrophone data, reported in this paper, is better than 10 m, and thanks to a low noise level on the instruments, sediment penetration reaches 2s twt.

4. Analysis of ZoNeCo-11 high resolution seismic data

Seismic line Z11-11 is centered on a basement dome, about 5 km wide (Figure 4). The basement reflector that delimits the dome appears to extend laterally to deep events marked as B on both sides of the dome. From the basement (above B events) to the seabed, the three main sedimentary units that have been proposed by (Exon et al., 2007) are recognized :

- Unit 3, about 300 ms thick at Site 1 (OBS 03), shows low amplitude, discontinuous reflectors. This unit disappears near the dome.
- Unit 2 is composed of continuous, sub parallel strata. It is separated from Unit 3, underneath, by a strong positive polarity reflector, C. The top of the layer is marked by a reflector, hereafter named RN, of strong amplitude and negative polarity. A

strong reflector with positive polarity, RP, cuts across the strata of Unit 2. Away from the dome, RP is slightly chaotic. On the flanks, RP deepens, clearly cross cuts stratigraphic horizons, and sometimes coincides with these stratigraphic horizons for a short distance (Figure 4 and 5). RP is associated with a change in reflectivity, especially visible on the flanks of the intrusion, where reflectivity amplitudes are attenuated and frequency spectra are altered below RP with respect to the strata above.

- Unit 1 appears as poorly reflective and affected by numerous sub-vertical faults (examples marked by F on Figure 4 and 5).

Reflectors RN and RP were further characterized using OBS data. Arrival times were 2D-inverted into velocity profiles using RAYINV software of (Zelt and Smith, 1992). In order to pick the arrival times more easily, the seabed on OBS gathers was “flattened” using the re-positioned source and receiver locations and the best-fitting water velocity to calculate a direct arrival time that was subsequently subtracted from the arrival times for this configuration. Sediment velocity resolution ranges from about 25 m/s for shallow layers to about 80 m/s for deep layers. Then, the OBS reflectors were correlated with HR seismic line reflectors

(RN and RP on Figure 6b). The results clearly indicate that the P-wave velocity decreases with depth across RN, while it increases across RP (Figure 6b).

5. DSDP stratigraphy.

DSDP Site 208 on the Lord Howe Rise is of particular interest to this study because the stratigraphy revealed by the drilling data can be seismically tied up to the Fairway Basin (Figure 2). Drilling penetrated 320 m of recent foraminifera-bearing to Middle Miocene nannofossil oozes, then about 170 m of Middle Miocene to Middle Eocene nannofossil chinks (e. g. (Burns et al., 1973d; Kennett et al., 1986). At 488 m below the seabed, the drilling reached the Eocene/Oligocene unconformity (Figure 3). Below the unconformity, siliceous sediments (radiolaria, diatoms, sponge spicules, silicoflagellata) were recovered, the matrix being composed of calcium carbonate. P-wave velocities and sediment densities at Site 208 decrease with depth across the Eocene / Oligocene unconformity because of the occurrence of siliceous sediments of increased sediment porosity (Burns et al., 1973a; Burns et al., 1973d). The oldest sediments drilled at DSDP Site 208 are Upper Cretaceous marine silico-clastic sediments.

Site 206 in the South New Caledonia Basin, penetrated the same sedimentary sequence (Figure 3). The Eocene / Oligocene

unconformity was reached at 614 m below the seabed and the same P-wave velocity and density inversions were observed across this unconformity. Drilling data thus confirms the regional extent of the sedimentary units and unconformities.

6. Linking DSDP Site 208 to the Fairway Basin: Regional Significance of RN and RP

6.1 Reflector RN

To correlate the stratigraphic information from DSDP Site 208 to the reflectors documented in the Fairway Basin, we used the multichannel seismic lines collected during AGSO/Surveys 206 and 177 of R/V Rig Seismic (Figure 2) and all the 6-channel seismic lines that were collected in 1999 during the ZoNeCo-5 cruise of R/V L'Atalante and recently reprocessed for the purpose of the present work. See Appendix 1 for more details on the correlation of seismic line s206-2 (FAUST-1 survey - (Lafoy et al., 1998) to DSDP 208 drill site (Burns et al., 1973d). At DSDP Site 208, a correspondence was established between the Eocene/Oligocene Unconformity (EOU) and a reflector documented on seismic line FAUST1-S206-2, which exhibits two remarkable characteristics: 1) it corresponds to a seismic phase inversion; 2) it separates a transparent layer with only one intra-Miocene reflector above, from a layer with numerous, well bedded sequences. This reflector, now associated to the EOU, can be tracked from

the drill hole continuously to the Fairway Basin, following 2 different paths (Figure 2):

- The northern path (Collot et al., 2008): from DSDP Site 208 along line Faust1-S206-2 up to the intersection with FAUST1-S206-1; then along this line up to the crest and down to the eastern flank of Lord Howe Rise, where a reflector related to a seismic phase inversion is found at the base of a seismically transparent layer. The link to our study area in the Fairway Basin is then provided by seismic profiles ZoNeCo11-11, -10 and -09.
- The southern path: from DSDP Site 208 to the intersection with FAUST1-S206-3; then along this line up to the crest and down to the eastern flank of Lord Howe Rise (the identification in the basin is based on the same criteria as above: strong reflector with negative polarity at the base of a transparent layer) until line S 177-LHRNR-BA. This profile is very interesting because it is crosscut by numerous ZoNeCo5 profiles. The EOU was identified on all these crosscutting ZoNeCo5 profiles. Then, the link to our study area was provided by the ZoNeCo5-07 line (Figure 7) that connects to ZoNeCo11 lines 09, 10 and 11.

In both cases, a clear correspondence is found between the EOU and reflector RN in the Fairway Basin.

In summary, RN: (1) has a negative polarity, (2) mimics approximately the sea floor but (3) does not cross-cut the sedimentary layers, (4) corresponds to the Eocene/Oligocene unconformity drilled at DSDP Site 208.

6.2 Reflector RP

Reflector RP, described above in paragraph 4, is discontinuous and cannot be traced from the Fairway Basin to DSDP site 208. The BSR reflector that was identified by (Auzende et al., 2000a) on the seismic lines collected during the ZoNeCo5 cruise, corresponds to RP (Figure 7 and 8). It is important to note that RP lies always below the Eocene/Oligocene Unconformity.

In summary, RP: (1) has a positive polarity (2) does not always mimic the sea floor (3) clearly cross-cuts sedimentary layers, (4) is always situated deeper than the Eocene/Oligocene unconformity (RN), (5) corresponds to the BSR previously described by (Auzende et al., 2000a) from ZoNeCo 5 seismic data.

7. Heat flow constraints

Heat flow data (Figure 9 and Table 1) were collected at 5 different sites in the study area in February 2006 with R/V Marion Dufresne

(Foucher and Scient.party, 2006). Sediment temperature at each site was measured at up to 7 different depths in the sub-bottom by means of thermistor temperature sensors attached on outriggers to a 18 m long lance of the CALYPSO gravity corer of the R/V Marion Dufresne. Sediment equilibrium temperatures were extrapolated from thermal transients recorded for 6-10 mn following penetration. Thermal conductivity was measured by the needle probe technique on the recovered core at each heat flow measurement site. The relative accuracy of temperature measurements is estimated to be better than 0.01 °C (for each temperature sensor with respect to other sensors) and 5% for conductivity measured on cores.

Two sites (MD06-3022 and MD06-3023) are located along seismic profile ZoNeCo11-11. At the apex of the basement high (site MD06-3022), the measured heat flux is 54 mW/m². Less than 2.5 km away to the south (site MD06-3023), the heat flux is 49 mW/m². The three remaining sites are located along seismic profile ZoNeCo11-09. At these sites, the layer above the Eocene-Oligocene Unconformity appears to be crosscut by normal faults along which fluid escapes are suspected. Heat flux was measured to be 64, 53 and 49 mW/m² at sites MD06-3026, 3027 and 3028 respectively.

The above heat flow data provide the first available information on the thermal regime

of the Fairway Basin. The heat flow values are fairly consistent, ranging from 49 to 64 mW/m². The spatial variability could be explained by heat flow refraction or fluid flow effects. The higher heat flow of 54 mW/m² at the apex of the basement ridge at site MD06-3022, with respect to the slightly lower value of 49 mW/m² measured at site MD06-3023 on the flank of this ridge, could be a result of heat flow refraction from low thermal conductivity sediments surrounding the ridge to the higher thermal conductivity body that the ridge is likely to be. On the other hand, the variable heat flow values of 49-64 mW/m² at sites MD06-3026, 3027 and 3028 may indicate disturbances to the conductive thermal regime due to fluid advection along normal faults observed on the seismic section Z11-09.

Based on these data, the gas hydrate z-T stability field was calculated using the method described in (Sultan et al., 2004). Thermal conductivity was measured on cores taken at heat flow stations. Measurements indicate a value of ~1.0 WK⁻¹m⁻¹ at seabed. For deeper sediments, thermal conductivity was estimated from:

$$\lambda = \lambda_w^{(1-\phi)} \cdot \lambda_m^\phi$$

where λ_w is the thermal conductivity of water (0.7 WK⁻¹m⁻¹), λ_m is the thermal conductivity of the sediment matrix and ϕ is the porosity. DSDP Sites 206, 207 and 208 data showed an upper sedimentary sequence made of calcareous ooze, from Oligocene to Recent,

above the Eocene-Oligocene unconformity, and a mean porosity of 60%. Taking $\lambda_m = 3.0$ WK⁻¹m⁻¹, a conventional value for calcite, and $\phi = 0.6$, an estimated value of the thermal conductivity, λ , is 1.25 WK⁻¹m⁻¹. Allowing for some uncertainty in this value and its distribution with depth, the thermal conductivity was assumed to be constant with depth and ascribed to vary between 1.0 and 1.5 WK⁻¹m⁻¹. We have also assumed that: 1) heat transfer in the sediment column is purely conductive; 2) sediment pore water salinity is constant and equal to ~ 34.9 ‰ (Jean-Luc Charlou, pers. comm. 2008); 3) hydrate is from methane gas only. The depths of the base of the gas hydrate stability zone (GHSZ) at each heat flow measurement site was computed using the HYSFA Code (Sultan et al., 2004). Results are listed in Table 2. At all sites, except for MD06-2328, reflector RP lies deeper than what is considered to be an acceptable range for the base of the methane gas hydrate stability zone. Heat flow data alone cannot be considered as a proof per se, as other sources of uncertainties - such as gas composition or depth determination - may occur. If the clathrate gas were made of hydrocarbon gases heavier than methane, the theoretical BSR could lie deeper than expected. Also, errors in depth conversion cannot be ruled out, however the quality of the high resolution data that we use and the availability of velocity determinations based on OBSs (Figure 6) are such that uncertainties appear unlikely to significantly alter our

conclusions.

8. Discussion: nature of the BSR in the Fairway Basin

Here, we discuss the different hypotheses retained by (Exon et al., 2007) to explain the occurrence of the BSR (our RP reflector), mainly: gas or gas hydrate versus diagenetic front. A BSR at the top of a gas hydrate layer has been observed on the Nankai margin, offshore Japan (Nouze et al., 2004), where coarse sediment layers contain large amounts of gas hydrate (up to 70-80% of the pore space). As illustrated by this example, a significant content of hydrate is necessary to create an impedance contrast strong enough to generate a clear reflector associated with the presence of hydrate, and thus a significant amount of gas is required in the sediment to form this hydrate. The BSR in the Fairway Basin is present extensively (Auzende et al., 2000a), but there has been so far no evidence of a high content of potentially-hydrate-forming gas (hydrocarbons) in cores taken in the Fairway Basin along ZoNeCo-11 study site (Jean-Luc Charlou, Pers. Comm.). Furthermore, should the top of a gas hydrate layer be detected by a BSR, one would expect its bottom to be observed as well, as this is the case in the Nankai margin (e. g. (Nouze et al., 2004)). Another strong argument against the hydrate-related BSR hypothesis arises from the heat flow results presented in this paper. If hydrate occurrences in the Fairway Basin

were to be dominated by methane hydrate, the BSR would lie too deep below the seabed to lie in the stability field of a methane hydrate. Moreover, the large lateral extent of the BSR within the Fairway Basin over more than 70,000 km², mapped with the ZoNeCo-5 survey by (Auzende et al., 2000a), is unusual for gas-hydrate BSR and much more typical for opal A / CT BSR. Note that (Exon et al., 2004a; Exon et al., 2007) identified a similar BSR farther south (around 31°S) in the southern Fairway Basin, located on the flanks of the East Lord Howe Spur (profiles 10 and 11 of seismic survey s232). This further confirms the regional extent of the BSR and reinforces the argument of a non-gas-hydrate related BSR.

On the other hand, (Exon et al., 2007) considered that if the BSR were of diagenetic origin, « it could only have been generated by an upward moving, silica-rich diagenetic front ». These authors rejected the hypothesis of an Opal-A / Opal-CT transition because, according to their interpretation, the BSR would lie above the Eocene/Oligocene unconformity, hence in carbonates almost devoid of silica according to DSDP Site 208 data. Our interpretation for the position of the Eocene/Oligocene unconformity in the Fairway Basin differs from that proposed by (Exon et al., 2007). We have shown that the BSR indeed lies within Eocene siliceous sediments. Thus the major argument against the hypothesis no longer holds. On the

contrary, the recovery in mid-Eocene sediments at DSDP Site 208 of a piece of porcelanite, made from cristobalite (i.e. Opal-CT) resulting from re-crystallisation of biogenic silica, gives support to the interpretation of the BSR as an impedance contrast at the Opal-A / Opal-CT transition.

The Opal-A / Opal-CT transition has been widely discussed in the literature. Opal-A, which was defined by (Jones and Segnit, 1971), is a siliceous ooze resulting from the dissolution of siliceous organisms tests. With the burying with sediments, pressure and temperature increase and a dissolution re-precipitation reaction converts opal-A into opal-CT. This reaction generates an interface between the two types of opal with an increase in density and a decrease in porosity and permeability, involving an impedance contrast strong enough to create a reflector with positive polarity (e.g. (Hempel et al., 1989; Lee et al., 2003; Ramsay, 1971). Temperature is a main parameter controlling the Opal-A / Opal-CT transition. However, this diagenetic process is also influenced by pressure, time (related to the burying of the siliceous sediments), nature of the surrounding rocks (e.g. carbonates increase the reaction rate), and interstitial waters (e. g. (Davies, 2005; Hein et al., 1978; Kuramoto et al., 1992; Nobes et al., 1992; Williams and Crerar, 1985). BSRs have been interpreted as an opal-A / opal-CT transformation in several areas of the world including Monterey

Formation in California (Isaacs, 1982), Bermuda Rise (Thein and von Rad, 1987), the Antarctic basin (Botz and Bohrmann, 1991), the Japan Sea (Kuramoto et al., 1992), the Norwegian Sea (Berndt, 2004; Henrich, 1989), the Faeroe-Shetland basin (Davies and Cartwright, 2002), New Zealand (Lynne and Campbell, 2004), the Southwest Indian ridge (Gerland et al., 1997). (Volpi et al., 2003) reported observations of a diagenetic BSR related to the Opal-A/Opal-CT transformation on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. The BSR clearly crosscuts the stratigraphy and divides the sedimentary layer into a strong reflectivity zone (above) and a low reflectivity zone (below) (Figure 10b). One will note that this change in reflectivity across the BSR at the Antarctic site shares strong similarities with our own observations on ZoNeCo 11 seismic profiles (Figure 10a). Also, as noted by (Volpi et al., 2003), the diagenetic alteration of opal-A to opal-CT causes a dramatic reduction of intra- and interskeletal porosity, resulting in overpressuring in altered sediments and settlement of channelised fluid escape features from these sediments to the seabed. (Davies and Cartwright, 2002) estimated that the volume reduction associated with the Opal-A / Opal-CT transformation could be 30–40%, an amount large enough to account for the developpement of a polygonal fault system. Such a fault system may have renchia within the sedimentary layers above the BSR in the Fairway Basin as suggested by the

complex network of small-offset vertical faults visible on our 2D seismic lines (Figure 4 and 5). All these observations favour an interpretation of the BSR in the Fairway Basin as related to an Opal-A / Opal-CT transition. Finally, on ZoNeCo-11 line Z11-11, the BSR appears to deepen on the flanks of the basement dome with respect to a bump in the sedimentary layers (Figure 5). A downward shift in the Opal A – Opal CT transition could result from a pressure decrease due to faulting or a temperature distribution altered by the formation of the basement dome.

9. Conclusion

The present work sheds light on the stratigraphy of the Fairway Basin as well as the nature of its BSR. Two major reflectors, RN and RP, were identified on the high-resolution lines, and correlated to DSDP drilling data. RN is a negative polarity reflector, mimicking approximately the seafloor. According to our interpretation, RN is a regional reflector that marks the Eocene/Oligocene unconformity. The negative polarity of RN is accounted for by low Vp velocity and density of silica-rich Eocene sediments with respect to overlying Oligocene carbonate oozes. RP is a positive polarity reflector, crosscutting sediment strata. Both seismic and heat flow data tend to support the interpretation of this reflector as a diagenetic front (Opal-A / opal-CT transition)

rather than a methane-hydrate BSR.

Acknowledgments :

The ZoNéCo-11 and ZoNéCo-12 cruises were conducted within the framework of the ZoNéCo program (Assessment of living and non-living resources of New Caledonia EEZ) funded by ADECAL (Agency for the Economic development of New Caledonia). We thank the following people and organizations: IFREMER, IPEV and the Service Géologique de Nouvelle-Calédonie ; shipboard party of cruises ZoNéCo-11 and ZoNéCo-12 cruises ; officers and crew of R/V l'Atalante and R/V Marion Dufresne. We are also grateful to G. Bernardel from Geoscience Australia (former AGSO) for the co-owned FAUST data New Caledonia / Australia. Special thanks to Nabil Sultan for providing the HYSFA Code; to Yvon Balut (IPEV) ; to François Harmegnies for collecting the heat flow data and to Jean-Luc Charlou for communicating unpublished data collected during the ZoNéCo-12 Cruise. Maps are produced with the Generic Mapping Tool 4.2.1

(<http://gmt.soest.hawaii.edu>),
seismic data was processed with
CGG-Geocluster and IFREMER-
Sisbise.

References

- Auzende, J.-M., Van de Beuque, S., Dickens, G., François, C., Lafoy, Y., Voutay, O. and Exon, N., 2000a. Deep sea diapirs and bottom simulating reflector in Fairway basin (SW Pacific). *Marine Geophysical Researches*, 21: 579-587.
- Auzende, J.-M., Van de Beuque, S., Regnier, M., Lafoy, Y. and Symonds, P., 2000b. Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian Seismic Transect. *Marine Geology*, 162(2-4): 225-236.
- Auzende, J.M., Beneton, G., Dickens, G., Exon, N., Francois, C., Hodway, D., Juffroy, F., Lafoy, Y., Leroy, A., van de Beuque, S. and Voutay, O., 2000c. Mise en évidence de diapirs mésozoïques sur la bordure orientale de la ride de Lord Howe (Sud-Ouest Pacifique) : campagne ZoNeCo 5. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 330(3): 209-215.
- Bernardel, G., 1999. Preliminary results from AGSO Law of the Sea Cruise 206: an australian/french collaborative deep seismic marine survey in the Lord Howe Rise/New Caledonia region. *Australian Geological Survey Organisation record*, 1994/14: 37.
- Berndt, C.B., Clayton, T.; Mienert, J.; Saunders, M., 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 723-733.
- Botz, R. and Bohrmann, G., 1991. LOW-TEMPERATURE OPAL-CT PRECIPITATION IN ANTARCTIC DEEP-SEA SEDIMENTS - EVIDENCE FROM OXYGEN ISOTOPES. *Earth and Planetary Science Letters*, 107(3-4): 612-617.
- Burns, R.E., Andrews, J.E., Van der Lingen, G.J., Andrews, J.E., Churkin, M., Jr., Davies, T.A., Dumitrica, P., Edwards, A.R., Galehouse, J.S., Kennett, J.P. and Packham, G.H., 1973a. Regional aspects of deep sea drilling in the Southwest Pacific, Lithostratigraphy of Eight Drill Sites in the South-west Pacific. Preliminary Results of the Deep Sea Drilling Project, 21.
- Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973b. Site 206. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 103-195.
- Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973c. Site 207. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 197-269.
- Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973d. Site 208. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 271-331.
- Collot, J., Géli, L., Lafoy, Y., Vially, R., Cluzel, D., Klingelhöfer, F. and Nouzé, H., 2008. Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific. *Tectonics*, 27(TC6006): doi:10.1029/2008TC02263.
- Davies, R.J., 2005. Differential compaction and subsidence in sedimentary basins due to silica diagenesis: A case study. *Geological Society of America Bulletin*, 117(9-10): 1146-1155.
- Davies, R.J. and Cartwright, J., 2002. A fossilized Opal A to Opal C/T transformation on the northeast Atlantic margin: support for a significantly elevated Palaeogeothermal gradient during the Neogene? *Basin Research*, 14(4): 467-

- 486.
- Exon, N., Dickens, G., Auzende, J.-M., Lafoy, Y., Symonds, P. and van de Beuque, S., 1998. Gaz hydrates and free gas on the Lord Howe Rise, Tasman Sea. *Pesa Journal*(26): 148-158.
- Exon, N., Hill, P., Lafoy, Y., Fellows, M., Perry, K., Mitts, P., Howe, R., Chaproniere, G.C.H., Dickens, G., Ussler, B. and Paull, C.K., 2004a. Geology of the Fairway and New Caledonia basins in the Tasman Sea: sediment, pore water, diapirs and bottom simulating reflectors (Franklin cruise FR9/01 and Geoscience Australia Survey 232). *Geoscience Australia Records*, 2004(26): 1-112.
- Exon, N., Lafoy, Y., Hill, P.J., Dickens, G. and Pecher, I., 2007. Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea. *Australian Journal of Earth Sciences*, 54: 629-645.
- Exon, N., Quilty, P., Lafoy, Y., Crawford, A.J. and Auzende, J.-M., 2004b. Miocene volcanic seamounts on northern Lord Howe Rise: lithology, age and origin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 51: 291-300.
- Foucher, J.P. and Scient.party, 2006. Rapport de la campagne AUSFAIR/ZoNéCo-12, à bord du N/O Marion Dufresnes. 12-26 Février 2006.
- Gaina, C., Mueller, D.R., Royer, J.-Y., Stock, J., Hardebeck, J.L. and Symonds, P., 1998. The tectonic history of the Tasman Sea; a puzzle with 13 pieces. *Journal of geophysical research*, 103(6): 12,413-12,433.
- Gerland, S., Kuhn, G. and Bohrmann, G., 1997. Physical properties of a porcellanite layer (Southwest Indian Ridge) constrained by geophysical logging. *Marine Geology*, 140(3-4): 415-426.
- Hayes Dennis, E. and Ringis, J., 1973. Seafloor Spreading in the Tasman Sea. *Nature (London)*, 244(5408): 454-458.
- Hein, J.R., Scholl, D.W., Barron, J.A., Jones, M.G. and Miller, J., 1978. DIAGENESIS OF LATE CENOZOIC DIATOMACEOUS DEPOSITS AND FORMATION OF BOTTOM SIMULATING REFLECTOR IN SOUTHERN BERING SEA. *Sedimentology*, 25(2): 155-181.
- Hempel, P., Mayer, L., Taylor, E., Bohrmann, G. and Pittenger, A., 1989. The influence of biogenic silica on seismic lithostratigraphy at ODP sites 641 and 643, Eastern Norwegian Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104.
- Henrich, R., 1989. Diagenetic environments of authigenic carbonates and opalCT crystallization in lower Miocene to upper Oligocene deposits of the Norwegian Sea (ODP Site 643, Leg 104). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104.
- Isaacs, C.M., 1982. INFLUENCE OF ROCK COMPOSITION ON KINETICS OF SILICA PHASE-CHANGES IN THE MONTEREY FORMATION, SANTA-BARBARA AREA, CALIFORNIA. *Geology*, 10(6): 304-308.
- Jones, J.B. and Segnit, E.R., 1971. The nature of Opal I. Nomenclature and constituent phase. *Journal of Geological Society of Australia*, 18(1): 57-68.
- Kennett, J.P., von der Borch Christopher, C., Baker Paul, A., Barton Charles, E., Boersma, A., Caulet Jean, P., Dudley Walter, C., Jr., Gardner James, V., Jenkins, D.G., Lohman William, H., Martini, E., Merrill Russell, B., Morin Roger, H., Nelson Campbell, S., Robert, C., Srinivasan, M.S., Stein, R., Takeuchi, A. and Blakeslee Jan, H., 1986. Site 587. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 90(Noumea, New Caledonia, to Wellington, New Zealand, December 1982-January 1983 Part 1): 115-138.
- Klingelhoefer, F., Lafoy, Y., Collot, J., Cosquer, E., Géli, L., Nouzé, H. and Vially, R., 2007. Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from wide-angle and reflection seismic data *Journal of Geophysical*

- Research, 112(B11102).
- Kuramoto, S., Tamaki, K., Langseth, M.G., Nobes, D.C., Tokuyama, H., Pisciotto, K.A. and Taira, A., 1992. Can opalA/opalCT BSR be an indicator of the thermal structure of the Yamamoto basin. Japan Sea? Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128.
- Lafoy, Y., Géli, L., Klingelhoefer, F., Vially, R., Sichler, B. and Nouzé, H., 2005. Discovery of continental stretching and oceanic spreading in the Tasman sea. *Eos Trans Am Geophys Union*, 86(10): 101+104-105.
- Lafoy, Y., Pelletier, B., Auzende, J.M., Missègue, F. and Mollard, L., 1994. Tectonique compressive cénozoïque sur les rides de Fairway et Lord Howe, entre Nouvelle Calédonie et Australie. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 319: 1063-1069.
- Lafoy, Y., van de Beuque, S., Missegue, F., Nercessian, A. and Bernadel, G., 1998. Campagne de sismique multitrace entre la marge Est Australienne et le Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides - Rapport de la campagne RIG SEISMIC 206 (21 avril - 24 mai 1998) - Programme FAUST.
- Lee, G.H., Kim, H.J., Jou, H.T. and Cho, H.M., 2003. Opal-A/opal-CT phase boundary inferred from bottom-simulating reflectors in the southern South Korea Plateau, East Sea (Sea of Japan). *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Lynne, B.Y. and Campbell, K.A., 2004. Morphologic and mineralogic transitions from opal-A to opal-CT in low-temperature siliceous sinter diagenesis, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 74(4): 561-579.
- Nobes, D.C., Murray, R.W., Kuramoto, S., Pisciotto, K.A. and Holler, H., 1992. Impact of silica diagenesis on physical property variations. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128.
- Nouze, H., Henry, P., Noble, M., Martin, V. and Pascal, G., 2004. Large gas hydrate accumulations on the eastern Nankai Trough inferred from new high-resolution 2-D seismic data. *Geophysical Research Letters*, 31(13).
- Nouzé, H., Lafoy, Y., Géli, L., Klingelhoefer, F. and party, Z.c., 2005. First results of a high resolution seismic study of a Bottom Simulating Reflector in the Fairway Basin, offshore New Caledonia, Fifth International Conference on Gas Hydrates (ICGH 5), Trondheim, Norway.
- Pecher, I.A., 2004. Waveform inversion applied to a bottom simulating reflection on the eastern Lord Howe Rise.
- Ramsay, A.T.S., 1971. OCCURRENCE OF BIOGENIC SILICEOUS SEDIMENTS IN ATLANTIC OCEAN. *Nature*, 233(5315): 115-&.
- Ramsay, D.C., Herzer, R.H. and Barnes, P.M., 1997. Continental shelf definition in the Lord Howe Rise and Norfolk Ridge regions: law of the sea survey 177, Part 1 - preliminary results. Australian Geological Survey Organisation record, 1997/54.
- Ravenne, C., De Broin, C.E., Dupont, J., Lapouille, A. and Launay, J., 1977. New Caledonia basin-Fairway Ridge: structural and sedimentary study, International symposium on geodynamics in South-West Pacific. Technip, Nouméa (New Caledonia), pp. 145-154.
- Sultan, N., Cochonat, P., Foucher, J.P. and Mienert, J., 2004. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine Geology*, 213(1-4): 379-401.
- Thein, J. and von Rad, U., 1987. Silica diagenesis in continental rise and slope sediments off eastern North America (Sites 603 and 605, Leg 93; Sites 612 and 613, Leg 95). Initial Reports of the DSDP, 95, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Van de Beuque, S., 2003. Geological framework of the Northern Lord Howe Rise and adjacent areas. *Geoscience Australia Records*, 2003:

- 1-116.
- Van de Beuque, S., Auzende, J.-M., Lafoy, Y., Bernardel, G., Nercessian, A., Regnier, M., Symonds, P. and Exon, N., 1998. Transect sismique continu entre l'arc des Nouvelles-Hebrides et la marge orientale de l'Australie: programme FAUST (French Australian Seismic Transect). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Sciences de la terre et des planètes*, 327(11): 761-768.
- Volpi, V., Camerlenghi, A., Hillenbrand, C.D., Rebesco, M. and Ivaldi, R., 2003. Effects of biogenic silica on sediment compaction and slope stability on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. *Basin Research*, 15(3): 339-363.
- Weissel, J.K. and Hayes, D.E., 1972. Evolution of the Tasman Sea reappraised. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 77-84.
- Williams, L.A. and Crerar, D.A., 1985. SILICA DIAGENESIS .2. GENERAL MECHANISMS. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55(3): 312-321.
- Zelt, C.A. and Smith, R.B., 1992. SEISMIC TRAVELTIME INVERSION FOR 2-D CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE. *Geophysical Journal International*, 108(1): 16-34.

TABLES

Station	Seismic	Latitude	Longitude	Depth	BWT	Pen.	Grad T	Cond.	HF
MD06-	Correspondance	S	E	m	°C	(m)	°C/km	Wm ⁻¹ K ⁻¹	W/m ²
3022-1	Z11-11 CDP3410	23°12.11 ,	163°27.94 ,	2294	1.976	19.4	54.2 ±1.13	0.99 ± 0.04	53.82 ± 1.13
3022-2	Z11-11 CDP3410	23°12.10 ,	163°27.89 ,	2289	1.958	19.4	55.2 ±2.56		54.81 ± 2.56
3023-1	Z11-11 CDP2840	23°13.25 ,	163°29.65 ,	2344		18.4	47.4 ±1.12	1.05 ± 0.04	49.61 ± 1.12
3023-2	Z11-11 CDP2840	23°13.24 ,	163°29.65 ,	2344	1.910	18.4	46.5 ±1.11		48.66 ± 1.11
3026-1	Z11-9-2 CDP3510	23°56.26 ,	163°27.72 ,	2717	1.835	13.9	65.8 ±4.62	0.99 ± 0.03	64.40 ± 4.62
3026-2*	Z11-9-2 CDP3510	23°56.24 ,	163°27.67 ,	2717	1.8185	6.50 (bent)	77.1 ±4.09		75.46 ± 4.09
3027	Z11-9-1 CDP5701	24°40.61 ,	163°36.14 ,	2720	1.820	14.0	52.6 ±2.94	1.00 ± 0.03	52.65 ± 2.94
3028-1	Z11-9-1 CDP5015	24°45.20 ,	163°36.95 ,	2716	1.823	14.0	49.0 ±2.53	1.02 ± 0.03	49.79 ± 2.53
3028-2	Z11-9-1 CDP5015	24°45.17 ,	163°36.98 ,	2716	1.818	14.0	47.7 ±1.89		48.47 ± 1.89

Table 1 : Heat flow measurements collected during the AUSFAIR/ZoNeCo12 (after Foucher et al, 2006) in the French EEZ. Two measurements were made at each site (except MD06-3023) by multiple entry into the sediments using the PO-GO like technique. The thermal measurement at site MD06-3026-2 is not reliable, as the corer bent.

Site (MD06-)	water depth (m)	z_RN	z_RP	Z_min	Z_max
3022	2294	2862	3067	2633	2826
3023	2344	2968	3172	2727	2925
3026	2717	3292	3345	3023	3185
3027	2720	3305	3374	3090	3303
3028	2716	3030	3099	3125	3340

Table 2: z_RN and z_RP are the depth below sea level of reflectors RN and RP at each heat flow measurement site. The depth below sea level of the base of the gas hydrate stability zone was calculated with the HYSFA code described in (Sultan et al, 2004), assuming a constant thermal conductivity in the sediment column: Z_min and Z_max are for thermal conductivity equal of 1.0 Wm⁻¹K⁻¹ and 1.5 Wm⁻¹K⁻¹ respectively.

Figure captions

Figure 1: General location map of the North and Central Fairway Basin. The multichannel seismic

lines collected in 2004 during the ZoNeCo-11 Cruise of R/V L'Atalante are indicated in red, the High Resolution Survey area being circled in blue. Yellow dots indicate heat flow measurements collected in 2006 during the Zoneco12 cruise of R/V Marion Dufresne. The green line delineates the area surveyed in 1999 during the ZoNeco-5 cruise of R/V L'Atalante.

Inset shows the implementation of the High Resolution Seismic lines (Z11-11 to Z11-14) that were recorded during the ZoNeCo-11 cruise. The seismic signal was also recorded on 12 OBSs, that were deployed in 3 clusters, each cluster being composed of three OBSs deployed about 500m apart from each other along the main shooting line (Z11-11) and one OBS offset by about 1 km in a direction perpendicular to the main shooting line. This acquisition scheme was designed to investigate the subsurface at 3 sites distinct by their location with respect to the dome that affects the basement near the intersection between lines Z11-11 and Z11-12: Site 1 is located away from the basement dome; Site 2 is on its flank ; and Site 3 at its apex.

Figure 2: Location map of the existing seismic lines that were used in this study. Location of DSDP drill hole sites is also indicated. The zoom shows the paths that were followed to track the Eocene-Oligocene Unconformity from DSDP Site 208 to the High Resolution Survey Area in the Fairway Basin. The northern path (Collot et al, 2008) is underlined in yellow. The southern path is underlined in green (see text).

Figure 3: Stratigraphy at DSDP sites 206, 207 and 208 (e.g. (Burns et al., 1973b; Burns et al., 1973c; Burns et al., 1973d)). Modified from (Collot et al., 2008) Location is shown on Figure 2.

Figure 4: Zonéco 11, High Resolution line 11 (Z11-11) shot in 2004 during the ZoNeCo-11 cruise. OBS locations are indicated, as well as heat flow sites (MD06-3023 and MD06-3022) (after Foucher et al, 2006). Faults cutting the upper sedimentary layer are shown by arrows marked with letter F. Reflectors B, C, RN and RP are described in the text.

Figure 5: Zonéco 11, High Resolution line 13 (Z11-13). F stands for « fault ». In the southwest part of the section, note the strange behaviour of RN: while RN shallows, RP deepens and cross-cuts sediments layers.

Figure 6: 6a) Data from OBS 02 (site 1). Direct arrivals from the seabottom are flattened with the best fitting water velocity; 6b) High-resolution seismic reflection section and vertical

velocity profile below OBS 02, based on refraction data. Note that RN corresponds to a decrease in velocity downwards, while RP is associated to an increase in velocity.

Figure 7: Seismic line 07, collected in 1999 during the ZoNeCo-5 cruise of R/V L'Atalante with a 6-channel streamer. After reprocessing, it clearly appears that RN corresponds to a discordance. Some truncations (T) are indicated. This line is superimposed with the Z11-09 profile of ZoNeco11. The ship tracks are such that the reflectors RN and RP that were identified in the ZoNeco-11 high resolution seismic lines can be followed over the Central Fairway Basin using ZoNeCo-5 lines.

Figure 8: ZoNeCo 5, line 11, showing that RN corresponds to a seismic discordance (T stands for « truncations »). In the southern part (left) RN has an inverse polarity (with respect to the water bottom reflection polarity). Whereas in the northern part (right) RN lies at the top of a basement ridge and has a positive polarity.

Figure 9 : Sediment temperature profiles collected in 2006 during the ZoNeCo-12 cruise of R/V Marion Dufresne.

Figure 10: a) zoom of the north-west part of the Z11-11 profile showing that RP divides the sedimentary layers into a strong reflectivity zone (above) and a low reflectivity zone (below); b) Seismic section from the Pacific margin of the Antarctic Peninsula, after (Volpi et al, 2003). Note the reflectivity changes across the diagenetic BSR related to an opal-A/opal-CT. Also note similarities between both sections.

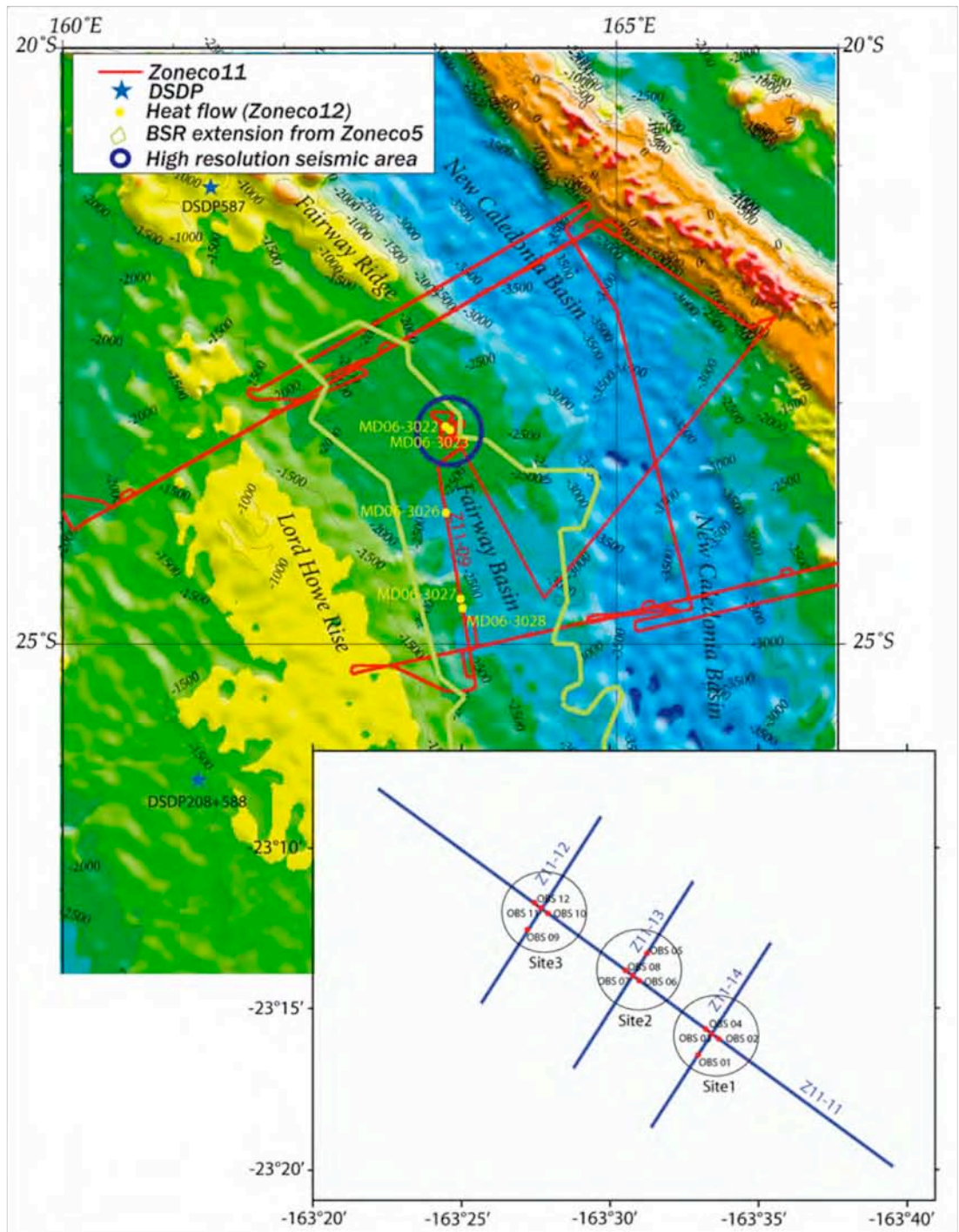


Figure 1

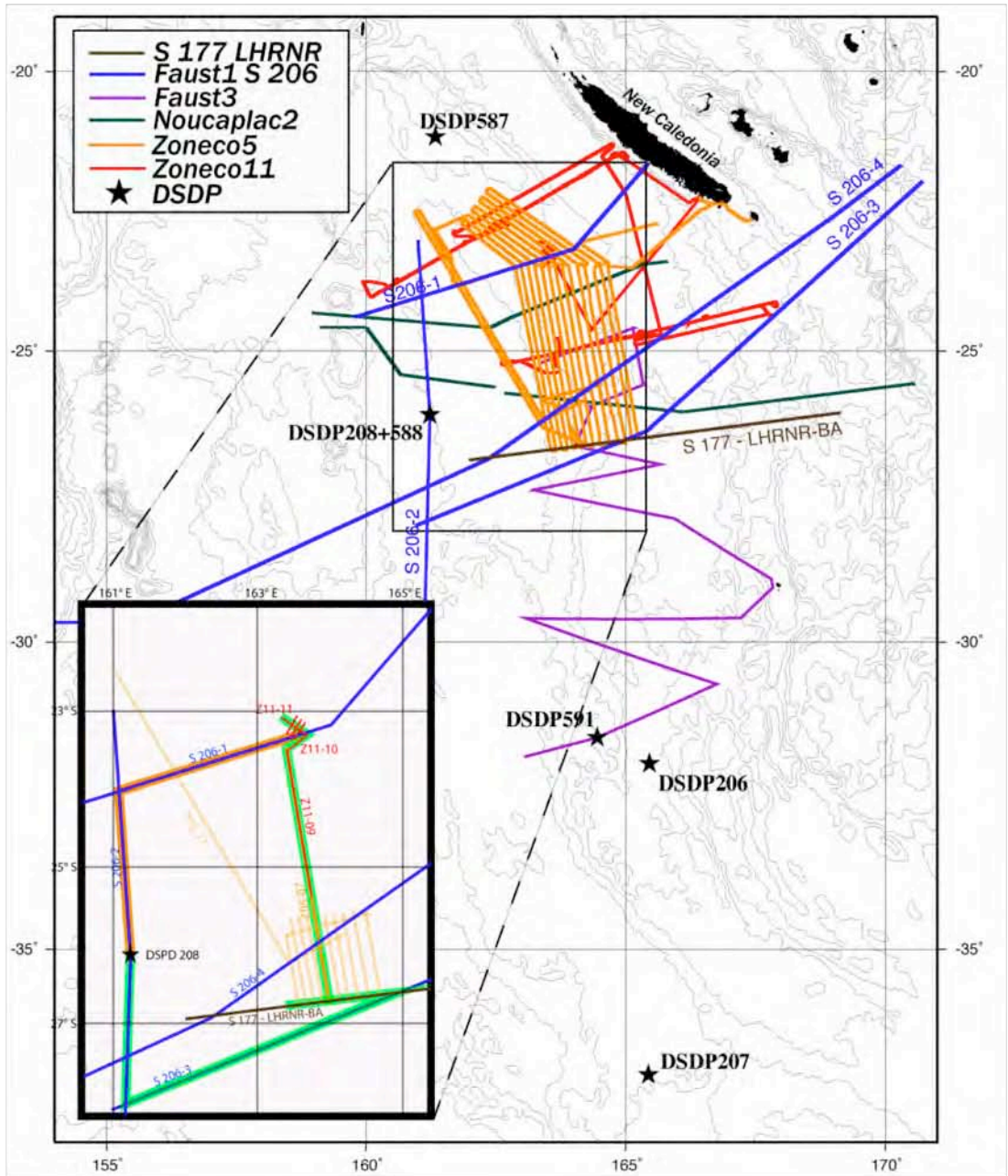


Figure 2

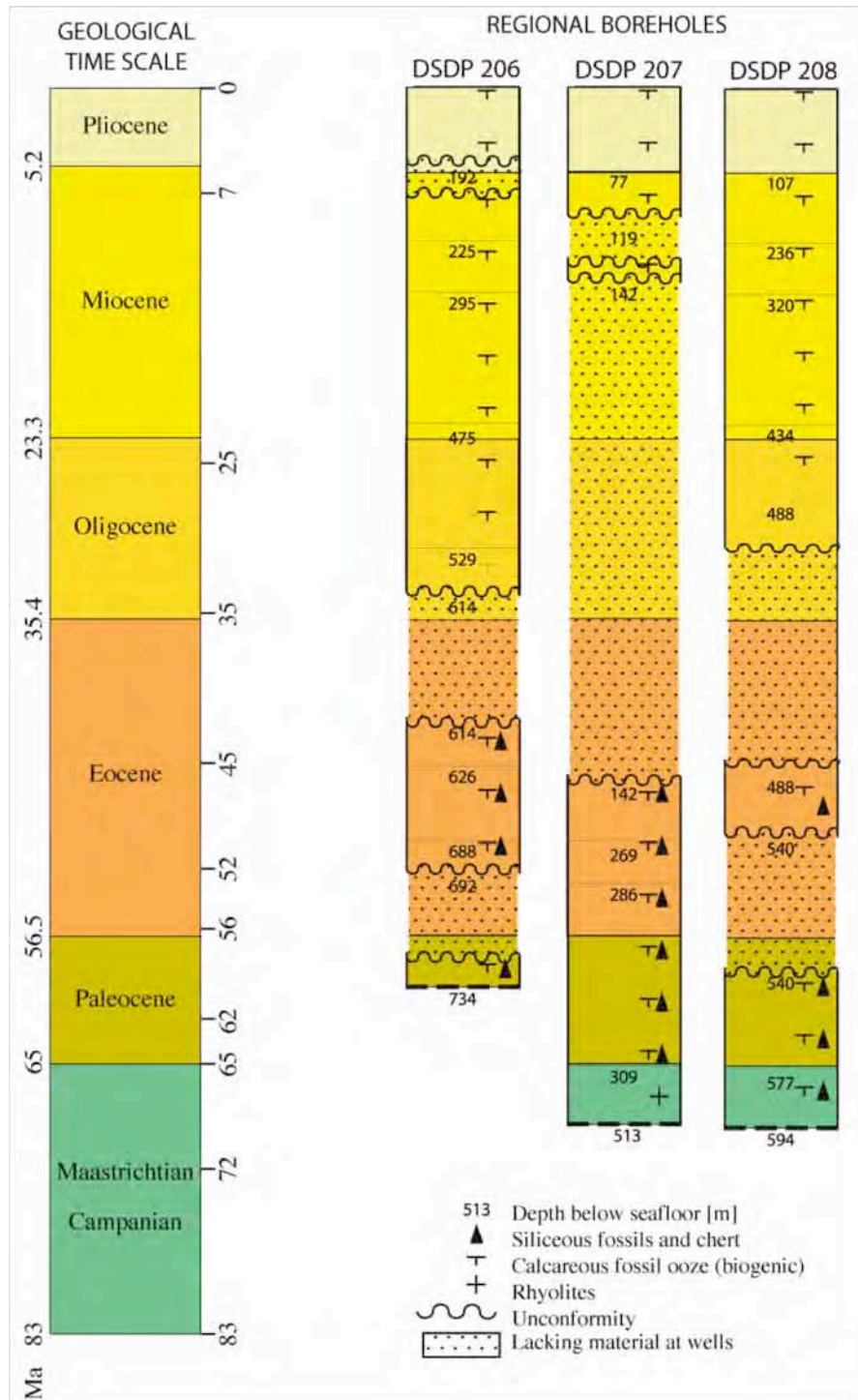


Figure 3

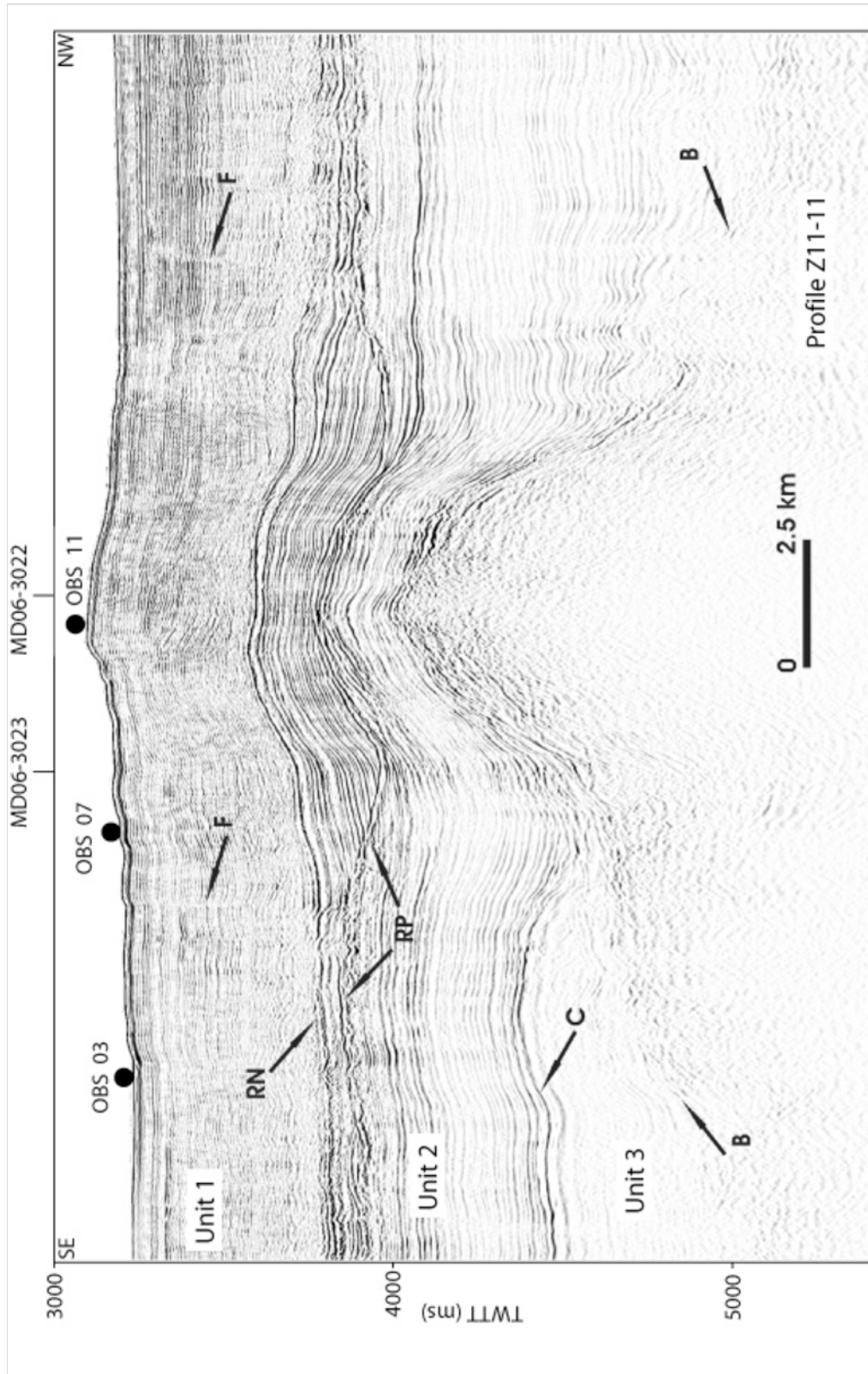


Figure 4

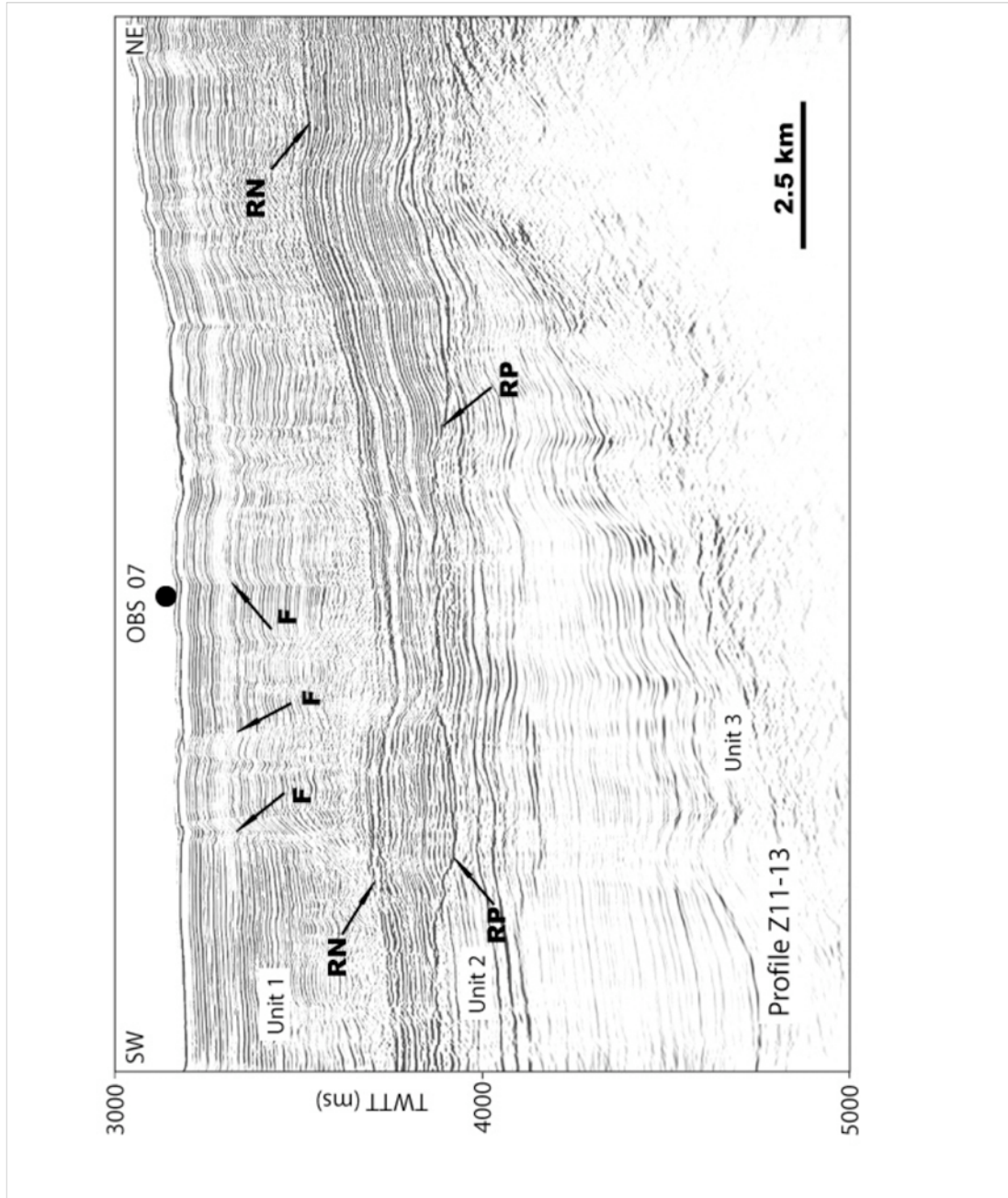


Figure 5

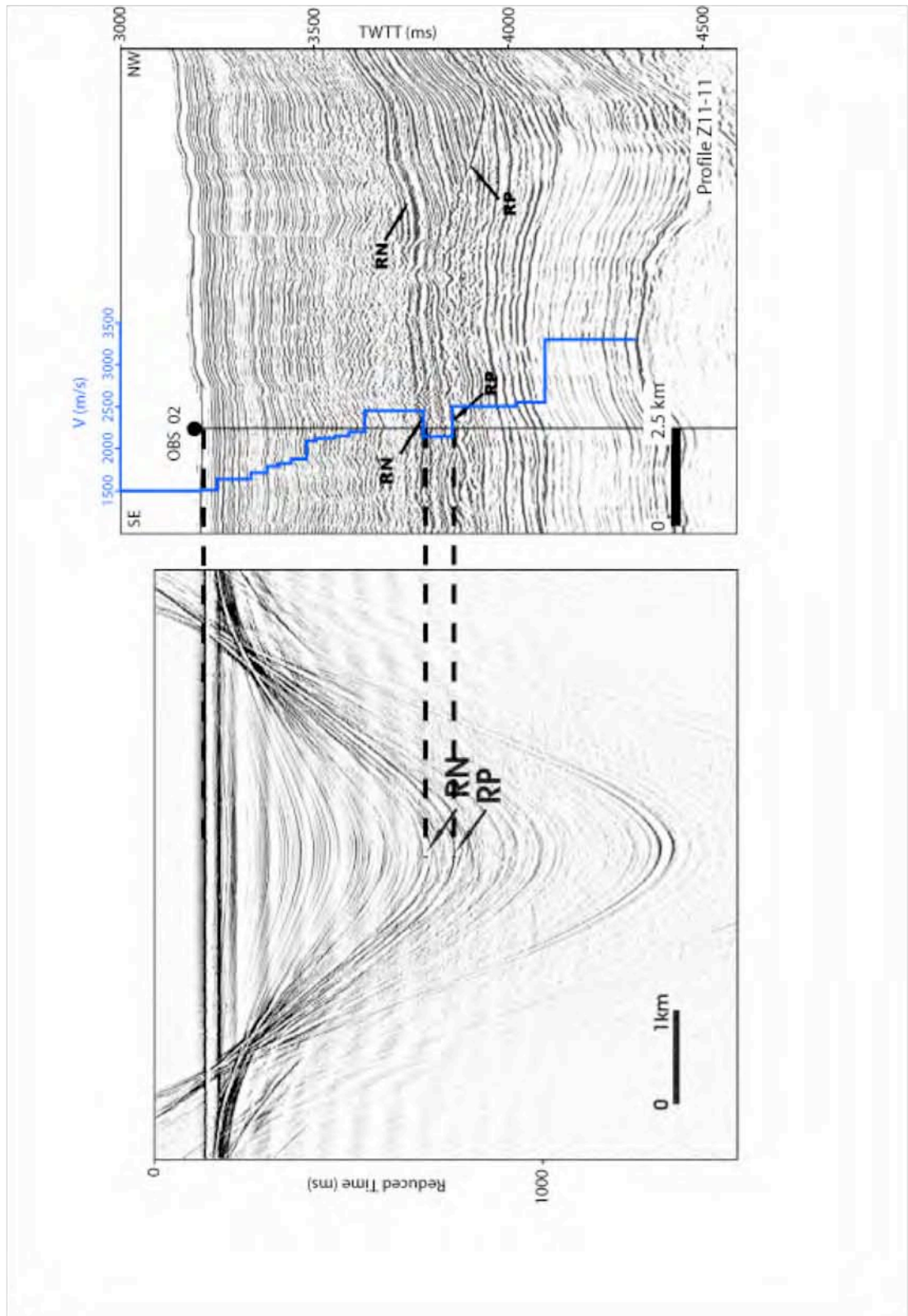


Figure 6

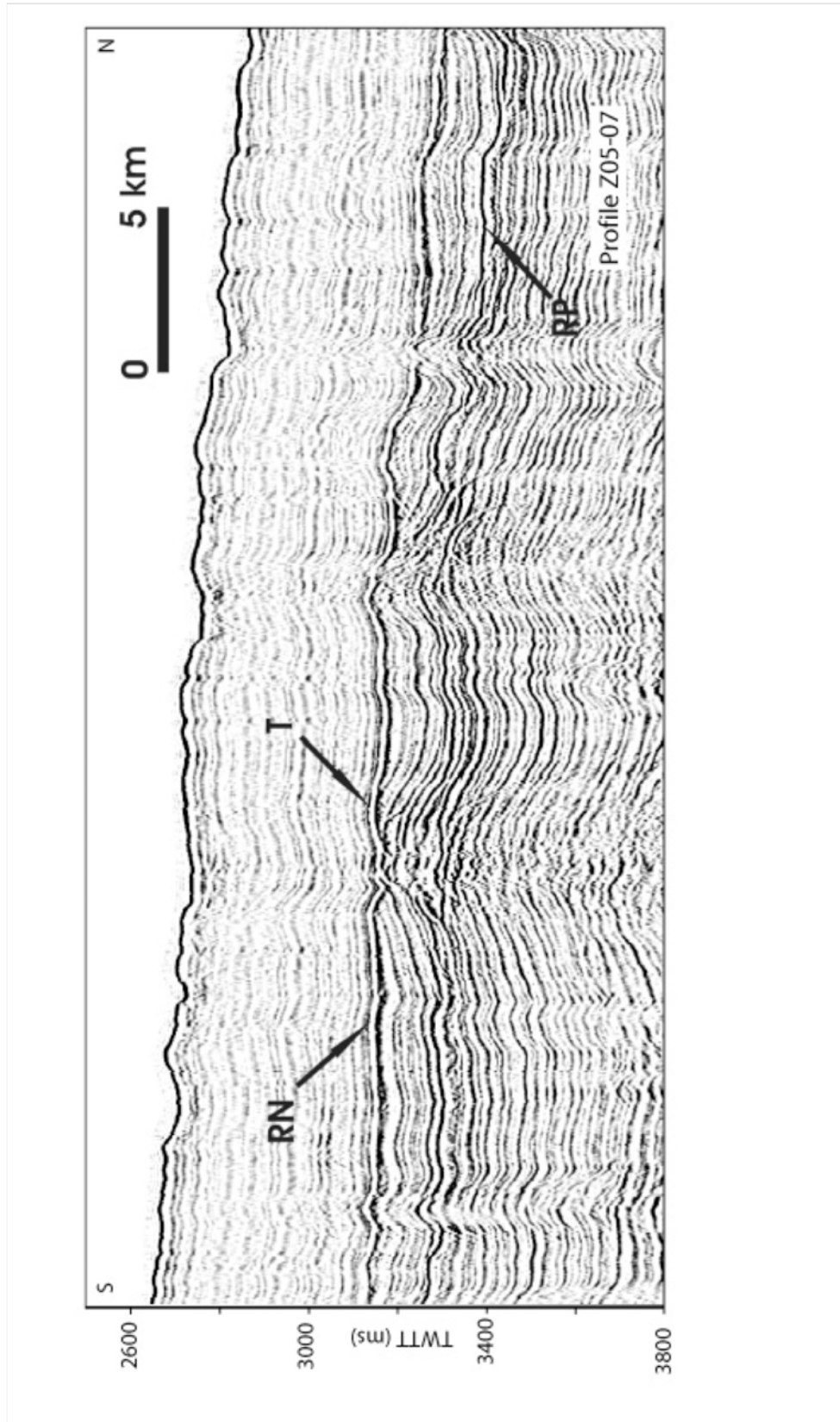


Figure 7

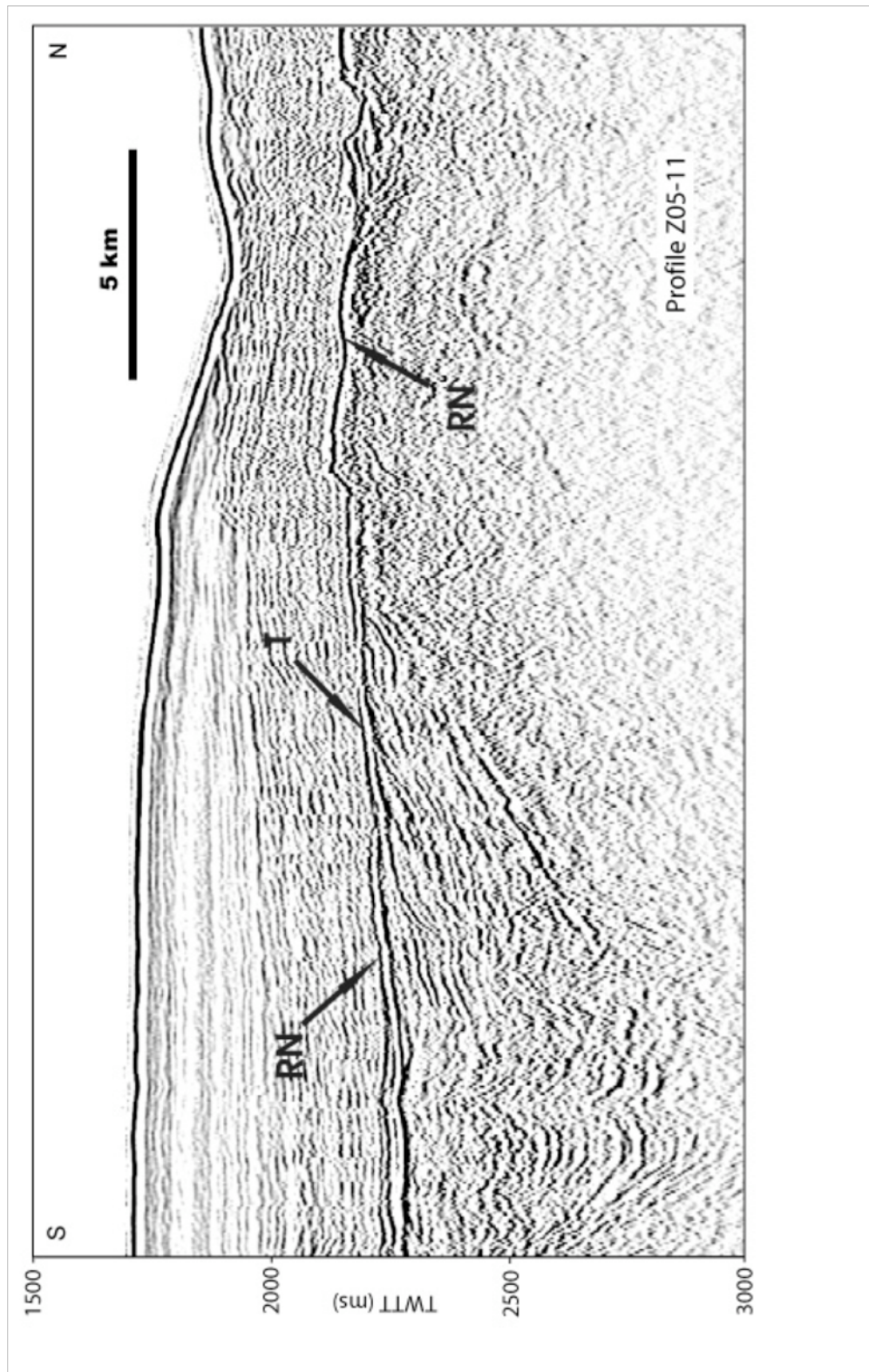


Figure 8

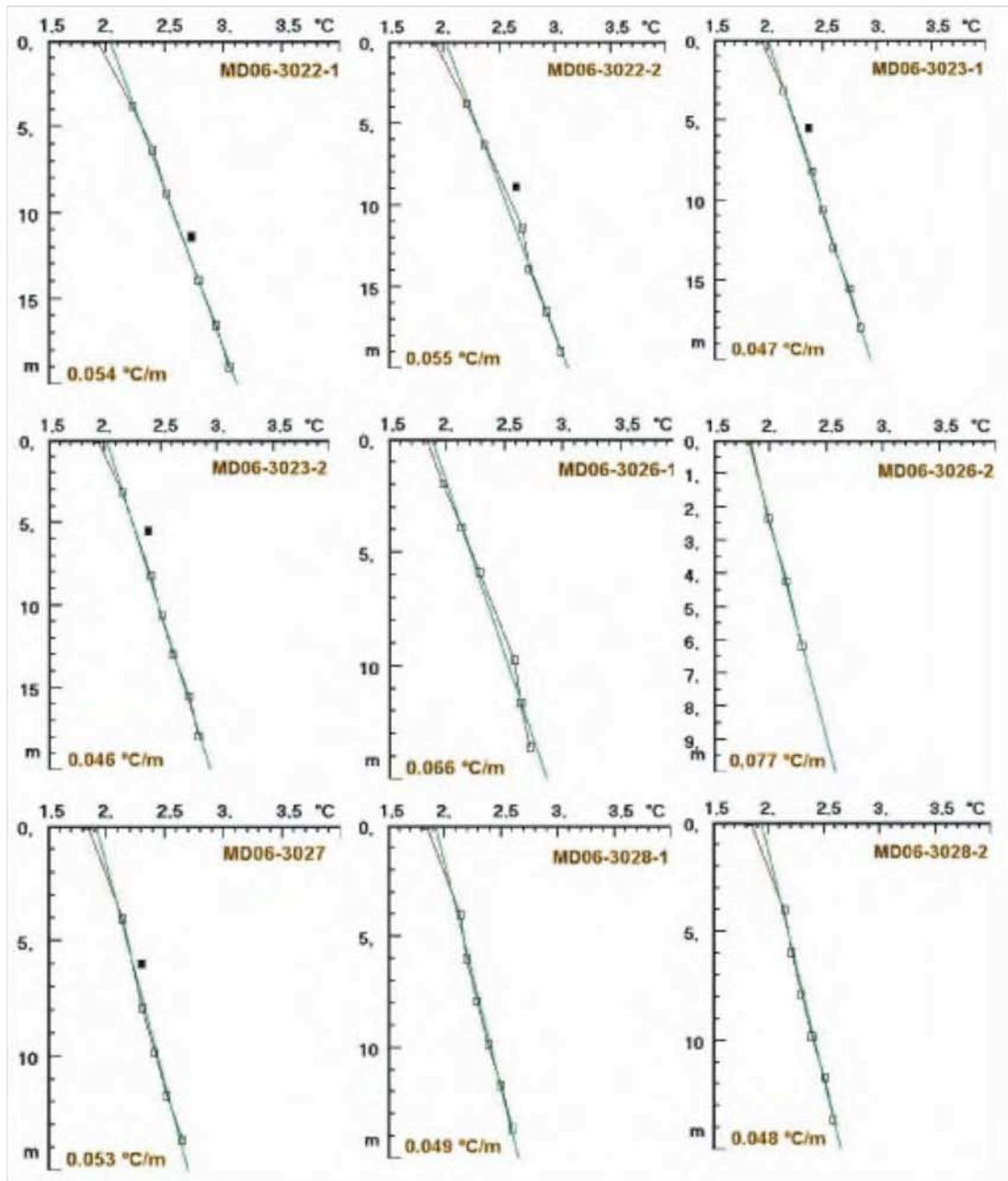


Figure 9

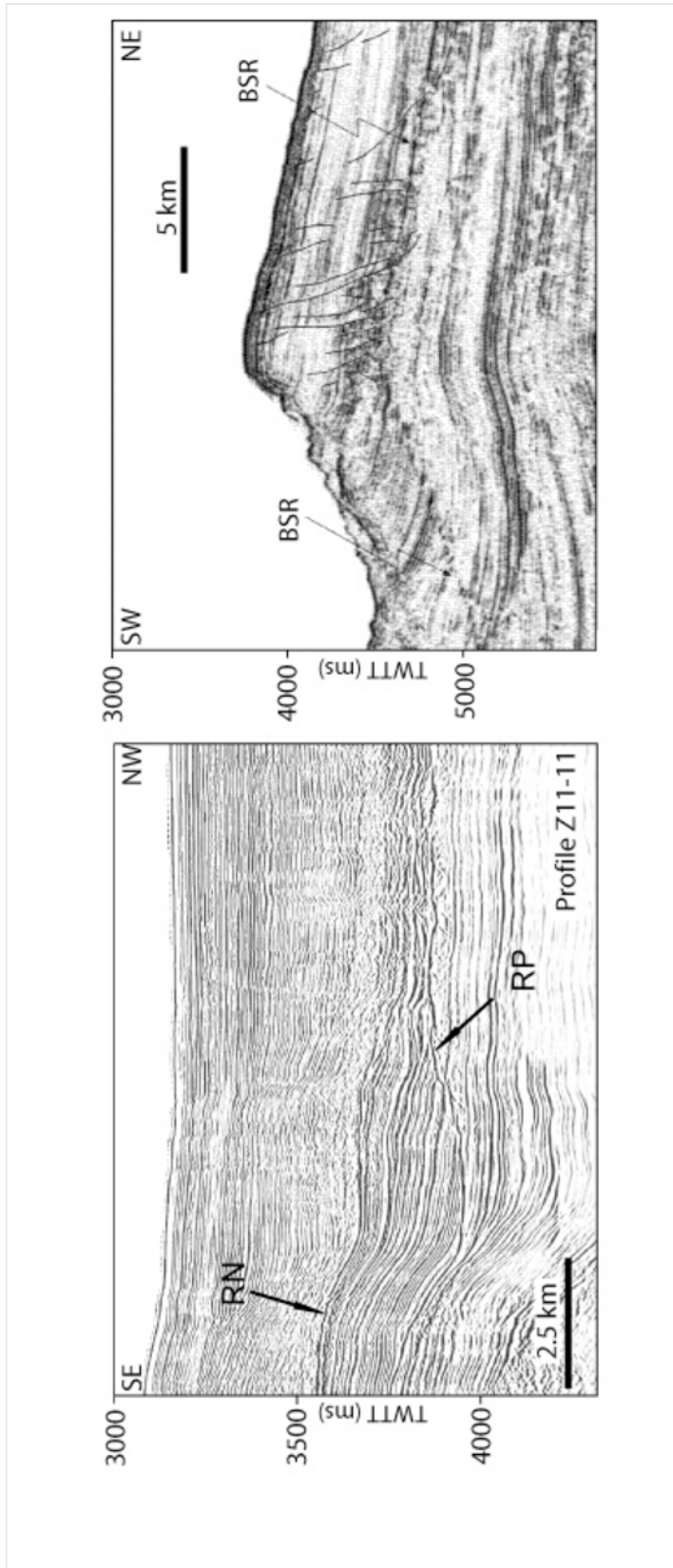


Figure 10

APPENDIX: DSDP 208 (Leg 21) EOCENE OLIGOCENE UNCONFORMITY SEISMIC REFLECTOR CORRELATION

A1/ Introduction

Seismic profile s206-2 (s206 survey, (Lafoy et al., 1998)) runs over DSDP 208 (Leg 21, (Burns et al., 1973c)) at CDP 27328. At this position, 6 high amplitude reflectors are noteworthy. They are marked in green on Figure A1 : SF (Sea Floor), R1, R2, R3, RN (negative phase), RP1 (positive phase).

Two main unconformities are observed in DSDP 208, marked on Figure A1, by U1 and U2. U1 corresponds to the Eocene Oligocene unconformity (EOU) and U2 to the Paleocene unconformity.

In order to correlate the geological unconformity observed in DSDP 208 (Burns et al., 1973c) to seismic line S206-2 (LHRNC-B) (Lafoy et al., 1998), we use three main arguments: velocity models allowing time/depth conversions, physical properties – phase inversion of the unconformity and regional aspect of the unconformity

A2/ Velocity model – time/depth conversion

With the available data at the drill site, we tested three methods to compute an interval velocity model allowing conversion of time travels to depths:

- (i) Using sonic velocities data (available on the NOAA website), one can compute interval velocities following a linear function between two consecutive points. According to this method, RN is Early Miocene and RP1 is near the EOU.

It is noteworthy that strong errors exist in the sonic velocities at DSDP 208. A few samples have abnormal values such as sample from core n°10 which suddenly drops to 1100 m/s (Burns et al., 1973c). Sonic velocities of cores 4 to 14 stay around 1400-1500 m/s. These

cores correspond to depth going from seafloor down to 160 m beneath seafloor and such velocities are lower than salt-water velocities, which should be of 1509 m/s, from Sippican shot during Noucaplac-2 (Loubrieu et al., 2004) and ZoNéCo-11 survey (Lafoy et al., 2005). Furthermore, the cores corresponding to these depths show densities higher than 1.7 g/cc (Burns et al., 1973c), which should correspond to velocities higher than 1500 m/s. We therefore conclude that the reliability of the sonic velocities is not good enough to correlate seismic reflectors and that the error on the measurements must be great, especially in the first 100 meters.

- (ii) In « Correlation of seismic reflectors », J.E. Andrews et al., [1973] compute a velocity model from sonobuoy data. Using this velocity model, RN is Early Miocene and RP1 is Late Oligocene.

The seismic velocities and depth determinations based on sonobuoy data are known to be strongly affected by uncertainties due to poor receptor positioning. This was particularly true in the early 1970s when only a few satellite fixes per day were available. In addition it is known by experience that it is very difficult to discriminate between shallow refracting horizons. Hence the depth determination that is presented for the 600 m uppermost layers does not have the required resolution to correlate seismic reflectors.

- (iii) a CDP velocity analysis of seismic profile s206-2 (33 channel stacking fold) at CDP 27328 located above DSDP 208 drill site. This velocity analysis correlates RN with the EOU and RP1 with U2, which agrees with other arguments detailed hereafter.

The interval velocity model obtained by a CDP velocity analysis is affected by an uncertainty due to the error done during the hyperbola horizon picking. Although this error exists, the results of this method are in agreement with the arguments detailed hereafter in paragraphs A3/ A4/ and A5/. For this reason, we retain this method and expose the velocity model in Table 1. The

corresponding seismic reflector correlation is shown on Figure A2.

Velocity determinations allowing time/depth conversions being not entirely reliable, we use the physical properties and regional aspect of the unconformity to conclude on the seismic correlation.

A3/ Physical properties – phase inversion

According to (Burns et al., 1973c) a main drop of velocities and sediment densities occurs in cores 27 to 31 of DSDP 208 when crossing the Eocene Oligocene unconformity (EOU) (see pg 279 of DSDP blue book leg 21).

This drop of physical parameters is explained by the particular property of this unconformity (EOU) of being the frontier between calcareous sediments (overlying) and calcareous sediments with an important radiolarian siliceous component (underlying) (Burns et al., 1973c). The presence of radiolarians in the underlying layer induces a contrast of porosity between the two layers and therefore a contrast of density with a less dense underlying layer.

The reflection coefficient associated to the EOU should therefore be negative and a local negative jump of seismic and sonic velocities should be observed.

When looking at seismic section S206-2 at well DSDP 208, RN of Figure A1 is the only reflector that has a specific phase inversion characteristic. This makes RN the only reflector presenting the physical characteristics of the EOU.

According to these physical arguments RN likely corresponds to the EOU.

A4/ Regional aspect of the unconformity

Figure 3 of main text shows all DSDP wells around the LHR, which encountered the EOU. The sediment density-drop and porosity-increase across the EOU, described

above, is valid for all three wells, DSDP 206, DSDP207 and DSDP 208 (Burns et al., 1973a; Burns et al., 1973b; Burns et al., 1973c). Together these facts testify the regional extent of the EOU over the LHR. Note that this characteristic is also valid at a larger scale over the entire Southwest Pacific region (i.e. wells DSDP sites 206 to 210 (Burns et al., 1973a; Burns et al., 1973b; Burns et al., 1973c; Burns et al., 1973d; Burns et al., 1973e)).

This main regional characteristic should therefore be recognized as a regional seismic marker in seismic data over the LHR.

Figure A3 shows several seismic sections cross cutting the LHR from north to south. The main common point to all these sections is the specific first order stratigraphy: a transparent sequence overlying a more stratified sequence. When looking closer at the stratigraphic transition between the two sequences, one can notice that the reflector associated to this transition always has a negative polarity except when the underlying layer is basement (basement which corresponds to the top of the crust, confirmed by the wide angle seismic data (Klingelhoefer et al., 2007)), in which case the reflection coefficient swaps to a positive phase (Nouzé et al., 2007; Nouzé et al., 2005). In some places, toplaps are truncated by this negative polarity reflector, which testifies for an angular unconformity associated to RN (Collot et al., 2008).

In the northern Fairway Basin, a specific seismic survey was conducted during the Zonoco-11 cruise near 23°15'S - 163°30'E (2004, R/V L'Atalante), in order to confirm or deny the presence of gas hydrates in the area. Five high resolution profiles, simultaneously recorded on a 3.5 km long 360 channel seismic streamer and on 12 Ocean Bottom Seismometers (OBSs), provided the detailed velocity structure of the substratum, in a narrow zone of 30x40 km². (Nouzé et al., 2007; Nouzé et al., 2005) identified RN, located at the base of a seismically transparent upper sedimentary sequence and related to a seismic phase inversion, and RP. RN is

continuous with the negative polarity reflector observed on the LHR and described above at DSDP 208 (Collot et al., 2008), whereas RP cannot be followed continuously through the seismic data to site DSDP 208 (i.e. no seismic continuity exists between RP and RP1).

Thus we here show that an inverse phase reflector located at the base of a seismically transparent sequence can be followed all over the LHR and in the Fairway Basin except in some places where the unconformity sits on basement.

The presence of a region wide first order seismic stratigraphic negative polarity reflector (RN) coinciding with the presence of a region wide main Eocene Oligocene unconformity in all DSDP wells, we suggest that RN likely corresponds to the EOU.

A5/ Conclusion

The quality and the content of the logs acquired during Leg 21 of the Deep Sea Drilling Program do not allow a clean modern seismic tie to the wells. No gamma rays, fine sonic velocities nor acoustic impedance allow to built a wavelet for calculating synthetic seismic traces to correlated with original data. Thus, limiting the tie to a conventional well-tying method is unsuccessful.

Looking at the physical properties and the regional aspect of the borehole data is in this case crucial.

By analysing the particularities of the Eocene Oligocene unconformity (physical properties and regional extend) we show that this major regional unconformity correlates with a regional specific negative polarity reflector RN underlain by stratified stratas and overlain by a transparent seismic facies. Thus that RN likely corresponds to the Eocene-Oligocene unconformity.

References

Andrews, J.E., Burns, R.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P.,

Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973. Correlation of seismic reflectors. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 459-479.

Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973a. Site 206. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 103-195.

Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973b. Site 207. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 197-269.

Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973c. Site 208. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 271-331.

Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973d. Site 209. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 333-367.

Burns, R.E., Andrews, J.E., van der Lingen, G.J., Churkin, M., Jr., Galehouse, J.S., Packham, G., Davies, T.A., Kennett, J.P., Dumitrica, P., Edwards, A.R. and Von Herzen, R.P., 1973e. Site 210. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 369-440.

Collot, J., Géli, L., Lafoy, Y., Vially, R., Cluzel, D., Klingelhoefer, F. and

- Nouzé, H., 2008. Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific. *Tectonics*, 27(TC6006): doi:10.1029/2008TC02263.
- Klingelhoefer, F., Lafoy, Y., Collot, J., Cosquer, E., Géli, L., Nouzé, H. and Vially, R., 2007. Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from wide-angle and reflection seismic data *Journal of Geophysical Research*, 112(B11102).
- Lafoy, Y., Géli, L., Klingelhoefer, F., Vially, R., Sichler, B. and Nouzé, H., 2005. Discovery of continental stretching and oceanic spreading in the Tasman sea. *Eos Trans Am Geophys Union*, 86(10): 101+104-105.
- Lafoy, Y., van de Beuque, S., Missegue, F., Necessian, A. and Bernadel, G., 1998. Campagne de sismique multitrace entre la marge Est Australienne et le Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides - Rapport de la campagne RIG SEISMIC 206 (21 avril - 24 mai 1998) - Programme FAUST.
- Loubrieu, B., Roest, W. and Party, S., 2004. Rapport de mission de la campagne Noucaplac-2 de sismique lourde à bord du N/O L'Atalante - Programme EXTRAPLAC, IFREMER.
- Nouzé, H., Cosquer, E., Lafoy, Y., Géli, L., Klingelhoefer, F., Collot, J. and Foucher, J.P., 2007. Seismic characterization of bottom simulating reflectors in the Fairway basin, offshore New Caledonia. *Journal of Geophysical Research*, in prep.
- Nouzé, H., Lafoy, Y., Géli, L., Klingelhoefer, F. and party, Z.c., 2005. First results of a high resolution seismic study of a Bottom Simulating Reflector in the Fairway Basin, offshore New Caledonia, Fifth International Conference on Gas Hydrates (ICGH 5), Trondheim, Norway.

Appendix Tables

Depths in Time Interval [s]	Interval Velocity [m/s]	Depth [m]	Epoch
0-2.06	1500	0	Present/Miocene Miocene/Early Late Oligocene
2.06-2.325	1833	0-243	
2.325-2.565	2071	243-492	
2.565-2.622	2358	492-559	Middle Eocene
2.622-2.718	2358	559-672	Paleocene
2.718-3.00	2557	672-1032	
3.00-3.135	3196	1032-1248	
3.440-3.196	3196	1248-1735	
3.830-3.867	3867	1735-2489	

Table A Interval velocities from CDP 21328 velocity analysis of seismic line S206-2 (33 channel stacking fold) located above DSDP 208 drill site.

Appendix Figure Captions

Figure A1 Well data and seismic reflectors at DSDP 208. Location is shown on Figure 2 of main text. Twt : two way time travel

Figure A2 Depth-Time conversions of the geological epochs using the velocity model computed from CDP 21328 velocity analysis of seismic line S206-2, located above DSDP 208 drill site. The black line shows the velocity model, the blue lines delimitate the geological epochs and the green lines correspond to the seismic reflectors picked on Figure A1. Reflector RN coincides with the Eocene Oligocene unconformity.

Figure A3 Regional aspect of the Eocene – Oligocene unconformity. The unconformity is characterized by a transparent overlying sequence and a well stratified underlying sequence. The reflector associated to the transition between the two sequences always has a negative polarity except when the underlying layer is basement. Location is shown on Figure 2 of main text.

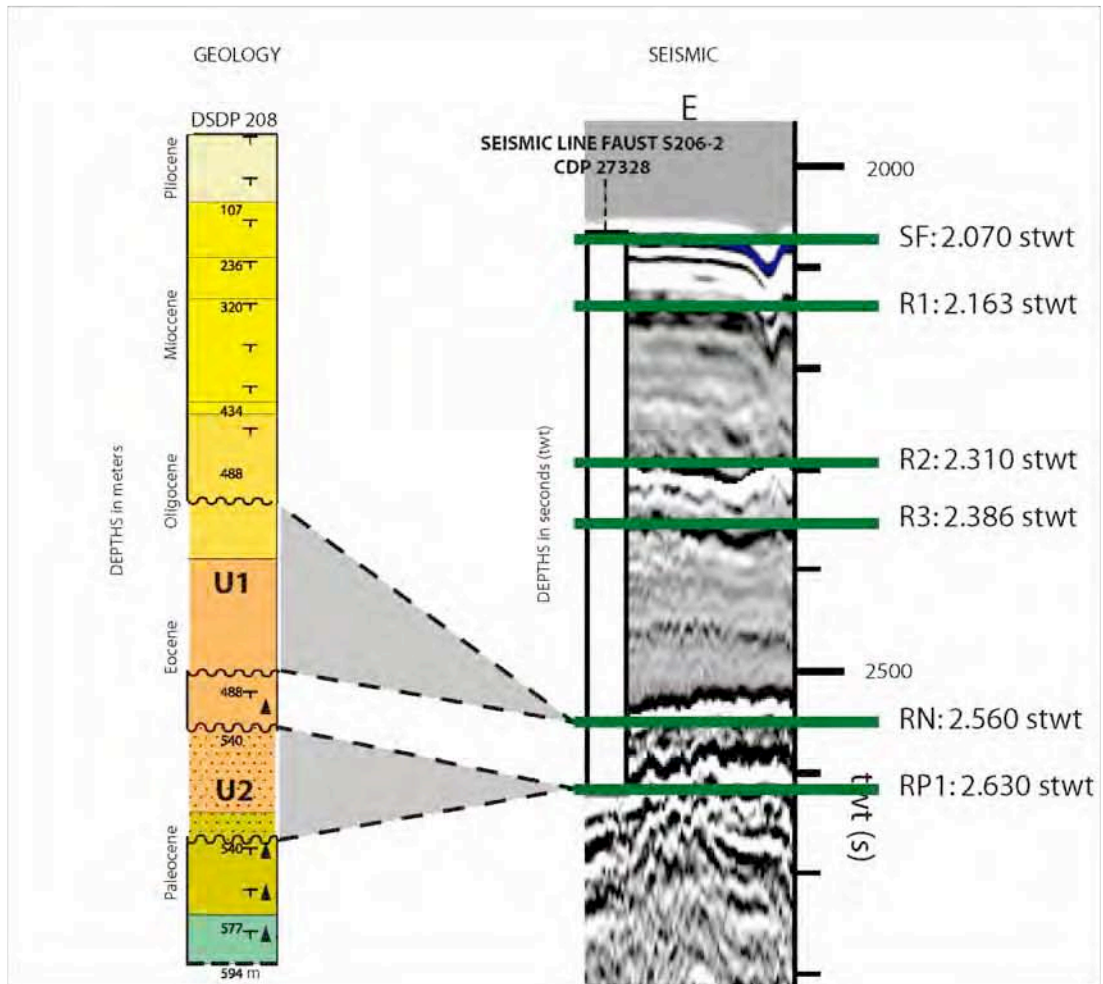


Figure A1

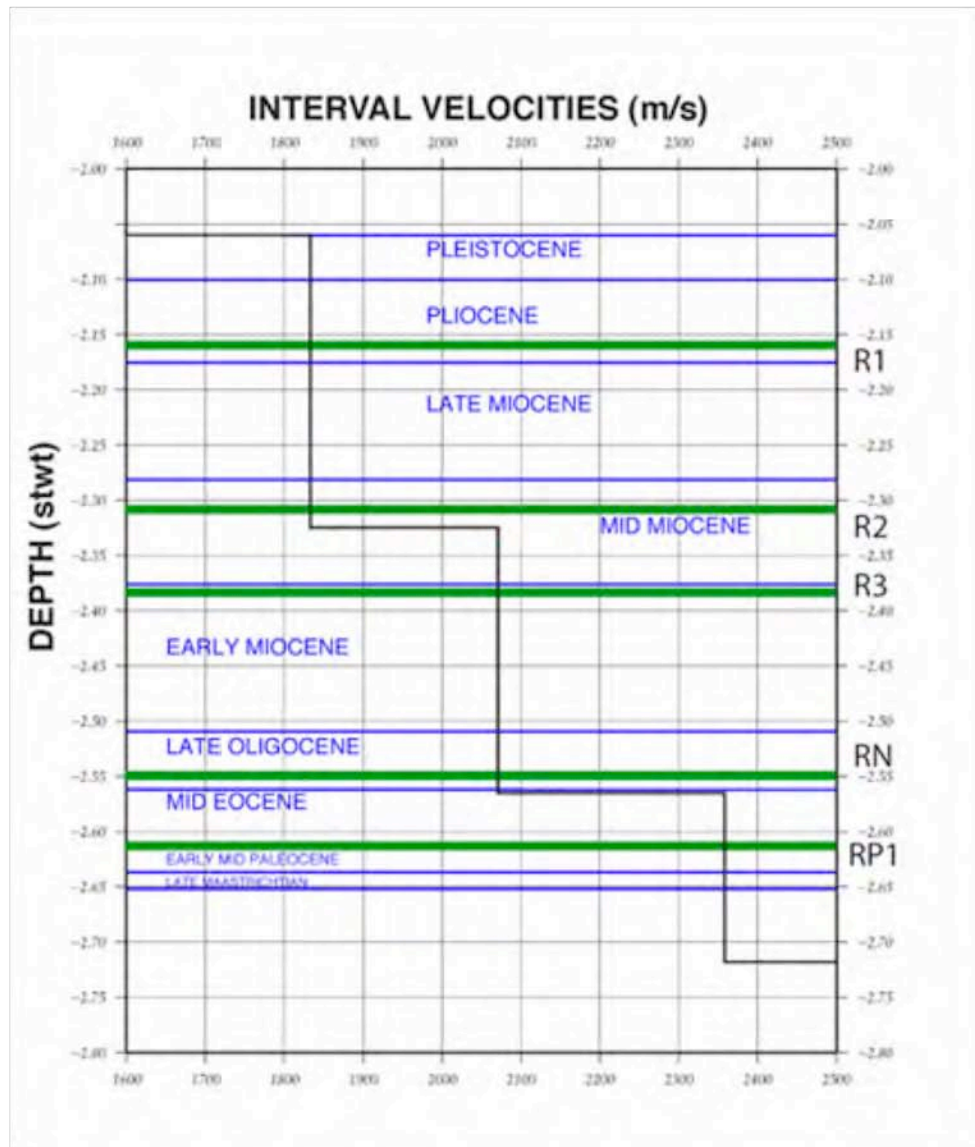


Figure A2

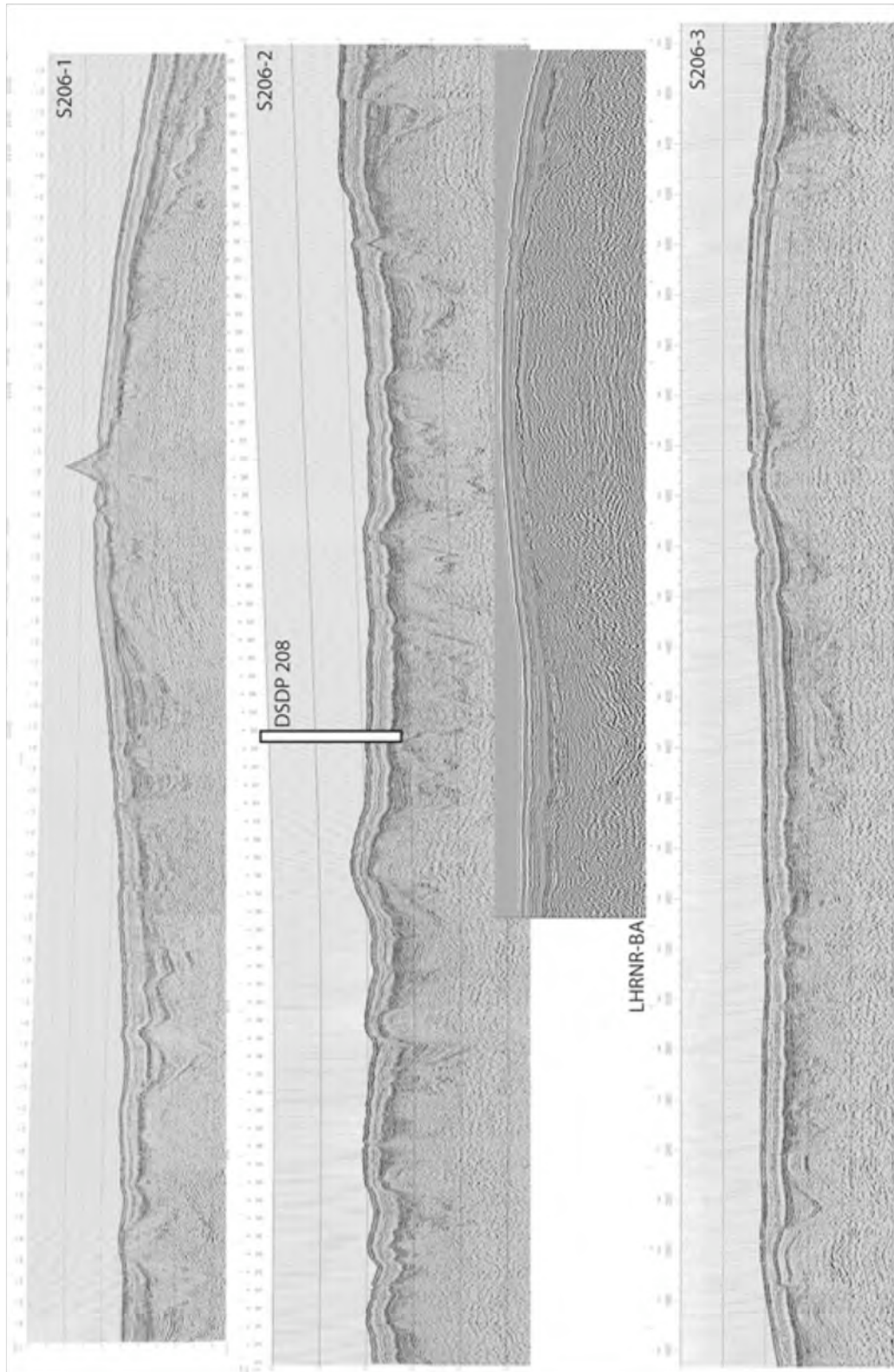


Figure A3

Annexe 8 Memorandum of Understanding entre le Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie, l'IFREMER et GNS-Science (Nouvelle-Zélande)

Réf Ifremer n°07/1216681/C

Internship of Julien COLLOT (PhD student) at GNS

AGREEMENT between

New Caledonia, represented by the President of the government of New Caledonia

and

GNS Science represented by its Director,
hereafter named "GNS".

1 – Context of the internship

Julien COLLOT is currently involved, within the framework of the ZoNéCo programme (Assessment of living and non-living resources of New Caledonia EEZ), in a PhD Thesis on the Geodynamic evolution of New Caledonia. The PhD Thesis is co-funded by IFREMER and ADECAL (New Caledonia Economic Development Agency), under the scientific supervision of Dr Yves Lafoy (SGNC) and Dr Louis Géli (IFREMER). During his two year-stay in New Caledonia, Julien COLLOT is based at the Geological Survey (SGNC) from the Department of Industry, Mines and Energy of New Caledonia (DIMENC).

An internship for Julien COLLOT at GNS Science Wellington (New Zealand) for two months has been arranged for the period from July 2nd to September 2nd, 2007.

The internship will be co-financed by the Fonds Pacifique under the GNS-MAE-AFD 2005 agreement and ADECAL, manager of the ZoNéCo programme (Assessment of living and non-living resources of New Caledonia EEZ).

The cost of the two month-long internship period (61 days) has been estimated at no more than 4500 euros.

During the internship at GNS Science, the following scientists will be involved:

- Dr Richard Herzer and Mr Chris Uruski (GNS Science),
- Dr Yves Lafoy, who will come with the PhD student to GNS Science in July 2007 (2nd to 6th), funded by the Regional Cooperation Office of New Caledonia,
- Dr Louis Géli and Dr Walter Roest (IFREMER).

2 – Aim of the New Caledonian – New Zealand – France scientific collaboration

The two month-internship at GNS Science falls within the framework of the tectonic evolution of the Southwest Pacific region, part of a larger New Zealand - France collaboration that also includes studies of the provenance and correlation of New Zealand and New Caledonian terranes, and the Cretaceous-Palaeocene geology of the Southwest Pacific, supported by the "French Fonds Pacifique" (Appendix I).

For the work carried out during the internship period regarding the study of the basins located west of New Caledonia mainland ((comprising the greater New Caledonia Basin system) (Appendices 1, 2, 3)) it will be necessary to integrate the data that GNS Science has west of New Zealand, including deep-water Taranaki. It will be necessary to compare, contrast and correlate the GNS Science interpreted data with northern New Caledonia Basin.

Internship of Julien COLLOT (PhD Student) at GNS

It would include dovetailing with Reinga Basin, which would be a contribution to GNS Science's regional NW EEZ synthesis.

The study area will therefore encompass the New Caledonia and Fairway basins and their extension to the South to offshore New Zealand.

The objective of this collaboration between New Caledonia and New Zealand will consist of:

- i) clarifying the tectonic and geo-chronological features that link the western New Caledonia and the western New Zealand North Island domains. This will be possible by comparing the tectonic settings and linking the seismic stratigraphy of the two domains;
- ii) corroborating recent French and New Zealand scientific publications that show that:
 - the New Caledonia and Fairway basins are continuations of the New Zealand Reinga and Taranaki basins respectively;
 - the Fairway Ridge is the continuation of the West Norfolk Ridge. It is therefore proposed to study the southern prolongation (i.e. towards New Zealand) of the geological structures in the New Caledonia EEZ.

On a more applied basis, it will be necessary to exchange studies carried out on the petroleum basins west of both New Caledonia and north New Zealand domains.

In this matter, learning about GNS Science work carried out on seismic stratigraphy, structure and thermal subsidence on Taranaki-Northland, and applying this knowledge and these methods via seismic facies analysis and regional correlation to New Caledonia and its petroleum potential, would be a necessary step.

On the other hand, studies carried out on the petroleum potential of Offshore New Caledonia by the Petroleum French Institute (IFP) in collaboration with the Geological Survey of New Caledonia (Vially and Benard, 2001; Vially and Lafoy, 2005) will be of interest for GNS.

3 – Data to be used and exchanged during the internship

Digital data exchange between New Caledonia and Ifremer on the French side, and GNS Science on the New Zealand side will enable useful comparisons to be made with the New Zealand context, which would increase our understanding of New Caledonia – New Zealand offshore area.

The methods used during the two months detachment period will consist of:

- 1) Utilising marine seismic data available at GNS, SGNC and IFREMER to make a *continuous* link of sedimentary and crustal structures of the New Caledonian basins and ridges with those of the New Zealand basins and ridges mentioned above.
 - From the French-New Caledonian side, the following seismic data in SEGY format (see Annex II attached for location) will be available for the internship period, i.e.:
 - ZoNéCo 1 (6 channel seismic, carried out in 1993) with navigations in ascii files (LAT-LONG-time);
 - ZoNéCo 4 (6 channel seismic, carried out in 1996) with navigations in ascii files (LAT-LONG-Time);
 - ZoNéCo 5 (6 channel seismic, carried out in 1999) with navigations in ascii files (LAT-LONG-Time);
 - NOUCAPLAC 2 (360 channel seismic, carried out in 2004), stacked and time-migrated, with navigations in ascii files (LAT-LONG-CDP);

Internship of Julien COLLÓT (PhD Student) at GNS

- ZoNéCo 11 (360 channel seismic, carried out in 2004), stacked and time-migrated, with navigations in ascii files (LAT-LONG-CDP);
 - Vially and Benard (2001) and Vially and Lafoy (2005) synthesis on petroleum potential of Offshore New Caledonia.
- From GNS Science side, the following data (see Annex III attached for location) will be available for the internship period, i.e.:
 - Astrolabe (TGS-Nopec/GNS, multichannel seismic, 2001, digital migrated)
 - CNL95 (CONOCO, multichannel, 1995, digital, migrated)
 - UNCLOS 177 (TL-1), (382-channel, 1996, digital migrated)
 - GECO Spec 1982 (48-fold seismic, 1982, digital migrated)
 - Mobil72 (6-channel seismic, 1972, filtered stack, paper)
 - Petrel PR642 (Shell, 24-channel, 1971, filtered stack paper records)
 - UGC70 (24-channel seismic, 1970, filtered stack paper records)
 - Austradec (IFP, 12-channel seismic, 1973, paper records, some analogue, some MCS)
 - Tasmante (AGSO, 6-channel seismic, 1994, digital)
 - Transnor (CNRS/DSIR, 6-channel seismic, 1993, digital)
 - re9302 (DSIR, single channel seismic, 1993, digital migrated)
 - CH89 (DSIR, single channel seismic, 1989, analogue)
 - CH8701 (DSIR, single channel seismic, 1987, analogue, paper records)
 - LH7803 (DSIR, single channel seismic, 1978, analogue, paper records)
 - NR7601 (DSIR, single channel seismic, 1976, analogue, paper records)
- 2) Utilising the publicly available seismic and well-stratigraphic information in the Petroleum Report Library at GNS Science and such in-house data that are the intellectual property of GNS Science as GNS Science may choose to make available.
 - 3) Utilising the publicly available dredging results of GNS Science researchers to extrapolate their results to the structures of the EEZ of New Caledonia.

The work carried out within the framework of the internship should ideally be synthesised in a publication. If so, the source of interpreted data should be cited and scientists involved in the internship should be associated as co-authors.

4 – Expected outcomes from the internship

Sharing or exchange of marine geological and geophysical data held by both New Caledonia and New Zealand to encourage the best scientific thinking between New Caledonian, New Zealand and French scientists;

Better understanding, for both scientific and applied (hydrocarbons) purposes, of the nature of the southern (New Zealand) and northern (New Caledonia) extremities of the New Caledonia Basin, Fairway Ridge and Fairway Basin;

A likely correlation of the stratigraphic sequences in the New Caledonia, Fairway, Reinga and Taranaki basins.

A better understanding of the offshore area in general that surrounds New Caledonia and New Zealand. This updated, common knowledge may lead to a geodynamical synthesis of the marginal basins of the Southwest Pacific region, which should result in a joint publication (involving relevant scientists);

New personal contacts and increased cooperation, via scientist exchanges, between France (including New Caledonia) and New Zealand in current and future marine science

programmes to be conducted within the framework of the next possible GNS Science- (MAE)-AFD accord;

The recently created Geological Survey of New Caledonia (SGNC) will benefit from GNS experience as a National Geological Survey and will look at developing cooperation programmes in geosciences.

For and on behalf of GNS Science



Visa ADECAL

ADECAL
5, rue Guynemer
B.P. 2384
98846 Nouméa Cedex
Régist. 418822.001
Tél. 24.90.77 - Fax 24.90.87

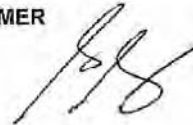
For and on behalf of New Caledonia

Président du gouvernement
de la Nouvelle-Calédonie
et par délégation
le secrétaire général du gouvernement
de la Nouvelle-Calédonie



Alain SWETSCHKIN

Visa IFREMER



Appendix 1

French – New Zealand scientific collaboration within the framework of the GNS-MAE-AFD accord

This programme aims at high-level scientific cooperation in Onland and Marine Geosciences by exchanging scientists, promotion of new common research topics and objectives, joint operation of technical and analytical facilities, and exchange of scientific data.

It was initiated during the symposium on New Zealand – France collaboration in Geosciences, held in Wellington in 2002.

The aim of the programme is to improve the knowledge of the geological features of the vast area located between New Zealand and New Caledonia and the land areas thereon, to test hypotheses related to the petroleum and natural gas potential, to understand the common underpinning basement geology, and clarify the geodynamic evolution of the Southwest Pacific since the end of Paleozoic times. The programme is composed of three main topics:

1) Tectonic evolution of the Southwest Pacific

- i) Continuation of interpretation of tectonic evolution of the South Fiji and Norfolk Basins and Three Kings Ridge (R/V *L'Atalante* NOUCAPLAC-1 and FAUST-2 cruise results).
- ii) Comparison and correlation of the northern and petroliferous southern New Caledonia and Fairway Basins from seismic data.
- iii) Investigations on Oligocene magmatism in Northland

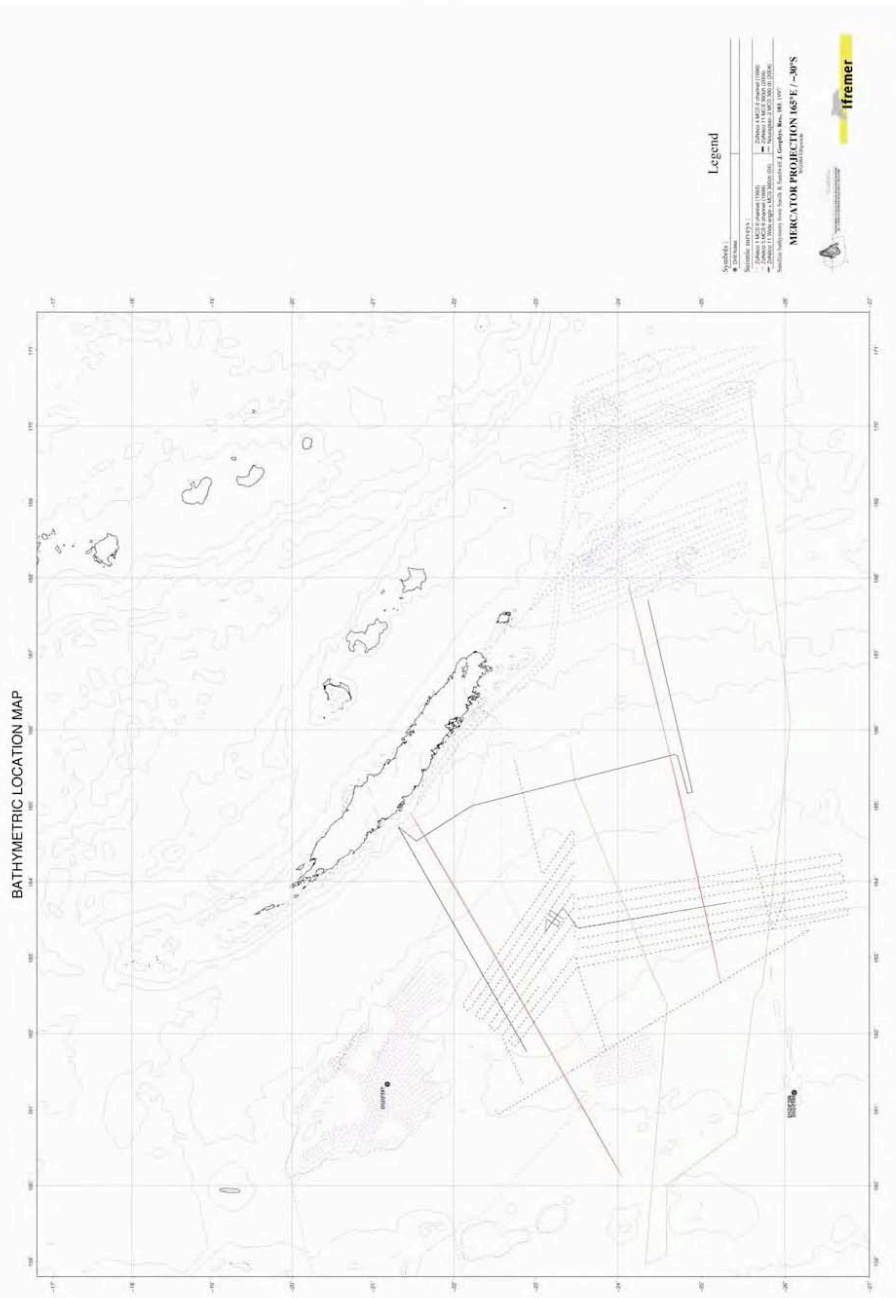
2) Provenance and correlation of New Zealand and New Caledonian terranes

- i) Continuation of regional geological correlation programme, and regional mineral resource assessment.
- ii) Comparison of the Noumea and Mt Camel basins structure stratigraphy, geochemistry and dating of the felsic rocks therein.

3) Cretaceous-Palaeocene geology of the Southwest Pacific

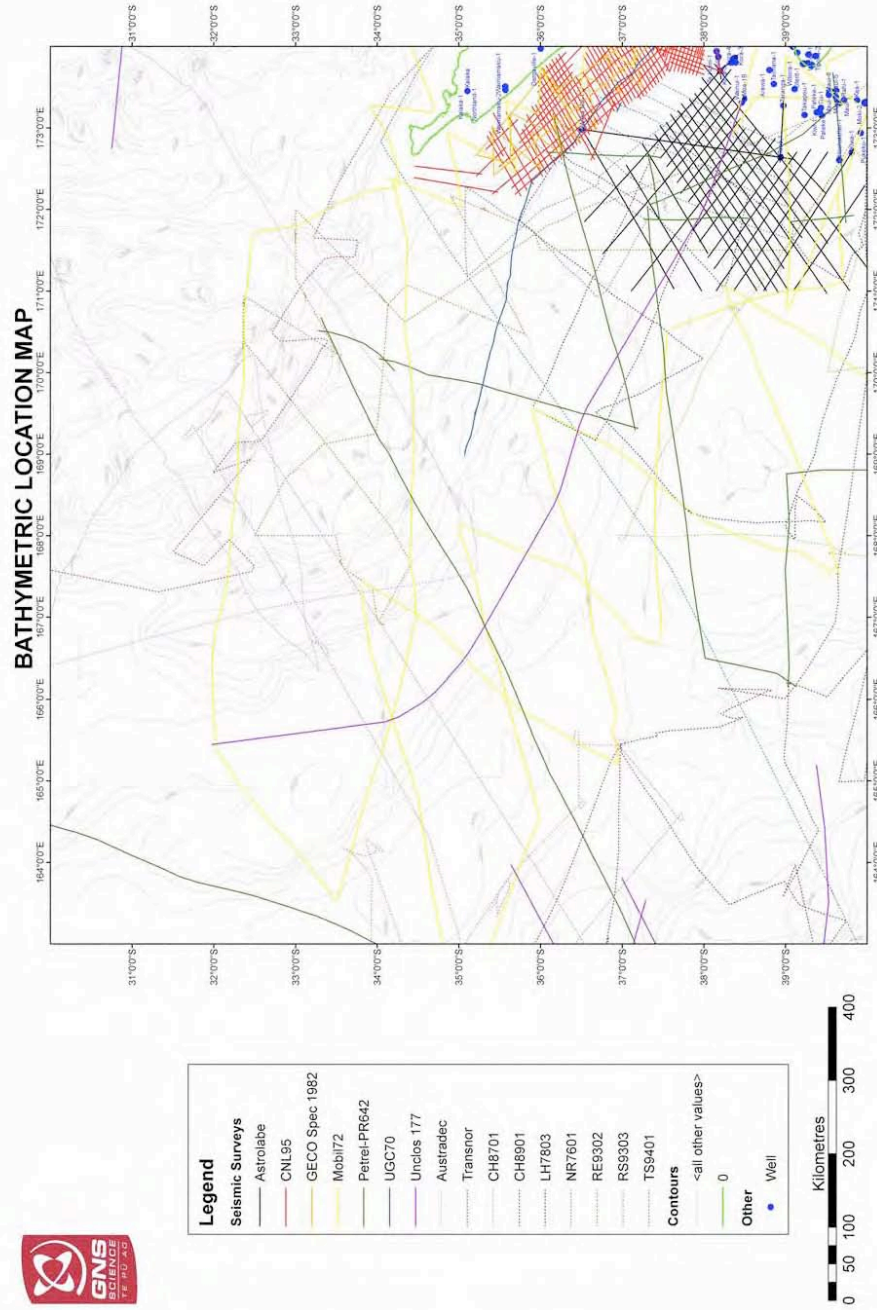
- i) Comparison of New Zealand and New Caledonia stratigraphy from paleontological studies of outcrop and drill core samples.

Appendix 2



Dft LoA New Caledonia-GNS – 4thVersion –
Internship of Julien COLLOT (PhD Student) at GNS – May 31st

Appendix 3



Dft LoA New Caledonia-GNS – 4thVersion –
 Internship of Julien COLLOT (PhD Student) at GNS – May 31st

Annexe 9 Memorandum of Understanding entre le Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie et Geoscience Australia

AGREEMENT between

New Caledonia, represented by the President of the government of New Caledonia

and

Geoscience Australia represented by its Director,
hereafter named "GA".

This Agreement, while between the New Caledonia's Geological Survey (SGNC) and Geoscience Australia, is within the framework of the French-Australian Marine Science and Technology Agreement of 1991, that was re-confirmed in October 2003.

Summary

The outcome of this Agreement is collaboration between SGNC and Geoscience Australia to allow sharing of data and geological information to improve the regional understanding of the geology between New Caledonia and Australia.

This will provide a better understanding, for both scientific and applied (hydrocarbons) purposes, of the nature of the Faust, Capel and Fairway Basins (Australia) and northern (New Caledonia) extremities of the New Caledonia Basin, Fairway Ridge and Fairway Basin.

1 – Aim of the New Caledonian – Australia – France scientific collaboration

The aim of this agreement is to cover collaboration between the New Caledonian Geological Survey (SGNC) and Geoscience Australia for the study of regional geology across French-Australian waters, and is not a legally binding contract. The collaboration includes the study of geology of the Faust, Capel and Fairway Basins, the New Caledonia Basin and on-shore geology of New Caledonia.

A joint project involving the study of regional geology will be generated with the intent of joint scientific publication of interpretations developed during this study. This work will also include scientific collaboration between Geoscience Australia- GNS Science (New Zealand)- SGNC (New Caledonia) and will continue work developed under an existing agreement between New Caledonia and GNS Science signed in May 2007.

The study area will therefore encompass the New Caledonia and Fairway basins and their extension to the South to offshore Australia.

The objective of this collaboration between New Caledonia and Australia will consist of :

- i) clarifying the tectonic and geo-chronological features that link western New Caledonia and the eastern Australian domains. This will be possible by comparing the tectonic settings and linking the seismic stratigraphy of the two domains;
- ii) generating French and Australian scientific publications that show the links between Faust, Capel, Fairway and New Caledonia Basins

On a more applied basis, it will be necessary to exchange studies carried out on the petroleum basins west of both New Caledonia and the eastern Australian domains.

In this matter, learning about Australian work carried out on seismic stratigraphy, structure and thermal subsidence on Faust, Capel and Fairway Basins, and applying this knowledge and these methods via seismic facies analysis and regional correlation to New Caledonia and its petroleum potential, is a necessary step.

On the other hand, studies carried out on the petroleum potential of Offshore New Caledonia by the Petroleum French Institute (IFP) in collaboration with the Geological Survey of New Caledonia (Vially and Benard, 2001; Vially and Lafoy, 2005, 2008) are of interest for Geoscience Australia.

2 – Data to be used and exchanged

Digital data exchange – together with possible detachment period of scientists - between New Caledonia and IFREMER on the French side, and *Geoscience Australia* (GA) will enable useful comparisons to be made with the Australian context, which will increase our understanding of New Caledonia – Australian offshore area.

The methods will consist of:

- 1) Utilising marine seismic data available at GA, SGNC and IFREMER to make a continuous link of sedimentary and crustal structures of the New Caledonian basins and ridges with those of Australia and New Zealand.
 - From the French-New Caledonian side, OBS data from the ZoNéCo 11 survey (Lafoy et al., 2004) will be available, i.e.:
 - OBS data (SEG Y format),
 - navigations in ASCII files (LAT-LONG-CDP).
 - From Australian side, the following data will be available.
 - S302 Faust-Capel seismic survey (2007), with migrated seismic data with navigation files and CDP numbers;
 - Faust-3 seismic survey (Exon et al., 2001), with migrated seismic data with navigation files and CDP numbers.
- 2) Utilising the publicly available dredging results of GA researchers to extrapolate their results to the structures of the EEZ of New Caledonia.

The work carried out within the framework of the present Memorandum of Understanding (MoU) should ideally be synthesised in a publication. If so, the source of interpreted data should be cited and scientists involved should be associated as co-authors.

3 – Expected outcomes from data and personnel exchanges

Sharing or exchange of marine geological and geophysical data held by both New Caledonia and Australia to encourage the best scientific thinking between New Caledonian, Australian and French scientists;

Better understanding, for both scientific and applied (hydrocarbons) purposes, of the nature of the Faust, Capel and Fairway Basins (Australia) and northern (New Caledonia) extremities of the New Caledonia Basin, Fairway Ridge and Fairway Basin;

A likely correlation of the stratigraphic sequences in the New Caledonia, Faust, Capel and Fairway basins;

A better understanding of the offshore area in general that surrounds New Caledonia and Australia. This updated, common knowledge may lead to a geodynamical synthesis of the marginal basins of the Southwest Pacific region, which should result in a joint publication (involving relevant scientists);

New personal contacts and increased cooperation, via scientist exchanges, between France (including New Caledonia) and Australia in current and future marine science programmes to be conducted;

The Geological Survey of New Caledonia (SGNC), created in July 2006 will benefit from Geoscience Australia's experience as a National Geological Survey and will look at developing cooperation programmes in geosciences.

4 – Collaboration details

Julien Collot is a PhD candidate working, within the framework of the ZoNéCo programme (Assessment of living and non-living resources of New Caledonia EEZ), on the Geodynamic evolution of New Caledonia. The PhD Thesis is co-funded by IFREMER and ADECAL (New Caledonia Economic Development Agency), under the scientific supervision of Dr Yves Lafoy (Geological Survey of New Caledonia, SGNC) and Dr Louis Géli (IFREMER). During his two year-stay in New Caledonia, Julien Collot is based at the Geological Survey of New Caledonia (SGNC) from the Department of Industry, Mines and Energy of New Caledonia (DIMENC).

Julien Collot visited Canberra from 28th July – 1st August 2008, with support from Geoscience Australia, to attend a joint Australia-New Zealand-New Caledonia workshop to establish protocols for a joint study, and data exchange.

During the workshop held at Geoscience Australia, data listed at § 2 were exchanged between the following scientists:

- Dr Graham Logan, Riko Hashimoto and Ron Hackney (Geoscience Australia),
- Dr Yves Lafoy, Julien Collot PhD supervisor, whose participation to the workshop was funded by the Regional Cooperation Office of the Government of New Caledonia.

The aim of this agreement, in addition to data exchange, consists of continuing collaboration between New Caledonia and Australia with the timing dependent upon Julien Collot's PhD work. It is proposed that travel to and from Australia, together with an accommodation and meals allowance while in Canberra, will be funded by Geoscience Australia up to a value of Au\$7,000.

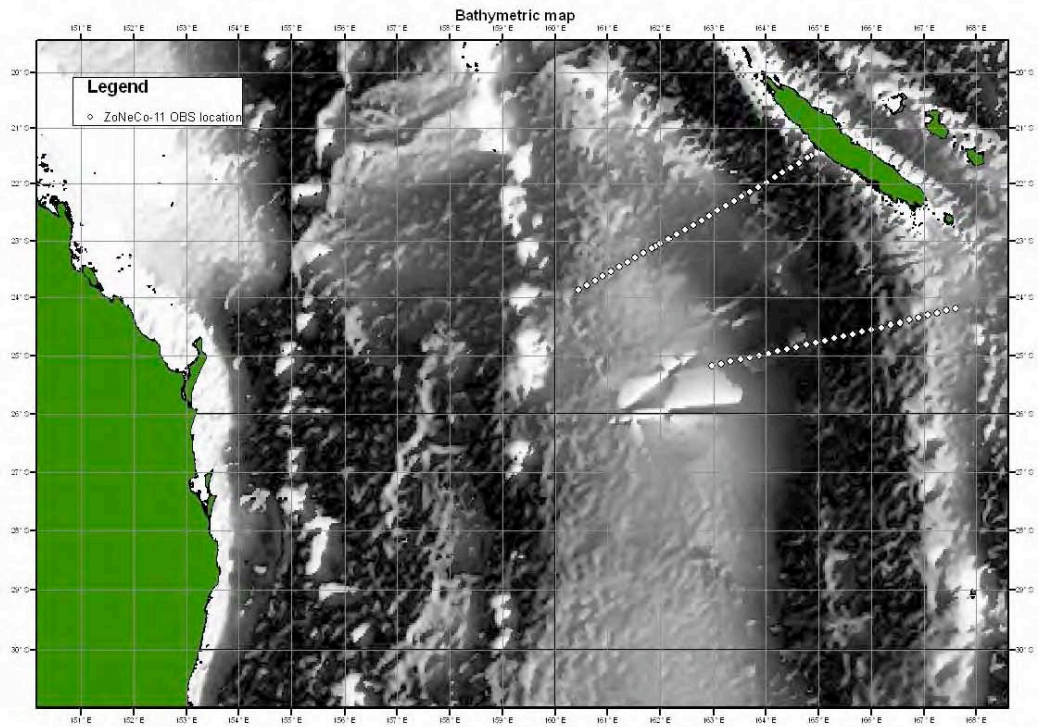
For and on behalf of *Geoscience Australia*

For and on behalf of New Caledonia

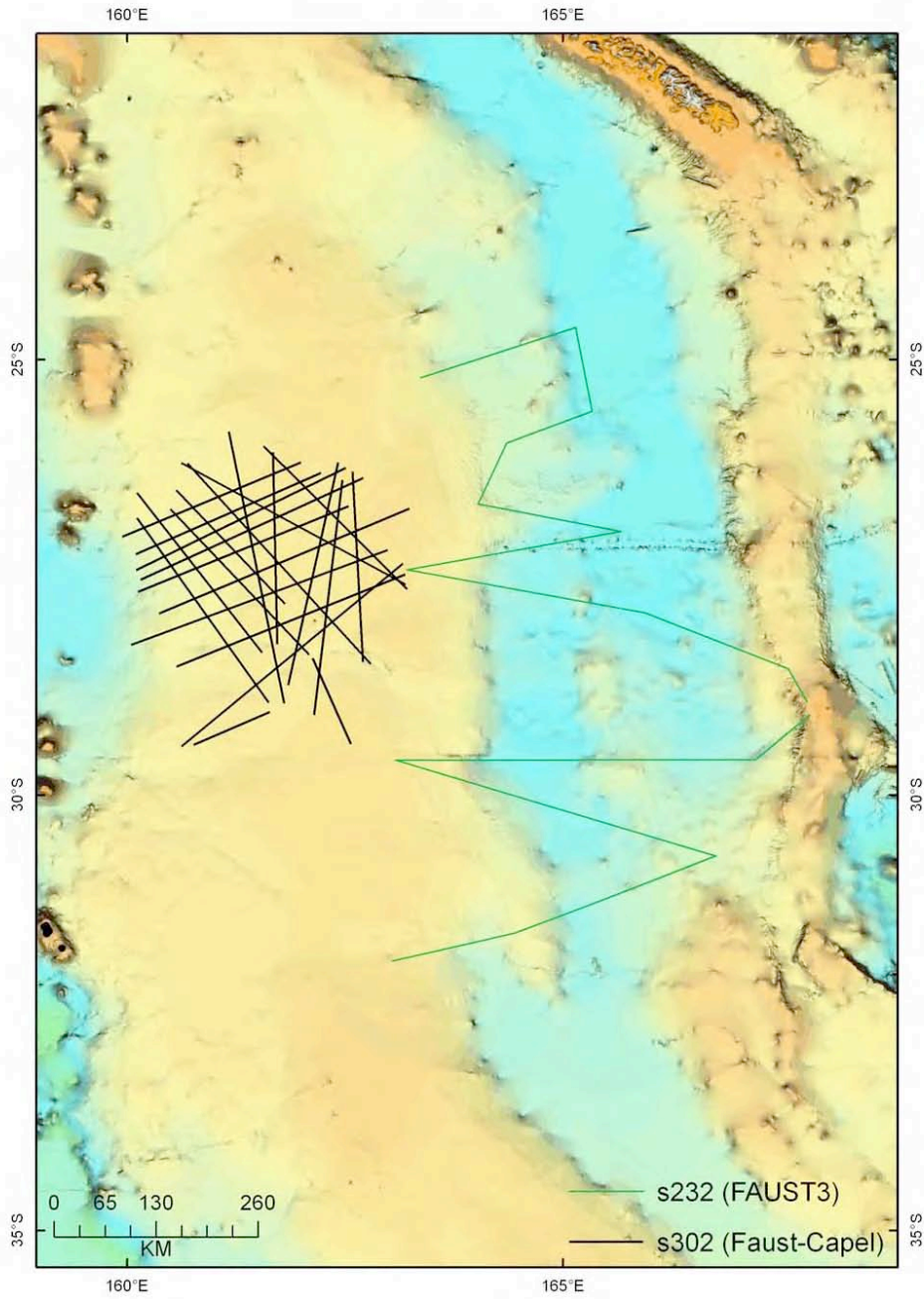
Visa ADECAL

Visa IFREMER

ANNEXE I – Données échangées par la Nouvelle-Calédonie dans le cadre de la Lettre d'Intention



ANNEXE II – Données échangées par *Geoscience Australia* dans le cadre de la Lettre d'Intention



Annexe 10 Collot, J. (2009), Les structures géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande, Le Bulletin de la Géomatique en Nouvelle-Calédonie, 17, 3.

Bulletin n° 17



Les Structures Géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle Zélande

Dans le cadre des accords Scientifiques et Culturels entre le Ministère des Affaires Etrangères et la Nouvelle Zélande visant à promouvoir la coopération scientifique et culturelle des pays du Sud Ouest Pacifique, un important volume de données géophysiques marines a été échangé entre le Gouvernement de la Nouvelle-Calédonie et l'institut de recherche GNS-Science en Nouvelle Zélande en septembre 2007. Ces deux pays étant des jalons émergés de la même structure géologique, cet échange de données permet aux chercheurs de part et d'autre de mieux appréhender et comprendre les liens structuraux qui relient les deux pays.

En domaine marin profond, le prélèvement géologique étant difficile de part la présence d'une importante tranche d'eau ainsi que de boues sédimentaires recouvrant l'ensemble des fonds océaniques, l'outil géophysique s'avère crucial pour imaginer et obtenir des informations sur le sous-sol et donc la géologie. C'est dans cette optique que des navires océanographiques, tels que ceux de l'IFREMER, du NIWA (NZ), de Geoscience Australia ou encore de l'industrie pétrolière, parcourent la région avec à leur bord des instruments permettant d'enregistrer les champs magnétiques et gravimétriques terrestres ainsi que d'imager le sous-sol via des techniques dites acoustiques

relevant du principe de l'échographie : la sismique réflexion.

Le traitement des données et leur mise en forme effectué en coopération avec le SHOM ont permis de réaliser des cartes inexistantes jusqu'à ce jour : 1) Carte de l'anomalie gravimétrique 2) Carte de l'anomalie magnétique.

L'interprétation de ces cartes couplée aux informations provenant des données de sismique réflexion ont permis de réaliser, grâce à l'outil SIG, une carte structurale de synthèse des éléments géologiques reliant la Nouvelle Zélande et la Nouvelle-Calédonie (Figure 1). Cette base de données comprend les données brutes, les cartes (interpolations) ainsi que les interprétations digitalisées à l'écran.

La carte ainsi obtenue révèle la structure détaillée des bassins et rides sous marins reliant les deux pays, on identifie d'Ouest en Est le système : Ride de Lord Howe – Bassin de Fairway – Ride de Fairway – Bassin de Nouvelle-Calédonie – Ride de Norfolk qui est continue de la Nouvelle-Calédonie jusqu'à la Nouvelle Zélande. Il est ici intéressant de noter que le Bassin de Fairway est l'équivalent structural du Bassin de Taranaki en Nouvelle Zélande duquel sont extraits des hydrocarbures et permettent à la Nouvelle Zélande d'être autonome en gaz.

Les couches SIG émanant de ce travail seront disponibles via le Géoserveur dans le courant de l'année 2009.

Auteur : Julien COLLOT (julien.collot@ifremer.nc)

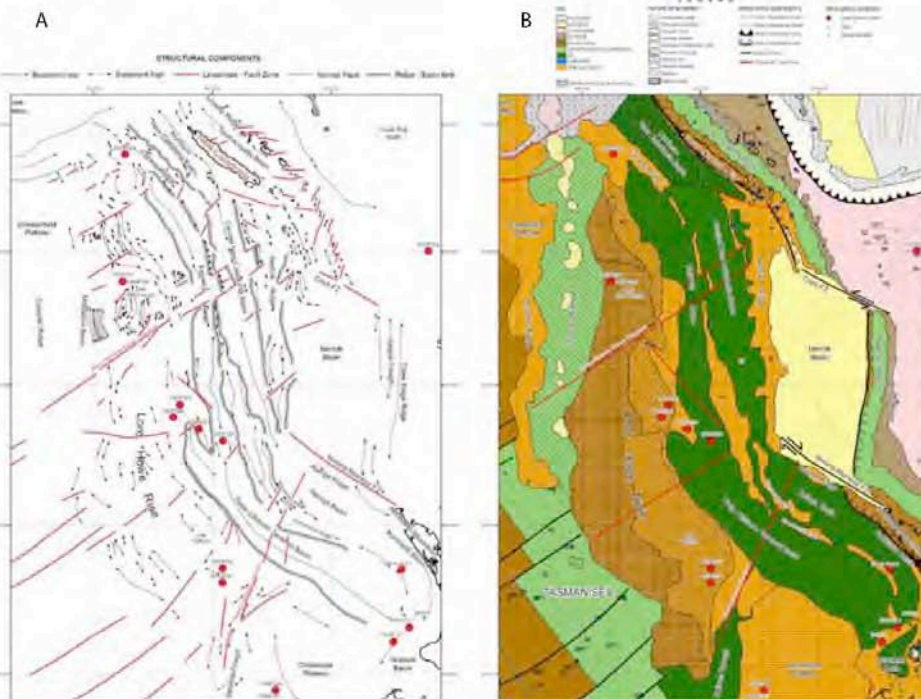


Figure 1 : carte structurale de synthèse

La synthèse des données géophysiques permet d'établir une carte structurale des éléments géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle Zélande.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abers, G. A. (1991), POSSIBLE SEISMOGENIC SHALLOW-DIPPING NORMAL FAULTS IN THE WOODLARK-DENTRECASTEAUX EXTENSIONAL PROVINCE, PAPUA-NEW-GUINEA, *Geology*, 19(12), 1205-1208.
- Aitchison, J. C. (1995), Eocene arc continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution, *Geology*, 23(2), 161-164.
- Aitchison, J. C., T. R. Ireland, G. L. Clarke, D. Cluzel, A. M. Davis, et S. Meffre (1998), Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia, *Tectonophysics*, 299(4), 333-343.
- Ali, J. R., et J. C. Aitchison (2000), Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models, *Earth and Planetary Science Letters*, 177, 3-4.
- Andrews, J. E., R. E. Burns, M. Churkin, Jr., T. A. Davies, P. Dumitrica, A. R. Edwards, J. S. Galehouse, J. P. Kennett, G. H. Packham, et G. J. Van der Lingen (1973), Oceanography of the South Pacific, *Preliminary Results of the Deep Sea Drilling Project*, 21, 185-199.
- Andrews, J. E., et G. Packham (1975), Site 285 and 286, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29(Lyttleton, N. Z. to Wellington, N. Z. March-April 1973), 403-445.
- Aubouin, J. (1981), Vergence continentale et vergence océanique de la tectonique péripacifique, *Terra Cognita*, 1(2), 137.
- Auzende, J.-M. (1988), Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific), *Tectonophysics*, 146, 317-351.
- Auzende, J.-M., S. Van de Beuque, G. Dickens, C. François, Y. Lafoy, O. Voutay, et N. Exon (2000a), Deep sea diapirs and bottom simulating reflector in Fairway basin (SW Pacific), *Marine Geophysical Researches*, 21, 579-587.
- Auzende, J.-M., S. Van de Beuque, M. Regnier, Y. Lafoy, et P. Symonds (2000b), Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian Seismic Transect, *Marine Geology*, 162(2-4), 225-236.
- Auzende, J. M., Y. Lafoy, et B. Marsset (1988), Recent geodynamic evolution of the North Fiji basin (southwest Pacific), *Geology*, 16, 925-929.
- Auzende, J. M., E. Honza, X. Boespflug, S. Deo, J. P. Eissen, J. Hashimoto, P. Huchon, J. Ishibashi, Y. Iwabuchi, P. Jarvis, M. Joshima, K. Kisimoto, Y. Kuwahara, Y. Lafoy, T. Matsumoto, J. P. Maze, K. Mitsuzawa, H. Monma, T. Naganuma, Y. Nojiri, S. Ohta, K. Otsuka, Y. Okuda, H. Ondreas, A. Otsuki, E. Ruellan, M. Sibuet, M. Tanahashi, T. Tanaka, et T. Urabe (1990), ACTIVE SPREADING AND HYDROTHERMALISM IN NORTH FIJI BASIN (SW PACIFIC) - RESULTS OF JAPANESE FRENCH CRUISE KAIYO 87, *Marine Geophysical Researches*, 12(4), 269-283.
- Auzende, J. M., Y. Okuda, V. Bendel, J. P. Ciabrini, J. P. Eissen, E. Graciamont, K. Hirose, Y. Iwabuchi, M. Joshima, K. Kisimoto, Y. Lafoy, Y. Lagabriele, K. Marumo, T. Matsumoto, K. Mitsuzawa, H. Momma, H. Mukai, J. Naka, Y. Nojiri, A. Ortegaosorio, E. Ruellan, M. Tanahashi, E. Tupua, et K. Yamaguchi (1991), EN ECHELON PROPAGATION OF THE NORTH FIJI BASIN RIDGE BETWEEN 16-DEGREES-40'S AND 14-DEGREES-50'S (YOKOSUKA 90-STARMER), *Comptes Rendus De L. Academie Des Sciences Serie Ii*, 312(13), 1531-1538.

- Auzende, J. M., R. Hey, B. Pelletier, et Y. Lafoy (1993), PROPAGATING ACCRETION ZONE EAST OF THE NORTH FIJI BASIN RIDGE (SW PACIFIC), *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 317(5), 671-678.
- Auzende, J. M., R. N. Hey, B. Pelletier, D. Rouland, Y. Lafoy, E. Gracia, et P. Huchon (1995), PROPAGATING RIFT WEST OF THE FIJI ARCHIPELAGO (NORTH FIJI BASIN, SW PACIFIC), *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B9), 17823-17835.
- Auzende, J. M. (2000), Découverte de diapirs (halocinèse ou argilocinèse) dans le bassin de Fairway (SW Pacifique), *Géochronique*(73), 6-7.
- Avedik, F., A. Hirn, V. Renard, R. Nicolich, J. L. Olivet, et M. Sachpazi (1996), "Single-bubble" marine source offers new perspectives for lithospheric exploration, *Tectonophysics*, 267(1-4), 57-71.
- Avias, J. (1967), Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives, *Tectonophysics*, 4, 531-541.
- Baillie, P., et C. Uruski (2004), Petroleum prospectivity of Cretaceous strata in the deepwater Taranaki Basin, New Zealand, in *PESA Eastern Australasian Basins Symposium II*, edited, Adelaide.
- Baker, P. E., et E. Condliffe (1996), Compositional variations in submarine volcanic ashes from the vicinity of the Vanuatu island arc: A response to ridge-arc collision?, *Journal of volcanology and geothermal research*, 72(3-4), 225-238.
- Baldwin, S., T. Rawlings, et P. G. Fitzgerald (1999), *Thermochronology of the northern high P/T terrane of New Caledonia: implications for mid-Tertiary plate boundary processes in the SW Pacific*, Penrose Conference.
- Baldwin, S., T. Rawling, et P. G. Fitzgerlad (2007a), Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific, *Geological Society of America Special Paper*, 49.
- Baldwin, S. L., T. Rawling, et P. G. Fitzgerald (2007b), Thermochronology of the New Caledonian high-pressure terrane: Implications for middle Tertiary plate boundary processes in the southwest Pacific, *Geological Society of America Special Paper*, 419, 117-134
- Ballance, P. F., J. R. Pettinga, et C. Webb (1982), A model of the Cenozoic evolution of northern New Zealand and adjacent areas of the southwest Pacific, *Tectonophysics*, 87(1-4), 37-48.
- Ballance, P. F. (1999), Simplification of the Southwest Pacific Neogene arcs: inherited complexity and control by a retreating pole of rotation, *The Geological Society of London*.
- Baudron, J. C., J. H. Guillon, et J. Recy (1976), Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île de Maré, archipel des Loyautés (Sud Ouest Pacifique), *Bulletin du B.R.G.M*, IV(3), 165-175.
- Bernardel, G., L. Carson, S. Meffre, P. Symonds, et A. Mauffret (2003), Geological and morphological framework of the Norfolk Ridge to Three Kings Ridge region: the FAUST-2 survey area, *Geoscience Australia Record*, 2002/08, 1-75.
- Bevis, M., F. W. Taylor, B. E. Schutz, J. Recy, B. L. Isacks, S. Helu, R. Singh, E. Kendrick, J. Stowell, B. Taylor, et S. Calmant (1995), GEODETIC OBSERVATIONS OF VERY RAPID CONVERGENCE AND BACK-ARC EXTENSION AT THE TONGA ARC, *Nature*, 374(6519), 249-251.
- Bitoun, G., et J. Recy (1982), Origine et évolution du bassin des Loyauté in *Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, edited by E. d. G.-G. O. Nouméa, pp. 145-154, ORSTOM, Nouméa (New Caledonia).

- Black, P., P. Maurizot, E. D. Ghent, et M. Z. Stout (1993), Mg-Fe carpholites from aluminous schists in the Diahot region and implications for preservation of high-pressure low-temperature schist, Northern New Caledonia, *J. Metamorph. Geol.*, *11*, 455-460.
- Blake, M. C., R. N. Brothers, et M. A. Lanphere (1977), Radiometric ages of blueschist in New Caledonia, *International Symposium on Geodynamics in the South West Pacific, Nouméa 1976*, 279-282.
- Bonnardot, M. A., M. R. E. Ruellan, C. Christova, et E. Tric (2007), Seismicity and state of stress within the overriding plate of the Tonga-Kermadec subduction zone, *Tectonics*, *26*(5).
- Bradshaw, J. D. (1981), MESOZOIC ACCRETION OF EXOTIC TERRANES ALONG THE NEW-ZEALAND SEGMENT OF GONDWANALAND - COMMENT, *Geology*, *9*(3), 100-&.
- Brocher, T. M. (1985), *On the formation of the Vitiāz Trench lineament and North Fiji Basin*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Houston, Texas.
- Brothers, R. N., et J. M. C. Blake (1973), Tertiary plate tectonics and high-pressure metamorphism in New Caledonia, *Tectonophysics*, *17*(4), 337-358.
- Bryan, S. E. (1997), Early cretaceous volcano sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: Implication for the break-up of eastern Gondwana, *Earth and Planetary Science Letters*, *153*, 85-102.
- Burns, R. E., J. E. Andrews, G. J. van der Lingen, M. Churkin, Jr., J. S. Galehouse, G. Packham, T. A. Davies, J. P. Kennett, P. Dumitrica, A. R. Edwards, et R. P. Von Herzen (1973a), Site 205, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21*(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972), 57-102.
- Burns, R. E., J. E. Andrews, G. J. van der Lingen, M. Churkin, Jr., J. S. Galehouse, G. Packham, T. A. Davies, J. P. Kennett, P. Dumitrica, A. R. Edwards, et R. P. Von Herzen (1973b), Site 206, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21*(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972), 103-195.
- Cabioch, G. (1988), Récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest) - Structure interne et influences de l'eustatisme et de la néotectonique, PhD thesis, 291 pp, Université de Provence Aix Marseille I.
- Cabioch, G., J. Recy, C. Jouannic, et L. Turpin (1996), Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle Calédonie au cours du Quaternaire terminal, *Bulletin Société Géologique de France*, *167*(6), 729-742.
- Calmant, S., P. Lebellegard, F. W. Taylor, M. Bevis, D. Maillard, J. Recy, et J. Bonneau (1995), Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone, *Geophysical Research Letters*, *22*, 2273-2576.
- Calmant, S., B. Pelletier, P. Lebellegard, M. Bevis, F. W. Taylor, et D. A. Phillips (2003), New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, *108*(B6).
- Campbell, H., J. A. Grant-Mackie, et J. P. Paris (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.
- Cande, S. C., et J. C. Mutter (1982), A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, *38*, 151-160.
- Cande, S. C., J. M. Stock, R. D. Muller, et T. Ishihara (2000), Cenozoic motion between East and West Antarctica, *Nature*, *404*(6774), 145-150.

- Cande, S. C., et J. Stock (2004), Pacific-Antarctic-Australia motion and the formation of the Macquarie Plate, *Geophysical Journal Letters*, 157, 399-414.
- Carlson, R. L., T. W. C. Hilde, et S. Uyeda (1983), THE DRIVING MECHANISM OF PLATE-TECTONICS - RELATION TO AGE OF THE LITHOSPHERE AT TRENCHES, *Geophysical Research Letters*, 10(4), 297-300.
- Carney, J. N., et A. Macfarlane (1982), Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides arc, *Tectonophysics*, 87, 147-175.
- Carson, C. J., G. Clarke, et R. Powell (2000), Hydration of eclogite, Pam Peninsula, New Caledonia, *J. Metamorph. Geol.*, 18, 79-90.
- Carter, R. M., L. Carter, et B. Davy (1992), Seismic stratigraphy of the bounty trough, south-west Pacific Ocean, *Marine and Petroleum Geology*, 11(1), 79-93.
- Champollion (2001), Compilation, traitement et interprétation des données magnétiques en mer acquises entre la marge australienne et la Nouvelle Calédonie, Strasbourg I.
- Chardon, D., et V. Chevillotte (2006), Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record, *Tectonophysics*, 420(3-4), 473-491.
- Charvis, P., et B. Pelletier (1989), THE NORTHERN NEW HEBRIDES BACK-ARC TROUGHS - HISTORY AND RELATION WITH THE NORTH FIJI BASIN, *Tectonophysics*, 170(3-4), 259-277.
- Chase, C. G. (1971), Tectonic history of the Fiji plateau, *Geological Society of America Bulletin*, 82, 3087-3110.
- Chemenda, A. I., M. Mattauer, et A. N. Bokun (1996), Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman, *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4), 173-182.
- Chevalier, J. P. (1968), Géomorphologie de l'île de Maré. Les récifs de l'île de Maré, in *Expéditions Française sur les récifs carbonatés de la Nouvelle-Calédonie*, edited by F. Singer-Chevalier, pp. 1-158, Polignac, Paris 3.
- Chevillotte, V., D. Chardon, A. Beauvais, P. Maurizot, et F. Colin (2006), Long term tropical morphogenesis of New Caledonia (Pacific SW): importance of positive epeirogeny and climate change, *Geomorphology*, 81(3-4), 361-375.
- Clarke, G., J. C. Aitchison, et D. Cluzel (1997), Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: A reappraisal, *Journal of Petrology*, 38, 843-876.
- Cluzel, D., J. Aitchison, G. Clarke, S. Meffre, et C. Picard (1994), Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique, France), *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2, Sciences de la terre et des planètes*, 319(6), 683-690.
- Cluzel, D., J. C. Aitchison, G. Clarke, S. Meffre, et C. Picard (1995), Dénudation tectonique du complexe à noyau métamorphique de haute pression d'âge tertiaire (Nord de la Nouvelle-Calédonie, Pacifique, France). Données cinématiques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series II A - Sciences de la terre et des planètes*, 321, 57-64.
- Cluzel, D. (1996), affinités intra-océaniques des métavolcanites de l'unité de Boghen (ex « anté-permien » de Nouvelle-Calédonie, pacifique SW), *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 319, 683-690.
- Cluzel, D., C. Picard, J. C. Aitchison, C. Laporte, S. Meffre, et F. Parat (1997), La nappe de Poya (ex-formation des Basaltes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest) : un plateau océanique

- Campanien-Paleocène supérieur obducté à l' Eocène supérieur, *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 324(6), 443-451.
- Cluzel, D., D. Chiron, et M.-D. Courme (1998), Discordance de l'Eocene supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Sciences de la terre et des planètes*, 327(7), 485-491.
- Cluzel, D., J. C. Aitchison, et C. Picard (2001), Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications, *Tectonophysics*, 340(1/2), 23-59.
- Cluzel, D., D. Bosch, J. L. Paquette, Y. Lemennicier, P. Montjoie, et R. P. Menot (2005), Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off, *Island Arc*, 14(3), 254-271.
- Cluzel, D. (2006), Synthèse Géologique de la Nouvelle Calédonie et de sa Zone Economique Exclusive, Institut des sciences de la terre d'Orléans.
- Cluzel, D., S. Meffre, P. Maurizot, et A. J. Crawford (2006), Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific: evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia, *Terra Nova*, 18(6), 395-402.
- Collier, J. S., et M. C. Sinha (1992a), SEISMIC MAPPING OF A MAGMA CHAMBER BENEATH THE VALU-FA-RIDGE, LAU BASIN, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B10), 14031-14053.
- Collier, J. S., et M. C. Sinha (1992b), THE VALU FA RIDGE - THE PATTERN OF VOLCANIC ACTIVITY AT A BACK-ARC SPREADING CENTER, *Marine Geology*, 104(1-4), 243-263.
- Collot, J. (2005), Hypothesis on the origin and nature of the New Caledonia Basin from geophysical data and regional synthesis of the South West Pacific basins - magnetic profile modelling, *M. Sc. (DEA) thesis report - Strasbourg 1, SCRIPPS Institution of Oceanography*, 1-61.
- Collot, J., L. Géli, Y. Lafoy, R. Vially, D. Cluzel, F. Klingelhöfer, et H. Nouzé (2008), Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific, *Tectonics*, 27(TC6006), doi:10.1029/2008TC02263.
- Collot, J. (2009), Les structures géologiques reliant la Nouvelle-Calédonie à la Nouvelle-Zélande, *Le Bulletin de la Géomatique en Nouvelle-Calédonie*, 17, 3.
- Collot, J., R. H. Herzer, L. Géli, et Y. Lafoy (2009), Mesozoic history of the Fairway - Aotea Basin: implications regarding the early stages of Gondwana fragmentation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *accepted*.
- Collot, J. Y., et F. Missègue (1986), Extension de la formation des basaltes de la côte ouest et de la zone d'enracinement des péridotites dans le Grand Lagon Nord de la Nouvelle-Calédonie: données géophysiques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 303(16).
- Collot, J. Y., et M. A. Fisher (1987), Tectonic erosion of an accretionary complex within the North d'Entrecasteaux Ridge: New Hebrides Island arc collision zone, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 68(44), 1486.
- Collot, J. Y., A. Malahoff, J. Recy, G. Latham, et F. Missegue (1987a), Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence, *Tectonics*, 6(3), 215-232.
- Collot, J. Y., B. Pelletier, J. Boulain, J. Daniel, J. P. Eissen, M. A. Fisher, H. G. Greene, S. Lallemand, et M. Monzier (1987b), Premiers résultats des plongées de la campagne SUBPSO 1 dans la zone de collision des rides d'Entrecasteaux et de l'arc des Nouvelles-Hébrides, *Comptes*

rendus de l'Académie des sciences, Série II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 19(309), 1947-1954.

Collot, J. Y., et M. A. Fisher (1988), Tectonic effects of the collision of the Bougainville Guyot and another seamount on the New Hebrides accretionary complex, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 69(44), 1407.

Collot, J. Y., P. Rigolot, et F. Missegue (1988), Geologic structure of the northern New Caledonia Ridge, as inferred from magnetic and gravity anomalies, *Tectonics*, 7(5), 991-1013.

Collot, J. Y., et M. A. Fisher (1991), THE COLLISION ZONE BETWEEN THE NORTH DENTRECASTEAUX RIDGE AND THE NEW HEBRIDES ISLAND-ARC .1. SEA BEAM MORPHOLOGY AND SHALLOW STRUCTURE, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B3), 4457-4478.

Collot, J. Y., H. G. Greene, L. Stokking, K. Akimoto, M. V. S. Ask, P. E. Baker, L. Briquieu, T. Chabernaud, M. Coltorti, M. A. Fisher, M. Goud, T. Hasenaka, M. Hobart, A. Krammer, J. Leonard, J. B. Martin, J. J. Martinezrodriguez, S. Menger, M. Meschede, B. Pelletier, R. C. B. Perembo, T. M. Quinn, P. Roperch, P. Reid, W. R. Riedel, T. S. Staerker, F. W. Taylor, et X. Zhao (1991), PRELIMINARY-RESULTS OF ODP LEG 134 IN THE COLLISION ZONE BETWEEN THE NEW-HEBRIDES ISLAND-ARC AND THE DENTRECASTEAUX ZONE, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 313(5), 539-546.

Collot, J. Y., H. G. Greene, et L. Stokking (1992a), Site 831, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*.

Collot, J. Y., S. Lallemand, B. Pelletier, J. P. Eissen, G. Glacon, M. A. Fisher, H. G. Greene, J. Boulín, J. Daniel, et M. Monzier (1992b), GEOLOGY OF THE DENTRECASTEAUX-NEW HEBRIDES ARC COLLISION ZONE - RESULTS FROM A DEEP SUBMERSIBLE SURVEY, *Tectonophysics*, 212(3-4), 213-241.

Cook, R. A. (1987), The geochemistry of oils of Taranaki and West Coast Region, *New Zealand Oil Exploration Conference, New Zealand Ministry of Energy and Pacific Seismic Group*.

Coudray, J. (1976), Recherche sur le Néogène et le Quarternaire marin de la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène., 276 pp, Paris.

Crawford, A. J., S. Meffre, et P. A. Symonds (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.

Crawford, W. C., J. A. Hildebrand, L. M. Dorman, S. C. Webb, et D. A. Wiens (2003), Tonga ridge and Lau Basin crustal structure from seismic refraction data, *Journal of Geophysical Research*, 108(B4).

Daniel, J., F. Dugas, J. Dupont, C. Jouannic, J. Launay, M. Monzier, et J. Recy (1976), La zone charnière Nouvelle Calédonie-Ride de Norfolk (S.W. Pacifique); résultats de dragages et interprétation, *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 8(1), 95-105.

Davy, B. (1993), The Bounty Trough - basement structure on sedimentary basin evolution, in *South Pacific Sedimentary Basins - Sedimentary Basins of the World*, edited by P. F. Ballance, pp. 69-92, Elsevier, Amsterdam.

Delteil, J., E. Ruellan, I. Wright, et T. Matsumoto (2002), Structure and structural development of the Havre Trough (SW Pacific), *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B7), 7-1, 7-17.

Doglioni, C. (1993), GEOLOGICAL EVIDENCE FOR A GLOBAL TECTONIC POLARITY, *Journal of the Geological Society*, 150, 991-1002.

- Dooley, J. C. (1963), Results of Southwest Pacific submarine gravity survey 1956, *Bureau of Mineral Resources, Australia*.
- Dubois, J., J. H. Guillon, J. Launay, J. Recy, et J. J. Trescases (1973), *Structural and other aspects of the New Caledonia - Norfolk Area*, University of Western Australia.
- Dubois, J., J. Launay, et J. Recy (1974a), Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation, *Tectonophysics*, 24(1-2), 133-150.
- Dubois, J., C. Ravenne, A. Aubertin, J. Louis, R. Guillaume, J. Launay, et L. Montadert (1974b), Continental Margins Near New Caledonia, in *The Geology of Continental Margins*, edited by C. A. Burk, Drake, C.L., pp. 521-535, Springer-Verlag, New York.
- Dubois, J., J. Launay, J. Recy, et J. F. Marshall (1977), New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric buldge, *Can. J. Earth. Sci.*, 14, 250-255.
- Dugas, F., et J.-P. Debenay (1978), Interférences des failles-flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes: le lagon de Nouvelle-Calédonie, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences, série D*, 290, 963-966.
- Dupont, J., J. Launay, C. Ravenne, et C. E. De Broin (1975), Données nouvelles sur la ride de Norfolk (Sud Ouest Pacifique), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D*, 281, 605-608.
- Eade, J. V. (1988), The Norfolk Ridge System and its margins, in *The Ocean basin and margins*, edited by A. E. M. Nairn, Stehli, F.G and Uyeda, S. (eds), 7th ed., Plenum Press, New York & London, pp. 303-324.
- Eagles, G., K. Gohl, et R. D. Larter (2004), High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(7), 1-21.
- Eissen, J.-P., A. J. Crawford, J. Cotten, S. Meffre, H. Bellon, et M. Delaune (1998), Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia, *Tectonophysics*, 284(3-4), 203-219.
- Espirat, J.-J. (1963), Etude géologique de régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémité nord et versant est), *Thèse de doctorat Etat, Toulouse*, 217.
- Ewart, A., R. N. Brothers, et A. Mategon (1977), AN OUTLINE OF GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY, AND POSSIBLE PETROGENETIC EVOLUTION OF VOLCANIC-ROCKS OF TONGA-KERMADEC-NEW-ZEALAND ISLAND ARC, *Journal of volcanology and geothermal research*, 2(3), 205-250.
- Exon, N. (2001), Leg 189, Summary, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial report*, 189.
- Exon, N., P. Hill, Y. Lafoy, M. Fellows, K. Perry, P. Mitts, R. Howe, G. C. H. Chaproniere, G. Dickens, B. Ussler, et C. K. Paull (2004), Geology of the Fairway and New Caledonia basins in the Tasman Sea: sediment, pore water, diapirs and bottom simulating reflectors (Franklin cruise FR9/01 and Geoscience Australia Survey 232), *Geoscience Australia Records*, 2004(26), 1-112.
- Exon, N., P. Hill, Y. Lafoy, G. Burch, A. Post, C. Heine, P. Quilty, R. Howe, et L. Taylor (2005), The geology of the Kenn Plateau off northeast Australia: results of Southern Surveyor cruise SS5/2004 (Geoscience Australia Cruise 270), *Record*, 2005(4), 1-172.
- Exon, N., Y. Lafoy, P. J. Hill, G. Dickens, et I. Pecher (2007), Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea, *Australian Journal of Earth Sciences*, 54, 629-645.
- Falvey, D. A. (1975), Arc reversals, and a tectonic model for the North Fiji Basin, *Australian Society of Exploration Geophysical Bull.*, 6, 47-49.
- Fisher (1986), Tectonic processes at the collision of the d'entrecasteaux zone and the new hebrides island arc, *Journal of Geophysical Research*.

- Fisher, M. A., J. Y. Collot, et E. L. Geist (1991), THE COLLISION ZONE BETWEEN THE NORTH DENTRECASTEAUX RIDGE AND THE NEW HEBRIDES ISLAND-ARC .2. STRUCTURE FROM MULTICHANNEL SEISMIC DATA, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B3), 4479-4495.
- Fitzgerald, P. G. (2002), Tectonics and landscape evolution of the Antarctic plate since the breakup of Gondwana, with an emphasis on the Western Antarctic Rift System and the Transantarctic Mountains, *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 35, 453-469.
- Fitzherbert, J. A., G. L. Clarke, et R. Powell (2005), Preferential retrogression of high-P metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia, *Lithos*, 83(1-2), 67-96.
- Flamand, B. (2006), Les pentes externes du récif barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie: morphologie, lithologie, contrôle de la tectonique et de l'eustatisme, *PhD Thesis, Université de Bretagne Occidentale*, 240.
- Gaina, C. (1998), The opening of the Tasman Sea: a gravity anomaly animation, *Earth interactions*.
- Gaina, C., D. R. Mueller, J.-Y. Royer, J. Stock, J. L. Hardebeck, et P. Symonds (1998), The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces, *Journal of geophysical research*, 103(6), 12,413-412,433.
- Gaina, C. M., Dietmar R.; Royer, J.Y.; Symonds, Phil (1999), Evolution of the Louisiade triple junction *Journal of Geophysical Research*, 104(B6), 12,927-912,939.
- Geist, E. L., M. A. Fisher, et D. W. Scholl (1993), LARGE-SCALE DEFORMATION ASSOCIATED WITH RIDGE SUBDUCTION, *Geophysical Journal International*, 115(2), 344-366.
- Gonord, H. (1977), Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie, sa place dans l'ensemble structural du Pacifique Sud-Ouest, *Thèse de doctorat Etat*, 341.
- Graham, I. J., A. G. Reyes, I. C. Wright, K. M. Peckett, I. E. M. Smith, et R. J. Arculus (2008), Structure and petrology of newly discovered volcanic centers in the northern Kermadec-southern Tofua arc, South Pacific Ocean, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B8).
- Grant-Mackie, J. A., J. P. Paris, S. Freneix, et J. D. Campbell (1977), Advances in correlation of Mesozoic sequences of New Zealand and New Caledonia, *25th International Geological Congress, abstract(1)*, 268-269.
- Griffiths, J. R., et R. Varne (1972), Evolution of the Tasman Sea, Macquarie Ridge and Alpine Fault, *Nature*, 235(83-86).
- Guillon, J. H., et P. Routhier (1971), Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie, *Cahier ORSTOM, série Géol., IV(2)*, 5-38.
- Guillon, J. H. (1975), Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie: type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente, *Mémoire ORSTOM*, 76, 1-120.
- Gurnis, M., C. E. Hall, et L. L. Lavier (2004), Evolving force balance during incipient subduction, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q07001, doi:07010.01029/02003GC000681.
- Guyomard, T. S., Aïssaoui, et D. F. D.M; McNeill (1996), Magnetostratigraphic dating of the uplifted atoll of Maré: Geodynamics of the loyalty Ridge, SW Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 101(B1), 601-612.
- 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, *Diplôme ingénieur EOST*, 63.
- Hart, A. W. (2002), New Zealand's Taranaki Basin: giants in the graben ?, *APPEA*, 331-349.

- Hashimoto, T., N. Rollet, K. Higgins, G. Bernardel, et R. Hackney (2008), Capel and Faust basins: preliminary assessment of an offshore deepwater frontier region, in *Eastern Australasian Basins Symposium III*, edited by J. E. Blevin, Bradshaw, B.E. and Uruski, C., pp. 311-316, Petroleum Exploration Society of Australia Special Publication.
- Hatherton, T. (1966), *A geophysical study of the Southland syncline*, R.E. Owen Govt. printer, Wellington.
- Hawkins, J. W., S. H. Bloomer, C. A. Evans, et J. T. Melchior (1984), Evolution of intra-oceanic arc-trench systems, *Tectonophysics*, 102, 175-205.
- Hawkins, J. W. (1995), Evolution of the Lau Basin - insights from ODP Leg 135, in *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific - Geophysical Monograph*, edited by AGU.
- Hawkins, J. W. (2003), Geology of supra-subduction zones - implications for the origin of ophiolites, *Geological Society of America Special Paper*, 373, 227-268.
- Hayes Dennis, E., et J. Ringis (1973), Seafloor Spreading in the Tasman Sea, *Nature (London)*, 244(5408), 454-458.
- Herzer, R. H., et J. Mascle (1996), Anatomy of a continent-backarc transform; the Vening Meinesz fracture zone northwest of New Zealand, *Marine Geophysical Researches*, 18(2/4), 401-427.
- Herzer, R. H., G. C. H. Chaproniere, A. R. Edwards, C. J. Hollis, B. Pelletier, J. I. Raine, G. H. Scott, V. Stagpoole, C. P. Strong, P. Symonds, G. J. Wilson, et H. Zhu (1997), Seismic stratigraphy and structural history of the Reinga Basin and its margins southern Norfolk Ridge system, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 40, 425-451.
- Herzer, R. H., R. Sykes, S. D. Killops, R. H. Funnell, D. R. Burggraf, J. Townend, J. I. Raine, et G. J. Wilson (1999), Cretaceous carbonaceous rocks from the Norfolk Ridge system, Southwest Pacific; implications for regional petroleum potential, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 42(1), 57-73.
- Heuret, A. (2005), Dynamique des zones de subduction: Etude statistique globale et approche analogique, 246 pp, Montpellier II, Montpellier.
- Heuret, A., et S. Lallemand (2005), Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 149(1-2), 31-51.
- Holt, W. E. S. T. A. (1994), Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: The late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand, *Tectonics*, 13(5), 1068-1092.
- Hunt, T. (1978a), STOKES MAGNETIC ANOMALY SYSTEM, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 21(5), 595-&.
- Hunt, T. (1978b), INTERPRETATION OF GRAVITY ANOMALIES OVER DUN MOUNTAIN ULTRAMAFIC BODY, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 21(3), 413-417.
- Jongsma, D., et J. C. Mutter (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, 226-234.
- Karig, D. E. (1971), Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 76, 2542-2561.
- Kennett, J. P., R. E. Houtz, P. B. Andrews, A. R. Edwards, V. A. Gostin, M. Hajos, M. Hampton, D. G. Jenkins, S. V. Margolis, A. T. Ovenshine, et K. Perch Nielsen (1975), Site 285, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29(Lyttleton, N. Z. to Wellington, N. Z. March-April 1973), 403-445.

- Kent, G. M., A. J. Harding, et J. A. Orcutt (1993a), DISTRIBUTION OF MAGMA BENEATH THE EAST PACIFIC RISE NEAR THE 9-DEGREES-03'N OVERLAPPING SPREADING CENTER FROM FORWARD MODELING OF COMMON DEPTH POINT DATA, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 98(B8), 13971-13995.
- Kent, G. M., A. J. Harding, et J. A. Orcutt (1993b), DISTRIBUTION OF MAGMA BENEATH THE EAST PACIFIC RISE BETWEEN THE CLIPPERTON TRANSFORM AND THE 9-DEGREES-17'N DEVAL FROM FORWARD MODELING OF COMMON DEPTH POINT DATA, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 98(B8), 13945-13969.
- Klingelhofer, F., Y. Lafoy, J. Collot, E. Cosquer, L. Géli, H. Nouzé, et R. Vially (2007), Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from wide-angle and reflection seismic data *Journal of Geophysical Research*, 112(B11102).
- Knesel, K. M., B. E. Cohen, P. M. Vasconcelos, et D. S. Thiede (2008), Rapid change in drift of the Australian plate records collision with Ontong Java plateau, *Nature*, 454, 754-758.
- Kroenke, L. W., et J. V. Eade (1982), GEOMORPHOLOGY, STRUCTURE, AND GEOCHEMISTRY OF NORTH FIJI BASIN TRIPLE JUNCTION, *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 66(7), 974-974.
- Kroenke, L. W. (1984), Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific, *Technical Bulletin - United Nations, Economic and Social Commission for Asia and the Pacific (ESCAP). Committee for Co-ordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in South Pacific Offshore Areas*, 6(126).
- Kroenke, L. W., et P. Rodda (1984), Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific, New Zealand.
- Lafoy, Y., J. M. Auzende, E. Ruellan, P. Huchon, et E. Honza (1990), THE 16-DEGREES-40'S TRIPLE JUNCTION IN THE NORTH FIJI BASIN (SW PACIFIC), *Marine Geophysical Researches*, 12(4), 285-&.
- Lafoy, Y., B. Pelletier, J. M. Auzende, F. Missègue, et L. Mollard (1994), Tectonique compressive cénozoïque sur les rides de Fairway et Lord Howe, entre Nouvelle Calédonie et Australie, *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 319, 1063-1069.
- Lafoy, Y., J. Dupont, F. Missegue, R. Le Suavé, et G. Pautot (1995a), Effets de la collision "ride des Loyauté-arc des Nouvelles-Hébrides" sur la terminaison sud de l'ensemble "Nouvelle-Calédonie - Loyauté", *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes*, 320(11), 1101-1108.
- Lafoy, Y., F. Missegue, D. Cluzel, M. Voisset, P. Saget, J. P. Lenoble, F. Rigaut, J. Lanckneus, P. Lehodey, E. Bouniot, J. Cornec, K. de Souza, F. Gallois, N. Garioud, P. Grenard, M. N'Diaye, Y. Perchoc, et J. Perrier (1995b), Morphostructure du segment septentrional du système bassin et ride des Loyauté, SW Pacifique; résultats de la campagne ZoNeCo 2, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 321(11), 1009-1016.
- Lafoy, Y., F. Missegue, D. Cluzel, et R. Le Suavé (1996), The Loyalty-New Hebrides arc collision; effects on the Loyalty ridge and basin system, Southwest Pacific (first results of the ZoNeCo Program), *Marine Geophysical Researches*, 18(2/4), 337-356.
- Lafoy, Y., S. van de Beuque, F. Missegue, A. Necessian, et G. Bernadel (1998), Campagne de sismique multitrace entre la marge Est Australienne et le Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides - Rapport de la campagne RIG SEISMIC 206 (21 avril - 24 mai 1998) - Programme FAUST, 1-40 pp.
- Lafoy, Y., J. M. Auzende, R. Smith, et C. Labails (2000), Evolution géologique post-Pléistocène moyen du domaine lagunaire neo-calédonien méridional, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 330(4), 265-272.

- Lafoy, Y., N. Exon, P. Hill, M. Fellows, K. Perry, et P. Mitts (2001), Reconnaissance géologique et géologique du bassin de Fairway (Sud-Ouest Pacifique): résultats préliminaires des données acquises dans la zone économique de la Nouvelle-Calédonie - 1ère partie de la campagne FAUST 3, 1-18 pp.
- Lafoy, Y., I. Brodien, R. Vially, et N. F. Exon (2005a), Structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (Southwest Pacific): a synthesis, *Marine Geophysical Researches*, 26, 37-50.
- Lafoy, Y., L. Géli, F. Klingelhofer, R. Vially, B. Sichler, et H. Nouzé (2005b), Discovery of continental stretching and oceanic spreading in the Tasman sea, *Eos Trans Am Geophys Union*, 86(10), 101+104-105.
- Lagabrielle, Y., P. Maurizot, Y. Lafoy, G. Cabioch, B. Pelletier, M. Régnier, I. Wabete, et S. Calmant (2005), Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data, *Tectonophysics*, 403, 1-28.
- Laird, M. G. (1980), The late Mesozoic fragmentation of the New Zealand segment of Gondwana, in *Gondwana Five*, edited by M. M. C. a. P. Vella, pp. 311-318, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Laird, M. G., et J. D. Bradshaw (2002), The break-up of a long-term relationship: the Cretaceous separation of New Zealand from Gondwana, paper presented at Gondwana 11 Conference, Christchurch, New Zealand, Aug 25-30.
- Lamarche, G., P. M. Barnes, et J. M. Bull (2006), Faulting and extension rate over the last 20,000 years in the offshore Whakatane Graben, New Zealand continental shelf, *Tectonics*, 25(4).
- Laporte, C., L. Briquet, D. Cluzel, et J. P. Eissen (1998), Isotopic gradient along the New Hebrides arc (Vanuatu, SW Pacific). Collision of the d'Entrecasteaux Zone and heterogeneity of mantle sources, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 326(2), 101-106.
- Lapouille, A. (1977), Etude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique: bassin Nord d'Entrecasteaux, bassin Nord-Loyauté, bassin Sud-Fidjien, in *Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, edited by E. d. G.-G. O. Nouméa, pp. 145-154, ORSTOM, Nouméa (New Caledonia).
- Lapouille, A. (1982), Etude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique: bassin Nord d'Entrecasteaux, bassin Nord-Loyauté, bassin Sud-Fidjien, in *Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, edited by E. d. G.-G. O. Nouméa, pp. 145-154, ORSTOM, Nouméa (New Caledonia).
- Latham, G. (1986), Altération et pédogénèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie, *Etudes et Thèses*, ORSTOM, 331.
- Launay, J., et J. Recy (1972), Variations relatives du niveau de la mer et néotectonique en Nouvelle Calédonie au Pléistocène Supérieur et à l'Holocène, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 14(1), 47-65.
- Launay, J., J. Dupont, A. Lapouille, C. Ravenne, et C. E. de Broin (1977), Seismic traverses across the northern Lord Howe Rise and comparison with the southern part (South West Pacific), in *International symposium on geodynamics in South-West Pacific*, edited, pp. 155-164, Technip, Nouméa (New Caledonia).
- Launay, J., J. Dupont, et A. Lapouille (1982), The Three Kings Ridge and Norfolk (Southwest Pacific): An attempt at a structural interpretation, *South Pacific Mar. Geol. Notes*, 2, 121-130.
- Launay, J. (1985), Paléoniveaux marins et néotectonique à l'île des Pins (Nouvelle Calédonie), *Bulletin Société Géologique de France*, 1, 77-81.

- Leguéré, J. (1976), Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie, *PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier*, 80.
- Lequentrec-Lalancette, M. F., D. Rouxel, F. Hernandez, et P. Schaeffer (2002), Mapping of the free-air anomaly using altimetric and marine gravity data, paper presented at Proceedings of the 3rd meeting of the IGGC Gravity and Geoid.
- Lequentrec-Lalancette, M. F., D. Rouxel, J. Collot, et L. Géli (in prep), An improved method for determining gravity and geoid maps from shipboard and satellite data: application to the New Caledonia offshore domain, Southwest Pacific.
- Lillie, A. R., et R. N. Brothers (1970), The geology of New Caledonia, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(1), 145-183.
- Louat, R., et B. Pelletier (1989), SEISMOTECTONICS AND PRESENT-DAY RELATIVE PLATE MOTIONS IN THE NEW-HEBRIDES NORTH FIJI BASIN REGION, *Tectonophysics*, 167(1), 41-55.
- Maillet, P., M. Monzier, M. Selo, et D. Storzer (1983), THE DENTRECASTEAUX ZONE (SOUTHWEST PACIFIC) - A PETROLOGICAL AND GEOCHRONOLOGICAL REAPPRAISAL, *Marine Geology*, 53(3), 179-197.
- Maillet, P., M. Monzier, et C. Lefevre (1986), Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific), *Journal of volcanology and geothermal research*, 30, 1-27.
- Malahoff, A., R. H. Feden, et H. S. Fleming (1982), Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand, *JGR. Journal of Geophysical Research. B*, 87(5), 4109-4125.
- Mann, P., F. W. Taylor, R. L. Edwards, et T. L. Ku (1995), ACTIVELY EVOLVING MICROPLATE FORMATION BY OBLIQUE COLLISION AND SIDEWAYS MOTION ALONG STRIKE-SLIP FAULTS - AN EXAMPLE FROM THE NORTHEASTERN CARIBBEAN PLATE MARGIN, *Tectonophysics*, 246(1-3), 1-&.
- Mauffret, A., P. Symonds, J. Benkhelil, G. Bernadel, C. Buchanan, E. D'Acremont, C. Gorini, Y. Lafoy, A. Nercessian, J. Ryan, N. Smith, et S. Van de Beuque (2001), Collaborative Australia/France multibeam seafloor mapping survey, *Geoscience Australia record*, 2001/27, 1-69.
- Maurizot, P., J. M. Eberlé, C. Habault, et C. Tessarolo (1989), Carte géologique Territoires d'Outre-Mer, Nouvelle Calédonie (1/50000), feuille Pam-Ouégoa, 2e édition, B.R.G.M., *Notice explicative par Maurizot, P., Eberlé J.M., Habault, C., Tessarolo, C.*, 81.
- Maurizot, P. (2001), Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/1.000.000, *BRGM-DIMENC*.
- McDougall, I., B. J. J. Embleton, et D. B. Stone (1981), Origin and evolution of Lord Howe Island, Southwest Pacific, *Journal of the Geological Society of Australia*, 28, 155-176.
- McDougall, I., et R. A. Duncan (1988), AGE PROGRESSIVE VOLCANISM IN THE TASMANTID SEAMOUNTS, *Earth and Planetary Science Letters*, 89(2), 207-220.
- McDougall, I., J. W. Hawkins, L. Parson, et J. Allan (1994), Data report: Dating of rhyolitic glass in the Tonga forearc (Hole 841B), in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited.
- Meffre, S. (1991), Terrane analysis of New Caledonia with special reference to the Koh area, *B.S. honors thesis, Sydney Australia*(University of Sydney), 113.
- Meffre, S. (1995), The Development of Island Arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia, 237 pp, University of Sydney, Sydney.

- Meffre, S., et A. J. Crawford (2001), Collision tectonics in the New Hebrides arc (Vanuatu), *Island Arc*, 10(1), 33-50.
- Meffre, S., A. J. Crawford, et P. G. Quilty (2006), Arc-continent collision forming a large island between New Caledonia and New Zealand in the Oligocene, in *Australian Earth Sciences Convention*, edited, pp. 1-3, Melbourne, Australia.
- 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, PhD thesis, 205 pp, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Milne, A., et R. Quick (1999), Wakanui-1 well completion report PEP 38602, Ministry of Commerce, Wellington.
- Missègue, F., et J. Y. Collot (1987), Etude géophysique du plateau des Chesterfield (Pacifique Sud-Ouest) - Résultats préliminaires de la campagne ZOE 200 du N/O Coriolis, *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Serie II*, 279-283.
- Mitchell, A. H. K., et A. J. Warden (1971), Geological evolution of the New Hebrides island arc, *Journal of the Geological Society of London*, 127, 501-529.
- Monzier, M., J. Boulin, J. Y. Collot, J. Daniel, S. Lallemand, et B. Pelletier (1989), 1ST RESULTS OF SUBPSO-1 DIVES IN THE COLLISION ZONE LOYALTY ISLANDS RIDGE NEW HEBRIDES ISLAND-ARC (SOUTH WEST PACIFIC), *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Serie II*, 309(20), 2069-2076.
- 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, 322 pp, Université du Pacifique.
- Monzier, M., C. Robin, J. P. Eissen, et J. Cotten (1997), Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific), *Journal of volcanology and geothermal research*, 78(1-2), 1-29.
- Mortimer, H. (1998), Basement geology from the TKR to West Norfolk Ridge, SW Pacific ocean: evidence from petrology, geochemistry and isotopic dating, *Marine Geology*, 148, 135-162.
- Mortimer, N., R. H. Herzer, P. B. Gans, D. L. Parkinson, et D. Seward (1998), Basement geology from Three Kings Ridge to West Norfolk Ridge, Southwest Pacific Ocean; evidence from petrology, geochemistry and isotopic dating of dredge samples, *Marine Geology*, 148(3-4), 135-162.
- Mortimer, N., F. J. Davey, A. Melhuish, J. Yu, et N. J. Godfrey (2002), Geological interpretation of a deep seismic reflection profile across the Eastern Province and Median Batholith, New Zealand: crustal architecture of an extended Phanerozoic convergent orogen, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45, 349-363.
- Mortimer, N. (2003), New Zealand's Geological Foundations, *Gondwana Research*, 7(1), 262-272.
- Mortimer, N. (2004), Basement gabbro from the Lord Howe Rise, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47, 501-507.
- Mortimer, N., R. H. Herzer, P. B. Gans, C. Laporte-Magoni, A. T. Calvert, et D. Bosch (2007), Oligocene-Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: evidence from petrology and dating of dredged rocks, *Marine Geology*, 237, 1-24.
- Mortimer, N. (2008), Zealandia, in *Circum Pacific Tectonics, Geologic Evolution, and Ore Deposits*, edited by J. E. Spencer et S. R. Tithley, Arizona Geological Society, Tucson.

- Mortimer, N., F. Hauff, et A. T. Calvert (2008), Continuation of the New England Orogen, Australia, beneath the Queensland Plateau and Lord Howe Rise, *Australian Journal of Earth Sciences*, 55, 195-209.
- Nelson, T. H., et P. G. Temple (1972), Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion, *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 56, 226-246.
- Nicholson, K. N., P. M. Black, et K. B. Sporli (2008), Cretaceous-Oligocene multiphase magmatism on Three Kings Islands, northern New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 51(3), 219-229.
- Nouzé, H., Y. Lafoy, L. Géli, F. Klingelhoefer, et Z. c. party (2005), First results of a high resolution seismic study of a Bottom Simulating Reflector in the Fairway Basin, offshore New Caledonia, in *Fifth International Conference on Gas Hydrates (ICGH 5)*, edited, Trondheim, Norway.
- Nouzé, H., E. Cosquer, J. Collot, J. P. Foucher, Y. Lafoy, F. Klingelhoefer, et L. Géli (2009), Geophysical characterization of Bottom Simulating Reflectors in the Fairway Basin (Offshore New Caledonia, Southwest Pacific), based on High Resolution Seismic Profiles and Heat Flow Data, *Marine Geology*, accepted.
- Officer, C. B. (1955), Southwest Pacific crustal structure, *Transactions-American Geophysical Union*, 36, 449-459.
- Olivet, J. L., et D. Aslanian (2000), Evolution des continents depuis 250 millions d'années, in *Vulgarisation Scientifique Géosciences Marines*, edited by IFREMER, <http://www.ifremer.fr/drogm/Realisation/Vulgar/Cinematique/index.html>, Plouzané, France.
- Packham, G. (1973), A speculative Phanerozoic history of the South-west Pacific, in *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas and Geochemistry*, edited by P. J. Coleman, pp. 369-388, Western Australia Press, Nedlands.
- Paquette, J. L., et D. Cluzel (2007), U-Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models, *Int J Earth Science*, 96, 613-622.
- Paris, J.-P. (1981), Geologie de la Nouvelle-Calédonie; un essai de synthese. Geology of New-Caledonia; a synthetic text, *Memoires du B.R.G.M.*, 113, 1-278
- Paris, J. P., P. Andreiff, et J. Coudray (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'observation nouvelles sur la série de Népoui, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences*, 288(D), 1659-1661.
- Parson, L., J. W. Hawkins, et J. Allan (1992), Site 841, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 135.
- Parson, L. M., et I. C. Wright (1996), The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: A southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading, *Tectonophysics*, 263(1-4), 1-22.
- Parsons, B., et J. G. Sclater (1977), ANALYSIS OF VARIATION OF OCEAN-FLOOR BATHYMETRY AND HEAT-FLOW WITH AGE, *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 803-827.
- Peate, D. W., J. A. Pearce, C. J. Hawkesworth, H. Colley, C. M. H. Edwards, et K. Hirose (1997), Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition, *Journal of Petrology*, 38(10), 1331-1358.
- Pelletier, B., P. Charvis, J. Daniel, Y. Hello, F. Jamet, R. Louat, P. Nanau, et P. Rigolot (1988), STRUCTURE AND MAGNETIC LINEATIONS IN THE NORTHWESTERN PART OF

- THE NORTH FIJI BASIN - PRELIMINARY-RESULTS OF THE EVA-14 CRUISE (AUGUST 1987), *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 306(17), 1247-1254.
- Pelletier, B., et R. Louat (1989), Mouvements relatifs des plaques dans le Sud-Ouest Pacifique, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series 2*, 308(1), 123-130.
- Pelletier, B., Y. Lafoy, et F. Missegue (1993a), MORPHOSTRUCTURE AND MAGNETIC FABRIC OF THE NORTHWESTERN NORTH FIJI BASIN, *Geophysical Research Letters*, 20(12), 1151-1154.
- Pelletier, B., F. Missegue, Y. Lafoy, L. Mollard, R. Decourt, J. Dupont, Y. Join, J. Perrier, et J. Recy (1993b), THE NORTHERN ENDS OF BOTH THE NORTH FIJI BASIN AND THE NEW HEBRIDES BACK-ARC TROUGHS - MORPHOSTRUCTURE AND MAGNETIC FABRIC, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 316(5), 637-644.
- Pelletier, B., et J. M. Auzende (1996), Geometry and structure of the Vitiav trench lineament (SW Pacific), *Marine Geophysical Researches*, 18, 305-335.
- Pelletier, B., S. Calmant, et R. Pillet (1998), Current tectonics of the Tonga New Hebrides region, *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2), 263-276.
- Pelletier, B., Y. Lagabrielle, M. Benoit, G. Cabioch, S. Calmant, E. Garel, et C. Guivel (2001), Newly identified segments of the Pacific-Australia plate boundary along the North Fiji transform zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4), 347-358.
- Pelletier, B. (2006), Geology of the New Caledonia region and its implications for the study of the New Caledonian biodiversity, in *Compendium of marines species from New Caledonia - Forum Biodiversité des Ecosystèmes Coralliens*, edited by C. P. a. B. R. d. F. Edts, pp. 17-30, IRD, Nouméa.
- Petterson, M. G., T. Babbs, C. R. Neal, J. J. Mahoney, A. D. Saunders, R. A. Duncan, D. Tolia, R. Magu, C. Qopoto, H. Mahoa, et D. Natogga (1999), Geological-tectonic framework of Solomon Islands, SW Pacific: crustal accretion and growth within an intra-oceanic setting, *Tectonophysics*, 301(1-2), 35-60.
- Picard, C. (1999), L'archipel Néo Calédonien, 300 millions d'années pour assembler les pièces d'un puzzle géologique, *CTRDP*, 93.
- Pillet, R., et B. Pelletier (2004), Tectonique active, tsunamis et sismicité en Nouvelle-Calédonie, *Notes techniques, Sciences de la Terre, Géologie-Géophysique, Centre IRD de Nouméa*, 28, 24.
- Pomeyrol, R. (1951), Rapport sur les possibilités d'existence de gisements de pétrole en Nouvelle-Calédonie IFP, Reuil-Mal-Maison.
- Prinzhofer, A., A. Nicolas, D. Cassard, J. Moutte, M. Leblanc, J. P. Paris, et M. Rabinovitch (1980), Structures in the new caledonia peridotites-gabbros: Implications for oceanic mantle and crust, *Tectonophysics*, 69(1-2), 85-112.
- Prinzhofer, A. (1981), Structure et pétrologie d'un cortège ophiolitique: le massif du Sud (Nouvelle-Calédonie), *Thèse d'Ing. Doct., ENSM*, 185.
- Prinzhofer, A., et C. J. Allegre (1983), Geochemical constraints on the physics of partial melting; the example of the New Caledonian Ophiolite, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 64(18), 327.
- Prinzhofer, A. (1987), Processus de fusion dans les zones d'extension océaniques et continentales, *Université de Paris VII*, 237.
- Ravenne, C., C. E. De Broin, J. Dupont, A. Lapouille, et J. Launay (1977), New Caledonia basin-Fairway Ridge: structural and sedimentary study, in *International symposium on geodynamics in South-West Pacific*, edited, pp. 145-154, Technip, Nouméa (New Caledonia).

- Rawling, T. J., et G. S. Lister (2002), Large-scale structure of the eclogite-blueschist belt of New Caledonia, *Journal of Structural Geology*, 24(8), 1239-1258.
- Regnier, M. (1988), Lateral variation of upper mantle structure beneath New Caledonia determined from p-wave receiver function: evidence for a fossil subduction zone, *Geophysical journal Oxford*, 95(3), 561-577.
- Regnier, M., S. Van de Beuque, C. Baldassari, et G. Tribot Laspiere (1999), La sismicite du Sud de la Nouvelle-Caledonie: implications structurales, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329(2), 143-148.
- Rigolot, P., et B. Pelletier (1988), Tectonique compressive recente le long de la marge Ouest de la Nouvelle-Caledonie: resultats de la campagne ZOE 400 du N/O Vauban (mars 1987), *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 307(2), 179-184.
- Rigolot, P. (1989a), Evolution morphologique et structurale de la marge occidentale de la ride de Nouvelle-Calédonie (SW Pacifique), *Bulletin des Centres de recherches exploration production Elf Aquitaine*, 13(2), 319-344.
- Rigolot, P. (1989b), 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, PhD thesis, 270 pp, Université de Bretagne Occidental, Brest.
- Routhier, P. (1953), Versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama, *Mémoire Société Géologique de France*, 67, 271.
- Sandwell, D. T., et W. H. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of geophysical research*, 102(B5), 10039-10054.
- Schellart, W. P., G. S. Lister, et M. W. Jessell (2002), Analogue modeling of arc and backarc deformation in the New Hebrides arc and North Fiji Basin, *Geology*, 30(4), 311-314.
- Schellart, W. P., G. S. Lister, et V. G. Toy (2006), A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes, *Earth-Science Reviews*, 76(3-4), 191-233.
- Schreckenberger, B., H. A. Roeser, et P. Symonds (1992), Marine magnetic anomalies over the Lord Howe Rise and the Tasman Sea: implications for the magnetization of the lower continental crust, *Tectonophysics*, 212, 77-97.
- Sdrolias, M., R. D. Müller, et G. C. (2003), Tectonic evolution of the southwest Pacific using constraints from backarc basins, *Geological Society of Australia Special Publication 22 and Geological Society of America Special Paper 372, 22 and 372*, 343-359.
- Sdrolias, M., R. D. Muller, A. Mauffret, et G. Bernardel (2004), Enigmatic formation of the Norfolk Basin, SW Pacific: A plume influence on back-arc extension, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5.
- Shaw, R. D. (1990), Development of the Tasman sea and easternmost Australian continental margin - a review, in *The Eromanga - Brisbane Geoscience Transect: a guide to basin development across Phanerozoic Australia in southern Queensland*, edited by b. o. m. r. Department of primary industries and energy, geology and geophysics, Australian Government.
- Shell, BP, et E. S. TODD (1976), Well resume, Tane-1 (offshore), Ministry of Commerce, Wellington.
- Shell, BP, et E. S. TODD (1981), Well resume, Wainui-1, Ministry of Commerce, Wellington.

- Shor, G. G., H. K. Kirk, et H. W. Menard (1971), Crustal structure of the Melanesian Area, *Journal of Geophysical Research*, 76(11), 2562-2586.
- Siddoway, C. S., S. L. Baldwin, P. G. Fitzgerald, C. M. Fanning, et B. P. Luyendyk (2004), Ross Sea mylonites and the timing of intracontinental extension within the West Antarctic rift system, *Geology*, 32(1), 57-60.
- Smith, I. E. M., et R. C. Price (2006), Tonga-Kermadec arc and Havre-Lau back-arc system: Their role in the development of tectonic and magmatic models for the western Pacific, *Journal of volcanology and geothermal research*, 156(3-4), 315-331.
- Smith, N. (2000), Tectonic evolution of the Norfolk Three Kings Ridge Region, University of Sydney, Sydney.
- Smith, W. H. F., et D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277(5334), 1956-1962.
- Solomon, S., et S. Biehler (1969), Crustal structure from gravity anomalies in the Southwest Pacific, *Journal of geophysical research*, 74(27), 6696-6701.
- Spandler, C., J. Hermann, R. Arculus, et J. Mavrogenes (2004), Geochemical heterogeneity and element mobility in deeply subducted oceanic crust; insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia, *Chemical Geology*, 206(1-2), 21-42.
- Spandler, C., D. Rubatto, et J. Hermann (2005), Late Cretaceous-Tertiary tectonics of the southwest Pacific: Insight from U-Pb sensitive, high-resolution ion microprobe (SHRIMP) dating of eclogite facies from New Caledonia, *Tectonics*, 24.
- Spandler, C., et J. Hermann (2006), High-pressure veins in eclogite from New Caledonia and their significance for fluid migration in subduction zones, *Lithos*, 89, 135-153.
- Stagg (1999), Tectonic provinces of the Lord Howe Rise: "Law of the Sea study has implications for frontier hydrocarbons", *AGSO Research Newsletter*, 31.
- Sutherland, R. (1999), Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region: an interpretation from regional magnetic data, *Tectonophysics*, 308(3), 341-362.
- Sutherland, R., J. Collot, Y. Lafoy, G. A. Logan, R. Hackney, V. Stagpoole, C. Uruski, T. Hashimoto, K. Higgins, R. H. Herzer, R. Wood, et N. Mortimer (2009), Uplift of the Lord Howe Rise and formation of the New Caledonia Trough by detachment of the lower crust during Eocene and Oligocene subduction initiation in the western Pacific *Tectonics*, *accepted*.
- Symonds, P. A., J. B. Colwell, H. I. Struckmeyer, J. B. Willcox, et P. J. Hill (1996), Mesozoic rift basin development off eastern Australia, *Geological Society of Australia Bulletin*, 43, 528-542.
- Tanahashi, M., K. Kisimoto, M. Joshima, Y. Lafoy, E. Honza, et J. M. Auzende (1989), GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE CENTRAL SPREADING SYSTEM, NORTH FIJI BASIN, paper presented at 4th International Workshop on Geology, Geophysics and Mineral Resources of the South Pacific, Canberra, Australia, Aug 25-29.
- Taylor, B., K. Zellmer, F. Martinez, et A. Goodliffe (1996), Sea-floor spreading in the Lau back-arc basin, *Earth and Planetary Science Letters*, 144(1-2), 35-40.
- Taylor, F. W., M. G. Baevis, B. E. Schutz, D. Kuang, J. Recy, S. Calmant, D. Charley, M. Regnier, B. Perin, M. Jackson, et C. Reichenfeld (1995), GEODETIC MEASUREMENTS OF CONVERGENCE AT THE NEW-HEBRIDES-ISLAND ARC INDICATE ARC FRAGMENTATION CAUSED BY AN IMPINGING ASEISMIC RIDGE, *Geology*, 23(11), 1011-1014.

- Taylor, S. K., J. M. Bull, G. Lamarche, et P. M. Barnes (2004), Normal fault growth and linkage in the Whakatane Graben, New Zealand, during the last 1.3 Myr, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B2).
- Trescases, J. J. (1973), Weathering and geochemical behaviour of the elements of ultramafic rocks in New Caledonia, *Metallogenic provinces and mineral deposits in the southwestern Pacific*, *Bulletin - Australia, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics*, 141, 149-161.
- Trescases, J. J. (1975), L'évolution géologique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie, *Mém. ORSTOM*, 78, 1-259.
- Turner, I. M. P., C.;Sinha, M.C. (1999), Seismic imaging of the axial region of the Valu Fa Ridge, Lau Basin-the accretionary processes of an intermediate back-arc spreading ridge, *Geophysical Journal Interior*, 138, 495-519.
- Uruski, C., et R. Wood (1991), A new look at the New Caledonia Basin, an extension of the Taranaki Basin, offshore North Island, New Zealand, *Marine and Petroleum Geology*, 8(4), 379-391.
- Uruski, C., et P. Baillie (2001), Petroleum Potential of New Zealand's Deepwater Basins, in *PESA*, edited, Melbourne.
- Uruski, C., P. Baillie, et V. Stagpoole (2003), Development of the Taranaki Basin and comparisons with the Gippsland Basin: implications for deepwater exploration, *APPEA*, 185-196.
- Uruski, C., et P. Baillie (2004), Mesozoic evolution of the Greater Taranaki Basin and implications for petroleum prospectivity, *APPEA*, 385-396.
- Van de Beuque, S., J.-M. Auzende, Y. Lafoy, G. Bernardel, A. Nercessian, M. Regnier, P. Symonds, et N. Exon (1998a), Transect sismique continu entre l'arc des Nouvelles-Hébrides et la marge orientale de l'Australie: programme FAUST (French Australian Seismic Transect), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Sciences de la terre et des planètes*, 327(11), 761-768.
- Van de Beuque, S. (1999), Evolution géologique du domaine péri-calédonien (Sud-Ouest Pacifique), PhD thesis, 270 pp, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Van de Beuque, S. V., J.-M. Auzende, Y. Lafoy, et F. Missegue (1998b), Tectonique et volcanisme tertiaire sur la ride de Lord Howe (Sud-Ouest Pacifique), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326(9), 663-669.
- Vially, R., et A. Mascle (1994), Rapport Régional d'évaluation pétrolière (Regional Report) - Potentiel pétrolier de l'offshore de Nouvelle-Calédonie (New Caledonia), edited by IFP, p. 136.
- Vially, R., et F. Benard (2001), Potentiel pétrolier de l'offshore de Nouvelle-Calédonie (et évaluation des hydrates de gaz dans le bassin de Fairway), in *Rapport régional d'évaluation pétrolière*, edited by IFP, p. 169, IFP.
- Vially, R., Y. Lafoy, J.-M. Auzende, et R. France (2003), Petroleum potential of New-Caledonia and its offshore basins, in *AAPG International conference*, edited, Barcelona (Spain).
- Watts, A. B., J. K. Weissel, et R. L. Larson (1977), SEA-FLOOR SPREADING IN MARGINAL BASINS OF WESTERN PACIFIC, *Tectonophysics*, 37(1-3), 167-181.
- Wegener, A. (1929), *The Origin of Continents and Oceans*, edited by T. J. Biram, Dover, New York.
- Weissel, J. K., et D. E. Hayes (1972), Evolution of the Tasman Sea reappraised, *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 77-84.

- Weissel, J. K., et A. B. Watts (1979), TECTONIC EVOLUTION OF THE CORAL SEA BASIN, *Journal of Geophysical Research*, 84(NB9), 4572-4582.
- Weissel, J. K., A. B. Watts, et A. Lapouille (1982), Evidence for Late Paleocene to Late Eocene seafloor in the southern New Hebrides basin, *Tectonophysics*, 87(1-4), 243-251.
- Whattam, S. (2005), Formation and emplacement of the Northland ophiolite, northern New Zealand: SW Pacific tectonic implications, *Journal of Geological Society, London*, 162, 225-241.
- Whattam, S. A., J. Malpas, J. R. Ali, et I. E. Smith (2008), New SW Pacific tectonic model: Cyclical intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-Pacific margin in the Cenozoic, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- White, R. S., D. McKenzie, et R. K. Onions (1992), OCEANIC CRUSTAL THICKNESS FROM SEISMIC MEASUREMENTS AND RARE-EARTH ELEMENT INVERSIONS, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B13), 19683-19715.
- Willcox, J. B., P. Symonds, K. Hinz, et D. Bennett (1980), Lord How Rise, Tasman Sea - Preliminary geophysical results and petroleum prospects, *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 5, 225-236.
- Willcox, J. B., P. A. Symonds, D. Bennett, et K. Hinz (1981), Lord Howe Rise area, offshore Australia; preliminary results of a co-operative Federal Republic of Germany/ Australia geophysical survey, *Report Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics*.
- Woodward, D., et T. M. Hunt (1971), Crustal structure across the Tasman Sea, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 14, 39-45.
- Yokoyama, K., R. N. Brothers, et P. Black (1986), Regional facies in the high-pressure metamorphic belt of New Caledonia, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 184, 407-423.
- Zhu, H., et P. Symonds (1994), Seismic interpretation, gravity modelling and petroleum potential of the southern Lord Howe Rise Region, paper presented at New Zealand Petroleum Conference Proceedings.

