Université Bordeaux Montaigne

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

THÈSE DE DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE

Evolution tectono-sédimentaire d'une marge obductée : l'exemple de la Nouvelle-Calédonie et de son domaine offshore (Sud-Ouest Pacifique)

Soutenance prévue le 5 Juillet 2019 par

Aurélien BORDENAVE

Membres du Jury

Dr. **Julien COLLOT**	Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie	Co-directeur de thèse
Dr. **Samuel ETIENNE**	Agence de Développement Economique de Nouvelle-Calédonie - Technopole	Co-directeur de thèse
Dr. **Carine GRELAUD**	Ecole Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement Durable	Co-directrice de thèse
Pr. **Yves LAGABRIELLE**	Géoscience Rennes Université de Rennes 1	Examinateur
Pr. **Sylvie LEROY**	Institut des Sciences de la Terre de Paris Sorbonne Université	Rapporteuse
Dr. **Nick MORTIMER**	GNS Science – New Zealand	Examinateur
Dr. **Martin PATRIAT**	Institut Français de recherche pour l'Exploitation de la Mer	Invité
Pr. **Philippe RAZIN**	Ecole Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement Durable	Directeur de thèse
Dr. **Cecile ROBIN**	Géoscience Rennes Université de Rennes 1	Rapporteuse
Dr. **Jean-Loup RUBINO**	Total SA	Invité

Sortie de secours

Je me suis égaré dans cette savane
Où l'herbe de Dieu à pris la place des lianes
Où tous les Tarzan fument des wouanes
Vois, même les anges planent

Je me suis mis à nager dans cette rivière
Où l'eau douce à la couleur de la bière
Où flottent les vagues à la Johnny Walker
Écoute le mineur trinque pour un verre

Je me suis perdu dans cette forêt
Où l'air sent la came fumée
Où les petites femmes sont déjà fanées
Sens, l'oisillon traîne au lieu de s'envoler

Toi qui n'as pas encore pénétré dans ma jungle
Ouvre bien les yeux

Le pleurnicheur, 2005, Paul Wamo

« En essayant continuellement on finit par réussir.
Donc : plus ça rate, plus on a de chance que ça marche. »

Les Shadoks
Jacques Rouxel

A ceux que je n'ai pas pu dire au revoir,

A mon père que je n'ai pas pu accompagner
lors des moments difficiles,

Au grand courage de ma mère face à la maladie et partie trop tôt,

A mon frère que j'admire depuis mon enfance et Régina pour son soutien

J

Remerciements

Lorsque l'on rédige une thèse, beaucoup de personnes vous demandent comment peut-on réaliser un si gros mémoire sans devenir fou à lier. Souvent, la première réponse qui vient est « Ce n'est pas très difficile au final. Lorsque tu passes 4 années de ta vie à penser, parler, manger et vivre avec ta thèse, tes cailloux, tes subductions / obductions, tes hypothèses les plus farfelues ; 24h/24 ; 7j/7 ; forcément tu trouves à redire». Là où c'est plus difficile, c'est lorsque l'on prend du recul sur sa thèse et que vient la fin de cette belle aventure. Je dis toujours qu'une thèse, c'est comme un enfant. On se soucie d'elle en permanence, c'est toujours elle la plus belle et la plus brillante, vous n'appréciez pas trop les remarques sur elle, et vous vous faites toujours du souci lorsque vous en êtes un peu trop éloigné. Peut-être que cette analogie est trompeuse venant de quelqu'un de célibataire et sans enfant, mais elle montre mon attachement inconditionnel à cette aventure qu'est la thèse et ma grande passion qu'est la géologie. Mais les bonnes choses ont souvent une fin. On a toujours un peu mal au cœur de voir quelqu'un partir, de la voir s'émanciper et la laisser vaguer à ce qu'elle va devenir : Une jolie histoire humaine et scientifique que certains approcheront, aimeront, maltraiteront et fustigeront. Mais au final, cette belle aventure n'aurait jamais pu se faire sans la rencontre de grands personnages et c'est par ces quelques lignes que je voudrais les remercier.

Avant tout, je tiens à remercier les membres du jury de s'être déplacé et d'avoir relus mon manuscrit de thèse. Cette tache peut s'avérer difficile lorsque l'on ne connait pas la région et toute la complexité qu'est cette petite ile du Sud-Ouest Pacifique. Vos conseils, remarques et discussions ont contribué à faire grandir ce travail. Je tiens donc à remercier chaleureusement mes rapporteurs **Sylvie Leroy** et **Cécile Robin** ainsi que mes examinateurs **Yves Lagabrielle**, **Jean-Loup Rubino** et **Nick Mortimer**. J'associe à ces remerciements les équipes de Total Singapour et plus particulièrement **Yannick Kerdraon** d'avoir cru en ce projet et de l'avoir financé dans sa totalité.

Maintenant arrive les remerciements plus personnels. Je me revois encore, il y a 7 ans de ça, passer pour la première fois les portes de l'EGID et me dire encore « tu as trois années à tenir et c'est bon, tu pourras devenir officier sapeurs-pompiers ». Et patatra ! Comme beaucoup d'étudiant, j'ai croisé le chemin et fait la connaissance de **Philippe RAZIN**. C'est à partir de ce moment-là que le métier de pompier était révolu et que je voulais être géologue et faire ma thèse à tes côtés. Je me revois sur le haut de cette colline au milieu de Serraduy del Pou, te regardant nous expliquer la succession des différentes formations le long du Rio Isábena. Et là un flash ! Je me dis : « c'est ça que je veux faire de ma vie !!! Je veux être comme lui !!! ». Cette rencontre s'est forgée tout au long de mes études et je suis heureux d'avoir pu continuer en thèse avec toi. Merci beaucoup de m'avoir transmis ta passion de la géologie. Dans la culture Kanak, les patriarches sont la clef de voute de la société et guident les jeunes. Je crois que ceci s'est fait tout naturellement lors du déroulement de la thèse. J'espère avoir la chance de transmettre comme toi l'amour des pierres tout en essayant de devenir aussi pédagogue que toi. Merci pour les moments passés en ta compagnie et pour ton aide sur le terrain calédonien. Promis on y repartira un jour, en vacance cette fois-ci. Je tiens aussi à remercier **Carine Grélaud** qui a su m'apprendre (et ce n'était pas gagné) l'organisation dans mon travail, la patience et la persévérance. Je crois que ma capacité à accepter de très lourdes charges de travail vient essentiellement de toi et des centaines d'heures passées dans la salle de sismique !

Mais qu'aurait été cette thèse sans l'ensemble de la famille calédonienne. Quelle chance pour moi d'être venu sur ce petit bout de cailloux dans les fins fonds du Pacifique. Moi le petit béarnais ancré jusqu'aux os dans son pays natal, venir à l'autre bout du monde, avec que de la plage et des cailloux friables!! Je pense que cette aventure ne se serait pas passée de la même manière si vous n'aviez pas été là. Je tiens vraiment à remercier **Samuel Etienne** et **Julien Collot**. Samuel, merci de m'avoir appris que dans le détail, pouvant paraitre souvent fastidieux et pas très utile à mes yeux, se cache énormément d'informations et est un atout fondamental dans la recherche. Merci beaucoup pour ta patience et tes conseils avisés. Julien, merci beaucoup pour ton aide durant cette thèse Tu as su m'apprendre l'importance de la valorisation de nos recherches. Même si je rechigne toujours à écrire mes articles. Mais promis ça viendra !!! Merci aussi pour ta patience lors de nos discussions, pouvant être musclé par moment. Et enfin merci énormément de m'avoir fait confiance pour partir en mer avec vous. Tu m'as donné le virus des campagnes à la mer et il me tarde la prochaine mission sur l'Atalante ou autres navires. Plus que des encadrants, vous êtes des amis proches et j'espère pouvoir travailler avec vous encore longtemps. Je voudrais également remercier **Martin Patriat**, pour son aide, ses conseils sur la manière d'appréhender la thèse et ainsi que nos discussions sur la géodynamique (discussions toujours pas terminées).

A cela s'ajoute l'ensemble des personnes du **Service de la Géologie de la Nouvelle-Calédonie** et plus généralement des personnes de la **DIMENC**. Je tiens donc à remercier **Stéphane** et **Brice** pour avoir répondu à

mes sempiternelles questions sur le Poya, **Julie** pour son soutien de tous les jours et nos longues journées voir nuits au bureau, **Mimi** pour mes problèmes de carto et de m'avoir supporté à chaque fois que je faisais ma pause dans son bureau**, Mathieu** pour son aide à chaque fois que j'avais un pépin au labo, **Elsa**, le premier visage bordelais connue et rassurant, toujours prête à vous tendre l'oreille et enfin **Nico** et **Justin** donnant toujours de bon conseil pour acheter des bitcoin ;). A cela s'ajoute la **« mère Noël » Nathalie**, jamais avare d'histoire du caillou !! Merci beaucoup pour les différents repas et topettes à Bouloup. Merci aussi à **Bernard Robineau**, chef de service, pour sa gentillesse, sa bienveillance et ses anecdotes. Enfin, comment ne pas remercier le patriarche de cette merveilleuse bande. Je le revois encore, le visage frappé par le vent de la mer ou de la vallée, le sourire aux lèvres ancré dans un barbe blanche désordonnée, me montrant à chaque fois les merveilles géologiques que renferme ce pays. Merci beaucoup **Pierre** pour ton aide durant ma thèse, merci de m'avoir donné tes petits secrets, bonnes adresses (pas sur pour El Kantara…), coins à explorer. Même si en grandissant nos modèles géologiques diffèrent, je garderai toujours autant de respect pour l'énorme travail que tu as accompli. Enfin, je n'oublie pas l'ensemble des équipes de l'ADECAL Techonople, pièces maitresses au bon déroulement de cette thèse. Merci beaucoup à **Adrien Rivaton**, **Caroline Paidjo**, **Pablo Chanvance**, ainsi que l'équipe administrative avec **Cécile**, **Valentine**, **Irenla** et **Catherine.**

Bien sûr, la Calédonie ne s'attarde pas au service géologique. Vivre si loin de votre famille vous oblige à en construire une nouvelle, celle des amis proches de Calédo. Ainsi, je voudrais remercier **Caro Xavi, Peyo ou Bierrot** (ça dépend de l'heure), **Maud, Nico, Eve, Flo, Mel, Romain, Camille, Tiphaine, Yoyo, Linh, Josie, la Fafa**. Nous sommes une grande famille et merci à tous pour votre soutien lors de certains moments difficiles. Je n'oublierai jamais les weekends passés sur les ilots, les sempiternelles discussions sur les confits de canard et autres mets raffinés du sud-ouest, les retours de la Bodeg à piquer le taxi des autres, les sorties déguisées en princesses… Aussi, je voudrais remercier d'autres membres de la famille, les premiers colocs **Juju, Mathieu, Dany**, et les derniers colocs **Claudia** (toujours faire attention aux pièges à loups !), **Mathieu, Seb, Maxou, Ludo, Mathias,** et **Mathilde.**

Mes remerciements se tournent maintenant vers la partie Française. Tout d'abord, je tiens à remercier l'ensemble des collègues de l'ENSEGID **Thibault, Mehdi, Raphael**, **Alain, Sophie, Olivier, Marian, Michel, François, Alexandre, Grégory, Elicia, Anélia, Tamara, Myriam, Félix, Serge, Léa**, **Adrian, Corinne, Cristina, Ryma, Florian, Morgan, Alicia et Christine**. Aussi, qu'aurais été mon retour en France sans mes amis de toujours, ces **« Amis Pour La Vie »**. Je veux bien sur parler de **Amandine, Benjamin, Audrey, Guigui, Charlotte, Emilie, Lilian, Sandy, Paul, Droupi, Laurence, Marcel, Emilie, Julie, Doud, Lolo, Manon, Isa, Julien, Chossis et Pitxun** Une amitié se mesure réellement lorsque vous vous retrouvez après une longue période et aucune impression que le temps est passé. Merci encore d'avoir été là, merci pour ces agréables moments passés ensemble lors de mes retours successifs ainsi que votre aide et soutien durant les moments difficiles. Vous êtes des amis en or.

Et maintenant les remerciements vont être beaucoup plus personnels : Qui aurait parié durant cette thèse que des amitiés très forte se construiraient ? Entre thésard, on se comprend toujours, que l'on passe par des moments de déprimes, de folies, de productions rapides suivis de lentes désuétudes sans avancées. Et c'est dans ces moments-là que l'on voit les réels amis. Ainsi, je voudrais tout d'abord remercier ma petite **Marion**, collègue de bureau calédonienne qui a su me faire rire et m'aider à lâcher prise lors de certains moments difficile comme des papiers ou des abstracts. Je garderai toujours en souvenirs nos débuts dans les algécos miteux, la danse du poulpe, la chanson de « la ferme », notre grande expertise des tutos (on apprend en s'amusant) sans compter notre fresque inabouti et nos délires que peu de gens comprenait. J'espère qu'un jour nous pourrons travailler de nouveau à côtés et continuer à apprendre l'un de l'autre. Tu es une chouette fille !! Et j'en profite pour associer la **fafa** qui a toujours été là pour nous deux. Merci à elle aussi !! La seconde personne, devenu un ami très cher, s'appelle **Nicolas Saspiturry**. Comme il le dit si bien, « Quoi de mieux qu'un Béarnais pour partager son Bureau ». Dans notre bureau, on avait toujours l'impression d'être à la maison, à voir le Bassin de Mauléon accroché au mur ou trouver une bouteille de jaune au fonds de nos tiroirs. Quels moments incroyable passés dans le bureau, nos discussions sans fins sur notre passion. Puis des moments plus cocasses à faire la licorne au milieu des quais ou des moments plus compliqués pour moi le long de certains affleurements d'Espagne. Merci beaucoup pour ton aide. Je pense que tu connaissais aussi bien ma thèse que moi. Il me tarde de travailler de nouveau à tes côtés !! Pourquoi pas dans certaines classes de l'ENSEGID ?

Je tiens aussi à remercier spécialement les deux sœurs de la coloc bordelaise, **Vicky bitch** et **Alice bitch**. Mon retour à la vie bordelaise n'aurait pas été pareil sans vous à mes côtés. Je me souviendrai des (très, très) nombreux moments passés chez Thérèse, des parties de trompettes ou badminton au-dessus de la tête lors de la préparation de ma soutenance de thèse. Merci beaucoup pour votre soutien, vous êtes comme des sœurs ;)

Enfin la famille. Quel moment fort cette thèse aura été pour nous, que ce soit dans la joie ou la douleur. Je revois encore les premières larmes observées, celle de mon **père** un soir de février 2015 sur les bords d'une plage mexicaine ne sachant pas me dire la tristesse qu'il avait de voir partir son fils vers d'autres horizons. Qui aurait cru le petit béarnais que je suis, jouant à St Médard auprès de toi partir au milieu du pays Kanak. Mais je nous revois encore avec **Romain**, après la soutenance de thèse, nous enlacer sous l'émotion, fiers et apaisés d'avoir terminé ce beau projet. Merci énormément pour ton soutien et ta compréhension dans l'ensemble de mes choix de vie personnels et professionnels. Aussi, je revois les sourires et larmes de **mon frère** lorsque nous nous quittions à chaque fois dans un aéroport que ce soit à Mexico, Bordeaux, Pau ou Nouméa. Se séparer a toujours été un déchirement, mais c'est un peu ça qui a forgé notre caractère et le lien si fort qu'il existe entre nous deux et c'est par ces quelques mots que je voudrais te remercier ainsi que **Régina** pour votre soutiens durant toute cette aventure. La personne que tu es sera toujours pour moi un exemple à suivre. Je voudrais aussi remercier **Alain**. Comme nous avons pu te le dire à certaines occasions, tu es comme un second père et je suis heureux que tu sois resté au côté de maman jusqu'à la fin. Plus largement, je voudrais aussi remercier l'ensemble de la famille **oncles**, **tantes, cousins**, et **cousines**. Je me souviendrai toujours des paroles de mon oncle me disant « on ne comprend pas trop ce que tu fais… Mais ce que l'on comprend, c'est que ça a l'air très important et que tes professeurs sont fiers de toi. Donc, nous ta famille, on est fiers de toi ». Je crois que ces paroles sont celles qui m'ont le plus touché. Enfin, malgré tout ce qui a pu se passer durant ces dernières années, je n'oublie pas **Maider** ainsi que l'ensemble de **sa famille** pour m'avoir soutenue dans tous mes projets et les moments les plus difficiles. Je n'aurai jamais fait tout ça sans votre soutien.

Je ne pense pas que je trouverais les mots pour décrire tous les sentiments que j'ai envers cette personnes même si je ne lui ai jamais trop dis. Toute cette histoire nous a rapprochés et rendus plus fort que je ne l'imaginais. Je me souviendrais toujours de ses yeux, humidifiés par la fierté de voir mon mémoire thèse ou de voir ma soutenance de thèse au travers d'un écran. Comme l'a si bien dit Philippe, l'ensemble de mon caractère, la persévérance, la générosité, l'envie de bien faire m'ont été apprises par toi. Je suis heureux d'avoir pu te montrer tout ce travail et réussi à te donner le sourire dans ces moments extrêmement difficiles pour nous tous. J'espère que maintenant, de là où tu nous regarde, tu auras toujours cette fierté et joie de nous voir nous épanouir Romain Régina et moi. Au travers de ces quelques lignes je te dédie l'ensemble de ce mémoire.

Voilà une page de vie qui se tourne. L'enfant est né, et toute sa genèse aura été marquée par des moments de joie, d'aventure, et de mélancolie. On aura vu des professeurs, des hommes et des femmes aux grands cœurs devenir des amis très proches. On ne peut pas rester Peter Pan et vivre dans le pays imaginaire toute sa vie, mais je suis sûr que, après toutes ces années, ces rencontres, ces amitiés et moment forts, je ne me perdrai pas. Mais je n'oublierai pas non plus les chemins du pays imaginaires, au détour d'une turbidites, d'une ophiolite, d'un bateau amarré au port prêt à partir ou d'un cagou.

Oleti à tous

PS : Si j'en ai oublié désolé, mais merci beaucoup ☺

Résumé de thèse

La marge active Est-Gondwanienne s'est développée dans un contexte de subduction de type andine entre le Permien et le Crétacé inférieur. Suite à une période de rifting au Crétacé supérieur, qui précède l'océanisation de la Mer de Tasman, le continent Zealandia se détache du Gondwana. A l'Eocène, un événement tectonique majeur affecte la région et entraine l'obduction de matériel mantellique sur la marge nord-orientale de ce continent, qui affleure aujourd'hui en Nouvelle-Calédonie (NC). L'évolution tectonique de cette période est accessible au travers des bassins sédimentaires ouest-calédoniens.

L'analyse de ces enregistrements est réalisée avec une approche Terre – Mer. Un premier volet à terre s'est attaché à décrire la carotte du forage CADART-1 qui échantillonne sur 1930 m les séries crétacées à éocènes et une sélection d'affleurements clefs. Une approche sédimentologique a été favorisée afin de porter l'accent sur l'étude des faciès, des géométries et des architectures de ces séries. Ces résultats permettent la distinction d'une nouvelle unité tectonique, de deux nouvelles formations et proposent un nouveau découpage lithostratigraphique. Un deuxième volet s'est focalisé sur les enregistrements sédimentaires du Bassin de Nouvelle-Calédonie en s'appuyant sur la nouvelle carotte du forage IODP 371 et sur le nouveau jeu de données sismiques de la campagne TECTA. Une analyse strati-sismique permet la définition de 5 unités sismiques, dont une partie est calée stratigraphiquement avec le forage U1507. Enfin un troisième volet s'attache à comparer les observations marines et terrestres afin de dégager une interprétation tectono-sédimentaire cohérente de cette marge obductée.

Une première phase de rifting, s'initiant au Cénomanien, structure la Ride de Norfolk et est le lieu d'une sédimentation syn-extensive fluvio-deltaïque (Groupe de Dumbéa) qui passent latéralement à des dépôts turbiditiques gréseux (formations de Gouaro et de Koné), alimentés par l'érosion de la ride. A partir du Campanien moyen, une phase de subsidence thermique post-rift est enregistrée régionalement par des sédiments profonds homogènes (Groupe de la Boghen).

A l'Yprésien, une phase de convergence réorganise la marge Est de la Ride de Norfolk en plusieurs domaines paléogéographiques (l'Autochtone, le Bassin de Bourail (BB), le domaine des Montagnes Blanches (MB) et le domaine de Poya). Cette phase est enregistrée par le développement d'un système carbonaté gravitaire (Groupe de Möörö). Vient ensuite une phase d'uplift lutétienne qui se traduit par une érosion de l'Autochtone alimentant les dépôts gravitaires gréso-carbonaté du BB (Flysch inférieur de Bourail) et des MB (Calciturbidites roses). La subsidence bartonienne qui suit est enregistrée par le développement de plateformes carbonatées sur l'Autochtone (Calcaire de Uitoé) qui passent latéralement à des dépôts gravitaires carbonatés dans le BB (Flysch Moyen de Bourail). Enfin, l'Eocène terminal est marqué par l'individualisation des nappes de Poya et MB et l'effondrement de l'autochtone enregistrés par les dépôts silicoclastiques grossiers des Grès Rouges de Uitoé et les dépôts volcanoclastiques et bréchiques du Flysch Supérieur de Bourail. Dans le domaine offshore, l'ensemble de cette période est caractérisé par une absence de déformation syn-sédimentaire, avec la présence de dépôts pélagiques carbonatés.

La mise en place des unités allochtones et de l'ophiolite sur la Ride de Norfolk se réalise entre l'Eocène sommital et l'Oligocène inférieur. Cette phase, sans enregistrement sédimentaire dans le domaine onshore est marquée en mer par une subsidence différentielle rapide au droit de la NC qui sera accentuée par le jeu de failles normales liées au réajustement isostatique post-obduction de la Grande Terre (Collot et al. 2008 ; Collot et al. 2017).

Cette étude sur les séries calédoniennes apporte des informations sur la sédimentation lors de la mise en place d'un complexe ophiolitique sur une marge passive. Il semblerait que ces évènements tectoniques ne soient pas enregistrés dans les bassins sédimentaires mais la période de convergence ante-obduction impacterait la physiographie des bassins adjacents.

Mots clés : Zealandia ; Nouvelle-Calédonie ; Crétacé supérieur ; Paléogène ; turbidites ; obduction ;

Abstract

From the Permian to Early Cretaceous the eastern Gondwana margin was developed in an Andean subduction context. Late Cretaceous widespread regional rifting affected this region and preceded Cretaceous to Eocene seafloor spreading of the Tasman Sea, leading to the isolation of the Zealandia continent. During the Eocene, a major tectonic event affected the entire region and lead to the obduction of mantellic material on the northeastern margin of Zealandia, which presently outcrops in New-Caledonia.This tectonic evolution is recorded by the sedimentary deposits that are still preserved in New Caledonian onshore and offshore domains.

This thesis focuses on these Upper Cretaceous to Paleogene sedimentary records, integrating the outcrops from Grande Terre and seismic data from the offshore region. It consists of a detailed sedimentological description of an extensively cored 1.9 km-long onshore petroleum well (CADART-1) which sampled an Upper Cretaceous to Upper Eocene series as well as sedimentological and structural observations on key outcrops of the western coast of Grande Terre. A classical sedimentological approach has been performed to determine the evolution of sedimentary environments and the impact of syn-sedimentary deformation. This lead to the identification of a new structural unit and two new formations. From this data a synthesis of the main structural and stratigraphic units of Grande Terre and a reconstruction of the main paleogeographic domains, now cropping out as thrust-nappes, can be proposed. Following this, this thesis focuses on newly acquired data in the New Caledonian Basin, including new multichannel seismic data acquired during the TECTA cruise, conducted in 2015 onboard RV L'Atalante, as well as new drilling data collected in 2017 during IODP Expedition 371. The combination of these new data with the regional publicly available *Tasman Frontier* seismic database allowed a detailed seismic stratigraphic study, which defines five seismic units calibrated stratigraphically with U1507 well data and distinguishes two phases of basin formation.

On this basis, we attempted to reconstruct a coherent interpretation of this obducted margin history, integrating both onshore and offshore observations, which can be resumed into four main phases. A rifting period begin during the Cenomanian and resulted in a graben and half graben structuring which was followed by the Norfolk Ridge eastern margin structuring with a deepening to the east. This period is recorded by deltaic deposits on the Norfolk Ridge, which laterally evolves into deep marine turbidite sandstone in the eastern domain. The sources of these series are from the sedimentary basement preserved on the Norfolk Ridge (NR). Between the middle Campanian to early Eocene, seismic unit sag geometries and hemipelagic sedimentation preserved onshore show an important and regional drowning. This is attributed to thermal subsidence linked to the post-rift phase.

The Eocene records a major tectonic shift to compression. This convergence phase is linked to the South-Loyalty subduction initiation at the eastern part of the Norfolk Ridge margin, which, meanwhile, is affected by an important reorganization. The latter distinguished paleogeographic domains which correspond to the Bourail Unit thrusted by the Montagnes Blanches Unit, Poya Unit and the Peridotite Nappe. This early Eocene reorganization is followed by a middle Lutetian uplift and a Bartonian / Priabonian subsidence. Uplift is recorded by the siliciclastic turbiditic system of the Lower Bourail Flysch in the Bourail Basin (BB) and the Pink Calciturbidite formation in the Montagnes Blanches domain (MB). Subsidence is identified by the onset of a calcareous sedimentary system with a carbonate platform on the NR and a calcareous turbiditic system in the BB. Then, the late Eocene period saw the inception of the MB and Poya units, recorded by slope failure, breccia facies and turbiditic deposits. Onset of the Bourail unit evolved during the latest Eocene just before an important drowning of the Norfolk Ridge, recorded by chaotic siliciclastic deposits (the Uitoe sandstone and conglomerate). In the offshore domain, this convergence period is poorly preserved in sedimentary basins.

The onset of sedimentary nappes and the ophilitic complex onto the Norfolk Ridge occurred between the uppermost Eocene to lower Oligocene. This period is not recorded by an onshore sedimentary series. However, in the offshore domain a first slope / basin deposits differentiation is observed, attached respectively to the western Norfolk Ridge flank and axial zone of the future New Caledonia Trough, which took place in the middle Oligocene.

This study on the NC sedimentary series presents new data of the onset of an ophiolitic complex onto a passive margin. This tectonic event would be not recorded by a sedimentary series and would just rapidly influence the physiography of adjacent sedimentary basins. Furthermore, this data presents new evidence of the NC petroleum system in terms of source rocks (deltaic and pelagic Cretaceous facies), a reservoir (calcareous and turbiditic deposits) and a seal (post-obduction deposits).

Keywords: Zealandia, New Caledonia, Upper Cretaceous, Paleogene, turbidite, obduction

Introduction générale

Contexte scientifique et objectif principal

Le continent Zealandia localisé actuellement le long de la bordure Est de la plaque Australienne, se détache de la marge Est-Gondwanienne au Crétacé supérieur lors de l'ouverture de la Mer de Tasman. A l'Eocène, un évènement tectonique compressif affecte la partie occidentale de Zealandia, depuis la Nouvelle-Zélande jusqu'à la Nouvelle-Calédonie (NC), entraînant localement l'obduction de matériel mantellique à l'extrémité nord-orientale du continent et dont les reliques, les Massifs de Péridotites, sont aujourd'hui visibles en NC. Cette histoire géodynamique complexe est enregistrée dans les bassins sédimentaires calédoniens, encore préservés dans les domaines onshore et offshore de la NC. A terre, ces bassins affleurent principalement sur la côte Ouest de la Grande Terre, principale île de l'archipel. En mer, leur continuité serait située au droit de la Grande Terre dans l'actuel Fossé de Nouvelle-Calédonie qui atteint 3500 m de profondeur d'eau. Dans la littérature, ces domaines sont parfois traités séparément aboutissant à des modèles tectono-sédimentaires et géodynamiques régionaux différents voir antagonistes.

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit relate des observations et interprétations nouvelles à terre et en mer avec une approche multi-échelles allant de la lame mince jusqu'au bassin. Elle intègre des descriptions sédimentologiques de détail (processus de dépôts, architecture des dépôts..), des analyses pétrographiques et biostratigraphiques jusqu'à une analyse strati-simique du bassin afin de comprendre l'enregistrement sédimentaire des grandes phases géodynamiques dans les différents domaines calédoniens.

Le déroulement de cette étude est réalisé en trois volets. Le premier volet concerne l'analyse détaillée du forage onshore CADART-1 qui, couplée avec des affleurements le long de la rivière Néra, offre une coupe de référence de l'ensemble des séries crétacées à éocènes de NC. Le second volet concerne des relevés de terrain afin d'étendre les observations sur l'ensemble de côte Ouest de la Grande Terre. Enfin, Le troisième volet comprend l'étude du domaine offshore de la NC, raccordé à la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie. Ces analyses ont été réalisées à la fois sur les données existantes et à partir de nouvelles données des campagnes d'acquisition sismique TECTA et de forage IODP 371, auxquels j'ai participé.

Cette approche holistique et multi-échelle a pour objectif principal d'améliorer les connaissances de l'histoire tectonique et sédimentaire de la NC à partir des enregistrements sédimentaires préservés dans les bassins calédoniens. Dans un second temps, ceci permettra d'en déduire les liens possibles avec l'histoire géodynamique régionale. Sur le plan fondamental, cette étude apportera des nouveaux éléments permettant de mieux comprendre les mécanismes de l'obduction. D'un point de vue appliqué, ce travail permettra également d'apporter des informations essentielles sur les potentielles roches mères, réservoirs et couverture du système pétrolier du Bassin de Nouvelle-Calédonie.

Problématiques de thèse

Afin de répondre à cet objectif, cette étude est organisée selon 4 problématiques. Les principales questions soulevées sont :

- ***Quelles sont les caractéristiques sédimentologiques, minéralogiques et stratigraphiques des séries sédimentaires crétacées à éocènes présentes en Nouvelle-Calédonie ?***

L'analyse sédimentologique de détail, couplée avec une étude minéralogique et stratigraphique des séries sédimentaires permettra de définir les environnements de dépôts et les sources sédimentaires de chacune des formations. Est-ce que cette caractérisation aidera à comprendre les relations latérales et les successions verticales de chacune des séries sédimentaires ? Existe-il plusieurs sources

sédimentaires ? Est-il possible de déterminer des domaines paléogéographiques clairs de l'ancienne marge nord-orientale du continent Zealandia ?

- ***Dans quels contextes tectoniques et paléogéographiques ces séries sédimentaires se sont-elles déposées ? Quels évènements tectoniques et changements paléogéographiques enregistrent-elles ?***

L'étude de la succession des environnements de dépôts permet dans un second temps d'identifier des variations dans la paléogéographie de l'ancienne marge. Est-ce que ces changements sont liés à des évènements tectoniques ? Si oui, quels types de mouvements verticaux sont enregistrés par les séries sédimentaires ? Quel est l'impact de ces évènements sur la sédimentation ?

- ***Quelles sont les caractéristiques des unités sismiques préservées dans le Fossé de Nouvelle-Calédonie ? Est-ce que ces unités enregistrent des mouvements verticaux ?***

L'analyse des faciès sismiques suivi de la définition d'unités sismiques dans le domaine offshore permettra d'identifier l'enregistrement d'évènements tectoniques dans la sédimentation. Plusieurs questions peuvent donc être soulevées : Est-il possible d'interpréter des environnements de dépôts au travers des faciès sismiques ? Est-ce que les unités sismiques enregistrent la mise en place d'évènements tectoniques ? Ou scellent-elles ces évènements ? Dans quelle partie du domaine offshore ces mouvements verticaux s'initient ? Comment ces unités sismiques traduisent l'évolution physiographique du Fossé de Nouvelle-Calédonie ?

- ***Est-il possible d'établir un lien entre les séries analysées à terre et en mer ?***

L'objectif de ce travail de thèse est de réalisé un lien entre les observations onshore et offshore. Plusieurs points peuvent être soulevés. Tout d'abord, est-il possible de lier les observations onshore-offshore et sur quelles bases ces liens sont réalisés (stratigraphie ?, enregistrement de même évènement tectonique ?). Si ce lien est réalisable existe-il une différence entre les séries sédimentaires présentes à terre et en mer ? Enregistrent-elles de la même manière les grands évènements tectoniques ? Enfin, est-ce que la mise en relation de ces données permet de proposer un modèle tectono-sédimentaire cohérent ?

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit de thèse a donc été organisé sous la forme de 5 chapitres, divisés en plusieurs sections.

Le premier chapitre est une synthèse bibliographique organisée en 4 sections se focalisant respectivement sur (1) le contexte géologique et géodynamique régional, plus particulièrement l'évolution du continent Zealandia ; (2) l'évolution géologique de la Nouvelle-Calédonie ; (3) les unités sédimentaires d'âge Crétacé supérieur à Eocène terminal de la Grande Terre ; et (4) le domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie.

Le second chapitre, divisé en 4 sections, présente les données et méthodes utilisées dans ce travail. Ceci correspond aux (1) données du forage onshore CADART-1 ; aux (2) données et méthodes utilisées pour les investigations de terrain ; à (3) l'ensemble des données et analyses biostratigraphiques et pétrographiques ; et aux (4) données présentes dans le domaine offshore (sismique réflexion, bathymétries, forage profonds…).

Les troisième et quatrième chapitres de ce mémoire présentent les résultats et les interprétations obtenus respectivement sur les domaines onshore (Chapitre III) et offshore (Chapitre IV) de la NC :

- L'analyse tectono-sédimentaire du domaine onshore ont été organisée selon 6 sections. Après une définition de des unités tectoniques comprenant des séries crétacées / éocènes sur le domaine onshore, il a été décidé de présenter le découpage lithostratigraphique dans chacune

de ces unités. La dernière section de ce chapitre est consacrée à une interprétation préliminaire quant aux sources alimentant les bassins sédimentaires et une première interprétation tectono-sédimentaire consacrée au domaine onshore.

- L'analyse tectono-sédimentaire du domaine offshore a été organisé selon 3 sections distinctes. La première section de ce chapitre concerne la mise en valeur des données du puits U1507 réalisée durant la campagne IODP 371. Ce dernier permet un nouveau calage stratigraphique des unités sismiques du domaine offshore. La seconde section concerne la présentation du découpage strati-sismique réalisé dans la zone d'étude. Enfin, la dernière section de ce chapitre propose une première évolution tectono-sédimentaire du domaine offshore.

Le cinquième chapitre de cette thèse discute les observations réalisées dans les deux domaines d'étude et propose une évolution tectono-sédimentaire du domaine nord-oriental du continent Zealandia en lien avec la géologie de la NC. La seconde section de ce chapitre tente de proposer un nouveau modèle géodynamique pour le domaine nord-oriental du continent Zealandia entre le Crétacé supérieur et le Miocène.

Cadre de l'étude

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'une collaboration scientifique entre l'Agence de Développement Economique de la Nouvelle Calédonie (ADECAL Technopole) et la compagnie TOTAL qui vise à améliorer les connaissances sur les bassins sédimentaires de la Nouvelle-Calédonie afin d'en évaluer leur potentiel pétrolier. Ce travail a été réalisé au sein du Service de la Géologie de la Nouvelle-Calédonie (SGNC) et à l'Ecole Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement durable (ENSEGID) au sein de l'équipe d'accueil Géoressources et Environnement (EA4592) de l'Université Bordeaux Montaigne. Ces travaux de recherche ont été réalisés sous la direction de Philippe RAZIN (ENSEGID), et la co-direction de Samuel ETIENNE (ADECAL Technopole), Julien COLLOT (SGNC), et Carine GRELAUD (ENSEGID).

Sommaire général

Chapitre I. _____ **1**

Cadre géodynamique et géologique de la Nouvelle-Calédonie et du domaine nord-oriental du continent Zealandia _____ ***1***

I-I Contexte régional : le Sud-Ouest Pacifique _____ 4
I-II Géologie de la Nouvelle-Calédonie _____ 12
I-III Les unités stratigraphiques crétacées à paléogènes de Nouvelle-Calédonie : modèles tectono-stratigraphiques existants _____ 25
I-IV Les dépôts crétacés supérieur à paléogènes dans le domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie 39
Références bibliographiques _____ 54

Chapitre II. _____ **65**

Données et méthodes _____ ***65***

II-I Le forage CADART-1 _____ 68
II-II Données disponibles sur le forage CADART-1 _____ 71
II-III Données d'affleurement _____ 75
II-IV Données et analyses biostratigraphiques et pétrographiques _____ 82
II-V Données pétrographiques _____ 84
II-VI Données du domaine offshore de la NC _____ 86
Références bibliographiques _____ 92

Chapitre III. _____ **97**

Analyse tectonique, stratigraphique, et sédimentologique des unités du Crétacé supérieur à Paléogène du domaine onshore de Nouvelle-Calédonie _____ ***97***

III-I Les principales unités structurales impliquant les séries sédimentaires crétacée – éocène de Nouvelle-Calédonie _____ 100
III-II Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'Autochtone _____ 106
III-III Découpage litho-stratigraphique de l'unité tectonique de Bourail _____ 123
III-IV Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'unité tectonique des Montagnes Blanches _____ 152
III-V Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'unité tectonique de Poya _____ 156
III-VI Début de synthèse sur l'interprétation des données onshores _____ 162
Références bibliographiques _____ 176

Chapitre IV. _____ **181**

Analyse strati-sismique du domaine septentrional du Fossé de Nouvelle-Calédonie _____ ***181***

IV-I Le forage IODP – U1507 _____ 184
IV-II Définition des unités sismiques de la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie. _____ 196
IV-III Evolution tectono-sédimentaire du Bassin de Nouvelle-Calédonie. _____ 216
IV-IV Conclusions _____ 220
Références bibliographiques _____ 222

Chapitre V. _____ 227

Implications et discussion sur l'évolution tectono-sédimentaire et géodynamique de la région Nord-Orientale du Continent Zealandia_____ 227

V-I Reconstruction tectono-sédimentaire et paléogéographique du domaine Nord-Oriental du continent Zealandia_____ 230

V-II Proposition d'évolution géodynamique du domaine nord-oriental du continent Zealandia entre le Crétacé supérieur et le Miocène_____ 245

Conclusion générale _____ 267

Annexe I - Geodynamics of the southwest pacific: a brief review _____ 284

Annexe II - Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence _____ 285

Annexe III - Principe fondamental de l'analyse hyperspectrale._____ 286

Annexe IV - Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin evolution prior to obduction _____ 288

Annexe V – Etats des connaissances des bassins sédimentaires de la Nouvelle-Calédonie et de sa ZEE entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur _____ 331

Annexe VI – Paleogene sedimentary records onshore New Caledonia (south-west pacific): implications on the timing of the New Caledonian obduction _____ 333

Annexe VII – IODP 371 (Site Chapter U1507) _____ 335

Annexe VIII – Interprétations lignes sismiques _____ 336

Chapitre I.

Cadre géodynamique et géologique de la Nouvelle-Calédonie et du domaine nord-oriental du continent Zealandia

Ce premier chapitre, organisé en quatre sections, consiste en un état des connaissances géologiques et géodynamiques de la Nouvelle-Calédonie et plus largement de la région Sud-Ouest Pacifique. Dans un premier temps, la structure et l'évolution tectonique générale du Sud-Ouest Pacifique sont détaillées, suivies d'une synthèse des modèles géodynamiques de la littérature. Une seconde partie présente succinctement l'histoire et les grandes unités géologiques de la Grande Terre, île principale de la Nouvelle-Calédonie. Dans un troisième temps, les unités stratigraphiques crétacées à paléogènes affleurant sur la Grande Terre et les modèles géodynamiques associés sont présentées. Enfin, les problématiques scientifiques majeures auxquelles ce mémoire tente de répondre sont formulées.

SOMMAIRE DU CHAPITRE

Chapitre I : Cadre géodynamique et géologique de la Nouvelle-Calédonie et du domaine nord-oriental du continent Zealandia

I-I Contexte régional : le Sud-Ouest Pacifique _____ 4
I-I.1 Les provinces structurales du Sud-Ouest Pacifique 4
I-I.2 Evolution tectonique et modèles géodynamiques associés 6

I-II Géologie de la Nouvelle-Calédonie_____ 12
I-II.1 Le socle sédimentaire anté-sénonien : les unités gondwaniennes de la Ride de Norfolk 15
I-II.2 La couverture sédimentaire crétacé supérieur à éocène..... 17
I-II.3 L'ensemble allochtone : le complexe ophiolitique et la Nappe des Montagnes Blanches 19
I-II.4 Le complexe métamorphique Haute Pression / Basse Température (HP/BT). 21
I-II.5 L'obduction : les modèles de Cluzel et al. (2001) et Lagabrielle et al. (2013) 22
I-II.6 De l'Oligocène à l'actuel : la période post-obduction 24

I-III Les unités stratigraphiques crétacées à paléogènes de Nouvelle-Calédonie : modèles tectono-stratigraphiques existants_____ 25
I-III.1 Introduction – rappel historique sur les recherches géologiques de l'intervalle Crétacé – Paléogène de Nouvelle-Calédonie 25
I-III.2 Les unités silicoclastiques syn- à post-rift du Crétacé supérieur au Paléocène 27
I-III.3 Les calcaires profonds paléocènes à éocènes inférieur 30
I-III.4 Les flysch éocènes et formation carbonatées associées..... 32

I-IV Les dépôts crétacés supérieur à paléogènes dans le domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie _____ 39
I-IV.1 Unités sismiques régionales et contraintes stratigraphiques 39
I-IV.2 Le Fossé et le Bassin de Nouvelle-Calédonie – bassin(s) sédimentaire(s) énigmatique(s) 47
I-IV.3 Le Fossé de Nouvelle-Calédonie ou (NCT)..... 52
I-IV.4 Le Bassin Ouest Calédonien 53

Références bibliographiques_____ 54

I-I Contexte régional : le Sud-Ouest Pacifique

De la marge est de l'Australie jusqu'aux fosses du Vanuatu et de Tonga-Kermadec, marquant la limite sud-ouest de la plaque Pacifique, une vaste portion de croûte continentale s'étend entre les longitudes 150°E-190°E et les latitudes 20°S-60°S. Des études récentes décrivent l'existence d'un nouveau continent, nommé Zealandia, au sein de la région Sud-Ouest Pacifique (Mortimer et al. 2008; Mortimer et al. 2017). Zealandia est aujourd'hui immergé à 94%, ne restant à la surface que les iles de Nouvelle-Zélande, de Nouvelle-Calédonie, de Lord Howe et de Norfolk. Sa structure actuelle est issue de la fragmentation de la marge orientale du supercontinent *Gondwana* initiée au Crétacé (Karig 1971; Cluzel et al. 1994; Meffre 1995; Gaina et al. 1998; Müller et al. 2000).

I-I.1 Les provinces structurales du Sud-Ouest Pacifique

La région Sud-Ouest Pacifique (SO Pacifique – Figure I-1) est composée d'une succession de bassins et de rides de différentes natures (Figure I-1 et Figure I-2) : bassin océanique, bassin arrière-arc, bassin à croûte continentale amincie, rides « continentales » ou volcaniques (Collot et al. 2012).

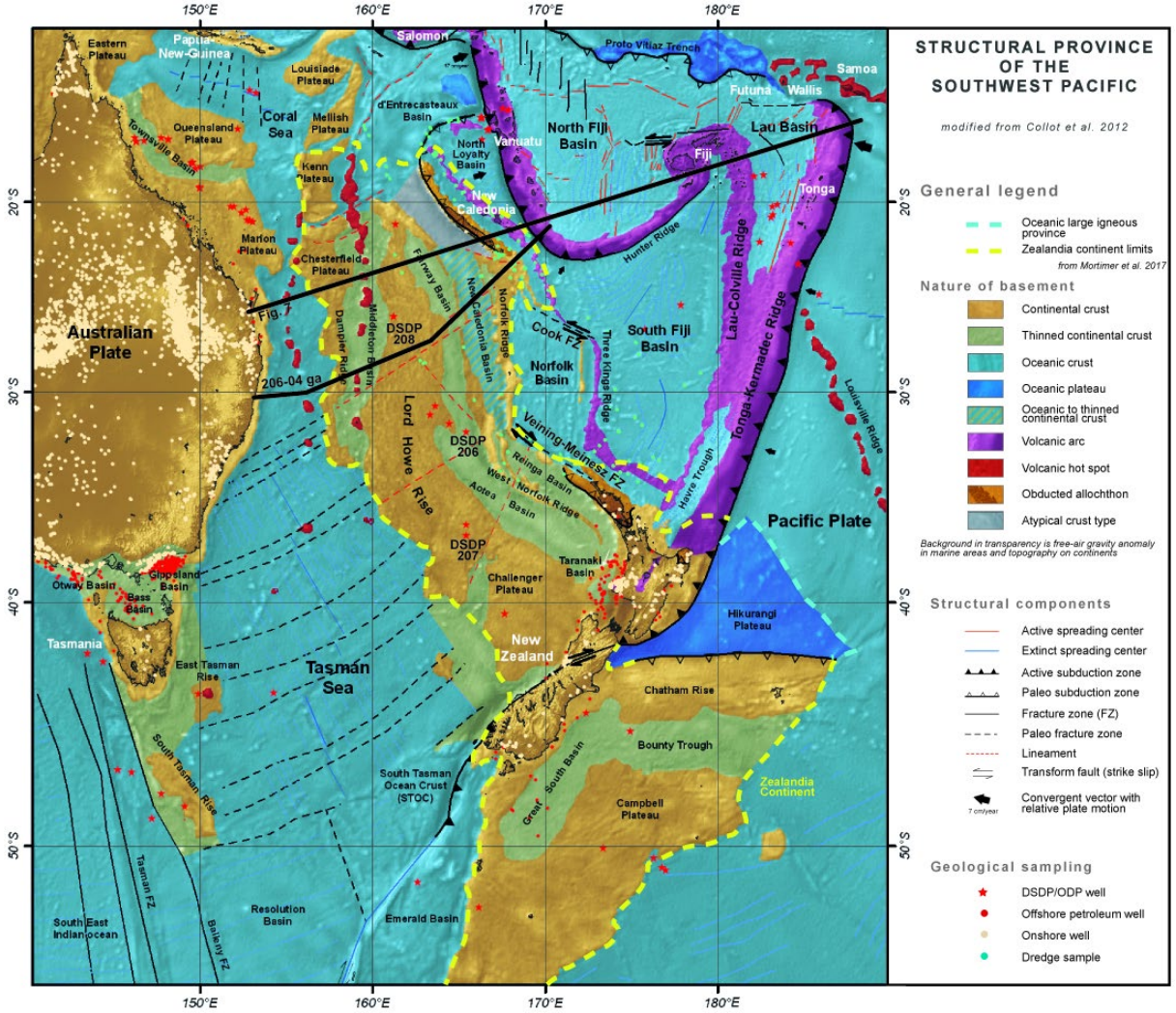


Figure I-1 : Structure et nature du socle dans la région SO Pacifique et limites du continent Zealandia, adapté d'après Collot et al. (2012)

D'ouest en est, ces structures se succèdent de la manière suivante :

- la **Mer de Tasman** est un bassin océanique de 2000 km de large, dont le plancher océanique peut atteindre 4000 m de profondeur. L'âge de l'accrétion océanique a été déterminé par l'analyse des anomalies magnétiques et s'étale entre le sommet du Santonien (84 Ma, Chron 34) et le milieu de l'Yprésien (52 Ma, Chron 24) (Griffiths & Varne 1972; Hayes & Ringis 1973; Shaw 1990; Gaina 1998).
- La **Ride de Lord Howe** est l'ensemble continental submergé le plus important du continent *Zealandia*. Dans sa partie nord-ouest, ce plateau est bordé par le **Bassin de Middleton** à croûte continentale amincie (Jongsma & Mutter 1978; McDougall et al. 1981). L'extrémité nord de la Ride de Lord Howe est recoupée par la **Ride des Chesterfield** constituée d'une chaine de volcans intraplaques d'alignement nord-sud se mettant en place à l'Oligocène (Missègue & Collot 1987; Mortimer et al. 2017).
- Bordé à l'ouest par le plateau de Lord Howe, le **Bassin de Fairway**, la **Ride de Fairway**, du **Fossé de Nouvelle-Calédonie,** et le **Bassin Ouest Calédonien**, se succèdent. Ces deux derniers, situés dans le domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie sont présentés en détail dans la partie I-IV de ce mémoire.
- La **Ride de Norfolk** est une lanière continentale immergée (Solomon & Biehler 1969; Shor et al. 1971; Lafoy et al. 2005; Klingelhoefer et al. 2007). Elle porte la Nouvelle-Calédonie dans sa partie nord et se raccorde à la Nouvelle-Zélande dans sa partie sud par le biais de la **Ride de Reinga** (Collot 2009).
- À l'est de la Nouvelle-Calédonie, le **Bassin des Loyautés** est représenté par une épaisse couverture sédimentaire pouvant atteindre 8 km d'épaisseur (Bitoun & Récy 1982). Ces séries reposent sur une croûte océanique raccordée au complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie (Bitoun & Récy 1982; Collot et al. 1987). Le bassin est délimité à l'est par la **Ride des Loyauté** qui porte actuellement l'archipel des îles Loyauté. Cette ride s'étend au nord vers la zone d'Entrecasteaux et se poursuit au sud vers la Ride des Trois Rois, décalée par la fracture de Cook (Kroenke & Eade 1982).
- Enfin, le continent Zealandia est bordé à l'Est par différents bassins arrière-arc, fossés et rides volcaniques directement liés aux **subductions du Vanuatu et de Tonga-Kermadec**. Ces dernières forment respectivement (1) le **Bassin Nord Loyauté,** la **fosse et l'arc des Nouvelles Hébrides (Vanuatu)** ; et (2) les **bassins Sud et Nord-Fidjien,** le **Bassin de Norfolk**, le **Bassin de Lau,** la **Fosse Tonga-Kermadec** et les **arcs de Lau-Colville et Tonga-Kermadec.**

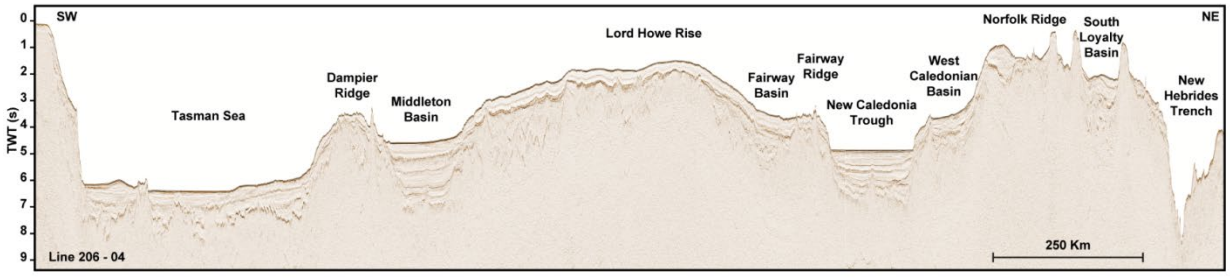


Figure I-2 : Ligne sismique régionale montrant la succession des différents objets structuraux composant la région Sud-Ouest Pacifique. Le positionnement de cette ligne est indiqué sur la Figure I-1.

I-I.2 Evolution tectonique et modèles géodynamiques associés

La majorité des modèles tectoniques résume l'évolution du SO Pacifique en cinq grandes phases (Figure I-3) :

- Une phase paléozoïque-mésozoïque en relation avec la subduction Est-Gondwanienne (1) ;
- Une phase extensive associée au rifting crétacée-paléocène de la marge Est-Gondwanienne (100-83Ma) (2);
- Une phase de subsidence associée à l'ouverture de la mer de Tasman (83-52Ma), isolant le continent Zealandia (post-rift ou drift) (3) ;
- Une phase compressive éocène, possiblement en lien avec la subduction Tonga-Kermadec et/ou la subduction Sud Loyauté (4) ;
- Une phase extensive de l'Oligocène à l'actuel en relation avec l'ouverture de bassins arrière-arc associée au retrait (par *slab roll-back*) de la subduction Tonga-Kermadec (5).

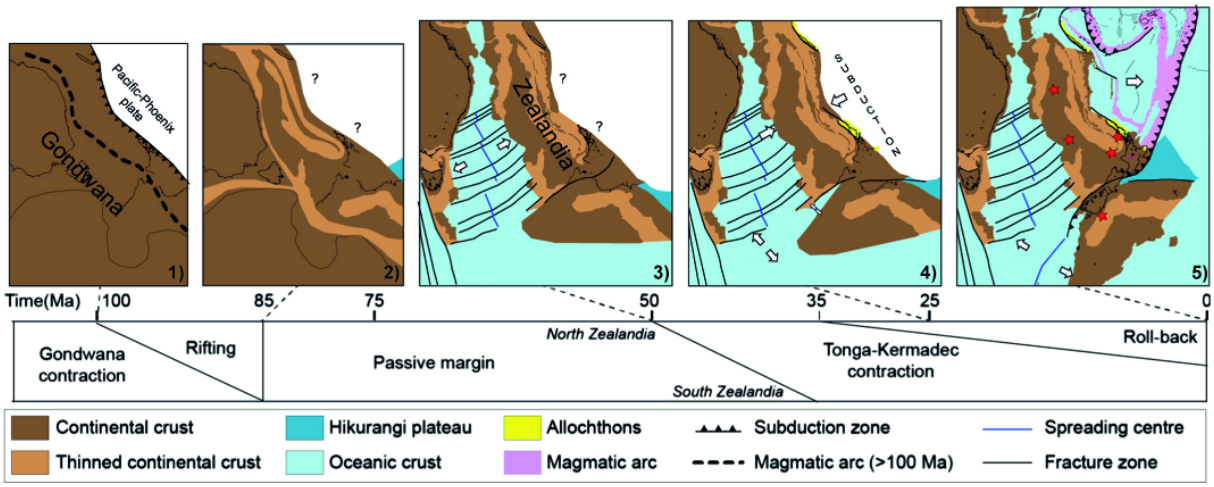


Figure I-3 : Évolution tectonique de la région SO-Pacifique simplifiée en 5 grandes étapes majeures (voir texte ci-dessous pour la description de ces étapes). Figure adaptée d'après Bache et al. (2014).

Toutefois, des divergences existent entre les reconstructions géodynamiques quant à l'âge et les moteurs de ces phases géodynamiques. Nous présentons ces derniers de manière simplifiée dans les paragraphes.

I-I.2.1 La période paléozoïque – mésozoïque : la marge active Est-Gondwanienne

Du Paléozoïque jusqu'au Mésozoïque, la marge est du supercontinent Gondwana est le lieu d'une subduction à plongement vers l'ouest (Bradshaw 1981; Mortimer 2003; Sdrolias et al. 2003; Mortimer et al. 2008). Celle-ci correspondrait à la subduction péri-pacifique bordant l'ensemble du continent Gondwana, où la plaque Phoenix est subduite entre le Dévonien et le Crétacé (Figure I-4). Des témoins de cette subduction se retrouvent dans la région, à commencer par une forte épaisseur de sédiments volcanoclastiques mésozoïques sur la paléo-marge gondwanienne provenant d'un arc volcanique fossile (Bassin d'Otway, de Gippsland, le Grand Bassin Artésien (Bryan 1997; Collot 2009)) (Figure I-4). Le *Median Batholith*, défini par Mortimer et al. (1999) sur l'ile du Sud de la Nouvelle-Zélande, en Antarctique et en Australie, correspondrait à l'ancien arc associé à cette subduction.

Cette subduction fonctionne jusqu'au Crétacé moyen, période à partir de laquelle la dislocation de la marge débute (Gaina et al. 1998; Sutherland 1999; Rey & Müller 2008). Cette subduction est en accord avec la majorité des modèles géodynamiques proposés (Bradshaw 1981; Gaina et al. 1998; Sutherland 1999; Sdrolias et al. 2003; Eagles et al. 2004).

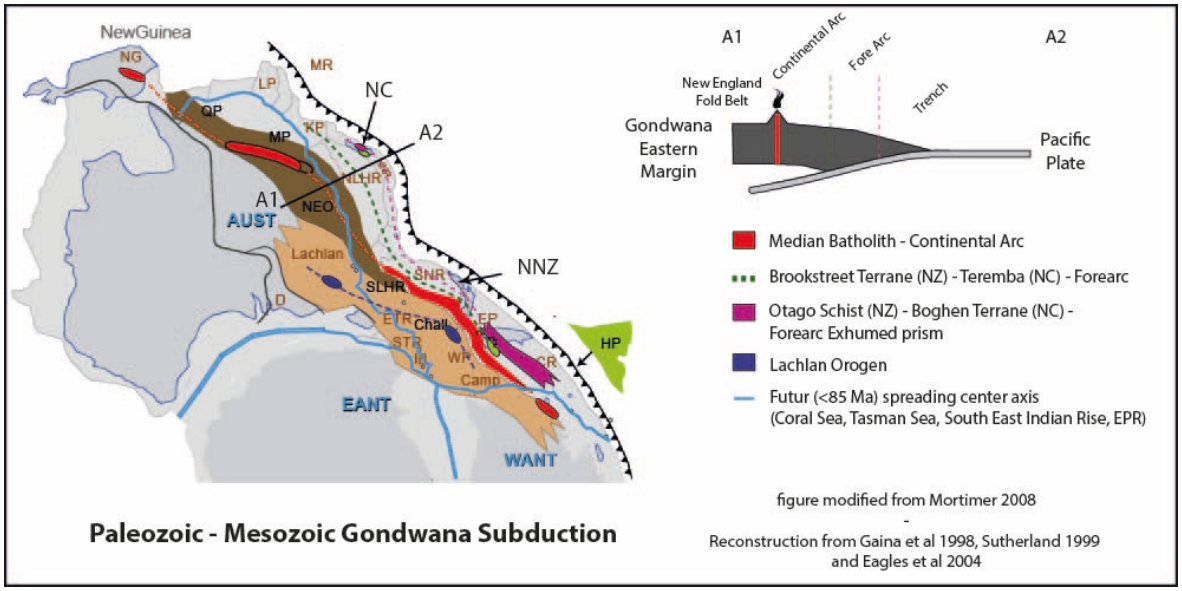


Figure I-4 : Reconstruction de l'ancienne marge active Est-Gondwanienne (Collot et al., 2009 modifié d'après Mortimer 2008). NC : Nouvelle-Caléonie, NNR : partie nord de la Ride de Norfolk, SNR : partie sud de la Ride de Norfolk, NLHR : partie nord de la Ride de Lord Howe, SLHR : Partie Sud de la Ride de Lord Howe, Chall : Plateau de Challenger, ETR : partie est de la Ride de Tasman, STR : partie sud de la Ride de Tasman, Camp : Plateau de Campbell, HP : Plateau d'Hikurangi, CR : Ride de Chatham, LP : Plateau de Louisiade, MR : Ride de Mellish, QP : Plateau de Queensland, MP : Plateau de Marion, KP : Plateau de Kenn, NG : Nouvelle-Guinée, WP : Western Province, EP : Eastern rovince, AUST : Australie, EANT : partie est de l'Antarctique, WANT : partie ouest de l'Antarctique, IB : Iselin Bank

I-I.2.2 Les phases de rift-drift crétacées-éocènes

La plupart des modèles géodynamiques s'accordent sur une phase extensive régionale entre le Crétacé supérieur et le Paléocène. Cette phase de rifting entraine la dislocation de la marge Est-Gondwanienne et l'individualisation du continent Zealandia. Toutefois, des divergences existent dans la littérature quant au moteur de l'extension (Figure I-5). Trois modèles sont ainsi proposés :

- Le modèle 1 s'appuie sur le principe de *slab roll-back* où le recul de la subduction Est-Gondwanienne est le moteur du *rifting* (Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Meffre et al. 2012). Les bassins crétacés à paléocènes de la région sont donc ici considérés comme des bassins arrière-arc (*e.g*. Mer de Tasman, Bassin de NC, Bassin Sud-Loyauté).
- Le modèle 2 propose un arrêt de la subduction Est-Gondwanienne à environ 100 Ma et corrèle l'individualisation du continent Zealandia à une phase de rifting généralisé liée à l'éclatement du Gondwana. Ce second modèle considère donc une phase d'extension passive (*tectonic quiescence*) jusqu'à 45 Ma (Sutherland 2008). Cette interprétation est basée à la fois sur les observations d'une période de calme tectonique dans la région (Steinberger et al. 2004; Mortimer et al. 2007; Sutherland 2008; Sutherland et al. 2010; Doubrovine et al. 2012) et sur l'absence de preuve d'un arc volcanique actif au Crétacé supérieur (Pelletier 2007).

Matthews et al. (2015) proposent une synthèse des modèles géodynamiques, sur la période paléogène, en comparant les modèles de Cluzel et al. (2001), Crawford et al. (2003), Sdrolias et al. (2003), Schellart et al. (2006), Whattam et al. (2005), Cluzel et al. (2012), et Meffre et al. (2012), défendant le modèle de recul de la subduction, à ceux de Steinberger et al. (2004), Mortimer et al. (2007), Sutherland (2008), Sutherland et al. (2010), et Doubrovine et al. (2012), préférant le deuxième modèle (Figure I-5).

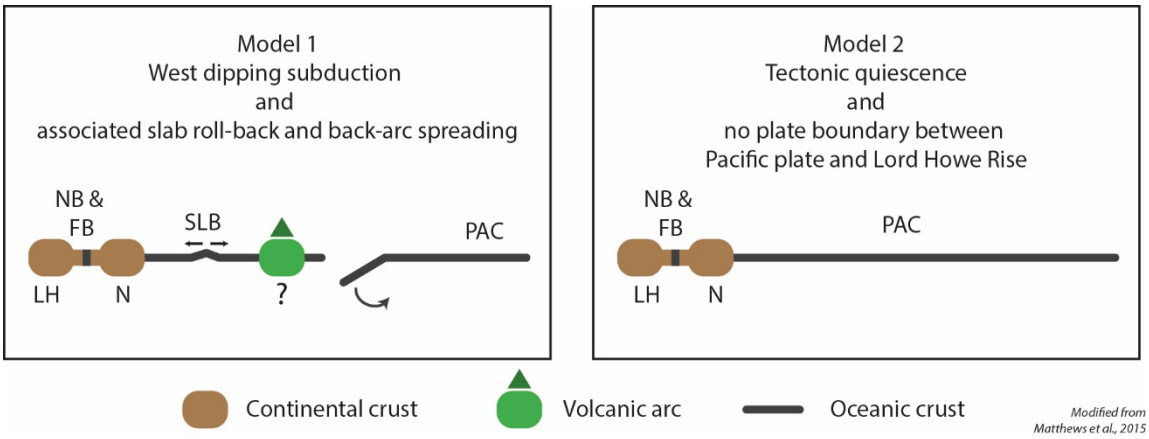


Figure I-5 : Les deux modèles proposés dans la littérature afin d'expliquer le moteur du rift crétacé. NB : Bassin de Nouvelle-Calédonie , LH : Ride de Lord Howe, N : Ride de Norfolk, FB : Bassin de Fairway, SLB : Bassin Sud-Loyauté, PAC : Plaque Pacifique, ?: arc volcanique inconnu. Le modèle 1 propose un rifting initié par le recul de la subduction Est-Gondwanienne (Crawford et al. 2003; Whattam et al. 2005; Schellart et al. 2006). Le modèle 2 explique l'extension régionale par le seul biais d'un rifting intracontinental (Steinberger et al. 2004; Mortimer et al. 2007; Sutherland 2008; Sutherland et al. 2010; Doubrovine et al. 2012) ; (adapté de Matthews et al. (2015))

Cette phase de rifting aboutit à l'accrétion océanique de la Mer de Tasman entre 83 et 52 Ma engendrant ainsi une subsidence thermique régionale (Hayes & Ringis 1973; Weissel & Hayes 1977; Gaina et al. 1998; Crawford et al. 2003) et la dislocation du Continent *Zealandia*.

I-I.2.3 La convergence éocène

La plupart des modèles géodynamiques s'accordent sur une réorganisation globale de la région à l'Éocène avec une évolution, depuis le régime extensif crétacé – éocène, vers un régime compressif. Lors de cette phase, la Ride des Loyauté, le Bassin océanique Nord Loyauté, ainsi que le complexe ophiolitique et métamorphique de NC se mettent en place. Trois modèles sont ainsi proposés dans la littérature (Figure I-6) :

- Le Modèle 1 implique l'initiation d'une subduction à vergence ouest, à la dorsale du Bassin Sud Loyauté. Cette subduction, nommée Subduction Sud-Loyauté, est caractérisée par la mise en place de filons intrusifs, datés de l'Éocène inférieur, au sein de la plaque chevauchante et visible aujourd'hui dans la Nappe des Péridotites (50-55 Ma, datation U-Pb sur zircon) (Cluzel et al. 2006). Cette subduction s'initie au même moment que la subduction Est-Gondwanienne, à vergence est et reculant depuis le Crétacé (Schellart et al. 2006; Cluzel et al. 2012). Cette période voit la mise en place d'un complexe ophiolitique et métamorphique HP – BT en NC (Avias 1967; Cluzel et al. 1995; Spandler et al. 2005; Baldwin et al. 2007), l'ouverture éocène du bassin arrière-arc Nord Loyauté (Sdrolias et al. 2003) et la création de la Ride des Loyauté (Schellart et al. 2006). Toutefois, aucun arc volcanique associé à la subduction Sud-Loyauté n'a été identifié à ce jour.

- Le Modèle 2 implique l'initiation à l'Éocène de la subduction Tonga-Kermadec à vergence est le long de la Ride de Norfolk, à la limite orientale du continent *Zealandia* (Sutherland 2008; Baur et al. 2010; Sutherland et al. 2010; Doubrovine et al. 2012; Baur et al. 2014). Ce modèle est basé sur des indices de compression à l'affleurement et en sismique (Sutherland et al. 2010; Sutherland et al. 2017). Cette subduction expliquerait la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie (Sutherland et al. 2010; Baur et al. 2014; Sutherland et al. 2017).Toutefois, l'obduction calédonienne n'est pas intégrée dans ce modèle.
- Le Modèle 3 incorpore à la fois l'initiation de la subduction du Bassin Sud-Loyauté à l'Éocène inférieur ainsi que l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec à l'Éocène moyen (Crawford et al. 2003; Whattam et al. 2008). Ce modèle prend en considération les arguments des deux modèles cités auparavant, à savoir: (1) les complexes ophiolitiques et métamorphiques de NC le long d'une subduction à vergence ouest et (2) l'initiation à l'Éocène de la subduction Tonga-Kermadec le long de la Ride de Norfolk (Sutherland et al. 2010; Baur et al. 2014; Sutherland et al. 2017).

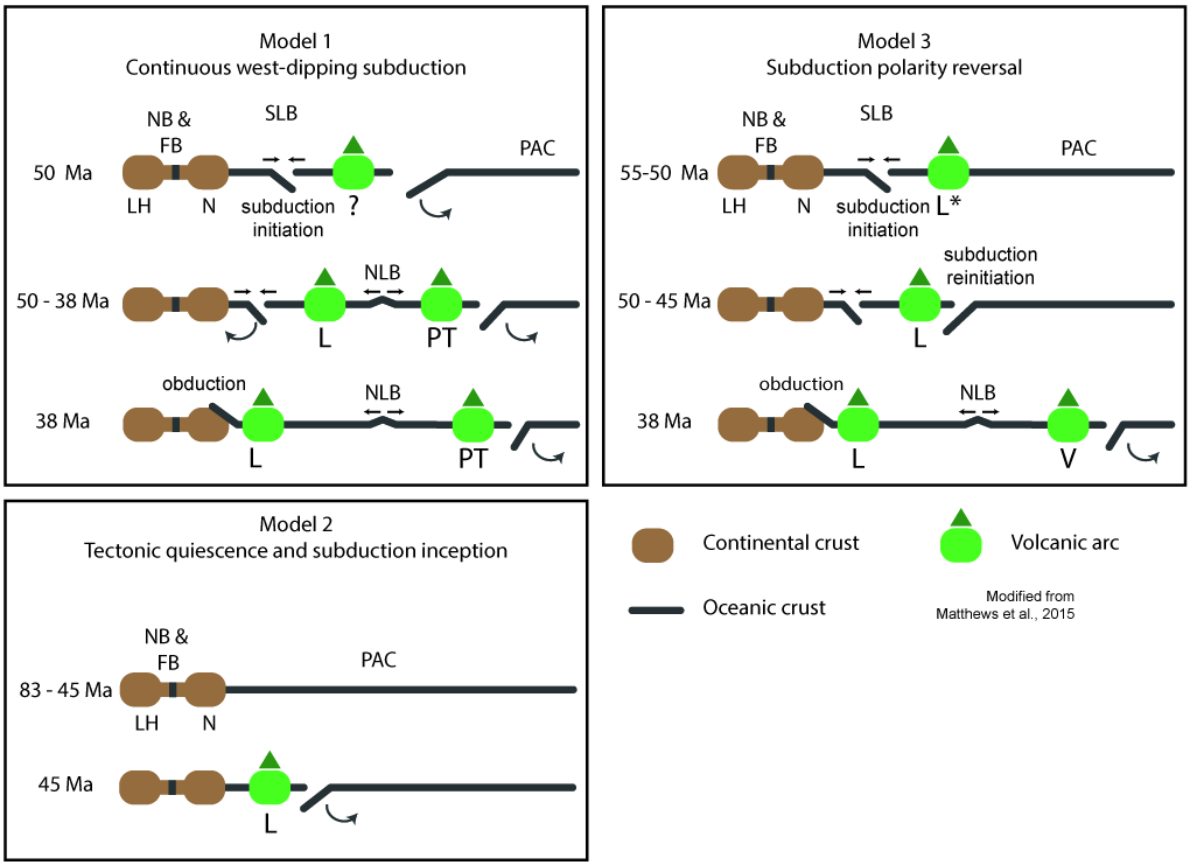


Figure I-6 : Les trois principaux modèles proposés dans la littérature afin d'expliquer la convergence éocène, la mise en place de l'obduction calédonienne et l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec. Le modèle 1 représente la convergence éocène par le fonctionnement simultané de deux subductions (Schellart et al. 2006). Le modèle 2 considère l'initiation de la subduction du bassin Sud-Loyauté suivi par l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec (Crawford et al. 2003; Whattam et al. 2008). Le modèle 3 présente le modèle d'initiation de la subduction Tonga-Kermadec (Sutherland et al. 2010; Baur et al. 2014; Sutherland et al. 2017). NB : Bassin de Nouvelle-Calédonie , LH : Ride de Lord Howe, N : Ride de Norfolk, FB : Bassin de Fairway, SLB : Bassin Sud-Loyauté, NLB : Bassin Nord Loyauté, L : Ride des Loyauté PAC : Plaque Pacifique, PT : proto Arc Tonga-Kermadec, V : Arv volcanique de Vitiaz ?: arc volcanique inconnu. Figure d'après (Matthews et al. 2015)

I-I.2.4 L'extension oligocène à actuel

L'Oligocène est marqué par un changement de régime vers une nouvelle phase extensive où le recul de la subduction Tonga-Kermadec engendre l'ouverture des bassins arrière–arc de la région: (1) le Bassin Sud-Fidjien à l'Oligocène (Mortimer et al. 2007), (2) le Bassin de Norfolk au Miocène par le biais de l'activation des zones de fractures de Cook et de Veinig-Meinesz (Launay et al. 1982; Herzer & Mascle 1996; Mauffret & Australia 2001; Sdrolias et al. 2003), et (3) le Bassin Nord-Fidjien et le bassin de Lau au Pliocène (Auzende et al. 1988; Pelletier et al. 1998). À partir de 10 Ma, la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides (*i.e*. du Vanuatu) se met en place avec un plongement vers le nord en entrainant le bassin Sud Fidjien (et Nord-Loyauté ?) au sein de la fosse du Vanuatu (Pelletier & Auzende 1996) (Figure I-7).

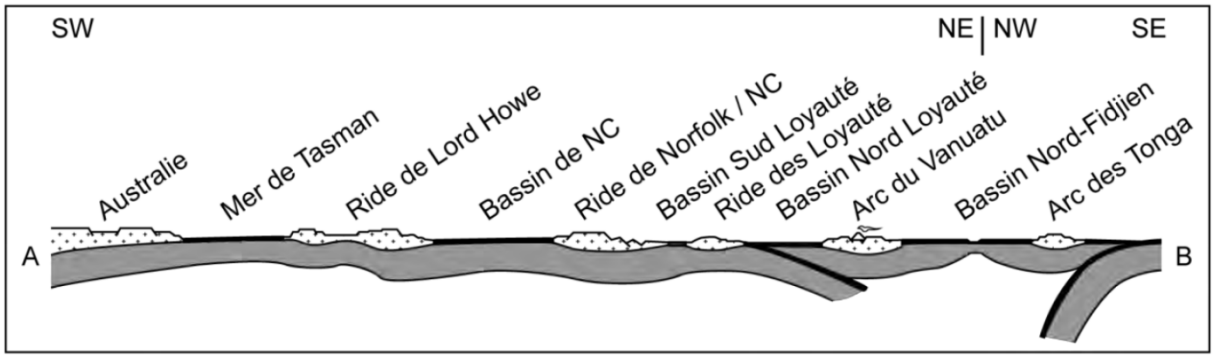


Figure I-7 : Coupe de la région Sud-Ouest Pacifique à l'Actuel. Figure d'après Cluzel et al. (2001). Positionnement de la coupe sur la Figure 1.

Cette revue de l'évolution géodynamique du SO Pacifique souligne la complexité et la diversité des modèles géodynamiques de la littérature. Ces derniers se basent sur les observations faites dans les différentes zones de la région (Mer de Tasman, Bassin de Nouvelle-Calédonie, la Nouvelle-Calédonie, etc.) mais peuvent fortement diverger, comme le montrent modèles 1 et 3 de la convergence éocène (Figure I-6). Le modèle géodynamique proposé par Schellart et al. (2006) (Figure I-8) permet d'avoir une vue d'ensemble de l'évolution complexe de la région SO Pacifique. Ce modèle prend principalement en compte la géologie de la Nouvelle-Calédonie (Figure 8).

Pour bon nombre de ces modèles géodynamiques régionaux, la géologie calédonienne est au centre des reconstructions car les principaux enregistrements sédimentaires de ces périodes sont préservés. Ainsi, la géologie calédonienne est un atout majeur à la compréhension de l'évolution géodynamique régionale. Les paragraphes ci-après s'attarderont à décrire l'ensemble des unités sédimentaires crétacées à éocènes.

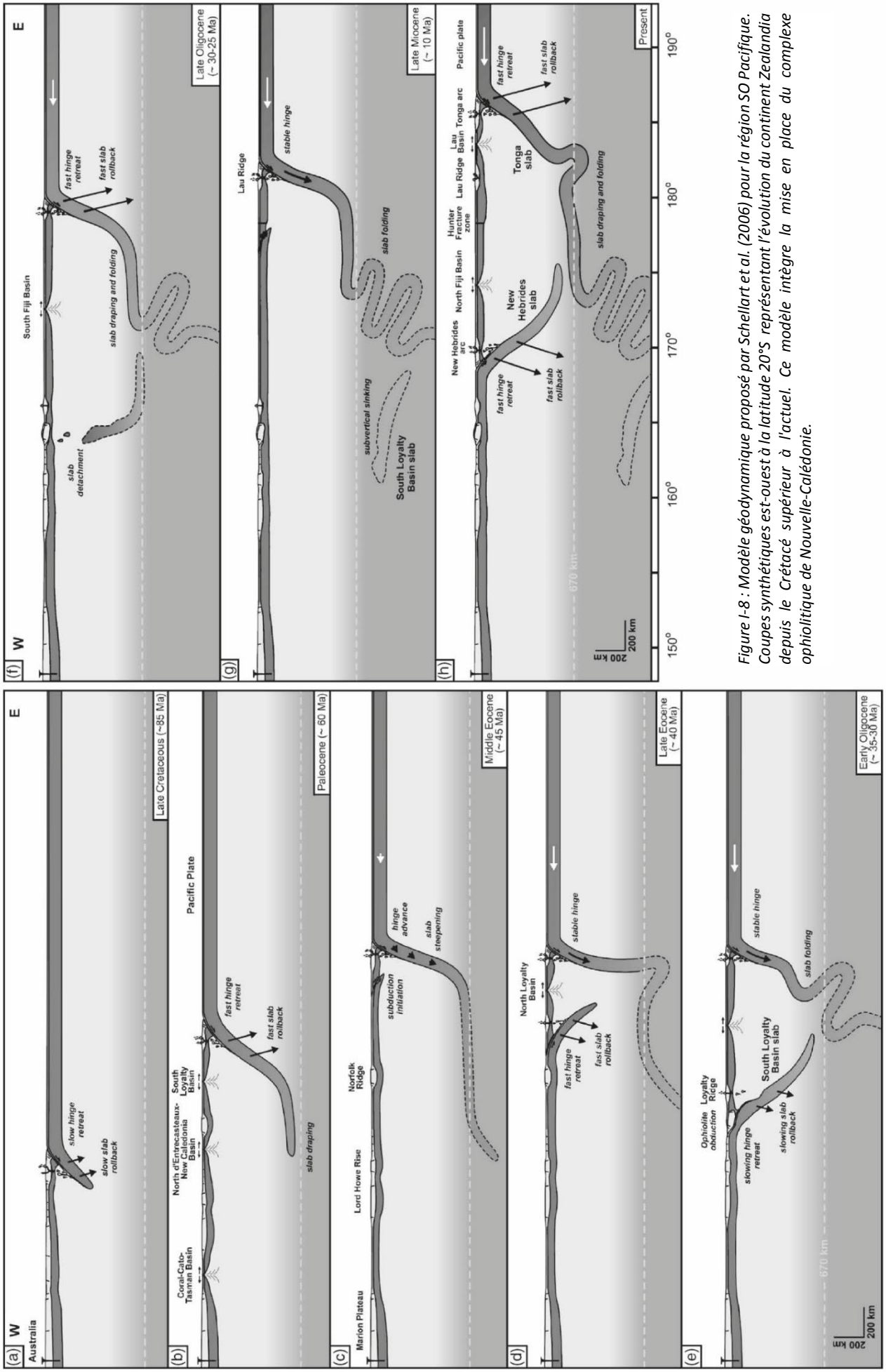


Figure I-8 : Modèle géodynamique proposé par Schellart et al. (2006) pour la région SO Pacifique. Coupes synthétiques est-ouest à la latitude 20°S représentant l'évolution du continent Zealandia depuis le Crétacé supérieur à l'actuel. Ce modèle intègre la mise en place du complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie.

I-II Géologie de la Nouvelle-Calédonie

La Nouvelle-Calédonie fait l'objet d'études géologiques depuis le milieu du XIXème siècle, peu après l'implantation de la France sur le territoire (1853). Les premiers géologues (Garnier 1867; Glasser 1904) marquent cette période par leurs travaux axés sur la prospection des richesses minières de la Grande Terre (charbon, nickel, chrome, fer, or, etc.). Les missions réalisées par le BRGM et l'ORSTOM durant la deuxième moitié du XXème siècle font avancer les connaissances géologiques de l'archipel et en 1981, Jean-Pierre Paris réalise un *Essai de synthèse géologique (Paris 1981).* Par la suite, la création d'un service géologique en NC en 2006, et le développement de l'Université de la Nouvelle-Calédonie depuis 1987, permettent l'amélioration des connaissances géologiques du territoire. En 2016, une nouvelle synthèse de la géologie de la NC est initiée par Pierre Maurizot et est actuellement en cours de publication (Maurizot et al. In prep).

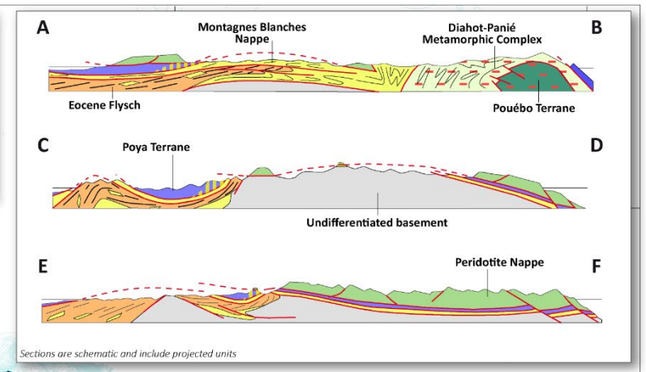
L'île principale de la NC, la Grande Terre, portée par la Ride Norfolk dans sa partie septentrionale, a une longueur de 400 km, une largeur moyenne de 50 km, et une orientation N110°E. L'épaisseur de la croûte continentale sous l'île est estimée à 32 km dans sa région axiale (Klingelhoefer et al. 2007). Les grands ensembles géologiques de NC sont intimement liés aux 5 phases de tectoniques régionales précédemment définies :

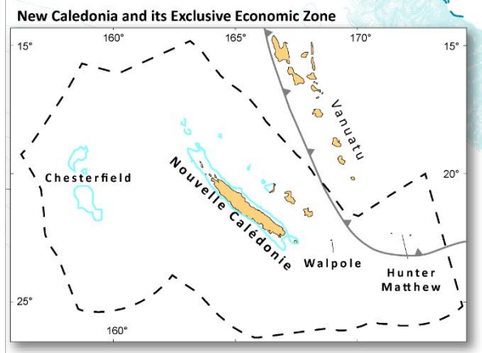
1) Le « socle sédimentaire », composé d'un empilement de *terranes* liés à la subduction Est-Gondwanienne ;
2) Une couverture sédimentaire autochtone à para-autochtone, d'âge crétacé supérieur à éocène, se mettant en place durant les phases de rifting, post-rift et de convergence ;
3) Un ensemble de nappes allochtones, composé d'un complexe ophiolitique et d'une nappe sédimentaire se mettant en place durant la convergence ;
4) Un complexe métamorphique haute pression / basse température associé au complexe ophiolitique ;
5) Un ensemble sédimentaire post-obduction recouvrant en discordance l'ensemble des unités antérieures lié à une phase extensive ;

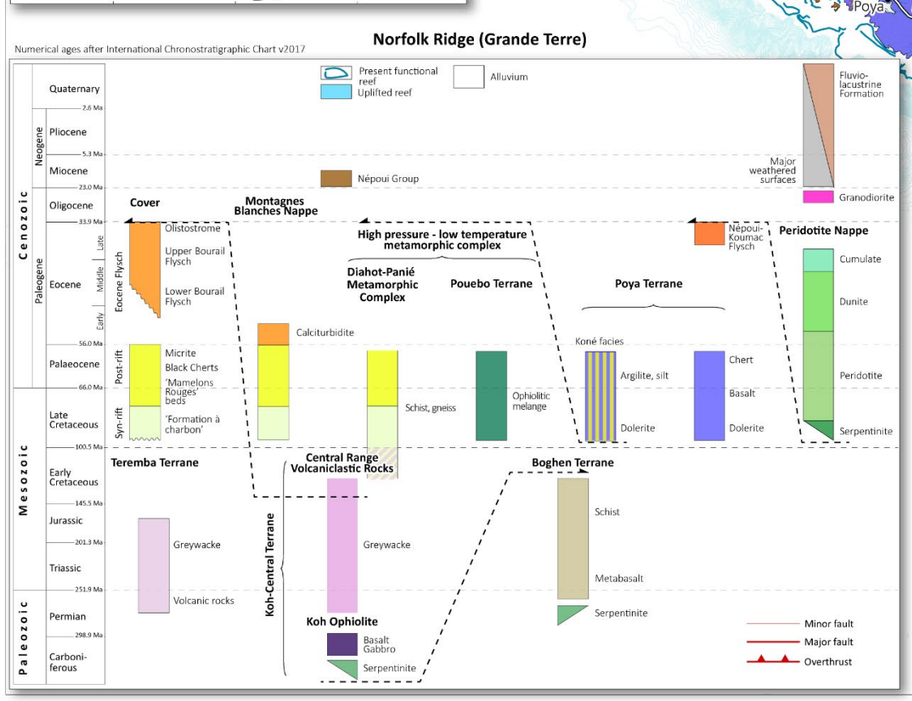
Figure I-9 (page suivante) : Carte géologique au 1/1300000ème de la Nouvelle-Calédonie (Maurizot et al. In prep),

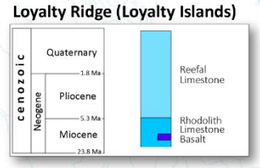
Geological Society, London Memoir
«New Caledonia, geology, geodynamics, and mineral resources»

New Caledonia Geological map - 1:1 300 000









I-II.1 Le socle sédimentaire anté-sénonien : les unités gondwaniennes de la Ride de Norfolk

Le « socle » de NC correspond à un empilement d'unités sédimentaires, aussi appelés *terranes,* mises en place le long de la marge Est-Gondwanienne entre le Permien et le Crétacé inférieur (Aitchison et al. 1995; Meffre 1995; Meffre et al. 1996). Un *terrane* est défini comme "*A fault-bounded package of rock of regional extent characterized by a geologic history which differs from that of neighboring terranes"* (Coney et al. (1980). Ce socle sédimentaire est composé de 3 *terranes* : (1) *Teremba Terrane*, (2) *Koh-Central Terrane* divisé en deux sous-unités, l'Unité de la Chaîne Centrale et l'Ophiolite de Koh, et (3) *Boghen Terrane*.

I-II.1.1 Teremba Terrane (Meffre 1991; Aitchison & Meffre 1992)

Le *Teremba Terrane* s'étend le long de la côte ouest entre la Baie de Saint Vincent et la Baie de Teremba (Figure I-10a). Principalement composé de roches sédimentaires turbiditiques volcanoclastiques proximales (conglomérats, arénites et argilites - Figure I-10b) et de roches volcaniques de type IAT (andésites, dacites et rhyolites) (Adams et al. 2009), ce *terrane* est daté par biostratigraphie entre le Permien supérieur et le Jurassique moyen (Paris 1981; Campbell et al. 1985). La composition géochimique des éléments présents dans ces turbidites est similaire à celle des turbidites de la Chaîne Centrale (Meffre 1995). Les éléments volcaniques présents sont de types calco-alcalin caractérisant un volcanisme d'arc insulaire intra-océanique immature avec peu ou pas de contamination continentale (Meffre 1995).

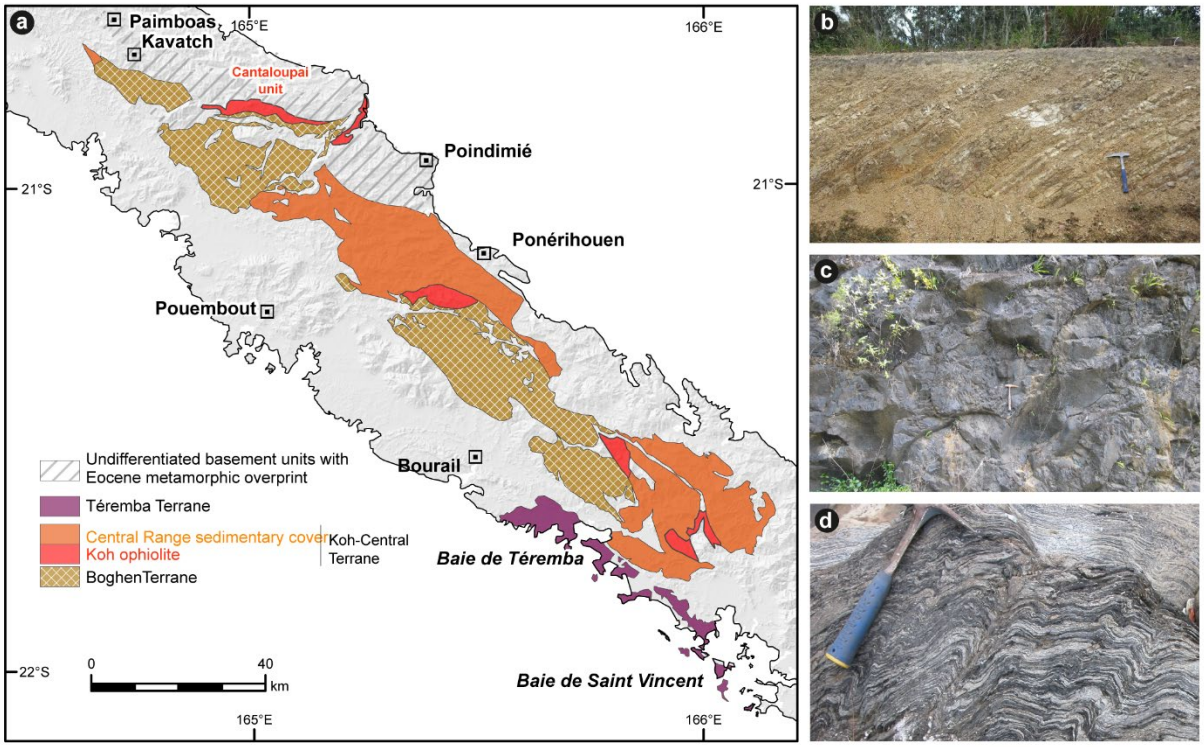


Figure I-10 : a) Localisation des différents terranes du socle sédimentaire de NC avec une distinction entre la côte ouest composée de Teremba Terrane et la partie centrale composée des autres terranes. b) Arénites volcanoclastiques du Teremba Terrane. c) Pillow-lava composant l'Ophiolite de Koh. d) Schistes volcanoclastiques présents dans le Boghen Terrane. Figure adaptée d'après (Maurizot et al. 2018 (In press)).

I-II.1.2 *Koh-Central Terrane* (Adams et al. 2009)

Le *Koh-Central Terrane* correspond à des dépôts turbiditiques volcanoclastiques reposant en concordance sur des basaltes océaniques, respectivement Unité de la Chaîne Centrale et Ophiolite de Koh. L'ensemble affleure dans la partie centrale de la Grande Terre (Figure I-10a).

L'**Unité de la Chaîne Centrale** (Aitchison & Meffre 1992) correspond à un empilement monotone de turbidites volcanoclastiques épaisses de plusieurs milliers de mètres. Les clinopyroxènes présents dans les faciès turbiditiques ont une composition typique de roches d'arc (Meffre 1995). L'identification de faunes similaires à celle du *Teremba terrane* et de zircons d'âge crétacé inférieur suggère que ces dépôts sont les produits distaux du démantèlement d'un arc volcanique ayant fonctionné entre le Permien et le Crétacé inférieur (Adams et al. 2009).

L'**Ophiolite de Koh** (Meffre 1995; Meffre et al. 1996) est composée d'un soubassement « océanique » qui comprend des gabbros, des dolérites, de rares plagiogranites, des IAT, des boninites et des pillow-lava (Figure I-10c). Cette unité ophiolitique est datée entre le Carbonifère supérieur (304 Ma) et le Permien inférieur (290 Ma, U/Pb sur zircons, (Aitchison et al. 1998)), et interprétée comme les vestiges de bassins marginaux ou avant-arcs intra-océaniques, formés dans un contexte de *supra-subduction zone* (Meffre et al. 1996).

I-II.1.3 *Boghen Terrane* (anté-Permien de Paris (1981), (Aitchison et al. 1995))

Le *Boghen Terrane* (Aitchison & Meffre 1992), situé principalement au milieu de la Chaîne Centrale (région de Bourail - Figure I-10. a), est une unité métamorphique à faciès schistes verts et schistes bleus (Figure I-10. d). Le protolithe de cette unité correspond à la fois à un ensemble sédimentaire volcanoclastique et à un ensemble ophiolitique provenant d'un plancher océanique, comprenant des laves de type E-MORB, BABB voir OIB (*Oceanic Island Basalt*) (Cluzel 1996). Des zircons détritiques indiquent un âge jurassique à crétacé inférieur (Cluzel & Meffre 2002; Adams et al. 2009)

I-II.1.4 Reconstitution de la marge active Est-Gondwanienne en Nouvelle-Calédonie

Le socle sédimentaire de la NC se serait donc formé sur bordure orientale de la marge Est-Gondwanienne, alimenté par un système d'arc volcanique (Meffre 1995; Meffre et al. 1996; Cluzel & Meffre 2002) (Figure I-11). Le bassin marginal accueillant l'ensemble volcano-sédimentaire se serait ouvert au cours du Permo-Trias et refermé durant le Crétacé inférieur, aboutissant à la structure actuelle du socle sédimentaire (Maurizot et al. 2018 (In press)) . Cette interprétation est cohérente avec le gradient métamorphique observé dans l'Unité de la Boghen, appuyant l'hypothèse d'une subduction à plongement ouest durant le Mésozoïque le long de la marge (Guerange B. 1975; Paris 1981). Cette période est dénommée par Paris (1981) comme le « cycle orogénique anté-sénonien » permettant la mise en place de l'ensemble des *terranes*. Ces derniers sont recouverts en discordance par une couverture sédimentaire à partir du Cénomanien.

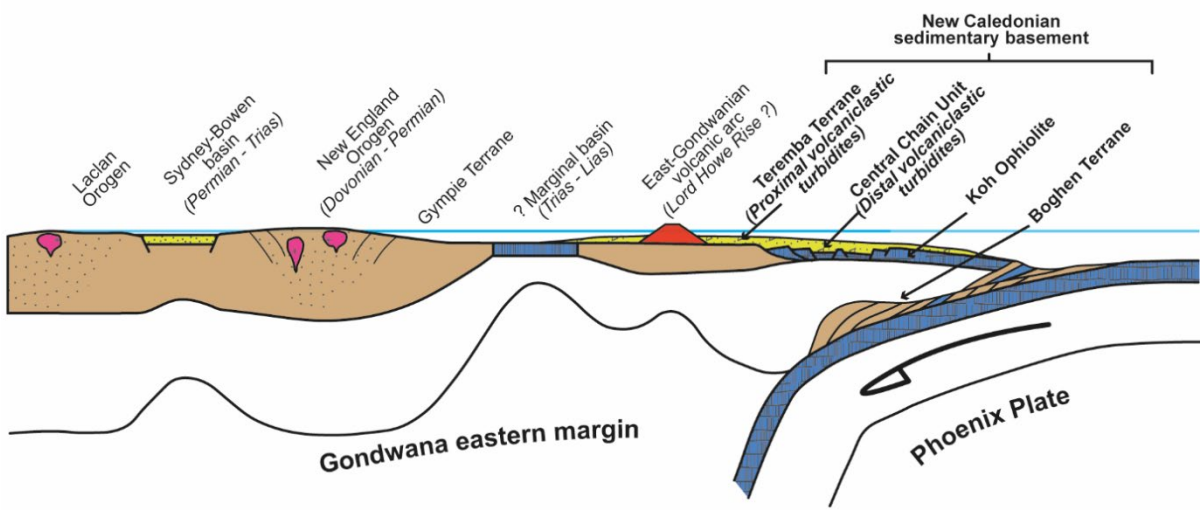


Figure I-11 : Reconstitution de la marge Est-Gondwanienne durant le Mésozoïque montrant la position originelle du Teremba Terrane, du Koh Central Terrane et du Boghen Terrane. Figure adaptée d'après Cluzel and Meffre (2002)

I-II.2 La couverture sédimentaire crétacé supérieur à éocène

La « couverture » sédimentaire de NC se met en place entre le Crétacé supérieur et l'Éocène supérieur (Cluzel et al. 2012). Cet intervalle enregistre le (1) rifting crétacé, la (2) subsidence post-rift dont les âges diffèrent avec ceux des modèles géodynamiques régionaux (ce point sera clarifié en partie I-III.2.4) et la (3) convergence éocène associée à la mise en place des nappes allochtones (Cluzel et al. 2001; Maurizot 2011; Cluzel et al. 2012; Maurizot & Cluzel 2014).

Cette couverture est principalement visible sur la côte ouest de la Grande Terre, de la péninsule de Nouméa jusqu'à Poum (

Figure I-12a). Dans la moitié sud de l'ile, elle est considérée comme autochtone à parautochtone avec une succession souvent concordante depuis les unités crétacées supérieur aux unités éocènes (

Figure I-12d). Dans le nord et sur la côte est de l'ile, la couverture n'est visible que sur des affleurements ponctuels, et est souvent pincée entre les nappes allochtones et le socle sédimentaire.

Les formations constituant la couverture sédimentaire crétacé supérieur à éocène de NC sont présentées en détail dans la partie I-III de ce chapitre.

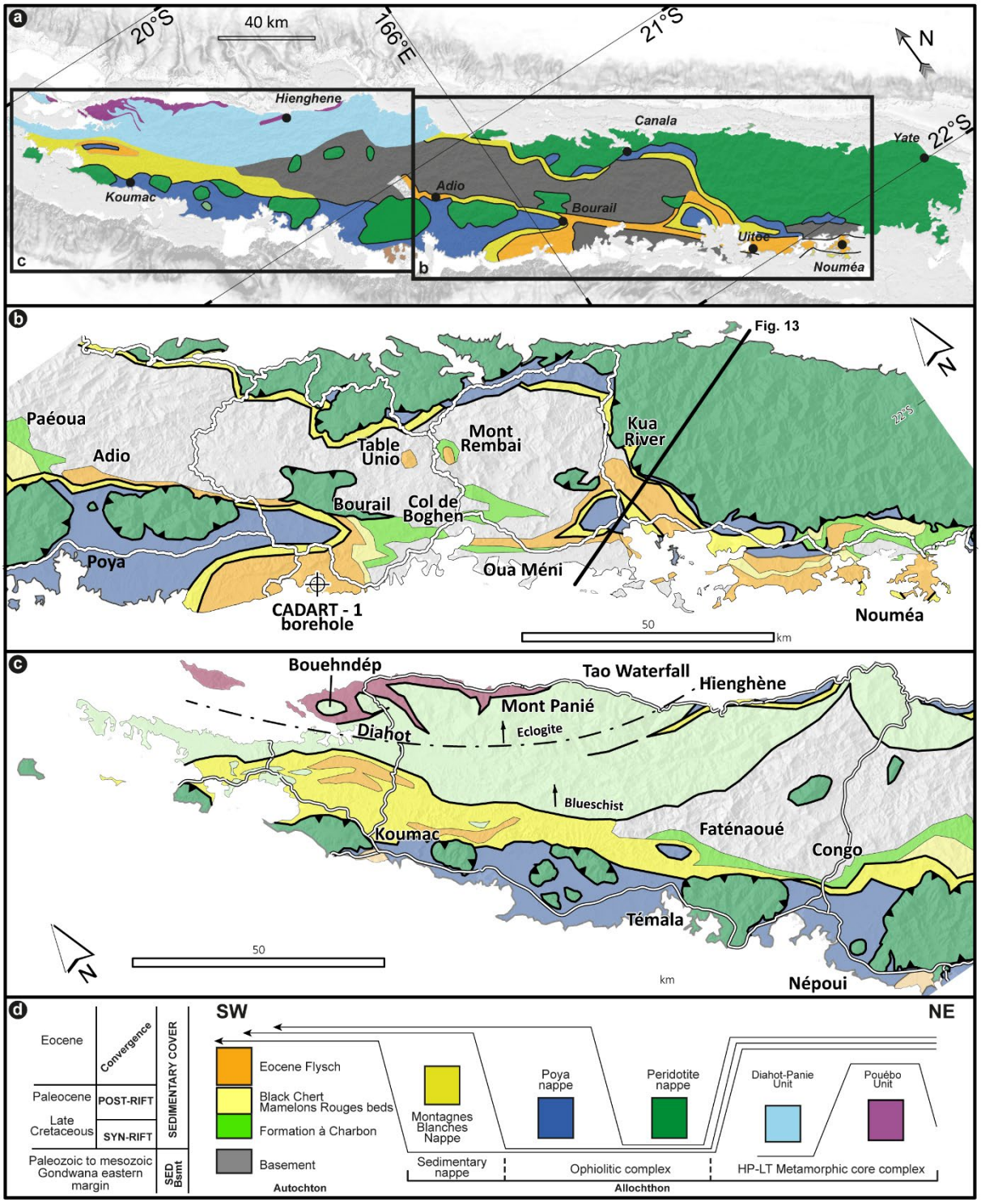


Figure I-12 : Distribution de la couverture sédimentaire sur l'ensemble de la NC. a) Carte géologique de la NC au 1/1000 000 d'après (Maurizot & Vendé-Leclerc 2009). b) Zoom sur la moitié sud de la Grande Terre montrant la distribution de la couverture sédimentaire, concentrée sur la côte ouest de l'île. c) Zoom sur la moitié nord de la Grande Terre montrant la distribution des formations sédimentaires crétacées supérieures à paléocènes au sein de la Nappe des Montagnes Blanches ainsi que dans le complexe métamorphique du nord. d) Légende des cartes géologiques montrant l'organisation des unités autochtones, allochtones et métamorphiques. Figure adaptée d'après (Maurizot et al. 2018).

I-II.3 L'ensemble allochtone : le complexe ophiolitique et la Nappe des Montagnes Blanches

Trois systèmes de nappes sont présents en NC : la Nappe des Montagnes Blanches, la Nappe de Poya et la Nappe des Péridotites (Figure I-13). Les deux dernières forment le complexe ophiolitique tandis que la Nappe des Montagnes Blanches est constituée d'unités sédimentaires allochtones se retrouvant entre le complexe ophiolitique et les unités sédimentaires considérées comme autochtones (Figure I-13b). Ces trois nappes se mettent en place lors de la phase de convergence éocène (Maurizot 2011; Maurizot et al. 2018).

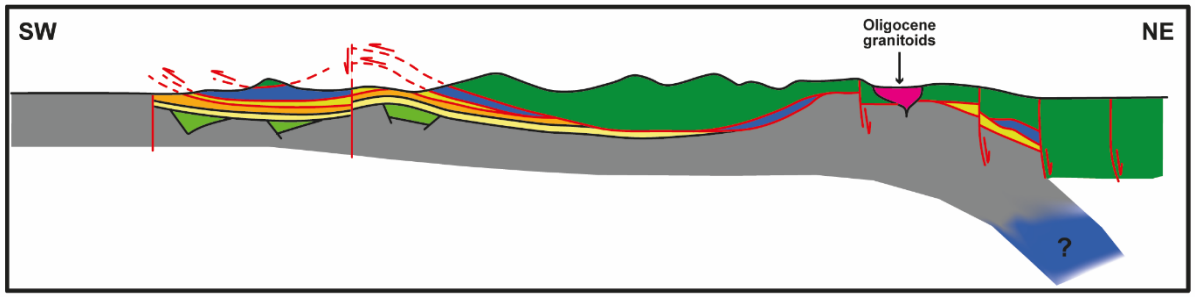


Figure I-13 : Coupe structurale schématique de la NC montrant l'ordre d'empilement des nappes allochtones. L'emplacement et la légende de cette coupe sont visibles sur la Figure I-12 de ce chapitre. Coupe redessinée d'après Cluzel et al. (2012)

I-II.3.1 La Nappe des Péridotites (Avias 1967)

La Nappe des Péridotites est l'unité structurale la plus importante de NC tant d'un point de vue géologique qu'économique (Avias 1967). Couvrant plus de 25% de la surface de la Grande Terre, elle se décline en deux sous-ensembles géomorphologiques. Dans la partie nord-ouest de l'île, la nappe affleure sous forme de klippes tectoniques alignées structuralement sur une direction N110°. Ces klippes sont caractérisées par une semelle serpentineuse à leur base. Le deuxième sous-ensemble, le massif du Sud, correspond à une large étendue représentant à elle seule 18% de la surface de l'île (Figure I-9). Cette unité ultramafique est composée de roches du manteau supérieur (hazburgites, lherzolites), de cumulats ultrabasiques (pyroxénite, wherlite et dunite) et de roches basiques tels que des gabbros lités (Prinzhofer 1981). Elle est recoupée par des filons doléritiques, des micro-diorites, et d'autres filons feldspathiques de type boninite, dont l'âge de mise en place est Éocène inférieur (50-55 Ma, datation U-Pb sur zircon) (Cluzel et al. 2006). Les dykes doléritiques ont une composition de type *Island Arc Tholeite* (IAT). Ces roches magmatiques résultent d'une source en contexte de fusion hydratée de croûte océanique amphibolitisée (Cluzel et al. 2006; Sevin et al. 2014).

I-II.3.2 La Nappe de Poya – Poya Terrane (Cluzel et al. 2001)

La Nappe de Poya est composée de basaltes océaniques (MORB) et de sédiments abyssaux tels que des cherts et des argilites (Cluzel et al. 2001). Cet ensemble est initialement considéré comme une unité allochtone par Gonord (1977) puis comme autochtone par Paris (1981). Cluzel et al. (2001) apportent des arguments en faveur de l'allochtonie, et lui donne le nom de Nappe de Poya ou *Poya terrane.* Ces auteurs interprètent la Nappe de Poya comme un empilement d'écailles chevauchantes se situant structuralement entre la Nappe des Péridotites et la Nappe des Montagnes Blanches.

Cette unité est dépourvue de matériel mantellique ou cumulats et est composée de roches volcaniques de différentes sources. Les tholéiites E-MORB (*Enriched-Mid-Ocean Ridge Basalt*) sont dominantes face aux IAT (*Island Arc Tholeiite*), BABB (*Back-Arc Basin Basalt*) et tholéiites n-MORB (*Normal-Mid-Ocean Ridge Basalt*) (Cluzel et al. 2001). Couplées à des analyses géochimiques, les études paléomagnétiques effectuées sur ces roches suggèrent qu'elles sont associées à la formation d'un plancher océanique au nord-est de la NC à 300 km au nord de son emplacement actuel (Ali & Aitchison 2002). Cependant, l'âge de cette unité n'est contraint que par des données biostratigraphiques sur les sédiments abyssaux. Les faunes identifiées sont des radiolaires d'âge campanien à paléocène supérieur (Aitchison et al. 1995; Eissen et al. 1998; Cluzel et al. 2001). Localisées sur la côte ouest, des séries gréseuses turbiditiques se retrouvent intercalées au sein des lames tectoniques. Nommés par Routhier (1953) comme « faciès Koné », ces dépôts sont considérés aujourd'hui comme un *terrane* à part entière dont la sédimentologie est détaillée dans la partie I-III de ce chapitre.

I-II.3.3 La Nappe des Montagnes Blanches (Maurizot 2011)

La Nappe des Montagnes Blanches est systématiquement intercalée entre la couverture sédimentaire considérée autochtone et le complexe ophiolitique sus-jacent (Figure I-12b et Figure I-13). Cette unité tectonique correspond à une nappe sédimentaire décrite comme para-autochtone (Maurizot 2011). En effet, elle est considérée comme quasi-autochtone subissant un mouvement relatif partiel dans la partie nord de l'île (région de Koumac) et allochtone dans la région de Bourail (Maurizot 2011) (Figure I-12b). Les formations sédimentaires comprises dans cette nappe sont présentées dans la partie I-III de ce chapitre.

I-II.4 Le complexe métamorphique Haute Pression / Basse Température (HP/BT).

L'unité métamorphique HP/BT du nord est composée de deux unités : l'Unité du Diahot-Panié (Cluzel et al. 1995) et l'Unité de Pouébo (Maurizot et al. 1989). L'Unité du Diahot-Panié présente des faciès schistes bleus à éclogites (Black & Brothers 1977), dont le protolithe est similaire à celui de la couverture sédimentaire du Crétacé supérieur (Cluzel et al. 1995). L'Unité de Pouébo présente un faciès éclogitique dont le protolithe est identifié comme des méta-basaltes, similaires à ceux de la Nappe de Poya. Les roches de l'Unité du Diahot-Panié ont été subduites à une profondeur de 50 km (1,7 GPa – 550°C) (Fitzherbert et al. 2005) et les éclogites présentes dans l'Unité de Pouébo montrent un enfouissement maximum de 80 km (2,4 Gpa – 650°C (Clarke et al. 1997; Carson et al. 1999). Les données radiométriques et thermochronologiques indiquent que l'Unité de Pouébo commence son exhumation à 44 Ma (Spandler et al. 2005). L'âge des températures de fermeture des phengites (450°C) dans les deux unités, est déterminé par $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 36 Ma (Ghent et al. 1994; Baldwin et al. 2007). Enfin, les traces de fission sur apatite montrent que l'exhumation du l'Unité du Diahot, depuis une profondeur de 7 Km (85°C), se réalise à 34+/- 4 Ma (Baldwin et al. 2007). Toutefois, de nouveaux résultats obtenus sur l'Unité de Pouébo montrent un pic métamorphique à 80 km de profondeur (1,9-2,2 GPa – 540°C) à 38,2 +/- 0,3 Ma (Taetz et al. 2016). Ces analyses récentes rajeunissent donc la mise en place du complexe métamorphique (Figure I-14).

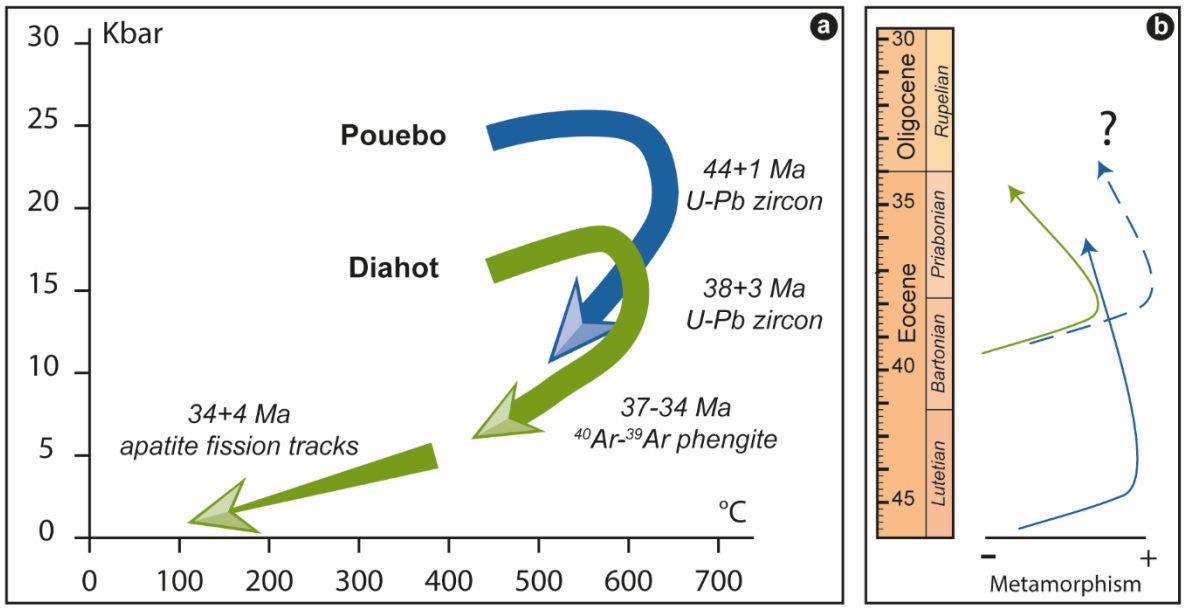


Figure I-14 : a) Modèle conceptuel de l'enfouissement et de l'exhumation des unités de Pouébo et du Diahot dans un diagramme Pression / Température modifié d'après Cluzel et al. 2012a. b) Évolution métamorphique temporelle des unités du Diahot et de Pouébo. Le trait en pointillé représente les nouveaux résultats sur l'Unité de Pouébo.

I-II.5 L'obduction : les modèles de Cluzel et al. (2001) et Lagabrielle et al. (2013)

La mise en place des nappes décrites précédemment est associée au phénomène d'obduction, nommé aussi « cycle orogénique néo-calédonien » (Maurizot & Collot 2009; Cluzel et al. 2012). Deux principaux modèles sont proposés pour l'obduction (Figure I-15) : (1) un modèle compressif (Aitchison et al. (1995) Cluzel et al. (2001); Gautier et al. (2016) ; et (2) un modèle gravitaire (Lagabrielle et al. (2013) Vitale Brovarone et al. (2018).

Ces deux modèles s'accordent sur deux points majeurs: (1) la subduction de la lithosphère du Bassin Sud Loyauté sous l'arc des Loyauté à l'Éocène inférieur et (2) le blocage de cette subduction par l'arrivée de la Ride de Norfolk dans la zone de subduction. Cependant, les deux modèles divergent sur les moteurs de mise en place des nappes ophiolitiques :

- Aitchison et al. (1995) suivi de Cluzel et al. 2001 proposent un scenario dans lequel les formations basaltiques (Nappe de Poya) et mantelliques (Nappe des Péridotites) proviennent de deux plaques océaniques distinctes. La Nappe de Poya s'accréterait au front de la zone de subduction et proviendrait de la croûte océanique subduite. Le blocage de la subduction par la ride continentale de Norfolk entrainerait alors l'exhumation entre 44 et 34 Ma du complexe métamorphique HP-BT et l'obduction à l'Éocène supérieur de la Nappe des Péridotites en contexte de supra-subduction (Figure I-15). Ainsi, le moteur de l'obduction serait directement lié à la compression de l'ensemble des unités.
- Lagabrielle et al. (2013) proposent *« un nouveau modèle pour l'obduction, dans lequel les basaltes de Poya forment la couverture initiale primitive du manteau de la nappe des péridotites. La surrection progressive des unités profondes enfouies lors de la subduction de la lithosphère du bassin Sud-Loyauté à l'Éocène, a permis le soulèvement passif de l'ophiolite et l'érosion puis le glissement des unités basaltiques »* (Figure I-15). Ce modèle est proposé suite aux travaux d'Ulrich et al. (2010) qui considèrent un lien « génétique » entre les basaltes de la Nappe de Poya et les roches ultramafiques de la Nappe des Péridotites. Enfin, la mise en place de cette obduction est contemporaine de l'exhumation rapide du complexe métamorphique HP/BT.

La fin de l'obduction est contrainte par l'âge des derniers dépôts sédimentaires situés sous la Nappe des Péridotites (bassins transportés contenant le Flysch de Népoui au Priabonien supérieur) ; et par l'âge des plutons granitoïdes (27 et 24 Ma – voir partie suivante) qui traversent l'ensemble des nappes (Cluzel et al. 2005; Paquette & Cluzel 2006). Ainsi, l'obduction se serait effectuée entre 45Ma et 34 Ma (Cluzel et al. 2001; Lagabrielle et al. 2013; Maurizot et al. In press) et 24-27 Ma.

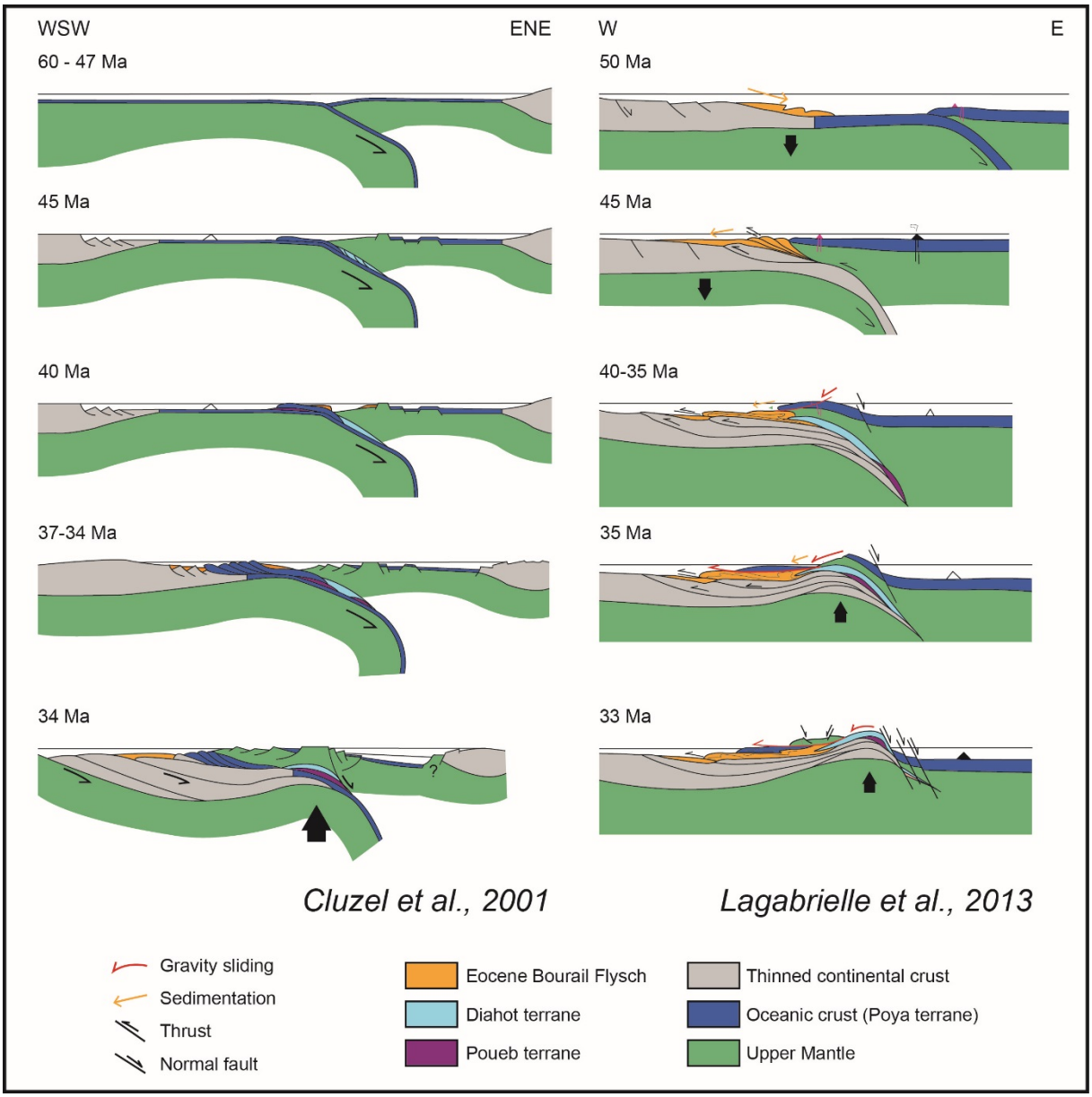


Figure I-15 : Modèles tectoniques de la mise en place du complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie. Modèle compressif proposé par Cluzel et al. (2001) et modèle gravitaire proposé par Lagabrielle et al. (2013). Redessiné par Poli (2016)

I-II.6 De l'Oligocène à l'actuel : la période post-obduction

La période post-obduction, amorcée à l'Oligocène, est marquée par un régime extensif principalement contrôlé par le rééquilibrage isostasique post-orogénique de la Nappe des Péridotites (Lagabrielle et al. 2005; Chardon & Chevillotte 2006; Sevin et al. 2014). Cette tectonique extensive est suggérée par de grandes failles normales et des blocs basculés affectant l'ensemble des formations géologiques de NC (Lagabrielle et al. 2005; Chardon & Chevillotte 2006). D'autres auteurs associent ces mouvements verticaux à la rupture du panneau plongeant sous la Grande Terre (*slab break off*) (Cluzel et al. 2005; Cluzel et al. 2012; Sevin et al. 2014). Cette période est enregistrée par des altérites continentales, des roches magmatiques et des formations sédimentaires continentales à marines peu profondes.

I-II.6.1 Le magmatisme post-obduction

La période extensive post-obduction est marquée par la mise en place de granodiorites dans la région de Saint-Louis et de Koum (Figure I-9). Ces plutons sont datés entre 27,5 Ma (Granite de Saint-Louis) et 24 Ma (Granite de Koum) (Cluzel et al. 2005; Paquette & Cluzel 2006). Ils recoupent à la fois la Nappe des Péridotites et son soubassement. Une des hypothèses concernant leur mise en place invoque un magmatisme post-orogénique, assimilable à une décompression adiabatique (Lagabrielle & Chauvet 2008). Une autre hypothèse rattache la formation de ces plutons à l'existence d'une subduction oligocène (Cluzel et al. 2005; Paquette & Cluzel 2006). Les granites de Saint-Louis et de Koum sont les seules roches datées de l'Oligocène sur la Grande Terre. Aucune autre unité n'enregistre la fin du Paléogène montrant ainsi une grande lacune sédimentaire de cette période.

I-II.6.2 Les dépôts sédimentaires

Les premiers enregistrements sédimentaires post-obduction connus à l'affleurement en NC sont les calcaires miocènes de Népoui. Décrits par Coudray (1977) puis Maurizot et al. (2016), ces dépôts marins carbonatés peu profonds s'intercalent avec des dépôts de fan-deltaïques essentiellement issus de l'érosion des massifs ultrabasiques (Tournadour et al, 2017). Des dépôts fluvio-lacustres sont également identifiés dans la région de Kouaoua (Orloff & Gonord 1968) et dans le Grand Sud. Ces séries sont essentiellement constituées des produits de remaniement du profil d'altération des péridotites (ie. régolithe) (Folcher et al. (2015).

I-II.6.3 Le régolithe de Nouvelle-Calédonie

La lacune sédimentaire existante entre l'Oligocène et les dépôts miocènes est associée à l'émersion et la surrection de la NC. Celle-ci engendre une altération de la Nappe des Péridotites et le développement d'un régolithe. Le régolithe est un marqueur paléo-topographique enregistrant des surfaces d'aplanissements étagées (Wirthmann 1965). Ce régolithe se serait développé sur l'ensemble de l'île (Davis 1925) et forme un profil d'altération plus ou moins épais compris entre quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres (Sevin 2014) ainsi qu'une cuirasse ferrugineuse sommitale datée de l'Oligocène supérieur (25 Ma par méthode paléo-magnétique (Sevin et al. 2012)). Ce profil d'altération est à l'origine des ressources importantes en nickel de la NC.

I-III Les unités stratigraphiques crétacées à paléogènes de Nouvelle-Calédonie : modèles tectono-stratigraphiques existants

I-III.1 Introduction – rappel historique sur les recherches géologiques de l'intervalle Crétacé – Paléogène de Nouvelle-Calédonie

L'analyse des unités stratigraphiques crétacées à paléogènes a été réalisée par de nombreux auteurs au cours de missions de prospection houillère ou pétrolière. Les découvertes relatives à l'évolution tectono-sédimentaire de la NC se sont faites en quatre étapes.

Le début du XXème siècle est marqué par la découverte des premiers dépôts éocènes par Deprat (1905), ainsi que par la première description géologique générale de l'île par Piroutet (1917).

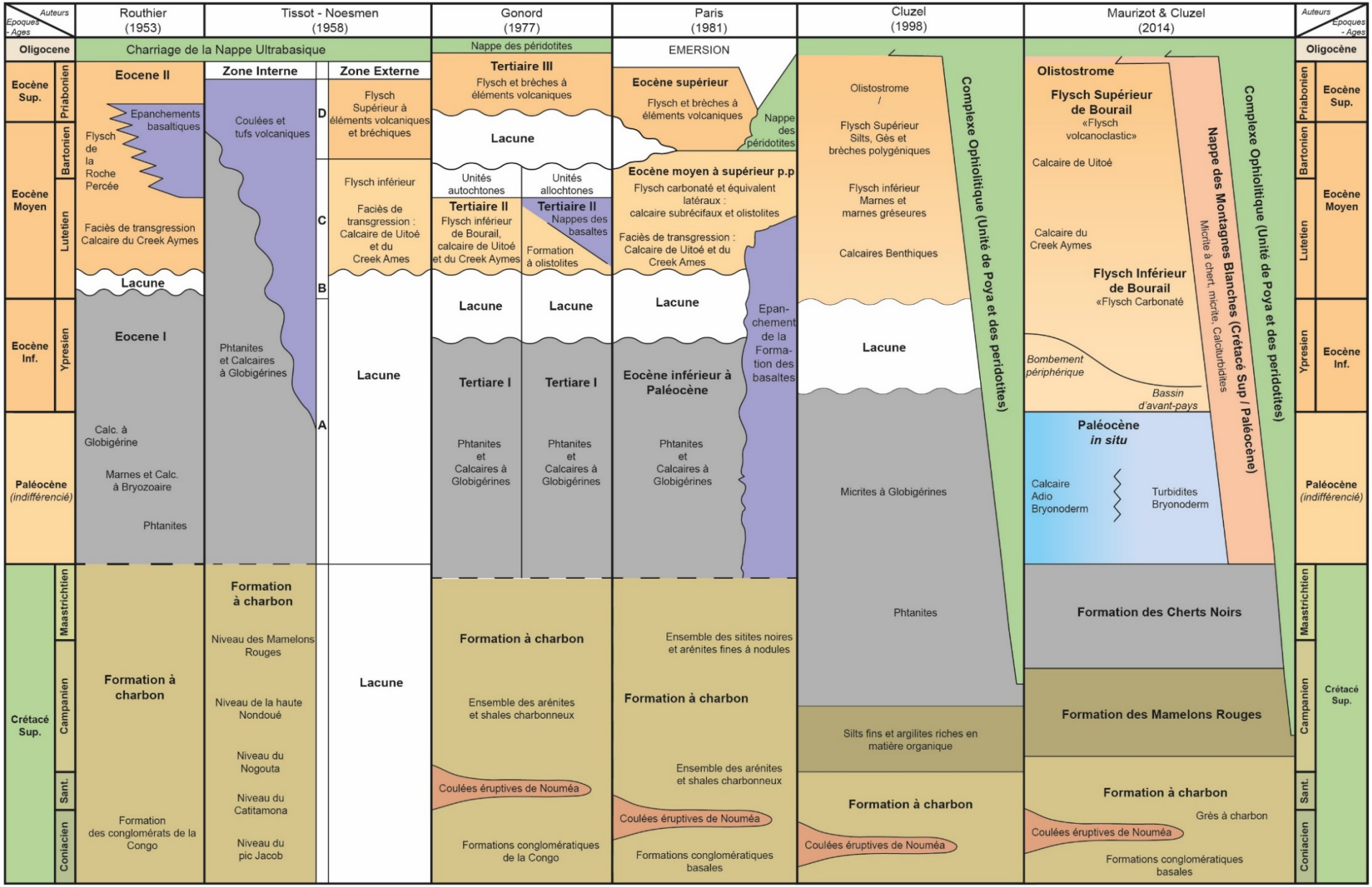
La seconde étape est marquée par les nombreux travaux réalisés par l'ORSTOM et le BRGM entre 1946 et 1963. Sous la direction de P. Routhier, les différentes études de l'île avaient pour objectif de réaliser des cartes géologiques au 1 / 100 000ème et un inventaire des ressources minérales. Ainsi, les thèses de Routhier (1953) et Arnould (1958), suivi des rapports de Avias (1954) apportent de nombreuses hypothèses nouvelles sur la stratigraphie et la structure tectonique de l'île. Routhier (1953) fait notamment avancer les observations et interprétations sur les dépôts crétacés et éocènes en inversant le découpage stratigraphique de Piroutet (1917) avec un principe de superposition des unités et de mise en place de la nappe des basaltes de Poya. Tissot and Noesmoen (1958) opposent le modèle de superposition de Routhier (1953) avec un modèle de juxtaposition identifiant ainsi une zone interne et une zone externe. Ils décrivent également plusieurs niveaux au sein de la Formation à Charbon, marqués par les unités volcaniques de Nouméa.

La reprise du levé des cartes géologiques par le BRGM, durant les années 70, marque la troisième étape. Espirat (1971a), Carroué (1972), Paris (1978), Guy et al. (1979), Faure et al. (1983) et Maurizot (1984) sont les principaux cartographes. Leurs travaux sont accompagnés de la thèse de Coudray (1975) sur les formations mio-pliocènes à quaternaires, et de celle de Gonord (1977) sur l'ensemble des bassins tertiaires du sud-ouest de l'île. Ce dernier reprend le principe de superposition et propose une allochtonie des basaltes de Poya. Paris (1981) résume l'ensemble de ces travaux dans son livre « Géologie de la Nouvelle-Calédonie : un essai de synthèse », en apportant une simplification du découpage stratigraphique des unités éocènes et en ne reprenant pas le principe de la nappe des basaltes.

Durant les années 1990 – 2000, de nombreuses études visant à estimer le potentiel pétrolier de la NC sont réalisées par l'IFP, à la fois sur les domaines onshore et offshore (Vially R. 1994; Vially & Benard 2001; Vially & Lafoy 2005, 2008). La réalisation d'un sondage pétrolier dans les années 2000 par la compagnie Victoria Petroleum sur une partie des unités tertiaires fait avancer les connaissances sur ces unités (Victoria-Petroleum 1995a, b; Blacke 1996). France (2000) suivi de Maurizot and Cluzel (2014) proposent un découpage stratigraphique de l'ensemble de ces unités.

Ces travaux mènent à de nombreuses interprétations sur la stratigraphie et la structure tectonique de l'île. La Figure I-16 (ci-après) récapitule les évolutions des découpages lithostratigraphiques proposés dans la littérature depuis la seconde moitié du XXème siècle.

Figure I-16: Planche récapitulant les subdivisions stratigraphiques des formations du Crétacé supérieur à Paléogène de la géologie calédonienne depuis les observations de Routhier (1953) à celles de Maurizot and Cluzel (2014). Tableau modifié d'après Paris (1981)



I-III.2 Les unités silicoclastiques syn- à post-rift du Crétacé supérieur au Paléocène

Le Crétacé supérieur est marqué en NC par trois formations distinctes : la **Formation à Charbon** (Pelatan 1891; Piroutet 1917; Avias 1953; Routhier 1953; Paris 1981), la **Formation des Mamelons Rouges** (Tissot & Noesmoen 1958) et la **Formation des Cherts noirs** (Routhier 1953). Ces unités stratigraphiques sont principalement présentes dans la couverture sédimentaire, considérée comme *in-situ,* mais également au sein de la Nappe des Montagnes Blanches et du complexe métamorphique du Nord (Figure I-17b) (Maurizot 2011; Cluzel et al. 2012). Ces formations enregistrent la phase de rifting (Formation à Charbon) et de subsidence post-rift (Mamelons Rouges et Cherts Noirs) et l'ensemble est traversé par des roches volcaniques éruptives (volcanisme du Pic Jacob).

I-III.2.1 La Formation à Charbon

La Formation à Charbon est une unité principalement sédimentaire transgressive et discordante sur les *terranes* décrits en partie I-0 (Pelatan 1891; Piroutet 1917; Avias 1953; Routhier 1953; Paris 1981; Cluzel et al. 2011; Cluzel et al. 2012). Identifiée par Zeiller (1889), cette formation se retrouve à la fois dans le *Diahot terrane* et sur la Côte Ouest (région de Moindou (Espirat 1958c, b, a) où elle est considérée comme autochtone (Figure I-17b) (Cluzel et al. 2011).

La base de cette formation est marquée par une unité conglomératique (Figure I-17a) affleurant sur le flanc sud-ouest de la Chaîne Centrale (Gonord 1977) et représentée par les conglomérats de la Congo-Kamendoua (Routhier 1953), de Néounin et de la Nérihouin (Arène et al. 1979), de la Mé Kunia (Tissot & Noesmoen 1958), et du Mé Pin (Gonord, 1972)(Figure I-17b). Les conglomérats sont constitués de clastes hétérométriques provenant du socle métamorphique de la Boghen et des formations volcanoclastiques du secondaire, compris dans un ciment limonitique à rares quartz et feldspaths (Paris 1981). Cette unité passe verticalement et latéralement à des conglomérats polygéniques mieux classés, alternés avec des faciès arkosiques, puis à la Formation à Charbon *sensu-stricto* (Figure I-17a) (Région de la Faténaoué et de la Boghen (Paris 1981; Maurizot et al. 2018)).

La lithologie dominante de la Formation à Charbon est un grès arkosique à ciment carbonaté, à intercalations d'argilites charbonneuses (lentilles). Les principaux éléments sont des quartz anguleux à arrondis, des plagioclases, des phyllites argileuses et des micas blancs (Paris 1981; Maurizot & Vendé-Leclerc 2009).

Les faciès et les faunes mettent en évidence un environnement de dépôt relativement proximal (Freneix 1958; Grant-Mackie et al. 1977; Freneix 1980), pouvant correspondre à du delta côtier ou à la zone intertidale en bordure de terres émergées aux abords des unités du socle (Paris 1981).

L'âge de cette formation est à la fois contraint par des données biostratigraphiques et radiochronologiques. Des ammonites ont été découvertes par Collignon (1977) à la base de la formation dans la région de Nouméa (Figure I-17b). Elles permettent d'attribuer un âge coniacien moyen à supérieur à la base de ces formations. Le sommet de la formation est daté par Collignon (1977) à l'aide de *Kossmaticératidés,* lui conférant un âge campanien. Enfin, la population de zircons met en évidence trois sources sédimentaires (volcanisme crétacé, *Boghen Terrane* et *Koh Terrane*), témoignant d'une isolation de la NC dès le Crétacé supérieur (Cluzel et al. 2011). Cette interprétation est confirmée par la nature endémique de la faune (Freneix 1958; Collignon 1977; Freneix 1980; Paris 1981).

I-III.2.2 Le volcanisme du Pic Jacob

L'ensemble de la Formation à Charbon est traversé par de nombreuses coulées éruptives (Figure I-17a). Ce volcanisme crétacé est visible dans la région de Nouméa (Figure I-17b), où il est représenté par des tuff et coulées éruptives (trachytes, rhyolites, dacites) (Tissot & Noesmoen 1958), ainsi que dans l'Unité du Diahot avec des tholéiites de type IAT et des rhyolites-dacites à amas sulfurés polymétalliques (Nicholson et al. 2011). Ces roches volcaniques ont été interprétées comme le résultat d'une subduction à plongement vers l'Ouest (Nicholson et al. 2011). Cependant, d'autres interprétations suggèrent la présence de roches volcaniques bimodales et des caractéristiques transitionnelles entre arc et rift, pouvant résulter d'un épisode de rifting affectant l'ancienne marge Est-gondwanienne (Cluzel et al. 2011). les données radiochronologiques permettent de dater le volcanisme à 88.4 Ma (Nicholson et al. 2011).

I-III.2.3 La Formation des Mamelons Rouges et la Formation des Cherts Noirs

À partir du Campanien, la Formation à Charbon passe verticalement à la Formation des Mamelons Rouges (Tissot & Noesmoen 1958) puis à celle des Cherts Noirs au Campanien supérieur (Figure I-17a) (Paul 1994). Ces formations affleurent dans la Nappe des Montagnes Blanches, ainsi que sur la Côte Ouest, où elles sont considérées comme autochtones (Col de la Boghen et région de Paita) (Figure I-17b).

La Formation des Mamelons Rouges est constituée d'arénites fines, argilites et des siltites micacées noires (Tissot & Noesmoen 1958; Paris 1981). Connue aussi sous le nom de « *l'ensemble des siltites noires et arénites fines à nodules* » (Paris 1981), cette formation est riche en sulfures, matière organique, fragments de feldspath, de glauconie et de nodules décimétriques, renfermant des fossiles limonitisés. Peu de litages sont identifiables sur les affleurements du fait de leur altération (Paris 1981; Maurizot 2011; Cluzel et al. 2012). Cette formation est datée du Campanien inférieur à moyen par la présence de *Caledonites Neocaledonicus* dans les nodules limonitisés (Collignon 1977; Paris 1981).

Cette formation passe verticalement à celle des Cherts Noirs (Figure I-17a), équivalent silicifié de la Formation des Mamelons Rouges (Maurizot 2011; Cluzel et al. 2012). Routhier (1953) utilise le terme de 'phtanites' pour désigner ces facies affleurant sous forme de petits bancs boudinés et silicifiés d'épaisseur décimétrique correspondant soit à des quartzites à grain très fin, soit à des grès fins clastiques (Paris, 1981). Des radiolaires et des spicules d'oursin sont préservés et permettent de dater cette unité entre le Campanien supérieur / Maastrichtien et le Paléocène inférieur (Paul 1994; Maurizot et al. 2018).

La Formation des Mamelons Rouges et celle des Cherts Noirs sont caractéristiques d'un domaine marin anoxique hémipélagique à pélagique. Ces deux formations se retrouvent dans la partie basale de la Nappe des Montagnes Blanches où la Formation des Mamelons Rouges sert d'unité de décollement (Maurizot 2011).

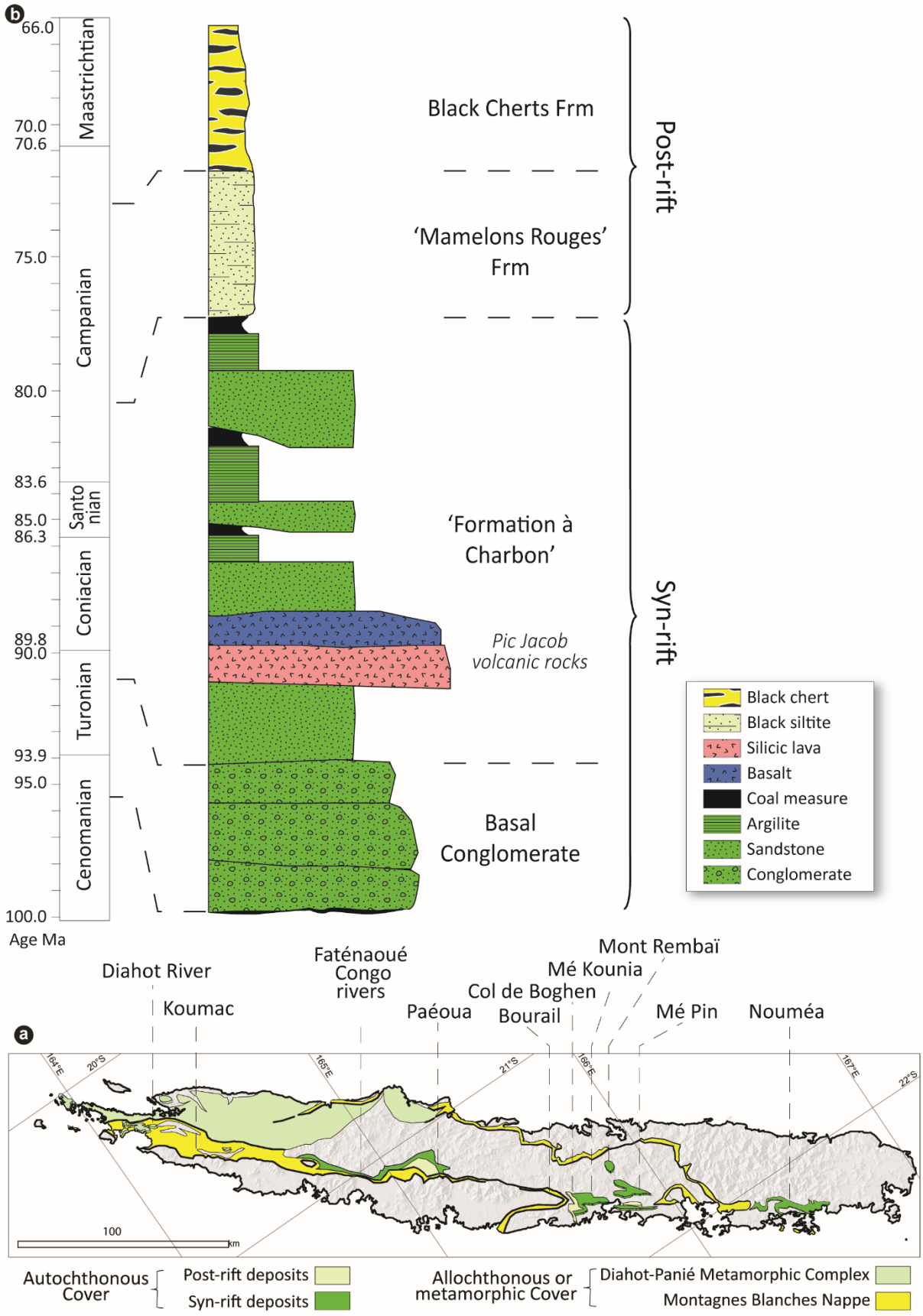


Figure I-17 : Succession et localisation des fomations silicoclastiques syn- à post-rift présentes en Nouvelle-Calédonie. a) Carte géologique de la NC montrant la distribution des formations syn- à post-rift sur l'ensemble de la Grande Terre. Ces formations sont principalement autochtones sur la Côte Ouest et allochtones dans la partie est et nord-est de l'île. b) log lithostratigraphique synthétique montrant la succession des différentes formations géologiques se mettant en place durant la période de syn et post-rift. Figures compilées et modifiées d'après Maurizot et al. (2018).

I-III.2.4 Le modèle tectono-sédimentaire associé

Paris (1981) et Cluzel et al (2011) interprètent les grès deltaïques de la Formation à Charbon comme le remplissage de grabens et/ou de demi-grabens crétacés mis en place lors de la phase de rifting régional. Les unités conglomératiques fluviatiles se déposent le long de l'axe émergée de l'île, délimitées par une fracture profonde anté-sénonienne (accident ouest-calédonien, (Paris 1981). Elles passent latéralement et verticalement aux dépôts fluvio-deltaïques à dominance gréseuse (Gonord 1977; Paris 1981). Une activité volcanique basaltique et rhyodacitique, contemporaine à la sédimentation se met en place au sein des bassins de Nouméa et du Diahot (Nicholson et al. 2011; Cluzel et al. 2012). Paris (1981) établit ainsi une carte paléogéographique de la Formation à Charbon sur l'ensemble de la NC. À partir du Campanien, l'ensemble du domaine s'ennoie suite à la subsidence thermique conséquente au post-rift et permet le dépôt de la Formation des Mamelons Rouges (Cluzel et al. 2012). L'ensemble de la région continue à subsider et laisse place au dépôt de l'unité pélagique de la Formation des Cherts Noirs, se développant dans un climat froid à des paléo-latitudes faibles et interprétée comme marquant une submersion complète de la NC et un arrêt des apports terrigènes (Cluzel et al. 2012).

On notera ici un écart temporel important des périodes dites post-rift entre celles interprétées régionalement, liée à l'accrétion océanique de la Mer de Tasman à partir du Santonien, et celles liées à la mise en place des faciès pélagiques silicoclastiques durant le Campanien.

I-III.3 Les calcaires profonds paléocènes à éocènes inférieur

Les unités stratigraphiques du Paléocène correspondent à deux unités carbonatées, présentes au sein de la Nappe des Montagnes Blanches, dans l'Unité du Diahot, ainsi que le long de la Côte Ouest, où elles sont considérées comme *autochtones* (Figure I-18a) (Gonord 1977; Paris 1981; Maurizot 2011, 2012). Rassemblées autrefois sous le nom des « Calcaires à Globigérines » (Paris 1981), ces deux unités calcaires sont aujourd'hui définies comme les Calcaires d'Adio et les « micrites siliceuses » de la Nappe des Montagnes Blanches (Maurizot 2012).

I-III.3.1 Les « micrites siliceuses » de la Nappe des Montagnes Blanches (Maurizot 2011)

La Formation des « micrites siliceuses », affleurant au sein de la Nappe des Montagnes Blanches (Figure I-18), correspond au passage vertical des Cherts Noirs maastrichtiens supérieur à une unité de calcaires pélagiques micritiques à *globigérines* et nodules siliceux (Paris 1981; Maurizot 2011). Cette formation, épaisse d'environ 190 m, est datée de la fin du Paléocène inférieur à l'Éocène inférieur (biozonations planctoniques P5 à E6 - Figure I-18b (Maurizot 2011)). Elle se retrouve dans le l'Unité du Diahot, aux alentours de Hienghène (Figure I-18a) où ces calcaires, métamorphisés en faciès schiste bleu, forment de grands pitons rocheux.

I-III.3.2 Les Calcaires d'Adio (Avias 1953; Routhier 1953; Gonord 1977; Paris 1981; Maurizot 2012)

La Formation des Calcaires d'Adio est initialement décrite dans la région d'Adio (Figure I-18a) où elle forme d'importantes falaises ruiniformes. Ses équivalents latéraux se retrouvent dans la région de Bourail, au sein du sondage CADART-1, et dans la région de Boulouparis, aux abords du Oua Méni (Figure I-18b) (Maurizot et al. 2018). Ces calcaires se mettent en place avec des biozones allant de P0 à P5, soit sur l'ensemble du Paléocène (Maurizot et al. 2018) (Figure I-18. b).

Dans la région d'Adio, cette formation correspond à des calcaires peu profond d'eau froide de type « bryonoderme » (Beauchamp 1994; James et al. 1997). Ces derniers sont composés de calcaires bioclastiques à bryozoaires et échinodermes d'âge paléocène (millioles *idalina sinjarica* (Maurizot 2012), pouvant atteindre une puissance de 150 mètres. Ces carbonates reposent en discordance sur

le socle sédimentaire et le contact est souligné par un microconglomérat remaniant des éléments du socle sédimentaire et des minéralisations de manganèse (Gonord 1977; Paris 1981; Maurizot 2012; Maurizot et al. 2018).

Dans les régions de Bourail et de Boulouparis (rivière Oua Méni, Figure I-18), cette formation est décrite comme une succession de bancs plurimétriques de calciturbidites de granularité moyenne à grossière (Figure I-18b) (Maurizot et al. 2018). Ces calcaires sont organisés en une séquence grano et strato-croissante passant de faciès silteux et argileux silicifiés à des calcaires bioclastiques souvent marqués par des nodules siliceux. Ces faciès carbonatés sont composés de bioclastes, de rares échinodermes, de bryozoaires, ainsi que des lithoclastes volcaniques et grains de glauconie. Ces faciès reposent stratigraphiquement sur les formations post-rift (Formations des Mamelons Rouges et des Cherts Noirs – voir I-III.2.3) (Maurizot et al. 2018).

I-III.3.3 La réorganisation paléocène

Dès le Paléocène, la distribution et la nature des sédiments montrent un changement dans les environnements de dépôts. Maurizot (2012) suggère que ces changements sont liés à l'initiation d'une subduction intra-océanique à plongement vers l'est dans le bassin Sud Loyauté. La mise en place de ces faciès carbonatés est interprétée comme le résultat de mouvements tectoniques liés à la formation d'un bassin flexural associé à la subduction Sud-Loyauté (voir I-III.4.5). Plus particulièrement, ils seraient les vestiges de plateformes carbonatées peu profondes en position de bombement périphérique (*forebulge*). Au fur et à mesure que le *bulge* progresse vers le Sud (sens de mise en place de l'ophiolite), ces plateformes carbonatées sont démantelées et re-sédimentées 50 km plus au sud dans le *backbulge,* affleurant aujourd'hui dans la région de Bourail (Maurizot 2012).

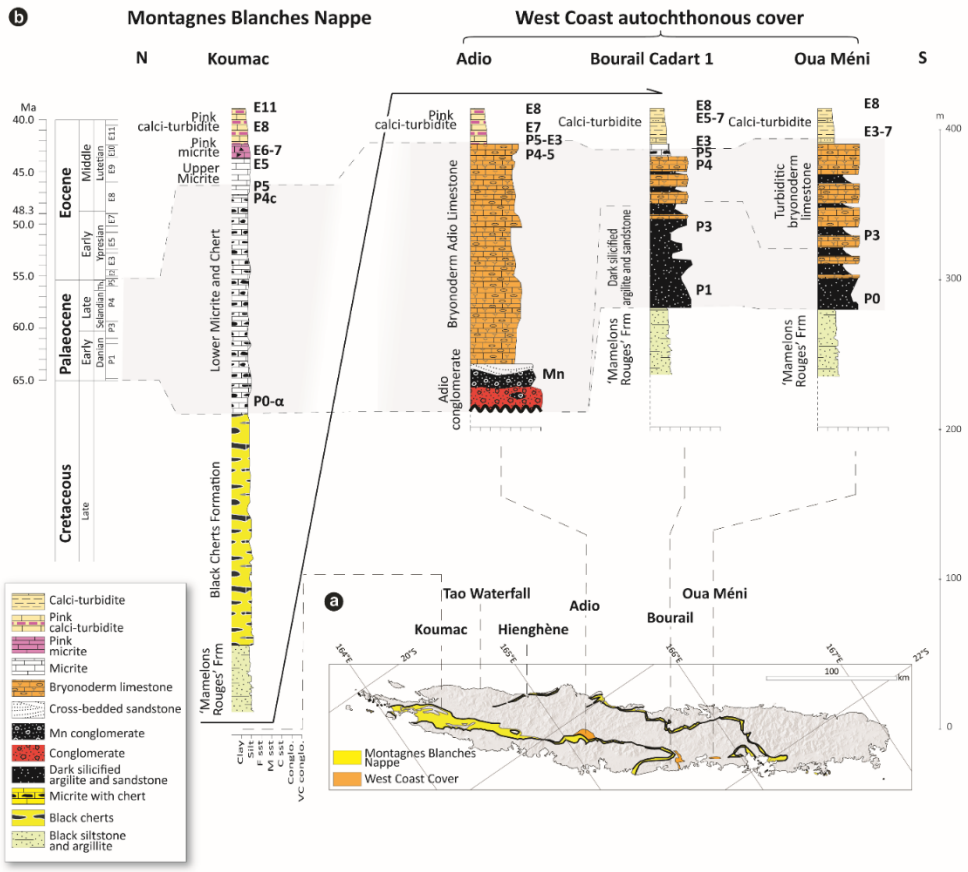


Figure I-18 : b) Corrélation stratigraphique des formations carbonatées se déposant durant l'ensemble du Paléocène sur la Grande Terre. a) Carte géologique de la Grande Terre montrant la distribution de ces formations carbonatées ainsi que la position des coupes corrélées. b) Corrélation des coupes de Koumac (représentant la succession stratigraphique de la Nappe des Montagnes Blanches) et d'Adio, Bourail et Oua Méni représentant la couverture sédimentaire autochtone. Maurizot et al. (2018).

I-III.4 Les flysch éocènes et formation carbonatées associées

Durant l'Éocène, plusieurs formations se développent et sont associées à des environnements de dépôts gravitaires marins profonds (flyschs) mais aussi de plateforme (Figure I-19).

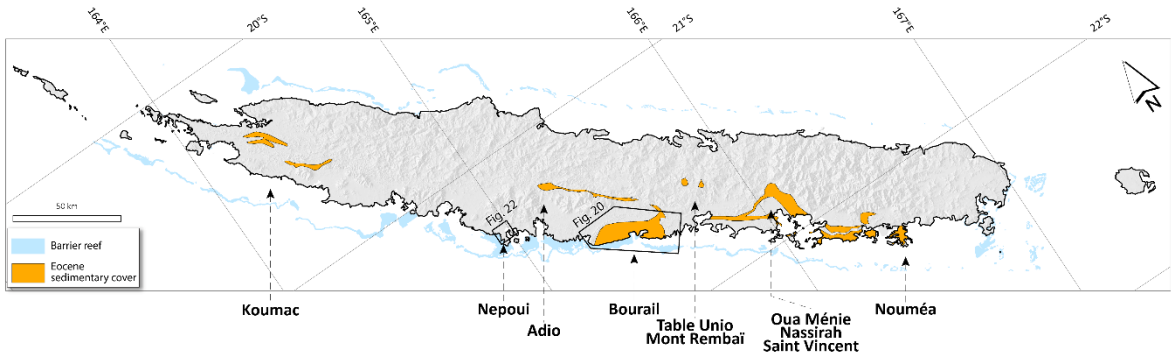


Figure I-19 : Principales zones d'affleurement des formations sédimentaires de l'Éocène en NC. (Maurizot et al. 2018).

I-III.4.1 Le Flysch de Bourail

Dénommé autrefois Flysch Éocène (Gonord 1977), Flysch de Bourail (Paris 1981) ou encore Flysch Paléogène (Cluzel et al. 1998) (Figure I-16), cette unité porte aujourd'hui le nom de *Bourail Group* (Maurizot & Cluzel 2014). Ce groupe est formé de trois formations sédimentaires : (1) le Flysch Inférieur de Bourail (FIB), (2) le Flysch Supérieur de Bourail (FSB) et (3) l'Olistostrome, aussi appelé Formation de la Cathédrale (Maurizot & Cluzel 2014). Maurizot and Cluzel (2014) décrivent cette unité dans la région de Bourail par le biais du sondage CADART-1 et de la coupe géologique de la Néra qui permet de décrire l'ensemble de la succession de ce flysch atteignant ici 4000 mètres d'épaisseur (Figure I-20).

1) Le Flysch Inférieur de Bourail

Le Flysch Inférieur de Bourail, aussi appelé Flysch Carbonaté (Paris 1981), se dépose entre l'Éocène inférieur et l'Éocène supérieur (biozones planctoniques E4 à E16, (Maurizot & Cluzel 2014)). D'une puissance de 2000 mètres dans la région de Bourail (Figure I-20), cette unité s'amincie vers l'est, dans les régions de Boulouparis et Nouméa (Figure I-19). Elle est composée à la base d'un intervalle marneux passant verticalement à des calciturbidites décimétriques à métriques, composées de feldspath, quartz, minéraux opaques, glauconie et clastes volcaniques, de chert et de micrite. Ces turbidites présentent une importante fraction carbonatée, composée de bioclastes indifférenciés et de foraminifères benthiques (*nummulites*) (Maurizot & Cluzel 2014).

2) Le Flysch Supérieur de Bourail

Le Flysch Inférieur de Bourail passe progressivement au Flysch Supérieur de Bourail (Figure I-20a). Ce dernier est décrit comme un flysch volcanoclastique (Maurizot & Cluzel 2014). Dans la région de Bourail, il s'organise en une succession de bancs strato et grano-croissants, sur une épaisseur de 2000 m (Maurizot & Cluzel 2014) (Figure I-20c). Ces grès sont composés de clastes de chert, de micrites et de clastes volcaniques dont de nombreux clinopyroxènes (Paris 1981; Maurizot & Cluzel 2014). Une étude géochimique réalisée sur les éléments majeurs des clinopyroxènes suggère une relation génétique avec des clinopyroxènes provenant des basaltes de types E-MORB de la Nappe de Poya (Figure I-21) (Parat 1996; Maurizot 2005; Maurizot & Cluzel 2014). La partie inférieure du Flysch Supérieur de Bourail est daté du Priabonien (Maurizot & Cluzel 2014). L'épaisse série du Flysch Supérieur souligne l'augmentation significative du taux de sédimentation au cours de l'Éocène supérieur (Maurizot et al. 2018).

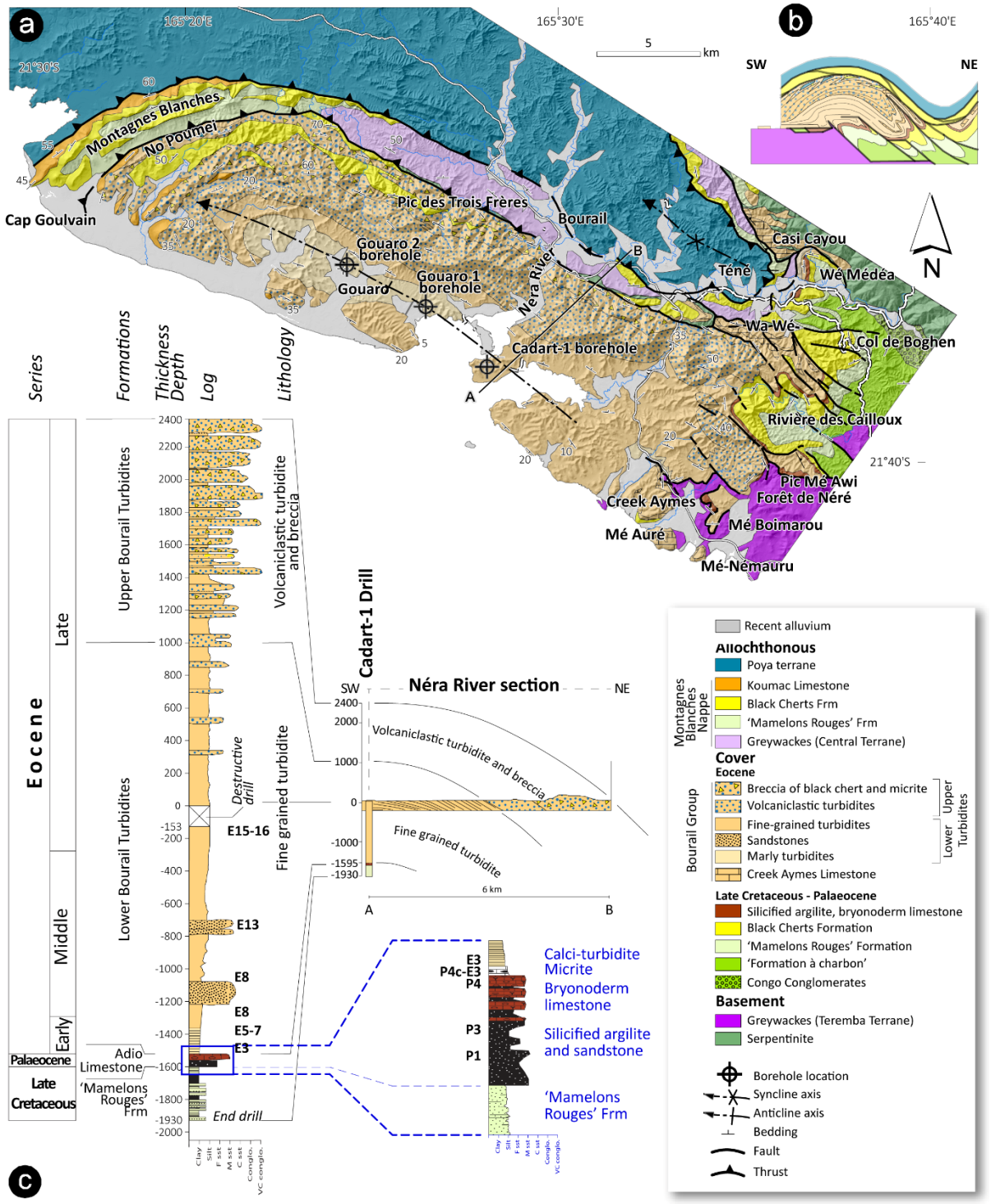


Figure I-20 : Carte et coupe géologique de la zone de Bourail ainsi que log sédimentologique montrant la succession des unités sédimentaires crétacées à éocènes présentes dans cette zone. L'emplacement de cette zone d'étude est visible dans la Figure I-19. a) Carte géologique de la région de Bourail montrant l'emplacement de la coupe géologique ainsi que le positionnement du forage CADART-1. b) Coupe géologique montrant la structure anticlinale que forme la couverture sédimentaire dans la région de Bourail. c) Log sédimentologique synthétique du sondage CADART-1 et de la coupe de la rivière Nera. Ce log montre une épaisseur totale de 4000 mètres de la série Eocène. Les biozones indiquées sont associées à celles définies par Wade et al. (2011). Figure de Maurizot et al. (2018).

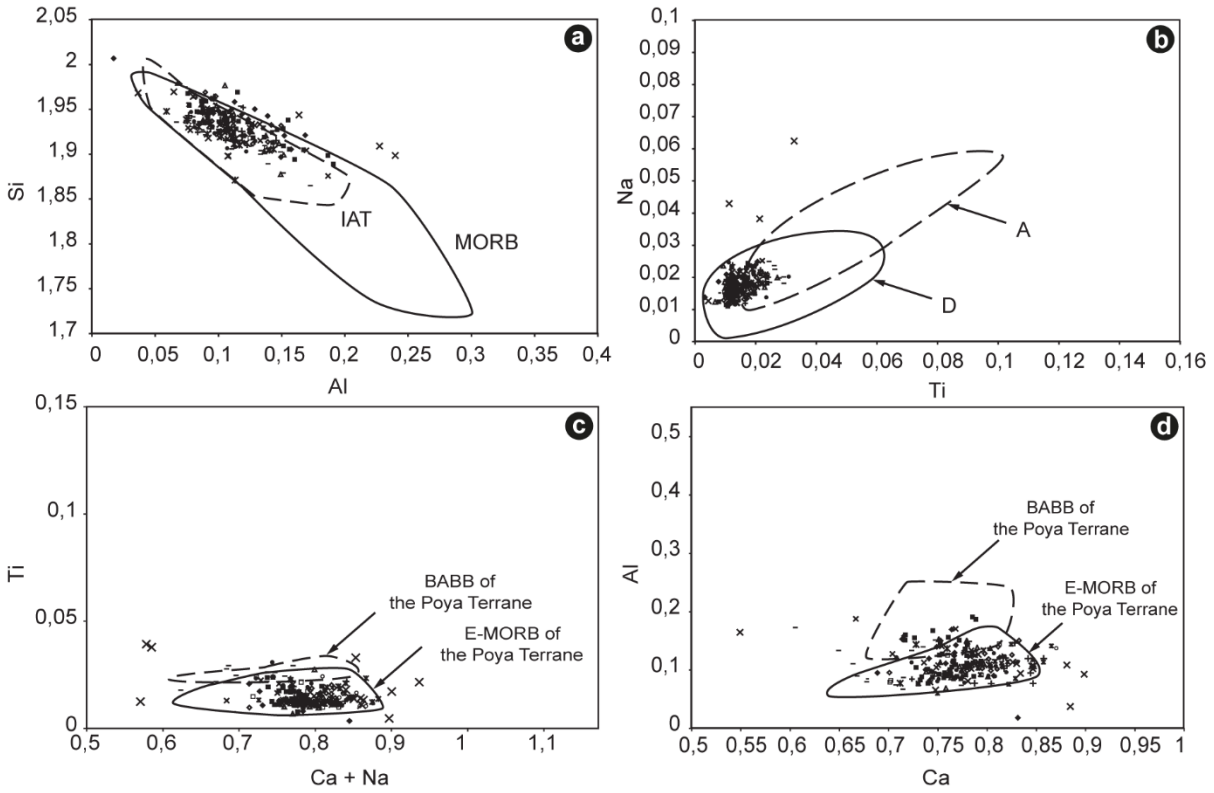


Figure I-21 : Composition cationique et comparaison des clinopyroxènes (cpx) présents dans le Flysch Supérieur de Bourail avec les basaltes présents dans la Nappe de Poya. a) Diagramme Si vs Al de Beccaluva et al.(1989) montrant le positionnement des cpx du FSB dans l'aire des tholéites. b) Diagramme de Leterrier et al (1982) Na vs Ti montrant une relation entre les Cpx du FSB et des tholeiites anorogéniques D : aire des tholéites anorogeniques ; A : basalte alkalin. c) et d) composition cationique des Cpx présents dans le FSB comparée à celle des basaltes de la Nappe de Poya (Parat 1996).

3) L'Olistostrome

La strato et grano-croissance du Flysch Supérieur de Bourail atteint son paroxysme avec la mise en place de l'Olistostrome (Maurizot & Cluzel 2014). Aussi appelé Formation de la Cathédrale (Tissot & Noesmoen 1958; Gonord 1977; Paris 1981), cette unité est décrite comme une succession de brèches à fragments de micrites et de cherts anguleux, centimétriques à décimétriques, reposant dans une matrice sableuse volcanoclastique (Maurizot & Cluzel 2014). Ces brèches sont aussi nommées « Brèches de la Kouri » (Routhier 1953). Dans les régions de Bourail, de Nouméa et de Boulouparis, cette unité comprend des blocs isolés métriques à kilométriques de cherts noirs maastrichtiens, de micrites paléocènes, et de bancs turbiditiques des flyschs sous-jacents, interprétés comme des olistolites (Gonord 1977; Paris 1981; Maurizot & Cluzel 2014). Dans la région de Bourail, les olistolites sont composés des unités du Crétacé supérieur et de la Formation de la Boghen (Piroutet 1917; Maurizot & Cluzel 2014).

I-III.4.2 Les Flyschs de Népoui et de Pandope

Les Flyschs de Népoui et de Pandope, d'âge éocène supérieur, affleurent localement au nord de la Grande Terre (Coudray 1976; Coudray 1977; Paris et al. 1979; Paris 1981; Cluzel 1998; Cluzel et al. 2001) (Figure I-19). Ces unités sont décrites comme des dépôts marins turbiditiques reposant sur les basaltes de la Nappe de Poya et sur la semelle serpentineuse (Coudray 1976; Coudray 1977; Paris et al. 1979; Cluzel et al. 1998; Cluzel et al. 2001).

Le **Flysch de Népoui** (Figure I-22) est subdivisé en cinq intervalles (Coudray 1976; Cluzel 1998; Cluzel et al. 2001) : (1) un mince niveau discontinu de calcarénites composées de clastes serpentineux bien roulés ; (2) des argilites marron à kaki contenant de rares olistolites de calcarénites ; (3) une alternance entre des argilites à niveaux de zéolites, d'arénites fines ou grossières à ciments carbonatés et de carbonates ; (4) un intervalle slumpé d'une trentaine de mètres composé d'olistolites des séquences sous-jacentes ; (5) une alternance de séries arénitiques et dolomitiques. Les faciès gréso-carbonatés sont composés de bioclastes, de foraminifères benthiques et de fragments de coraux. Il est aussi noté la présence d'une phase lithoclastique composée d'éléments ultramafiques tels que de la chromite ou de la serpentine (Coudray 1976; Coudray 1977; Cluzel 1998). L'ensemble de cette formation s'est mise en place durant le Priabonien moyen à supérieur (biozones E15-E16 (Maurizot et al. 2018)). Toutefois, Coudray (1976) propose un âge oligocène supérieur à l'ensemble de cette formation.

Le **Flysch de Pandope** (Paris 1981) est composé de dépôts turbiditiques similaires au Flysch de Népoui affleurant dans la région de Koumac. Reposant aussi en discordance sur la Nappe de Poya, cette unité est composée de brèches à clastes essentiellement basaltiques, doléritiques (rarement associés à des gabbros), de jaspes et de serpentinites (Routhier 1953; Espirat 1971b; Maurizot et al. 2018).

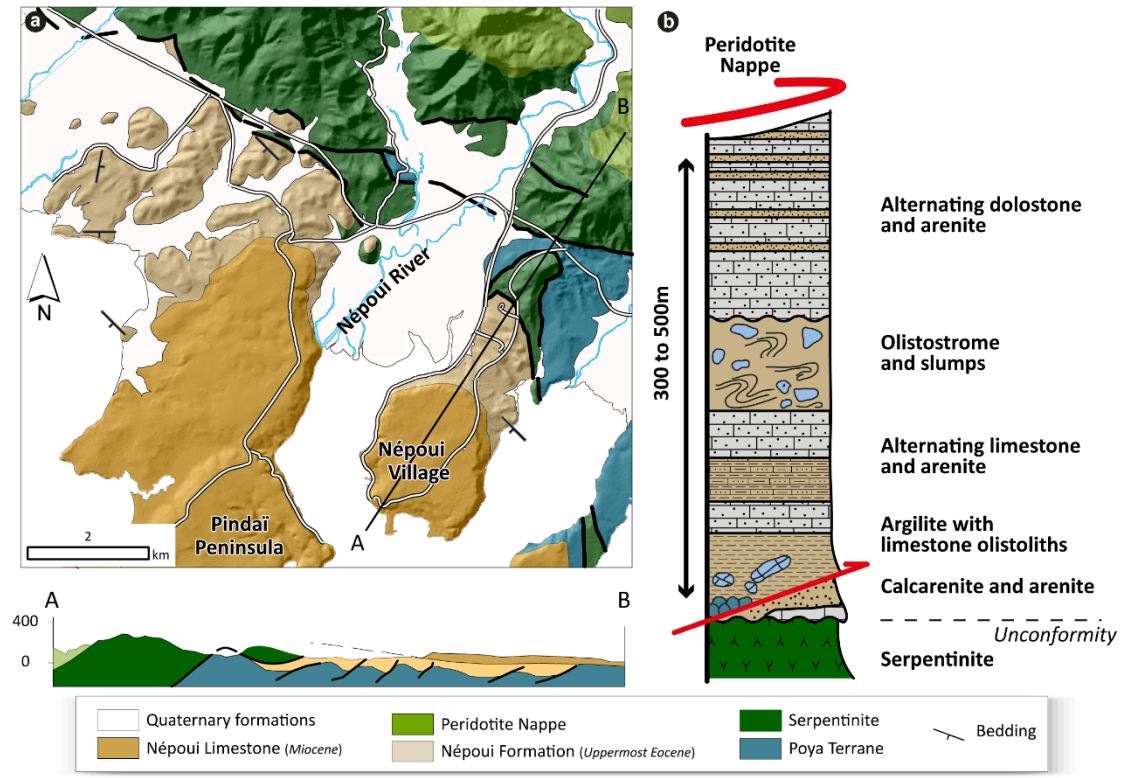


Figure I-22 : a) Carte géologique de la presqu'ile de Népoui (Maurizot et al. 2018). L'emplacement de cette dernière est visible dans la Figure I-19 de ce chapitre. b) Log synthétique du Flysch de Népoui découpé en 5 séquences, proposé par Coudray (1976). Figure d'après Cluzel et al. (2001).

Contemporainement à la mise en place des flyschs de Bourail, de Népoui et de Pandope, des formations carbonatées se développent durant l'Éocène, dans les régions de Bourail (Calcaires du Creek Aymes) et de Uitoé (Calcaires de Uitoé).

I-III.4.3 Les Calcaires du Creek Aymes



Figure I-23 : Formation des Calcaires du Creek Aymes visible aux abords de la carrière du Creek Aymes.

Les Calcaires du Creek Aymes, affleurant dans la carrière du Creek Aymes dans la région de Bourail (Mé Auré - Figure I-20a) correspondent à des calciturbidites bioclastiques de granularité fine (Maurizot et al. 2018). Nommés par Routhier (1953) et Avias (1954), ces calcaires, yprésiens-lutétiens (biozone planctonique E7b à E10) reposent en discordance sur le socle sédimentaire. Ils sont composés de fragments de foraminifères benthiques, d'échinodermes, de bivalves, de coraux et de quelques ostracodes (Maurizot & Cluzel 2014).

Une fraction lithique est aussi présente dans la partie basale de l'unité avec des grains de quartz, de plagioclase et de chlorite (Maurizot & Cluzel 2014). Ces faciès sont interprétés comme le produit de démantèlement d'une plateforme carbonatée peu profonde aujourd'hui inconnue à l'affleurement (Maurizot & Cluzel 2014).

I-III.4.4 Les Calcaires de Uitoé



Figure I-24 : Vue aérienne de l'île Uitoé, dans la Baie de Saint-Vincent. Les Calcaires de Uitoé (2) reposent en discordance sur le socle sédimentaire (1 : Teremba terrane) ; (3) turbidites fines volcanoclastiques ; (Maurizot 2014)

Les calcaires de Uitoé (Gonord 1977; Paris 1981), se mettent en place durant le Bartonien (Maurizot 2014) et affleurent dans région de la Baie de Saint-Vincent (Figure I-19). Ils reposent en discordance sur le socle sédimentaire (Figure I-24) et montrent des variations d'épaisseurs importantes. Ce sont des grainstones à rudstones composés essentiellement de bioclastes, de foraminifères benthiques, d'algues rouges et de coraux et d'une phase lithique avec des lithoclastes rouges anguleux et des fragments de roches volcaniques. Les calcaires de Uitoé sont identifiés comme un équivalent latéral du Flysch Inférieur de Bourail (Maurizot & Cluzel 2014). Les structures sédimentaires et les faunes présentes dans la plateforme carbonatée de Uitoé soulignent le caractère relativement peu profond de cette dernière (Maurizot 2014). La Formation des calcaires de Uitoé passe verticalement à des grès rouges et conglomérats priaboniens et rapidement à des turbidites montrant un ennoiement généralisé de la série (Maurizot 2014).

I-III.4.5 Le modèle tectono-sédimentaire associé : le bassin d'avant-pays Eocène

À partir de l'Éocène, une nouvelle subduction s'initierait au niveau de la dorsale du bassin Sud-Loyauté (Cluzel et al. 2006). Cet épisode compressif, aboutissant à l'obduction du complexe ophiolitique à l'Eocène, fait suite au régime extensif et passif prenant place entre le Crétacé et le Paléocène (Cluzel et al. 2012; Maurizot & Cluzel 2014). Les unités éocènes enregistreraient donc une tectonique compressive, marquée par le passage d'un bassin de post-rift à un bassin d'avant pays (Maurizot 2011; Cluzel et al. 2012; Maurizot & Cluzel 2014).

Durant l'Éocène, l'ensemble du Flysch de Bourail se déposerait dans la partie *foredeep* du bassin d'avant-pays. Contemporaines à ces dépôts gravitaires, des plateformes carbonatées (plateforme des Calcaires de Uitoé et plateforme alimentant les Calcaires du Creek Aymes) se déposeraient sur le bombement périphérique (*forebulge*) (Figure I-25, (Maurizot et al. 2018). Cet ensemble, flysch et plateformes carbonatées, se déplacerait progressivement vers le sud-ouest (Figure I-26). Ceci serait suggéré par l'âge des unités carbonatées de plus en plus jeune en allant vers le Sud. La première moitié du Flysch de Bourail (Flysch Inferieur) serait alimentée par ces plateformes carbonatées, alors que la seconde moitié du Flysch de Bourail (Flysch Supérieur), serait essentiellement alimentée par les nappes du front chevauchant. Ces sources ont respectivement été déduites de l'étude des nombreux éléments carbonatées et clinopyroxènes présents au sein du Flysch de Bourail en comparaison avec respectivement, les calcaires présents dans la Nappe des Montagnes Blanches et les basaltes de la Nappe de Poya (Maurizot & Cluzel 2014). Au Priabonien supérieur, les unités éocènes sont recouvertes par des dépôts bréchiques et olistolites de micrites qui marquerait marquent la proximité immédiate de la Nappe des Montagnes Blanches. Il est à noter qu'aucun élément ultramafique de la Nappe des Péridotites n'est remanié dans le Flysch de Bourail (Maurizot 2005; Maurizot & Cluzel 2014).

Enfin, les flyschs de Népoui et de Pandope se déposent à l'Éocène supérieur, contemporains à l'Olistostrome et remanient les premiers éléments de roches ultramafiques. Ils sont interprétés comme des dépôts turbiditiques au sein de bassins perchés sur la Nappe de Poya lors de la mise en place du complexe ophiolitique (Cluzel et al. 2001).

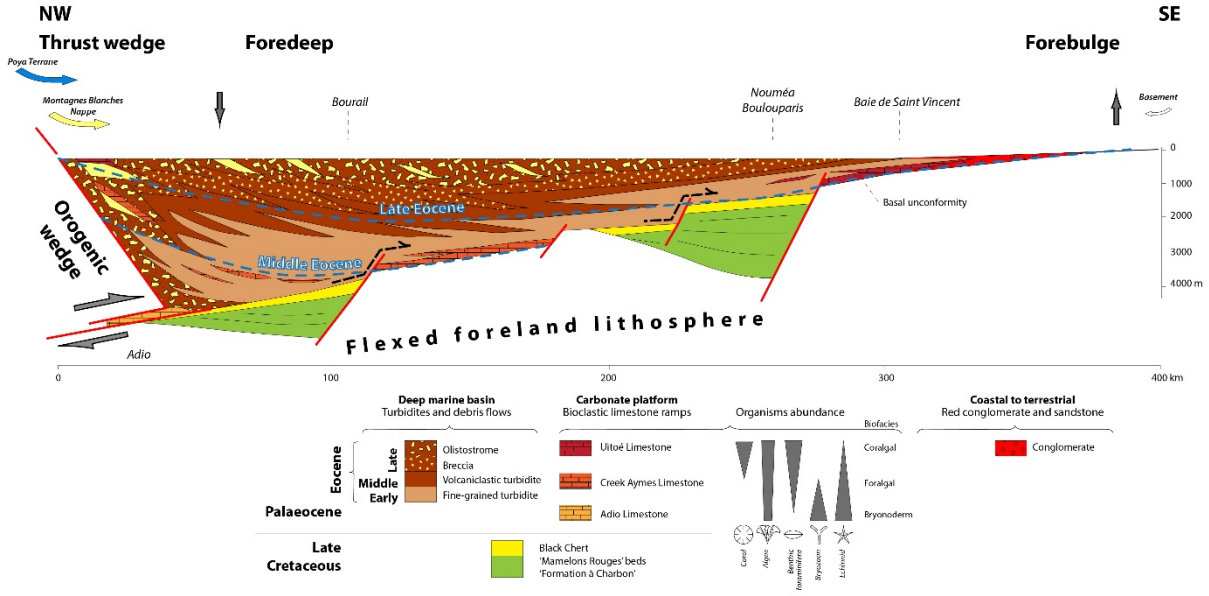


Figure I-25 : Modèle de dépôt du bassin d'avant-pays paléogène de Nouvelle-Calédonie (Maurizot et al. 2018) montrant la mise en place du Flysch Inférieur de Bourail (carbonaté) alimenté par les plateformes se développant dans la partie forebulge. Ces mêmes plateformes se rétrogradent vers le sud est avec la succession des Calcaires d'Adio, du Creek Aymes et de Uitoé. Le Flysch Supérieur de Bourail (volcanoclastique) est alimenté par le front de chevauchement (Nappe de Poya et Nappe des Montagnes Blanches).

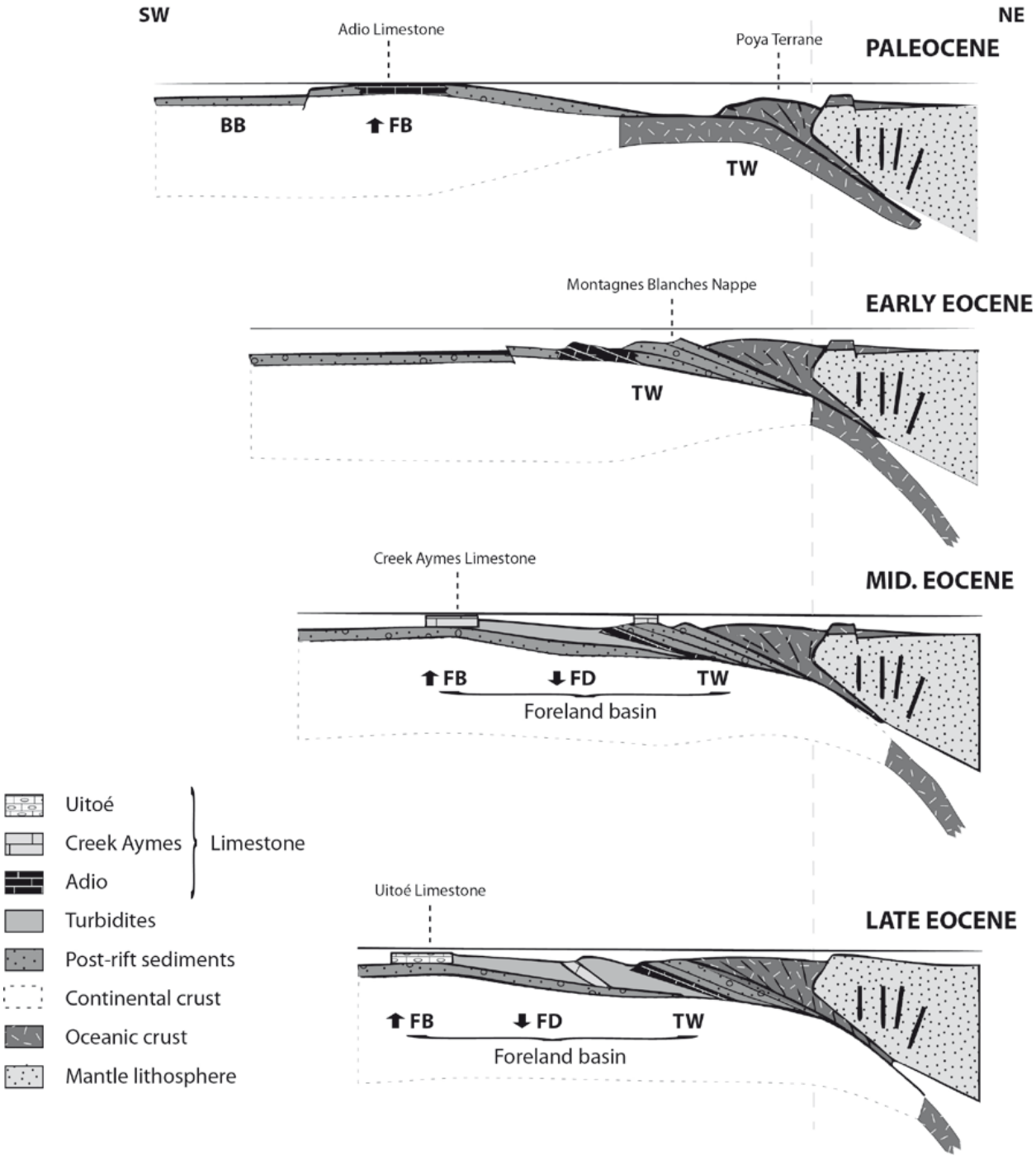


Figure I-26 : Évolution du bassin d'avant-pays calédonien depuis l'initiation de la subduction paléocène et de l'obduction éocène supérieur, avec la propagation vers le sud-ouest du bombement périphérique. Le prisme d'accrétion est considéré comme fixe (ligne grise en pointillée). L'ensemble des zones évoluent vers le sud-ouest durant l'Éocène. BB : back-bulge, FB : forebulge, FD : foredeep, TW : thrust wedge. Schéma tiré de Maurizot and Cluzel (2014).

I-IV Les dépôts crétacés supérieur à paléogènes dans le domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie

Un des points important et énigmatique de l'analyse des séries sédimentaires anciennes de Nouvelle-Calédonie, est la continuité de ces dernières dans le domaine offshore. Ce domaine est marqué par la présence de nombreux bassins sédimentaires dont leurs histoires géologiques sont intimements liées aux grandes phases tectoniques précédemment décrites. Dans cette étude, une attention particulière a été portée sur les bassins sédimentaires adjacents à la Grande Terre, se localisant dans la partie occidentale de la Ride de Norfolk (Figure I-28). De nombreuses études, associées à plusieurs campagnes de relevés sismiques ont permis de définir un cadre strati-sismique régional. Cette partie présente dans un premier temps la stratigraphie sismique régionale des bassins offshores de la partie nord orientale du continent Zealandia. Puis, dans un second temps, une synthèse bibliographique est réalisée sur le Bassin / Fossé de Nouvelle Calédonie ainsi que le Bassin Ouest-Calédonien.

I-IV.1 Unités sismiques régionales et contraintes stratigraphiques

La stratigraphie sismique des bassins sédimentaires offshores de la partie Nord du continent Zealandia, tels que le Bassin de Reinga (Bache et al. 2012), le Fossé de Nouvelle-Calédonie (Etienne et al. 2018) et le Bassin de Fairway (Rouillard et al. 2017), calée sur les données de puits disponibles régionalement, a abouti à un découpage en 5 unités sismiques proposées par Bache et al. (2014) (Figure I-27). Ces dernières sont organisées en trois megaséquences (U3, U2 et U1) associées à des cycles de transgression/regression avec :

- la subduction Est-Gondwanienne (U3) ;
- la période de rifting crétacé (U2b) ;
- la période post-rift crétacé-éocene (U2a) ;
- la période de compression éocene (U1b) ;
- la période d'ouverture des bassins arrière-arc de la subduction Tonga Kermadec entre l'Oligocène et le Néogène (U1a) ;

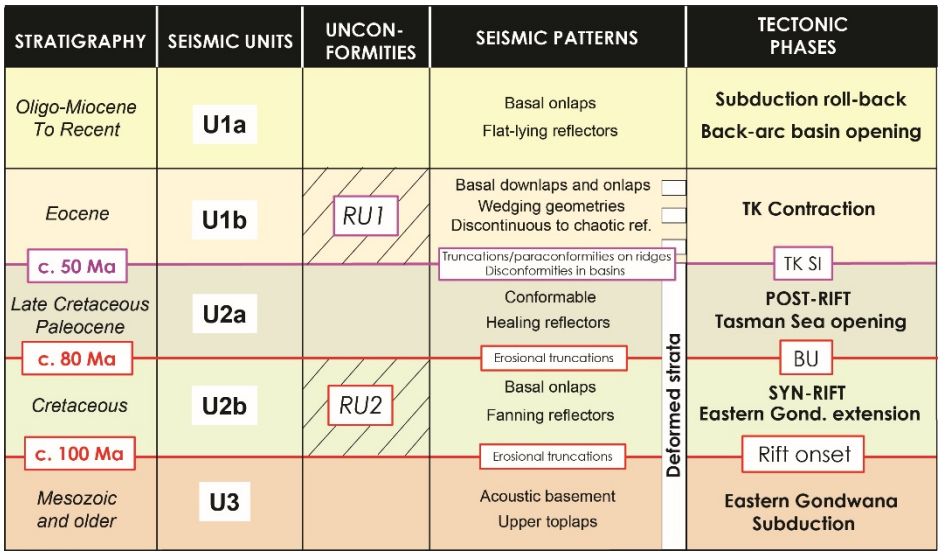


Figure I-27 : Schéma réapitulatif des unités sismiques et discordances présentes dans le région nord du continent Zealandia. Chacune de ces unités sismiques est rattachée aux phases tectoniques précédemment décrites. Figure d'après Etienne et al. (2018) et adaptée d'après Bache et al. (2014) et Rouillard et al. (2017)

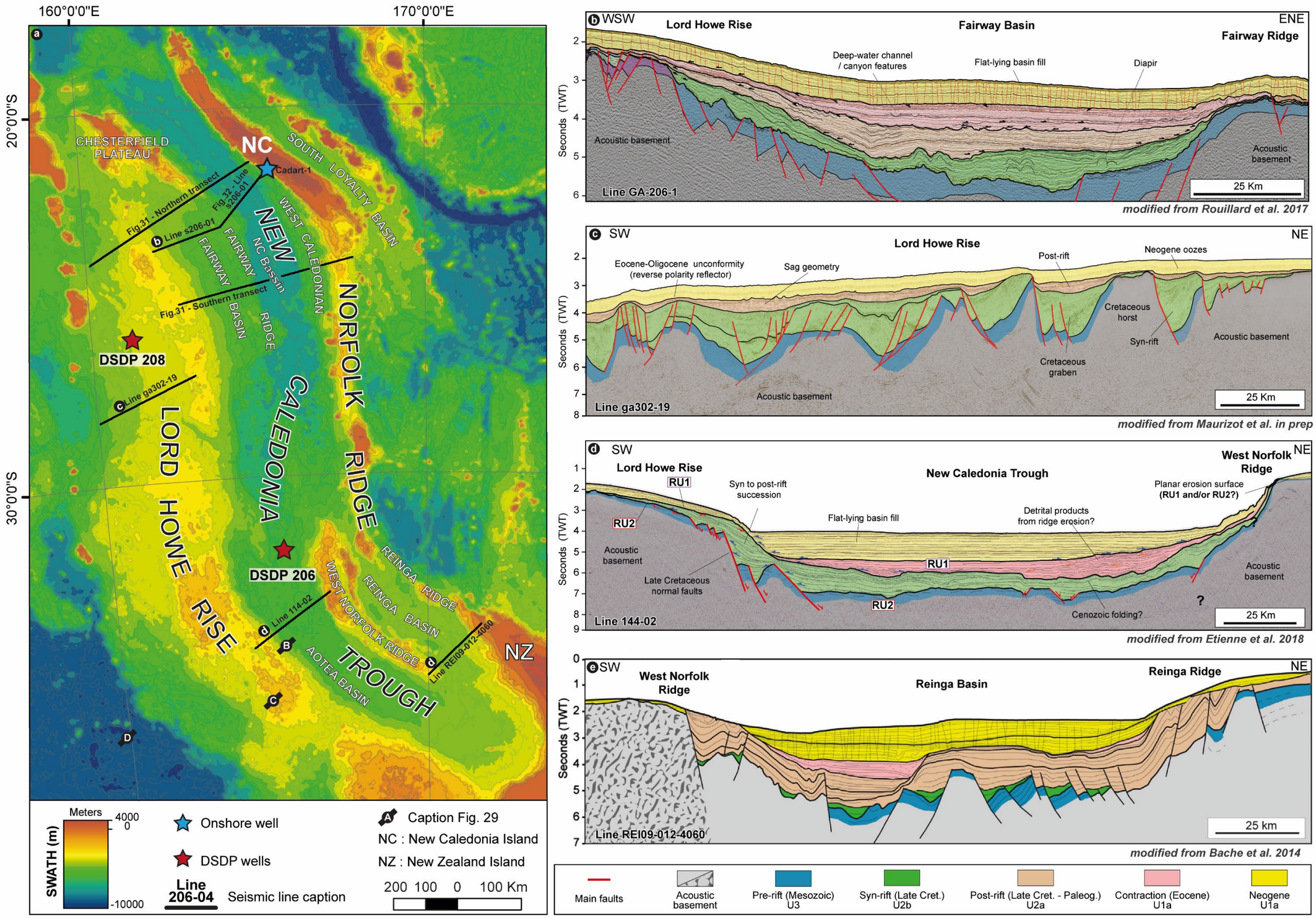


Figure I-28 : a) Carte bathymétrique de la région Sud-Ouest Pacifique et positionnement des lignes sismiques montrées dans cette partie ainsi que les puits DSDP présents sur le Continent Zealandia. b), c), d) et e) Interprétation des lignes sismiques GA-206-1, ga302-19, 114-02 et REI09-012-4060 montrant les unités sismiques régionales visibles sur l'ensemble du domaine offshore du continent Zealandia. Il est à noter que l'interprétation de la ligne 114-02 ne fait pas de distinction entre l'unité U2b et U2a. Données bathymétriques issues de l'altimétrie satellitaire (Smith & Sandwell 1997).

Ces trois mégaséquences identifiées régionalement (Figure I-28), sont séparées par deux discordances majeures nommées RU1 et RU2 (Figure I-27 et Figure I-28d) (Bache et al. 2014). Ces dernières correspondent respectivement à une discordance majeure Éocène-Oligocène séparant les mégaséquence U1 et U2 ; et à une discordance d'âge crétacé supérieur délimitant les unités sismiques U2 et U1.

I-IV.1.1 Les séries pré-rift (Unité 3)

L'unité U3, regroupant les séries pré-rift basales, est représentée par des faciès sismiques de configuration chaotique ou des réflecteurs continus et inclinés souvent plissés et affectés par des failles normales (Figure I-28b) (Collot et al. 2009; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018). Cette unité est présente à la base des structures en horst et graben et sa limite supérieure est définie par une surface érosive de forte amplitude marquée par des réflecteurs en toplap (Figure I-28c & d). Cette surface d'érosion majeure est dénommée RU2 et correspond à une discordance angulaire (Figure I-28d) enregistrant la transition entre la phase de convergence associée à la subduction Est-Gondwanienne et la phase extensive de rifting (Bache et al. 2014). L'ensemble de cette unité est interprété comme s'étant déposé dans un bassin avant- ou arrière-arc de la subduction Est-gondwanienne (Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017) avec notamment la présence de sédiments volcanoclastiques au sein du forage Wakanui (Milne & Quick 1999).

I-IV.1.2 Les séries syn-rift (Unité U2b) et post-rift (Unité U2a)

1) L'unité syn-rift U2b

L'unité U2b est interprétée comme synchrone de la phase de rifting crétacé supérieure. Elle enregistre la mise en place de grabens et demi-grabens (Figure I-29) avec la présence de (1) faciès sismiques aux configurations divergentes (Figure I-28c) (Hashimoto et al. 2008; Collot et al. 2009; Colwell et al. 2010; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017) ; ou (2) de *wedges* progradant se terminant en downlap sur l'unité sous-jacente (Figure I-28b) (Van de Beuque et al. 1998; Uruski et al. 2003; Exon et al. 2007; Collot et al. 2009; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017). La base de cette unité sismique est marquée par une surface de downlap et onlap sur la surface érosive RU2 alors que son sommet est marqué par une surface de onlap des unités sismiques sus-jacentes U1b ou U1a (Bache et al. 2014; Etienne et al. 2018).

Les analogies avec les formations onshores (Formation à Charbon en NC (Paris 1981) et les groupes de Rakopi et Pororari en NZ (Laird 1993; Laird & Bradshaw 2004; Browne et al. 2008) permettent une interprétation de dépôts peu profond (type deltaïque) pour cette unité sismique (Uruski & Wood 1991; Uruski et al. 2003; Hashimoto et al. 2008; Colwell et al. 2010; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017). Localement, des dépôts associés à une tectonique salifère et des constructions récifales sont interprétés dans le Bassin de Fairway (Rouillard et al. 2017).

2) L'unité post-rift U2a

L'ouverture de la Mer de Tasman (85 Ma ; (Hayes & Ringis 1973; Weissel & Hayes 1977; Gaina et al. 1998; Crawford et al. 2003) engendre une subsidence post-rift régionale enregistrée par l'unité U2a (Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018). Elle est représentée par un faciès sismique composé de réflecteurs tabulaires drapant l'ensemble des structures et des unités sous-jacentes en onlap, formant généralement des géométries en forme de bassin sag (Figure I-28c & e) (Collot et al. 2008; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017). Les dépôts associés à cette unité correspondent à des dépôts marins profonds enregistrant la transgression post-rift (visible au sein des puits DSDP, *cf.* partie I-IV.2.4) (Browne et al. 2016; Rouillard et al. 2017). Le sommet de cette unité sismique correspond à la

discordance RU1 marquant le hiatus majeur Éocène – Oligocène (Figure I-28d) (Bache et al. 2014; Etienne et al. 2018).

Cette discordance marquerait le passage à la phase compressive éocène, liée à l'initiation de subduction Tonga-Kermadec (Collot et al. 2008; Bache et al. 2014; Sutherland et al. 2017).

I-IV.1.3 Les séries syn-convergence (Unité U1b) et syn-subsidence (Unité U1a)

1) Les séries syn-convergence : l'Unité U1b

L'Éocène marque un changement majeur de régime tectonique avec une période de compression régionale, nommée évènement TECTA – *Tectonic Event of Cenozoic in the Tasman Area* – et qui serait associé à l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec (Bache et al. 2012; Sutherland et al. 2017). Cette phase est associée à l'unité sismique discontinue U1b (Rouillard et al. 2017; Sutherland et al. 2017; Etienne et al. 2018) (Figure I-29). Elle est représentée par des faciès sismiques chaotiques voir par des réflecteurs faiblement continus formant des *wedges* sédimentaires en pied de pente des hauts structuraux (Figure I-28d et e) (Sutherland et al. 2017; Etienne et al. 2018). Aussi, Sutherland et al. (2017) y voient l'enregistrement syn-tectonique de (1) failles normales réactivées en inverse, (2) de chevauchements ainsi que (3) de plis visibles dans la région (Figure I-29).

L'alimentation de cette unité sismique proviendrait principalement de l'érosion transgressive visible sur les différentes rides et objets structuraux mis en jeu durant cette période. Cette érosion est associée à la discordance RU1 (Bache et al. 2012). Cette unité sismique enregistrerait donc une surrection notable des différentes rides directement liée à la compression éocène (Sutherland et al. 2017; Etienne et al. 2018).

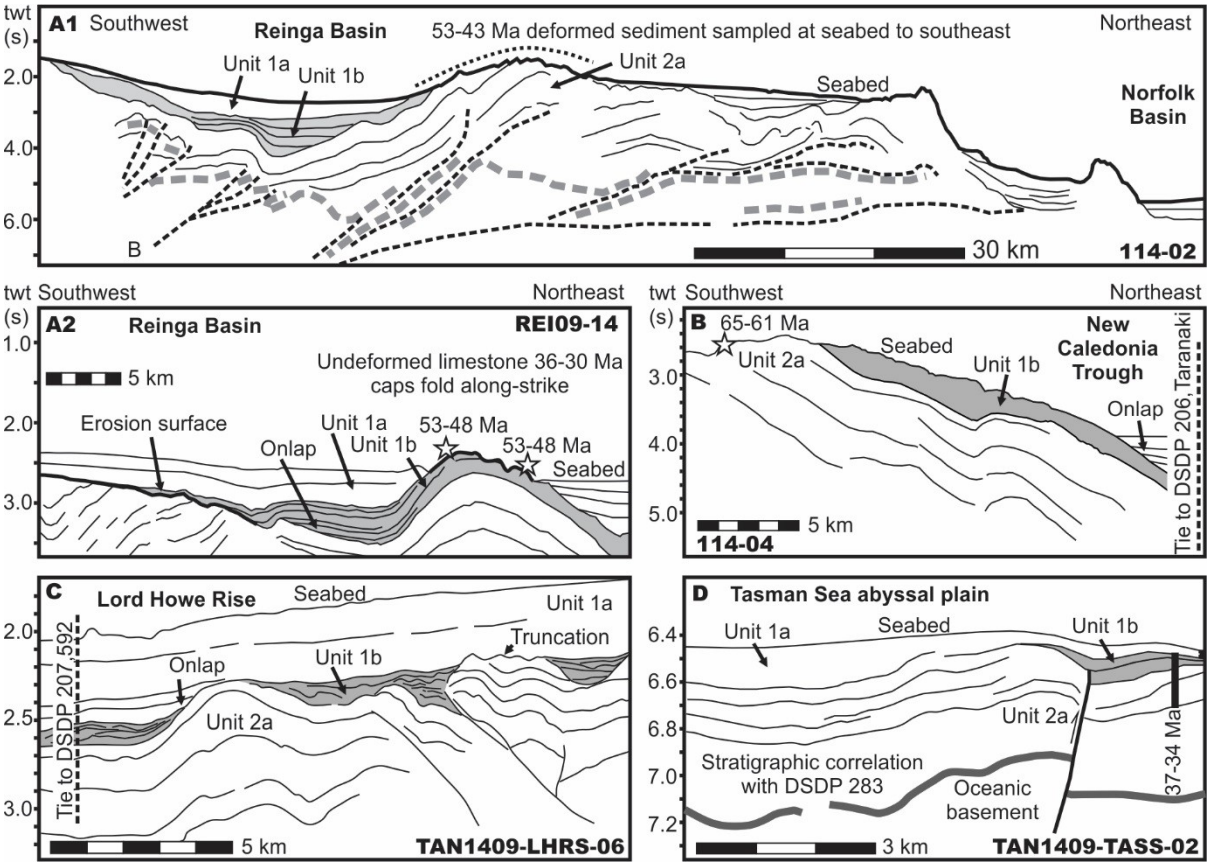


Figure I-29 : Interprétation sismique montrant le caractère syn-tectonique de l'Unité u1b. Respectivement, les unités U2a et U1a pré- et post-date la déformation se déroulant durant l'Éocène. L'emplacement des lignes sismiques est visible dans la Figure I-28. Les caractères sismiques de cette unité sont décrits ci-avant. Figure d'après Sutherland et al. (2017)

2) Les séries syn-subsidence : l'Unité U1a

L'unité sismique U1a représente l'ensemble des dépôts se mettant en place entre l'Oligocène et l'actuel (Hashimoto et al. 2008; Colwell et al. 2010; Sutherland et al. 2010; Bache et al. 2012; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018). Elle est représentée par des réflecteurs à la configuration conforme, drapant en onlap l'ensemble des structures du domaine (Colwell et al. 2010; Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018). Dans le sud du Fossé de Nouvelle-Calédonie, Etienne et al. (2018) observent de fortes variations de faciès sismique entre les dépôts existants sur les marges des différentes rides (chaotiques) et ceux présents dans les bassins (conformes). Cette variation est marquée par une surface d'onlap et est expliquée comme une transition de faciès. Enfin, l'ensemble de cette unité montre des variations d'épaisseurs importantes entre les dépôts existants sur la ride et ceux dans le bassin (Rouillard et al. 2017).

Localement forée, cette unité correspond à de la boue carbonatée provenant de la décantation pélagique et hémipélagique (Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018) (voir partie I-IV.1.4). Un transfert des dépôts entre les rides et les bassins permet d'expliquer les variations d'épaisseur observée (Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018). Cette interprétation est appuyée par les nombreuses ravines, escarpements et autres déformations gravitaires (*creeping*) visibles dans la bathymétrie actuelle (Rouillard et al. 2017; Etienne et al. 2018).

I-IV.1.4 Calages stratigraphiques : les données de puits DSDP/ODP/IODP

Les unités sismiques décrites précédemment sont partiellement calées stratigraphiquement grâce aux données de forages existantes dans la partie septentrionale du continent Zealandia. Ces calages proviennent des puits 207 et 208 du Leg DSDP 21 localisés respectivement dans le Fossé de Nouvelle-Calédonie et sur la Ride de Lord Howe. Ces puits échantillonnent les dépôts sédimentaires du Crétacé supérieur jusqu'à l'actuel (Figure I-30).

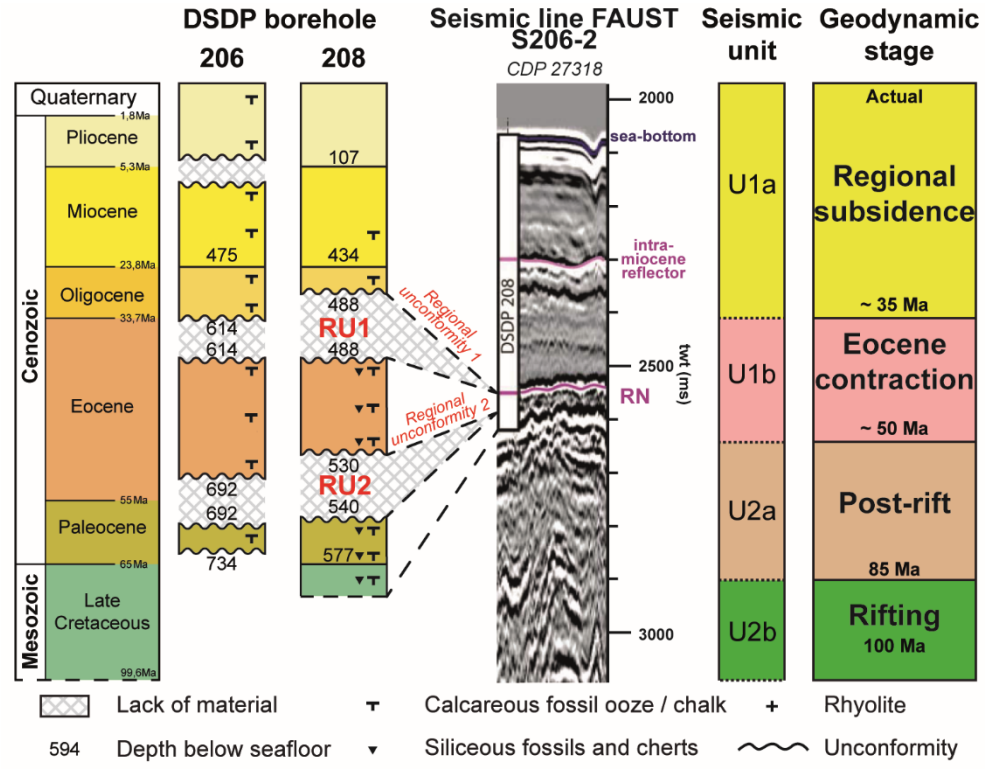


Figure I-30 : Synthèse des données des forages DSDP présents sur le continent Zealandia et présentation du calage stratigraphique avec les données et unités sismiques présentes dans la zone. La localisation des forages est visible dans les. Figure modifiée d'après Collot et al. 2009)

1) Le Forage 208 (Burns et al. 1973a)

Localisé sur la bordure ouest de la Ride de Lord Howe (Figure I-28a), le forage DSDP 208, foré dans les années 70, échantillonne une colonne sédimentaire de 594m recoupant à sa base des dépôts d'âge crétacé supérieur. Ce forage traverse trois séquences sédimentaires séparées par deux discordances majeures (Figure I-30).

- La première séquence (594-512m) correspond à des mudstones à foraminifères planctoniques et riche en nannofossiles marqués par la présence de nodule de chert et de bioturbations de type *Zoophycos*. Des spicules d'oursin, des diatomées, des radiolaires ainsi que de la pyrite sont présents de manière subordonnée. Les âges obtenus sur ce premier intervalle s'étendent entre le Maastrichtien supérieur et le Paléocène moyen.
- Une première discordance importante est ensuite observée entre le Paléocène moyen et l'Éocène inférieur.
- La seconde séquence présente une variation dans la sédimentation avec la mise en place d'un mudstone à radiolaire aussi marqué par la présence de nodule de chert. Cet intervalle s'étend de -512m à -488m et se met en place entre l'Éocène inférieur et l'Éocène moyen.
- Une seconde discordance se met en place à la suite du second intervalle et marque un hiatus sédimentaire entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène moyen.
- Le troisième intervalle s'étend entre la profondeur de -488m jusqu'au sommet du forage. Il est composé de mudstone à nannofossiles et foraminifères avec des variations dans la proportion de ces éléments. Quelques nodules de pyrite sont observés ainsi que des bioturbations de type *Zoophycos*. Ce nouveau faciès se met en en place entre l'Oligocène supérieur et le Pléistocène supérieur. À partir de la profondeur -315m, les sédiments ne sont pas consolidés et correspondent à des oozes riches en nannofossiles et foraminifères

Ce puit, localisé au plus proche du domaine offshore calédonien a été utilisé par Collot et al. (2008) pour caler stratigraphiquement les unités sismiques de cette zone (Figure I-30). Nécessitant une conversion temps-profondeur réalisée grâce à un modèle de vitesse, ces auteurs ont pu corréler et identifier la discordance RU1 Éocène-Oligocène dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie jusqu'à la Ride de Lord Howe. Ce travail de détail, évitant l'ensemble des hauts structuraux de la ride, a permis d'obtenir un calage stratigraphique partiel des bassins sédimentaires dans le domaine offshore occidental.

2) Le forage 206 (Burns et al. 1973b)

Localisé au milieu du Fossé de Nouvelle-Calédonie (Figure I-28a), à l'extrémité sud du domaine offshore de la NC, le forage 206 échantillonne un grand nombre de séries et de discordances permettant le calage stratigraphique des unités. La base du forage échantillonne des séries paléocènes moyen à éocènes moyen composées d'argiles grises à nannofossiles, d'éléments de calcites et de foraminifères ainsi que des oozes à foraminifères planctoniques. Il est à noter la présence de quelques cherts. D'autre part, une première discordance est identifiée entre le Paléocène inférieur et l'Éocène inférieur (Figure I-30). Entre l'Éocène moyen et supérieur, le forage montre la présence de oozes riches en radiolaires et nannofossiles ainsi que des éléments de calcites. Une seconde discordance est observée entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène moyen. À partir de l'Oligocène, l'ensemble des lithologies traversées correspond à des oozes riches en nannofossiles et en foraminifères. Quelques éléments d'argile et de calcite sont aussi identifiés. Cet intervalle note encore une discordance mineure entre le Miocène et le Pliocène.

I-IV.2 Le Fossé et le Bassin de Nouvelle-Calédonie – bassin(s) sédimentaire(s) énigmatique(s)

Collot (2009) propose une revue bibliographique approfondie du « Bassin de Nouvelle-Calédonie ». Les prochains paragraphes proviennent principalement de ses travaux de thèses ainsi que des travaux de Etienne et al. (2018), , Collot et al. (2008), Collot et al. (2009), Hackney et al. (2012), Klingelhoefer et al. (2007), Lafoy et al. (2005), Uruski and Wood (1991), Sutherland et al. (2010) et Sutherland et al. (2017).

Un grand nombre d'auteur définissent le « Bassin de Nouvelle-Calédonie » comme la dépression bathymétrique existant entre la Ride de Lord Howe et la Ride de Norfolk s'étendant entre le Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle Zélande (Figure I-28a). D'un point de vue morphologique, cette grande dépression s'apparente à un seul et même bassin d'une profondeur bathymétrique assez constante (2000m) à fond plat. Mais dans le détail, cette dépression est composée de deux sous-bassins structuraux séparés par une ride avec d'Est en Ouest (Figure I-28) : le Bassin *structural* de Nouvelle-Calédonie (Collot 2009; Collot et al. 2009; Collot et al. 2012), la Ride de Fairway passant au sud à la Ride Ouest Norfolk (Ravenne et al. 1977; Lafoy et al. 2005; Exon et al. 2007) et le Bassin de Fairway-Aotea (Collot et al. 2009). Ce système structural n'est identifiable qu'à partir des données gravimétriques, magnétiques et sismiques.

Par soucis de clarté, il est aujourd'hui préférable d'utiliser le nom de Fossé de Nouvelle-Calédonie (ou *New Caledonia Trough - NCT*) pour qualifier cette dépression longitudinale. Cette dernière se surimpose morphologiquement à l'ensemble des structures précédemment décrites. Cette configuration actuelle, découle d'une histoire biphasée correspondant à (1) un épisode crétacé, lors duquel s'ouvrent les bassins Fairway-Aotea et BNC (Lafoy et al. 2005; Collot et al. 2009) et (2) un épisode éocène avec la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie (Collot et al. 2008; Sutherland et al. 2010; Etienne et al. 2018).

Les paragraphes suivant s'attarderont à décrire chacun de ces objets ainsi que l'enregistrement sédimentaire associé dans un ordre chronologique de formation avec tout d'abord, le Bassin de Nouvelle-Calédonie puis le Fossé de Nouvelle-Calédonie.

I-IV.2.1 Le Bassin de Nouvelle-Calédonie

Le Bassin de Nouvelle-Calédonie (BNC) s'étend sur une longueur de 1500 km et sur une largeur de 150 km entre les latitudes 20°S et 32°S avec une segmentation selon deux directions : une première nord-ouest / sud-est au nord de la latitude 23°S et une seconde nord-sud en partie méridionale. Sa structure, sa nature crustale et son remplissage proviennent d'une évolution complexe s'étendant entre le Crétacé et l'Éocène.

1) Nature crustale du BNC

La nature de la croûte de ce bassin est sujette à controverse. Dans la bibliographie, certains auteurs défendent sa nature océanique afin d'expliquer la forte anomalie gravimétrique présente dans la partie orientale du bassin (Shor et al. 1971; Dubois et al. 1974; Weissel & Hayes 1977; Willcox et al. 1980; Kroenke & Eade 1982; Mignot 1984; Sutherland 1999; Auzende et al. 2000a; Auzende et al. 2000b). En effet, cette anomalie est interprétée comme une subduction avortée synchrone de l'obduction éocène. D'autres auteurs défendent sa nature de type croûte continentale amincie (Uruski & Wood 1991; Lafoy et al. 1998; Van de Beuque et al. 1998; Hahn 2001; Vially & Benard 2001).

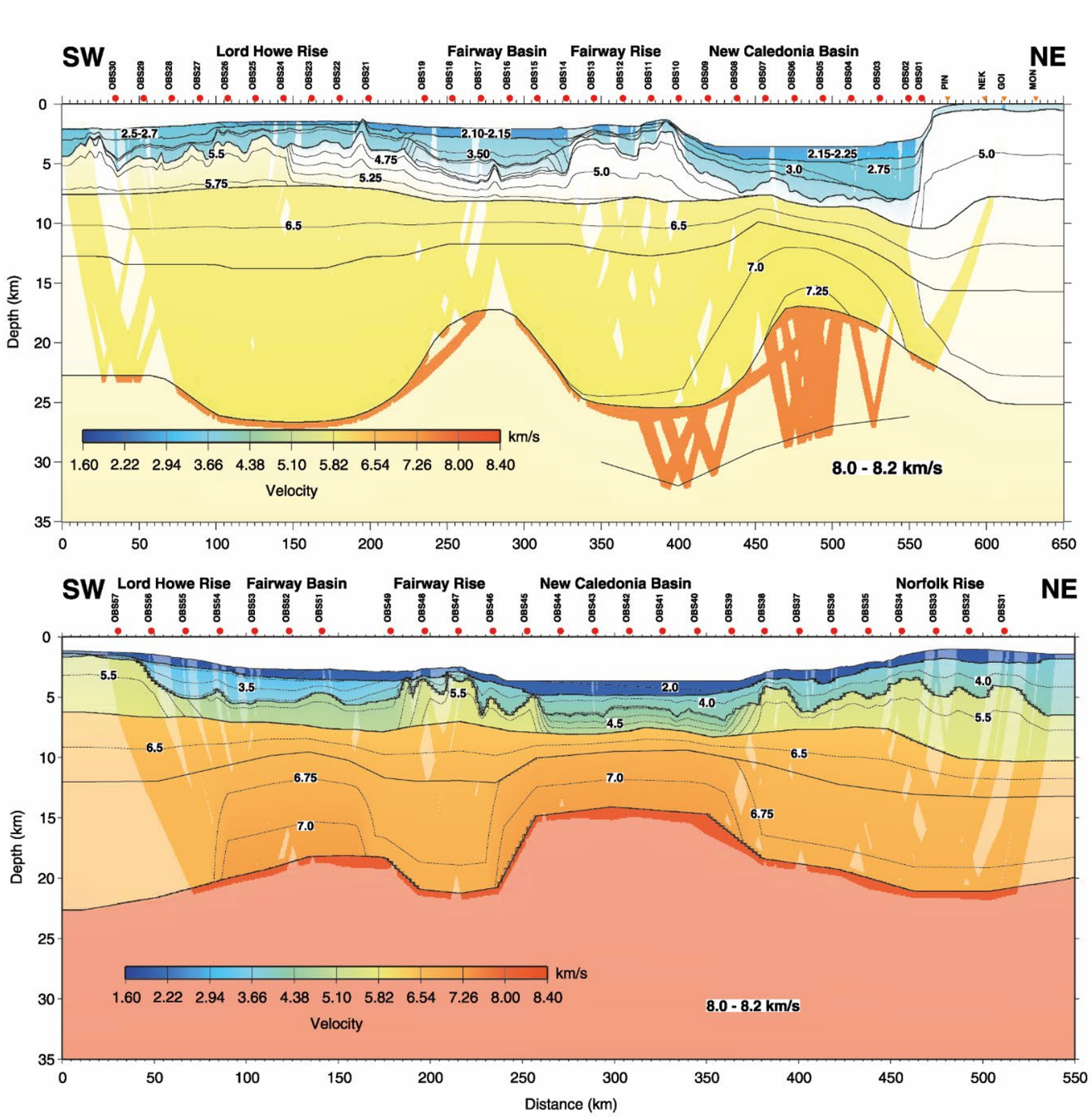
Cette seconde hypothèse est établie sur (1) l'absence d'anomalie magnétiques au sein du bassin ainsi que la bonne corrélation des unité sismiques sur l'ensemble de la région (Uruski & Wood 1991) ; et (2) les résultats des modélisations gravimétriques validant une origine continentale (Hahn 2001; Vially & Benard 2001).

L'acquisition de profil de sismique réfraction lors de la Campagne Zoneco11 (Figure I-31) (Lafoy et al. 2004) répond de manière plus précise quant à la nature rhéologique de la croute de ce bassin atypique. Dans la partie septentrionale du bassin, au niveau de la latitude 22°S (Figure I-28a), la croûte possède une épaisseur de 10 km avec des vitesses de propagation entre 7 et 7.4 Km.s-1 (Klingelhoefer et al. 2007). Elle est interprétée comme une croûte anormale suggérant la présence de manteau dénudé et serpentinisé ou d'une croûte continentale fortement intrudée (Klingelhoefer et al. 2007). Cette dernière interprétation est basée sur l'épaisseur anormalement grande pour une croûte océanique et des vitesses trop élevées pour une croûte continentale amincie.

Dans la partie méridionale du bassin, au niveau de la latitude 25°S, la croute à une épaisseur de 8 km. Elle est composée de deux couches distinctes. La couche supérieure a une épaisseur d'environ 2 km et est caractérisée par des vitesses comprises entre 4.4 et 4.6 $km.s^{-1}$. La couche inférieure est divisée en deux sous-couches. La première, d'une épaisseur de 2 km, est caractérisée par des vitesses allant de 6.4 à 6.6 $km.s^{-1}$ alors que la seconde, entre 4 à 5 km d'épaisseur montre des vitesses variant entre 6.8 et 7.2 km. Ces caractéristiques montrent une similitude avec la présence d'une croûte océanique aux caractéristiques particulières. Collot (2009) compare cette dernière avec le Bassin de Lau été confirmerait la formation d'une dorsale océanique à l'état embryonnaire dans un contexte arrière-arc dans la partie méridionale du BNC.

Enfin, l'analyse des cartes d'anomalies gravimétriques (Figure I-31) valide le caractère atypique de la nature de ce bassin avec la présence d'une anomalie positive au centre du bassin (Collot 2005; Lafoy et al. 2005; Collot 2009; Hackney et al. 2012). Hackney et al. (2012) expliquent que cette anomalie positive peut être due (1) au remplissage sédimentaire de dépressions préexistantes dans la croute qui deviendront majeure après une phase d'étirement ou (2) un sous-placage magmatique se faisant au niveau de la croute.

Ainsi, la croute présente sous le BNC montre de forte variation de nature rhéologique avec une croute ayant subi une océanisation partielle dans sa partie méridionale et une hyper-extension dans sa partie septentrionale (au-dessus de la latitude 23°S).



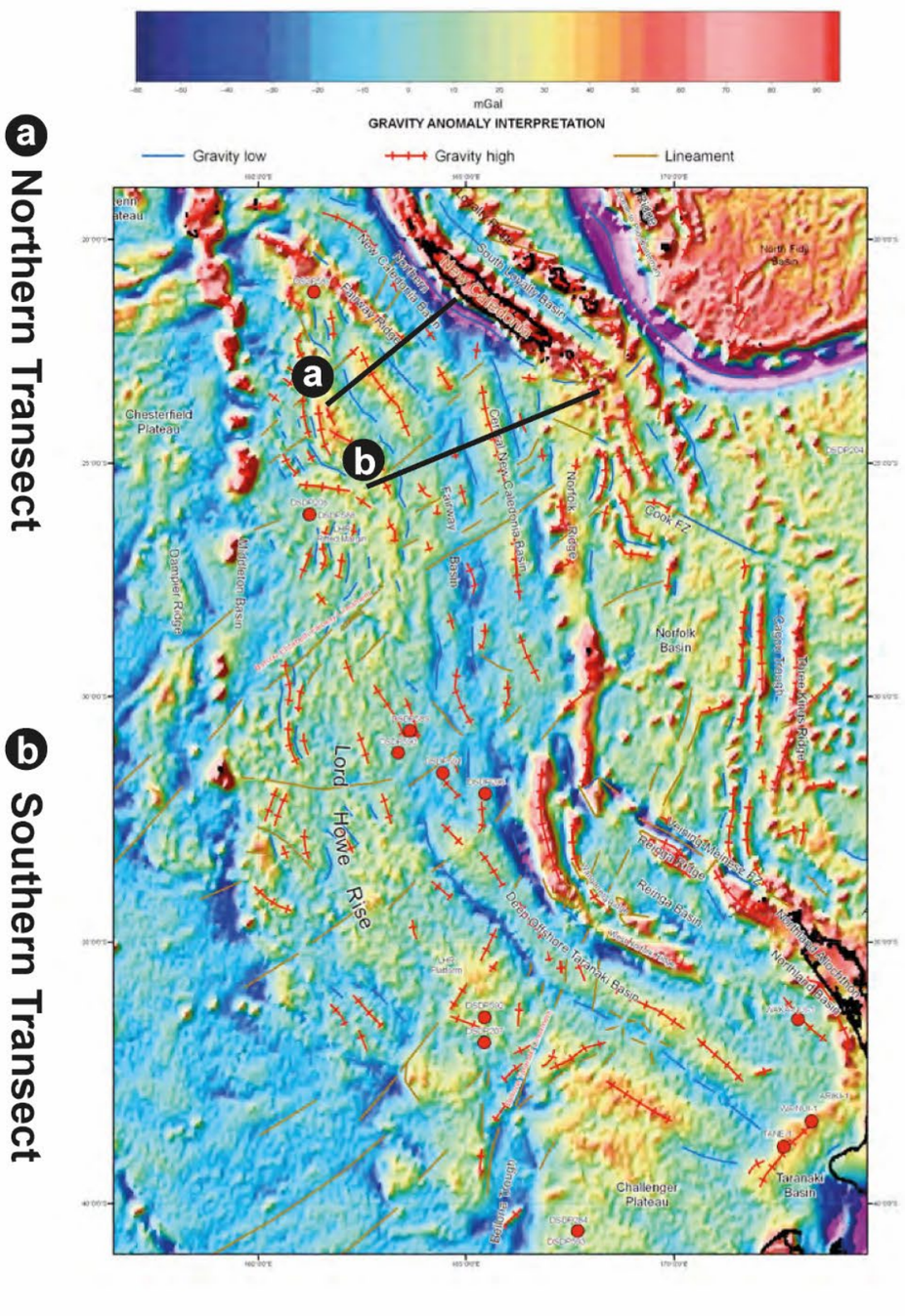


Figure I-31 : Modèles de vitesse des transects nord et sud des profils de sismique réfraction acquis durant la campagne Zoneco 11 (Lafoy et al. 2004). Figures d'après (Klingelhoefer et al. 2007).

2) Histoire tectonique et sédimentaire du BNC

L'histoire tectono-sédimentaire du BNC est un sujet de discussion important pour l'une des problématiques de cette thèse (Chapitre IV de ce mémoire). Il est proposé dans la littérature que l'histoire tectono-sédimentaire de ce bassin se réalise en deux principales étapes :

(1) son ouverture entre le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur durant la phase terminale du *rifting*. Cette ouverture succèdera à celle des bassins adjacents de Fairway et Ouest Calédonien durant le Crétacé inférieur (Lafoy et al. 2005; Collot et al. 2008; Collot et al. 2009)
(2) une histoire éocène lié à l'évènement compressif TECTA et engendrant la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie le long du BNC, de la Ride Ouest-Calédonienne et du Bassin d'Aotea (Sutherland et al. 2010; Hackney et al. 2012; Etienne et al. 2018).

À ce jour, aucune étude strati-sismique de détail n'a été réalisée sur le BNC (Bassin structural de Nouvelle-Calédonie). Toutefois, Maurizot et al. (2018) identifient au sein du bassin la présence constante des unités sismiques U3, U2b et U2a, enregistrant respectivement les phases anté-, syn- et post-rift avec leurs configurations typiques décrites dans les parties précédentes (Figure I-32). Ces unités montrent ainsi que l'histoire tectono-sédimentaire de ce bassin entre le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur est assez similaire à l'évolution générale du domaine offshore.

Aussi, Collot et al. (2008) ont réalisés un travail de détail sur les unités sismiques U1b et U1a au sein de ce bassin. Ces derniers observent une variation de la géométrie du bassin lors de la mise en place de la séquence U1. L'unité U1b n'est visible que partiellement aux abords de la partie sud du BNC (Sutherland et al. 2018), alors que cette dernière est absente dans la partie nord. L'unité U1a est quant à elle présente sur l'ensemble du bassin scellant une phase de déformation importante. Cette dernière se caractérise au nord par une structure asymétrique penchée vers le nord-est en face de la NC. La Figure I-32 montre cette flexure qui correspond à la discordance majeure RU1 Éocène-Oligocène (Collot et al. 2008). Collot et al. (2008) associent cette déformation du bassin à la mise en place du complexe ophiolitique sur la Grande-Terre. Du fait de la surcharge engendrée par le charriage des unités ophiolitiques, l'ensemble du bassin aurait réagi comme un bassin flexural d'avant-pays suivant un processus de sous-charriage. À l'inverse, le bassin présente une structure symétrique en partie méridionale. L'unité U1a enregistre un effondrement rapide de l'ensemble du bassin qui serait directement lié à la création du fossé de Nouvelle-Calédonie abordé dans la partie suivante (Sutherland et al. 2010; R. Sutherland et al. submited).

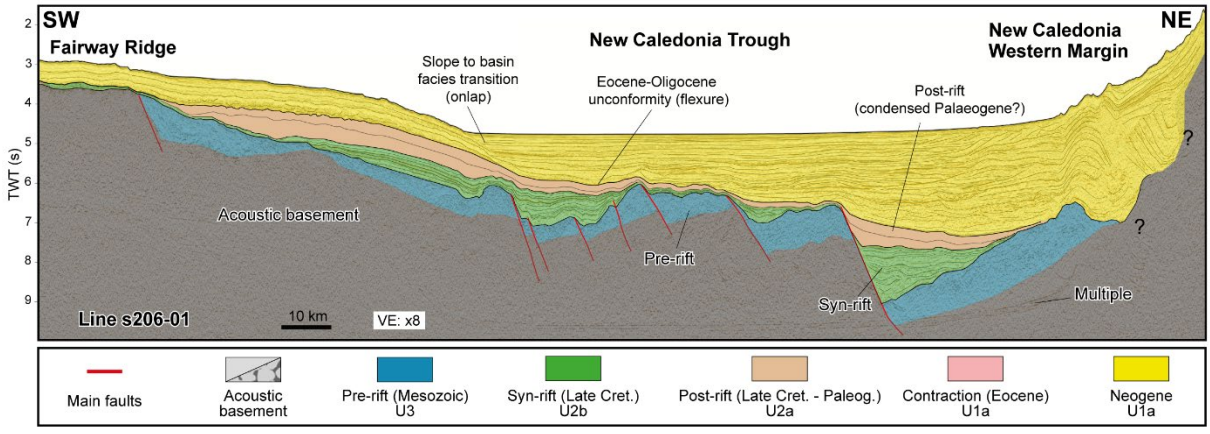


Figure I-32 : Interprétation de la ligne sismique s206-01 (Lafoy et al. 1998) montrant la succession des unités sismiques dans le bassin, au front de la Nouvelle-Calédonie ainsi que l'importante flexure à vergence nord-est scellée par les dépôts oligocènes à actuels et associée à la période post-obduction (Maurizot et al. 2018). Position de la coupe Figure I-28.

I-IV.3 Le Fossé de Nouvelle-Calédonie ou (NCT)

Le Fossé de Nouvelle-Calédonie ou *New Caledonia Trough* (NCT) (Collot et al. 2009; Sutherland et al. 2010), reste encore aujourd'hui un bassin énigmatique. Sutherland et al. (2010) proposent que la création de ce dernier se soit réalisée durant la période éocène-oligocène et serait enregistrée par (1) un effondrement de 1-2 km le long de l'axe du NCT, (2) un uplift et une érosion des rides bordant le fossé et (3) une déformation des unités sous-jacentes (U2 et U3) ; le tout scellé par la mise en place de l'unité U1a. Ces différents points sont respectivement marqués par :

- La présence de faciès sismiques chaotiques et de slump*s* aux abords des bordures du bassin et se mettant en place sur la surface de onlap marquant la base de la séquence U1 (Sutherland et al. 2017; Etienne et al. 2018). Ces faciès sont souvent rapportés à l'unité U1b qui est considérée comme syn-tectonique à cette déformation.
- La surface d'onlap majeur marquant l'effondrement du bassin, est directement raccordé à la discordance éocène-oligocène visible sur l'ensemble des puits DSDP 208 et 206 (Collot et al. 2008). Cette discordance met directement en contact l'unité U1 et le socle avec la présence de troncatures d'érosions majeures. Ces marqueurs montreraient donc un uplift et une érosion majeure des rides adjacentes au bassin (Collot et al. 2008; Sutherland et al. 2017; Etienne et al. 2018).
- Les séquences sous-jacentes U2 et U3 montrent des variations d'épaisseur assez faibles de part et d'autre du fossé et ces dernières se retrouvent aujourd'hui penchées en direction du bassin, appuyant l'hypothèse d'un effondrement post mise en place de l'unité U2 (Sutherland et al. 2010; Etienne et al. 2018).

L'ensemble de ces résultats indique une création rapide du NCT se déroulant à la limite éocène oligocène et enregistrée par une érosion des rides et un effondrement important du bassin (Sutherland et al. 2010). Sutherland et al 2010 et R. Sutherland et al. (submited) proposent que la création de cette grande dépression soit liée au recul de la subduction Tonga-Kermadec initiée durant l'Éocène (Sutherland et al. 2010; Bache et al. 2012; Sutherland et al. 2017). Durant cette période, le plongement du *slab* dans l'asthénosphère permet l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique et la délamination de la lithosphère et de la croute supérieure (Figure I-33). Ce phénomène impacte l'ensemble du continent Zealandia et permet la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie. Ainsi, la création de cette dépression se surimpose à l'ensemble des objets structuraux et sédimentaires visibles dans la région.

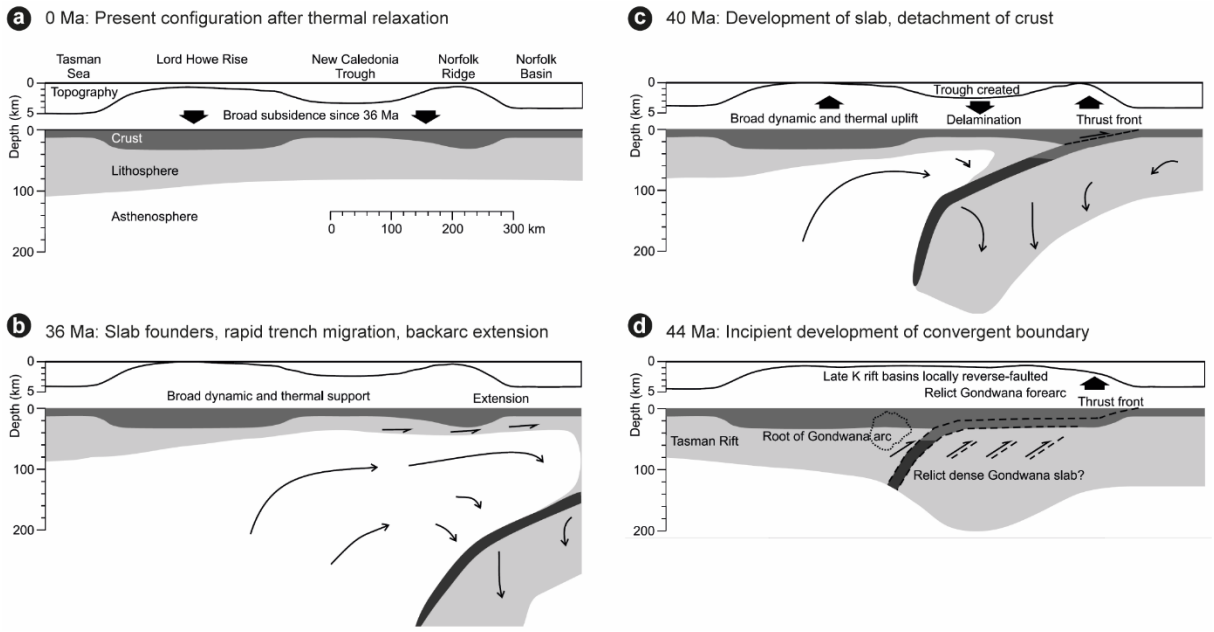


Figure I-33 : Modèle tectonique proposé par Sutherland et al. (2010) expliquant la formation du Bassin de Nouvelle-Calédonie. Dans l'ordre stratigraphique : d) À 44Ma, épaississement lithosphérique sous le Bassin de Nouvelle-Calédonie montrant un détachement dans la croute supérieure par des chevauchements de faible pendage réactivant le plan de subduction mesozoïque de la marge est du Gondwana et qui émerge à proximité de la Ride de Norfolk. c) À 40 Ma, soustraction de la croute inférieure qui se détache suite au recul du slab de la subducion Tonga-Kermadec. b) À 36 Ma, effondrement rapide du slab induisant un slab-rollback et permettant l'ouverture des bassin arrière-arc et la migration du front de chevauchement. a) À 0 Ma, relaxation thermique aboutissant à la configuration structurale actuelle du continent Zealandia.

I-IV.4 Le Bassin Ouest Calédonien

Le Bassin Ouest Calédonien un bassin assez peu connu et mentionné dans la littérature. Décrit pour la première fois par Dupont et al. (1975) comme le Bassin Calédonien Adjacent, ce dernier est localisé sur la bordure ouest de la Ride de Norfolk (Lafoy et al. 1998; Collot et al. 2011). Il s'étend entre les latitudes 23°S et 25°S sur une longueur totale de 300 km pour 60 km de large. Sa partie méridionale est fermée par un volcan (Dupont et al. 1975), sa partie septentrionale se termine en face de la Nouvelle-Calédonie (voir Figure I-28), et enfin il est bordée à l'ouest par la partie septentrionale de la Ride Ouest Norfolk (Lafoy et al. 2005).

Aucune étude précise à ce jour n'a été réalisée sur les unités sismiques de ce bassin. Toutefois, Lafoy et al. (1998) le décrivent comme un bassin perché s'approfondissant légèrement vers l'est avec des séries sédimentaires discontinues et plissées jusqu'à la surface et des unités penchées affectées par des failles normales. Cette couverture peut atteindre des épaisseurs allant jusqu'à 8 secondes au pied de la Ride de Norfolk. D'autre part, Lafoy et al. (2005) mentionnent la présence de demi-grabens et grabens avec des unités sismique synchroneà la mise en place de ces derniers, mais aussi l'existence d'un BSR (*Bottom sea Simulator Reflector*). Ils associent ces structures syn-*rift* à la phase extensive crétacée supérieure permettant l'ouverture de ce bassin et du Bassin de Fairway. Ainsi, Lafoy et al. (2005) s'accordent sur le fait que le Bassin Ouest Calédonien serait l'équivalent oriental du Bassin de Fairway s'ouvrant au Crétacé supérieur.

Références bibliographiques

Adams CJ, Cluzel D, Griffin WL 2009. Detrital-zircon ages and geochemistry of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes and their cover rocks in New Caledonia, and provenances at the Eastern Gondwanaland margin∗. Australian Journal of Earth Sciences 56(8): 1023-1047.

Aitchison J, Meffre S 1992. New Caledonia: A tectonic collage in the southwest Pacific. International geological congress.

Aitchison J, Clarke G, Meffre S, Cluzel D 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. Geology 23(2): 161-164.

Aitchison J, Ireland T, Clarke G, Cluzel D, Davis A, Meffre S 1998. Regional implications of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia. Tectonophysics 299(4): 333-343.

Ali JR, Aitchison JC 2002. Paleomagnetic-tectonic study of the New Caledonia Koh Ophiolite and the mid-Eocene obduction of the Poya Terrane. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 45(3): 313-322.

Arène J, Guérangué B, Lozes J, Paris JP 1979. Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000 : Feuille de Paéoua. Minute provisoire BRGM.

Arnould A 1958. Etude géologique de la partie nord-est de la Nouvelle-Calédonie. Unpublished thesis.

Auzende J, Rissen J, Lafoy Y, Gente P, Charlou J 1988. Seafloor spreading in the north Fiji basin (Southwest Pacific). Tectonophysics 146(1): 317-352.

Auzende JM, van de Beuque S, Lafoy Y 2000a. New Caledonia basin seismic amplifies earlier DSDP findings. Offshore 60(4): 44.

Auzende JM, Van de Beuque S, Regnier M, Lafoy Y, Symonds P 2000b. Origin of the New Caledonian ophiolites based on a French-Australian seismic transect. Marine Geology 162(2-4): 225-236.

Avias J 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Nancy, France, Ecole nationale supérieure de géologie.

Avias J 1954. Les grandes étapes des progres des connaisances stratigraphiques et paléontologiques en Nouvelle-Caléodnie, de la prise de possession par la France à nos jours. Proceedings of the 8th Pacific Science Congress of the Pacific Science Asociation held at the University of the Philippines, Diliman, Quezon City, 16th to 28th November 1953. Pp. 473.

Avias J 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. Tectonophysics 4(4): 531-541.

Bache F, Sutherland R, Stagpoole V, Herzer R, Collot J, Rouillard P 2012. Stratigraphy of the southern Norfolk Ridge and the Reinga Basin: A record of initiation of Tonga–Kermadec–Northland subduction in the southwest Pacific. Earth and Planetary Science Letters 321-322: 41-53.

Bache F, Mortimer N, Sutherland R, Collot J, Rouillard P, Stagpoole V, Nicol A 2014. Seismic stratigraphic record of transition from Mesozoic subduction to continental breakup in the Zealandia sector of eastern Gondwana. Gondwana Research(0).

Baldwin S, Rawling T, Fitzgerlad PG 2007. 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.

Baur J, Sutherland R, Stern T 2014. Anomalous passive subsidence of deep-water sedimentary basins: a prearc basin example, southern New Caledonia Trough and Taranaki Basin, New Zealand. Basin Research 26(2): 242-268.

Baur J, King P, Stern T, Leitner B 2010. Development and Seismic Geomorphology of a Miocene Slope Channel Mega-System, Taranaki Basin, New Zealand. Seismic Imaging of Depositional and Geomorphic Systems, SEPM Foundation, Gulf Coast Section, 30th Annual Research Conference. Pp. 618-649.

Beauchamp B 1994. Permian climatic cooling in the Canadian Arctic. In: Klein GO ed. Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent, Geological Society of America.

Bitoun G, Récy J 1982. Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie.

Black P, Brothers R 1977. Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. Contributions to Mineralogy and Petrology 65(1): 69-78.

Blacke R 1996. Interpretation report on the gouaro seismic survey. PRA 436 - New Caledonia. Report prepared for Victoria Petroleum N.L. 23 pp p.

Bradshaw JD 1981. Mesozoic accretion of exotic terranes along the New-Zealand segment of gondwanaland - comment. Geology 9(3): 100-&.

Browne GH, Kennedy EM, Constable RM, Raine JI, Crouch EM, Sykes R 2008. An outcrop-based study of the economically significant Late Cretaceous Rakopi Formation, northwest Nelson, Taranaki Basin, New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics 51(4): 295-315.

Browne GH, Lawrence MJF, Mortimer N, Clowes CD, Morgans HEG, Hollis CJ, Beu AG, Black JA, Sutherland R, Bache F 2016. Stratigraphy of Reinga and Aotea basins, NW New Zealand: constraints from dredge samples on regional correlations and reservoir character. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 59(3): 396-415.

Bryan SE 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 RE, Andrews JE, van der Lingen GJ, Churkin M, Jr., Galehouse JS, Packham G, Davies TA, Kennett JP, Dumitrica P, Edwards AR and others 1973a. Site 208. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 271-331.

Burns RE, Andrews JE, van der Lingen GJ, Churkin M, Jr., Galehouse JS, Packham G, Davies TA, Kennett JP, Dumitrica P, Edwards AR and others 1973b. Site 206. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project - Leg 21(Suva, Fiji to Darwin, Australia Nov. 1971-Jan. 1972): 103-195.

Campbell H, Grant-Mackie JA, Paris JP 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.

Carroué J 1972. Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50000: feuille Pouembout. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans France.

Carson C, Powell R, Clarke G 1999. Calculated mineral equilibria for eclogites in CaO–Na 2 O–FeO–MgO–Al 2 O 3–SiO 2–H 2 O: application to the Pouébo Terrane, Pam Peninsula, New Caledonia. Journal of Metamorphic Geology 17(1): 9-24.

Chardon D, Chevillotte V 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. Tectonophysics 420(3): 473-491.

Clarke G, Aitchison J, Cluzel D 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal. Journal of Petrology 38(7): 843-876.

Cluzel D 1996. "Affinites intra-océaniques des métavolcanites de l'unité de la Boghen (ex-ante-Permien de Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest); conséquences paléogéographiques".

Cluzel D 1998. Le Flysch post-obduction de Népoui, un bassin transporté? Conséquences sur l'âge et les modalités de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest).

Cluzel D, Meffre S 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest): un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U□ Pb sur les zircons détritiques. Comptes Rendus Geoscience 334(11): 867-874.

Cluzel D, Clarke G, Aitchison J 1995. Northern New Caledonia high pressure metamorphic core complex from contintenal subduction to extensional exhumation. Pacrim Congress 1995, Exploring the Rim, Australian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series. Pp. 129-134.

Cluzel D, Chiron D, Courme M-D 1998. Discordance de l'Eocene superieur et evenements pre-obduction en Nouvelle-Caledonie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327(7): 485-491.

Cluzel D, Aitchison JC, Picard C 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. Tectonophysics 340(1): 23-59.

Cluzel D, Meffre S, Maurizot P, Crawford AJ 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.

Cluzel D, Adams CJ, Maurizot P, Meffre S 2011. Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. Tectonophysics 501(1-4): 17-27.

Cluzel D, Maurizot P, Collot J, Sevin B 2012. An outline of the geology of New Caledonia; from Permian-Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution. Episodes-Newsmagazine of the InternationalUnion of Geological Sciences 35: 72.

Cluzel D, Aitchison J, Clarke G, Meffre S, Picard C 1994. Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie (Pacifique, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2 319(6): 683-690.

Cluzel D, Bosch D, Paquette JL, Lemennicier Y, Montjoie P, Ménot RP 2005. Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off. Island Arc 14(3): 254-271.

Collignon M 1977. Ammonites néocrétacées de la Nouvelle-Calédonie. Bull. BRGM, Fr., sect 4(1): 7-36.

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 2009. Evolution géodynamique du domaine Ouest-offshore de la Nouvelle-Calédonie et de ses extensions vers la Nouvelle-Zélande. Thèse de doctorat IFREMER Département Géoscience Marine / Service Géologique de Nouvelle-Calédonie / Programme ZoNéCo: 290.

Collot J, Herzer R, Lafoy Y, Geli L 2009. Mesozoic history of the Fairway-Aotea Basin: Implications for the early stages of Gondwana fragmentation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10(12).

Collot J, Vende-Leclerc M, Rouillard P, Lafoy Y, Géli L 2011. Explanatory notes of the structural provinces of the southwest Pacific. Geological Survey of New Caledonia version 1: 1-40.

Collot J, Vendé-Leclerc M, Rouillard P, Lafoy Y, Géli L 2012. Map helps unravel complexities of the southwestern Pacific Ocean. Eos, Transactions American Geophysical Union 93(1): 1-2.

Collot J, Géli L, Lafoy Y, Vially R, Cluzel D, Klingelhöefer F, 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).

Collot JY, Malahoff A, Recy J, Latham G, Missegue F 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. Tectonics 6(3): 215-232.

Colwell JB, Hashimoto T, Rollet N, Higgins K, Bernardel G, McGiveron S 2010. Interpretation of seismic data, Capel and Faust Basins, Australia's Remote Offshore Eastern Frontier. Geoscience Australia Record 2010/06.

Coney PJ, Jones DL, Monger JWH 1980. Cordilleran suspect terranes. Nature 288: 329.

Coudray J 1975. "Recherches sur le Néogene et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie; contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire Géologique post-éocene".

Coudray J 1976. Recherche sur le Néogène et le Quarternaire marin de la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sedimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène. Expéditions Française sur les récifs carbonatés de la Nouvelle-Calédonie. 276 p.

Coudray J 1977. Recherche sur le Quaternaire marin de la Nouvelle–Calédonie. Contribution al'étude des récifs coralliens et des éolianites associées ala reconstitution de l'histoire climatique et structurale. Bull. Ass. Fr. Et. Quat 1(50): 331-340.

Crawford AJ, Meffre S, Symonds PA 2003. 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.

Davis WM 1925. Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Annales de Géographie. Pp. 244-269.

Deprat J 1905. Les dépôts éocènes néo-calédoniens. Leur analogie avec ceux de la région de la Sonde. Description de deux espèces nouvelles d'orbitoides. Bull. Soc. Géol. France 4: 483-516.

Doubrovine PV, Steinberger B, Torsvik TH 2012. Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117(B9).

Dubois J, Ravenne C, Aubertin A, Louis J, Guillaume R, Launay J, Montadert L 1974. Continental margins near New Caledonia. The Geology of Continental Margins, Springer. Pp. 521-535.

Dupont J, Launay J, Ravenne C, De Broin CE 1975. Données nouvelles sur la ride de Norfolk (Sud Ouest Pacifique). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D 281: 605-608.

Eagles G, Gohl K, Larter RD 2004. High-resolution animated tectonic reconstruction of theSouth Pacific and West Antarctic Margin. Geochemistry Geophysics Geosystems 5(7): 1-21.

Eissen J-P, Crawford AJ, Cotten J, Meffre S, Bellon H, Delaune M 1998. Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia. Tectonophysics 284(3): 203-219.

Espirat 1958a. Mission Charbon - Fony-Baya.

Espirat 1958b. Mission Charbon : rapport sondages.

Espirat 1958c. Mission Charbon : rapport sur l'étude de détail des zones extension Fony Baya - Fony Mendjele.

Espirat J 1971a. Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50000: feuille Bourail. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris.

1971b Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000 : feuille de Koumac. Nouvelle-Calédonie.

Etienne S, Collot J, Sutherland R, Patriat M, Bache F, Rouillard P, Henrys S, Barker D, Juan C 2018. Deepwater sedimentation and Cenozoic deformation in the Southern New Caledonia Trough (Northern Zealandia, SW Pacific). Marine and Petroleum Geology 92: 764-779.

Exon N, Lafoy Y, Hill PJ, Dickens G, Pecher I 2007. Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea. Australian Journal of Earth Sciences 54: 629-645.

Faure P, Guerange B, Lozes J, Iltis J, Schmid M, Jegat P, P. M, Paris JP 1983. Carte géologique à l'échelle du 1/50 000 et Notice explicative sur la feuille Mé Maoya. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Fitzherbert J, Clarke G, Powell R 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): 67-96.

Folcher N, Sevin B, Quesnel F, Lignier V, Allenbach M, Maurizot P, Cluzel D 2015. Neogene terrestrial sediments: a record of the post-obduction history of New Caledonia. Australian Journal of Earth Sciences 62(4): 479-492.

France R 2000. PRA 436, New Caledonia : CADART-1 & CADART-1st Final Well Report (Vol. 1 : Text and enclosures, 66p.; Vol. 2 : Appendices).

Freneix S 1958. Etude complémentaire des lamellibranches du Crétacé de Nouvelle-Calédonie, École nationale supérieure de gélogie appliqueé et de prospection miniére de l'université de du centre de recherches pétrographiques et géochimiques (CNRS).

Freneix S 1980. Bivalves Néocrétacés de Nouvelle-Calédonie, signification biogéographique, biostratigraphique, paléoécologique. Ann Paléont (Invertébrés) 66: 67-134.

Gaina C 1998. The opening of the Tasman Sea: a gravity anomaly animation. Earth interactions.

Gaina C, Müller DR, Royer JY, Stock J, Hardebeck J, Symonds P 1998. The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 103(B6): 12413-12433.

Garnier J 1867. Note sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Géol. France 2: 438-451.

Gautier P, Quesnel B, Boulvais P, Cathelineau M 2016. The emplacement of the Peridotite Nappe of New Caledonia and its bearing on the tectonics of obduction. Tectonics 35(12): 3070-3094.

Ghent E, Roddick J, Black P 1994. 40Ar/39Ar dating of white micas from the epidote to the omphacite zones, northern New Caledonia: tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences 31(6): 995-1001.

Glasser E 1904. Rapport à M. le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie, Vve. Ch. Dunod.

Gonord H 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Unpublished thesis, Universite des sciences et techniques du Languedoc.

Grant-Mackie J, Paris J, Freneix S, Campbell J, Speden I, Stevens G 1977. Advances in correlation of Mesozoic sequences in New Zealand and New Caledonia. 25th International Geological Congress, Abstracts. Pp. 268-269.

Griffiths JR, Varne R 1972. Evolution of the Tasman Sea, Macquarie Ridge and Alpine Fault. Nature 235(83-86).

Guerange B. LR, Jozes J. 1975. "Étude Géologique des terrains anti-oligocènes de la chaine centrale néo-Calédonienne; stratigraphie, régimes de sédimentation, évolution structurale et métamorphique.".

Guy B, Paris JP, Prinzhofer A 1979. Carte géologique à l'échelle du 1/50 000 et Notice explicative sur la feuille Kououa. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Hackney R, Sutherland R, Collot J 2012. Rifting and subduction initiation history of the New Caledonia Trough, southwest Pacific, constrained by process-oriented gravity models. Geophysical Journal International 189(3): 1293-1305.

Hahn A 2001. Etude gravimétrique de l'ensemble" Ride de Lord Howe-basin de Fairway-ride de Fairway-bassin de Nouvelle Calédonie (SW pacifique). Cartes et modélisations, Diplôme ingénieur EOST 63.

Hashimoto T, Rollet N, Higgins K, Bernardel G, Hackney R 2008. Capel and Faust basins: preliminary assessment of an offshore deepwater frontier region. In: Blevin JE, Bradshaw, B.E. and Uruski, C. ed. Eastern Australasian Basins Symposium III, Petroleum Exploration Society of Australia Special Publication. Pp. 311-316.

Hayes E, Ringis J 1973. Seafloor Spreading in the Tasman Sea. Nature (London) 244(5408): 454-458.

Herzer RH, Mascle J 1996. Anatomy of a continent-backarc transform; the Vening Meinesz fracture zone northwest of New Zealand. Marine Geophysical Researches 18(2/4): 401-427.

James NP, Bone Y, Hageman SJ, Feary D, Gostin VA 1997. Cool-water carbonate sedimentation during the terminal Quaternary sea-level cycle: Lincoln Shelf, southern Australia. SEPM Tulsa Special Publication(56): 1-20.

Jongsma D, Mutter JC 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 DE 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 76: 2542-2561.

Klingelhoefer F, Lafoy Y, Collot J, Cosquer E, Géli L, Nouzé H, 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(B11).

Kroenke L, Eade J 1982. Three Kings Ridge: a west-facing arc. Geo-Marine Letters 2(1-2): 5-10.

Lafoy Y, Bernardel G, Van de Beuque S 1998. Campagne de sismique multitraces entre la marge Est Australienne et le Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Rapport de la campagne Rig-Seismic 206.

Lafoy Y, Brodien I, Vially R, Exon N 2005. Structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (Southwest Pacific): a synthesis. Marine Geophysical Researches 26(1): 37-50.

Lafoy Y, Géli L, Vially R, Klingelhoefer F, Nouzé H, Auffret Y, Bégot J, Buisson D, Collot J, Cosquer E and others 2004. Rapport de mission de la campagne ZoNéco 11 de sismique lourde (multitrace, réfraction, haute résolution) à bord du N/O L'Atalante (8 sept. - 5 oct. 2004) - Volume texte. 1-147 p.

Lagabrielle Y, Chauvet A 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia. Bulletin de la Société Géologique de France 179(3): 315-329.

Lagabrielle Y, CHAUVET A, Ulrich M, Guillot S 2013. Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: The New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? Bulletin de la Société Géologique de France 184(6): 545-556.

Lagabrielle Y, Maurizot P, Lafoy Y, Cabioch G, Pelletier B, Régnier M, Wabete I, Calmant S 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. Tectonophysics 403(1): 1-28.

Laird MG 1993. Cretaceous continental rifts: New Zealand region. In: Ballance PF ed. South Pacific sedimentary basins. Sedimentary basins of the world 2. Amsterdam, Elsevier. Pp. 37-49.

Laird MG, Bradshaw JD 2004. The Break-up of a Long-term Relationship: the Cretaceous Separation of New Zealand from Gondwana. Gondwana Research 7(1): 273-286.

Launay J, Dupont J, Lapouille A 1982. The Three Kings ridge and the Norfolk basin (Southwest Pacific): an attempt at structural interpretation.

Matthews KJ, Williams SE, Whittaker JM, Müller RD, Seton M, Clarke GL 2015. Geologic and kinematic constraints on Late Cretaceous to mid Eocene plate boundaries in the southwest Pacific. Earth-Science Reviews 140(0): 72-107.

Mauffret A, Australia G 2001. Collaborative Australia/France Multibeam Seafloor Mapping Survey-Norfolk Ridge to Three Kings Ridge Region: FAUST-2, Preliminary Results, Geoscience Australia.

Maurizot P 1984. Carte géologique à l'échelle du 1/50 000 et Notice explicative su la feuille—Touho-Poindimié. Bureau de Recherches Géologiques et Minières: 1-43.

Maurizot P 2005. Valorisation et validation du sondage de référence Cadart 1-Nouvelle-Calédonie.

Maurizot P 2011. First sedimentary records of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the 'Montagnes Blanches' nappe. Bulletin de la Société Géologique de France 182(6): 479-491.

Maurizot P 2012. Palaeocene age for the Adio Limestone, New Caledonia: stratigraphic and regional context. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 56(1): 16-26.

Maurizot P 2014. Evolution and sedimentation in a forebulge environment: example of the late Eocene Uitoé Limestone, New Caledonia, Southwest Pacific. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 57(4): 390-401.

Maurizot P, Vendé-Leclerc M 2009. New-Caledonia geological map, scale 1/500 000, Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie - Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Explanatory note by Maurizot P. and Collot J., 2009.

Maurizot P, Collot J 2009. Explanatory note of the geological map of New Caledonia, scale 1/500 000. Geological Survey of New Caledonia / BRGM version 1.

Maurizot P, Cluzel D 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. New Zealand Journal of Geology and Geophysics(ahead-of-print): 1-12.

Maurizot P, Eberle J, Habault C, Tessarollo C 1989. Notice explicative Sur La Feuille Pam-Ouegoa. Bureau De Recherches Geologiques et Minieres, Noumea.

Maurizot P, Bordenave A, Cluzel D, Collot J, Etienne S 2018. Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence. In: Mortimer N ed. Geology, geodynamics, and mineral ressources of New Caldonia. London, Memoir of the Geological Society of London.

Maurizot P, Cluzel D, Meffre R, Campbell H, Collot J, Sevin B 2018 (In press). Pre-Late Cretaceous basement terranes of the Gondwana active margin. In: Mortimer N ed. Geology, geodynamics, and mineral resources of New Caledonia. Memoir of the Geological Society of London.

Maurizot P, Cluzel D, Meffre S, Campbelle HJ, Collot J, Sevin B In prep. New Caledonia, Geology, Geodynamics, and mineral resources, Geological Society London Memoir.

Maurizot P, Cabioch G, Fournier F, Leonide P, Sebih S, Rouillard P, Montaggioni L, Collot J, Martin-Garin B, Chaproniere G 2016. Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). Sedimentary Geology 331: 42-62.

Maurizot P, Cluzel D, Patriat M, Collot J, Iseppi M, Lesimple S, Secchiari A, Bosch D, Montanini A, Macera P and others In press. The Eocene subduction-obduction complex. In: Mortimer N ed. Geology, geodynamics, and mineral ressources of New Caledonia. London, Memoir of the Geological Society of London.

McDougall I, Embleton BJJ, Stone DB 1981. Origin and evolution of Lord Howe Island, Southwest Pacific. Journal of the Geological Society of Australia 28: 155-176.

Meffre S 1991. Terrane analysis of New Caledonia with special reference to the Koh area. BS honors thesis, Sydney, Australia, University of Sydney.

Meffre S 1995. The Development of Island Arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia. Unpublished thesis, University of Sydney, Sydney. 237 p.

Meffre S, Aitchison JC, Crawford AJ 1996. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. Tectonics 15(1): 67-83.

Meffre S, Falloon TJ, Crawford TJ, Hoernle K, Hauff F, Duncan RA, Bloomer SH, Wright DJ 2012. Basalts erupted along the Tongan fore arc during subduction initiation: Evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga fore arc and trench. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13(12): n/a-n/a.

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. Unpublished thesis, Université Pierre et Marie Curie.

Milne A, Quick R 1999. Wakanui-1 well completion report PEP 38602.

Missègue F, Collot JY 1987. Etude géophysique du plateau des Chesterfield (Pacifique Sud-Ouest) - Résultat préliminaires de la campagne ZOE 200 du N/O Coriolis. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2: 279-283.

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

Mortimer N, Hauff F, Calvert A 2008. Continuation of the New England Orogen, Australia, beneath the Queensland Plateau and Lord Howe Rise. Australian Journal of Earth Sciences 55(2): 195-209.

Mortimer N, Herzer R, Gans P, Laporte-Magoni C, Calvert A, Bosch D 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): 1-24.

Mortimer N, Tulloch AJ, Spark RN, Walker NW, Ladley E, Allibone A, Kimbrough DL 1999. Overview of the Median Batholith, New Zealand; a new interpretation of the geology of the Median Tectonic Zone and adjacent rocks. Journal of African Earth Sciences 29(1): 257-268.

Mortimer N, Campbell H, Tulloch AJ, King PR, Stagpoole V, Wood RA, Rattenbury MS, Sutherland R, Adams CJ, Collot J and others 2017. Zealandia: Earth's hidden continent. GSA Today accepted.

Müller RD, Gaina C, Tikku A, Mihut D, Cande SC, Stock J 2000. Mesozoic/Cenozoic tectonic events around Australia. In: Union AG ed. The History of Dynamics of Global Motions - Geophysical Monograph. Washington DC. Pp. 161-188.

Nicholson K, Maurizot P, Black P, Picard C, Simonetti A, Stewart A, Alexander A 2011. Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. Lithos 125(1): 659-674.

Orloff O, Gonord H 1968. Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région cotières à l'est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles 267: 5-8.

Paquette J-L, Cluzel D 2006. U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. International Journal of Earth Sciences 96(4): 613-622.

Parat F 1996. Les laves de l'unité de Poya: traceurs géochimiques et géodynamiques de l'évolution crétacé-paléocène du SW Pacifique. Unpublished DEA Mémoire, Université Joseph Fourier.

Paris J-P 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse, BRGM.

Paris J 1978. Notice explicative de la feuille Moindou. Carte géologique à l'échelle 1: 50,000.

Paris JP, Andreiff P, Coudray J 1979. Sur l'âge Eocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, une unité de charriage océanique périaustralien, déduit d'observation nouvelles sur la série de Népoui. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D 288(D): 1659-1661.

Paul A 1994. Sedimentological and biostratigraphical constraints on arc-continent collision in New Caledonia. B. Sc.(Hons) Thesis, University of Sydney.

Pelatan 1891. Constitution géologique de l'archipel néo-calédonien.

Pelletier B 2007. Geology of the New Caledonia region and its implications for the study of the New Caledonian biodiversity. In: Edts CPaBRdF ed. Compendium of marines species from New Caledonia - Forum Biodiversité des Ecosystèmes Coralliens. Nouméa, IRD. Pp. 17-30.

Pelletier B, Auzende J-M 1996. Geometry and structure of the Vitiaz trench lineament (SW Pacific). Marine Geophysical Researches 18(2-4): 305-335.

Pelletier B, Calmant S, Pillet R 1998. Current tectonics of the Tonga New Hebrides region. Earth and Planetary Science Letters 164(1-2): 263-276.

Piroutet M 1917. Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie, Protat.

Poli S 2016. Struture et stratigraphie du secteur entre la marge orientale de la Ride de Norfolk et la Ride des Loyauté (Nouvelle-Calédonie, Sud-Ouest Pacifique) - Nouvelles bservations marines d'un complexe obducté. Institut Plytechnique Lassale Beauvais.

Prinzhofer A 1981. Structure et petrologie d'un cortege ophiolitique: le massif du sud (nouvelle Caledonie). Unpublished thesis.

R. Sutherland, G.R. Dickens, P. Blum, C. Agnini, L. Alegret, G. Asatryan, J. Bhattacharya, A. Bordenave, L. Chang, J. Collot and others submited. Continental scale of geographic change across Zealandia during subduction zone initiation. Nature.

Ravenne C, De Broin CE, Dupont J, Lapouille A, Launay J 1977. New Caledonia basin-Fairway Ridge: structural and sedimentary study. In: Technip ed. International Symposium on Geodynamics in the Southwest Pacific. Nouméa (New Caledonia). Pp. 145-154.

Rey PF, Müller D 2008. Late Cretaceous-Paleocene evolution of the East Gondwana margin, a new dynamic model for the formation of marginal basins. PESA Eastern Australasian Basins Symposium III. Sydney.

Rouillard P, Collot J, Sutherland R, Bache F, Patriat M, Etienne S, Maurizot P 2017. Seismic stratigraphy and paleogeographic evolution of Fairway Basin, Northern Zealandia, Southwest Pacific: from Cretaceous Gondwana breakup to Cenozoic Tonga–Kermadec subduction. Basin Research 29: 189-212.

Routhier P 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama, Société géologique de France.

Schellart WP, Lister GS, Toy VG 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.

Sdrolias M, Müller RD, C. G 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.

Sevin B 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères. PhD thesis Université de la Nouvelle-Calédonie.

Sevin B, Ricordel-Prognon C, Quesnel F, Cluzel D, Lesimple S, Maurizot P 2012. First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre'. Terra Nova 24(1): 77-85.

Sevin B, Cluzel D, Maurizot M, Ricordel-Prognon C, Chaproniere G, Folcher N, Quesnel F 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post-obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. Tectonics 33.

Shaw RD 1990. Development of the Tasman sea and easternmost Australian continental margin - a review. In: Department of primary industries and energy bomr, geology and geophysics ed. The Eromanga - Brisbane Geoscience Transect: a guide to basin development across Phanerozoic Australia in southern Queensland, Australian Government.

Shor G, Kirk H, Menard H 1971. Crustal structure of the Melanesian area. Journal of Geophysical Research 76(11): 2562-2586.

Smith WHF, Sandwell DT 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science 277(5334): 1956-1962.

Solomon S, Biehler S 1969. Crustal structure from gravity anomalies in the Southwest Pacific. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 74(27): 6696-6701.

Spandler C, Rubatto D, Hermann J 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(3).

Steinberger B, Sutherland R, O'connell RJ 2004. Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. Nature 430(6996): 167-173.

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 2008. The significance of Antarctica for studies of global geodynamics. Antarctica: A Keystone in a Changing World: 115-124.

Sutherland R, Dickens G, Blum P, Scientists E 2018. Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. International Ocean Discovery Program. .

Sutherland R, Collot J, Lafoy Y, Logan GA, Hackney R, Stagpoole V, Uruski C, Hashimoto T, Higgins K, Herzer RH and others 2010. Lithosphere delamination with foundering of lower crust and mantle caused permanent subsidence of New Caledonia Trough and transient uplift of Lord Howe Rise during Eocene and Oligocene initiation of Tonga-Kermadec subduction, western Pacific. Tectonics 29(2): n/a-n/a.

Sutherland R, Collot J, Bache F, Henrys S, Barker D, Browne GH, Lawrence MJF, Morgans H, Hollis CJ, Clowes C and others 2017. Widespread compression associated with Eocene Tonga-Kermadec subduction initiation. Geology.

Taetz S, John T, Bröcker M, Spandler C 2016. Fluid–rock interaction and evolution of a high-pressure/low-temperature vein system in eclogite from New Caledonia: insights into intraslab fluid flow processes. Contributions to Mineralogy and Petrology 171(11): 90.

Tissot B, Noesmoen A 1958. Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle-Calédonie), Institut français du pétrole.

Ulrich M, Picard C, Guillot S, Chauvel C, Cluzel D, Meffre S 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. Lithos 115(1-4): 223-236.

Uruski C, Wood R 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 CI, Baillie P, Stagpoole VM 2003. Development of the Taranaki Basin and comparisons with the Gippsland Basin : implications for deepwater exploration. APPEA Journal 43(1): 185-196.

Van de Beuque S, Auzende J-M, Lafoy Y, Bernardel G, Nercessian A, Régnier M, Symonds P, 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'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327(11): 761-768.

Vially R, Benard F 2001. Potentiel pétrolier de l'offshore de Nouvelle-Calédonie (et évaluation des hydrates de gaz dans le bassin de Fairway). In: IFP ed. Rapport régional d'évaluation pétrolière, IFP. Pp. 169.

Vially R, Lafoy Y 2005. Principales conclusions sur le potentiel pétrolier des bassins de Nouvelle-Calédonie et de Fairway à la lumière des résultats de la campagne ZoNéCo-11. In: IFP ed. Rapport régional d'évaluation pétrolière.

Vially R, Lafoy Y 2008. Synthèse du potentiel pétrolier de la Nouvelle-Calédonie. In: ZoNéco ed. Rapport régional d'évaluation pétrolière, IFP. Pp. 169.

Vially R. MA 1994. Rapport d'evaluation pétrolière de Nouvelle-Caledonie.

Victoria-Petroleum 1995a. Data Processing Report, Gouaro, New Caledonia.

Victoria-Petroleum 1995b. The geology and prospectivity of the gouaro anticline.

Vitale Brovarone A, Agard P, Monié P, Chauvet A, Rabaute A 2018. Tectonic and metamorphic architecture of the HP belt of New Caledonia. Earth-Science Reviews 178: 48-67.

Wade BS, Pearson PN, Berggren WA, Pälike H 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. Earth-Science Reviews 104(1): 111-142.

Weissel JK, Hayes DE 1977. Evolution of the Tasman Sea reappraised. Earth and planetary science letters 36(1): 77-84.

Whattam SA, Malpas J, Ali JR, Smith IE 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).

Whattam SA, Malpas J, Ali JR, Lo C-H, Smith IE 2005. Formation and emplacement of the Northland ophiolite, northern New Zealand: SW Pacific tectonic implications. Journal of the Geological Society 162(2): 225-241.

Willcox JB, Symonds P, Hinz K, Bennett D 1980. Lord How Rise, Tasman Sea - Preliminary geophysical results and petroleum prospects. BMR Journal of Australian Geology and Geophysics 5: 225-236.

Wirthmann A 1965. Die reliefentwicklung von Neukaledonien: Deutscher Tagungsber u. Wiesenschaftliche Abhandlung des Dr. Geographen-Tages Boschum: 323-325.

Zeiller R 1889. Note sur quelques empreintes végétales des couches de charbon de la Nouvelle-Calédonie. Bulletin de la Société Géologique de France(17): 443-446.

Chapitre II.

Données et méthodes

Ce chapitre présente les données et méthodes utilisées dans ce travail. Une approche à plusieurs échelles a été adoptée : (1) l'échelle bassin, étayée par l'interprétation de données sismiques offshore; (2) l'échelle macroscopique (analyses faciologique et sédimentologique) couplant à la fois des données d'affleurement et de forages carottés; et (3) l'échelle microscopique comprenant des études minéralogiques et biostratigraphiques.

Dans un premier temps, cette partie s'attarde à présenter l'ensemble des données existantes sur le domaine onshore de la NC. Les calages stratigraphiques et sédimentologiques du forage pétrolier onshore CADART-1 ; axe important de cette étude sera présenté dans un premier temps. Ceci est un premier axe majeure de la thèse car ce dernier offre un enregistrement exceptionnel et continus de la couverture sédimentaire crétacée à éocène. Dans un second temps, un focus sera réalisé sur l'approche terrain et les méthodologies ayant été mise en œuvre pour contraindre les données d'affleurement. Les données d'analyses minéralogiques, géochimiques et biostratigraphiques disponibles et acquises lors de cette étude seront par la suite présentées de manière succincte à. Enfin, les données géophysiques et l'échantillonnage des forages carottés utilisés pour contraindre l'étude offshore du bassin de NC seront présentées ainsi que l'ensemble de la zone d'étude définie.

SOMMAIRE DU CHAPITRE

Chapitre II : Données et méthodes

II-I Le forage CADART-1 68
II-I.1 Historique et caractéristiques du forage CADART-1 ... 68

II-II Données disponibles sur le forage CADART-1 71
II-II.1 Les données de sismique réflexion ... 71
II-II.2 Les données diagraphiques ... 72
II-II.3 Les carottes du forage CADART-1 ... 72
II-II.4 Analyse Hyperspectrale ... 73

II-III Données d'affleurement 75
II-III.1 Définition des zones d'études ... 75
II-III.2 Descriptions sédimentologiques ... 76
II-III.3 Méthode d'échantillonnage ... 78
II-III.4 Cartographie géologique ... 81

II-IV Données et analyses biostratigraphiques et pétrographiques 82
II-IV.1 Données biostratigraphiques ... 82

II-V Données pétrographiques 84
II-V.1 Description pétrographique et reconnaissance minéralogique ... 84
II-V.2 Analyse quantitative par méthode de comptage sur grille aléatoire ... 84

II-VI Données du domaine offshore de la NC 86
II-VI.1 Limites de la zone d'étude ... 86
II-VI.2 Les données sismiques ... 86
II-VI.3 Les données de forage IODP – EXP 371 ... 89

Références bibliographiques 92

II-I Le forage CADART-1

Le forage CADART-1 est un forage d'exploration pétrolière entièrement carotté sur 1777 m et réalisé à l'embouchure de la rivière la Néra à Bourail (Figure II-1), au sein de l'anticlinal de Gouaro (voir Chapitre I). Ce forage a échantillonné la « couverture sédimentaire » d'âge Crétacé à Eocène de NC. Il constitue un des points clés de ce travail de thèse et pour cette raison un grand nombre de données ont été nouvellement acquises et synthétisées.

II-I.1 Historique et caractéristiques du forage CADART-1



Figure II-1 : Photo aérienne du site de forage CADART-1 au niveau de l'embouchure de la rivière Nera - (France, 2000)

En 1994, la compagnie Nouvelle-Calédonie Energie SARL (NCESA), détentrice du permis de recherche PRA « Gouaro » N°436 couvrant le bassin de Bourail (Figure II-2), entreprend d'évaluer le potentiel pétrolier de l'Anticlinal de Gouaro dans la région de Bourail (voir Chapitre I). Elle mène cette étude avec la compagnie Victoria Petroleum N.L qui dès 1995 réalise une campagne géologique de terrain (Blacke, 1995) et l'acquisition de données sismique réflexion multitrace (Blacke, 1996). Les résultats encourageants de ces travaux amènent à l'implantation du forage CADART-1 a l'apex de l'antiforme au niveau de l'embouchure de la rivière Nera (Figure II-1) où l'interprétation des données sismiques suggère l'existence d'un piège structural (Figure II-3).

Le forage CADART-1 démarre le 25 novembre 1999 et atteint son objectif initial de profondeur de 1500 mètres le 22 décembre 1999. La cible, l'intervalle fracturé des Cherts paléocènes, n'est pas atteinte obligeant la compagnie à continuer le forage jusqu'à la profondeur de 1930 mètres. Celle-ci ne sera toutefois jamais atteinte. Après des premiers tests de production concluant en janvier 2000, et l'acquisition de diagraphies, la compagnie décide de réaliser un doublé du forage entre les côtes -1050 et -1353 mètres (CADART-1 *side-track*). Toutefois, les tests de productions finaux prouvent la non-rentabilité du puits qui sera colmaté le 18 février 2000, 86 jours après l'initiation du forage.

La totalité des données acquises sont délivrées au service des mines et de l'énergie de la NC. Par la suite, des études viendront compléter la base de données de ce forage (analyses biostratigraphiques et pétrographiques (Bourdillon, 2005; Lacroix 2004; Maurizot, 2005; Maurizot and Cluzel, 2014), analyses de maturité des argiles charbonneuses (Sykes, 2017)).

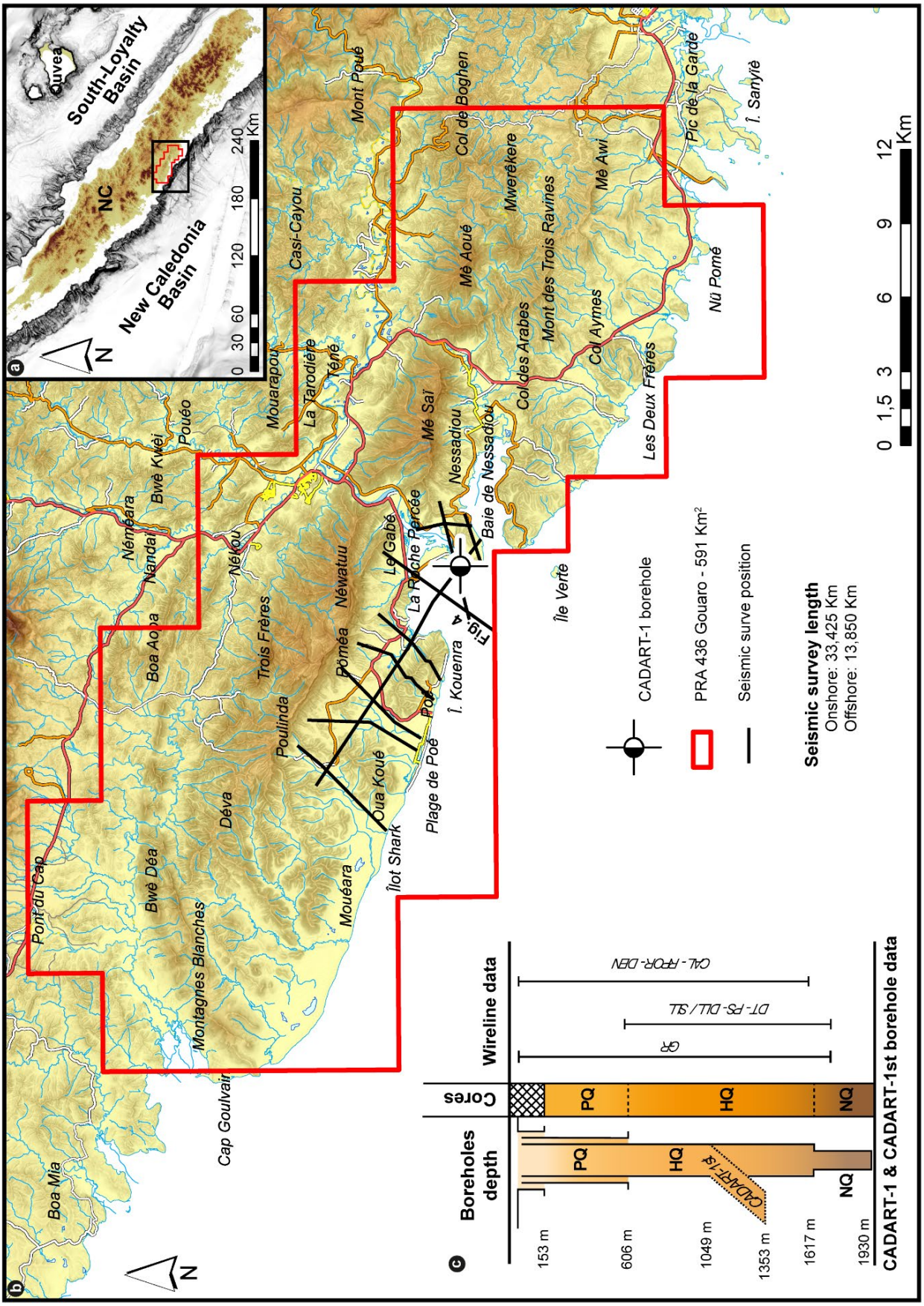


Figure II-2 : a) Carte topographique de la NC montrant l'emplacement de la région de Bourail sur la côte ouest de la Grande Terre. b) Carte topographique de la région de Bourail montrant le positionnement du permis de recherche PRA 436 Gouaro, du puits CADART-1 et des lignes sismiques ayant été utilisées pour le positionnement du puits. C) Caractéristiques techcniques du forage CADART-1 montrant les intervalles carottés, le diamètre des carottes, le positionnement du side-track et les intervalles où une acquisition diagraphique a été réalisée.

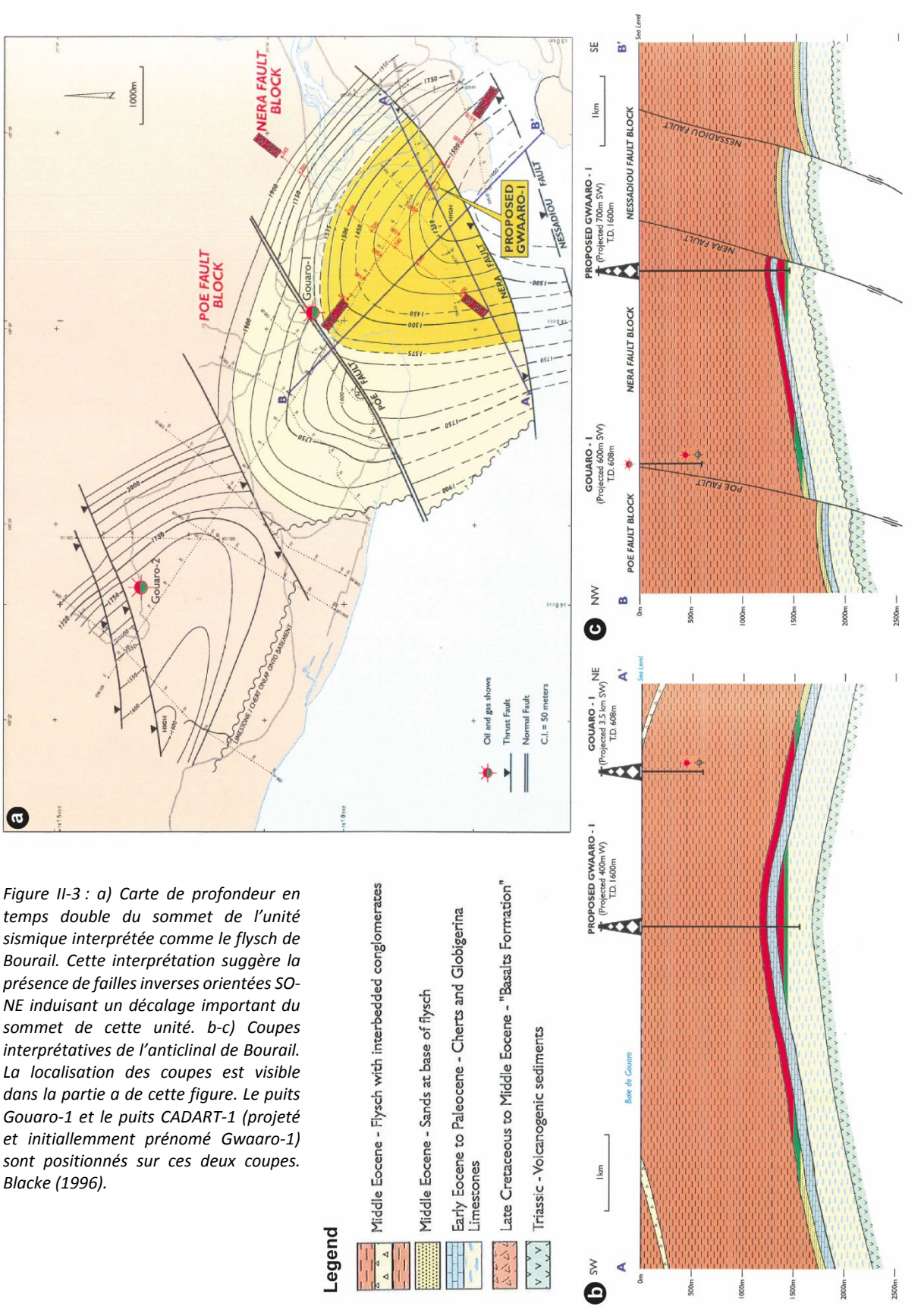


Figure II-3 : a) Carte de profondeur en temps double du sommet de l'unité sismique interprétée comme le flysch de Bourail. Cette interprétation suggère la présence de failles inverses orientées SO-NE induisant un décalage important du sommet de cette unité. b-c) Coupes interprétatives de l'anticlinal de Bourail. La localisation des coupes est visible dans la partie a de cette figure. Le puits Gouaro-1 et le puits CADART-1 (projeté et initiallemment prénomé Gwaaro-1) sont positionnés sur ces deux coupes. Blacke (1996).

II-II Données disponibles sur le forage CADART-1

Les données acquises lors du forage CADART-1 ont été mises à disposition par le SGNC. Seules les carottes acquises lors du forage et les données de forages ont été utilisée lors de cette étude.

II-II.1 Les données de sismique réflexion

En 1995, la compagnie Victoria Petroleum réalise un levé de sismique réflexion multitrace afin d'imager la structure de l'anticlinal de Gouaro (voir plan de position en Figure II-3). Au total, 52 km de lignes sismiques ont été acquis, dont 38 km en onshore et 14 km en offshore (Blacke, 1996). Le plan de position de ce levé sismique inclut une ligne d'orientation NW-SE le long de l'apex de l'anticlinal et dix lignes plus ou moins perpendiculaires à celle-ci (Figure II-2). Les sources sismiques utilisées étaient des explosifs pour la partie onshore et des canons à air pour la partie offshore (600 cubic inches au total répartis sur 4 x 150 cubic inches). Ces données étant de mauvaise qualité, elles n'ont pas permis une analyse sismostratigraphique fine. Leur faible extension latérale ne permet pas d'imager les structures dans leur ensemble (Figure II-4). Elles n'ont donc pas été utilisées lors de cette étude.

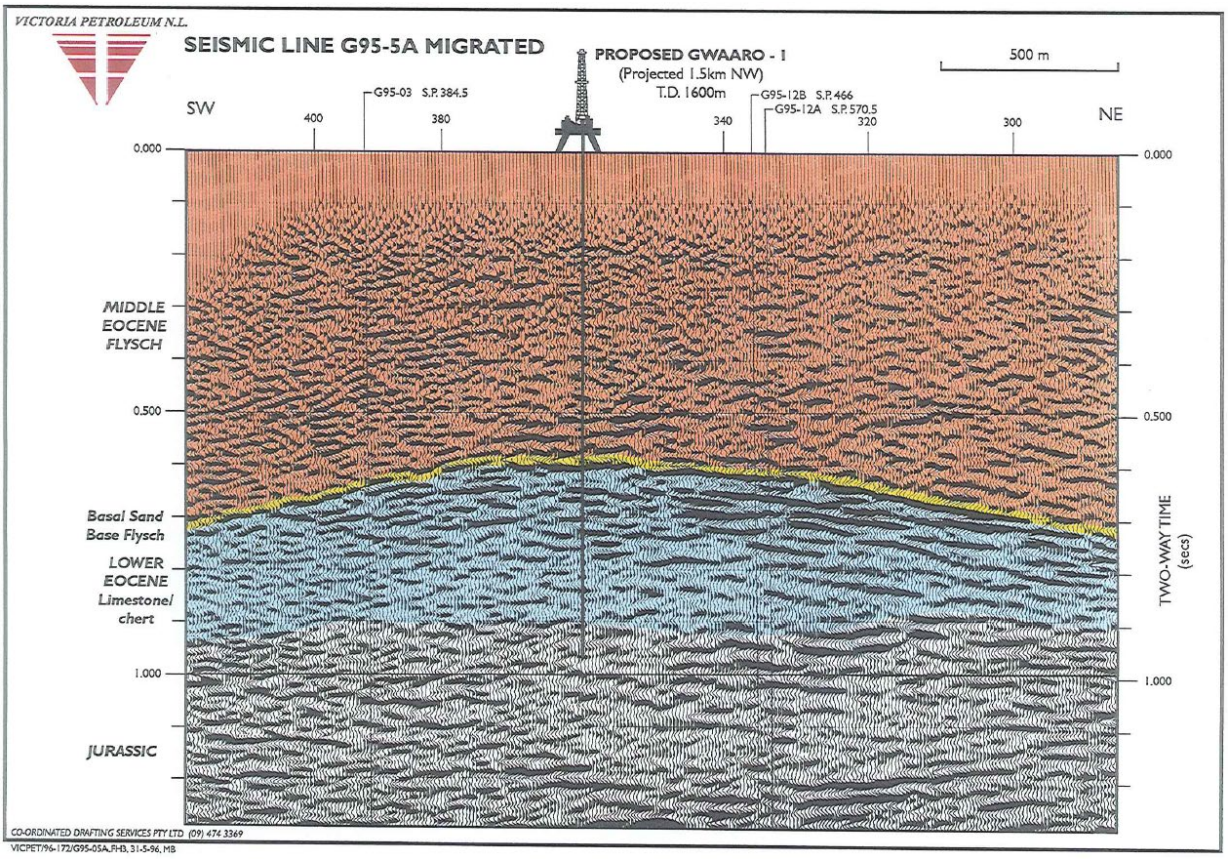


Figure II-4 : Interprétation de la ligne sismique G95-5A du levé de sismique onshore réalisé par Victoria Petroleum sur l'anticlinal de Gouaro pour le positionnement du forage CADART-1 (Blacke, 1996).Position de la ligne visible sur la Figure II-2.

II-II.2 Les données diagraphiques

Lors de la réalisation du forage CADART-1, des diagraphies ont été acquises sur plusieurs intervalles du forage (Figure II-2c). Le tableau ci-dessous récapitule l'ensemble des mesures diagraphiques réalisées suivants les outils, étapes d'acquisition et intervalles du forage analysés.

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des diagraphies réalisées au sein du forage CADART-1. GR: Gamma ray, BHC: Borehole Compensated (sonic), DLL: Deep Laterolog, SP: Potentiel Spontané, CAL: Caliper, SDN: Slim Density Neutron

Etapes d'acquisition	Numéro d'acquisition	Outils utilisé	Profondeur	Mesures réalisées
1	1	GR – BHC	1593 – 600m	Gamma Ray - Sonique
1	2	GR – DLL – SP	1593 – 600m	Gamma Ray – Résistivité (shallow et deep) – Potentiel spontané
1	3	GR – CAL – SDN	1593 – 0 m	Gamma Ray – Caliper – Densité – Porosité neutron
2	1	GR – BHC	Aucun enregistrement	/
3	1	GR – DLL – SP	1720 – 1520m	Gamma Ray – Résistivité (shallow et deep) – Potentiel spontané
3	2	GR – BHC	1720 – 1520m	Gamma Ray - Sonique

Ces données n'ont pas été utilisées lors de la description et l'interprétation des carottes en raison : (1) de leur mauvaise qualité (faible variations lors de changement majeurs de lithologie) et (2) de l'absence d'un contrôle qualité.

II-II.3 Les carottes du forage CADART-1

Le forage CADART-1 est destructif dans sa partie supérieure jusqu'à la côte -153.5 m et est ensuite entièrement carotté jusqu'à sa base, située à -1930 m, représentant 1776.5 mètres de carottes. Trois diamètres de carottier ont été utilisés, respectivement de bas en haut : (1) diamètre PQ (123 mm) entre les côtes -153.5 et -606.5m, (2) diamètre HQ (99mm) entre les côtes -606.5 et -1617.2m et (3) diamètre NQ (76 mm) jusqu'à 1930m.

II-II.4 Analyse Hyperspectrale

Le forage CADART-1 a été scanné en 2015 par le CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*) avec son système Hylogger^{TM}-3 à la carothèque du *Mineral Ressources Tasmania* (MRT), dans la ville de Hobart (Tasmanie, Australie). Ce scanner utilise le principe de la réflectance des ondes électromagnétiques réfléchies par les roches afin de déterminer la composition et l'abondance relative des trois principaux minéraux présents. Le principe fondamental de l'hyperspectrale ainsi que son application dans la reconnaissance minéralogique est abordé dans l'Annexe II.

Ce scanner Hylogger est une technologie non invasive qui, en fonction de la gamme du spectre de longueur d'onde analysé, a une pénétration de quelques microns (VNIR-SWIR) sur la surface du matériel analysé. Les caractéristiques techniques de ce scanner sont décrites dans Mason et Huntington (2012). Dans le cas du sondage CADART-1, le système Hylogger^{TM}-3 a déterminé la composition minéralogique et l'abondance relative des minéraux identifiés au sein des carottes scannées dans les domaines du visible (VNIR - 390 nm à 1000nm) du proche infrarouge (SWIR - 1000 à 2500 nm) et de l'infrarouge thermique (TIR - 6500 à 14500 nm). Cette méthode est réalisée de manière automatique et permet l'acquisition d'une image haute résolution de la carotte ainsi qu'une mesure de sa longueur. L'ensemble des données sont ensuite intégrées et analysées avec le logiciel TSG (*The Spectral Geologist*). Dans le cas d'une analyse de la gamme du spectre de longueur VNIR / SWIR et TIR, deux jeux de données sont acquis : une analyse minéralogique et une analyse d'abondance relative des minéraux des trois principaux (Figure II-5). L'ensemble des données sont aujourd'hui archivées au SGNC.

Dans cette étude, l'analyse du forage CADART-1 a été réalisée en deux étapes. La première fut une phase test du scanner afin de voir si ce dernier répondait aux deux attentes principale du projet. La première correspond à l'étude des sources sédimentaires à partir de la détermination: (1) de l'abondance relative entre éléments clastiques et carbonatés, (2) du type de carbonate et la proportion relative (calcite / dolomie), (3) du type d'éléments clastiques (quartz, argiles…) et leurs abondances relatives, (4) de la présence de matériel volcanoclastique et (5) des autres minéraux. Le second objectif est de contraindre les propriétés physiques de la carotte en déterminant: (1) la présence d'hydrocarbures, (2) l'impact de la calcite au sein des fractures et (3) l'impact de la mesure sur l'état de préservation de la carotte (fracturé, en débris…).

Cette concluante phase de test a abouti à l'envoi de la totalité de la carotte au MRT où l'analyse a été effectuée durant plus de un mois. Un contrôle des données a été effectué par le biais d'une analyse DRX sur 30 échantillons répartis sur l'ensemble de la carotte (Figure II-5). Ces analyses ponctuelles ont permis la calibration des résultats du scanner ainsi que la validation de la minéralogie détectée. A titre d'exemple, les analyses hyperspectrales, validées par les analyses DRX, ont montré la présence de muscovite alors que ces éléments n'étaient pas identifiables à l'analyse des lames minces.

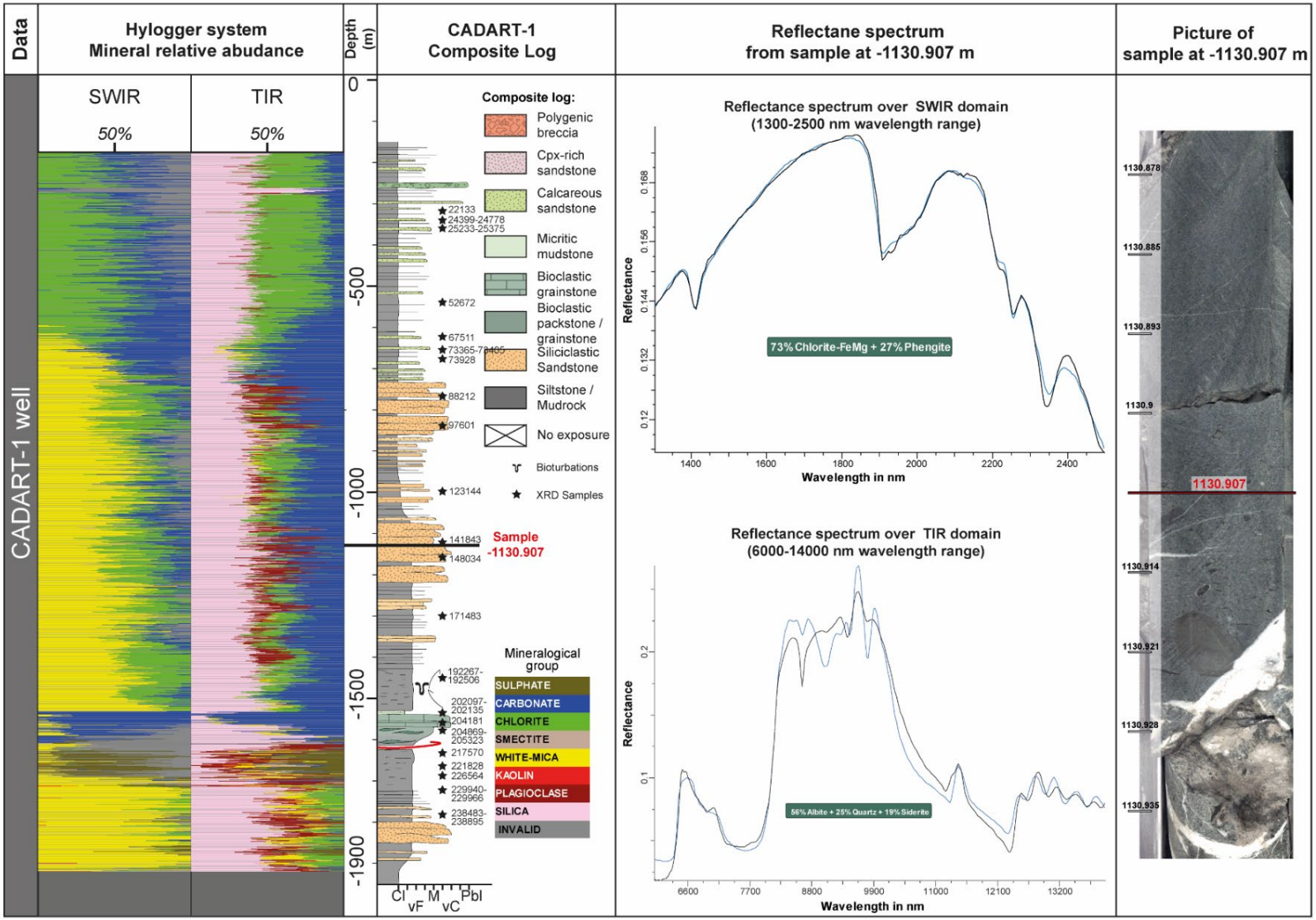


Figure II-5 : Figure synthétique montrant les résultats obtenus sur le logiciel TSG à partir des données traitées du scanner Hylogger. De gauche à droite, les colonnes correspondent à : la répartition de l'abondance relative des principaux groupes de minéraux détectés dans les domaines du SWIR et du TIR, le long de la carotte ; log sédimentologique au 1/5000 du sondage CADART-1 avec le positionnement des échantillons DRX ainsi que du point analysées dans les colonnes suivantes ; courbes de la réflectance de l'échantillon situé à -1130.907m de profondeur dans les domaines du SWIR et du Tir ; et la dernière colonne montre l'image haute résolution de la carotte analysée. Dans la colonne des spectres, la ligne noire montre la courbe analysée et la ligne bleue montre le modèle minéralogique proposé par le logiciel TSG. Ainsi, le logiciel montre la détection de Chlorite et Phengite dans le domaine du SWIR et la détection d'Albite, de Quartz et de Sidérite dans le domaine du TIR.

II-III Données d'affleurement

Les investigations de terrain correspondent au premier volet de cette étude (cf. Chapitre III du présent manuscrit). Elles intègrent plusieurs échelles de travail, du bassin au microfacies. Ainsi une définition des zones d'études a d'abord été réalisée. Il s'en est suivi l'analyse des affleurements avec la réalisation de coupes sédimentologiques détaillées, de cartes géologiques et d'échantillonnages.

II-III.1 Définition des zones d'études

Les zones d'étude ont été choisies en fonction des objectifs de la thèse, de la qualité des affleurements (degré d'altération, couverture végétale) et de l'accessibilité de ces derniers (terrains escarpés, privés, coutumiers, « tabous », etc.). Ainsi, 8 zones d'études ont été définies le long de la côte ouest de la NC (voir Figure II-6), comprenant du Sud au Nord :

1. La commune du Mont Dore, avec principalement la présence d'unités sédimentaires du Crétacé supérieur le long des lieux dits de La Coulée et de Robinson ;
2. La commune de Nouméa avec la présence de l'ensemble des unités sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
3. La Commune de Païta où l'acquisition d'une coupe le long de la Baie Toro a permis de mieux définir les faciès présents dans les formations Eocènes ;
4. La Baie de Saint-Vincent, avec l'étude des nombreux ilots et presqu'iles présentes dans la baie permettant la calibration de formations sédimentaires éocènes avec la levé de 3 coupes.
5. La région de Boulouparis où la présence de du Flysch de Bourail y est forte et dont les nombreuses rivières ou « creek » ont permis la levé d'une coupe synthétique ;
6. La région de Moindou, aussi appelé celle du Haut Nessadiou où affleurent les formations syn-rifts et dont la création de nouvelles pistes a permis la levé de deux coupes ;
7. La région de Bourail, comprenant principalement la zone de Gouaro Deva, ainsi que les zones de Nessadiou, et les vallées de la Boghen, de la Foni Boya du Creek Aymes. L'ensemble de ces zones voit la présence de la quasi-totalité des formations sédimentaires crétacée à éocènes.
8. La Péninsule de Népoui, offrant les uniques affleurements de la Formation de Népoui, d'âge éocène supérieur.

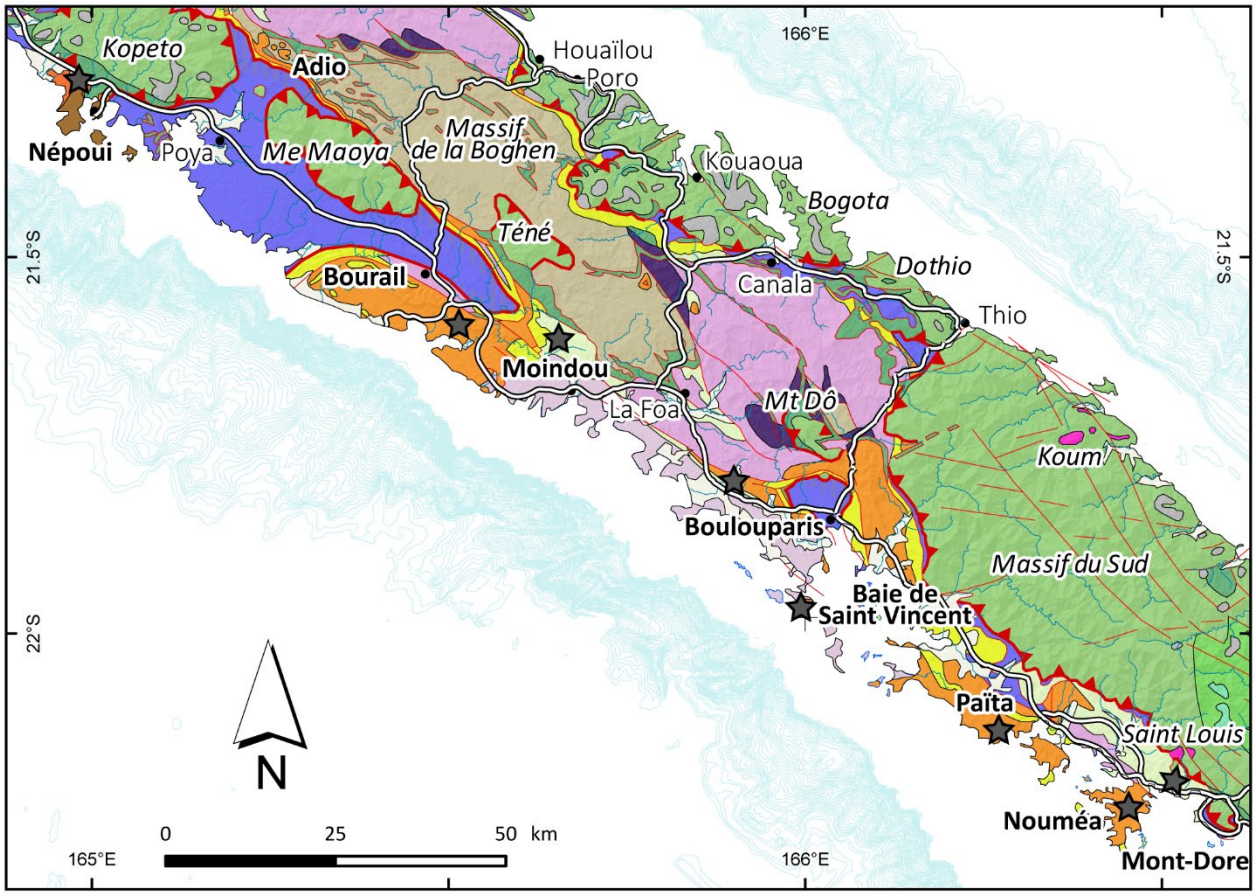


Figure II-6 : Carte géologique de la NC (Maurizot and Vendé-Leclerc, 2009). Les étoiles noires montrent les principales zones d'études. Du sud-est vers le nord-ouest ces zones correspondent à celles du Mont Dore, de Nouméa, de Païta, des Iles de la Baie de Saint-Vincent, du col de Nassirah, de la vallée de la Oua Tom, de Moindou, de Bourail, des Roches d'Adio et de la Péninsule de Népoui.

II-III.2 Descriptions sédimentologiques

L'ensemble des formations géologiques rencontrées, dans les différentes zones d'études, a fait l'objet de description sédimentologiques détaillées. Ces dernières se basent principalement sur l'analyse : (1) des figures et structures sédimentaires (rides, mégarides, litages plans…), tel que les paléocourants donnant des informations sur la polarité proximal-distal des systèmes sédimentaires; (2) de la composition et de la taille des éléments (minéraux, clastes lithologiques et biogéniques, …). La classification granulométrique de Wentworth (1922) (Figure II-7) a été utilisée ainsi que la classification texturale de Dunham (1962) pour les roches sédimentaires carbonatées; (3) du contenu paléontologique / biologiques (claste de coraux, de coquilles…), du types d'espèces biologiques (foraminifères benthiques, planctoniques…) ainsi que des traces paléontologiques (bioturbations, terrier…) et (4) des géométries et de la taille des bancs sédimentaires. La classification de Stow (2005) a été utilisée lors de cette étude pour la définition des épaisseurs des bancs (Figure II-7).

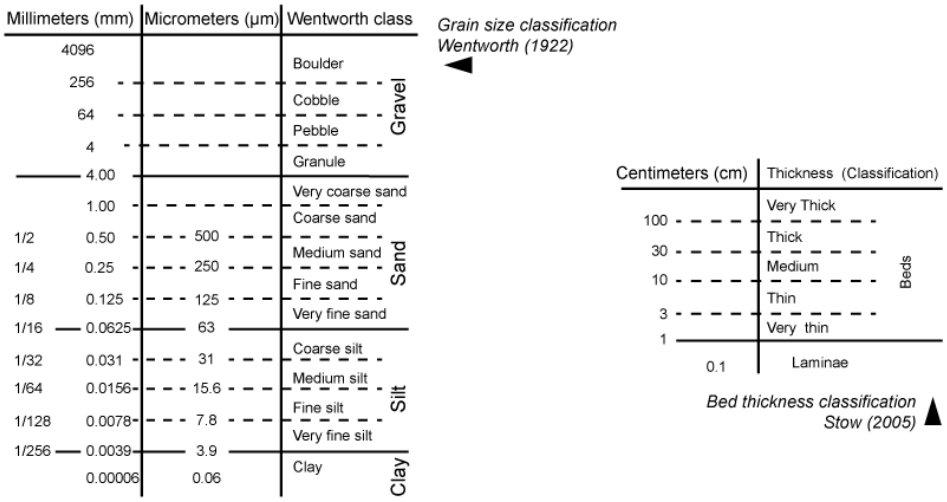


Figure II-7 : Figure synthétique représentant la classification granulométrique de (Wentworth, 1922) et la classification de (Stow, 2005).

Les observations sédimentologiques de terrain ont été synthétisées grâce à la réalisation de coupes sédimentologiques (ou « logs »). Elles consistent des représentations schématiques des successions de faciès et répertorient l'évolution verticale de la lithologie, la granulométrie, les figures sédimentaires, l'épaisseur des bancs et la nature des différents contacts entre les formations (stratigraphiques ou tectoniques). Elles forment la donnée de base pour la caractérisation des formations sédimentaires et leur empilement. Aussi, les côtes en mètres et les coordonnées GPS des observations clés, photographies et échantillons sont répertoriées sur ces documents.

Deux principales échelles ont été utilisées lors de l'analyse des faciès sédimentaires :

1. Une échelle de détail au 1/50e a été utilisée pour la description des carottes du forage CADART-1, réalisé avec l'aide d'Armand MOREAU, lors d'un stage de 6 mois de 3ème année d'ingénieur à l'ENSEGID (Moreau, 2016).La bonne condition des carottes a permis de faire une description détaillée des différents faciès. Outre les caractéristiques sédimentologiques, une attention particulière a été donnée à la distribution et la densité des fractures et autres déformations tectoniques non liées au forage. Cependant, les carottes n'étant pas orientées, aucune direction (structures sédimentaires, pendages, etc) n'a pu être déterminée.
2. Une échelle au 1/500e pour les logs sédimentologiques réalisés sur les affleurements. En effet, la qualité souvent médiocre des affleurements induite par l'altération tropicale et la dense couverture végétale ne nous a malheureusement pas permis de réaliser des coupes sédimentologiques détaillées sur le terrain. En effet, l'altération oblitère significativement les faciès sédimentaires originels lorsqu'ils sont portés à l'affleurement.

L'ensemble des faciès ont par la suite été regroupés en association de faciès et/ou synthétisés grâce à des classifications génétiques de faciès basées sur les processus de transport et de dépôt. Cette méthode permet l'identification de séquences verticales types (motifs d'empilement), l'identification d'objets sédimentaires unitaires (géométries) et *in fine* de caractériser les environnements de dépôts. L'ensemble des classifications élaborées dans ce travail seront présentées dans le Chapitre III de ce mémoire.

II-III.3 Méthode d'échantillonnage

Dans l'optique des analyses pétrographiques, stratigraphiques et géochimiques, les descriptions sédimentologiques se sont systématiquement accompagnées d'échantillonnages. 172 échantillons ont été prélevés lors de cette étude. Ces derniers ont été répertoriés dans la base de données « prélèvements » du SGNC et comprennent un numéro d'identification, les coordonnées GPS du point de prélèvement, et la formation géologique dans laquelle ils ont été prélevés (Figure II-8). L'ensemble de ces échantillons ont été utilisés pour les analyses suivantes.

Les observations pétrographiques de ces échantillons, sur lames minces, a permis de déterminer la nature des éléments présents au sein des facies sédimentaires. Macroscopiquement, la détermination minéralogique de certains faciès a été rendu difficile du fait de la granulométrie fine et du caractère très altéré des sédiments (climat tropical). Un échantillonnage ponctuel a donc été réalisé afin de préciser la nature des éléments présents dans ces faciès. Plusieurs comptages de points sur lames minces ont été effectués dans le but de déterminer l'évolution des sources sédimentaires des unités stratigraphiques. L'échantillonnage a été réalisé sur des faciès de granularité similaire (sables moyens à fins) sur les unités stratigraphiques définies macroscopiquement.

Des analyses biostratigraphiques et magnéto-stratigraphiques sont actuellement toujours en cours de manière à proposer un calage stratigraphique le plus précis possible des formations sédimentaires. L'échantillonnage a été réalisé sur des faciès sédimentaires fins à boueux afin d'obtenir le plus grand nombre de foraminifères planctoniques tout en limitant un remaniement d'espèces d'âges différents.

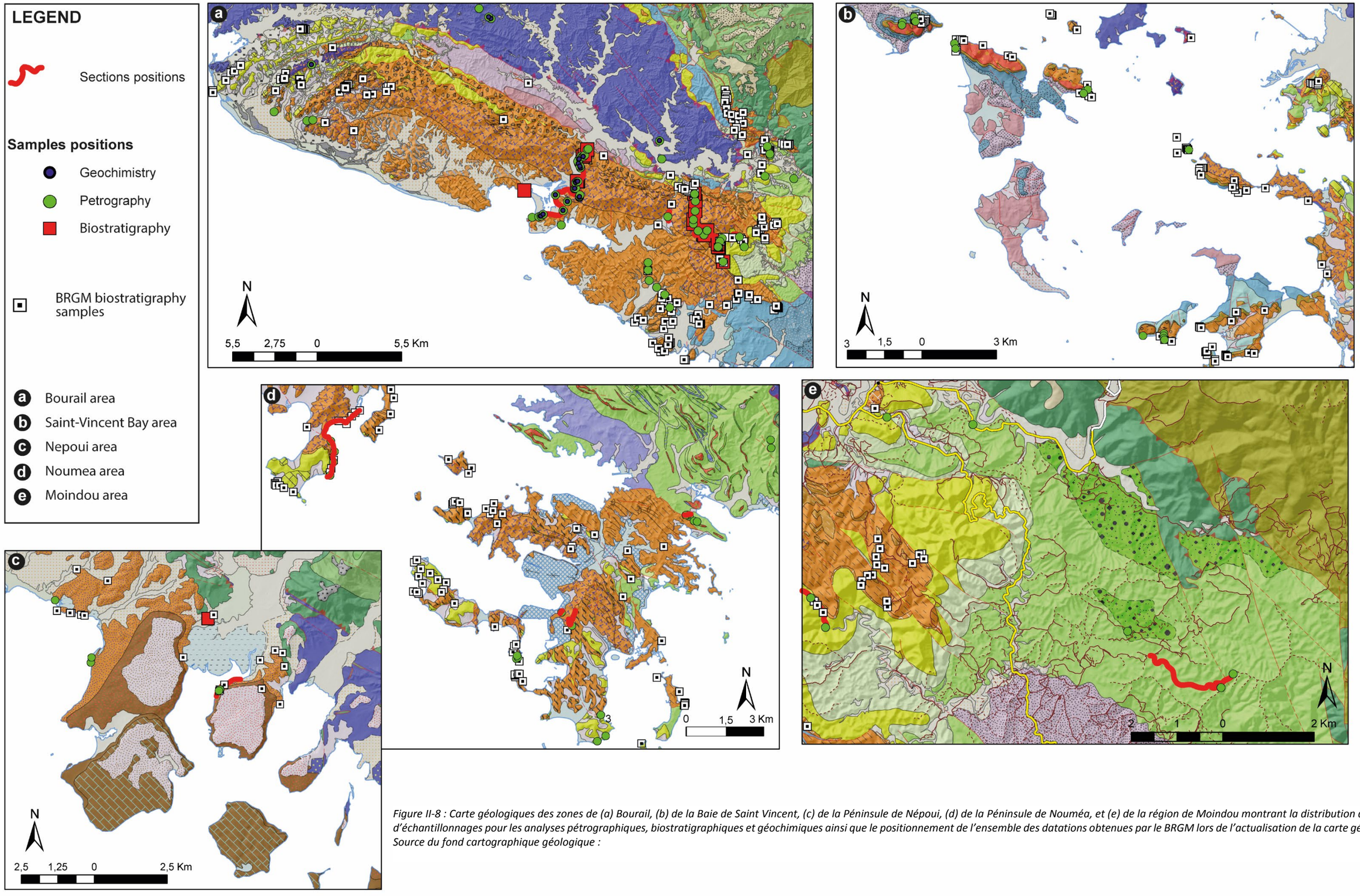


Figure II-8 : Carte géologiques des zones de (a) Bourail, (b) de la Baie de Saint Vincent, (c) de la Péninsule de Népoui, (d) de la Péninsule de Nouméa, et (e) de la région de Moindou montrant la distribution des points d'échantillonnages pour les analyses pétrographiques, biostratigraphiques et géochimiques ainsi que le positionnement de l'ensemble des datations obtenues par le BRGM lors de l'actualisation de la carte géologique. Source du fond cartographique géologique :

II-III.4 Cartographie géologique

Les analyses cartographiques réalisées lors de cette étude se sont essentiellement basées sur la base de données cartographique du SGNC constituée des cartes géologiques réalisées par le BRGM durant les deux dernières décennies dans le cadre de la réactualisation de la carte géologique de la NC (aux échelles 50 000ème, 200 000ème et 1 000 000ème). Ces cartes sont disponibles au format numérique et géoréférencées dans un SIG (ArcGIS). Cette base de données numériques nous a permis d'élaborer des cartes adaptées à notre sujet d'étude (notamment en regroupant/isolant des formations géologiques d'intérêt) et forme un outil important pour la caractérisation de la nature des contacts entre les formations. Par la suite, un travail de réactualisation de ces cartes géologiques a été effectué sur certaines parties des zones d'études.

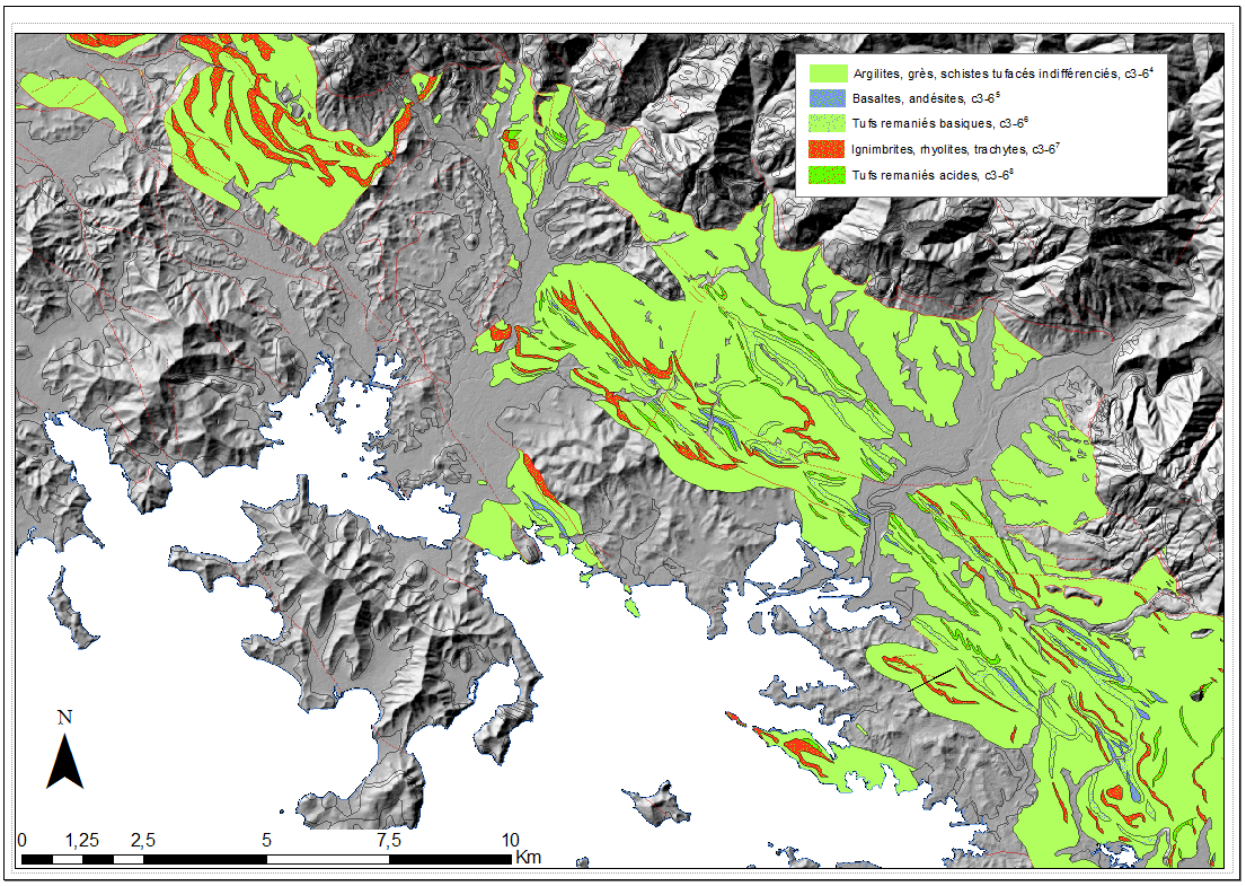


Figure II-9 : Exemple de carte géologique thématique montrant la distribution des différentes formations composant la Formation à Charbon dans les communes de Nouméa et du Mont Dore. Figure extraite à partir de la base de données du SGNC.

II-IV Données et analyses biostratigraphiques et pétrographiques

II-IV.1 Données biostratigraphiques

II-IV.1.1 Synthèse et acquisition de données

La réactualisation de la carte géologique de la NC a mené au prélèvement de plus de 1000 échantillons sur l'ensemble de la Grande Terre, dont une grande partie était destinée à des datations biostratigraphiques. Ces études ont été réalisées par Chantal Bourdillon (BRGM/ERADATA). Les âges obtenus sont basés sur la reconnaissance de foraminifères benthiques, planctoniques et de radiolaires observés en lames minces ou sur des faunes dégagées par attaques à l'acide. Un total de 768 lames minces a été étudié. Chaque lame mince a fait l'objet d'une fiche détaillée (ou « diagnose ») dans lesquelles sont renseignées : lithologie, structure et texture de la roche, éléments constitutifs (lithophase et biophase), diagenèse, espèces identifiées, âge (biozones), paléo-bathymétries des espèces identifiées et environnement de dépôts.

Durant la thèse ces nombreuses données ont été regroupées au sein d'une base de données géoréférencée lors d'un stage de 6 mois de Diplôme Universitaire (D.U.) de l'ENSEGID réalisé au SGNC par Flora GUILLEMAUT (Guillemaut, 2017). Ce travail de synthèse a permis de retranscrire l'ensemble des informations (âges, paléobathymétries, coordonnées GPS, formation géologique associée, etc.) de chacun des échantillons dans un SIG (Figure II-8).

Enfin, de nouvelles datations stratigraphiques, basées sur l'identification de foraminifères planctoniques et de nannofossiles ont été effectuées sur les dépôts éocènes de la région de Bourail. A cela s'ajoute les nouveaux résultats biostratigraphiques de Dallanave et al. (2018) sur les unités éocènes de la Nappe des Montagnes Blanches.

II-IV.1.2 Echelles chronostratigraphiques

Les analyses biostratigraphiques effectuées par ERADATA ont été basées dans un premier temps sur les biozonations proposées par Berggren et al. (1995) et Berggren and Aubry (1998), et dans un second temps sur celle de Berggren and Pearson (2005). Ainsi, un travail d'homogénéisation des biozones a été réalisé sur la base des nouvelles échelles biostratigraphiques proposées par Berggren and Pearson (2005) et Wade et al. (2011). Ce travail a été réalisé par Hugh Morgans, biostratigraphe à GNS Science ainsi que lors du stage de Flora Guillemaut.

Les biozonations utilisées lors de cette étude correspondent à celles de Berggren and Pearson (2005) et de Wade et al. (2011) pour les foraminifères planctoniques, celles de Sanfilippo and Nigrini (1998) pour les radiolaires et celles de Martini (1971) et Agnini et al. (2014) pour les nannofossiles. Ces échelles biostratigraphiques ont été calées avec les échelles stratigraphiques internationales de Cohen et al. (2013; updated) et néo-zélandaise de Cooper (2004), calibrée avec la distribution des chrons magnétostratigraphiques proposés par Gradstein et al. (2012) (Figure II-10).

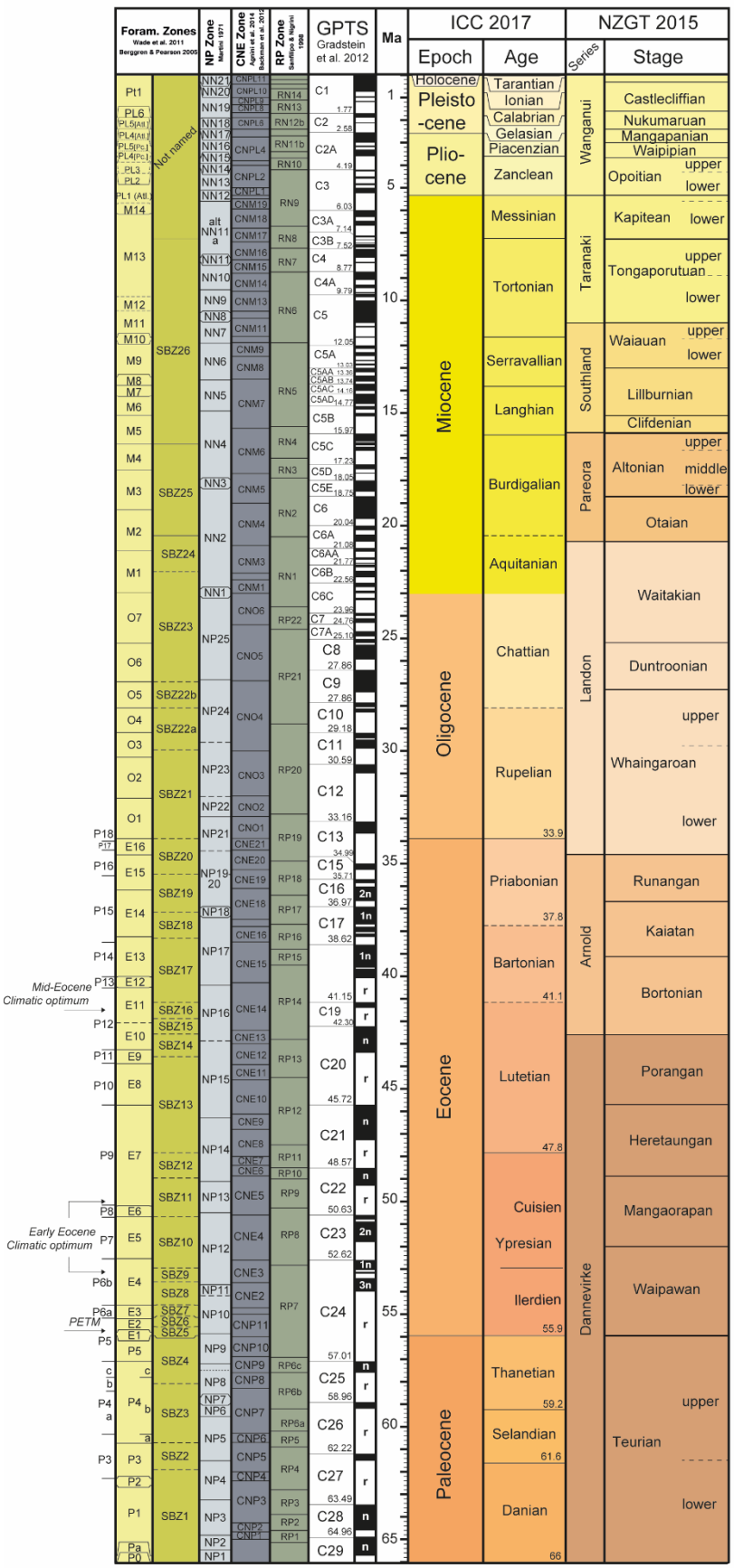


Figure II-10 : Echelle stratigraphique utilisée lors de cette étude avec la distribution des biozones concernant les foraminifères benthiques, planctoniques, nannofossiles et radiolaires. Les anciennes biozones définies par Berggren et al. (1995) ainsi que les maximums climatiques Eocène sont reportés sur la gauche de l'échelle.

II-V Données pétrographiques

Afin de caractériser les sources sédimentaires une étude approfondie des faciès microscopiques et plus particulièrement des compositions minéralogiques des formations sédimentaires a été effectuée. Ce travail qualitatif a été dans un second temps appuyé par une étude quantitative.

II-V.1 Description pétrographique et reconnaissance minéralogique

L'analyse des faciès sédimentaires s'est appuyée sur des descriptions minéralogiques effectuées sur des lames minces, distribuées dans l'ensemble des unités sédimentaires analysées dans cette étude. Ces observations ont été réalisées sur un microscope optique de type Zeiss, en Lumière Polarisée et Analysée (LPA) ou non Analysée (LPNA). Les lames minces analysées proviennent à la fois (1) des études biostratigraphiques réalisées par ERADATA ; (2) des autres prélèvements du BRGM lors de la réactualisation de la carte géologique ; (3) des études quantitatives du flysch de Bourail réalisés le long de la Coupe CADART-1 / Nera par (Maurizot, 2005) ; et (4) des nouveaux échantillons prélevés sur le terrain lors de cette étude (Figure II-8) (lames minces réalisées par le laboratoire de l'ENSEGID).

II-V.2 Analyse quantitative par méthode de comptage sur grille aléatoire

Un travail de quantification minéralogique a été effectué sur la coupe CADART-1 / Néra (Bordenave et al. in prep). Une méthode de comptage de points sur grille aléatoire (*point counting with random grid* - (Flügel, 2004; Roduit, 2007) a été utilisé à l'aide du logiciel JMicroVision. Cette méthode consiste à quantifier la proportion de chaque élément présent dans une image selon un nombre d'élément quantifiable défini.

Chaque lame a été quadrillée grâce à 16 photos réparties de manière homogène (Figure II-11). Pour chaque photo, le comptage des éléments (43 points) s'est fait de manière aléatoire définie par le logiciel sur un point donné de la photo. Cette méthode évite un biais de la personne réalisant la quantification aléatoire de manière manuel. Le nombre de points total par lame est de 688. Ceci permet d'atteindre le seuil de 650 points à partir duquel les proportions en éléments sont gardées (voir Figure II-11).

Cette méthode stochastique permet de quantifier les éléments étudiés et définis préalablement. Cette méthode s'applique particulièrement bien lorsque (1) les écarts de proportion entre chaque composant sont faibles ; et/ou (2) lorsque les images sont trop complexes pour utiliser la méthode de segmentation (Roduit, 2007). Toutefois, malgré le choix de lames de même granulométrie, la présence de clastes plus gros que les autres peut amener à une surévaluation de ces derniers.

Après comptage, chaque photographie initiale donne lieu à trois fichiers comportant (1) la photographie présentant les points colorés correspond à un élément particulier de la liste établie ; (2) un tableau répertoriant la proportion relative des éléments après comptage ; et (3) un diagramme circulaire des proportions quantifiées (Figure II-11). Afin d'obtenir le résultat de la quantification pour une lame, une moyenne pondérée de chaque proportion en élément pour les 16 photos de la lame est réalisé.

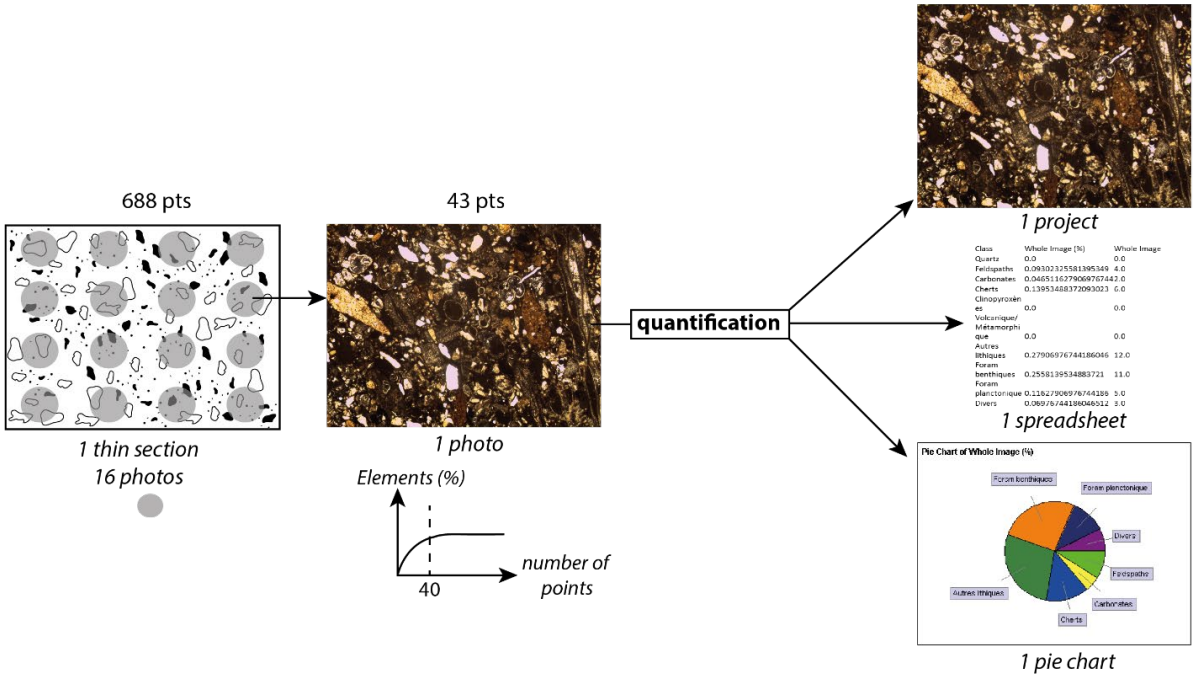


Figure II-11 : Schéma représentant les étapes de l'analyse quantitative sur grille aléatoires du logiciel JMicrovision sur une lame-mince. Chaque lame mince est recouverte par 16 photographies qui seront analysées. 46 points par photos seront définis arrivant à une quantification globale de la lame mince. Le Logiciel crée un fichier de sortie comprenant une image de la lame mince avec les points analysés, un tableur contenant les proportions en éléments, et un diagramme.

II-VI Données du domaine offshore de la NC

Le Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie (SGNC) dispose de bases de données géologiques et géophysiques marines couvrant non seulement la Zone Economique Exclusive (ZEE) de NC mais également les ZEE de Nouvelle-Zélande, d'Australie et les eaux internationales. Ces données sont de différents types :(1) les prélèvements géologiques (dragages et forages) ; (2) les données multifaisceaux (bathymétrie et imagerie acoustique) ; et (3) les données de sismique réflexion et réfraction (Figure II-12). Les données de sismiques et de forage présentées ci-dessous ont été les principales données utilisées dans cette étude (Chapitre IV de ce manuscrit).

II-VI.1 Limites de la zone d'étude

La délimitation de la zone d'étude au large de la NC a principalement été réalisée en fonction des objectifs scientifiques de cette étude qui concerne certains bassins sédimentaires présents à l'ouest de la NC, à la fois dans les domaines onshore et offshore. La zone d'étude a été affinée en fonction de de la distribution et de la qualité (pénétration, résolution sismique…) des données sismiques de la base de données publique *Tasman Frontier Database* et de la localisation des nouvelles données acquises durant cette étude (campagnes d'acquisition sismique TECTA et TAN1409). La réalisation d'un puits durant la campagne de forage IODP 371 a permis la délimitation de la zone d'étude dans sa partie méridionale. Ainsi la zone d'étude du domaine offshore concerne donc le Bassin Structural de Nouvelle-Calédonie, correspondant à la région septentrionale du NCT ainsi que sur le Bassin Ouest-Calédonien entre les latitudes 22°S et 27°S (Figure II-12).

II-VI.2 Les données sismiques

Les profils sismiques étudiés proviennent de campagnes océanographiques réalisées à la fois dans le cadre de projets de recherche académique mais également dans le cadre du programme d'extension du plateau continental (EXTRAPLAC, 1972 à 2015). En collaboration avec *GNS Science, Geoscience Australia,* l'ADECAL Technopole, et l'Ifremer, la Nouvelle-Calédonie participe, depuis 2010, à l'élaboration d'une base de données sismiques régionales intitulée *Tasman Frontier Geophysical Database* (Sutherland et al., 2012). Ces données ont donc des caractéristiques et qualités différentes en fonction : (1) des objectifs scientifiques des campagnes au cours desquelles elles ont été acquises, (2) de leur année d'acquisition, (3) du type de sismique (réfraction et réflexion), et (4) du type de source utilisé engendrant des différences de résolutions et pénétrations. Dans la présente étude, six campagnes océanographiques ont été utilisées. Les caractéristiques techniques de ces campagnes et le positionnement des lignes sont respectivement présentés dans le Tableau II-2 et la Figure II-12b.

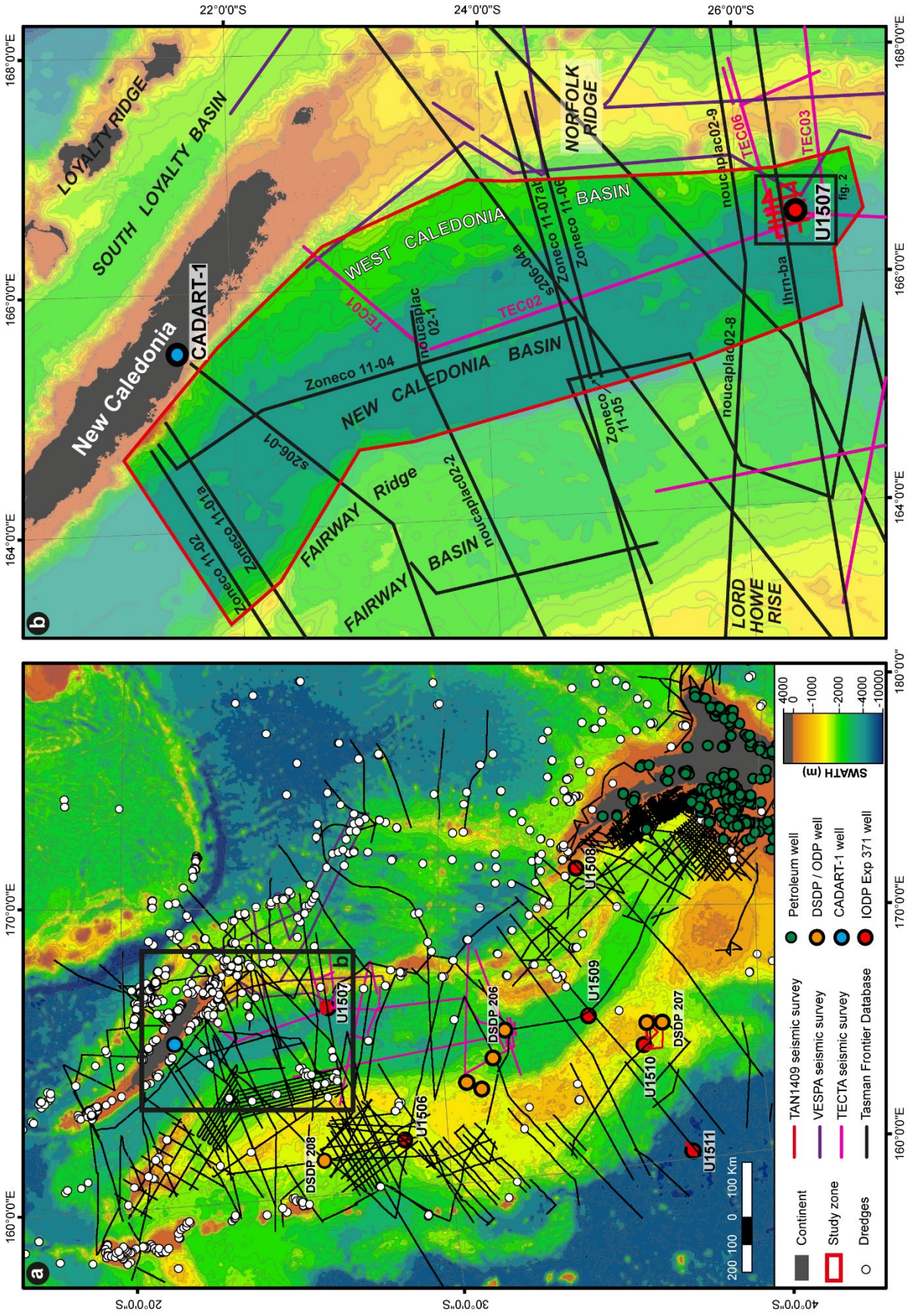


Figure II-12 : Cartes bathymétriques de la région Sud-Ouest Pacifique (a) et de la zone d'étude du domaine offshore (b) avec le positionnement des lignes simiques de la base de données Tasman Frontier Database , des lignes acquises durant les campagnes TAN1409, TECTA et VESPA, et des différents forages DSDP / ODP / IODP et pétroliers ainsi que les dragages. Données bathymétriques issues de l'altimétrie satellitaire (Smith and Sandwell, 1997).

L'essentiel du travail de ce mémoire repose sur les principes de stratigraphie sismique définis par Mitchum et al., (1977). L'analyse des lignes sismiques et la caractérisation des unités strati-sismique ont été effectuées en 5 étapes: (1) Identification des artefacts et des grandes discontinuités structurales (failles, *Bottom Simulating Reflector…*); (2) Analyse des terminaisons de réflecteurs (onlap / downlap / toplap) définissant les principales discordances; (3) Identification des unités sismiques existant entre chacune des discordances majeures et caractérisation de leurs faciès sismique fonction de l'amplitude des reflections sismiques, de leurs variations latérales ainsi que de leurs géométries (conformes, divergents, chaotiques…) ; (4) Calage des unités strati-sismiques et des discordances sur la base des données de puits disponibles sur la zone d'étude (calage stratigraphique et lithologique) ; et (5) Réalisation de carte d'épaisseur et de profondeur de chacune des unités définies ;

Tableau II-2 : Caractéristiques techniques des campagnes d'acquisition sismique dont les données ont été utilisées dans cette étude. Noter la variabilité des paramètres d'acquisition et de traitement impliquant une qualité inégale entre les lignes sismiques (Tableau adapté d'après Collot (2009)).

Campagne	Année	Navire	Longueur de flûte [km]	Type de source in^3	Volume de la source [m]	Type de sismique	Reference
FAUST1 – S206 (LHRNC)	1998	R/V Rig Seismic	3.3	First peak	3000	SMT	(Lafoy et al., 1998)
ZoNéco-11	2004	L'Atalante	4.5	Single-bubble	4530	SMT	(Lafoy et al., 2004)
ZoNéco-11 profiles réfraction	2004	L'Atalante	4.5	Single-bubble	4530	SMT	(Lafoy et al., 2004)
Noucaplac-2	2004	L'Atalante	4.5	Single-bubble	4530	SMT	(Loubrieu et al., 2004)
LHRNR	2000	R/V Tangaroa	-	Airgun	-	SMT	
TAN1409	2014	R/V Tangaroa	0.7	GI Airgun	105	SISRAP	(Sutherland et al., 2014)
TECTA	2015	L'Atalante	4.5	First Peak	2690	SMT	(Collot et al., 2016)

II-VI.3 Les données de forage IODP – EXP 371

L'expédition 371 de l'*International Ocean Discovery Program* (IODP) a permis la réalisation de plusieurs forages sur six sites situés dans la partie nord du microcontinent Zealandia (Figure II-12a) (Sutherland et al., 2018). Cette expédition répondait à deux principaux objectifs de recherche: (1) l'âge de l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec à travers les enregistrements sédimentaires paléogènes et (2) l'évolution paléoocéanographique et paléoclimatique du Sud-Ouest Pacifique depuis le Paléogène. Parmi les sites de forage, le site U1507 se situe à 460 km au sud de la Grande Terre, au pied de la retombée occidentale de la Ride Norfolk. Ce forage échantillonne une partie des unités sismiques se retrouvant dans la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie (Figure II-13a ; voir Chapitre I de ce mémoire). L'emplacement de ce forage a été spécifiquement choisi afin de mieux contraindre les âges de la déformation et de l'émersion de la Ride de Norfolk, ainsi que des dépôts du Bassin de Nouvelle-Calédonie.

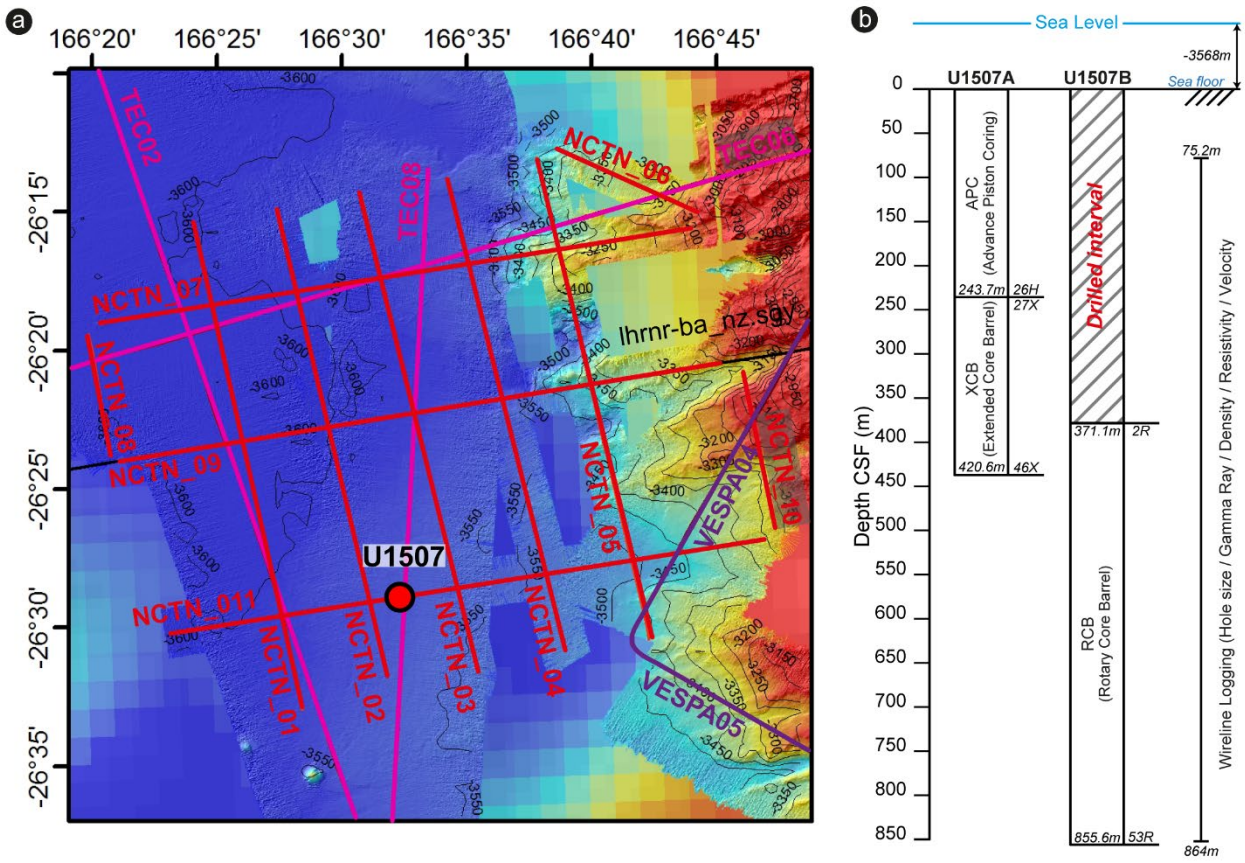


Figure II-13 : a) Carte bathymétrique réalisée à partir des données acquises lors des campagnes TAN1409 (Sutherland et al., 2014), TECTA (Collot et al., 2016) et VESPA (Mortimer et al., 2015) montrant le positionnement du forage U1507, ainsi que les différentes lignes sismiques présentes sur la zone. Figure d'après (Sutherland et al., 2016) b) Schéma technique du sondage U1507 montrant la profondeur de chacun des forages, le type de carottier utilisé, les profondeurs clefs avec le numéro des carottes et le positionnement des intervalles mesurés lors des levés diagraphiques.

Le forage U1507 (Figure II-13) a été réalisé au moyen de deux puits (U1507A et U1507B) pour des raisons techniques liées aux instruments de forage. L'ensemble des caractéristiques techniques de ces deux forages est résumé dans le tableau (Tableau II-3). Tous deux se situent à 3568 mètres sous le niveau de la mer et se complètent en profondeur sur le recouvrement des sédiments carottés (Tableau II-3 et Figure II-13b).

Tableau II-3 : Tableau récapitulatif de l'ensemble des données de forages acquises par le puits U1507. Ce tableau montre la position, la profondeur d'eau, la profondeur de pénétration, l'épaisseur d'intervalle carotté suivant les trois types de carottiers (APC / XCB / RCB), et le taux de récupération (Sutherland et al., 2018).

Hole	Latitude	Longitude	Penetration DSF	Cored Interval	Recovered Length	Recovery	Drilled Interval	Total Cores
U1507A	26°29.3158'S	166°31.7039'E	425.4m	425.4m	352.7m	83%	/	26 – APC 20- XCB
U1507B	26°29.3158'S	166°31.7155'E	864.4m	488.4m	371.5m	76%	376.0	52 RCB

Le puits U1507A, a été foré jusqu'à une profondeur de 352 mètres avec le double outil Advanced Piston Corer (APC) et Extended Core Barrel (XCB). Ces outils ont permis l'acquisition de 46 carottes avec un taux de préservation de 83% (Figure II-13b et Figure II-14). Du fait du caractère consolidé des sédiments et du faible taux de récupération avec l'outil XCB, l'équipe de forage a décidé d'utiliser l'outil Rotary Core Barrel (RCB) dans le cadre du puits U1507B, jusqu'à la profondeur 864m (Figure II-13b et Figure II-14). A la suite de la réalisation du forage, une acquisition de données diagraphiques a été effectuée entre les profondeurs -72m et -864m : diamètres du puits (LCAL), Gamma Ray (HSGR), densité neutron (RHOM), Résistivité électrique (RT / RLA3 / RLA1), et vitesse des ondes P et S (VP / VS1 / VS2) (Figure II-13b et Figure II-14).

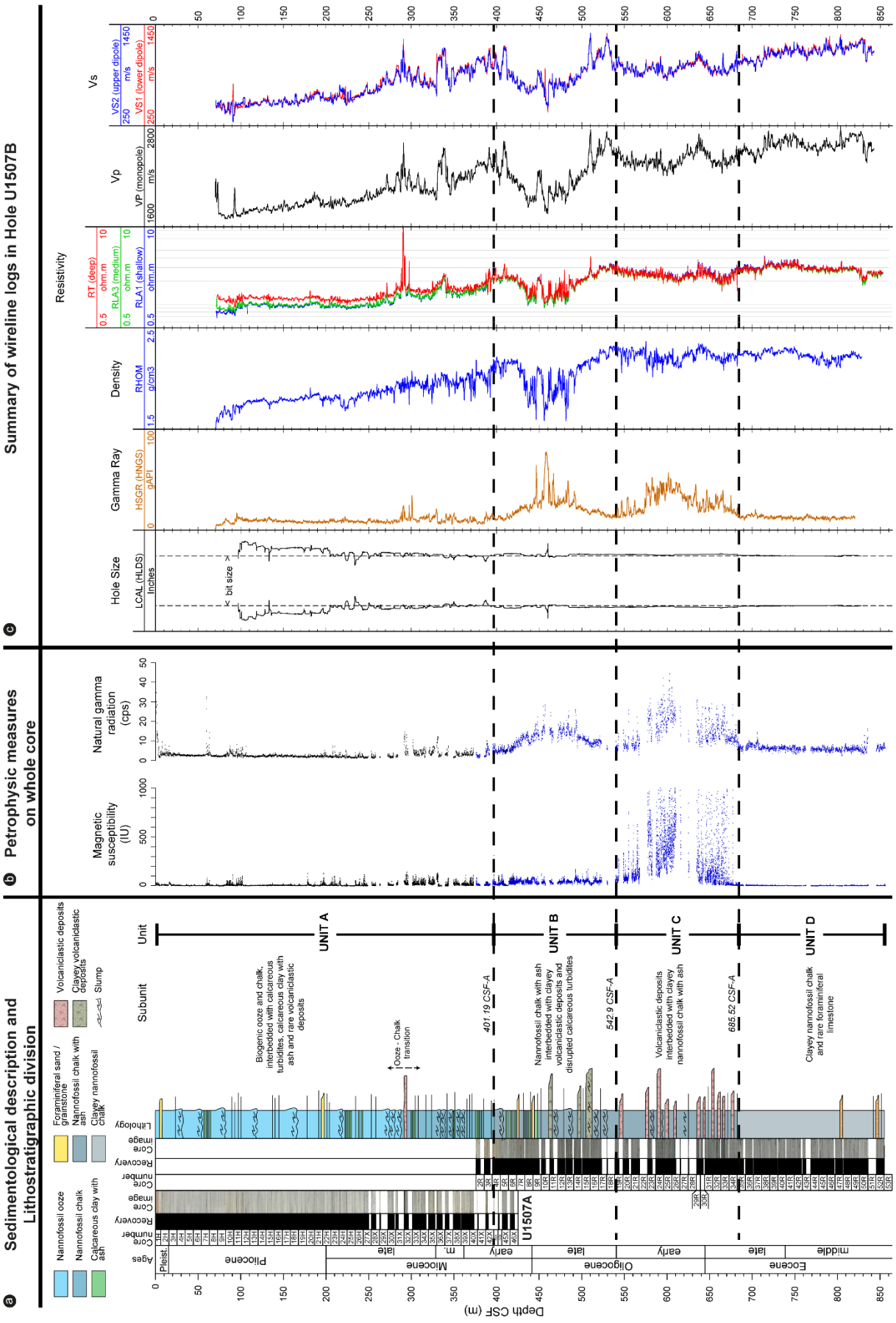


Figure II-14 : Figure synthétique présentant l'ensemble des données acquises sur le site de forage U1507. a) Données sédimentologiques, découpage lithostratigraphique, numéro de carottes, photos et taux de récupération des carottes. b) Mesures pétrophysiques de susceptibilité magnétique et de mesure Gamma Ray naturel réalisées sur les carottes du sondage. c) Données diagraphiques acquises dans le forage U1507B.

Références bibliographiques

Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Palike, H., Backman, J., and Rio, D., 2014, Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes: Newsletters on Stratigraphy, v. 47, no. 2, p. 131-181.

Berggren, W., and Pearson, P., 2005, A REVISED TROPICAL TO SUBTROPICAL PALEOGENE PLANKTONIC FORAMINIFERAL ZONATION: Journal of Foraminiferal Research, v. 35, no. 4, p. 279-298.

Berggren, W. A., and Aubry, M.-P., 1998, The Paleocene/Eocene Epoch/Series boundary: chronostratigraphic framework and estimated geochronology: Late Paleocene-early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records. Columbia University Press, New York, v. 18, p. 36.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., and Aubry, M. P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphic., *in* Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P., and Hardenbol, J., eds., Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, Volume 54, SEPM Special Publications, p. 129-212.

Blacke, R., 1995, The Geology and Prospectivity of the Gouaro Anticline. PRA 436 - New Caledonia. Report prepared for Victoria Petroleum N.L.

-, 1996, Interpretation report on the gouaro seismic survey. PRA 436 - New Caledonia. Report prepared for Victoria Petroleum N.L.: Victoria Petroleum.

Bourdillon, C., 2005, Le sondage Cadart (Nouvelle-Calédonie): microfacies sédimentaires, biostratigraphie et paléoenvironnement: ERADATA.

Cohen, K. M., Finnez, S. C., Gibbard, P. L., and Fan, J.-X., 2013; updated, The ICS International Chronostratigraphic Chart, v. Episodes 36, p. 199-204.

Collot, J., 2009, Evolution géodynamique du domaine Ouestoffshore de la Nouvelle-Calédonie et de ses extensions vers la Nouvelle Zélande: Université de Bretagne occidentale-Brest.

Collot, J., Sutherland, R., Roest, W., Patriat, M., Etienne, S., Juan, C., Marcaillou, B., Schnurle, P., Barker, D., Stratford, W., Williams, S., Wolf, S., Bordenave, A., and Roussel, C., 2016, Voyage Report TECTA - Tectonic Event of the Cenozoic in the Tasman Area. 3 September - 9 October 2015. R/V L'Atalante. Volume 1. Text. Volume 2 - Appendix.

Cooper, R. A., 2004, The New Zealand Geological Timescale, Lower Hutt, Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited, 284 p. p.:

Dallanave, E., Agnini, C., Pascher, K. M., Maurizot, P., Bachtadse, V., Hollis, C. J., Dickens, G. R., Collot, J., and Monesi, E., 2018, Magneto-biostratigraphic constraints of the Eocene micrite–calciturbidite transition in New Caledonia: tectonic implications: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, p. 1-19.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional textures, *in* Ham, W. E., ed., Classification of carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologist, p. 108-121.

Flügel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer Science & Business Media.

France, R., 2000, PRA 436, New Caledonia : CADART-1 & CADART-1st Final Well Report (Vol. 1 : Text and enclosures, 66p.; Vol. 2 : Appendices): Victoria Petroleum.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., and Ogg, G., 2012, The geologic time scale 2012, Amsterdam, Netherlands, elsevier.

Guillemaut, F., 2017, Synthèse des données biostratigraphiques et analyses pétrographiques des séries crétacés à paléogènes de Nouvelle-Calédonie: Service Géologique de Nouvelle-Calédonie.

Lacroix , G., 2004, Valorisation scientifique du sondage CADART 1 (Nouvelle-Calédonie, embouchure de la Néra): Rapport de stage GSC - BRGM.

Lafoy, Y., Géli, L., Vially, R., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Auffret, Y., Bégot, J., Buisson, D., Collot, J., Cosquer, E., Crozon, J., Nercessian, A., Rouzo, S., Serbutoviez, S., Sichler, B., Théreau, E., Tzimeas, C., and Yi_Il, J., 2004, Rapport de mission de la campagne ZoNéco 11 de sismique lourde (multitrace, réfraction, haute résolution) à bord du N/O L'Atalante (8 sept. - 5 oct. 2004) - Volume texte: Programme ZoNeCo.

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.

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.

Martini, E., Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, *in* Proceedings Proc. II Planktonic Conference, Roma 1970, Roma, Tecnoscienza1971, Volume 2, p. 739-785.

Mason, P., and Huntington, J., 2012, HyLogger 3 components and pre-processing: An overview. Northern Territory Geological Survey: Technical Note 2012-002.

Maurizot, P., 2005, Valorisation et validation du sondage de référence Cadart 1-Nouvelle-Calédonie: Rapport BRGM/RP-54 118–FR. Orléans, France, BRGM.

Maurizot, P., and Cluzel, D., 2014, Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, no. ahead-of-print, p. 1-12.

Maurizot, P., and Vendé-Leclerc, M., 2009, New-Caledonia geological map, scale 1/500 000, Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie - Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Explanatory note by Maurizot P. and Collot J., 2009.

Mitchum, R. H., Vail, P. R., and Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In : C.E. Payton (Ed), Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration. AAPG Mem. 26, Tulsa, Oklahoma, pp. 516.

Moreau, A., 2016, Sédimentologie des séries éocènes de la région de Bourail en Nouvelle-Calédonie : Analyse de la carotte du puits CADART-1 et des affleurements de l'anticlinal de Gouaro: Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie.

Mortimer, N., Patriat, M., Agranier, A., Bassoulet, H., Campbell, H., Durance, P., Amann, M., Etienne, S., Guérin, C., Jordan, N., Juan, C., Mengin, M., Pitel, M., Roussel, C., and Soetaert, F., 2015, The Vespa Research Cruise (Volcanic Evolution Of South Pacific Arcs): A Voyage Of Discovery To The Norfolk, Loyalty And Three Kings Ridges, Northeast Zealandia: Annual Conference of the Geoscience Society of New Zealand, p. Wellington.

Roduit, N., 2007, JMicroVision : un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent.

Sanfilippo, A., and Nigrini, C., 1998, Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables: Marine Micropaleontology, v. 33, no. 1, p. 109-156.

Smith, W. H. F., and Sandwell, D. T., 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings: Science, v. 277, no. 5334, p. 1956-1962.

Stow, D. A. V., 2005, Sedimentary rocks in the field: a colour guide, Manson Publishing, 320 p.:

Sutherland, R., Collot, J., Henrys, S., Barker, D., Mueller, C., Juan, C., Woelz, S., Gerring, P., Quinn, W., Boyes, A., Collins, K., O'Brien, G., Potaka, G., White, J., Fernandez, J., Skorstengaard, P., and Cappe-Kerbart, C., 2014, TAN1409 voyage report: Tasman Frontier Geophysical Survey, RV Tangaroa, 19 July - 12 August 2014: GNS Science Report, v. 2014/72, no. December 2014.

Sutherland, R., Dickens, G., and Blum, P., 2016, Expedition 371 Scientific Prospectus: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate.: International Ocean Discovery Program.

Sutherland, R., Dickens, G., Blum, P., and Scientists, E., 2018, Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate.: International Ocean Discovery Program. .

Sutherland, R., Viskovic, P., Bache, F., Stagpoole, V., Collot, J., Rouillard, P., Hashimoto, R., Hackney, R., Higgins, K., Rollet, N., Roest, W., and Patriat, M., 2012, Compilation of seismic reflection data from the Tasman Frontier region, southwest Pacific: GNS Science Report, v. 2012/01, p. 57p.

Sykes, R., 2017, Maturity and type of coaly source rocks and the origin of the Koumac oil, onshore New Caledonia: GNS Science.

Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., and Pälike, H., 2011, Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale: Earth-Science Reviews, v. 104, no. 1, p. 111-142.

Wentworth, C. K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: The journal of geology, v. 30, no. 5, p. 377-392.

Chapitre III.

Analyse tectonique, stratigraphique, et sédimentologique des unités du Crétacé supérieur à Paléogène du domaine onshore de Nouvelle-Calédonie

Cette partie rassemble les principaux résultats des travaux effectués sur le domaine onshore de la Nouvelle-Calédonie. Ces derniers proviennent des descriptions de détail des carottes du forage CADART-1, des descriptions des coupes géologiques réalisées sur le terrain et de l'analyse cartographique des contacts géologiques majeurs entre les unités du Crétacé supérieur - Paléogène. L'ensemble de ces descriptions est complété par des analyses biostratigraphiques, minéralogiques (pétrographiques et hyperspectrales).

L'ensemble de ces données permet d'affiner le cadre structural et stratigraphique des unités de la couverture sédimentaire du Crétacé Supérieur au Paléogène et fournit des éléments d'interprétation sur la reconstruction paléogéographique et géodynamique de la Nouvelle Calédonie.

SOMMAIRE DU CHAPITRE

Chapitre III : Analyse tectonique, stratigraphique, et sédimentologique des unités du Crétacé supérieur à Paléogène du domaine onshore de Nouvelle-Calédonie

III-I Les principales unités structurales impliquant les séries sédimentaires crétacée – éocène de Nouvelle-Calédonie _____ 100

III-I.1 L'unité dite « Autochtone » 101
III-I.2 L'Unité de Bourail 102
III-I.3 L'Unité des Montagnes Blanches 104
III-I.4 L'Unité de Poya 105

III-II Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'Autochtone 106

III-II.1 Le Groupe de Dumbéa 106
III-II.2 Le Groupe du Col de la Boghen 114
III-II.3 Groupe de Uitoé 117

III-III Découpage litho-stratigraphique de l'unité tectonique de Bourail _____ 123

III-III.1 La Formation de Gouaro 125
III-III.2 La Formation des Mamelons Rouges et des Chert Noirs 126
III-III.3 Le Groupe de Möörö 129
III-III.4 Le Groupe de Bourail 133

III-IV Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'unité tectonique des Montagnes Blanches _____ 152

III-IV.1 La Formation des Calcaires de Koumac 152
III-IV.2 La Formation des Calciturbidites Roses 154
III-IV.3 La Formation des Brèches de Buadio 155

III-V Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'unité tectonique de Poya 156

III-V.1 La Formation de Koné 156
III-V.2 La Formation du Flysch de Népoui 158
III-V.3 La Formation de Pandope 160

III-VI Début de synthèse sur l'interprétation des données onshores _____ 162

III-VI.1 Les sources sédimentaires des formations Crétacés à Paléogène 162
III-VI.2 Reconstruction générale de l'ancienne marge nord-orientale du continent Zealandia. 165
III-VI.3 Evolution tectono-sédimentaire des bassins de Nouvelle-Calédonie – exemple de bassins sédimentaires subissant la mise en place précoce d'une obduction. 166

Références bibliographiques _____ 176

III-I Les principales unités structurales impliquant les séries sédimentaires crétacée – éocène de Nouvelle-Calédonie

La reconnaissance et la hiérarchie des contacts tectoniques majeurs couplée à l'analyse des caractères stratigraphiques et sédimentologiques spécifiques des séries sédimentaires conduisent à définir 4 principales unités structurales dans le domaine onshore de Nouvelle Calédonie (Figure III-1) :

- **L'unité dite autochtone** correspondant à la couverture crétacée – éocène qui repose en discordance sur le socle métasédimentaire anté-crétacé (?).
- **L'Unité de Bourail** considérée ici comme allochtone charriée sur l'unité autochtone et représentée par une épaisse série turbiditique d'âge crétacé à éocène visible dans la région de Bourail et méridionale de la Grande-Terre. Il est à noter que ces unités étaient autrefois considérées comme autochtones (Paris 1981; Maurizot & Cluzel 2014; Maurizot et al. 2018)
- **L'Unité des Montagnes Blanches**, dite « Nappe des Montagnes Blanches » (Maurizot 2011) formée d'une série carbonatée d'âge crétacé supérieur à Eocène et reposant systématiquement en contact tectonique sur les unités sous-jacentes dans la partie occidentale et septentrionale de l'île.
- **L'Unité de Poya** qui correspond à la nappe basale du complexe ophiolitique (Cluzel et al. 2001) et formée par des roches magmatique surmontées de formations sédimentaires à faciès profond d'âge éocène.

L'ensemble de ces unités est chevauché et déformé par la Nappe des Péridotites à la fin du Paléogène.

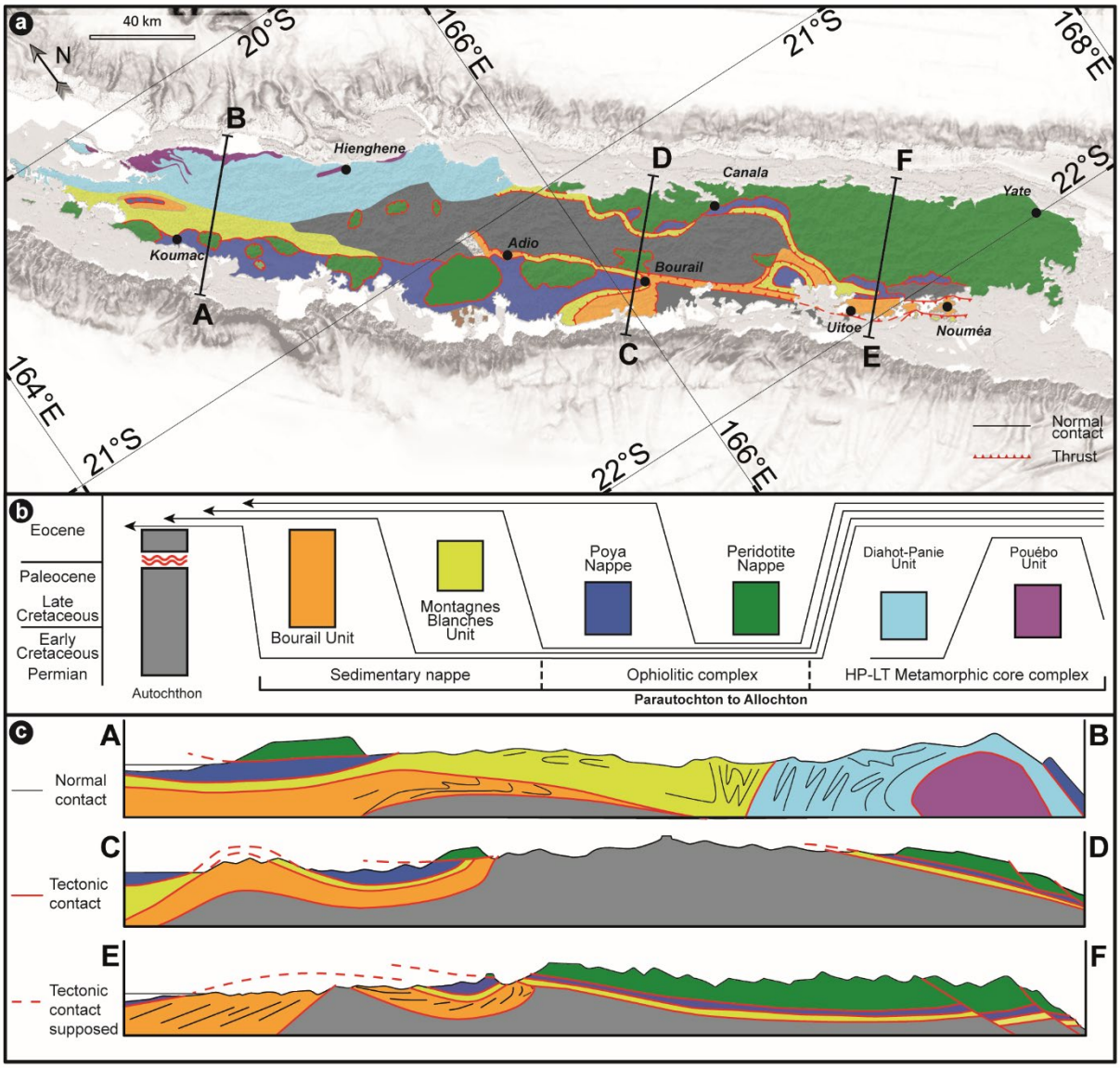


Figure III-1 : a) Carte structurale de la Grande Terre montrant l'emplacement géographique des grandes unités structurales. b) Légende montrant la position relative de chacune des unités structurales. La hauteur des rectangles représentant les différentes unités correspondent à l'intervalle stratigraphique représenté dans les séries sédimentaires concernées. c) Coupes structurales schématiques et projetées montrant l'empîlement des unités le long de la Grande Terre (modifié d'après Maurizot in prep).

III-I.1 L'unité dite « Autochtone »

L'unité basale dite « Autochtone » intègre à la fois le socle métasédimentaire anté-crétacé et une couverture sédimentaire discordante d'âge Cénomanien à Priabonien. Elle est systématiquement limitée au sommet par les contacts tectoniques qui la sépare de l'Unité de Bourail. Ces contacts tectoniques sont visibles dans la région de Bourail où ils présentent fréquemment une composante soustractive tardive (cf paragraphe suivant). Dans la région de Uitoe, le chevauchement de l'Unité de Bourail est particulièrement bien visible au niveau des îles Julien et Ducos (Figure III-2). Il s'y accompagne de plis et d'une schistosité N 160° E (Figure III-2) indiquant une direction de déplacement de l'unité supérieure vers le Sud.



Figure III-2 : Planche synthétique montrant le contact tectonique marquant le sommet de l'Autochtone dans la région de la Baie de Saint-Vincent. a) Unité autochtone montrant les séries éocènes du Groupe de Uitoé reposants en discordance angulaire sur les formations du socle sédimentaire d'âge Jurassique moyen. b) Chevauchement de l'unité de Bourail sur l'autochtone. Les formations sédimentaires de l'autochtone sont marquées par des plis et une schistosité N 160°E. c) vue de détail des déformations affectant les formations sédimentaires de l'autochtone.

III-I.2 L'Unité de Bourail

L'Unité de Bourail est une nouvelle unité tectonique prenant en compte un grand nombre de formations sédimentaires, considérées autrefois comme autochtones. Cette unité est comprise entre l'autochtone et l'Unité des Montagnes Blanches dans la partie méridionale et occidentale de la Grande Terre. Elle est principalement composée d'une épaisse série turbiditique du Crétacé à l'Eocène et. Le chevauchement de base de cette unité est bien visible dans la région de Uitoé et sur les différents ilots de la Baie de Saint-Vincent où il s'accompagne de multiples déformations tectoniques (Figure III-3). Le contact de base de cette unité allochtone correspond cependant le plus souvent à un contact tectonique soustractif tardif entre des séries turbiditiques paléogènes et le socle métasédimentaire anté-crétacé (cf. Carte géologique de Bourail – Figure article).

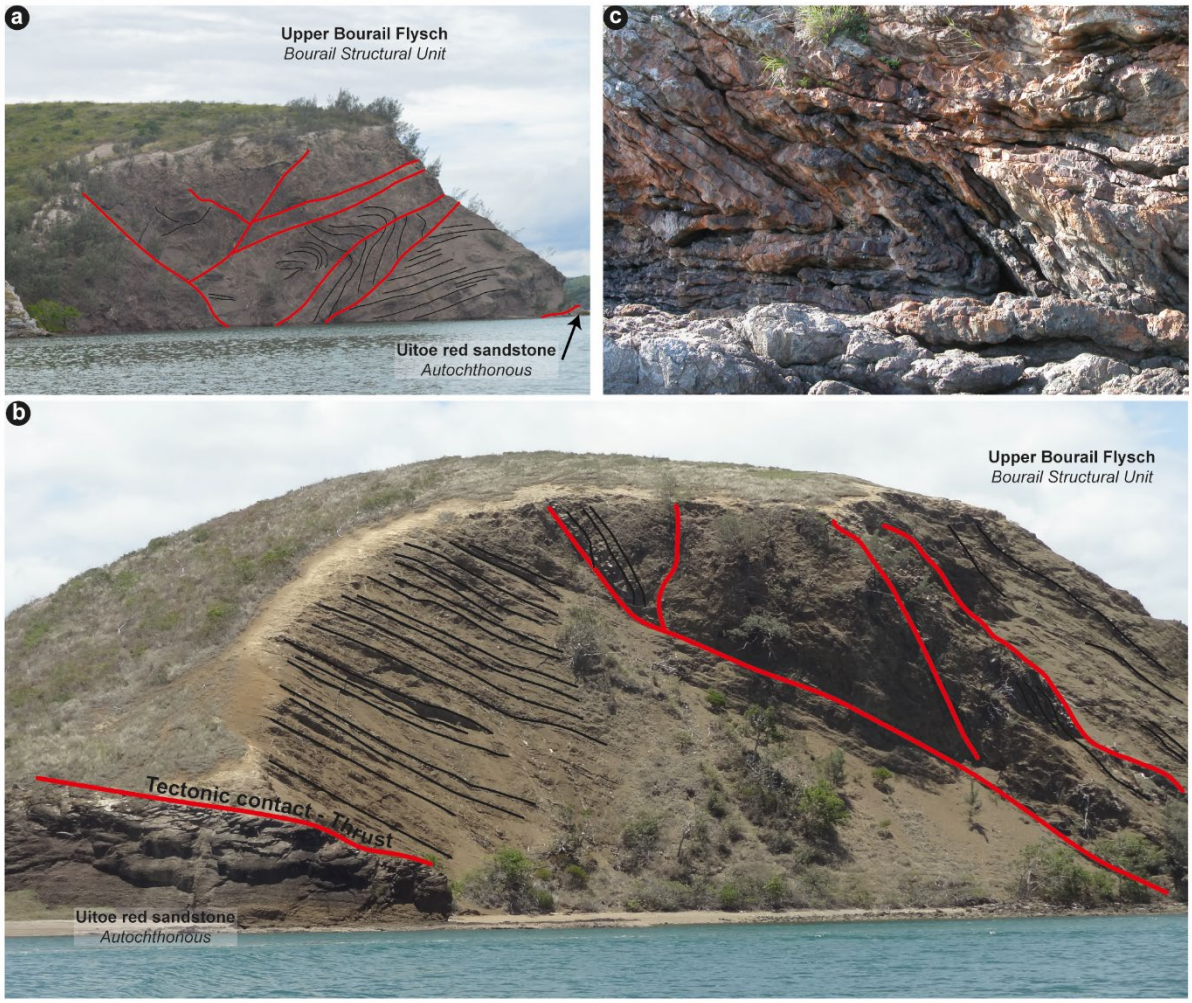


Figure III-3 : Déformations tectoniques à la base de l'Unité de Bourail dans les îlots de Baie de Saint-Vincent a) Déformation tectonique des séries sédimentaires éocènes de la Formation du Flysch Supérieur de Bourail au niveau de l'île Mathieu (région de Uitoé). b) Chevauchement de l'Unité de Bourail sur l'Autochtone dans la partie Est de l'île de Ducos (Baie de Saint-Vincent). c) Plis en chevrons dans les séries sédimentaires maastrichtiennes de la Formation des Cherts Noirs présentes dans l'Unité des Montagnes Blanches.

Le contact tectonique supérieur avec l'Unité des Montagnes Blanches est cartographié sur l'ensemble de la partie occidentale de la Grande Terre. Il est situé à la base de la Formation des Mamelons Rouges interprétée comme constituant la surface de décollement de l'Unité des Montagnes Blanches. Dans la région de Nouméa, cette surface de décollement met en contact les formations du Groupe de Bourail et la Formation des Cherts Noirs à la base de l'Unité des Montagnes Blanches. Elle s'accompagne alors de plis indiquant une direction de déplacement vers le sud-ouest (Figure III-3c).

III-I.3 L'Unité des Montagnes Blanches

Aussi connue sous le nom de la Nappe des Montagnes Blanches (Maurizot 2011) cette unité se retrouve sur l'ensemble du territoire entre les unités tectoniques de Bourail et celles du complexe ophiolitique (Nappe de Poya et Nappe des Péridotites). Le niveau de décollement basal de cette unité se trouve dans la Formation des Mamelons Rouges, souvent fortement déformée et altérée (Figure III-4b et c). Cette unité apparaît fortement plissée avec une succession d'anticlinaux et synclinaux dans la région de Koumac (voir carte géologique) dans la partie nord-ouest de la Grande Terre (Figure III-4).

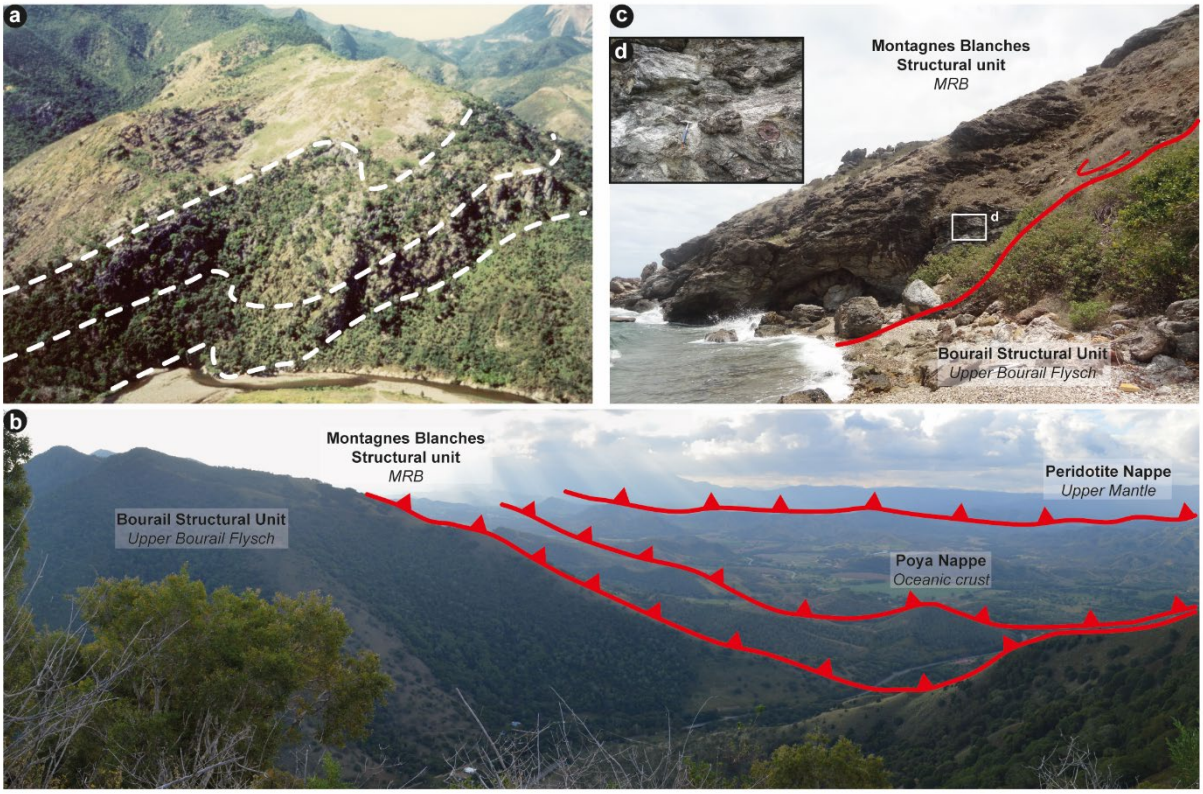


Figure III-4 : Structure de l'Unité de Montagnes Blanches dans la région de Koumac (a) de Nouméa (b) et de Bourail (c) .a) Structures plissées dans l'Unité des Montagnes Blanches (Sommet Khian – région de Koumac). b) Position relative des différentes unités structurales dans la dépression synforme de Téné (Région de Bourail). c) Chevauchement de l'Unité des Montagnes Blanches sur celle de Bourail aux abords de la pointe de Kouiambo sur la péninsule de la Pointe Maa. d) Vue détaillée du contact tectonique montrant les faciès de la Formation des Cherts Noirs entières cataclasés.

III-I.4 L'Unité de Poya

Aussi connue sous le nom de la Nappe de Poya (Gonord 1977; Cluzel et al. 2001) ou Poya Terrane (Cluzel et al. 2001; Cluzel et al. 2018), cette unité structurale est principalement composée d'un mélange de basaltes de type E-MORB et BABB, d'argilites abyssales, de dépôts turbiditiques traversés par des sills doléritiques d'âge Paléocène-Eocène basal (58.4 ± 1.5–47.6 ± 4.0 Ma K-Ar / 54 ± 5 Ma U-Pb sur zircons)(Cluzel et al. 2018). Bien que faisant partie de l'une des deux nappes appartenant au complexe ophiolitique, l'Unité de Poya présente la particularité d'impliquer une série sédimentaire d'âge éocène. Cette unité structurale est essentiellement présente dans la partie occidentale de l'île entre les villes de Bourail et de Koumac. Cette unité forme un paysage assez contrasté sans relief important et essentiellement recouvert d'une végétation de type herbacé (Figure III-5). Les limites de cette unité sont peu marquées dans le paysage La limite basale avec l'unité structurale des Montagnes blanches est visible dans la région de Bourail où l'unité de Poya est impliquée dans le synclinal de Tene. (Figure 4b). La limite supérieure avec la Nappe des Péridotites est visible tout le long de la côte ouest. Elle est repérable par une rupture de pente importante et par la présence de l'espèce végétale *Casuarina collina* (aussi surnommé « bois de fer ») qui se développe essentiellement sur les serpentinites de la semelle de l'ophiolite (Figure III-5).

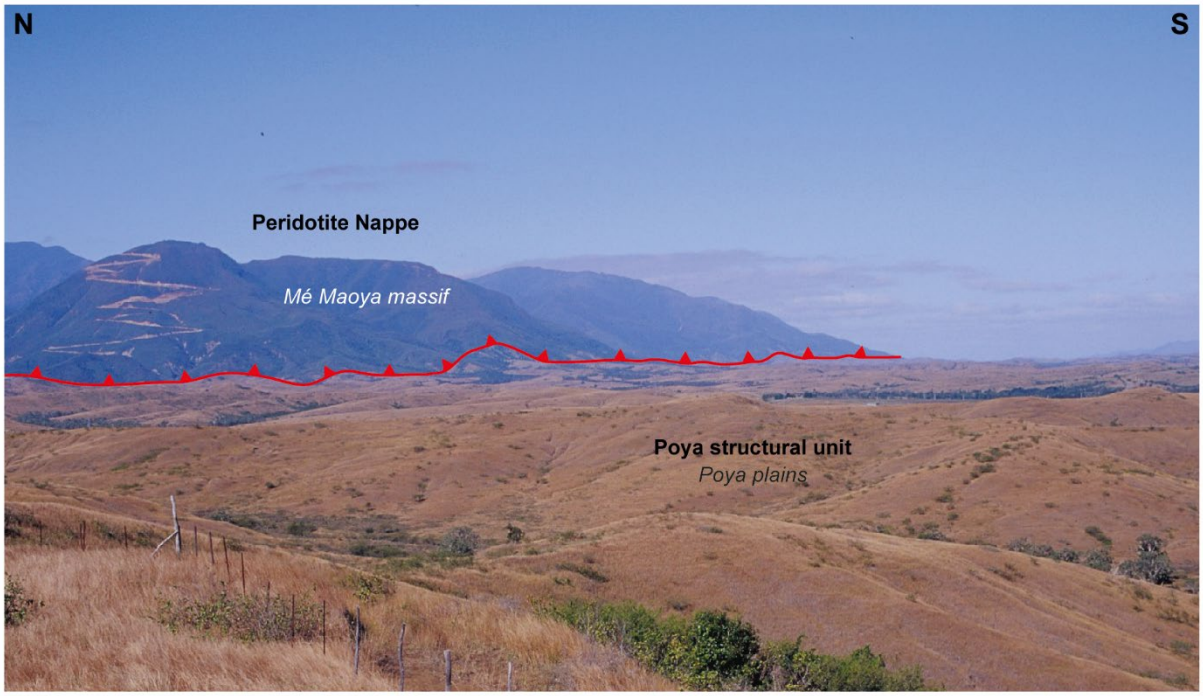
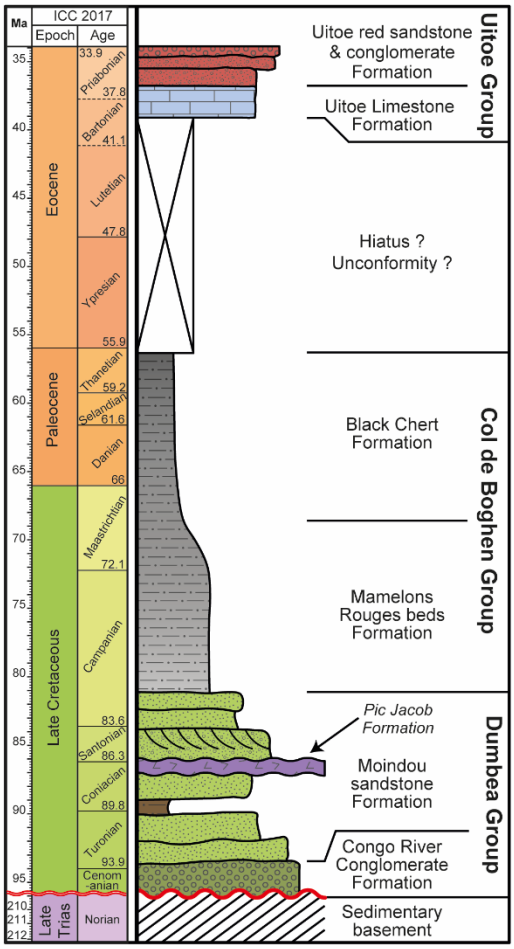


Figure III-5: Contact tectonique entre l'Unité de Poya et la Nappe des Péridotites dans la région de Poya. La limite structurale est marquée par une rupture de pente ainsi qu'un changement de végétation.

III-II Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'Autochtone



La couverture sédimentaire de l'Unité Autochtone est seulement visible dans la moitié Sud de l'île. Les travaux réalisés dans cette thèse propose aujourd'hui de un nouveau découpage lithostratigraphique avec la constitution de de trois groupes rassemblant chacun plusieurs formation (Figure 6). Le Groupe de la Dumbéa d'âge cénomanien à campanien inférieur est constitué de la Formation Conglomératique Basale, de la Formation des Grès à Charbon de Moindou et de la Formation du Pic Jacob. Le Groupe du Col de la Boghen daté du Campanien au Paléocène est composé de la Formation des Mamelons Rouges et de la Formation des Cherts Noirs. Le Groupe de Uitoé du Bartonien-Priabonien rassemble la Formation des Calcaires de Uitoé et la Formation des Grès Rouges de Uitoé. Il est à noter l'absence de dépôts Yprésien à Bartonien inférieur sur cette unité structurale (Figure III-6).

Figure III-6 : Log synthétique montrant la succession des différentes formations sédimentaires présentes au sein de l'unité autochtone.

III-II.1 Le Groupe de Dumbéa

Le Groupe de Dumbéa comprend l'ensemble des formations sédimentaires autrefois regroupées dans la Formation à Charbon. Cette dernière a été décrite dès les premiers relevés géologiques effectués sur la Grande Terre (Routhier 1953; Lormand 1956; Tissot & Noesmoen 1958a; Noesmoen 1959; Gonord 1977; Paris 1981; Cluzel et al. 2011). Elle correspond à des dépôts fluvio-deltaïques se déposant entre le Cénomanien et la première moitié du Campanien (Cluzel et al. 2011). Nos travaux permettent aujourd'hui de préciser les caractéristiques stratigraphiques et sédimentologiques de ce groupe ainsi qu'un nouveau découpage lithostratigraphiques. Nous avons ainsi défini trois formations successives : (1) La Formation Conglomératique de la rivière Congo, (2) la Formation des Grès à Charbon de Moindou, et (3) l'unité volcanique nommée Formation du Pic Jacob. Les descriptions qui suivent proviennent principalement d'observations réalisées dans la région de Moindou et du Haut Nessadiou.

III-II.1.1 La Formation Conglomératique de la rivière Congo

Datée du Cénomanien – Turonien (à partir de données paléontologiques (Paris 1981; Maurizot et al. 2018), cette formation correspond à l'ensemble des dépôts conglomératiques recouvrant en discordance angulaire le socle métasédimentaire et essentiellement localisés sur les flancs sud-ouest de la Chaine Centrale : les unités conglomératiques de la Congo-Kamendoua (Routhier 1953), de Néounin et de la Nérihouin (Arène 1979), de la Mé Kunia (Tissot & Noesmoen 1958a), et du Mé Pin (Gonord 1972). Ces différentes unités sont aujourd'hui dénommée Formation Conglomératique de la rivière Congo (Maurizot et al. (2018). Cette unité présente une épaisseur variable allant de quelques dizaines de mètres dans le secteur de la Boghen à plus de 500 m dans le secteur de la rivière Congo (Maurizot et al. 2018).

Elle correspond à une succession de couches conglomératiques, pluri-centimétriques à pluri-métriques, monogéniques ou polygéniques. Les éléments sont généralement mal triés, arrondis et empruntés au substratum adjacent correspondant au socle sédimentaire. Ils sont le plus souvent jointifs dans une matrice gréseuse rouge souvent oxydée, composée de quartz, de feldspaths, de micas blancs, de clastes volcaniques (Figure III-7). Des faciès gréseux rouges de même nature que la matrice des conglomérats et à rares litages obliques de mégarides sont intercalés dans ces couches de conglomérats à base érosive (Figure III-8).

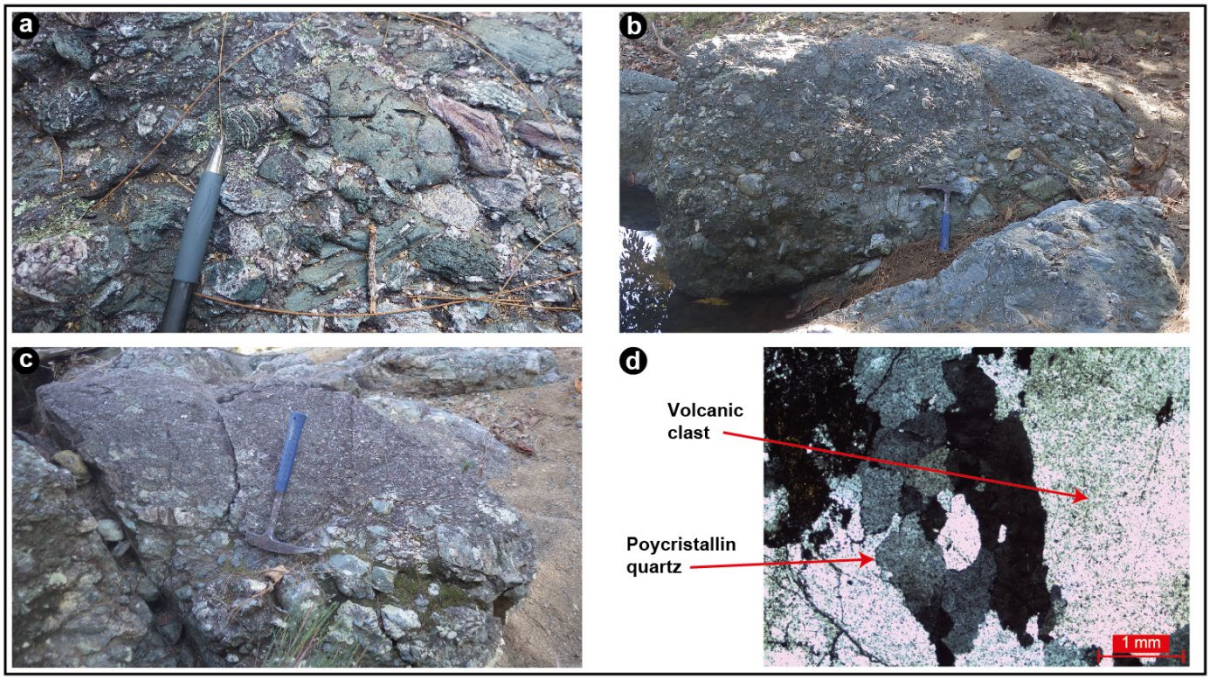


Figure III-7 : Principaux faciès de la Formation Conglomératique de la rivière Congo dans le secteur de la Mé-Kunia. a) faciès à éléments arrondis, jointifs et polygéniques ; b) faciès à éléments mal trié de taille centimétrique à pluri-décimétrique ; c) intervalle microconglomératique à matrice gréseuse rouge largement développée d) microfaciès de la matrice gréseuse rouge à quartz poly-cristallins et clastes de roche volcanique (image en lumière polarisée et analysée : LPA.

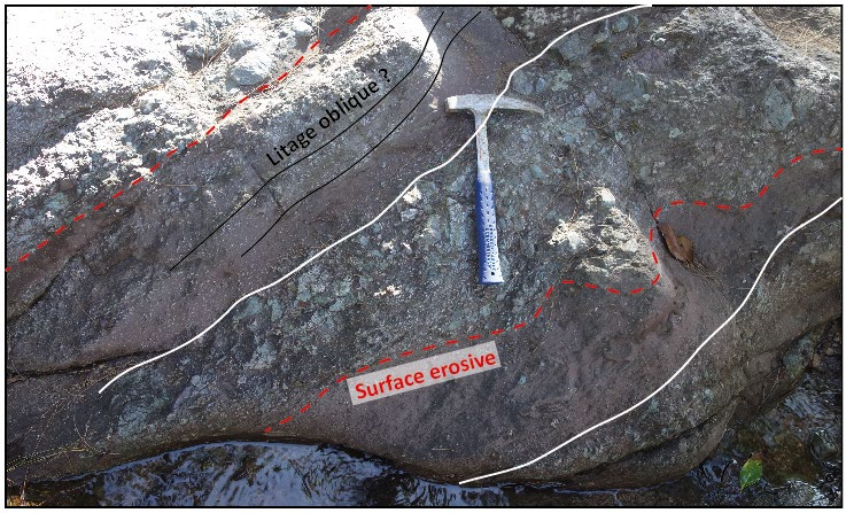


Figure III-8 : Faciès conglomératique du Membre conglomératique de la Mé Kunia. Ces dépôts observent des surfaces érosives basales ainsi que des litages obliques de mégarides frustres au sein de grès rouges à éléments de quartz et micas-blancs.

Au Mont-Rembaï, le dépôt de cette formation apparaît contrôlé par le jeu de failles normales syn-sédimentaires (Routhier (1953) ; Gonord (1977). Ceci est aussi interprété dans la région du Haut Nessadiou. Cartographiquement, cette formation s'ancre sur des failles normales décalant les séries du socle sédimentaire et remaniant principalement des éléments de l'Unité de la Boghen adjacente.

L'absence d'affleurement de bonne qualité dans la région du Haut Nessadiou ne permet pas de définir une géométrie de cette formation. Toutefois, un passage vertical est latéral est observé entre l'unité conglomératique et la Formation des Grès à Charbon de Moindou. Une hypothèse est alors proposée quant à l'existence d'un passage latérale de faciès entre ces deux formations. Ceci serait aussi appuyé par le lien génétique entre les faciès gréseux avec la présence des mêmes éléments remaniés. Enfin, la partie méridionale de la zone note l'absence de cette formation pouvant être interprétée comme une zone de non-dépôts.

L'ensemble des éléments de description de cette formation permet d'interpréter ces faciès conglomératiques comme des dépôts de cônes alluviaux comme déjà proposé par Routhier (1953), Gonord (1977), Paris (1981) et Maurizot et al. (2018). Ils impliquent à cette époque le démantèlement de reliefs de socle relativement proches et de zones subsidentes probablement contrôlées par le fonctionnement de failles synsédimentaires. Le passage à la formation des Grès à charbon de Moindou soulève l'interprétation d'une rétrogradation de l'ensemble du système pouvant être lié à une diminution des reliefs ou un élargissement du bassin éloignant ainsi la source de la zone de dépôts.

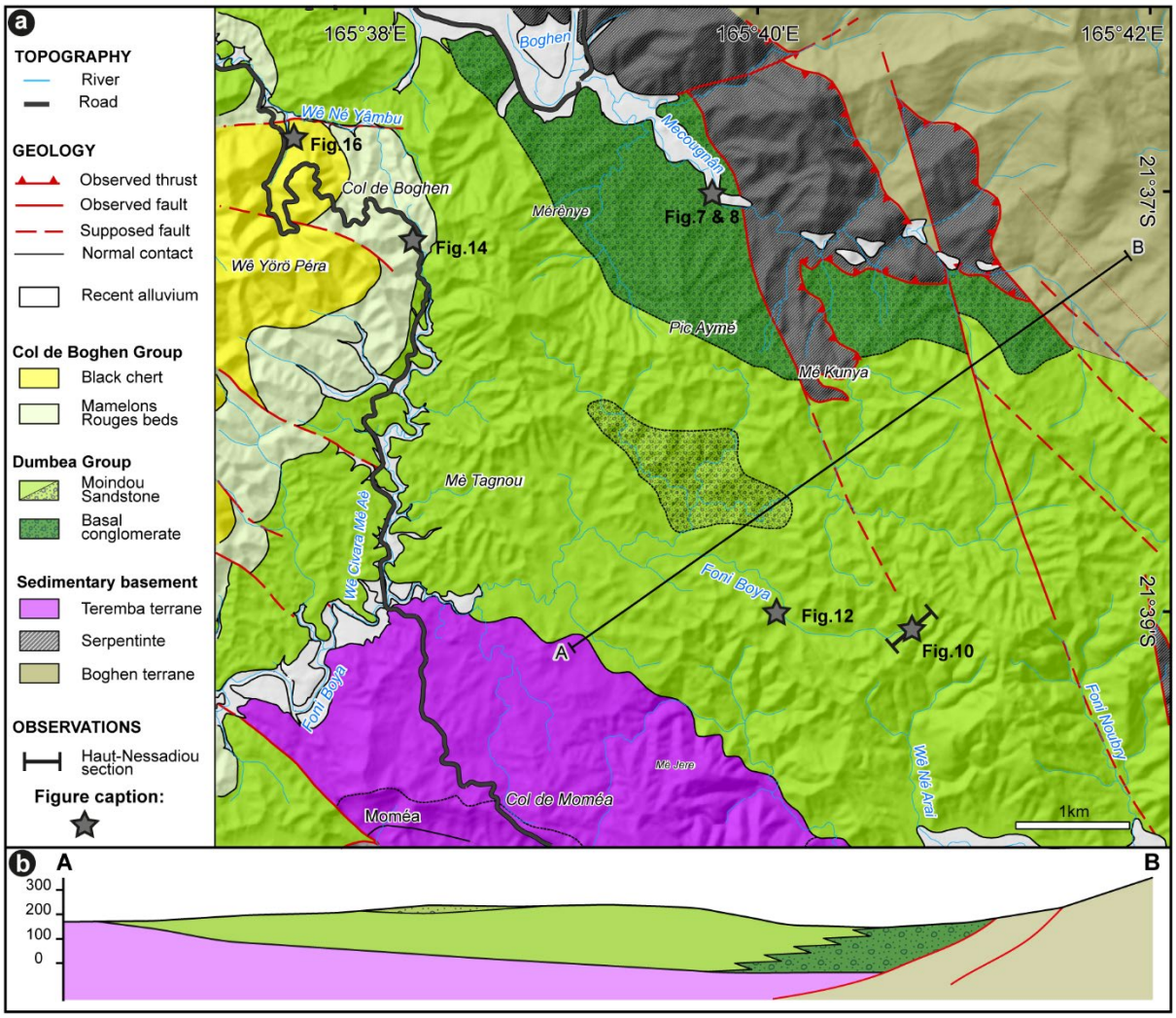


Figure III-9 : a) Carte géologique de la région de la Haut Nessadiou où sont localisés les meilleurs affleurements des formations qui composent les groupes de la Dumbea et du Col de Boghen. b) Coupe géologique illustrant les relations stratigraphiques la Formation Conglomératique de la rivière Congo, les Grès à Charbon de Moindou et le socle méta sédimentaire.

III-II.1.2 La Formation des Grès à Charbon de Moindou

La Formation des Grès à Charbon de Moindou est la plus représentative du Groupe de la Dumbéa. Elle est visible dans la région de Nouméa, de Paita et de Moindou où furent exploités les horizons à charbon (Routhier 1953; Lormand 1956; Koch 1957; Noesmoen 1957, 1959; Greber 1978). Cette formation est aussi marquée par l'interstratification de coulées volcaniques dans la région de Nouméa et au sein du complexe métamorphique du Diahot correspondant à la Formation du Pic Jacob (cf. II.1.3) (Tissot & Noesmoen 1958a; Nicholson et al. 2011). Les données biostratigraphiques (détermination de macrofaunes (Freneix 1958; Grant-Mackie et al. 1977; Freneix 1980)) et les analyses radiométriques effectuées sur des zircons présents dans les roches sédimentaires et dans les coulées basaltiques, indiquent un âge pour cette formation allant du Cénomanien moyen au Campanien inférieur : U/Pb sur zircons 97.0 – 76.0 (Cluzel et al. 2011), U-Pb sur zircon 88.4 ± 3.5 Ma (Nicholson et al. 2011).

La Formation des Grès à Charbon de Moindou est fortement déformée et présente de fortes variations de pendage. Cette déformation est favorisée par les niveaux à charbon qui servent de niveaux de décollement. Toutefois, de nouveaux affleurements permettent de bien caractériser les processus et l'environnement de dépôt de cette formation.

1) Association de facies

Six principaux faciès ont été identifiés au sein de la Formation des Grès à Charbon de Moindou (Figure III-10) :

Micro-conglomérat : ce faciès correspond à un micro-conglomérat polygénique, bien trié dont les éléments sont jointif, arrondis et de nature volcanique, métamorphique (micaschiste) et sédimentaire (grès rouges). La matrice formée par un grès micacé fin pouvant renfermer quelques éléments bioclastiques marins tels que des coquilles de bivalves. L'épaisseur des couches conglomératiques est centimétrique à métrique. Elle varie en épaisseur formant des niveaux lenticulaires et chenalisés. Certains niveaux conglomératique ont en effet une surface basale érosive et des surfaces sommitales ferruginisées.

Grès grossier massif : ce faciès gréseux correspond à un grès grossier à très grossier, bien trié et homogène, sans structure sédimentaire apparente. Ce facies apparaît sous forme de couches d'épaisseur métrique à pluri-métrique, à surface basale érosive et structure interne homogène, sans grano-classement. Il est composé de quartz, de micas blancs, de quelques feldspaths, de débris de roche volcanique et de rares bioclastes tels que des fragments de bivalves.

Grès grossier à litages obliques : ce faciès, dont la lithologie est similaire au précédent, s'en distingue par la présence des litages obliques de mégarides sous forme de sets d'épaisseur métrique. Le sommet de ces sets est marqué par des faciès argileux et parfois des rides subordonnées de direction opposées à celle des mégarides.

Grès fins massif : ce faciès désigne des grès fins à moyens, homogène, bien triés et sans structure sédimentaire apparente. La phase détritique est composée de quartz anguleux, de rares feldspaths et micas blancs, ainsi que de fréquents bioclastes entourés d'un ciment carbonaté. Des bioturbations horizontales et verticales sont fréquentes. Ce faciès constitue de puissantes barres de granulométrie homogène, pouvant atteindre plus de 30 m d'épaisseur.

Siltites / Argilites violacées : ce faciès correspond à des dépôts hétérolithiques formés d'une alternance de lits millimétriques d'argilites violacées et de feuillets riches matière organique. Il englobe également des couches lenticulaires argilo-silteuses d'épaisseur centimétriques à décimétriques à litage de ride unidirectionnelles indiquant une direction dominante vers le … ?. Des terriers horizontaux et des traces de racines sont observés dans ce type de faciès. De fins bioclastes sont remaniés dans les siltites à dominance terrigène.

Charbon massif stratifié : ce faciès est représenté par des couches de charbon d'épaisseur décimétrique à métrique et géométrie souvent lenticulaire. Ces faciès renferment principalement des débris végétaux tels que des feuilles ou des troncs d'arbre silicifiés pouvant atteindre plusieurs mètres de long. La forte concentration en sulfure et la présence de lits bioclastiques suggère une nette influence marine et conduit à proposer un environnement de plaine cotière ou de plaine deltaïque pour l'accumulation de ces niveaux à charbon (Sykes (2017). Ces niveaux à charbons sont fréquemment très déformés car utilisés comme niveaux de décollement tectonique.

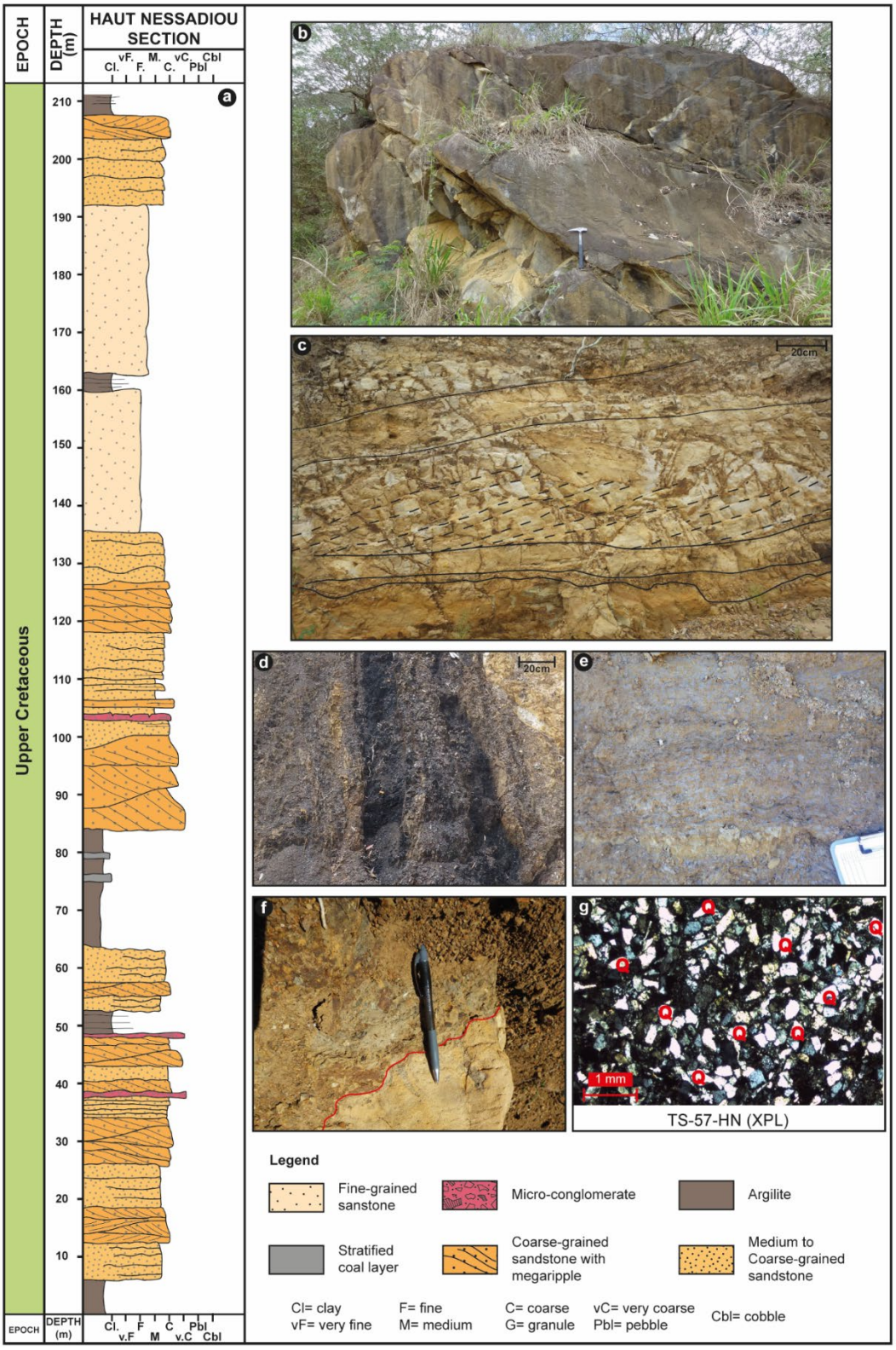


Figure III-10 : Caractéristiques sédimentologiques de la Formation des Grès à Charbon de Moindou. a) Log sédimentologique de la coupe de Haut Nessadiou. La position de cette coupe est indiquée dans la Figure III-9. b) Faciès gréseux massif de granulométrie fine sans structure sédimentaire apparente. c) Faciès de grés grossiers à litages obliques de mégarides sous forme de sets métriques à base érosive. d) Niveau de charbon stratifié. Ce faciès renferme souvent des fragments de bois fossîle. e) Argilites violacées renfermant des lentilles riches en matière organique d'épaisseur millimétrique à centimétrique. f) Faciès micro-conglomératique à surface basale érosive. g) Microfaciès de la Formation des Grès à Charbon de Moindou montrant l'abondance de grains de quartz sub-anguleux à sub-arrondis (photo en lumière polarisée et analysée (XPL : Cross plot polarized light)

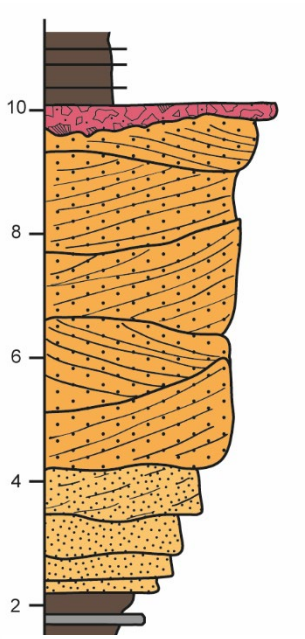


Figure III-11 : Séquence de faciès caractéristique type de la Formation des Grès à Charbon de Moindou montrant une strato et granocroissance des bancs (Voir légende Figure III-10)

2) Séquences de faciès

L'ensemble des faciès décrits précédemment est organisé selon des séquences décamétriques strato et granocroissantes composées de la succession suivante (Figure III-11) : (1) argilites violacées et lentilles charbonneuses sur une épaisseur de quelques mètres, (2) faciès gréseux massif sans structures sédimentaires apparentes sur quelques mètres d'épaisseur, (3) succession de plusieurs sets métriques des faciès gréseux à litage oblique de rides et mégarides, (4) micro-conglomérat ferruginisé d'épaisseur pluricentimétrique à surface basale érosive.

Ce type de séquence enregistre le développement de barres tidales dans la zone d'embouchure d'un système deltaïque à dominance tidale (Dalrymple (1992) ; Mutti et al. (1985); Dalrymple and Choi (2007).

Des grandes stratifications obliques d'échelle pluri-métrique sont aussi observées au sein de corps gréseux pluri-métriques base érosive. Des lits bioclastiques sont alors présents en pieds de litage oblique. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts de chenaux tidaux méandriformes.

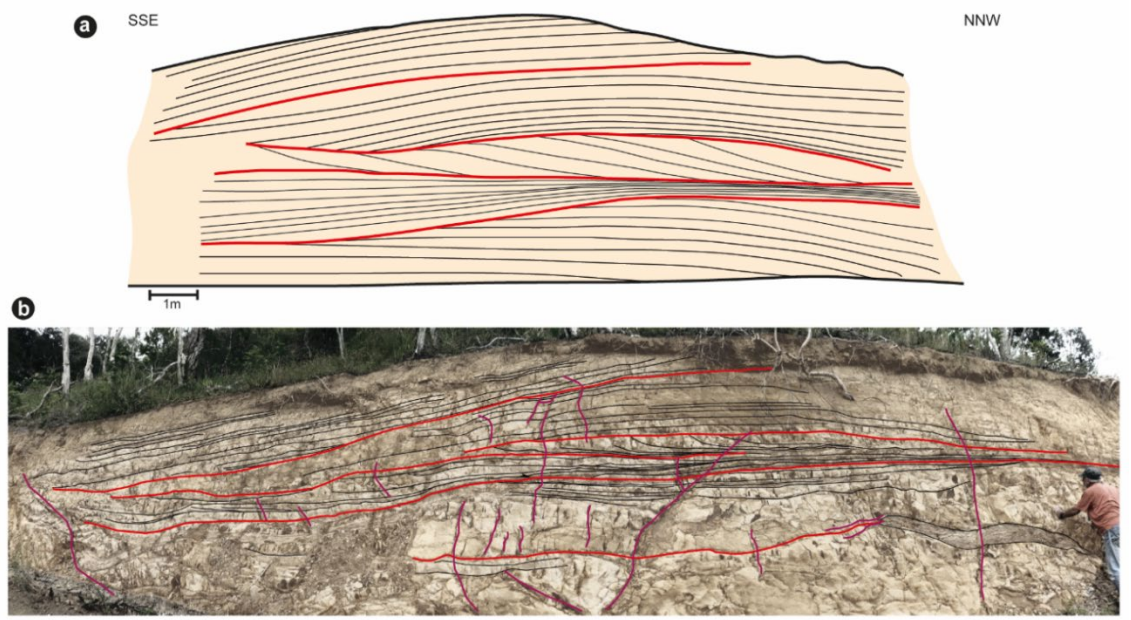


Figure III-12 : Grandes stratifications obliques présentes dans la Formation des Grès à Charbons de Moindou. Ces dépôts sont composés de grès grossiers organisés une succession de sets pluri-métriques à décamétriques à base érosive et grands litages obliques Ils sont interprétés comme des dépôts de « point-bar » de chenaux distributaires ou estuariens. ***a)*** *Schéma simplifié des structures de dépôt observées sur le panorama* ***b).***

3) Environnement de dépôts

L'association de séquences granocroissantes de barres tidales, de corps chenalisés à *Inclined Heterolithic Stratification* (Figure III-12), de structures de mégarides à drappages d'argîle, de rides chevauchantes, de niveaux à charbon à matériel d'origine littorale (Sykes 2017) conduisent à interpréter cette formation comme accumulée au sein d'un système deltaïque à influence tidale dans des environnements allant de la plaine deltaïque à la partie proximale du front-delta.

Les litages obliques de mégarides indiquent des directions de courant vers le Sud ou le Sud-Est et vers le Nord ou le Nord-Ouest. Toutefois, les déformations tectoniques ne permettent pas de corriger ces directions d'éventuelles rotations ni de préciser l'épaisseur réelle de cette formation.

III-II.1.3 La Formation du Pic Jacob

Des tuffs et des coulées volcaniques de trachytes, doléritiques et basaltes sont intercalés au sein de la Formation des Grès à Charbon de Moindou dans les régions de Nouméa et du Diahot (voir Chapitre 1). Les analyses pétrographiques et géochimiques de ces roches montrent un mélange de plusieurs sources correspondant à des IAB (*Island-Arc Basalt*), des IOB (*Ocean Island Basal*), voir de MORB dans l'Unité métamorphique du Diahot (Maurizot et al. 2018).Plusieurs évènements volcaniques successifs ont été reconnus et deux membres correspondants ont été définis (Tissot and Noesmoen (1958a): (1) le plus ancien est le membre du Pic Jabob formé de tufs et de coulées trachytiques et rhyolitiques, et (2) le plus récent est le membre de Katiramona formé de tufs et de coulées basaltiques (Figure III-13).

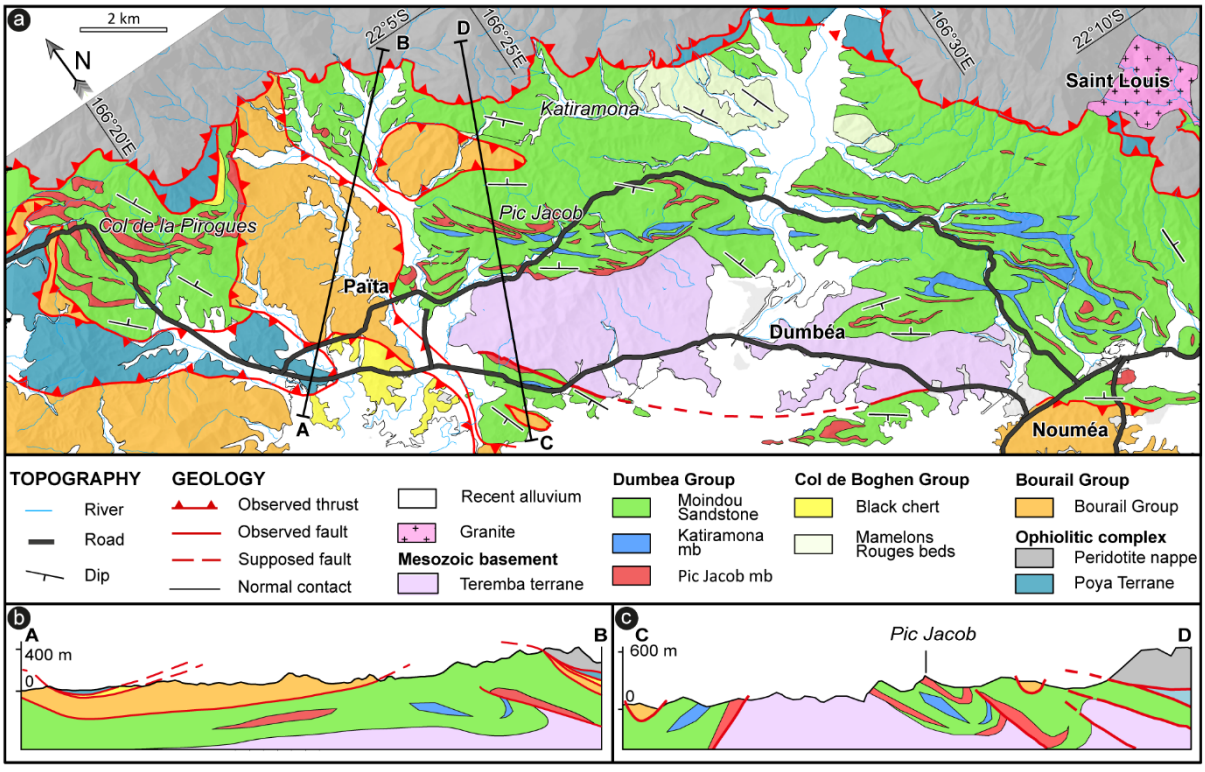


Figure III-13 : Carte (a) et coupes (b,c) géologiques de la région de Païta montrant la distribution des roches volcaniques des membres Katiramona et Pic Jacob (Fm. du Pic Jacob) au sein des grès à charbon (Fm. Moindou) (modifé d'après (Maurizot et al. 2018).

Des dépôts sédimentaires volcano-clastiques associés à ces évènement sont visibles dans la région de Nouméa sous différents faciès : (1) conglomérats polygéniques à éléments bien triés et roulés dans une matrice gréseuse remaniant essentiellement des clastes de roche volcanique, (2) grès à éléments volcaniques, (3) grès tuffacés et tuffs. Ces faciès sont présents aux abords de la presqu'île de Tina sur Mer et aux abords du Pic Jacob dans la région de Paita (Paris 1981). Une coupe réalisée sur la presqu'île de Tina est fournie en annexe.

Le caractère bimodales des roches volcaniques de cette formation ainsi que les caractéristiques transitionnelles entre des sources de types IAT (arc) et de, résulterait d'un épisode de rifting affectant l'ancienne marge Est-gondwanienne (Cluzel et al. 2011). les données radiochronologiques permettent de dater le volcanisme à 88.4 Ma (Nicholson et al. 2011). Ainsi, l'ensemble de ces coulées éruptives serait directement associé à la phase de rifting, qui accompagne la mise en place de l'ensemble du Groupe de Dumbéa.

III-II.2 Le Groupe du Col de la Boghen

Ce groupe, défini pour la première fois par Maurizot et al. (2018) réunit deux unités lithostratigraphiques : la Formation des Mamelons Rouges et la Formation des Cherts Noirs. Cette succession est observable le long de la côte ouest de la Nouvelle Calédonie et plus spécialement sur la route du Col de La Boghen. Elle est principalement constituée de dépôts hémipélagiques profonds d'âge campanien inférieur à moyen. Les nouveaux résultats obtenus à partir des observations réalisées sur les affleurements de la région de Moindou ainsi que dans le sondage CADART-1 permettent aujourd'hui de préciser la minéralogie, les associations de faciès et l'âge de ces dépôts.

III-II.2.1 La Formation des Mamelons Rouges

La Formation Mamelons Rouges (MRB), décrite pour la première fois par B. Tissot and Noesmoen (1958a), affleure affleure sur l'ensemble de la Grande Terre et est principalement décrite dans les régions de Nouméa, de Paita, de Moindou et de Koumac. Cette formation se présente dans l'ensemble des unités structurales et repose en continuité stratigraphique sur les Grés à Charbon de Moindou, enregistrant l'évolution de dépôts deltaïques vers des faciès argilo-silteux plus profonds. Cette formation est représentée par des siltites et des argilites homogènes, sans structure sédimentaire apparente visible sur l'ensemble de la Grande Terre. Localement, dans la région du Col de la Boghen, des bancs centimétriques de siltite granoclassée présentant un litage de rides de courant peu visible s'indivualisent. Ces faciès sont souvent marqués par une importante bioturbation caractéristique d'un environnement relativement profond : *Zoophycos*, *Phycosyphon* et *Planolites* (Figure III-14).

La composition minéralogique se caractérise par une forte proportion de quartz et feldspaths et une phase plus limitée de grains de glauconie et de clastes de roche volcanique (Figure III-14). Des cristaux de pyrite sont fréquents au sein de cette unité dans le sondage CADART-1 (Figure III-14). Des nodules silicifiés de diamètre décimétrique à métrique pouvant renfermer des fossîles limonitisés (coraux, bivalves et céphalopodes) sont particulièrement abondant dans cette formation (Freneix 1958, 1980; Freneix 1981). Les analyses biostratigraphiques sur les associations de radiolaires et de foraminifères planctoniques, ont permis d'attribuer un âge campanien moyen à une unité (Paris 1981) *Calédonites Néocaledonicus,* une espèce d'ammonite endémique, y a en outre été décrite (Collignon (1977).

La Formation des Mamelons Rouges apparaît en général fortement déformée (ex. : rivière de la Foni Boya) avec développement d'une schistosité pénétrative (Figure III-14). Les plans de cisaillements montrent des directions de déplacement vers le sud-ouest dans la région de Bourail. Son caractère fortement tectonique ainsi que sa localisation à la base des certaines unités allochtones laissent à penser qu'elle jouerait un rôle de niveau de décollement majeur des unités structurales. Le contact avec la formation sus-jacente est difficîlement visible due à la mauvaise préservation des affleurements. Il peut-être soit stratigraphique soit tectonique.

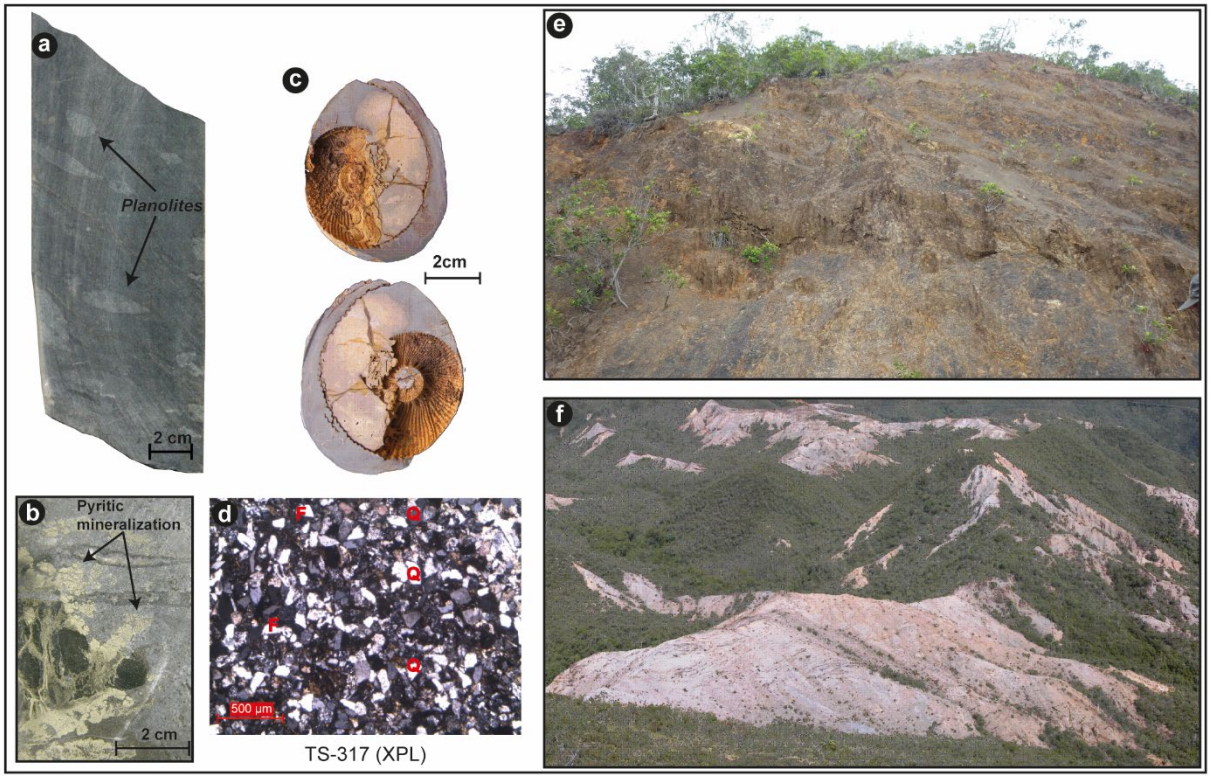


Figure III-14 : Faciès de la Formation des Mamelons Rouges. a) sur carotte du sondage CADART-1 montrant la présence de bioturbations de type Planotlites. b) présence de pyrite au sein des faciès hémipélagiques du sondage CADART-1. c) Nodules renfermant une ammonite endémique Caledonites neocaledonicus. d) microfaciès de la Formation des Mamelons Rouges composé de nombreux grains anguleux de quartz et de feldspath de granulmétrie très fine. Photo prise en lumière polarisée et analysée (XPL : cross plot polarized light). e) et f) affleurement du Col de La Boghen montrant le caractère ruiniforme et de la formation.

III-II.2.2 La Formation des Cherts Noirs

La Formation des Mamelons Rouges est surmontée par la Formation des Cherts Noirs. Celle-ci a été initialement dénommée « Caillasse siliceuse » (Piroutet (1917) puis renommée « Phtanite » par Routhier (1953) Les conditions d'affleurement rendent difficîle l'observation du contact entre ces deux formations.. S'il apparait le plus souvent dans une zone très déformée qui s'explique par le caractère incompétent de ces deux unités. Un contact stratigraphique existe localement entre ces formations, comme par exemple à Bourail le long du Col de la Boghen (Figure III-9). Toutefois, cette formation se retrouve sur l'ensemble de la Grande Terre et est présente dans les unités structurales de Bourail et des Montagnes Blanches. Elle montre une forte homogénéité sur l'ensemble du territoire.

De manière générale, la Formation des Cherts Noirs est représentée par une succession de bancs centimétriques à décimétriques de siltites, d'argilites largement silicifiés. Des structures amygdaloïdes sont fréquentes (Figure III-15). Des couches pluri-décimétriques de grès grossier granoclassé à lits de granules à la base et litage plan au sommet, interprétées comme des dépôts turbiditiques, sont intercalées dans cette formation (Figure III-15). Au Col de la Boghen, des blocs glissés sont isolés au sein de ces dépôts.

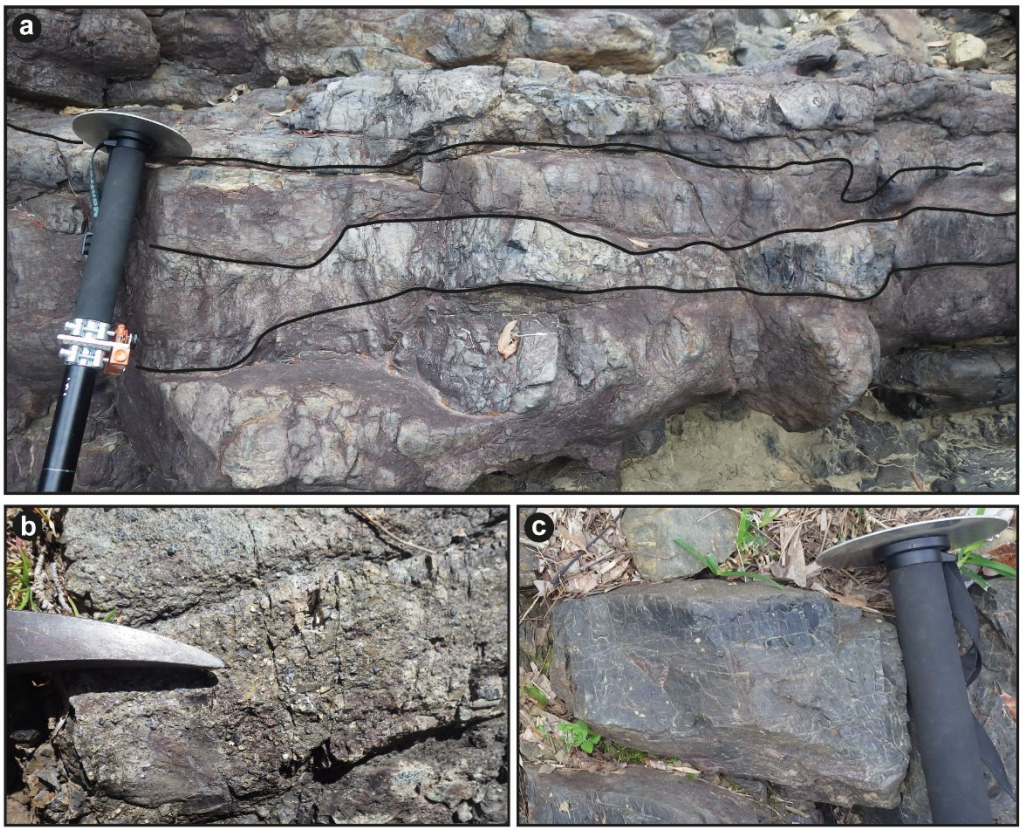


Figure III-15 : Association de faciès dans la Formation des Cherts Noirs. a) Structures de types amygdaloïdes visible le long de la Rivière Foni Boya. b) Grès grossier turbiditique (Coupe de la Foni Boya) ; c) Silt.

L'ensemble de ces faciès silicifiés est marqué par la présence de sulfures (pyrite) et d'une fraction fine de quartz, feldspaths, de foraminifères planctoniques à test siliceux et de radiolaires fortement recristallisés. Ces micro-organismes indiquent un environnement de dépôt profond (bathyal) (Maurizot et al. 2018). Des radiolaires et des spicules d'oursin sont préservés et permettent de dater cette unité entre le Campanien Supérieur / Maastrichtien et Paléocène. Cet âge sommital est aujourd'hui proposé du fait des nouveaux âges obtenus par Dallanave et al submitted sur les unités carbonatées sus-jacente d'âge Eocène inférieur dans la région de Koumac.

***

Cette première succession visible entre ces deux groupes distincts au sein de l'autochtone montre l'enregistrement d'une importante phase d'approfondissement après les dépôts deltaïque. Ceci montrerait une évolution entre les phases syn-rift à post-rift avec une modification du régime de subsidence devenant plus homogène et régional. Cette subsidence est marquée par une homogénéisation des environnements de dépôts durant la période post-rift avec la mise en place de faciès pélagiques sur l'ensemble de la zone. Ces mêmes faciès se retrouvent dans les unités allochtones et montrent le caractère très étendue de cette subsidence post-rift sur l'ensemble de la région.

III-II.3 Groupe de Uitoé

Le Groupe de Uitoé daté du Bartonien au Priabonien n'affleure que dans les îles et presqu'île de la Baie de Saint Vincent (Figure III-16). Ce groupe repose en discordance sur le socle sédimentaire de Teremba. C'est la raison pour laquelle il est intégré dans l'ensemble dit Autochtone. Toutefois, il est important de noter que ces séries éocènes n'apparaissent nulle part superposées aux séries des groupes de Dumbea et du Col de la Boghen qui reposent sur le socle de la bordure occidentale de la chaîne centrale. Le Groupe de Uitoé et le socle sous-jacent appartiennent donc à un domaine paléogéographique distinct de celui où sont préservés les dépôts du Crétacé-Paléocène. Ainsi, le domaine de la Baie de Saint-Vincent peut être considéré soit comme une zone de non-dépôt du Crétacé soit comme une zone d'érosion anté-bartonienne. Il n'est pas exclu que ces deux domaines paléogéographiques impliquant le soubassement dit « autochtone » aient subi un déplacement relatif lors des déformations tectoniques du Priabonien supérieur – Oligocène.

Le Groupe de Uitoé rassemble deux formations distinctes : la Formation des Calcaire de Uitoé et la Formation des Grès rouges et des Conglomérats de Uitoé (Figure III-16 & Figure III-17). Cette dernière est chevauchée par l'unité du Flysch de Bourail. La région de Uitoé est affectée par une vaste une structure antiforme WNW – ESE qui permet l'affleurement de ces formations (Figure III-16). Les nouvelles données décrites ici ont été obtenues sur les îles de Leprédour, de Ducos et de Mathieu (Figure III-16).

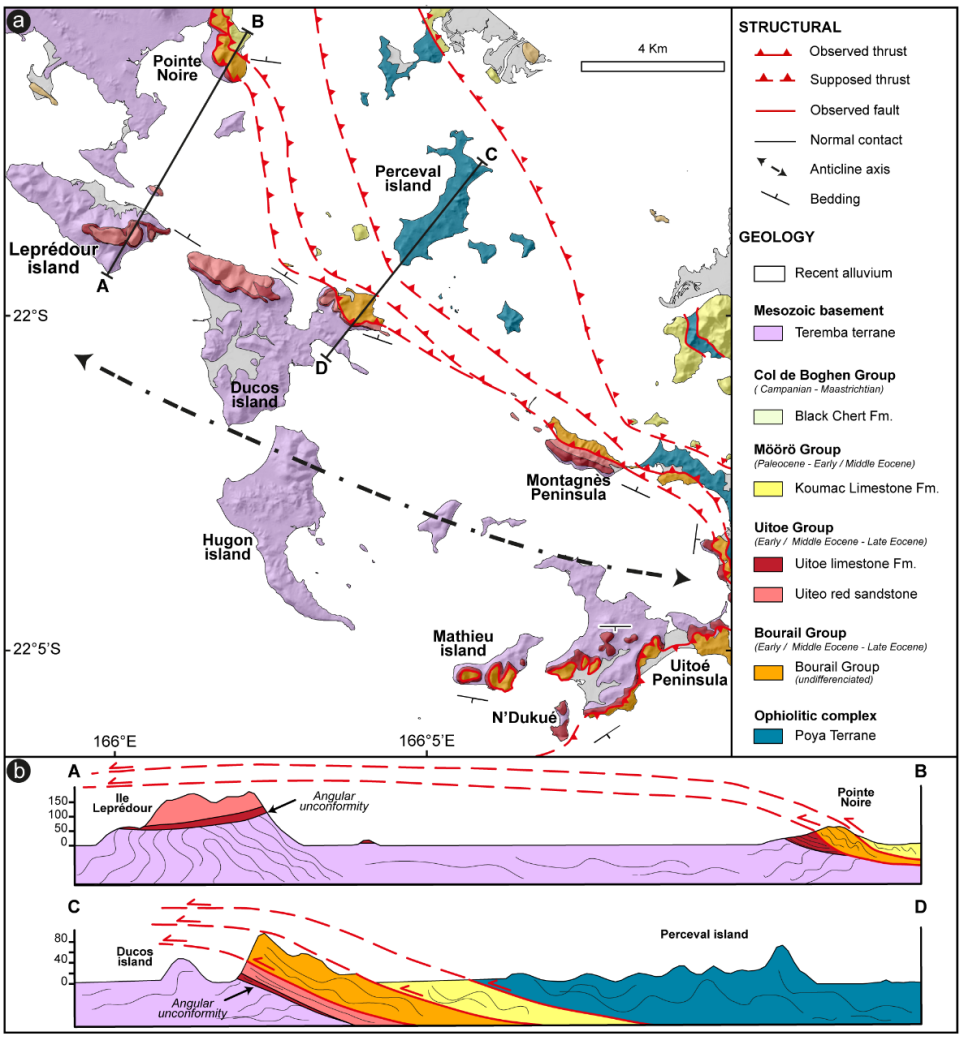


Figure III-16 : a) Carte géologique au 1/50000 de la Baie de Saint-Vincent modifiée d'après Maurizot et al. (2018). b) Coupes géologiques montrant la discordance angulaire du Groupes de Uitoé sur l'unité de Teremba et son recouvrement tectonique par l'unité chevauchante de Bourail.

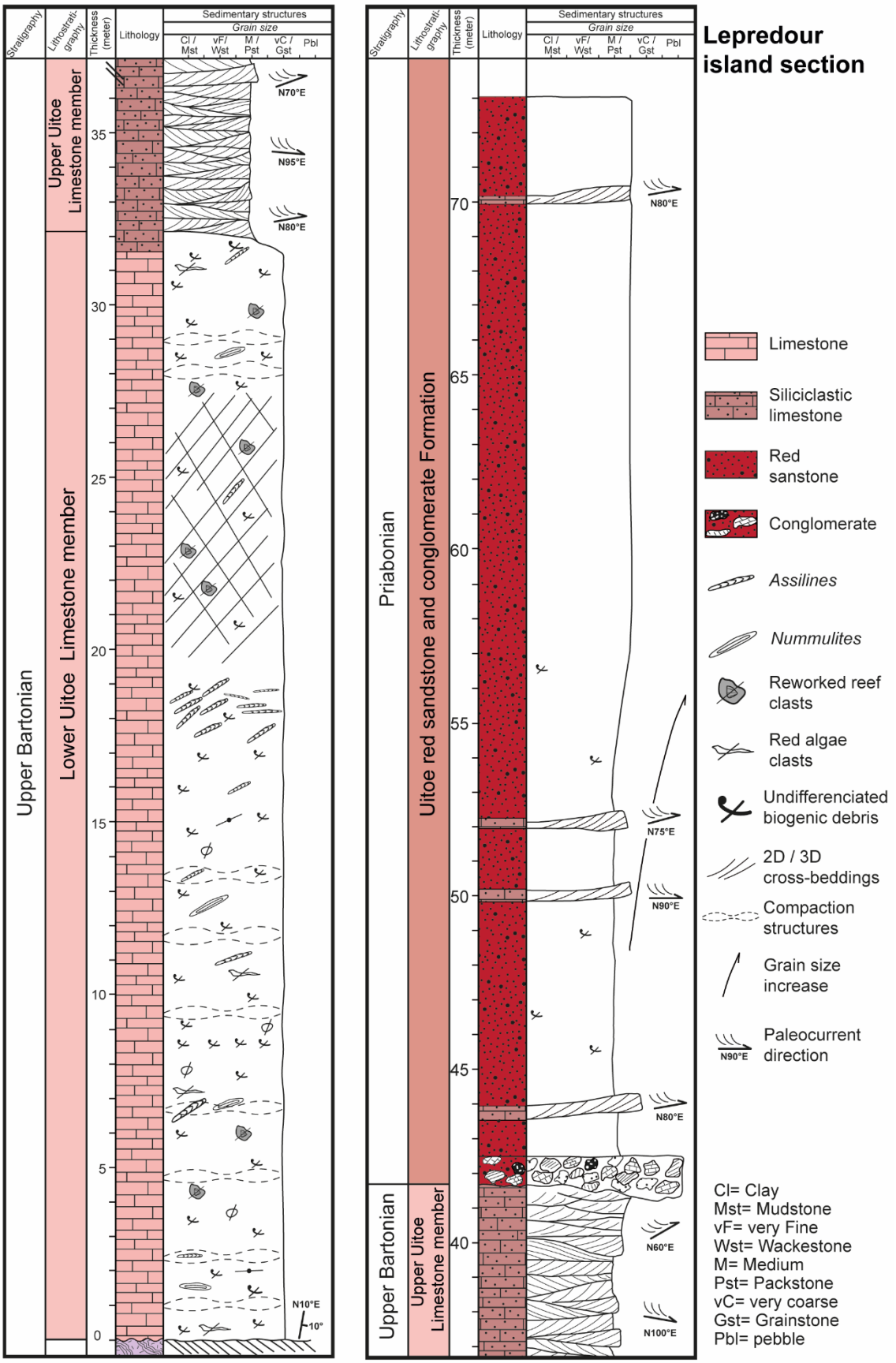


Figure III-17 : Log sédimentologique du Groupe de Uitoé sur l'île Lepredour avec (1) la Formation des Calcaires de Uitoé divisée en deux membres distinct et (2) la Formation des Grès Rouges et Conglomérats de Uitoé

III-II.3.1 La Formation des Calcaires de Uitoé

Les calcaires de Uitoé, définis par Paris (1981) correspondent à une unité calcaire d'âge Bartonien moyen à Priabonien qui repose en discordance sur le socle sédimentaire de la Baie de Saint-Vincent (Figure III-16). Cette formation est décrite sur les îles Mathieu, Leprédour, Ducos et Julien, ainsi que sur les presqu'îles de Uitoé et de Pointe Noire. Cette unité présente d'importantes variations d'épaisseurs allant de plusieurs dizaines de mètres sur les îles de Leprédour ou Ducos à l'ouest et à quelques mètres au maximum vers l'est sur la côte Est de l'île de Ducos et de l'île Mathieu (Figure III-16). Ces variations d'épaisseur attestent à la fois une paléotopographie marquée du toit du socle lors de la transgression bartonienne mais aussi probablement des mouvements tectoniques syn-sédimentaires. Les nouvelles coupes sédimentologiques réalisées dans les îles de Mathieu, Ducos et Leprédour conduisent à distinguer deux membres au sein de cette formation (Figure III-17).

1) Le membre inférieur des Calcaires de Uitoé

Le membre inférieur des Calcaires de Uitoé est visible sur les îles de Mathieu, Ducos et Leprédour, ainsi que les presqu'îles de Uitoé et Montagnès (Figure III-16). Ces calcaires sont discordants sur le socle sédimentaire correspondant à l'Unité de Teremba (Figure III-16 & Figure III-2). Ce membre est composé d'une succession de bancs décimétriques à pluridécimétriques de packstone / grainstone bioclastique sans structures sédimentaires apparentes. Seules sont visibles des structures de compaction. Ces calcaires grainstone sont principalement composés de foraminifères benthiques de type *nummulites, assilines et disocyclines* et de débris de coraux, d'algues rouges et autres bioclastes indifférenciés. Certains horizons sont particulièrement riches en *assiline* (Figure III-17, entre 17 et 19 m). La phase lithoclastique est subordonnée et composée de lithoclastes rouges et noirs et de clastes de céladonite provenant de l'Unité sous-jacente de Teremba. La Figure III-18 illustre les macros et microfaciès qui caractérisent ce premier membre.

La présence des espèces benthiques *Halkyardia minima, Discogypsina saipanensis, Assilina* cf. *spira,* et *Fabiania saipanensis* indique que ces calcaires se sont déposés entre le Bartonien moyen et le Bartonien supérieur non élevé (Biozone E13). Les espèces *Eofabiania* sp, *Planorbulinella* sp. et *Fabiania* sp., comme la présence de clastes de coraux, de bryozoaires et d'algues corallinaceae suggère un environnement de dépôts peu profond en domaine péri-récifal (Bosellini & Papazzoni 2003).

2) Le membre supérieur des Calcaires de Uitoé

Le membre supérieur des Calcaires d'Uitoé se caractérise par un enrichissement progressif en éléments silico-clastiques. Visible sur les îles de Ducos, Leprédour et la presqu'île Montagnès. Ce second membre est ainsi composé de calcaires gréseux bioclastiques de couleur rose à texture packstone / grainstone. Ce faciès se présente sous forme d'une succession de sets pluridécimétriques à métriques de grainstone à litage oblique de mégarides indiquant une direction de courant vers le NE ou l'ENE (N50°E –N80°E) (Figure III-17 & Figure III-18). Ces calcaires roses sont principalement composés de foraminifères benthiques et de fragments d'algues rouges. La particularité de ce faciès est une diminution des apports lithoclastique et bioclastique à la faveur d'une fine fraction silico-clastique composée de grains de feldspath, de quartz de clastes de roche volcanique souvent altérés, d'hématite et d'éléments rouges oxydés. Ces derniers donnent une coloration rosée à ce faciès. A Pointe Noire, un faciès plus grossier est présent sous la forme de grainstones / rudstones rouges à rodholites et fragments de coraux.

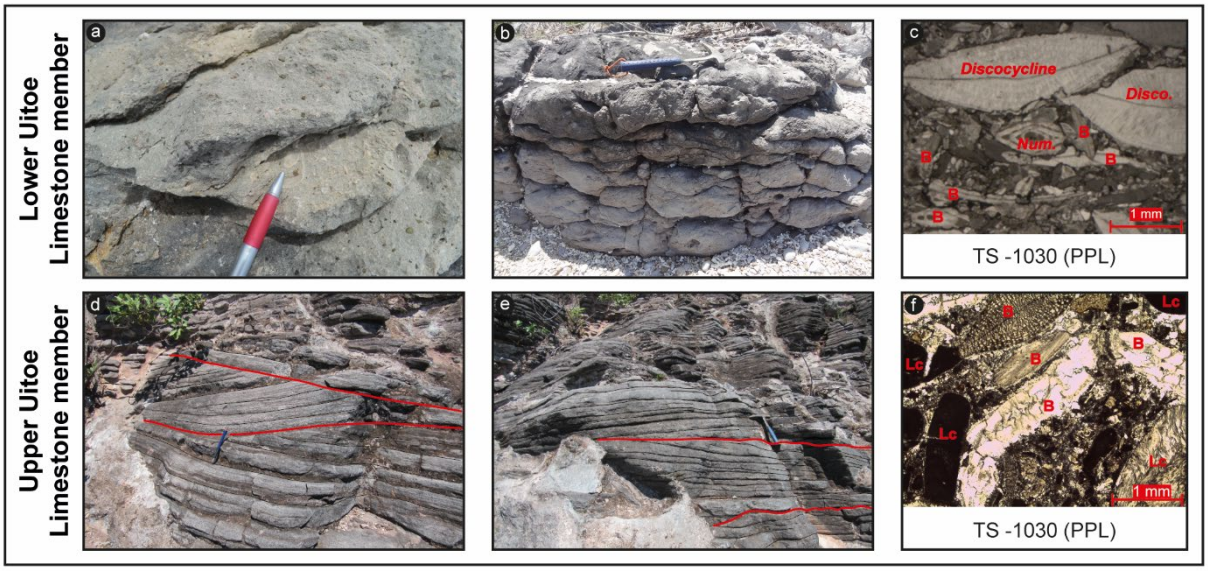


Figure III-18 : Association de faciès dans les membres inférieur et supérieur de la Formation des Calcaires de Uitoé. a) Grainstone bioclastique du membre inférieur avec la présence de clastes de céladonite vert provenant de l'Unité de Teremba (socle sédimentaire). b) structures noduleuses de compaction. c) Microfaciès du membre inférieur des Calcaires de Uitoé montrant la forte présence discocycline et de Nummulites ainsi que de débris bioclastiques indifférenciés (B). d) et e) Grainstone à litage oblique de mégarides, membre supérieur des Calcaires de Uitoé. f) Microfaciès du membre supérieur des Calcaires de Uitoé composé de grainstone à bioclastes (B) et lithoclastes (Lc).

L'association des espèces *Turborotalia increbescens, Morozovelloides crassatus, Acarinina mcgowrani* et *Subbotina gortanii* indique un âge bartonien supérieur à priabonien basal (sommet biozone E13). Elle indique également un léger approfondissement de l'environnement de dépôts qui passe d'un domaine récifal à un domaine infralittoral distal à circalittoral (-50m à -250m de profondeur) (Wade et al. 2018).

Ainsi la Formation des Calcaires de Uitoé enregistre un ennoyage du socle sédimentaire de Teremba à partir du Bartonien qui se traduit par l'installation d'un système carbonaté péri-récifal qui s'approfondit progressivement durant le Bartonien supérieur - Priabonien. A partir du Priabonien, l'ensemble de ces carbonates passent rapidement à la Formation des Grès Rouges et Conglomérats de Uitoé.

III-II.3.2 La Formation des Grès Rouges et Conglomérats de Uitoé

Cette formation silicoclastique rouge datée du Priabonien affleure sur les îles de Ducos, Mathieu et de Leprédour ainsi que sur la presqu'île de Montagnès (Figure III-16). Le contact basale avec les unités sous-jacente carbonatées est continus avec localement des discontinuités mineures associées à des bases érosives de bancs conglomératiques. Cette unité est constituée d'un assemblage complexe de faciès de nature et granulométrie très variée : marno-calcaires roses à foraminifères planctoniques, grès rouges et conglomérats polygéniques.

Les faciès gréseux sont formés d'une succession de bancs décimétriques à métriques de grès rouges homogènes, fins à grossier, à litage oblique de mégarides. Les sets d'épaisseur décimétrique à métrique sont délimités par des niveaux bioclastiques plus carbonatés. Les litages obliques indiquent des directions de courants vers le NE - ENE (N70°E à N100°E). Ces grès sont principalement composés de lithoclastes de roche volcanique rouges et noirs souvent oxydés ainsi que des clastes de tuff, de céladonites, de chert et de calcaire microsparitique. Ces lithoclastes sont similaires à ceux présents dans la Formation des Calcaires de Uitoé et montrent ainsi une certaine continuité stratigraphique et des sources sédimentaires entre ces deux formations. Une fraction bioclastique est également présente dans ces grès sous forme de fragments de coraux, de bivalves, d'échinides, de mollusques, de foraminifères benthiques et planctoniques (Figure III-19).

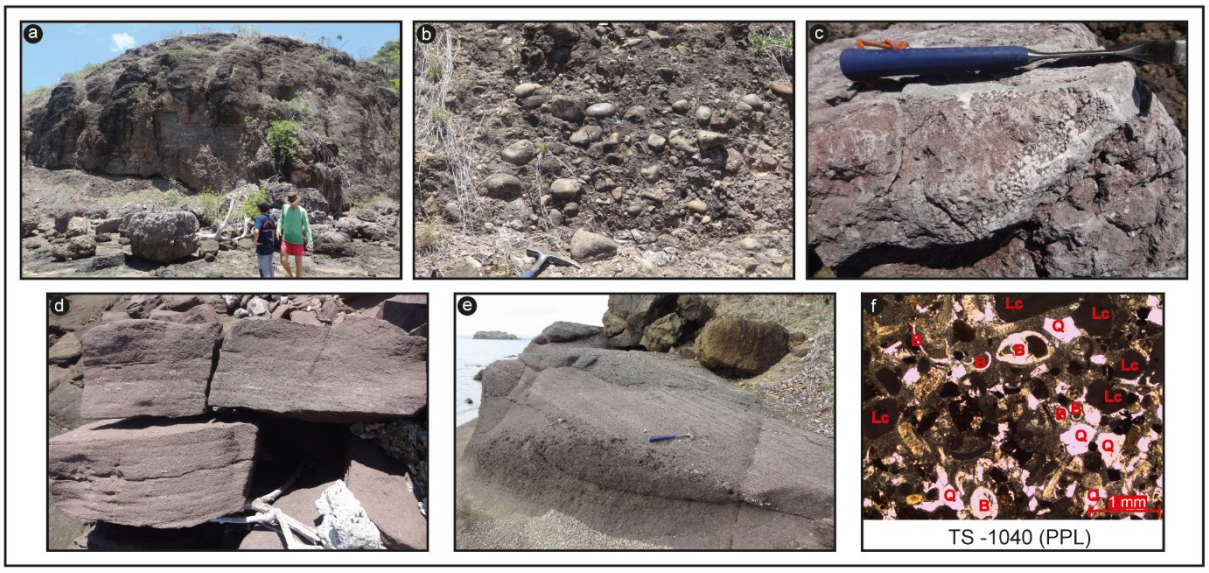


Figure III-19 : Association de faciès caractéristique de la Formation des Grés Rouges et Conglomérats de Uitoé. a) Unité conglomératique de plusieurs mètres d'épaisseur. b) conglomérats à éléments bien roulés et mal triés. c) Bloc de calcaire à polypiers remanié dans les dépôts conglomératiques. d) et e) Grès rouge moyen à grossier à litage oblique de mégarides. Un lit conglomératique souligne des surfaces d'érosion intraformationnelles. f) microfaciès des grès rouges composés de grains de quartz (Q), de lithoclastes (Lc), et de bioclastes (B).

Les faciès les plus grossiers sont des conglomérats polygéniques stratifiés, organisés en couches pluri-décimétriques à pluri-métriques. Ils sont composés de galets et de blocs arrondis à sub-anguleux, jointifs, mal triés, dont la taille peu atteindre plusieurs mètres. La matrice est formée par des grès rouges de même composition que décrite précédemment. Les éléments proviennent principalement du socle sédimentaire de Teremba avec des galets et blocs d'argilites silicifiées, de basalte, de chert souvent azoïque et de turbidite volcano-clastique. Des blocs pluri-métriques de grainstone bioclastique et de rudstone à coraux provenant des Calcaires de Uitoé sous-jacent sont également remaniés dans ces conglomérats.

La présence dans les faciès marneux des foraminifères planctoniques de l'espèce *Subbotina gortanii Turborotalia cerroazulensis, Acarinina collactea* indique un âge priabonien à la mise en place de cette formation. Ces foraminifères sont fréquents dans des environnements bathyaux (Pearson et al. (2005). plutôt associés à des dépôts hémipélagiques (Wade et al. 2018).

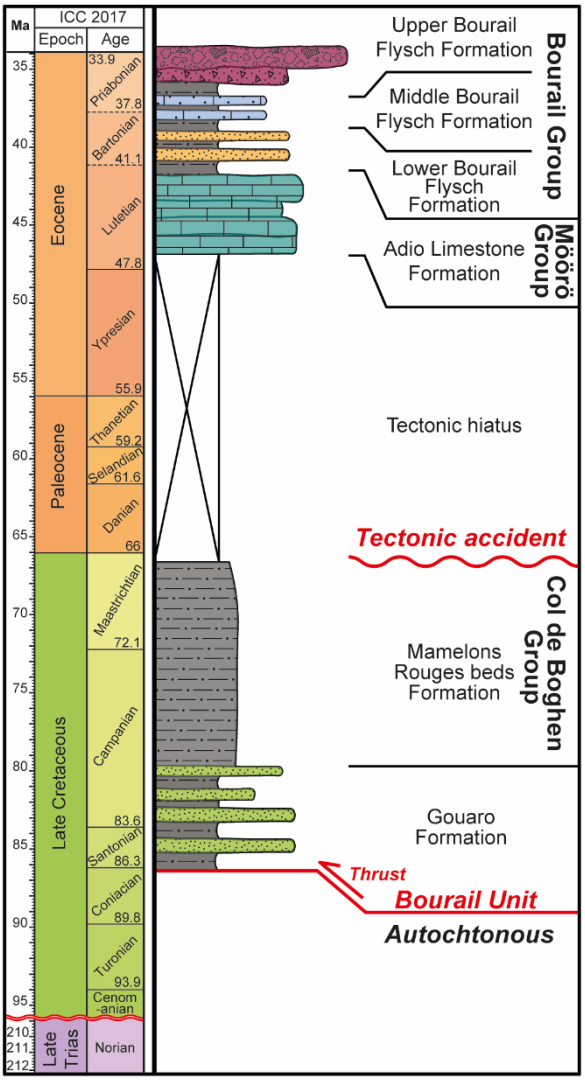
Les coupes levées sur les îles ainsi que la distributions complexe des faciès sédimentaires de cette formation montreraient une certaine interstratification (ou passage latéral de faciès ?) entre les dépôts marno-calcaires hémipélagiques et les dépôts gréso-conglomértiques. A titre d'exemple, le contact avec la formation sous-jacente est maqué par la présence des dépôts marno-calcaires roses à foraminifères planctoniques sur l'île Mathieu, alors que ce même contact est marqué par des faciès gréseux sur l'île Ducos et conglomératique sur l'île Leprédour (voir figure.). Ceci serait d'autant plus appuyé par l'observation de ces mêmes faciès marno marno-calcaires roses qui reposent sur des grès très grossiers ou microconglo avec un intermédiare de calciturbidites à globigérines sur l'îlot St Julien.

La présence de blocs récifaux resédimentés, l'association (interstratification, passage latéral… ?) avec des dépôts marno-calcaires hémipélagiques, l'existence d'organisme pélagiques dans les faciès plus fins conduisent à interpréter ces faciès gréso-conglomératiques comme des dépôts gravitaires relativement profonds. Ces dépôts enregistrent d'une part un approfondissement majeur et donc un affaissement de ce domaine d'Uitoé et d'autre part la formation de paléoreliefs émergés en amont (WSW) dont l'érosion active constitue la source des éléments sableux et conglomératiques selon une polarité vers le NE / ENE. Cette évolution qui s'inscrit dans la continuité de la transgression matérialisée par les Calcaires d'Uitoé sous-jacents implique un forte structuration tectonique de ce domaine pendant la sédimentation Priabonienne.

Ainsi, la lacune du Crétacé-Paléocène visible dans dans cette zone tend à montrer que le domaine d'Uitoé correspond à un domaine paléogéographique distinct de celui de la chaîne centrale (unités qui sont peut-être maintenant tectonqieument rapprochées) et/ou que le domaine d'Uitoé a été soumis à une érosion post-paléocène qui a décapé le syn-post-rift (domaine émergé, talus d'érosion sous-marin ?). Cette question sera traité dans la partie III-VI de ce chapitre.

L'ensemble de ce groupe marque le sommet des formations sédimentaires présentes dans l'Autochtone. Le recouvrement des séries de l'Eocène moyen et supérieur par l'unité allochtone du Flysch de Bourail (îlot Ducos, St Julien, etc.) prouve de manière irréfutable que l'âge de mise en place de ces unités chevauchantes ne peut intervenir avant le Priabonien supérieur. Ceci sera discuté dans la partie III-VI de ce chapitre.

III-III Découpage litho-stratigraphique de l'unité tectonique de Bourail



L'Unité de Bourail est l'une des plus continue et représentative de la Nouvelle-Calédonie. Cette unité tectonique est présente tout le long de la partie occidentale et méridionale de la Grande Terre. Quatre grandes unités lithostratigraphiques sont été reconnues au sein de cette unité (Figure III-20) : (1) la formation de Gouaro appartenant au Groupe de la Dumbéa , (2) les formations Mamelons Rouges et des Cherts Noirs qui composent le Groupe du Col de la Boghen, (3) les formations des Calcaires d'Adio qui appartient au Groupe de Möörö et (4) les formations inférieure, moyenne et supérieure du Flysch de Bourail et des Calcaires du Creek Aymes appartenant au Groupe de Bourail. La caractérisation précise de ces formations s'appuie largement sur la description des carottes du forage CADART-1 / Nera (Figure III-21) qui recoupe la majeure partie de cette succession. Le détail de cette coupe a fait l'objet d'un article scientifique : *Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin* evolution prior to obduction (**Bordenave** et al. submited) soumis dans le Journal *Tectonophysics*.

Figure III-20 : Log synthétique montrant la succession des formations sédimentaires présentes dans l'Unité de Bourail.

Ceci est complété par de nombreuses observations de terrain souvent ponctuelles, plus rarement continues, comme le long de la rivière Nera et sur les falaises littorales du domaine de Gouaro – Deva, Nessadiou, Païta et Nouméa (Figure III-22).

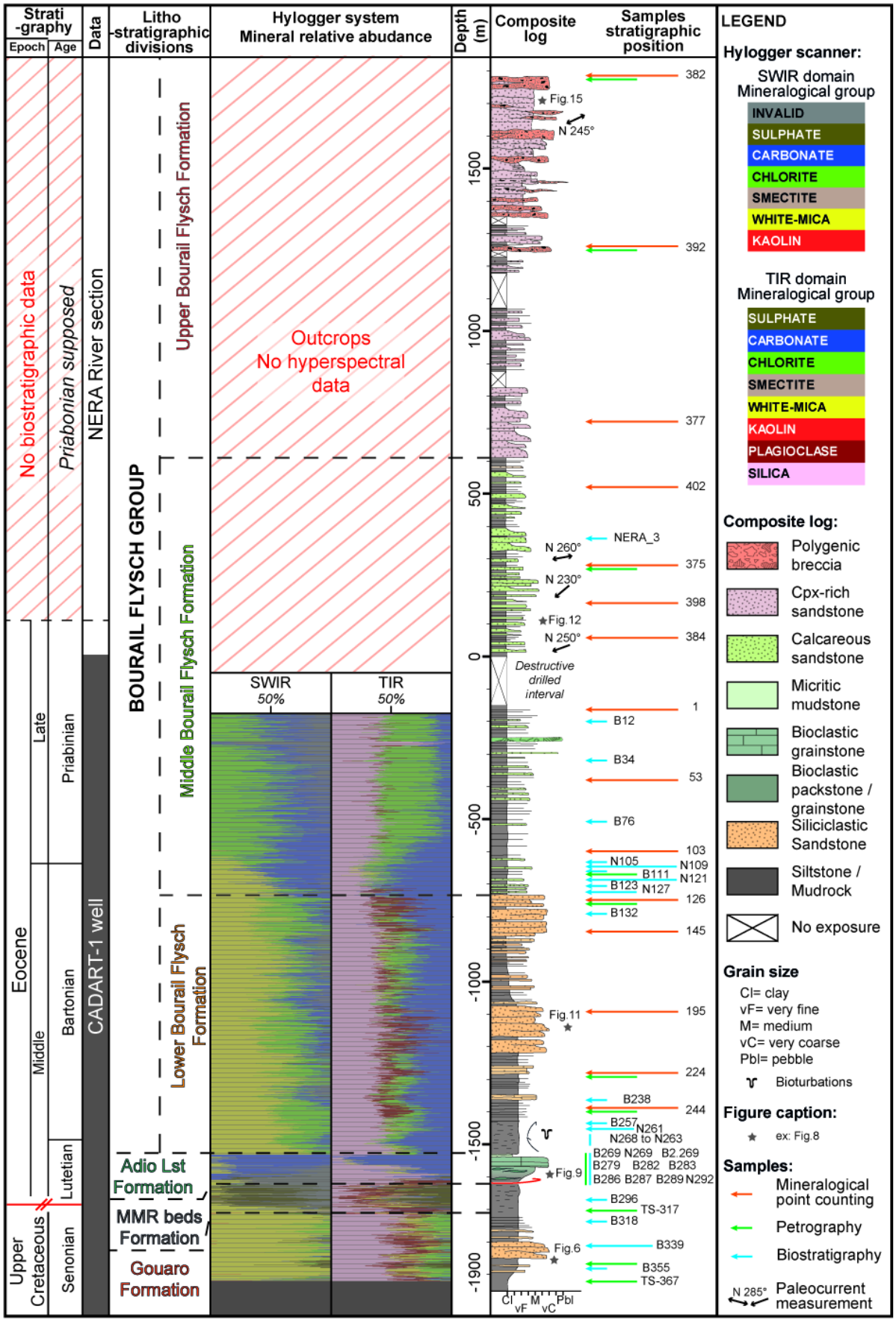


Figure III-21 : Log sédimentologique de la coupe de référence CADART-1 / Nera. Cette coupe présente la succession des unités sédimentaires de l'unité structurale de Bourail avec toutefois l'absence de la Formation des Cherts Noirs. Position de la coupe visible dans la Figure III-22.

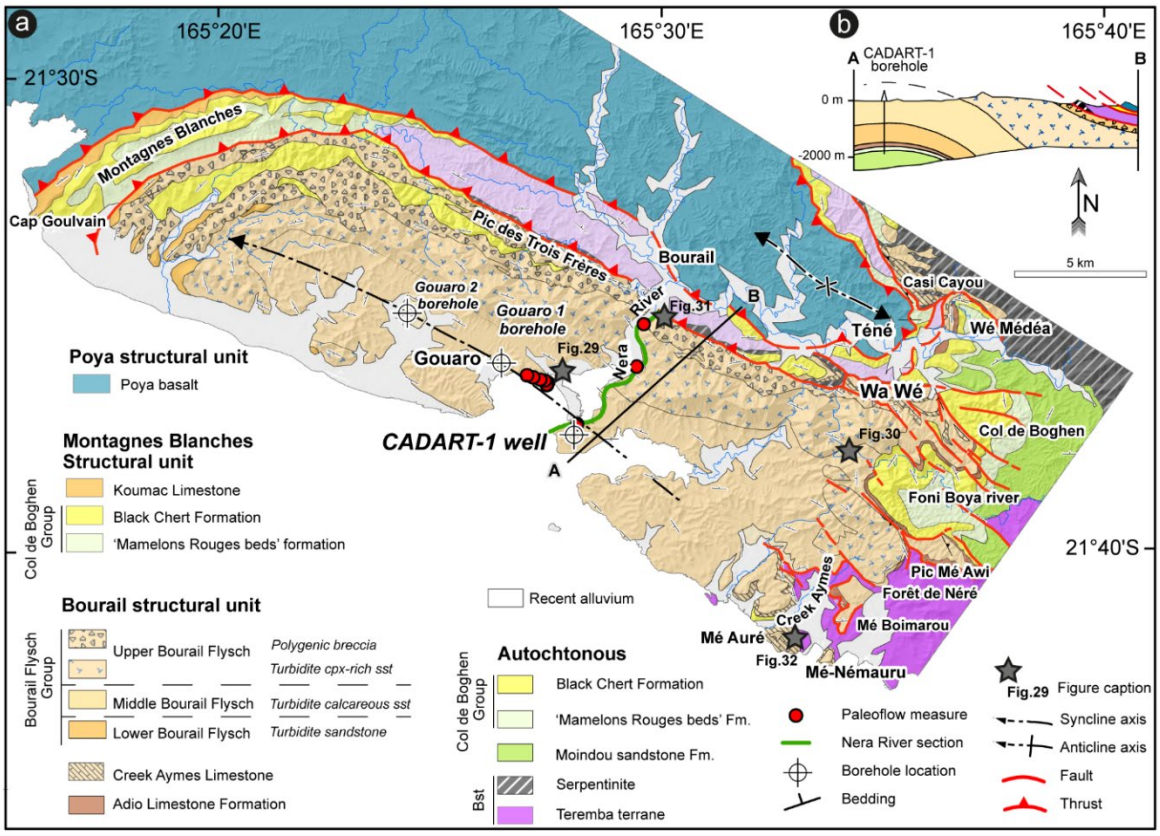


Figure III-22 : Carte géologique de l'anticlinal de Bourail. Cette zone rassemble la plupart des formations sédimentaires présentes dans l'unité structurales de Bourail. La coupe de référence CADART-1 / Nera (Figure III-21) permet une description détaillée de ces dernières. b) coupe géologique montrant la succession des formations le long de l'anticlinal.

III-III.1 La Formation de Gouaro

La Formation de Gouaro est une nouvelle formation décrite dans le sondage CADART-1, entre la base du sondage (-1930 m.) et la côte -1752 mètres (Figure III-21). Cette formation est décrite de manière détaillée dans la publication (soumise) en annexe. Cette unité épaisse de 180 mètres est représentée par une alternance de siltites massives, fortement bioturbées et de grès fins centimétriques à métriques, de granulométrie grossière, et bien triés (Figure III-23). La base des couches gréseuses est nette voire érosive. Elle peut être marquée par des galets mous pour les bancs les plus épais et grossiers. Ces niveaux gréseux sont en général granoclassés et présentent une succession de litage plan et de litage oblique de rides de courant (Figure III-23c) traduisant la diminution de la vitesse d'un écoulement en traction-suspension. Les faciès gréseux sont composés de grains de quartz, de feldspaths, de clastes de roches volcaniques et métamorphiques (Figure III-23c). Des bioclastes et des clastes charbonneux peuvent être observés ainsi que des intervalles riches en matière organique (Figure III-23c).

Les microfossîles sont rares et mal préservés dans cette formation. La présence de quelques *Globotruncanidae* sp. (prof. -1874m) suggère un âge crétacé supérieur entre le Santonien et le Maastrichtien.

L'ensemble des critères sédimentologiques permet d'interpréter cet intervalle comme des dépôts gravitaires issus d'écoulement hyperconcentrés à des courants de turbidités très dilués. Les motifs d'empilement de cette formation montrent des séquences décamétriques symétriques stratonomiquement et granulométriquement séparées par des intervalles décimétriques à hectométriques de silts massives (Figure III-23b). La présence d'une composition minéralogique similaire à celle des Grès à Charbon de Moindou, appuyé par la présence d'intervalle riche en matière organique et une mise en place durant le Crétacé supérieur suggère une corrélation stratigraphique entre ces deux formations. Ainsi, la Formation de Gouaro est donc interprétée comme des dépôts turbiditiques relativement distaux situés en aval des systèmes deltaïques des Grès à Charbon de Moindou.

III-III.2 La Formation des Mamelons Rouges et des Chert Noirs

Déjà décrite dans l'Autochtone, ces formations sont aussi présentes au sein de l'Unité de Bourail. La Formation des MMR a été décrite à la suite de la Formation de Gouaro à la base du sondage CADART-1 entre les profondeurs -1730m et -1615m (115 mètres d'épaisseur - Figure III-21). Les descriptions de détail ont soulignées le caractère massif, bioturbé et oxydé é de l'ensemble de cette formation hémipélagique (cf. III-II.2.1).

Il est a noté que la Formation des Cherts Noirs est absente au sein du sondage CADART-1 où un contact tectonique est interprété entre la Formation des MMR sous-jacente et celle des Calcaires d'Adio sus-jacente (Figure III-21). Néanmoins cette formation est visible dans la partie sud de l'anticlinal de Bourail (Figure III-22), le long de la rivière de la Foni Boya. Cette formation est toujours représentée par une succession de bancs centimétriques à décimétriques de siltites et d'argilites largement silicifiés.

L'ensemble du Groupe de Col de Boghen est donc présent au sein de l'unité structurale de Bourail et se met en place entre le Maastrichtien et le Paléocène.

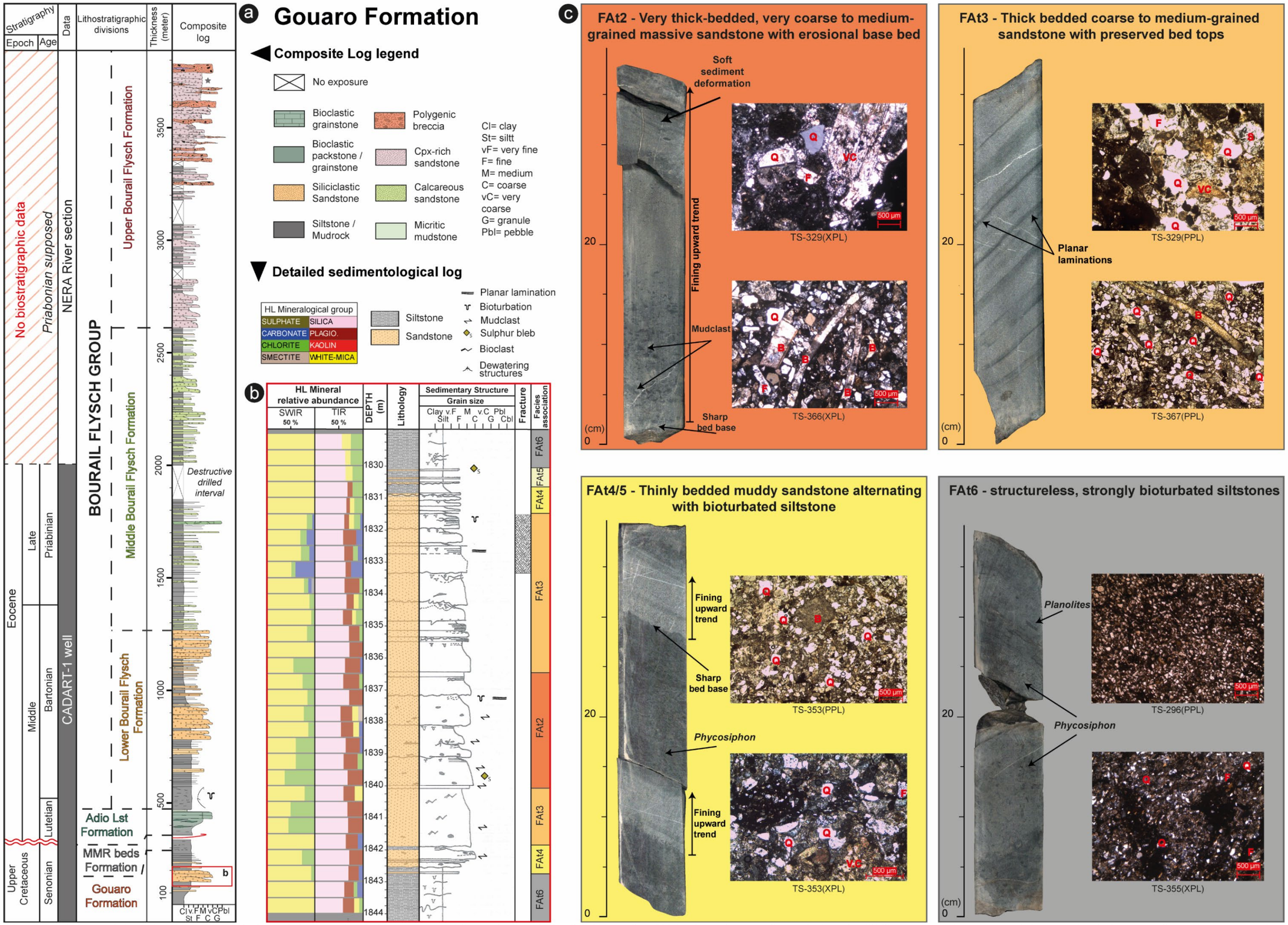


Figure III-23 : Caractéristiques minéralogiques et sédimentologiques de la Formation de Gouaro. a) Log sédimentologique de détail de l'intervalle -1829 à -1844m. b) Log sédimentologique détaillé illustrant une séquence type de la Formation de Gouaro. c) Illustration macroscopique et microscopique des 4 principaux faciès qui composent la Formation de Gouaro.

III-III.3 Le Groupe de Möörö

Le Groupe de Möörö rassemble les formations carbonatées d'âge éocène inférieur à éocène moyen des unités structurales de Bourail et des montagnes blanches. Ce nouveau groupe rassemble la Formation des Calcaires d'Adio, et des Calcaires de Koumac. Cette étude s'est attardée à décrire respectivement ces deux formations dans le sondage CADART-1 et dans la région de Koumac. Seul les Calcaires d'Adio seront décrit ci-dessous. La description des Calcaires de Koumac sera réalisée dans la partie III-IV.1

III-III.3.1 La Formation des Calcaires d'Adio

La Formation des Calcaires d'Adio correspond à un ensemble de dépôts carbonatés gravitaires se mettant en place à partir de l'Eocène inférieur à moyen. Décrit pour la première fois par Routhier (1953), puis Paris (1981) et Maurizot (2012), ces dépôt carbonatés sont visible dans la région d'Adio, de Bourail et dans le sondage CADART-1. La limite basale de cette formation est souvent peu marquée et interprétée comme tectonique. Cela est clairement visible au sein du sondage CADART-1 (cf chapitre I), au niveau du Mé Boimérou (Figure III-22). La limite supérieure de cette formation est marquée par un contact stratigraphique avec soit les formations du Groupe de Bourail.

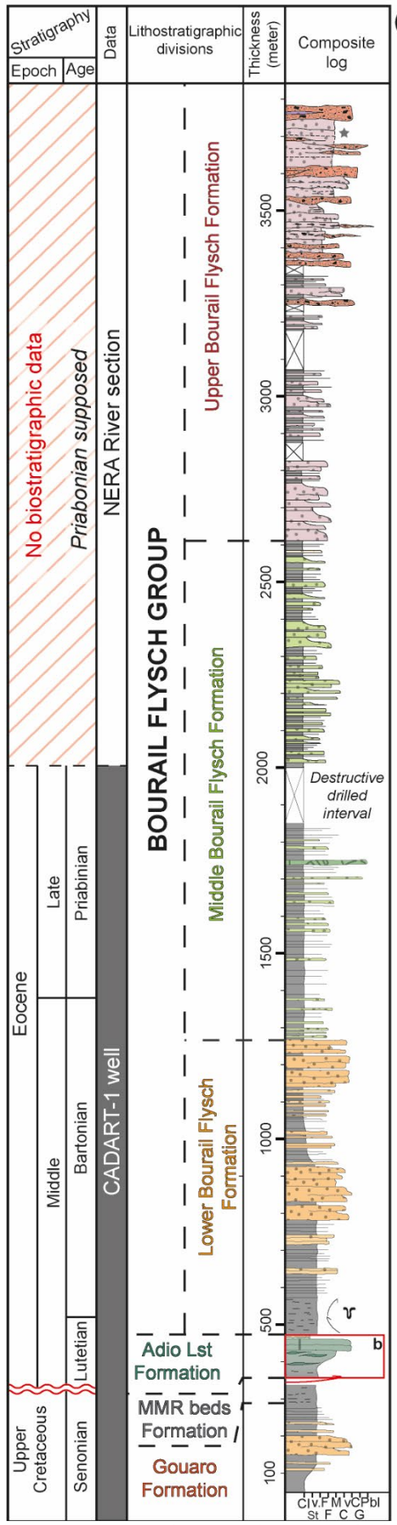
Dans la région d'Adio, ces calcaires sont représentés par des packstone / grainstone bioclastiques composés de bryozoaires, d'échinoderme et de foraminifères benthiques, sur une épaisseur d'environ 150 mètres. La forte altération et un léger métamorphisme de ces roches empêche l'observation d'une quelconque observation. Ils forment ainsi dans le paysage des pythons rocheux aux traits ruiniformes et aux arrêtes saillantes. Enfin, la base de ces carbonates semblerait être marquée par une discordance avec le socle sédimentaire souligné par la présence d'un micro-conglomérat remaniant des éléments altérés de ce dernier.

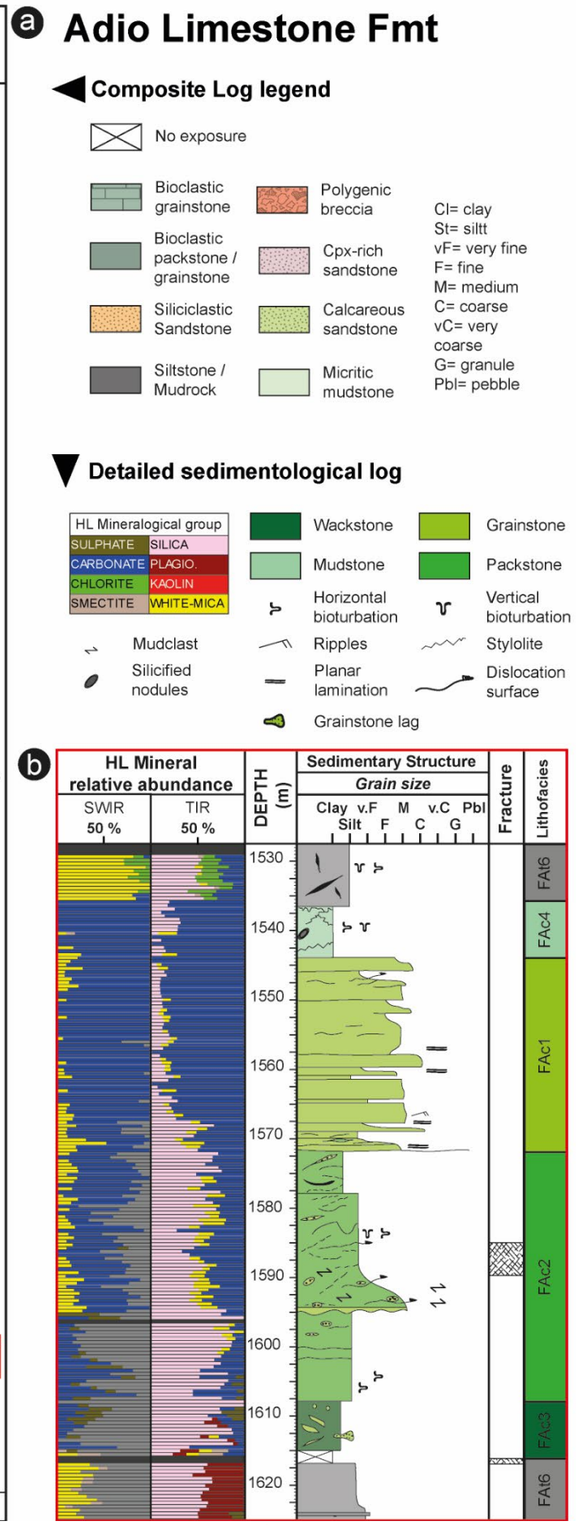
Dans la région de Bourail (forage CADART-1 et Rivière Foni Boya), les Calcaires d'Adio observent la succession des 4 principaux faciès avec : (1) des grainstone bioclastiques sous formes de bancs métriques à base érosive, homogène ou granoclassé avec des lits plans en sommet de bancs (FAc1) ; (2) des packstone bioclastique assez hétérogène avec de grande déformation syn-sédimentaire de type slump (FAc2) ; (3) des packstone bioclastiques massif et bioturbé renfermant une fraction silteuse importante et des déformations syn-sédimentaires (FAc3) ; et enfin (4) un mudstone à foraminifère planctonique avec des nodules siliceux et des figures de compaction de type stylolites (FAc4) (Figure III-24). Son organisation montre aussi une grande tendance strato et granocroissante en passant des faciès wackstone aux faciès grainstone avec une augmentation drastique des apports carbonatés à l'inverse des apports silicoclastiques (Figure III-24).

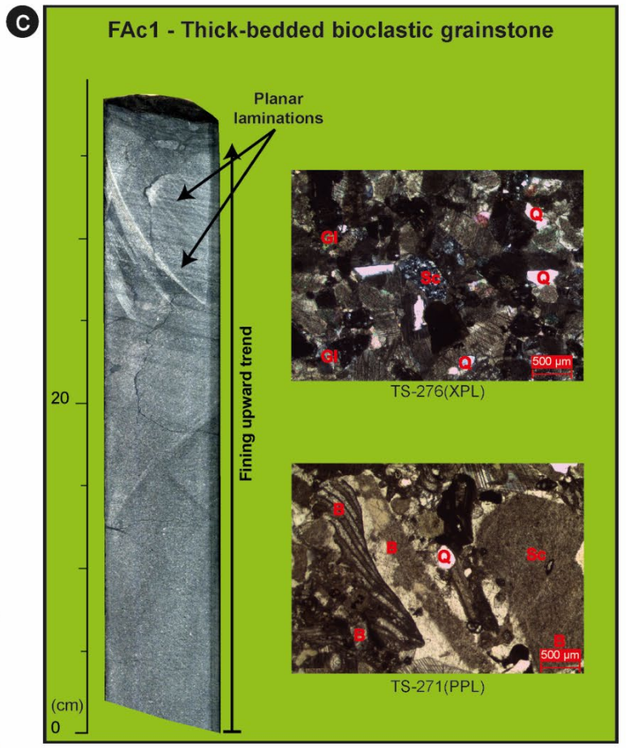
La phase lithique, mineure dans l'ensemble des faciès, est composée de quartz, feldspath, chlorite, claste de chert et d'opaques noirs. La phase carbonatée, majoritaire, est formée de débris de bivalves, d'échinidés, de bryozoaire, d'algues rouges, de fragments biogéniques indifférenciés, ainsi que des foraminifères benthiques et planctoniques.

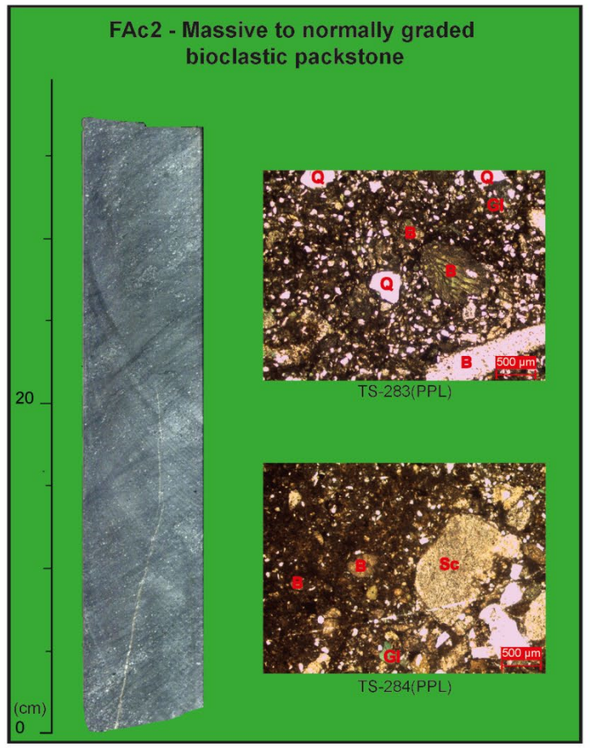
L'analyse biostratigraphique permet de définir un âge de dépôt Eocène moyen au sein du sondage CADART-1. Ceci est marqué par la présence des faunes *Subbotina senni*, *Morozovella lensiformis*, *Subbotina eocaena*, *Subbotina linaperta, Acarinina cuneicamerata* et *Acarinina bullbrooki* (biozones E6-E13) pour les espèces planctoniques et du spécimen *Reticulofenestra umbilicus,* nannoplancton enregistrant un âge Lutetien (CNE13). La présence de foraminifères benthiques de types nummulites montre un remaniement de plateforme dans un domaine profond. Associé au granoclassement des bancs, au caractère érosif de leurs base, et de la présence de structures slumpées, il est possible d'interpréter une origine gravitaire à l'ensemble de ces dépôts.

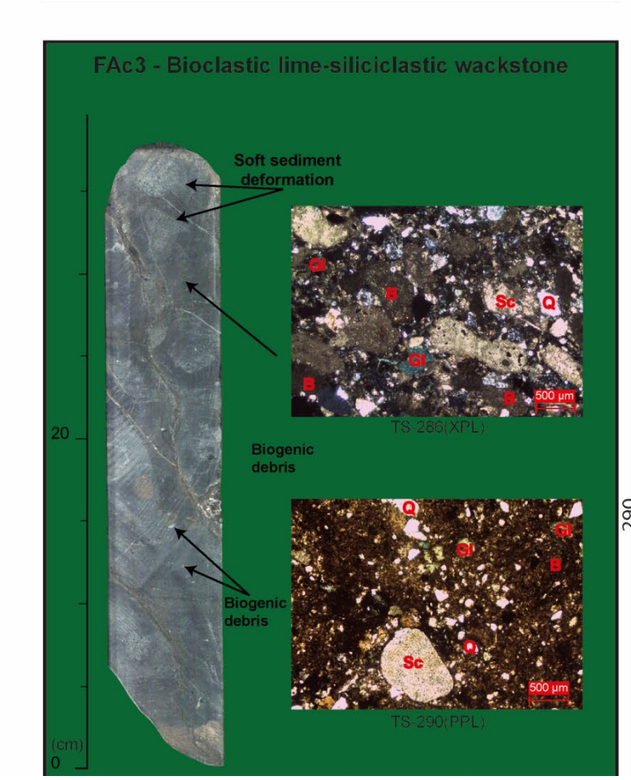
.











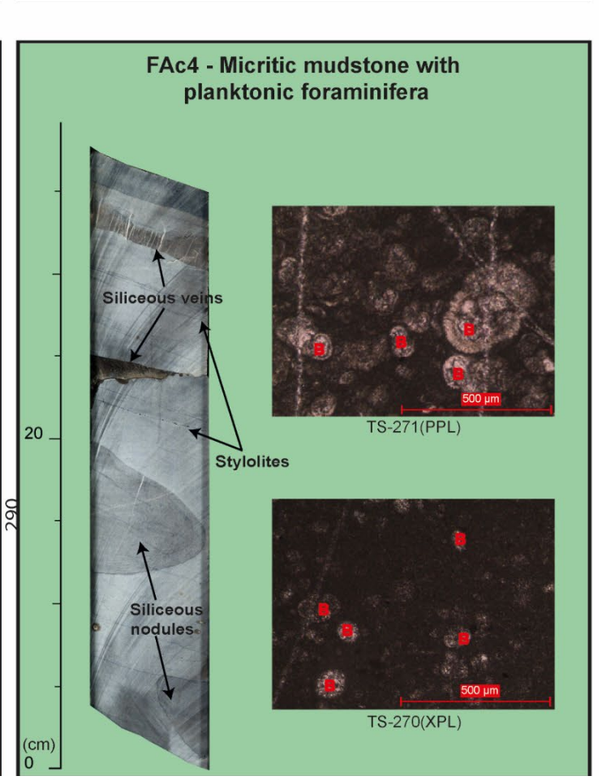


*Figure III-24 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation des Calcaires d'Adio ainsi que leur organisation dans le sondage CADART-1. **a)** Log synthétique de la coupe de référence CADART-1 / Néra. b) Log sédimentologique représentant la succession type de la Formation des Calcaires d'Adio au sein du sondage CADART-1. c) Illustration des principaux faciès sédimentaires (macroscopique et microscopique) caractérisant la Formation des Calcaires d'Adio au sein du sondage CADART-1.*

III-III.4 Le Groupe de Bourail

Le Groupe de Bourail, proposé par Maurizot and Cluzel (2014), correspond à un ensemble de dépôts gravitaires référence autrefois sous les noms de Flysch Eocène (Gonord 1977),Flysch de Bourail (Paris 1981) ou encore le Flysch Paléogène (Cluzel et al. 1998). Il est formé d'un ensemble de formation gravitaires allant de la décantation hémipélagique à des faciès débritiques d'âge Eocène moyen à terminal. Ces ensembles gravitaires sont visibles le long de la côte ouest de la Grande terre et plus spécifiquement dans les régions de Bourail, Boulouparis et Nouméa. Le nouveau découpage stratigraphique présenté ci-dessous vient principalement des résultats obtenus le long de la coupe de référence CADART-1 / Nera à travers les descriptions sédimentologiques précises, la synthèse de l'ensemble des données biostratigraphiques et les études pétrographiques quantitatives et qualitatives. Ainsi, ce groupe est aujourd'hui divisé en trois formation distinctes avec (1) le Flysch Inférieur de Bourail ; (2) le Flysch Moyen de Bourail, et (3) le Flysch Supérieur de Bourail. Enfin, la Formation des Calcaires du Creek Aymes est intégrée au sein de ce groupe.

III-III.4.1 Classification des faciès du Groupe de Bourail

Le Groupe de Bourail correspond à une succession de dépôts gravitaires dont les sources et les processus de dépôts varient au cours du temps. L'utilisation de la classification de Mutti (1992) associé aux séquences de Bouma (1962) permet de classifier l'ensemble des faciès sous forme d'association de faciès sur l'ensemble du Groupe de Bourail. Ces associations de faciès sont présentées dans la Figure III-25 et résumé dans le Tableau III-1.

- FAt 1 : Cette association de faciès est composée d'unités conglomératiques (FAt 1.3) à bréchiques, formées de bancs massifs, amalgamés (FAt 1.2) à litées (FAt 1.1), avec des éléments de cherts, de micrite et de grainstone bioclastique observant ou non un granoclassement normal. Ces bancs peuvent atteindre des épaisseurs comprises entre 1 et 20 m avec des bases érosives, souvent irrégulières et injectées dans l'encaissant. La matrice, souvent subordonnée, est principalement sableuse et composée de clinopyroxènes, de quartz, d'éléments de cherts et de micrites. Dans certains cas, cette matrice est silteuse voir boueuse (FAt 1.3). Des structures sédimentaires telles que de grands litages obliques ou mégarides observant des granodécroissance sont visibles dans certains cas ainsi que des lits tractifs (traction carpet) (FAt1.2). Ces caractéristiques faciologiques suggèrent des écoulements de type coulé de débris avec un dépôt par gel en masse. Ces niveaux ont une géométrie en 2D discontinue, qui suggère un dépôt sous forme de chenaux. Cette association de faciès correspond aux faciès F1 ou F3/F4 de la classification de Mutti (1992).

- FAt 2 : L'association de faciès FAt 2 correspond à de bancs massifs bien triés de sables fins à grossiers pouvant observer un granoclassement normal et des structures sédimentaires tels que des lits tractifs (Fat 2.1) ou des litages plans en sommet de bancs. D'épaisseurs pluri-décimétriques à pluri-métriques, ces bancs ont majoritairement des bases érosives marquées par des niveaux grossiers (FAt 2.2) ou des mégarides (FAt 2.1). Suivant les sources alimentant les dépôts, des éléments de micrite, de cherts et des clastes volcaniques et métamorphiques sont retrouvés. Ces niveaux ont une géométrie 2D relativement tabulaire, qui suggère des dépôts de forte énergie par traction liées à des écoulements de haute densité subcritique. La présence de mégarides en base de bancs, de surface basale érosive et de ressaut granulométrique suggèrent la présence de surface de transit au sein de ces faciès.

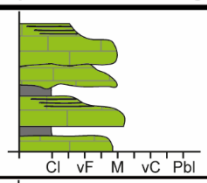
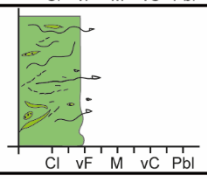
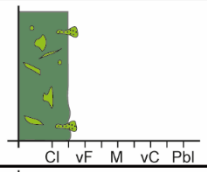
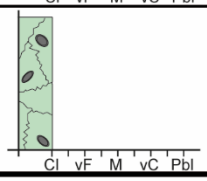
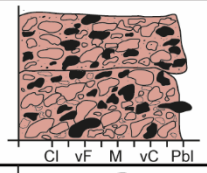
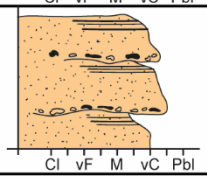
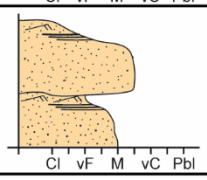
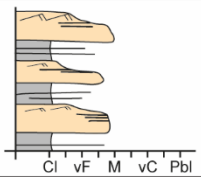
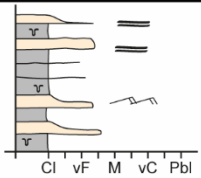
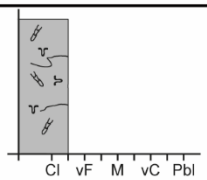
- FAt 3 : Cette association de faciès est composée d'unités massives très bien triées de sables fins à grossiers, peu érosifs, d'épaisseur pluri-décimétriques à pluri-métriques. Une granodécroissance est nettement visible avec parfois la préservation d'un sommet argîleux (FAt 3.2). Le sommet des bancs est marqué par la présence de litages plans suivis de rides au sommet tandis que la base des bancs est souvent nette (FAt 3.2) voir érosive (FAt 3.1), sans structures sédimentaires particulières. Ces dépôts correspondent à des dépôts en masse / masse-traction venant d'écoulements concentré. Cette association de faciès correspond au faciès F8a de la classification de Mutti (1992).

- FAt 4 : L'association de faciès FAt 4 est représentée à une alternance entre des grès et des siltites bioturbées. Les bancs de grès sont d'épaisseurs pluri-centimétriques à décimétriques avec une base nette et un granoclassement normal allant de grès moyens à grès fins puis un sommet argîleux. Des structures sédimentaires telles que des litages plans suivis de rides sont présentes en sommet de ces bancs. Ces grès, majoritaire dans l'association de faciès alternes avec des intervalles massif silteux caractérisés par des bioturbations tels que des *Nereites, Zoophycos ou Phycosyphon.* Les grès sont caractéristiques d'écoulements turbulents de basse densité associés à des processus de traction / décantation tandis que les siltites proviennent de la décantation du nuage turbiditique. Ils correspondent aux termes tabc de la séquence de Bouma (1962) et plus généralement au faciès F9a de la classification de Mutti (1992).

- FAt 5 : Comme la FAt 4, cette association de faciès correspond à une alternance entre des grès et des siltites. Les bancs de grès sont d'épaisseur centimétriques à pluri-centimétriques, avec ou sans granoclassement normal entre des grès fins et des silts, très bien triés, avec un sommet argîleux. Des laminations planes sont présentes en base de bancs, ainsi que des rides en sommet de bancs. La fraction silteuse est la plus importante avec des épaisseurs pluri-décimétriques et une bioturbation importante (*Nereites, Zoophycos ou Phycosyphon*). Les bancs gréseux sont caractéristiques d'écoulements turbulents de basse densité associées à des processus de traction / décantation alors que les siltites sont plus rapportées à des phénomènes de décantations hémipélagiques du nuage turbiditique. Ils correspondent aux termes tbce de la séquence de Bouma (1962) et au faciès F9b de la classification de Mutti (1992).

- FAt 6 : Composée d'une siltite (FAt 6.1) ou d'une argilite (FAt 6.2) massive, cette association de faciès est principalement marquée par une bioturbation plus ou moins dense et composée de *Nereites, Zoophycos ou Phycosyphon*. Des litages plans frustres et désorganisée sont parfois visibles dans les faciès FAt 6.1. Ces faciès correspondent à des écoulements dilués associés à de la décantation hémipélagiques. Ils correspondent au terme te de la séquence de (Bouma 1962) et au faciès F10 de la classification de (Mutti 1992).

Tableau III-1 : Synthèse des associations de faciès existants dans les formations des Calcaires d'Adio et du Groupe de Bourail.

	Lithofacies	Code	Description	Flow Types	Simplified lithofacies log
Calcareous facies association	Thick bedded bioclastic grainstone	FAc1	Light-grey, thick bedded, sharp to erosional based, homogeneous to normally graded, medium to coarse-grained with some sharp grain size increase; massive to plane-laminated bioclastic limestone with a grainstone texture and preserved bed top in some case	Hyper to concen-trated flow / By-passing flow	
	Massive to normally graded bioclastic packstone	FAc2	Light-grey, heterogeneous, faint or deformed plane-lami-nated, strongly deformed by soft sediment deformation bioclastic limestone with a packstone texture. Plane laminations are marked by fine to medium grained bioclastic lamina.	?	
	Bioclastic lime-sili-ciclastic wackstone	FAc3	Dark grey homogeneous, bioturbated (Planolites) and massive calcareous siltstone with a wackstone texture and several bioclastic interval deformed by soft sediment deformation	?	
	Mudstone with planktonic foraminifera	FAc4	Massive and homogeneous micritic limestone with a mudstone texture with planktonic foraminifers. Several centimeter thick silicifieous nodules and compaction structures are present (stylolite).	Pelagic fall-out	
Calcareous / siliciclastic / clinopyroxene mixed sources facies association	Sandy matrix polygenic breccia	FAt1	Massive to normally graded, clast supported, sandy matrix breccia. Clast are poorly sorted, angular, and polygenic. Clast size varies from medium pebbles to cobbles. In some case, traction carpet are present as layer in disorga-nized breccia. Several decimeter to several meter thick bed observe erosional basal contact as amalgamated basal surface or by-pass surfaces.	Grain flow	
	Thick-bedded granular to coarse-grained sandstone	FAt2	Normally graded or massive very coarse to coarse grained sandstone. Facies is organized as several decimeter to meter thick bed with basal erosional by-passing surfaces and centimeter thick mudclast lag. Planar laminations are observed at top of beds and dewatering structures as dishes are present.	Hypercon-centrated flow	
	Thick-bedded coarse to medium-grained sandstone	FAt3	Normally graded coarse to medium grained sandstone. Several decimeter to meter thick beds has sharp base contact or erosional base surface as amalgamation. Grain size is fining upward from medium / coarse to fine. Planar lamination overlie by ripples forms top of bed and bed caps are preserved.	Concen-trated flow	
	Interbedded sandstone and siltstone (sandy heterolithics)	FAt4	Normally graded several centimeter to decimeter thick medium grained sandstone, interbedded with several centimeter thick homogeneous and bioturbated siltstone. Sandstone beds correspond to Bouma classical turbidites sequence with top-missing sequence (td, te). Tabc Bouma terms are present. Grain size is fining upward to muddy bed caps with bioturbations. Basal contact are sharp and flute or groove cast are also preserved.	Turbidity current	
	Interbedded sandstone and siltstone (muddy heterolithic)	FAt5	Normally graded centimeter thick fine grained sandstone interbedded with several centimeter to decimeter thick homogeneous and bioturbated siltstone (Fe6). Sandstone beds correspond to Bouma classical turbidites sequence with base-missing sequence (ta). Tbcde terms are preserved. Grain size is fining upward to muddy bed caps with bioturbations. Basal contacts are sharp.	Turbidity current	
	Bioturbated massive siltstone / mudrock	FAt6	Massive and homogeneous siltstone highly bioturbated. Nereites, Zoophycos and Phycosyphon represent majority of bioturbations	Hemipelagic fall-out	

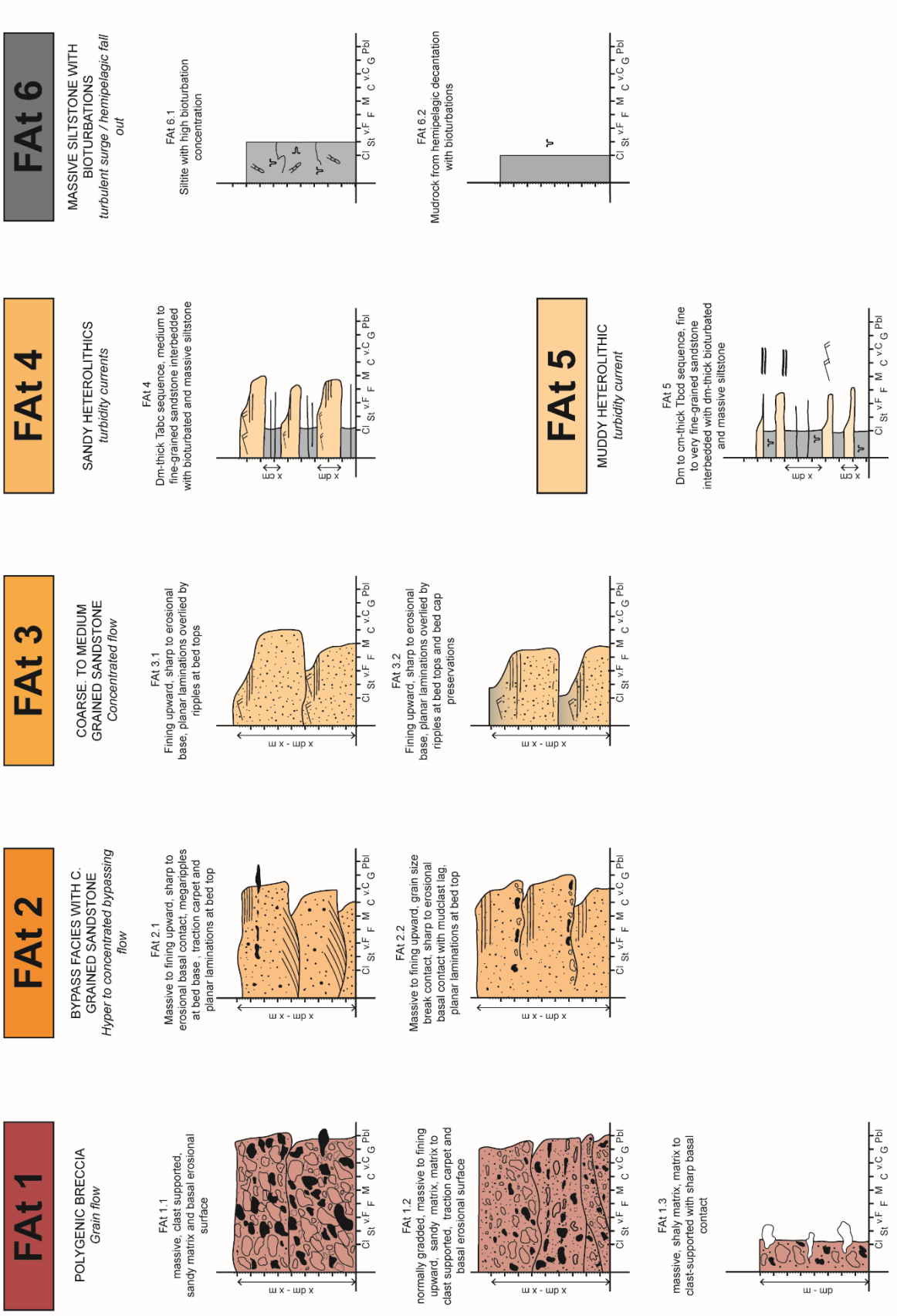


Figure III-25 : Planche synthétique résumant l'ensemble des associations de faciès présentes aux seins des formations du Groupe de Bourail.

III-III.4.2 Le Flysch Inférieur de Bourail

Le Flysch Inférieur de Bourail (ou Lower Bourail Flysch - LBF) est une nouvelle formation qui correspond à la première moitié du Flysch Carbonatée de Bourail, décrit par Maurizot and Cluzel (2014). Cette formation correspond à une succession bancs gréseux turbiditiques se mettant en place entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur. L'ensemble des faciès visible dans cette formation correspondent aux associations de faciès allant de FAt 2 au FAt 6. La composition minéralogique est faite de quartz, feldspaths, et de lithoclaste tels que des clastes de cherts, des siltites et des clastes carbonatés.

L'ensemble de cette formation est organisée sous forme d'alternance entre des séquences décamétriques de faciès hétérolithiques fin (FAt 4 / FAt 5) et des séquences décamétriques sableuses (Figure III-26). Ces séquences sableuses correspondent à une succession de bancs gréseux grano et strato-croissant sur la première moitié puis grano et strato-décroissant sur la seconde moitié. La partie centrale de ces séquences est caractérisée par des bancs grossiers et des surfaces d'amalgamation. L'ensemble de ces séquences sont apparentés à des systèmes de lobes complexes, lobes et lobes éléments (Figure III-26).

Les données biostratigraphiques obtenues sur cet intervalle donne des âges entre milieu du Lutetien (E1/ E3) à la première moitié du Bartonien. Ceci est indiqué par la présence des espèces de nannofossîles *R. umbilicus* et *Sphenolithus furcatolithoides* indiquant la biozone CNE13 (Lutetien)et les espèces *C. reticulatum, Dyctyococcites bisectus* et *Sphenolithus obtusus* indiquant les biozones (CNE15 – CNE16 (Bartonien - Agnini et al. (2014).

Cette Formation, n'a pas encore été identifiée à l'affleurement. Le long de la Rivière Foni Boya, cette succession n'est marquée que par la présence de silt sur une épaisseur décamétrique alors que cette formation présente une puissance de 800 mètres au sein sondage CADART-1. Il est donc difficile de déterminer l'extension latérale de cette unité.

A partir de la base du Bartonien-Priabonien, le Flysch Inférieur de Bourail passe rapidement au Flysch Moyen de Bourail marqué. Cette succession stratigraphique est caractérisée par (1) une variation dans la hiérarchisation des séquences de dépôts et (2) une variation de la minéralogie avec une augmentation en éléments bioclastiques.

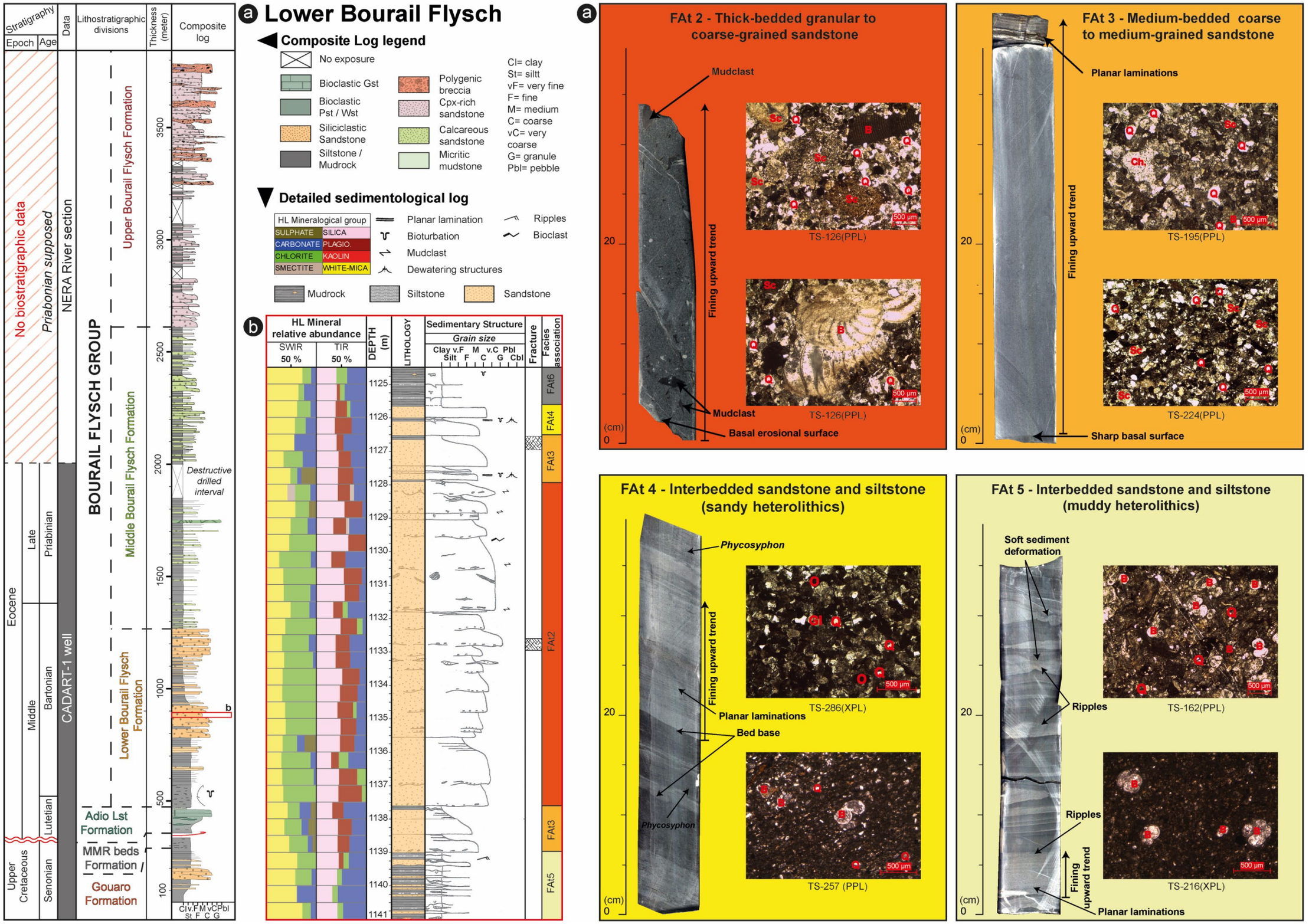


*Figure III-26 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation du Flysch Inférieur de Bourail ainsi que leur organisation dans le sondage CADART-1. **a)** Log synthétique au représentant la coupe de référence CADART-1 / Nera. b) Log sédimentologique de détail d'une séquence sableuse type associé à un lobe au sein d'un lobe complexe. L'ensemble de chacun des bancs correspond à un lobe élément. c) Illustration des principaux faciès sédimentaires (macroscopique et microscopique) caractérisant la Formation du Flysch Inférieur de Bourail.*

III-III.4.3 Le Flysch Moyen de Bourail

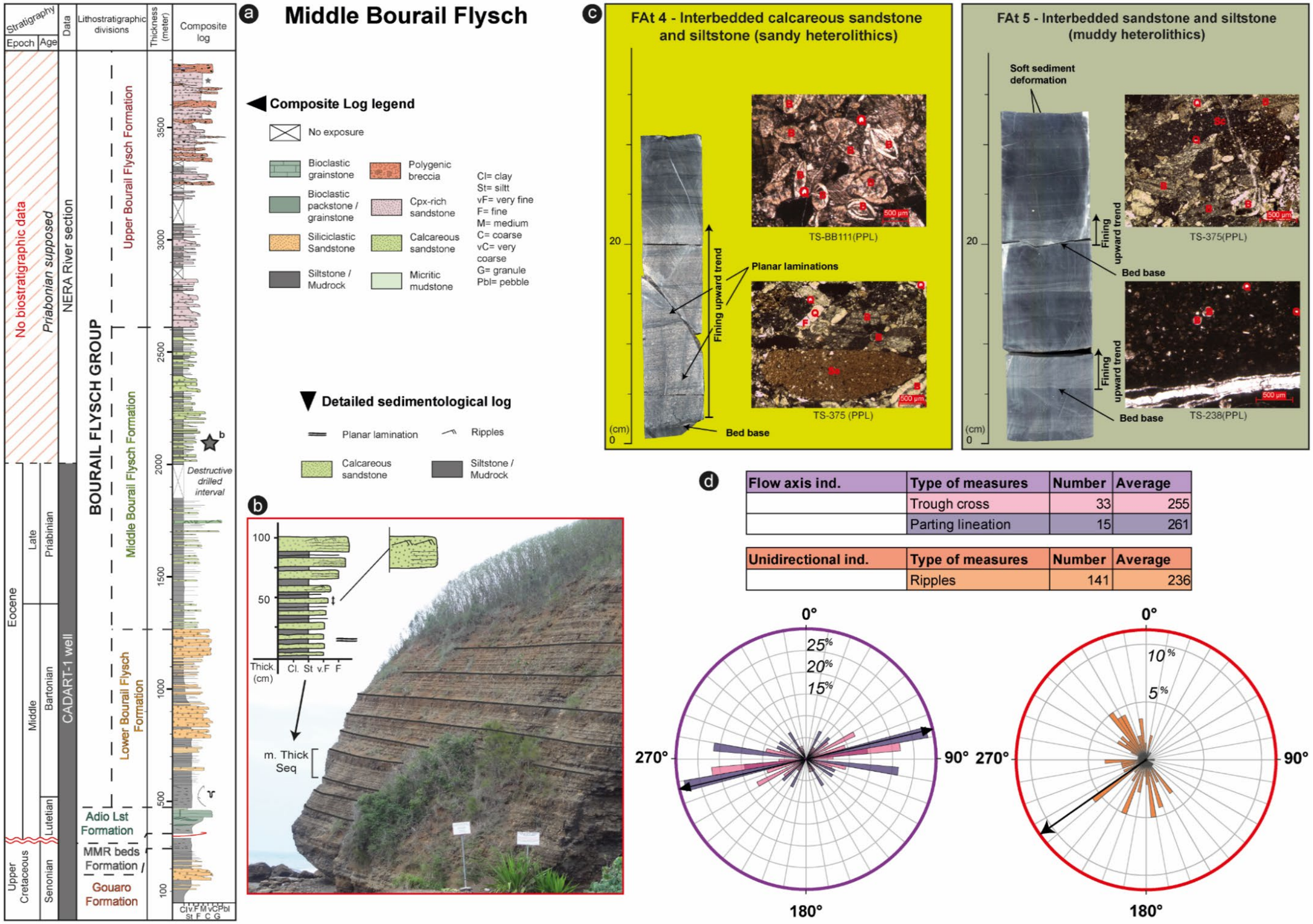
Le Flysch Moyen de Bourail (ou Middle Bourail Flysch – MBF) peut être relié à la seconde moitié du Flysch Carbonaté de Bourail décrit par Maurizot and Cluzel (2014). Cette formation correspond à une succession de bancs carbonatés, d'épaisseurs centimétriques à pluri centimétriques avec un faible granoclassement. Ces bancs sont marqués par la présence des associations de faciès FAt4 et FAt5. Les principaux éléments qui composent ces faciès sont des éléments benthiques et planctoniques en majorité avec une forte fraction en bioclastes tels que clastes de bivalves, de coraux, de bryozoaires et d'echinoïdes. La fraction lithique est composée de clastes de cherts noirs, de clastes carbonatés, de quartz, de feldspath plagioclase et de lithoclaste indifférenciés. Enfin, des faciès plus grossiers de type bréchique est lié à l'association de faciès FAt 1 sont présents sporadiquement au milieu de ces grès carbonatés. Ces débrites sont principalement composées de clastes centimétriques et anguleux de cherts. La matrice de ces brèches correspond au grès carbonatés décrits précédemment.

L'ensemble de cette formation est organisée sous forme d'une succession de séquence métriques grano et strato-croissante (Figure III-27). Les affleurements ne permettent pas de voir l'extension latérale de chacun de ces évènements gravitaires qui sont à minima supérieur à une centaine de mètres. Des rides et des *trough cross* présents en sommets de bancs ainsi que des structures d'affouillements tels que des linéations de délits et des *groove cast* en base de bancs montrent des directions d'écoulements globales vers l'ouest et le sud-ouest (N271°E +/- 180° and N248°).

Les données biostratigraphiques établissent un âge de dépôt à partir du Bartonien avec la présence de *Morovozella crassate, Turborotalia cerroazulensis* et *Globigerinatheka* sp which (biozone E13) (Pearson et al. 2005). L'âge de la limite supérieure de cette unité est interprété comme du Priabonien au vu des dernières datations établies sur la base de la reconnaissance des nannoplanctons et des espèces *Subbotina praeturritillina*, *Turborotalia pomeroli*, *Subbotina* cf. *gortani.* La forte présence de foraminifères benthiques tels que *Nummulites* sp, *Discocyclina* sp, *Amphistegina* sp, *Assilina*, indique un fort remaniement d'un environnement de dépôts peu profond de plateforme vers un domaine profond (Bourdillon 2005)).

Présente sur une épaisseur très importante dans la région de Bourail (épaisseur estimée à 2000 mètres), cette unité sédimentaire est la plus représentative des faciès existant dans le Groupe de Bourail Elle s'observe régionalement le long de la côte ouest de la Grande Terre avec des faciès et des séquences similaires. Seuls des variations d'épaisseurs sont observées. Dans la région de Boulouparis, au niveau de la coupe de la Oua-Meni et de la Oua-tom, cette formation présente une épaisseur de 50 mètres. Dans la région de Nouméa, cette unité turbiditique est difficilement identifiable et est fortement affectée par des accident tectoniques. Toutefois, l'ensemble des faciès et des séquences restent similaires à ceux décrits dans la région de Bourail.

La mise en place du Flysch Supérieur de Bourail se fait progressivement par la disparition des éléments benthiques et planctoniques en faveur de lithoclastes (cherts noirs, micrites et autres clastes) et de clinopyroxènes. Le contact est donc difficile à identifier nettement. Nous considèrerons donc que L'arrivée des premiers faciès bréchiques, caractéristiques du Flysch Supérieur de Bourail, constitue la limite stratigraphique entre ces deux formations.



Flow axis ind.	Type of measures	Number	Average
	Trough cross	33	255
	Parting lineation	15	261

Unidirectional ind.	Type of measures	Number	Average
	Ripples	141	236

Figure III-27 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation du Flysch Moyen de Bourail ainsi que leur organisation. a) Log synthétique au 1/5000 représentant la coupe de référence CADART-1 / Nera. b) Illustration à l'affleurement des séquences métriques types formant la Formation du Flysch Moyen de Bourail. c) Illustration des principaux faciès sédimentaires (macroscopique et microscopique) caractérisant la Formation du Flysch Moyen de Bourail. d) Illustrations des principales directions et sens de courants mesurées sur les structures sédimentaires de la Formation du Flysch Moyen de Bourail.

III-III.4.4 Le Flysch Supérieur de Bourail

Le Flysch Supérieur de Bourail (ou Upper Bourail Flysch – UBF) correspond à la seconde moitié du Flysch Supérieur et à l'olistostrome décrit par Maurizot & Cluzel (2014). Visible sur l'ensemble de la côte ouest de la Grande Terre, cette formation est divisée en trois membres distincts avec (1) le Membre turbiditique du Flysch Supérieur de Bourail, composée de dépôts gravitaires aux sources multiples ; (2) Le Membre des Brèches de la Kouri, et (3) l'Olistostrome. La principale caractéristique de cette formation est la présence en majorité de clinopyroxènes au sein de la matrice ainsi que des éléments de cherts et de micrite. L'âge des limites inférieure et supérieure de cette formation n'est pas caractérisé par des biozones précises mais calé relativement en fonction des formations sous-jacente et du contact tectonique sommital avec l'unité structurale des Montagnes Blanches. Ainsi, un âge Priabonien sommital est donné pour l'ensemble de cette formation.

1) Le membre turbiditique du Flysch Supérieur de Bourail

Le membre turbiditique du FSB est principalement composé de dépôts turbiditiques gréseux riches en clinopyroxènes. L'ensemble du membre, situé à la base de la formation, observe une grano et strato-croissance générale, allant des faciès hétérolithiques centimétriques (FAt4) aux faciès homolithiques métriques à pluri-métriques (FAt2) ; de granulométrie fine à grossière (Figure III-30). La faible préservation des affleurements et la forte altération météorique ne permet pas de distinguer une organisation et une architecture particulière de ces dépôts turbiditiques. Toutefois, des surfaces de déstabilisations sont clairement visibles au sein de cette formation.

La minéralogie de ces turbidites, autrefois dénommés volcanoclastique, correspond à un mélange de clinopyroxène, des quartz, de feldspath, de clastes carbonatés et de clastes de cherts. Les clinopyroxènes restent majoritaires dans l'ensemble de ces grès avec une abondance de 30% en partie sommitale de la formation. La présence de rides et de linéations de délits indique des directions de courants vers l'Ouest et le Sud-Ouest.

Ce membre turbiditique se retrouve dans la région de Bourail, Boulouparis et Nouméa. A Bourail, ce membre turbiditique est fort d'une épaisseur de 700 mètres avant de s'interdigiter et d'être surmonter par le membre des Brèches de la Kouri. Cette évolution est similaire à Boulouparis avec des épaisseurs moins importantes, de l'ordre de la centaine de mètre. A Nouméa, la forte densité d'accidents tectoniques ne permet pas d'avoir une bonne continuité stratigraphique. C'est au niveau de la presqu'île de Maa et Taureau que s'observe ce membre turbiditique. Les faciès hétérolithiques sableux (FAt4) y sont le plus représenté.

2) Le membre des Brèches de la Kouri

Le membre des Brèches de la Kouri a été présenté et décrit par Routhier (1953) suivi de Espirat (1971) et de Paris (1981). Ces brèches correspondent à une succession de débrites métriques à pluri-métriques, pouvant être monogéniques à polygéniques avec des éléments jointifs, centimétriques à pluridécimétriques (Figure III-30). Les extra-clastes sont principalement composés de cherts noirs, de micrites à foraminifères planctoniques, de siltites bioturbées et de blocs de grainstone bioclastique à foraminifères benthiques (Figure III-28). Ces éléments peuvent suivre un certain alignement s'apparentant à des structures sédimentaires de type *traction carpet*. La matrice, subordonnée, correspond aux grès riche en clinopyroxene décrit dans le membre turbiditique du Flysch Supérieur de Bourail.

Une organisation typique d'alternance entre les évènements turbiditiques et les débrites est observée à la base de ce membre passant verticalement à une simple succession d'évènement bréchiques (Figure III-30). Ces brèches ont généralement une surface basale érosive pouvant formée par endroit des structures chenalisante et une granodécroissance des clastes est observable au sein des bancs.

Le caractère anguleux des clastes, la présence d'un granoclassement décroissant, et de structures chenalisantes permet d'interpréter ces brèches comme des déstabilisations sous-marines intra-pente.. Enfin, la présence de stratifications obliques métriques enregistrant un granolassement (Figure III-28) des brèches visible le long de la rivière Foni Boya. Ces structures peuvent être interprétées comme des lobes bréchiques (Bordenave et al. submited). Ces structurent indiquent généralement des écoulements vers l'ouest (N 249°E).

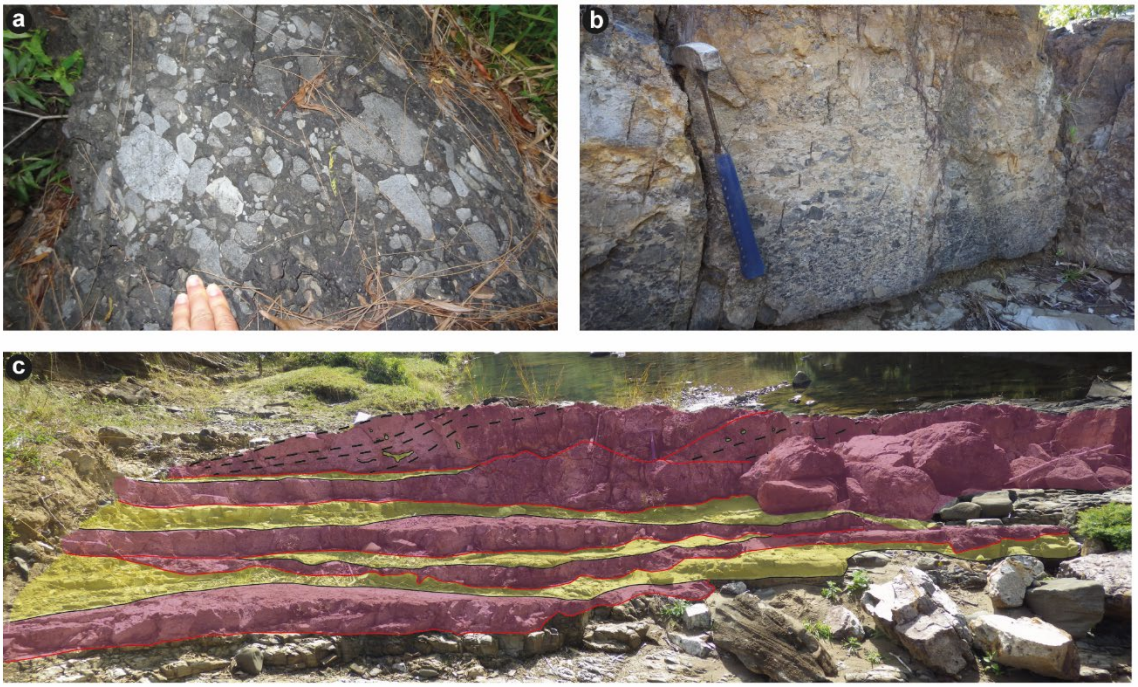


Figure III-28 : a) Brèches de la Kouri avec des clastes décimétriques sub-anguleux de calcaire micritique à foraminifères planctonique. b) Granoclassement normal au sein d'une des stratifications obliques présentes dans les faciès bréchiques. c) Distribution des faciès bréchiques (couleur violette) et gréseux (couleur jaune) au sein de la formation du Flysch Supérieur de Bourail. Les bancs bréchiques ont une base érosive (traits rouges) et sont marqués par des mégarides (traits noirs discontinus).

3) *L'Olistostrome, partie intégrante au Flysch Supérieur de Bourail*

L'Olistostrome (Maurizot & Cluzel 2014), connu aussi sous le nom de la Formation de la Cathédrale (Tissot & Noesmoen 1958f; Gonord 1977; Paris 1981), correspond à la partie sommitale du Flysch Supérieur de Bourail et est caractérisé par une succession d'olistolites.



Figure III-29 : Planche illustrant un exemple d'olistolites avec les brèches monogéniques associées. a) contact entre des brèches monogéniques à éléments de mudstone à foraminifère planctonique et un bloc de mudstone à foraminifère planctonique. b) Olistolite pluri-métrique de mudstone à foraminifère planctonique avec la présence d'horizons et de nodules siliceux (de couleurs noires). c) Brèche monogénique à éléments jointifs de mudstone à foraminifère planctoniques sans matrice apparente (cataclasite ?).

Ces derniers peuvent être de taille métrique à pluri-décamétriques et se répartissent principalement dans les régions de Deva, Bourail, Boulouparis et Nouméa. Ces blocs peuvent être formés de chert noirs (visible sur la presqu'île de Nouville), de mudstone à foraminifères planctoniques (visible à Nouméa et à Deva) et de bancs turbiditiques remaniés (visibles dans la région de Bourail). Les nouvelles observations montrent aussi la présence d'olistolites composés de coraux et de faciès à algues. Ces blocs sont en général entourés par des brèches monogéniques de nature similaire aux blocs et dont la matrice est souvent subordonnée voir absente (Figure III-29). Enfin, l'ensemble de cette formation montre la présence de dépôt chaotiques et de déstabilisation syn-sédimentaires avec l'identification de slump associé à ces olistolites (visible aux alentours de la cathédrales de Nouméa).

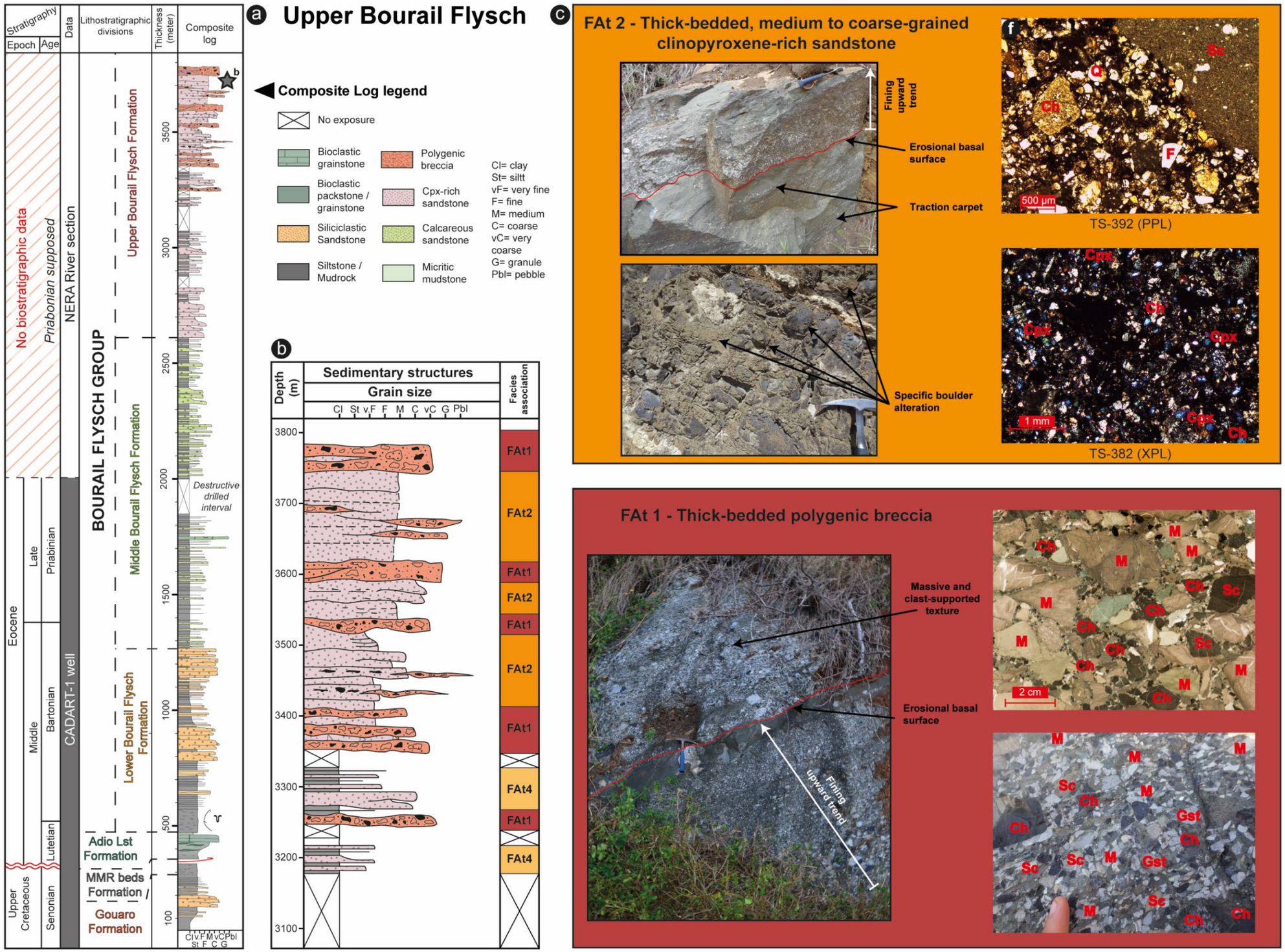


Figure III-30 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation du Flysch Supérieur de Bourail. ***a)*** *Log synthétique représentant la coupe de référence CADART-1 / Nera.* ***b)*** *Log synthétique montrant l'interdigitation des brèches au sein des grès turbiditiques ruches en clinopyroxene.* ***c)*** *Illustration des faciès turbiditiques grossiers et des brèches (macroscopique et microscopique) visible au sommet de la coupe CADART-1 / Nera.*

III-III.4.5 La Formation des Calcaires du Creek Aymes

Définie pour la première fois par Routhier (1953) et Avias (1953), la Formation des Calcaires du Creek Aymes a été décrite de manière détaillée par Maurizot and Cluzel (2014) puis Maurizot et al. (2018). Cette dernière se situe dans la partie sud-ouest de l'anticlinal de Bourail et repose directement sur le socle sédimentaire (Figure III-22). Très bien visible dans la carrière du Creek Aymes, cette formation correspond à une succession de bancs métriques à pluri-métriques de packstone / grainstone à bioclastes massif sans structures sédimentaires apparentes. Quelques rides au sommet de certains bancs et un granoclassement normal frustre nous permettent d'interpréter ces faciès comme des dépôts turbiditiques provenant de courant de haute densité (Figure III-31).

Ces packstone / grainstone bien triés sont principalement composés de foraminifères benthiques et planctoniques, de fragments biogéniques tels que des bivalves, des coraux ou des algues rouges. La fraction clastique est composée de feldspath, de quartz et de claste volcanique altérés provenant principalement du socle sédimentaire adjacent. Il est important de noter la forte présence de grains de glauconie ainsi que de nombreux foraminifères benthiques entièrement glauconitisés. L'ensemble de la formation observe des variations d'épaisseurs pouvant atteindre une puissance de plus de 100 mètres dans la carrière du Creek Aymes alors qu'elle n'atteint que quelques mètres dans la zone du Mé Bouamérou (Figure III-22).

Les données biostratigraphiques donnent un âge de mise en place durant le Lutétien / Bartonien avec la présence des spécimens *Truncorotaloides topîlensis, Turborotalia* gr. *Cerroazulensis, Subbotina* cf. *eocaena* et *Acarinina bullbrooki* (biozones E7 – E11). La présence de grands foraminifères benthiques (*Discocyclina* sp, *Assilina* sp…), de fragments de coraux et de clastes de bivalve dans un environnement bathyal appuient l'interprétation d'un remaniement d'une plateforme carbonatée dans un domaine profond (Maurizot & Cluzel 2014).

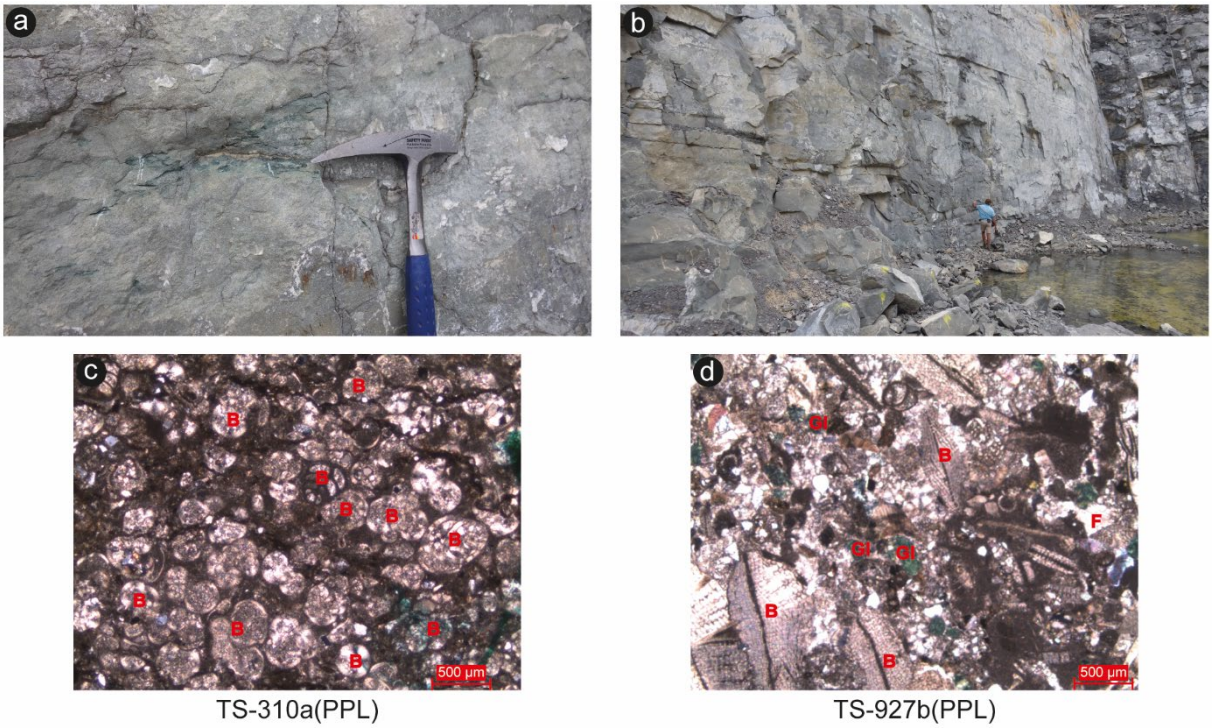
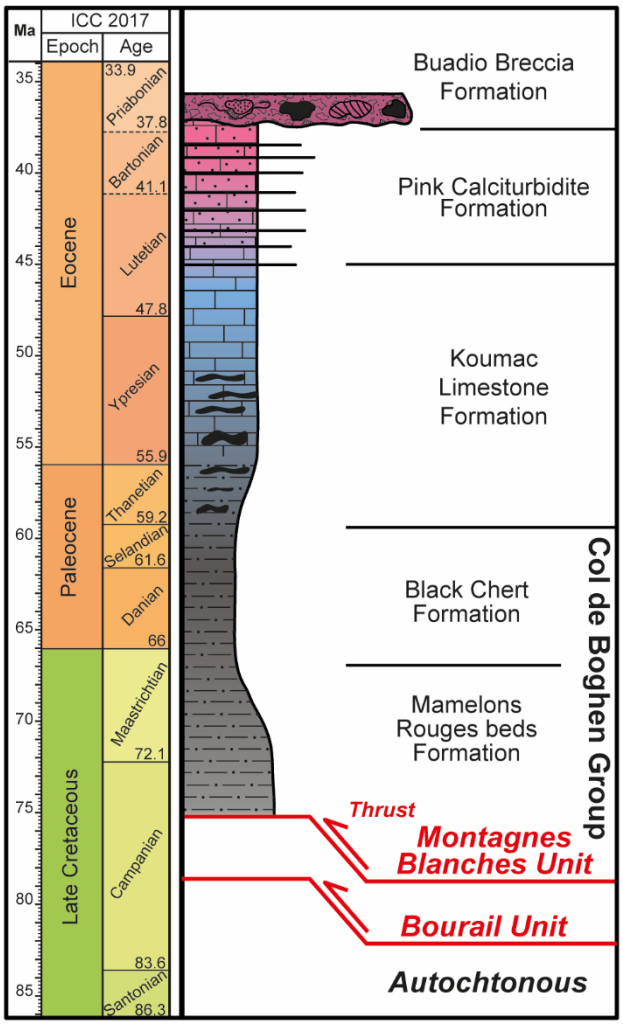


Figure III-31 : Planche illustrant les faciès de la Formation des Calcaires du Creek Aymes. a) Grainstone à débris biogénique hompogène avec la présence importante de glauconie. b) Succession de bancs pluri-métriques massif et homongènes au sein de la carrière du Creek Aymes. c) Microfacies montrant la forte présence de foraminifères planctoniques présents dans les faciès dez Calcaires du Creek Aymes. d) Microfaciès montrant la présence de Foraminifères benthiques (Nummulites), de foraminifères planctoniques et de grains de Glauconie au sein des Calcaires du Creek Aymes.

III-IV Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'unité tectonique des Montagnes Blanches



L'unité structurale des Montagnes Blanches correspond à la Nappe des montagnes Blanches décrites par Maurizot (2011). L'ensemble des unités sédimentaires présentes dans cette unité structurale sont décrites le long de la coupe du sommet Khian. Cette unité structurale est composée de sa base jusqu'au sommet de (1) La Formation des Mamelons Rouges ; de (2) la Formation des Cherts Noirs ; de (3) la Formation des Calcaires de Koumac ; de (4) la Formation des Calciturbidites Roses, et (5) de la Formation des Brèches de Buadio (Figure III-32).

Par soucis de simplicité, les formations des Mamelons Rouges et des Chert (visible dans les unités structurales du socle et de Bourail (III-II.2 / III-III.2) ne seront pas présentées ici.

Figure III-32 : Log synthétique montrant la succession des différentes formations sédimentaires présentes dans l'Unité structurale des Montagnes Blanches.

III-IV.1 La Formation des Calcaires de Koumac

Les Calcaires de Koumac correspondent aux calcaires à globigérines décrit par Espirat (1963) puis Maurizot (2011) dans la région de Koumac. Cette formation d'âge paléocène à éocène moyen est composée d'une micrite à foraminifères planctonique avec des nodules siliceux (Maurizot 2011). Cette formation est épaisse d'environ 150 mètres (Figure III-34). La base de cette formation est marquée par une évolution progressive entre la Formation des Cherts Noirs à elle des Calcaires de Koumac (Figure III-34). Le sommet de cette formation est caractérisé par un mudstone à foraminifères planctoniques d'âge Eocène basal à moyen puis d'un mudstone rose à foraminifères planctoniques (Figure III-33.) Le caractère rose de ces faciès est essentiellement dû à l'arrivé d'hématite au sein de ces dépôts.

La présence de foraminifères planctoniques de type *Subbotina senni*, *Morozovella lensiformis*, et *Subbotina eocaena* inidque un âge éocène basal à moyen caractérisant environnement de dépôts bathyal.

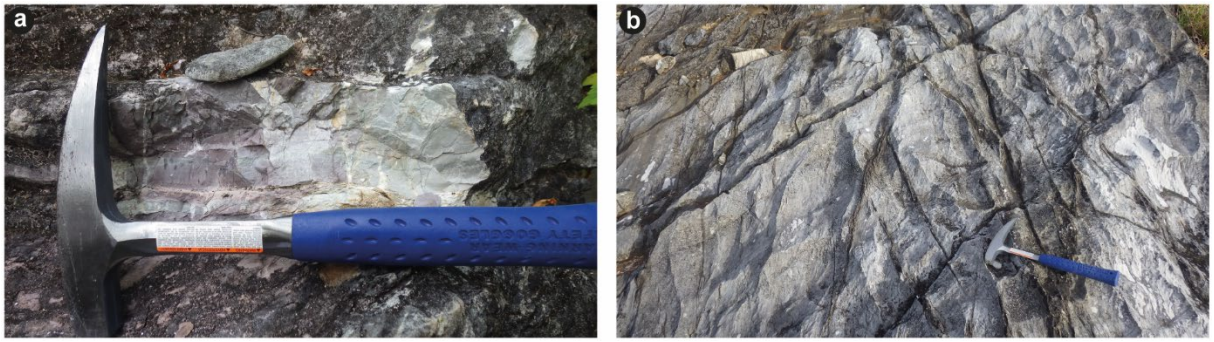


Figure III-33 : Planche illustrant les deux principaux faciès de la Formation des Calcaires de Koumac a) Mudstone rose à foraminifères planctoniques et grains d'hématite ; b) Mudstone à foraminifères planctonique avec

Cette formation est clairement visible dans la partie septentrionale et occidentale de la Grande Terre où elle est prise dans de nombreux plis d'orientation Nord-Ouest / Sud-Est et d'accidents tectoniques mineurs (Figure III-34). En partie méridionale de la Grande terre, cette formation n'est représentée que sous forme ponctuelle à la faveur (1) d'accident tectonique à l'exemple de la présence de ces carbonates sur la rive droite de l'embouchure de la Rivière Tontouta; ou (2) sous forme de blocs dans les régions de Nouméa, Bourail et Tontouta où ces derniers sont interprétés comme des olistolites de l'unité structurale des Montagnes Blanches (Maurizot et al. 2018).

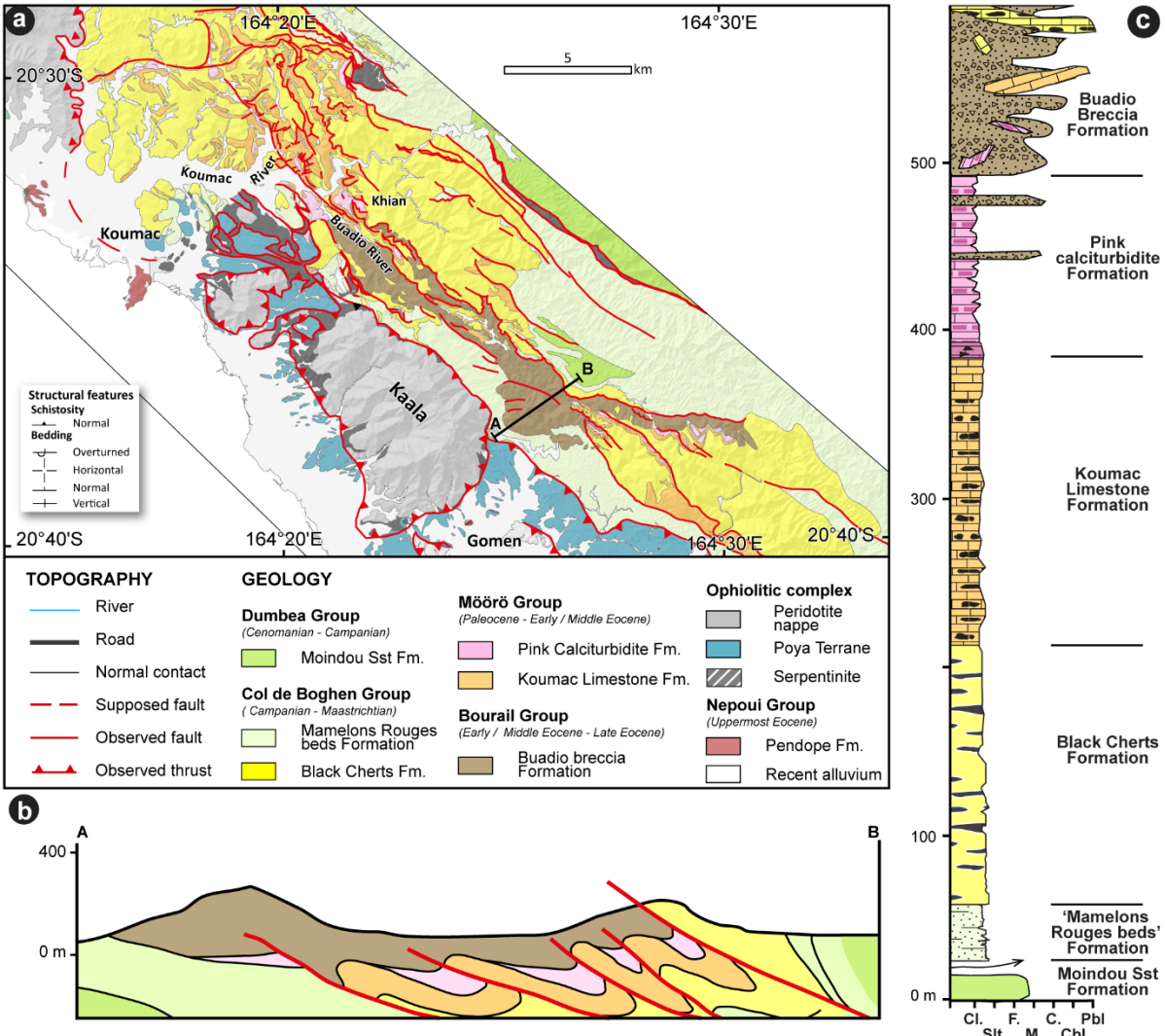


Figure III-34 : a) Carte géologique de la région de Koumac modifiée d'après Maurizot et al. (2018) ; b) Coupe géologioque montrant le caractèretrès accidenté de la zone et la discordance angulaire entre les séries de l'unité des Montagnes Blanches et la Formation des brèches de Buadio ; c) Log sédientaire des formations présentes dans l'unité structurale des Montagnes Blanches le long de la coupe du sommet Khian modifié d'après (Maurizot et al. 2018)

III-IV.2 La Formation des Calciturbidites Roses

Le Formation des Calciturbidites Roses a été identifiées et décrites par Maurizot (2011). N'excédant pas une dizaine de mètres en épaisseur, cette formation correspond à une succession de bancs centimétriques à pluri-centimétriques de calciturbidites à foraminifère planctonique. La matrice est essentiellement micritique avec une couleur rosée provenant de la forte présence d'hématite (Dallanave et al. 2018). Les foraminifères planctoniques sont les principaux éléments de ces écoulements gravitaires et forment un granoclassement normal au sein des bancs. Aussi, la présence de laminations planes en sommets de banc et de micro-laminations obliques permet de confirmer le caractère turbiditique de l'ensemble de cette formation.

Dans la région de Nouméa, la transition entre les calcaires de Koumac et cette formation est visible au niveau de l'Ilot brun. Daté par méthode paléomagnétique couplé avec des datations biostratigraphiques, cette transition est datée de 45.5 Ma (Figure III-35). La mise en place de ces dépôts gravitaires est associée à une arrivée importante d'hématite. Dallanave et al. (2018) interprètent cette arrivée par la mise en place d'une terre émergée soumise à l'altération météorique. Ceci sera discuté dans le chapitre de ce mémoire.

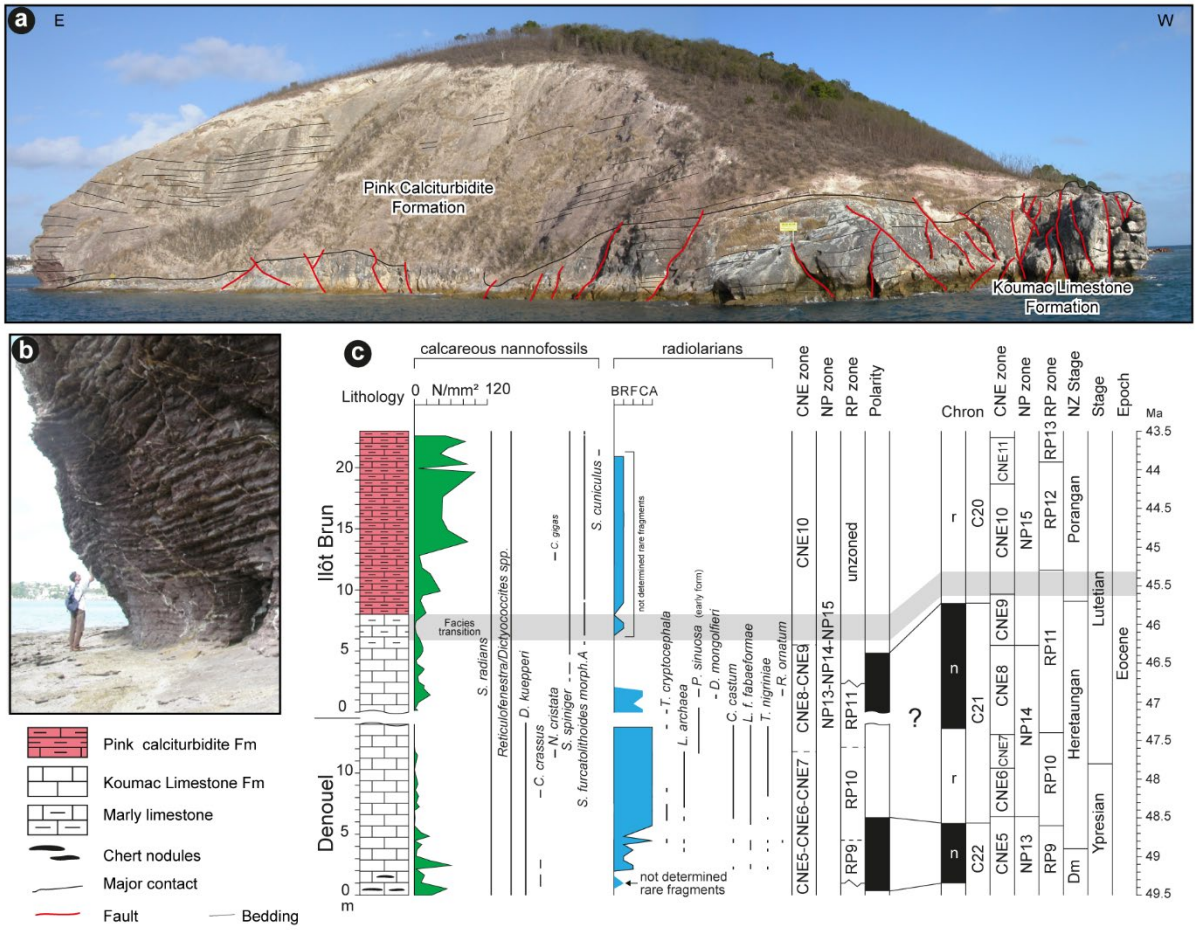


Figure III-35 : Planche illustrant le contact stratigraphique entre le Formation des Calcaires de Koumac et la Formation des Calciturbidites Roses. a) Mise à l'affleurment de la transition entre la Formaiton de Calcaires de Koumac et la Formation des Calciturbidiites roses. Cette transition est visible sur l'Ilot Brun dans la Baie de la Moselle. b) Faciès des calciturbidities roses visible dans la région de Nouméa (ilot Brun). c) Figure résumant l'ensemble des donnés biostratigraphiques et magnétostratigraphique de la limite entre la Formation ds Calcaire de Koumac et des Calciturbidites Roses datée à 45.5 Ma). Cette figure à été modifiée à partir de l'ensemble des figures proposées dans Dallanave et al. (2018)

III-IV.3 La Formation des Brèches de Buadio

La Formation des Brèches de Buadio (Routhier 1953; Espirat 1963; Gonord 1977; Paris 1981; Maurizot 2011) correspond à une succession de débrites métriques à éléments pluri-centimétriques à décimétriques jointif et à matrice boueuse (Figure III-36). Ces faciès peuvent être associé à l'association de faciès FAt 1.3, définie en partie III-III.4.1. Les extra clastes sont anguleux à sub-anguleux et composés de cherts noirs et de micrites à foraminifères planctoniques similaires aux Calcaires de Koumac et à la Formation des Cherts Noirs. Certains clastes observent des déformations plastiques (Maurizot 2011) provenant du remaniement de la brèches en elle-même et de la Formation des Calciturbidites Roses sous-jacentes (Figure III-36a).

Le calage stratigraphique de cette formation est assez faible du fait de l'absence de faunes identifiables. Les nouveaux résultats obtenus par Dallanave in prep, rajeunissent significativement l'âge de cette formation par rapport aux données bibliographiques. Ainsi, un âge de dépôt supérieur au Bartonien est ainsi proposé pour cette formation.

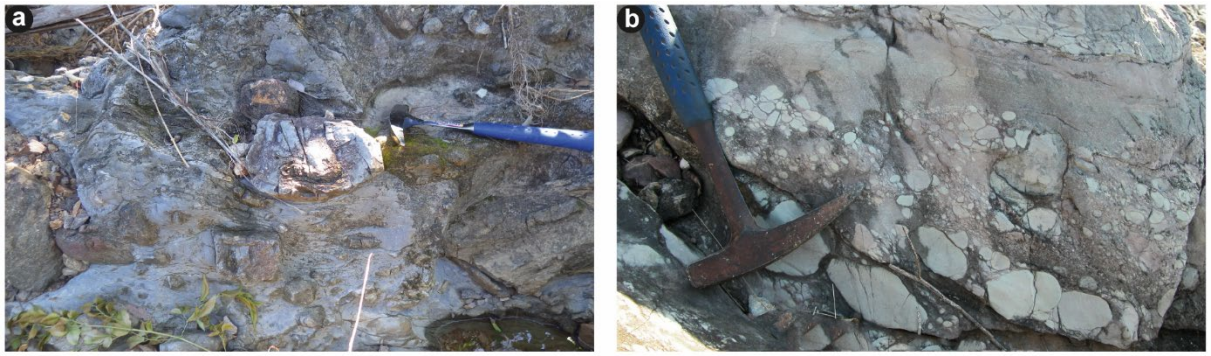
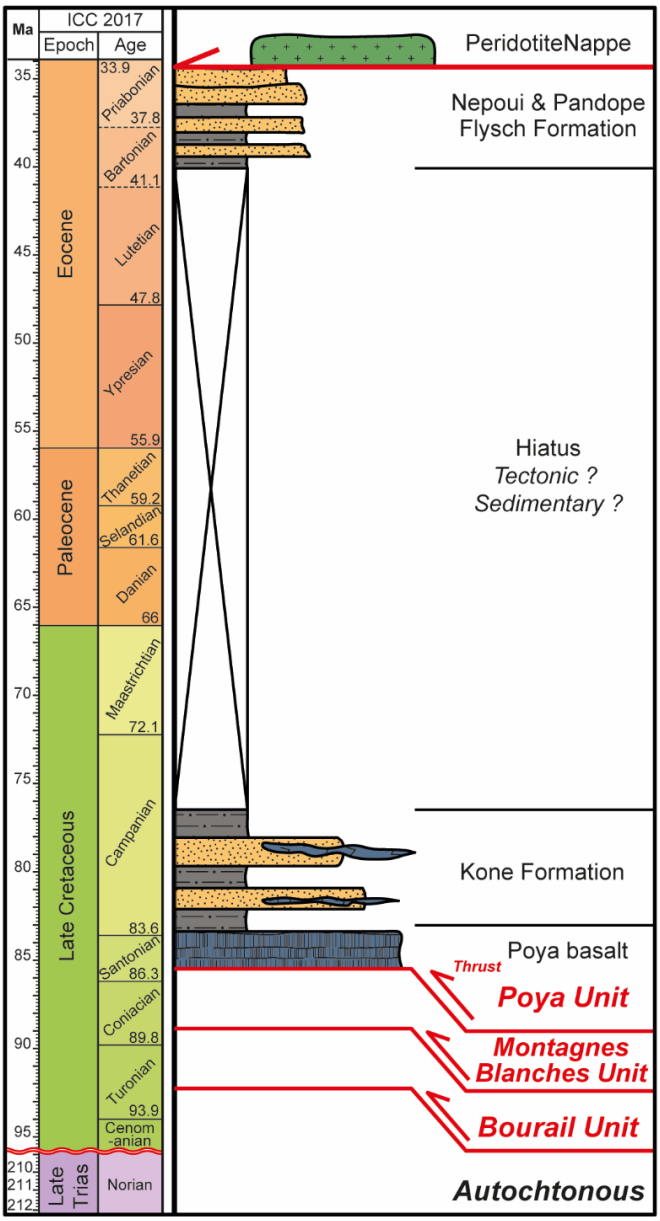


Figure III-36 : Prinicpaux faciès de la Formation des Brèches de Buadio. a) déformation plastique visible au seins des brèches avec une matrice boueuse carbonatée. b) Granoclassement nomal des éléments assez bien roulés de mudstone à foraminifères planctoniques, dans un bancs métriques à base érosive au sein de la Formation des Brèches de Buadio.

Enfin, l'étendue géographique de cette formation est restreinte à la partie septentrionale de la Grande Terre. En effet, Cette formation est principalement visible entre les zones de Koumac et de Kaala-Gomen (Figure III-34). De plus, l'interprétation de la carte géologique montre la présence d'une discordance angulaire importante entre ces brèches et les formations sédimentaires sous-jacente. Ces brèches, provenant essentiellement de déstabilisation intra-pente enregistreraient donc la mise en place des différents plis observés dans ces régions à partir du Priabonien.

III-V Découpage litho-stratigraphique des unités sédimentaires de l'unité tectonique de Poya



Bien qu'étant intégrée au complexe ophiolitique, l'unité structurale de Poya, aussi connue sous le nom de Nappe de Poya (Cluzel et al. 2001) enregistre la mise en place plusieurs unités sédimentaires entre le Crétacé supérieur et l'Eocène terminal. L'ensemble de ces formations proviennent de dépôts gravitaire aux sources multiples.

Trois formations sédimentaires sont ainsi rencontrées dans cette unité structurale avec (1) La Formation de Kone, durant le Campanien ; (2) La Formation du Flysch de Népoui et (3) La Formation du Flysch de Pandope d'âge bartonien à priabonien ((Figure III-37). Un important hiatus sédimentaire marque cette unité structurale avec l'absence des dépôts paléocène à lutétien (Figure III-37).

Figure III-37 : Log synthétique montrant la succession des différentes formations sédimentaires présentes au sein de l'unité structurale de Poya.

III-V.1 La Formation de Koné

La Formation de Koné (Paris 1981), connue aussi sous le nom de Faciès Kone (Carroué 1972; Cluzel et al. 2018), correspond à un ensemble de dépôts gravitaires turbiditiques et hémipélagiques se mettant en place durant le Campanien. Elle est composée d'une alternance entre des silts / argilites hémipélagiques, des cherts de couleurs vert et noirs et de bancs gréseux (Figure III-38). Ces derniers sont formés de grès fins à moyen, massif sur des épaisseurs centimétriques à pluri-décimétriques. Les structures sédimentaires sont faiblement préservée avec toutefois l'identification de lits plans frustres sur les bancs les plus grossiers. Enfin, l'ensemble de ces grés sont traversés par des sills doléritiques, métriques à hectométriques formant des rides allongées dans le paysage (Cluzel et al. 2018).

Ces grès sont dominés par la présence de grains de quartz et de feldspath (Figure III-38). Des clastes de lithiques volcaniques sont aussi présents ainsi que des fantômes de débris biogénique tels que des radiolaires. Cluzel et al. (2018) indiquent que la principale source de ces grès proviendrait d'un recyclage orogénique, résultats obtenus par analyses quantitatives des éléments selon les méthodes de Gazzi (1966) et Dickinson (1985).

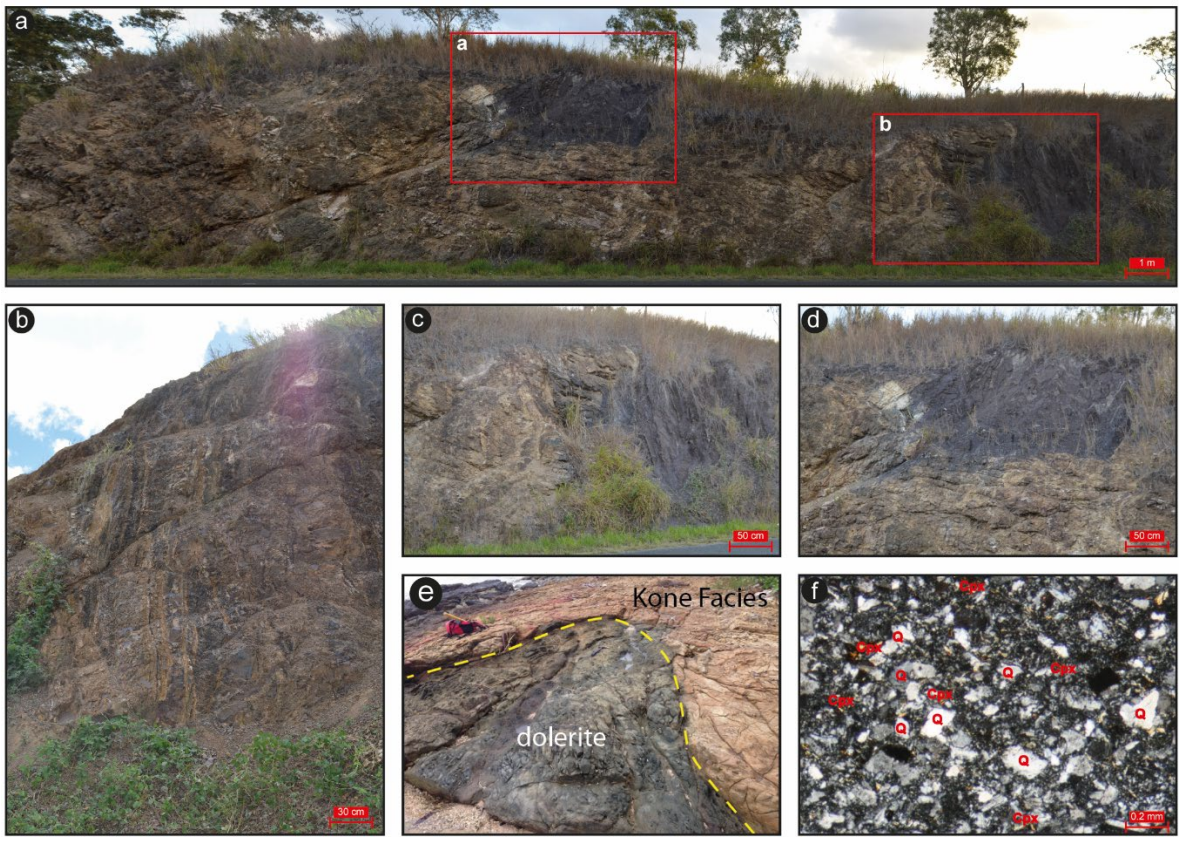


Figure III-38 : Planche Illustrant les spécificités de la Formation de Koné dans la région de Bourail. a) Panorama montrant les contacts entre des grès massif et des argilites noires. b) Succession de bancs centimétriques de grès fins et d'argilites associés à la Formation de Koné et visible dans la région de Téné. c) et d) Zoom sur les contacts sédimentaires et tectoniques visible sur le panorama a. e) Contact stratigraphique entre une dolérite plissée et des argilites de la Formation de Koné (visible à la place de Balepaik – Hienghène). f) Illustration des microfaciès des grès de la Formation de Koné montrant la présence importante de grains de quartz (Q) et de clinopyroxènes (Cpx). NB : e) et f) proviennent directement des données supplémentaires de (Cluzel et al. 2018)

La forte altération et présence d'accident tectonique au sein de cette formation ne permet pas la préservation des différentes faunes. Toutefois, Paris (1981) identifie certaines espèces d'inocérames tels que *Inoceramus australis* et *Inoceramus (Sphaenoceramus) angustus* indiquant respectivement des âges coniaciens à campaniens. Ces âges sont en adéquations avec la mise en place *a posteriori* des sills doléritiques. Ces derniers se mettent en place entre le Thanétien et l'Yprésien 58.4±1.5 – 47.6±4.0 Ma (U-Pb sur zircons (Cluzel et al. 2018)). Enfin, la présence des faunes marines citées précédemment, ainsi que l'alternance entre des argilites, des cherts et des grès massifs confirme l'interprétation d'un environnement de dépôts gravitaire profonds, déjà proposé par (Carroué 1972)

L'ensemble de la formation de Koné est comprise dans les différentes écailles formant l'unité structurale de Poya. Aucune épaisseur réelle ne peut être mesurée. Toutefois, Cluzel et al. (2018) ré-estiment que cette formation compose les 2/3 de la Nappe de Poya.

III-V.2 La Formation du Flysch de Népoui

Décrit pour la première fois par Coudray (1976) sous la Formation des Calcaires de Népoui, la Formation du Flysch de Népoui est décrite de manière détaillée par Paris (1981) suivi de Sevin et al. (2014), Maurizot et al. (2016), et Maurizot et al. (2018). Cette formation turbiditique est principalement décrite dans l'ensemble de la péninsule de Népoui visible à la fois sur les presqu'îles de Népoui et de Pindaï (Figure III-39). Elle repose en discordance sur la semelle serpentineuse au niveau de l'entrée de la presqu'île de Pindaï mais est aussi chevauchée par la semelle serpentineuse dans la partie septentrionale de la presqu'île de Népoui (Figure III-39).

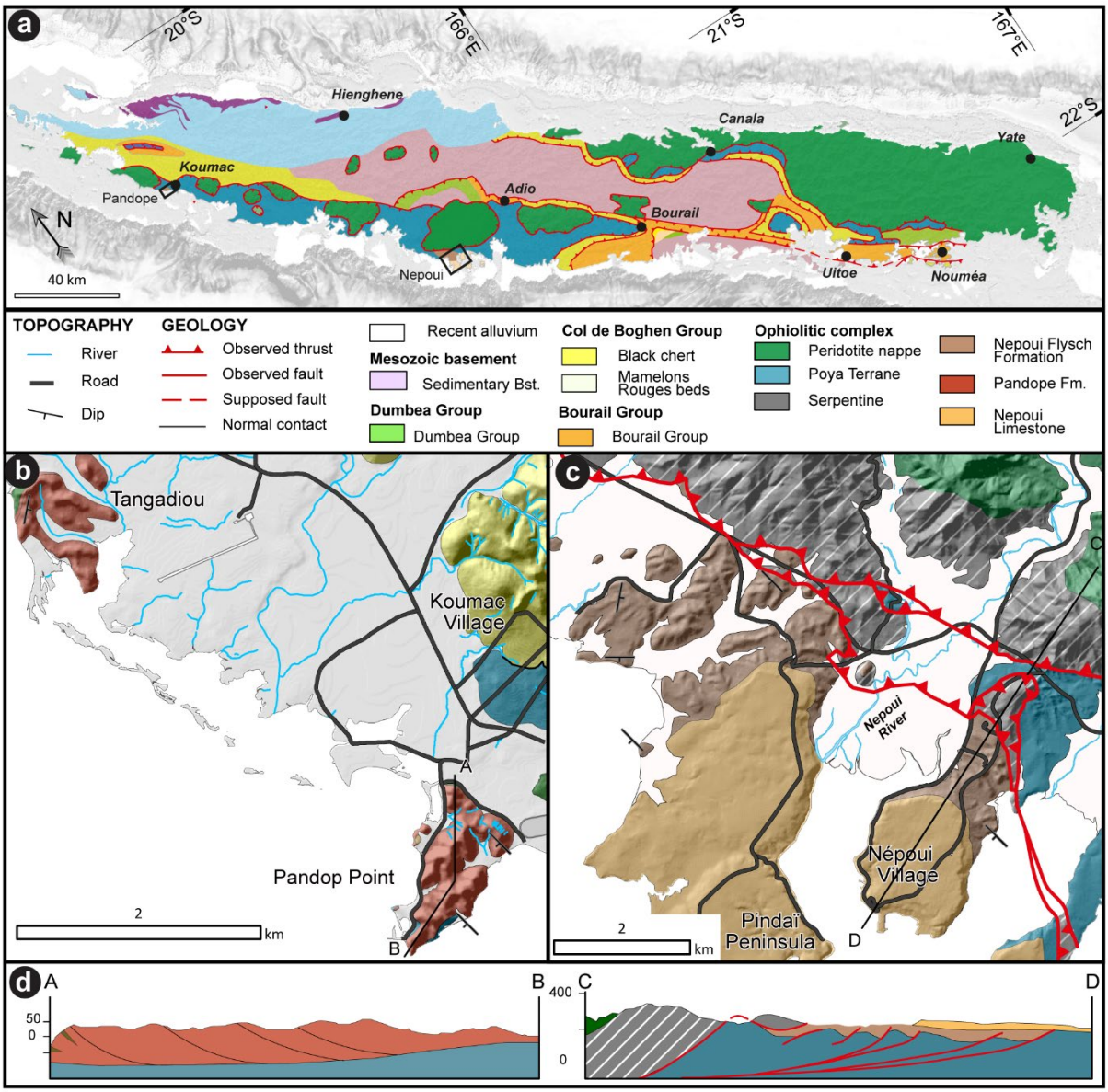


Figure III-39 : a) carte géologique de la Nouvelle-Calédonie montrant le positionnement des zones de Pandope et de Népoui où affleurements les unités sédimentaires Eocènes présentes dans l'unité structurale de Poya. b) Carte géologique au 1/50000 de la zone de Pandope et de Tanguadiou montrant le positionnement des unités du Flysch de Pandope. c) Carte géologique au 1/50000 de la péninsule de Népoui montrant le positionnement du Flysch de Népoui. d) Coupes géologiques de la presqu'île de Pandope et de la presqu'île de Népoui. La position des coupes est visible en partie b. et c.NB : L'ensemble de ces cartes sont modifiées d'après Maurizot et al. (2018).

La base de cette formation est marquée par des faciès carbonatés avec la présence de grainstone bioclastique se présentant sous forme de bancs centimétriques à pluri-centimétriques intercalés avec des bancs centimétriques de grès carbonatés contenant des grains de serpentinites et de chromite (Figure III-40a). Ce premier ensemble est surmonté par une succession de bancs de grès très fins centimétrique à pluricentimétrique caractérisés par un granoclassement normal. Ces bancs sont intercalés pars des faciès plus fins silteux à argîleux de couleurs sombre pouvant contenir à certains endroits des traces de matières organiques. L'ensemble de ces faciès sont fortement plissé et la présence de faille normale et de déformation syn-sédimentaire est assez fréquente (Figure III-40b). Dans les zones de l'embouchure de la rivière Pouendou, ces faciès turbiditiques sont plus grossiers avec la présence s de bancs décimétriques de grès moyens à granoclassement normal. L'ensemble de ces faciès sont composés essentiellement de grains de serpentinites, de claste volcaniques, et d'une forte fraction bioclastique composée de fragments de coraux, de foraminifères benthiques et planctoniques, de claste d'algues rouges et de débris de coquilles.



Figure III-40 : Figure illustrant les principales caractéristiques du Flysch de Népoui. a) Alternance entre des bancs centimétriques de grainstone bioclastique et des bancs centimétriques de grès carbonatés. b) figure d'échappements d'eau et de microplis liés à la charge sédimentaire. c) Alternance ente des grès fins pluri-centimétriques et des bancs silteux centimétriques. d) Grès moyen visible à l'embouchure de la rivière Pouendou. Présence d'une fraction importante de débris biogénique. e) Affleurement présent sur la presqu'île de Népoui montrant le caractère accidenté du flysch de Népoui ainsi que la discordance angulaire avec les formations sus-jacente du Groupe de Népoui (Le membre conglomératique de Pindaï dans le cas de cet affleurement).

La présence des espèces planctoniques *Subbotina linaperta* (E5-E16), *Globigerinatheka index* (E9-E15), *Globigerinatheka luterbacheri* (E12-E15), *Dentoglobigerina galavisi* (E13-O6), *Hantkenina primitiva* (E12-E16), *Hantkenina alabamensis* (E13-E16), et *Globigerina officinalis* (E10-O4) permettent de définir un âge de dépôts Priabonien de l'ensemble de cette formation. La présence d'espèces benthiques telles que *Amphistegina* sp., *Bolivina byramensis*, *Orthomorphina* sp., ou *Quinqueloculina* sp. *Discocyclina* sp., ainsi que la présence de fragments de coraux, de bryozoaires et d'échinoderme permet l'interprétation d'un remaniement de matériel de plateforme peu profonde dans un domaine plus profonds (niveau bathyal identifié). Ceci confirme le caractère gravitaire de de cette formation.

L'ensemble de cette formation est surmontée stratigraphiquement par le Groupe de Népoui d'âge Miocène marqué par une discordance angulaire avec le membre conglomératique de Pindaï (Figure III-40c). On notera aussi l'absence de dépôts d'âge Oligocène entre ces deux unités. Ce hiatus important est marqué sur l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie.

III-V.3 La Formation de Pandope

Dans la région de Koumac (Figure III-39) des dépôts gravitaires Eocène affleurent dans les localités de Tanguadiou et de Pandope et sont associés à la Formation du Flysch de Pandope. Décrit pour la première fois par Routhier (1953), Espirat (1971) et Coudray (1976) ces faciès étaient dans un premier temps interprétés comme des dépôts Néogène. Paris (1981), Cluzel (1998) ,puis Maurizot et al. (2018), associent aujourd'hui ces dépôts comme un équivalent aux formations Priabonien visible à Népoui.

La Formation du Flysch de Pandope correspond à un intervalle bréchique basal d'une forte puissance passant verticalement à des dépôts turbiditiques de haute densité. Ces brèches reposent en discordance angulaire sur l'ensemble des serpentinites visible dans la zone de Tanguadiou (Figure III-39). Ces brèches sont constituées d'éléments centimétriques à pluri-décimétriques, anguleux à sub-anguleux avec une matrice gréseuse subordonnée de granulométrie fine. Ces dépôts de brèches forment des intervalles de puissance décamétriques à hectométrique avec des surfaces basales érosives. Des surfaces de glissements tels que des slump et des failles syn-sédimentaires sont aussi visible au niveau de la presqu'île de Pandope (Figure III-41).L'ensemble de ces dépôts bréchiques passe verticalement à une succession de grès carbonatés moyens à grossiers se présentant sous forme de bancs centimétriques à métriques intercalés avec des bancs décimétriques de brèches polygéniques similaires au faciès basal

Des clastes de dolérite, de serpentine et de jaspe de couleur verte et rouge forment les principaux éléments de ces brèches. Les faciès gréseux sont quant à eux composés de débris biogéniques tels que des foraminifères benthiques, planctoniques, des fragments d'algues, de coraux et d'échinidés. Une fraction mineure composée de quartz, de clinopyroxene, de zéolites, de quelques débris noirs a éclats métalliques (nickel), de rare débris de chert et de grains d'olivine sont présents.

La faible induration de l'ensemble des faciès e la Formation du Flysch de Pandope permet l'extraction de nombreuses espèces benthiques et planctoniques. La présence des espèces *Subbotina gortanii* (E13-O6), *Chiloguembelina cubensis* (E10-O4), *Chiloguembelina ototara* (E9-O1), *Tenuitella* cf. *gemma* (E16-06), *Pseudohastigerina naguewichiensis* (E15-O1) et *Globoturborotalita anguliofficinalis* (E15-O6) permettent d'interpréter un âge de dépôts Bartonien supérieur à Priabonien supérieur.

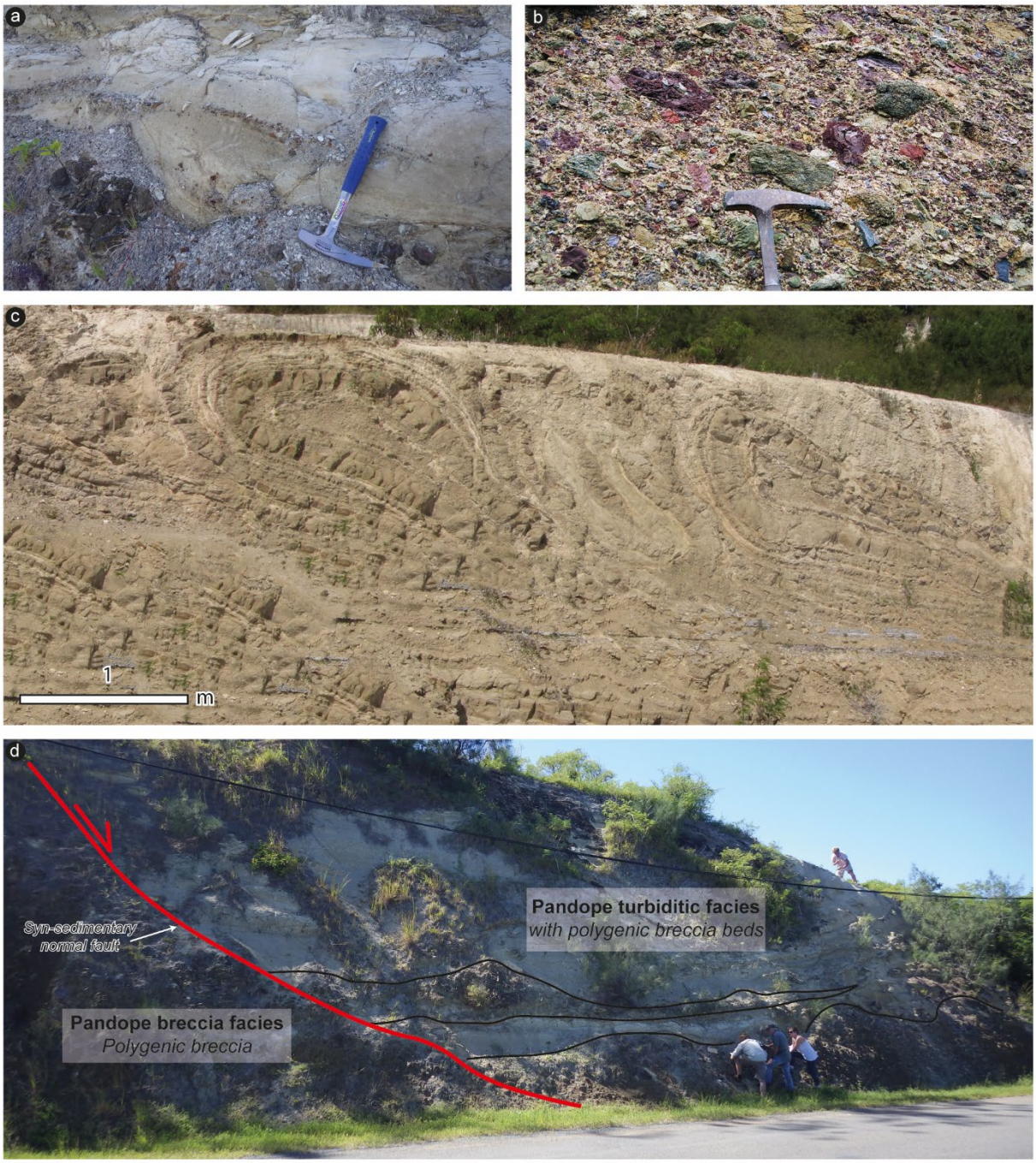


Figure III-41 : Figure illustrant les principales caractéristiques du Flysch de Pandope. a) Grés carbonatés avec des lits à granules présent au sommet de la Formation du Flysch de Pandope. b) Brèches polygéniques mal triés à éléments anguleux de dolérite, de jaspe rouge et vert, et de serpentine. c) Structures slumpées et plissées aux seins des bancs de grès pluri-centimétriques à décimétrique à granoclassement normal. d) Faille normale syn-sédimentaire présente au sein des faciès bréchiques de la Formation du Flysch de Pandope.

III-VI Début de synthèse sur l'interprétation des données onshores

L'étude détaillée des unités sédimentaires présentes dans les unités tectoniques, permet aujourd'hui d'approcher les points suivants :

1- L'identification des différentes sources sédimentaires. Ceci est aujourd'hui discuté grâce aux études minéralogiques (quantitative et qualitative) et aux mesures physiques (données hyperspectrale et DRX).

2- Une reconstruction de la marge nord-orientale du continent Zealandia Cette partie s'attarde sur le positionnement initial des unités structurales.

3- Une restitution de l'évolution tectono-sédimentaire du domaine onshore de la NC. Ceci est abordé à l'aide des nouvelles données structurales, stratigraphiques, et sédimentologique acquises sur les séries sédimentaires. L'ensemble de ces données permettent aujourd'hui de mieux caractériser l'évolution des bassins sédimentaires présents sur l'ancienne marge orientale de la Ride de Norfolk entre le Crétacé supérieur – Eocène.

III-VI.1 Les sources sédimentaires des formations Crétacés à Paléogène

L'ensemble des analyses pétrographiques qualitatives et quantitatives couplées avec les données hyperspectrales et DRX permettent aujourd'hui d'identifier cinq sources potentielles qui ont alimentées les séries crétacés – paléogènes de NC. Ces analyses ont été réalisées sur les séries présentes dans l'Unité de Bourail et sont couplées aux résultats existant dans la littérature. Ces principales sources sont : (1) le socle sédimentaire et les unités crétacées supérieurs alimentant la quasi-totalité des formations paléogènes; (2) les plateformes carbonatées contemporaines aux dépôts gravitaires carbonatés ; (3) la couverture sédimentaire Crétacé / Eocène qui est remaniée au fur et à mesure dans les séries sus-jacente; et (4) une source basaltique alimentant en clinopyroxene le Flysch Supérieur de Bourail.

III-VI.1.1 Le socle sédimentaire et les dépôts crétacés supérieurs.

La présence quasi-constante de quartz et de feldspath dans les séries sédimentaires depuis le Crétacé supérieur et jusqu'à l'Eocène sommital indique une source aux origines antérieures ou contemporaines aux dépôts. Ainsi cette source proviendrait essentiellement du socle sédimentaire composé de (1) L'Unité de la Chaine Centrale (dépôts turbiditiques volcanoclastiques intégrant des grains de quartz (Meffre 1995; Maurizot et al. 2018)) ; (2) l'Unité de la Boghen (présence de quartzites ferrugineuse (Carroué 1972) et de grès grossiers turbiditiques riches en quartz et plagioclase (Aitchison & Meffre 1992)) ; et (3) L'ophiolite de Koh (présence de boninites et de dacites avec d'importants phénocristaux de quartz, de clinopyroxènes et de feldspath (Paris 1981; Cameron 1989; Meffre et al. 1996)). Cette alimentation du socle est aussi appuyée par la présence de clastes atypiques (céladonites, micaschistes) présents dans les unités sédimentaires (Groupe de Uitoé, Formation conglomératique de la rivière Congo). Un lien génétique peut donc être réalisé entre les éléments des séries sédimentaires crétacées à paléogènes avec les unités du socle sédimentaire.

Cette première source est confirmée par Cluzel et al. (2011) qui à partir de la population de zircon distinguent une influence des unités mésozoïques dans les séries crétacées (Figure III-42). Ces auteurs indiquent aussi une population de zircon contemporaine aux dépôts crétacés (Figure III-42). Un lien direct peut être réalisé avec les unités volcaniques de la Formation du Pic Jacob (III-II.1). Ainsi, les éléments de quartz et de feldspath présent dans l'ensemble des séries sédimentaires proviendraient initialement des unités sédimentaires du socle et des unités volcaniques de la Formation du Pic Jacob.

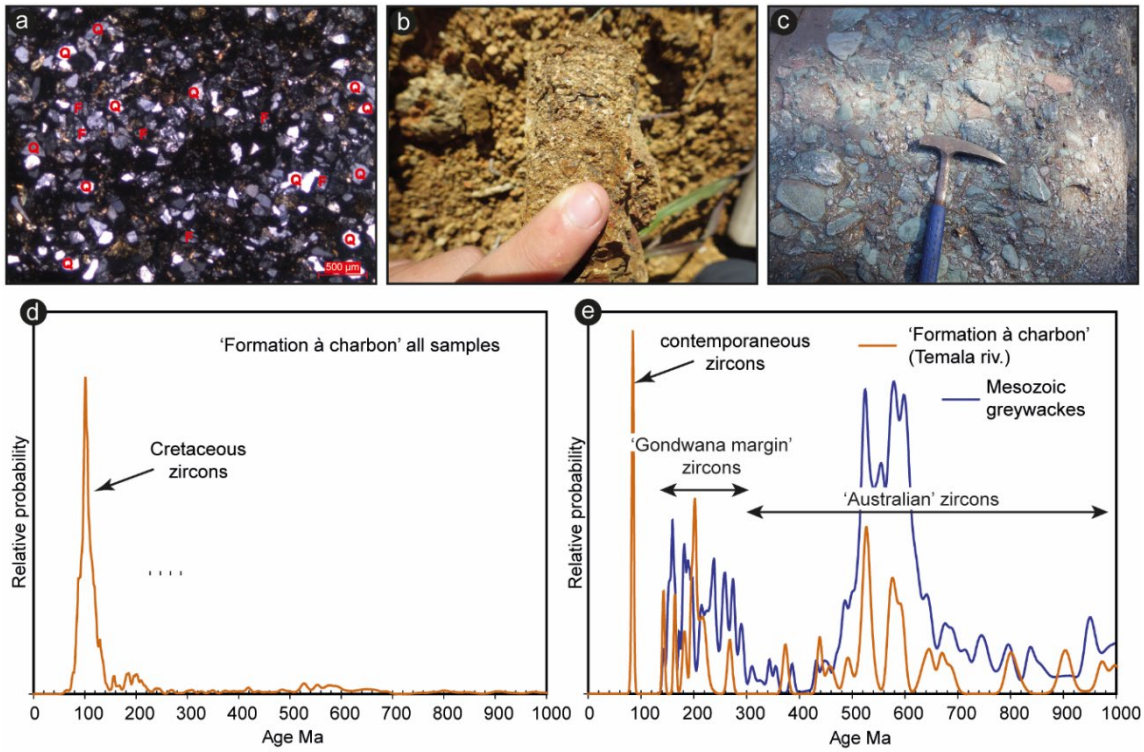


Figure III-42 : Figure illustrant les sources provenant du socle sédimentaire et des formations du Groupe de la Dumbéa. a) Microfaciès typique des Grès à Charbon de Moindou montrant la forte présence de quartz (Q) et de feldspath (F). b) Micro-conglomérat présent dans la Formation des Grés à Charbon principalement composés de claste volcanique, de quartz, feldpsath et de lithique sédimentaires. c) Illustration du conglomérat basal du Groupe de la Dumbéa principalement composé de micaschistes provenant de la Formation de la Boghen. d) et e) sont des diagrammes de densité des populations de zircons montrant respectivement la distribution des âges des zircons dans la Formation à Charbon et celle présente dans les grauwackes présents dans le socle sédimentaire. La population Coniacien-Santonien provient probablement de l'activité volcanique contemporaine (Formation du Pic Jacob). Les populations plus anciennes sont directement reliées au socle sédimentaire. NB : L'ensemble des données proviennent des études de Adams et al. (2009) et Cluzel et al. (2011) ont été compilées par Maurizot et al. (2018).

III-VI.1.2 Les plateformes carbonatées contemporaines

Le remaniement d'une phase bioclastique importante est présent dans les formations gravitaires des Calcaires d'Adio, de Koumac, du Creek Aymes, et du Flysch Moyen de Bourail. Cette phase bioclastique est composée de débris de bivalves, de coraux, de spicule d'oursin, et d'éponge ainsi qu'une forte quantité de foraminifères benthiques et planctoniques. Ces éléments sont souvent non jointif et « baignent » dans la matrice. De nombreuses espèces benthiques, reconnues pour vivre dans des zones peu profondes (*Amphistegina sp, Discocyclina sp, Assilina sp, Rotaliidae and Nummulites sp)* se retrouvent remaniées dans un domaine profond reconnue avec des espèces planctoniques tels que *Turborotalia cerroazulensis, Subbotina* cf. *gortanii, Morozovella lensiformis*, ou *Acarinina bullbrooki*. Ainsi le remaniement de plateforme carbonatée peu profonde dans un système plus profond est proposé.

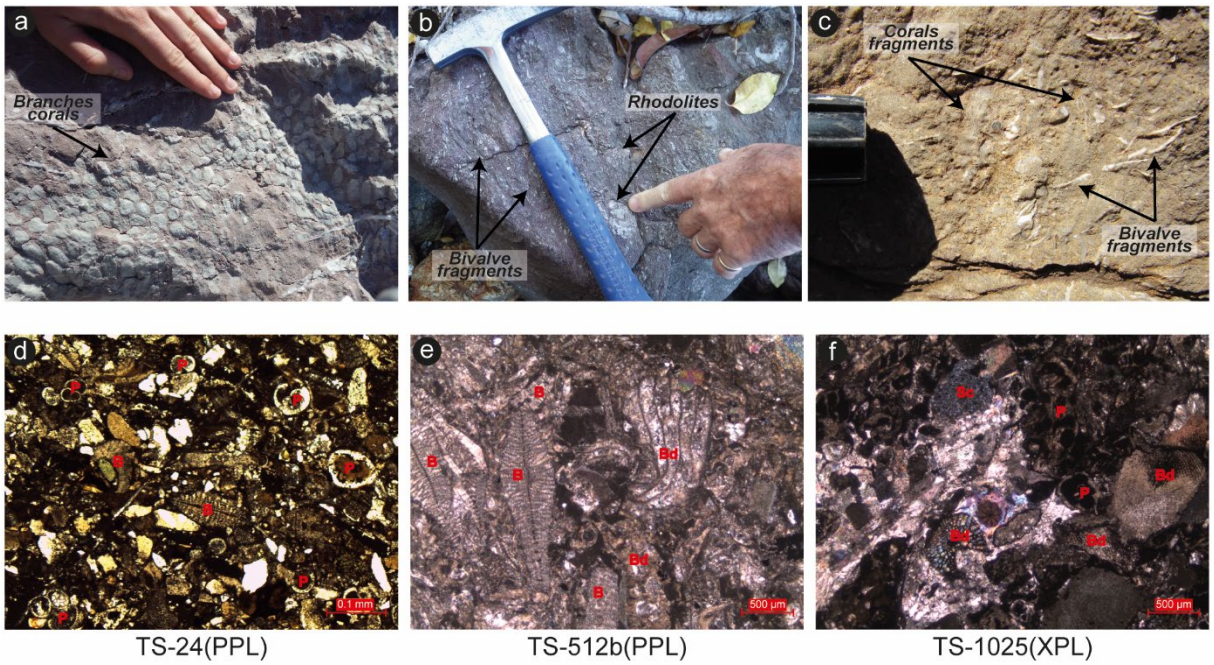


Figure III-43 :Planche résumant la présence de plateformes carbonatées peu profond durant l'histoire Crétacé – Paléogène de Nouvelle-Calédonie. a) Coraux de type polypiers présent dans la Formation des Calcaires de Uitoé (Affleurement de la Pointe Noire). b) Calcaire bioclastiques rouges du membre supéieur des Calcaires de Uioté montrant la présence de fragments de bivalces et de Rhodolites. c) Fragments centimétriques de coraux et de bivalves présents dans me membre inférieur des Calcaires de Uitoé. d), e) et f) Illustrations des microfaciès montrant le mélange de foraminifères benthiqueset planctoniques (d) de grands foraminifères benthiques et de clastes de coraux (e), et des débris biogéniques indifférenciés (f).

La Formation des Calcaires de Uitoé (Figure III-43), inversement aux autres formations, représente la mise en place de plateforme carbonatée peu profonde. Ceci est marqué par de nombreuse structures sédimentaires tidales et une phase bioclastique contenant des éléments vivants en zones peu profonde tels que des coraux, des rodholite, des bivalves et des grands foraminifères benthiques (*Nummulites*, *Assilines, Discocyclines…)*. Durant développement de cette plateforme au Bartonien-Priabonien, le Flysch Moyen de Bourail se met en place dans un domaine profond et enregistre le remaniement de grands foraminifères benthiques identiques à ceux présents dans les Calcaires de Uitoé. Un lien génétique est donc proposé entre ces deux formations. Ceci souligne donc que des plateformes carbonatées sont le deuxième type de source alimentant les séries sédimentaires étudiées.

III-VI.1.3 La couverture sédimentaire crétacée–paléogène

Un grand nombre des formations sédimentaires sont composes de claste lithique provenant de roche sédimentaire. La forte présence clastes de chert noirs, de claste de mudstone à foraminifère planctoniques et de claste sédimentaire tels que des grès turbiditiques, des grainstone bioclastique ou des calcaires à algues indiquent une alimentation des systèmes gravitaires par des unités sédimentaires.

Un grand nombre d'auteurs (Routhier 1953; Tissot & Noesmoen 1958f; Espirat 1963; Carroué 1972; Gonord 1977; Paris 1981; Cluzel et al. 1998; Maurizot 2011, 2014; Maurizot & Cluzel 2014; Maurizot et al. 2018) propose un lien génétique de ces éléments avec les formations de la couverture sédimentaire sous-jacente. L'ensemble de ces clastes sont reliés aux formations des Chert Noirs, des Calcaires d'Adio et de Koumac, des Grés à Charbon de Moindou, et des formations du Groupe de Bourail. Ce lien est ici admis mais soulève toutefois des interrogations sur les mécanismes d'érosion et les processus de dépôts. Ceci sera abordé dans la partie suivante VI.3.

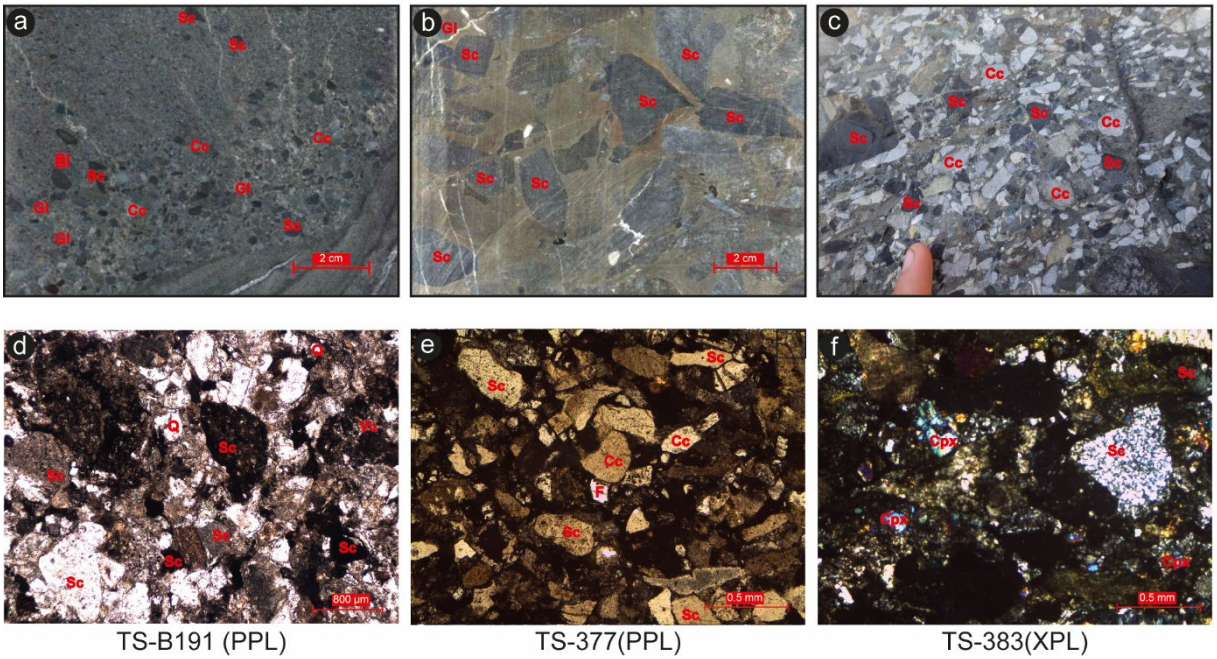


Figure III-44 : Planche illustrant les différents éléments de la couverture sédimentaires remaniés dans les dépôts turbiditiques sus-jacents ou adjacent. a) Claste pluri-millimétriques de cherts et de glauconie présent à la base d'un banc turbiditique du Flysch Inférieur de Bourail. b) Clastes centimétriques de chert noirs présents dans les débrites du Flysch Moyen de Bourail. c) Brèches polygéniques remaniant à la fois des clastes anguleux et centimétriques de Cherts Noirs, de mudstone à foraminifères planctoniques et de grainstone bioclastique. d) e) et f) Illustration de microfaciès montrant la présence de ces lithique de tailles millimétriques au sein des formations du flysch inférieur (e), et supérieur de Bourail (e & f).

III-VI.2 Reconstruction générale de l'ancienne marge nord-orientale du continent Zealandia.

La position structurale des unités tectoniques présentes en NC (Unité de Bourail, Unité des Montagnes Blanches, Nappe de Poya, Nappe des Péridotites) et les caractéristiques sédimentologiques des séries qui les composent permettent de proposer une reconstitution paléogéographique de la marge nord-orientale du continent Zealandia. Ces domaines paléogéographiques s'identifieront clairement durant la phase de réorganisation éocène qui sera présentée ultérieurement. D'ouest en est cette marge comprend :

- La Ride de Norfolk, qui correspond aux unités tectoniques dites autochtones de la Grande Terre. La partie occidentale de ce domaine est représentée par les séries de la Baie de St-Vincent où les séries bartoniennes (Calcaire de Uitoé) sont directement transgressives sur le socle. Les séries sont plus complètes dans la région de Moindou avec la présence des faciès deltaïque syn-rift (Groupe de Dumbéa) et silteux post-rift (Groupe du Col de la Boghen).

- Le Bassin de Bourail ; qui correspond à l'unité allochtone de Bourail. Ce bassin est représenté par un ensemble de séries gravitaires d'âge crétacé à éocène (Chapitre III). Ces séries se sont probablement accumulées sur la marge orientale de la Ride de Norfolk avec une alimentation par la Ride de Norfolk et le domaine des Montagnes Blanches.

- Le domaine des Montagnes Blanches qui correspond à l'Unité ou Nappe des Montagnes Blanches (Maurizot, 2011). Ce domaine est interprété comme une zone de haut-fond isolée située à l'est du Bassin de Bourail. Des séries crétacés à éocènes, essentiellement carbonatées avec des faciès profonds, ont été accumulées dans ce domaine. Néanmoins, des dépôts de plate-forme carbonatée ont pu s'y former comme semble l'indiquer la présence de blocs de calcaires à algues et de faunes peu profondes dans le Bassin de Bourail avec une alimentation en provenance de l'Est (Chapitre III).

- Le domaine distal de Poya principalement représenté par les roches magmatiques de type EMORB qui constituent aujourd'hui la Nappe de Poya (ou *Poya terrane)*. Des dépôts profonds d'âge Crétacé supérieur (Formation de Koné) sont également associés à cette unité qui est considérée comme la partie la plus distale de la marge à la transition avec le domaine de lithosphère océanique qui constituera la Nappe des Péridotites.

Ces domaines paléographiques enregistrent une sédimentation jusqu'au Priabonien sommital (cf parties précédentes). Ceci indique que le recouvrement des unités structurales se ferait après cette période. Ainsi, la mise en place des unités allochtones sur la Ride de Norfolk se ferait de manière synchrone à partir de l'Eocène sommital, voyant l'empilement des unités structurales. La mise en place des plutons granitiques de Saint Louis et de Koum (respectivement 27.5Ma et 24Ma ; (Cluzel et al. 2005a; Paquette & Cluzel 2006).) qui traversent les unités allochtones et la Nappe des Péridotites, indiquent que la mise en place des unités allochtone se termine avant l'Oligocène supérieur. Ainsi la mise en place du complexe tectonique sur la Ride de Norfolk se réalise entre l'Eocène sommital et l'Oligocène inférieur. Toutefois, certaines unités allochtones s'individualiseront avant comme le montre l'analyse de l'évolution tectono-sédimentaire de ce domaine.

III-VI.3 Evolution tectono-sédimentaire des bassins de Nouvelle-Calédonie – exemple de bassins sédimentaires subissant la mise en place précoce d'une obduction.

L'étude des unités sédimentaires présentes dans les unités structurales permet la reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire de l'ancienne marge nord-oriental de la Ride de Norfolk entre le Crétacé supérieur et l'Eocène. Six grandes phases sont identifiées avec (1) une phase de rifting entre le Cénomanien et le Campanien moyen suivi (2) d'une longue phase post-rift entre le Campanien et l'Eocène basal. A partir de l'Eocène, l'initiation d'une phase de convergence induit (3) une réorganisation paléogéographique de la zone entre l'Yprésien et le Lutétien ; suivi d'une (4) première phase d'uplift au Lutétien moyen ; (5) d'une phase de subsidence durant le Bartonien / Priabonien ; et enfin (6) un raccourcissement généralisé au Priabonien supérieur marquant la mise en place de l'ensemble des unités structurales.

III-VI.3.1 La période de rifting Cénomanien Campanien

Durant le Crétacé Supérieur, le continent Zealandia est caractérisé par une grande phase de rifting amenant à l'ouverture de la Mer de Tasman durant le Santonien / Campanien (83-79 Ma / Chron 33) (Hayes & Ringis 1973; Gaina et al. 1998). Cette période de divergence est enregistrée en Nouvelle-Calédonie par de nombreuses formations silicoclastique.

1. Au sein de l'Autochtone, un système fluvio deltaïque (Formation des Grès à charbon de Moindou) se met en place et est traversé par des coulés trachytiques et doléritiques (Formation du Pic Jacob). Latéralement à cet ensemble, des systèmes de type cônes alluviaux se développent et sont accrochés sur les différentes formations du socle sédimentaire (Formation Conglomératique de la rivière Congo).

2. En parallèle, des systèmes turbiditiques gréseux se mettent en place dans le Bassin de Bourail et le domaine distal de Poya. Dans le Bassin de Bourail, ceci est caractérisé par la Formation de Gouaro (visible dans le forage CADART-1) qui est représentée par une alternance entre des silts et de grès fins turbiditiques, organisée sous forme de séquences décamétriques. Dans le domaine distal de Poya, la Formation de Koné se met en place durant cette période. Cette formation correspond à des bancs pluri-décimétriques à métriques de grès turbiditiques grossier traversés par des sills doléritiques d'âge Paléocène.
3. La Nappe des Montagnes Blanches n'est marquée à sa base que par la formation sus-jacente des Mamelons Rouges et Cherts Noirs, associées à la période post-rift.

Les analyses sur la composition minéralogique et la provenance des populations de zircon montrent un lien fort entre les Grès à Charbon de Moindou et les dépôts turbiditiques de Koné (Cluzel et al. 2018). L'ensemble de ces formations sont alimentées par les unités sédimentaires du socle ainsi que les unités volcaniques contemporaines (Cluzel et al. 2018 ; cf. partie III-VI.1).

Discussion :

La juxtaposition des unités structurales indique une certaine équivalence latérale entre les formations de même âges. Ainsi, la période de rifting crétacé supérieur est marquée par un système sédimentaire complet avec la distinction d'un domaine proximal peu profond sur l'Autochtone et d'un domaine distal gravitaire au sein des unités structurales allochtones (Figure III-45).. Toutefois, aucune mesure de courant ne permet de distinguer à ce jour une quelconque paléogéographie du fait d'un fort remaniement de l'ensemble des formations.

Enfin, la distribution cartographique des formations de l'autochtone montre un passage latéral général de l'Est vers l'Ouest entre la Formation Conglomératique de la rivière Congo et les Grès à Charbon de Moindou. Ainsi, l'ensemble de ces dépôts s'effectueraient dans des structures complexes en horst et graben, héritées de la phase de rifting (Figure III-45).

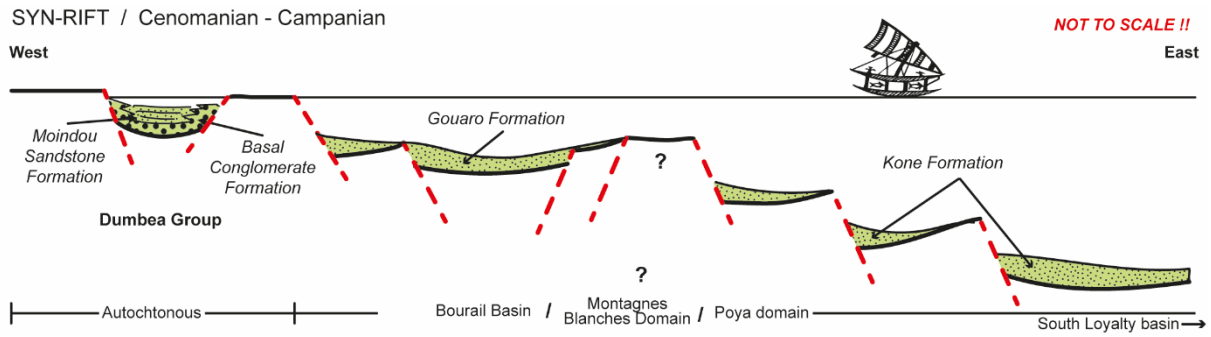


Figure III-45 : Représentation synthétique de la distribution des différentes formations se déposant entre le Cénomanien et le Campanien, enregistrant la période de rifting.

III-VI.3.2 La subsidence post-rift entre le Campanien et l'Yprésien

A partir du Campanien, les formations hémipélagiques des Mamelons Rouges suivi de celle des Cherts Noirs se déposent à la fois sur l'Autochtone et les unités structurales de Bourail et des Montagnes Blanches (Figure III-46). Ces formations hémipélagiques sont principalement représentées par des silts et d'arénites silicifiés. La présence de bancs turbiditiques centimétriques, de micro conglomérat et de bloc chuté indiquent cependant l'existence de pentes sédimentaires sans que leur position précise puisse être déterminée.

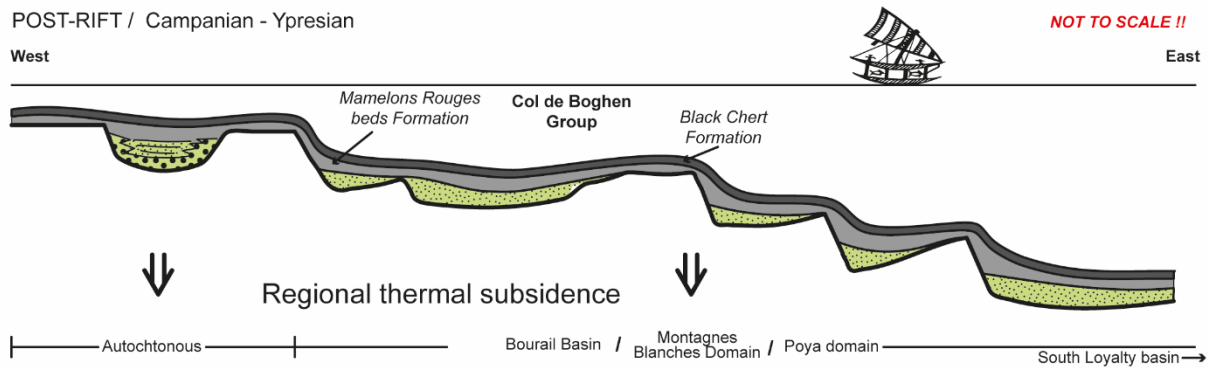


Figure III-46 : Représentation synthétique de la distribution des différentes formations se déposant entre le Campanien et l'Eocène intérieur. Ces formations enregistrent la période subsidence post-rift.

Discussion :

Le passage entre les formations fluvio-deltaïque crétacées (voir partie précédente) et ces deux formations pélagiques indique une subsidence généralisée de la marge que nous associons à la période post-rift. Cet subsidence thermique est enregistrée régionalement par des formations sédimentaires similaires en Nouvelle-Zélande (Formation de Whangai (Finlay & Marwick 1940; Kingma 1971; Moore 1988)). L'âge lutétien des formations sus-jacentes des Calcaires d'Adio et de Koumac récemment révisé (**Bordenave** et al. submited), suggère que cette période de subsidence post-rift s'étend sur l'ensemble du Paléocène jusqu'à l'Eocène basal (cf. Chapitre III). Ceci est aussi appuyé par Paris (1981) qui observe la présence de microfaune d'âge Paléocène à Eocène inférieur au sein des faciès de la Formation des Cherts Noirs. Ainsi, la période de quiescence post-rift enregistrée par les dépôts hémipélagiques homogènes sur le domaine onshore s'étend du Campanien moyen à l'Eocène inférieur.

III-VI.3.3 La phase de réorganisation de la marge entre l'Yprésien et le Lutétien

La période entre l'Yprésien et le Lutétien est caractérisée par un changement progressif dans la sédimentation en passant des systèmes silicoclastiques hémiplégique post-rift à un système carbonaté gravitaire. Ceci est observé avec :

1. La présence de la Formation des Calcaires d'Adio dans le Bassin de Bourail. Ces carbonates correspondent à une succession progressive de turbidites carbonatées principalement composées d'éléments de plateforme peu profonde et d'éléments clastiques provenant du socle sédimentaires.
2. La mise en place de la Formation des Calcaires de Koumac dans le domaine des Montagnes Blanches Cette formation hémipélagique est composée d'un mudstone à foraminifères planctoniques et dont la succession avec les chert Noirs sous-jacent est progressive. Cette formation est dépourvue d'une pollution clastique.

A ce jour, aucune plateforme carbonatée peu profonde et contemporaine à ces dépôts n'est visible à l'affleurement. De plus, cet intervalle de temps n'est pas représenté par des séries sédimentaires dans l'Autochtone et le domaine distal de Bourail.

Discussion :

Maurizot (2014), interprète la mise en place de ces carbonates comme une des conséquences de l'initiation de la subduction sud-Loyauté. Cet évènement engendrerait la formation d'un bassin d'avant pays. Le domaine bombement périphérique de ce bassin (*bulge*) serait le lieu d'un développement de plateforme carbonaté.

Or, les modèles de bassin d'avant pays montrent que ces zones sont en générale dépourvue de dépôts sédimentaires ou alors accueillent des dépôts très peu profond similaires à des systèmes alluviaux (Holt & Stern 1994; DeCelles Peter & Giles 1996). De plus, la distance séparant la zone de subduction du bassin sud loyauté avec la Ride de Norfolk (autochtone) serait supérieure à 800 Km (calculée avec une vitesse de subduction de 8cm/ans). Cette distance est trop importante pour initier la mise en place d'un bassin d'avant-pays, qui ont une dimension de l'ordre de 300 Km (DeCelles & Giles. 1996). Enfin, l'analyse de l'empilement des unités structurales montre que les nappes allochtones ne sont pas encore individualisées à cette époque. Ainsi, le modèle de bassin d'avant-pays ne peut pas expliquer la mise en place de ce système gravitaire carbonaté.

Trois hypothèses peuvent expliquer la mise en place de ce système carbonaté (Figure III-47 :

1. Hypothèse paléogéographique. Entre l'Yprésien et le Lutétien, l'ensemble de la région sud-ouest pacifique voit des mouvements cinématiques de plaques important. Sdrolias et al. (2003) et Schellart et al. (2006) indiquent une remontée de l'ensemble des plaques gondwanienne et pacifique, permettant ainsi au nouveau continent Zealandia de passer des latitudes 40°S aux latitudes 20°S. Cette remontée dans des latitudes plus chaude permettrait (1) d'abaisser la limite de décompensation des carbonates (Archer 1996) et dans un second temps de passer dans des conditions paléo-climatiques plus favorable au développement de plateforme carbonatée (Hollis et al. 2009; Huber & Caballero 2011; Hollis et al. 2012) . Cette remontée de la plaque favoriserait donc le passage progressif des faciès silteux et silicifiés aux faciès carbonatés.

2. Hypothèse paléo-climatique. La période Crétacé supérieur / Eocène est marquée par un réchauffement climatique global et des évènements climatiques tels que le PETM, EECO ou MECO (Zachos et al. 2008; Pearson et al. 2009; Pagani et al. 2011). Ces différentes périodes de réchauffement peuvent avoir un impact sur les conditions paléo-écologiques et ainsi initier des changements radicaux dans la sédimentation (variation des taux de sédimentation et types de sédimentation). En Nouvelle-Zélande, certains auteurs identifient ces évènements dans les enregistrements sédimentaires et expliquent le passage entre une sédimentation clastique à carbonatée par ces périodes de réchauffement (passage entre des cherts et des carbonates hémipélagiques dans le Muzzle Group (Hancock et al. 2003; Hollis et al. 2005; Hollis 2007; Dallanave et al. 2015; Slotnick et al. 2015).

3. Hypothèse tectonique. Le passage entre les faciès homogènes post-rift et les dépôts gravitaires carbonatés yprésien-lutétien indique (1) la création / accentuation des pentes sous-marines ; (2) une sédimentation hétérogène le long de la marge avec des faciès sédimentaires différents dans les domaines paléogéographiques ; et (3) l'individualisation de zones hautes comme l'indique la présence de faunes marines peu profondes remaniées. Ces éléments indiquent une réorganisation de la physiographie de la marge. Ce changement correspond à l'individualisation des grands domaines paléogéographiques qui se ferait à la faveur de mouvements tectoniques, liée à la grande phase de convergence s'initiant à l'Eocène (Ballance et al. 1982; Kroenke 1984; Ballance 1999; Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Sutherland et al. 2010; Sutherland et al. 2017).

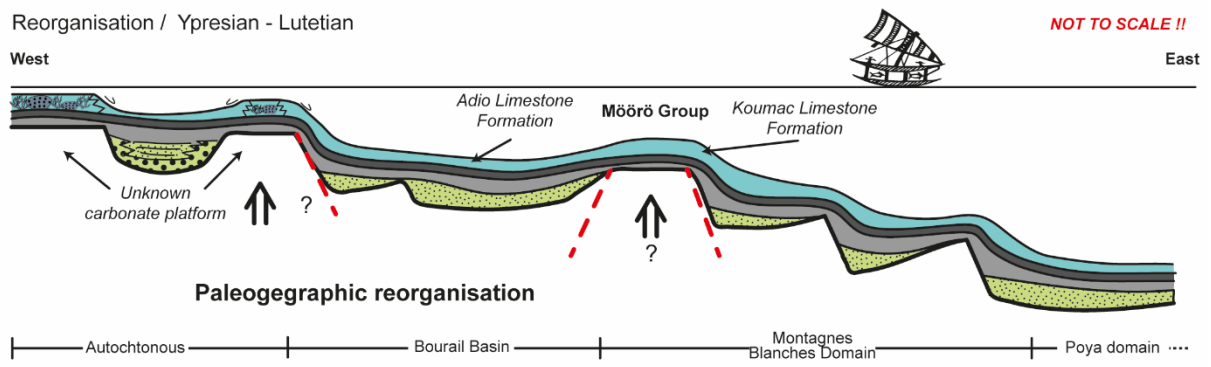


Figure III-47 : Représentation synthétique de la distribution des différentes formations se déposant entre l'Yprésien et le Lutétien. Cette période est caractérisée par le développement de plateforme carbonatée sur des hauts topographiques. Ces dernières sont remaniées dans des domaines profonds. Cette période enregistre la réorganisation paléogéographiques de la marge orientale de la Ride de Norfolk.

Nous proposons aujourd'hui que le passage entre les sédiments post-rift et les dépôts carbonatés yprésien-lutétien provient essentiellement d'une réorganisation paléogéographique de la marge liée à la convergence éocène. Cette phase engendre des mouvements tectoniques verticaux permettant la distinction de domaines topographiques hauts et bas. Ces nouveaux domaines paléogéographiques distincts pourraient se mettre en place à la faveur d'anciennes structures normales héritées de la phase de rifting. Aussi, le passage entre une sédimentation clastique et carbonatée pourrait être favorisé par des changements paléo-climatiques dû à la remontée du continent Zealandia vers le nord et d'évènement paléo-climatiques extrême (PETM ; EECO).

III-VI.3.4 Lutétien : mise en place d'un uplift régional.

Un changement drastique dans la géologie calédonienne s'opère au Lutétien avec la mise en place de nouvelles unités sédimentaires silicoclastique. Ceci est visible à la fois dans le Bassin de Bourail et le domaine isolée des Montagnes Blanches :

1. Au sein du Bassin de Bourail, le Lutétien moyen est caractérisé par le passage drastique entre la Formation des Calcaires d'Adio et de celles du Flysch Inférieur de Bourail. Cette dernière est représentée par un système turbiditique silicoclastique, hiérarchisé sous forme de lobes turbiditiques se déposant en compensation. Ces dépôts gravitaires sont principalement alimentés la mise en érosion du socle sédimentaire et le remaniement de la couverture sédimentaire sous-jacente avec la présence de clastes millimétriques de cherts et de micrite.
2. Le domaine des Montagnes Blanches enregistre au Lutétien moyen le passage entre les mudstones à foraminifère planctonique de la Formation des Calcaires de Koumac et les calciturbidites roses à éléments d'hématites de la formation homonyme. Dallanave et al *in prep* et Dallanave et al. (2018) y voient un important apport d'hématite dont l'origine proviendrait de l'altération météoritique de roches. L'évolution verticale passant indique donc la mise en érosion d'unité clastique en amont de ces calciturbidites.
3. Enfin, il est à noter que l'Autochtone est marquée par un hiatus important entre les formations du Crétacé supérieurs des Mamelons Rouges et Cherts Noir avec celles présentes dans le Groupe de Uitoé, d'âge bartonien à priabonien. Cette absence de dépôts peut s'expliquer par une période de non dépôts subissant une érosion aérienne importante.

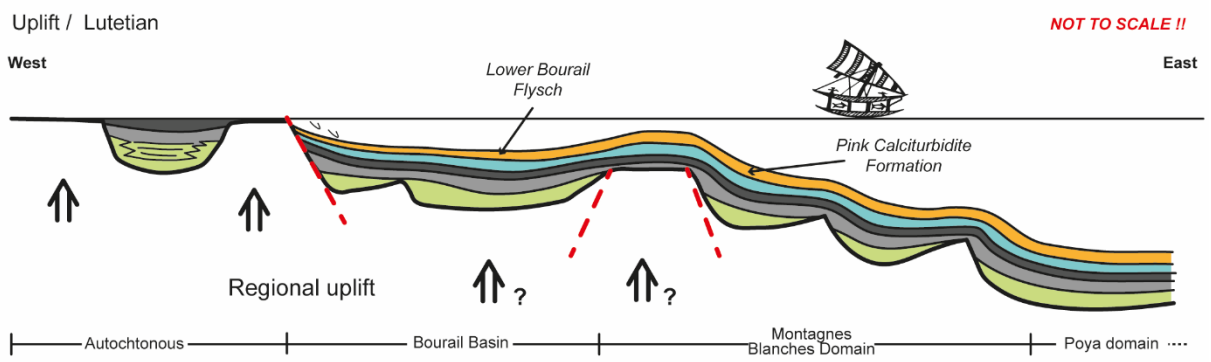


Figure III-48 : Représentation synthétique de la distribution des formations se mettant en place à partir du Lutétien. Un uplift majeur mets à l'érosion le socle sédimentaire sur l'Autochtone. Le matériel érodé est remanié dans le Bassin de Bourail. Le domaine des Montagnes Blanches est influencé faiblement par cet uplift avec seulement l'apport de matériel d'hématite dans une sédimentation carbonatée.

Discussion :

La mise en place d'un nouveau système sédimentaire silicoclastique remaniant à la fois des éléments du socle et de la couverture sédimentaire Crétacé à Lutétien tend à prouver l'existence de zones émergées à cette époque. Aussi, le passage d'une sédimentation gravitaire carbonatée vers des faciès gravitaires plus silicoclastiques indiquerait une accentuation des processus d'érosion en relation avec l'émersion de certaines zones. Ces observations sur les séries lutétiennes suggèreraient donc une première phase de déformations tectoniques (uplift).

Cette phase d'uplift, correspondrait à une phase de surrection générale non liée au phénomène d'obduction. Ceci est expliqué par (1) l'architecture du FIB qui montre une sédimentation dans un domaine non-confiné (lobes en compensation), (2) l'absence d'individualisation des nappes allochtones de Poya et des Montagnes Blanches et (3) l'interprétation de déstabilisation intra-pente pour expliquer l'apport de la couverture sédimentaire dans le FIB. Toutefois, il est à noter que durant cette période, le premier pic métamorphique est enregistré dans les métabasaltes de l'Unité de Pouebo (cf-Partie 1 de ce mémoire). Mais compte tenu de la distance, estimée à plus de 400 Km, ceci n'aurait pas encore d'influence sur la sédimentation. Ainsi, cette phase d'uplift est mise en relation en relation avec le régime de convergence en continuité avec la phase précédente de réorganisation.

III-VI.3.5 La phase de subsidence entre le Bartonien et le Priabonien : un ennoiement généralisé de l'ensemble de la région et première influence de l'obduction ?

A partir du Bartonien, l'ensemble des domaines paléogréographiques enregistrent la mise en place d'un nouveau système carbonaté :

1. L'Autochtone enregistre la mise en place d'une plateforme carbonatée peu profonde et discordante sur le socle sédimentaire à partir du bartonien. Cette plateforme correspond à la Formation desdes Calcaires de Uitoé. Cette plateforme s'épaissit vers le Nord-Ouest et montre des directions d'écoulements vers le nord (N 10°E). Il est à noter que ces calcaires peu profonds contiennent une fraction clastique provenant essentiellement du socle sédimentaire.
2. Dans le Bassin de Bourail, ce changement de sédimentation s'enregistre par le passage entre les dépôts turbiditiques silicoclastiques du Flysch Inférieur de Bourail aux turbidites carbonatées du Flysch Moyen de Bourail. Cette formation montre un empilement de séquences métriques, caractérisées par une grano et strato-croissances des bancs. Les principaux éléments de ces dépôts gravitaires proviennent d'un remaniement de plateforme carbonatée peu profonde couplées à des éléments provenant du socle sédimentaire et de la couverture crétacé - paléocène. Les mesures de directions de courant indiquent une

alimentation générale provenant de l'Est (sens d'écoulement vers le N261°E). Enfin, L'absence de géométrie en compensation, la présence de dépôts tabulaires de grandes étendue et la présence subordonnée de débrites remaniant des éléments de la couverture laissent à penser à une modification de la géométrie du bassin avec un début de confinement de ce dernier.

3. Le domaine des Montagnes Blanches est caractérisé par la présence de la Formation des Calciturbidites roses durant le Bartonien (C18 1n (Bartonien) – Dallanave in prep) suivi de la mise mise en place des Brèches de Buadio au Priabonien. Ceci indiquerait la présence de premières déstabilisation intra-pente érodant les séries sédimentaires sous-jacentes crétacé / éocène inférieur.

4. Le domaine distal de Poya est caractérisé par La mise en place du Flysch gréso-carbonaté de Pandope et de Népoui. Ces formations reposent en discordance sur les unités crétacées de Poya avec la présence de dépôts gravitaires grossiers (Flysch de Pandope) et la mise en place de calcaires gréseux gravitaires dans la région de Népoui (Flysch de Népoui).

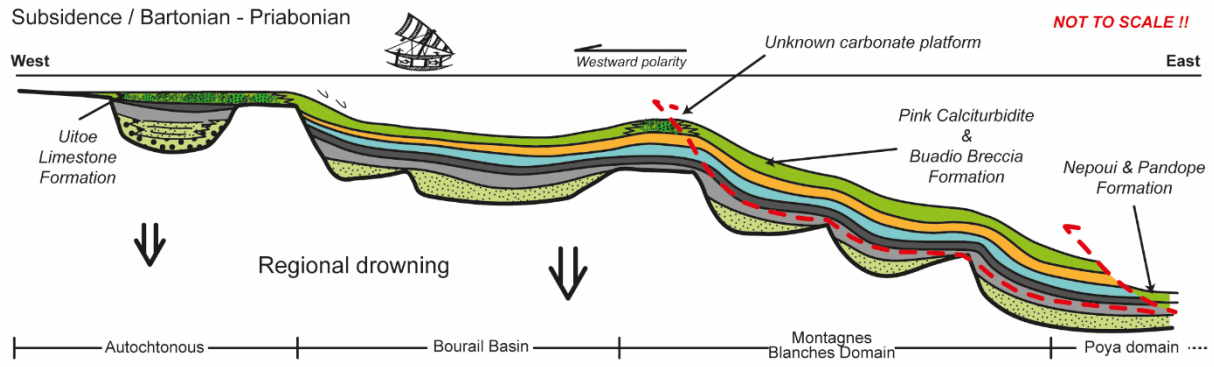


Figure III-49 : Représentation synthétique de la distribution des formations sédimentaires enregistrant la phase d'ennoiement entre le Bartonien et le Priabonien. Les directions de courants confirment le compartimentage du Bassin de Bourail.

Discussion

La mise en place de ces nouvelles formations carbonatées, couplées avec la modification de motifs d'empilements dans le Bassin de Bourail et la mise en place de déstabilisation intra-pente dans le domaine des Montagnes Blanches indiqueraient deux évènements tectoniques important :

1. La mise en place d'une subsidence généralisée. Ceci favoriserait la production carbonatée dans l'ensemble du domaine. Cette subsidence engendrerait un ennoiement des hauts topographiques. Ceci permettrait le développement de plateformes carbonatées peu profonde en discordance et le remaniement de ces dernières dans les domaines paléogéographiques distaux.

2. Une accentuation de la déformation de la marge. Cette déformation est marquée par l'initiation de l'individualisation des Unités des Montagnes Blanches et de Poya et la modification de la géométrie du bassin de Bourail. Cette accentuation de la déformation aurait pour conséquence (1) un confinement du Bassin de Bourail marqué par un changement des motifs d'empilements, (2) l'augmentation des pentes dans le domaine des Montagnes Blanches qui engendre la mise en place des brèches de Bourail et (3) la mise en place des flysch de Népoui et Pandope en discordance au sein de la Nappe de Poya.

Ainsi, la période entre le Bartonien et le Priabonien montre les premiers indices de la déformation de l'ancienne marge nord-orientale de la Ride de Norfolk. Cette déformation impacte la sédimentation dans les différents domaines paléogéographiques et commence l'individualisation des différentes unités allochtones.

III-VI.3.6 Le Priabonien supérieur : enregistrement sédimentaire de la convergence aux seins des bassins de Nouvelle Calédonie.

Le Priabonien supérieur enregistre le dernier changement de sédimentation avant la mise en place des nappes allochtones sur la Ride de Norfolk. Ce changement s'enregistre de manière différente au sein des domaines paléogéographiques :

1. Sur l'Autochtone, le Priabonien supérieur est caractérisé par la mise en place des Grès Rouges et Conglomérat de Uitoé sur les Calcaires de Uitoé. Ces faciès correspondent à un remaniement d'éléments de socle sédimentaires et de blocs métriques de calcaires à coraux dans un domaine profond. Les mesures de courants indiquent des directions d'écoulements vers l'est Nord Est (N 70°E).
2. Dans le Bassin de Bourail, le Flysch Supérieur de Bourail se met en place. Cette formqtion est caractérisée par (1) un système turbiditique riche en clinopyroxene puis (2) une arrivée progressive de brèches (Membre des brèches de la Kouri) qui deviendront dominant en partie sommitale de la formation. Les clinopyroxènes sont génétiquement liés à un volcanisme contemporain (III-VI.1) ou aux basaltes présents dans l'ophiolite de Koh au sein du socle. A L'ensemble des éléments des brèches polygéniques sont à la fois liés aux formations présentes dans la couverture sédimentaire Crétacé / Eocène inférieur, au socle sédimentaire et au démentiellement de plateformes carbonatées peu profonde avec la présence d'important claste de grainstone à foraminifères benthiques et de calcaires à algues. L'ensemble de ces brèches correspondent à des débris flow liés à des déstabilisations intra-pente en provenance de l'Est Nord Est (sens d'écoulements en direction du N 255°E)
3. Dans le domaine des montagnes Blanches et de Poya, les formations des brèches de Buadio et des flyschs de Pandope et Népoui se mettent en place. L'ensemble de ces formations ne sont pas caractérisées pas des changements majeurs dans la sédimentation.

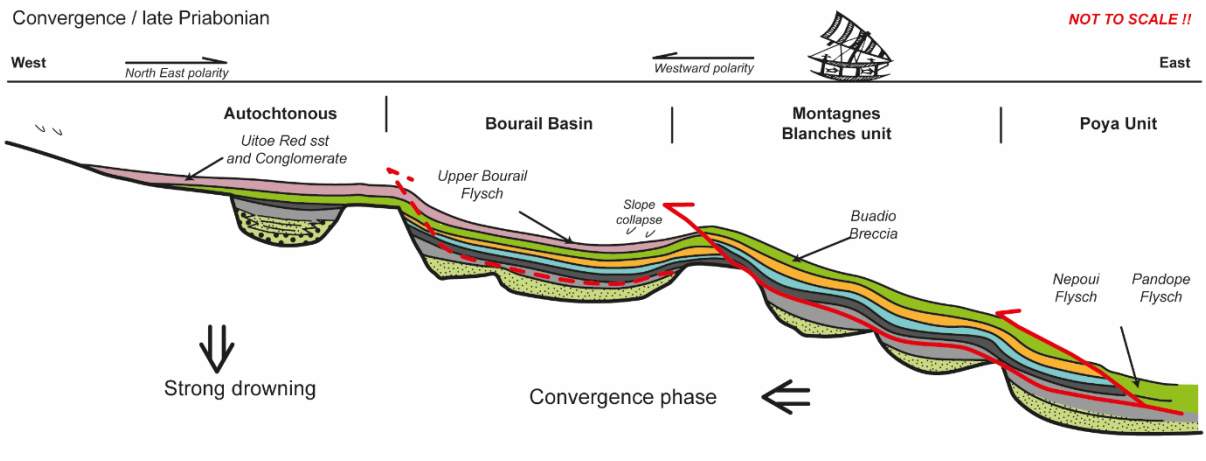


Figure III-50 : Représentation synthétique de la distribution des formations sédimentaires enregistrant la phase de convergence au Priabonien supérieur. Les directions de courants confirment la structure complexe de la Ride de Norfolk avec des apports provenant du Sud-Ouest et de l'Est. Le Bassin de Bourail est le lieu des nombreuses déstabilisations intra-pente érodant l'ensemble de la couverture sédimentaires sous-jacente. Les unités des Montagnes Blanches et de Poya continuent leurs individualisations.

Discussion :

La mise en place des dernières formations paléogènes en NC montre des changements drastiques sur la sédimentation de l'ancienne marge orientale de la Ride de Norfolk. Ces changements soulèvent d'autant plus des questions quant à l'interprétation des systèmes d'alimentation de l'ensemble de ces formations.

Concernant les aspects tectoniques, deux points importants sont identifiés avec :

1. Un effondrement de la plateforme de Uitoé. Ceci est visible par la mise en place des Grès Rouges et Conglomérats profonds de Uitoé sur les dépôts carbonatés peu profond des Calcaires de Uitoé. Ceci est visible par le (1) la présence de faune planctonique profondes au sein des grès rouges et (2) le remaniement de blocs de coraux de la plateforme de Uitoé au sein des faciès conglomératiques. Cet effondrement est accompagné par une surrection au Sud de cette zone, dans un domaine plus proximal où le socle sédimentaire est érodé.
2. Une augmentation significative de la pente à l'est du Bassin de Bourail. Ceci est visible par une augmentation granulométrique et stratonomique du membre des Brèches de la Kouri. Le mécanisme de dépôt de ces brèches est discuté par Bordenave et al. (submited). Ces brèches peuvent être rapportées à des déstabilisations gravitaires provenant de front de chevauchement ou une augmentation de la pente de la ride présente à l'Est du Bassin de Bourail.

Concernant les aspects sédimentaires, trois points importants sont à soulignés avec :

1. L'arrivé significative de clinopyroxene dans le FSB. Ces clinopyroxènes montrent la mise en érosion de basaltes dont leurs origines est disutées. Un lien génétique peut aussi être réalisé avec les basaltes présents dans l'ophiolite de Koh qui compose le socle sédimentaire. Une seconde hypothèse serait de proposer un lien génétique avec la mise en place d'un volcanisme contemporain sur la Ride de Norfolk.
2. Une augmentation significative de l'érosion de la couverture sédimentaire sous-jacente. Un grand nombre des éléments présents dans les brèches proviennent de l'érosion de la couverture sédimentaire sous-jacente (Formations des Cherts Noirs, des Calcaires de Koumac et des différentes formations du Flysch de Bourail). Comme indiqué précédemment, le mécanisme de dépôts de ces brèches peut se faire dans différents contexte (front de chevauchement ou augmentation de la pente).
3. L'apparition de claste de calcaires bioclastiques. La distinction de blocs de calcaires à algues dans le FSB et de blocs de grainstone à Nummulites indique le démantèlement de plateformes carbonatées peu profonde se situant à l'est du Bassin de Bourail, comme le montre les directions de courants.

L'ensemble de ces observations indiquerait que la mise en place des dernières unités sédimentaires paléogènes sur l'ancienne marge orientale de la Ride de Norfolk est nettement influencée par la phase de convergence qui précède la mise en place des nappes allochtones sur la Ride de Norfolk.

***

L'étude de l'évolution tectono-sédimentaire dans chacune des unités structurales montre bien une évolution complexe de l'ensemble de la marge nord-orientale de la Ride de Norfolk entre le Crétacé supérieur et l'Eocène. Ainsi, la couverture sédimentaire enregistre :

1. **Une phase de rifting entre le Cénomanien et le Campanien** avec la mise en place d'un **système silicoclastique complet**. L'unité autochtone voit la mise en place d'un **système peu profond fluvio-deltaïque** alors que les domaines de Bourail et de Poya enregistrent la mise en place dépôts gravitaires profonds. L'ensemble est à la fois alimenté par le socle sédimentaire et le volcanisme contemporain.
2. **Une longue phase de subsidence post-rift entre le Campanien et l'Eocène inférieur.** Ceci est marqué par la mise en place des unités hémipélagiques des Mamelons Rouges et des Cherts Noirs sur l'ensemble de la marge. cette phase montre une homogénéisation de la sédimentation le long de la marge durant cette période.
3. **Une réorganisation de la marge entre l'Yprésien et le Lutétien**. Cette phase est associée à la mise en place des Calcaire de Adio et de Koumac. Ce changement de sédimentation indique un changement de la paléogéographique de la marge avec la mise en place de hauts topographiques. Cette phase est associée à l'initiation de la période de convergence enregistrée sur le continent Zealandia.
4. **Une première phase d'uplift durant le Lutétien**. Le Lutétien est caractérisé par (1) la mise en place de nouveaux systèmes gravitaires silicoclastiques dans le Bassin de Bourail et le domaine des Montagnes Blanches, et (2) la présence d'un hiatus sédimentaire au sein de l'autochtone. Cette surrection remet à l'émersion la Ride de Norfolk et favorise l'arrêt d'une production carbonatée en faveur d'un système silicoclastique alimenté par le socle sédimentaire.
5. **Une seconde phase d'ennoiement bartono-priabonienne**. Cette phase est enregistrée par la mise en place de plateforme carbonatée en discordance sur le socle sédimentaire et son remaniement dans dans la partie distale de la marge. Cette phase enregistre aussi les premiers indices d'influence de la tectonique sur la sédimentation avec (1) des variations d'épaisseurs importante de la plateforme carbonaté de Uitoé ; (2) le début du confinement du bassin de Bourail visible grâce au changement des motifs d'empilement des turbidites ; et (3) la mise en place des premières brèches dans le domaine des Montagnes Blanches.
6. **Un enregistrement de la phase de convergence propre** avec (1) le remaniement d'éléments du socle au sein des différentes unités structurales ; (2) l'augmentation de déstabilisation intra-pente érodant l'ensemble de la couverture sédimentaire Crétacé / Paléogène et (3) l'effondrement de l'autochtone. Ceci marque une seconde émersion et érosion de la Ride de Norfolk et une augmentation de la pente des bassins sédimentaires.

Références bibliographiques

Adams CJ, Cluzel D, Griffin WL 2009. Detrital-zircon ages and geochemistry of sedimentary rocks in basement Mesozoic terranes and their cover rocks in New Caledonia, and provenances at the Eastern Gondwanaland margin∗. Australian Journal of Earth Sciences 56(8): 1023-1047.

Agnini C, Fornaciari E, Raffi I, Catanzariti R, Palike H, Backman J, Rio D 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsletters on Stratigraphy 47(2): 131-181.

Aitchison J, Meffre S 1992. New Caledonia: A tectonic collage in the southwest Pacific. International geological congress.

Archer DE 1996. An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea. Global Biogeochemical Cycles 10(1): 159-174.

Avias J 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Nancy, France, Ecole nationale supérieure de géologie.

Bordenave A, **Etienne S**, **Collot J**, **Razin P**, **Patriat M**, **Grelaud C**, **Agnini C**, **Morgans H**, **Maurizot P**, **Guillemaut F** and others submited. Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin evolution prior to obduction. Marine and Petroleum Geology.

Bosellini FR, Papazzoni CA 2003. Palaeoecological significance of coral-encrusting foraminiferan associations: A case-study from the Upper Eocene of northern Italy. Acta Palaeontologica Polonica 48(2).

Bouma AH 1962. Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. Unpublished thesis, Bouma, Utrecht.

Bourdillon C 2005. Le sondage Cadart (Nouvelle-Calédonie): microfacies sédimentaires, biostratigraphie et paléoenvironnement.

Cameron W 1989. Contrasting boninite-tholeiite associations from New Caledonia. Boninite: 314-338.

Carroué J 1972. Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50000: feuille Pouembout. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans France.

Cluzel D 1998. Le flysch post-obduction de Nepoui, un bassin transporte? Consequences sur l'age et les modalites de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Caledonie (Pacifique sud-ouest). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Series IIA - Earth and Planetary Science 327(6): 419-424.

Cluzel D, Chiron D, Courme M-D 1998. Discordance de l'Eocene superieur et evenements pre-obduction en Nouvelle-Caledonie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327(7): 485-491.

Cluzel D, Aitchison JC, Picard C 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. Tectonophysics 340(1): 23-59.

Cluzel D, Adams CJ, Maurizot P, Meffre S 2011. Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. Tectonophysics 501(1-4): 17-27.

Cluzel D, Adams CJ, Meffre S, Campbell H, Maurizot P 2010. Discovery of Early Cretaceous Rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb Zircon Age Constraints on the Transition from Subduction to Marginal Breakup in the Southwest Pacific. The Journal of Geology 118(4): 381-397.

Cluzel D, Whitten M, Meffre S, Aitchison JC, Maurizot P 2018. A Reappraisal of the Poya Terrane (New Caledonia): Accreted Late Cretaceous-Paleocene Marginal Basin Upper Crust, Passive Margin Sediments, and Early Eocene E-MORB Sill Complex. Tectonics: n/a-n/a.

Collignon M 1977. Ammonites néocrétacées de la Nouvelle-Calédonie. Bull. BRGM, Fr., sect 4(1): 7-36.

Coudray J 1976. Recherche sur le Néogène et le Quarternaire marin de la Nouvelle Calédonie. Contribution de l'étude sedimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-Eocène. Expéditions Française sur les récifs carbonatés de la Nouvelle-Calédonie. 276 p.

Dallanave E, Agnini C, Bachtadse V, Muttoni G, Crampton JS, Strong CP, Hines BR, Hollis CJ, Slotnick BS 2015. Early to middle Eocene magneto-biochronology of the southwest Pacific Ocean and climate influence on sedimentation: Insights from the Mead Stream section, New Zealand. Bulletin 127(5-6): 643-660.

Dallanave E, Agnini C, Pascher KM, Maurizot P, Bachtadse V, Hollis CJ, Dickens GR, Collot J, Monesi E 2018. Magneto-biostratigraphic constraints of the Eocene micrite–calciturbidite transition in New Caledonia: tectonic implications. New Zealand Journal of Geology and Geophysics: 1-19.

Dalrymple RW 1992. Tidal depositional systems. In: Walker RG, James NP ed. Facies models: response to sea-level change. Geological Association of Canada, ed. St. John's. Pp. 195-218.

Dalrymple RW, Choi K 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews 81(3): 135-174.

DeCelles Peter G, Giles KA 1996. Foreland basin systems. Basin Research 8(2): 105-123.

Dickinson WR 1985. Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In: Zuffa GG ed. Provenance of Arenites. Dordrecht, Springer Netherlands. Pp. 333-361.

Espirat JJ 1963. Etude géologique de régions de la Nouvelle Calédonie septentrionale (extrémité nord et versant est). Unpublished thesis, Universite de Clermont-Ferrand.

1971 Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000 : feuille de Koumac. Nouvelle-Calédonie.

Festa A, Ogata K, Pini GA, Dilek Y, Alonso JL 2016. Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. Gondwana Research 39: 180-203.

Finlay HJ, Marwick J 1940. The division of the upper Cretaceous and Tertiary in New Zealand.

Fox FG 1969. Some principles governing interpretation of structure in the Rocky Mountain orogenic belt. Geological Society, London, Special Publications 3(1): 23-41.

Freneix S 1958. Etude complémentaire des lamellibranches du Crétacé de Nouvelle-Calédonie, École nationale supérieure de gélogie appliqueé et de prospection miniére de l'université de du centre de recherches pétrographiques et géochimiques (CNRS).

Freneix S 1980. Bivalves Néocrétacés de Nouvelle-Calédonie, signification biogéographique, biostratigraphique, paléoécologique. Ann Paléont (Invertébrés) 66: 67-134.

Freneix S 1981. Faunes de Bivalves du Sénonien de Nouvelle− Calédonie. Analyses paléobiogéographique, biostratigraphique, paléoécologique. Annales de Paléontologie (invertébrés). Pp. 13-32.

Gaina C, Müller R, Roest W, Symonds P 1998. The opening of the Tasman Sea: a gravity anomaly animation. Earth Interactions 2(4): 1-23.

Gazzi P 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; Correlazioni coni flysch di Monghidoro. Miner Petrogr Acta 12: 69-97.

Gonord H 1972. Sur la présence de roches éruptives post-liasiques et anté-sénoniennes dans les régions centrales de Nouvelle Calédonie. CR Acad. Sci. Paris D 274: 17-20.

Gonord H 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Unpublished thesis, Universite des sciences et techniques du Languedoc.

Grant-Mackie J, Paris J, Freneix S, Campbell J, Speden I, Stevens G 1977. Advances in correlation of Mesozoic sequences in New Zealand and New Caledonia. 25th International Geological Congress, Abstracts. Pp. 268-269.

Greber 1978. Le problème du charbon en NC (d'après la documentation existante).

Hancock HJL, Dickens GR, Strong CP, Hollis CJ, Field BD 2003. Foraminiferal and carbon isotope stratigraphy through the Paleocene-Eocene transition at Dee Stream, Marlborough, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 46(1): 1-19.

Hayes E, Ringis J 1973. Seafloor Spreading in the Tasman Sea. Nature (London) 244(5408): 454-458.

Hollis CJ 2007. Radiolarian faunal turnover through the Paleocene-eocene transition, Mead Stream, New Zealand. Pp. 79-99.

Hollis CJ, Dickens GR, Field BD, Jones CM, Percy Strong C 2005. The Paleocene–Eocene transition at Mead Stream, New Zealand: a southern Pacific record of early Cenozoic global change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 215(3): 313-343.

Hollis CJ, Handley L, Crouch EM, Morgans H, Baker JM, Creech J, Collins KS, Gibbs SJ, Huber M, Schouten S and others 2009. Tropical sea temperatures in the high-latitude South Pacific during the Eocene. Geology 37(2): 99-102.

Hollis CJ, Taylor KWR, Handley L, Pancost RD, Huber M, Creech JB, Hines BR, Crouch EM, Morgans HEG, Crampton JS and others 2012. Early Paleogene temperature history of the Southwest Pacific Ocean: Reconciling proxies and models. Earth and Planetary Science Letters 349-350: 53-66.

Holt WE, Stern RJ 1994. Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: The late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand. Tectonics 13(5): 1068-1092.

Huber M, Caballero R 2011. The early Eocene equable climate problem revisited. Clim. Past 7(2): 603-633.

Kingma JT 1971. Geology of Te Aute Subdivision, New Zealand Dept. of Scientific and Industrial Research.

Koch 1957. "Reconnaissance géologique de la ""formation à charbon"" aux environs de Houaïlou".

Lormand 1956. Mission des études générales : section charbon.

Maurizot P 2011. First sedimentary records of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the 'Montagnes Blanches' nappe. Bulletin de la Société Géologique de France 182(6): 479-491.

Maurizot P 2012. Palaeocene age for the Adio Limestone, New Caledonia: stratigraphic and regional context. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 56(1): 16-26.

Maurizot P 2014. Evolution and sedimentation in a forebulge environment: example of the late Eocene Uitoé Limestone, New Caledonia, Southwest Pacific. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 57(4): 390-401.

Maurizot P, Cluzel D 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. New Zealand Journal of Geology and Geophysics(ahead-of-print): 1-12.

Maurizot P, Bordenave A, Cluzel D, Collot J, Etienne S 2018. Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence. In: Mortimer N ed. Geology, geodynamics, and mineral ressources of New Caldonia. London, Memoir of the Geological Society of London.

Maurizot P, Cabioch G, Fournier F, Leonide P, Sebih S, Rouillard P, Montaggioni L, Collot J, Martin-Garin B, Chaproniere G 2016. Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). Sedimentary Geology 331: 42-62.

Meffre S 1995. The Development of Island Arc-related ophiolites and sedimentary sequences in New Caledonia. Unpublished thesis, University of Sydney, Sydney. 237 p.

Meffre S, Aitchison JC, Crawford AJ 1996. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. Tectonics 15(1): 67-83.

Moore PR 1988. Stratigraphy, composition and environment of deposition of the Whangai Formation and associated Late Cretaceous-Paleocene rocks, eastern North Island, New Zealand, New Zealand Geological Survey.

Morley CK 1988. Out-of-Sequence Thrusts. Tectonics 7(3): 539-561.

Mutti E 1992. Turbidite sandstones, Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.

Mutti E, Rosell J, Allen G, Fonnesu F, Sgavetti M 1985. The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager Basin. Excursion guidebook: 6th International Association of Sedimentologists European Regional Meeting. Pp. 577-600.

Nicholson K, Maurizot P, Black P, Picard C, Simonetti A, Stewart A, Alexander A 2011. Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. Lithos 125(1): 659-674.

Noesmoen 1957. Mission charbon : Bassin de Nouméa, Rapport d'ensemble.

Noesmoen 1959. Le charbon en Nouvelle-Calédonie.

Pagani M, Huber M, Liu Z, Bohaty SM, Henderiks J, Sijp W, Krishnan S, DeConto RM 2011. The Role of Carbon Dioxide During the Onset of Antarctic Glaciation. Science 334(6060): 1261-1264.

Pälike H, Lyle MW, Nishi H, Raffi I, Ridgwell A, Gamage K, Klaus A, Acton G, Anderson L, Backman J and others 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. Nature 488: 609.

Paris J-P 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse, BRGM.

Pearson P, Olsson R, Huber B, Hemleben C, Berggren W, Premoli Silva I, Coxall H, Premec-fucek V, Wade B 2005. Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Epitome 1: 274-274.

Pearson PN, Foster GL, Wade BS 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene–Oligocene climate transition. Nature 461: 1110.

Piroutet M 1917. Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie, Protat.

Razin P 1989. Evolution tecto-sédimentaire Alpine des Pyrénées Basques a l'ouest de la Transformante de Pamplona (Province du Labourd). Unpublished thesis, Univeristé de Bordeaux III, Bordeaux. 464 p.

Routhier P 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama, Société géologique de France.

Schellart W, Lister G, Toy V 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): 191-233.

Sdrolias M, Müller RD, C. G 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.

Sevin B, Cluzel D, Maurizot M, Ricordel-Prognon C, Chaproniere G, Folcher N, Quesnel F 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post-obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. Tectonics 33.

Slotnick BS, Dickens GR, Hollis CJ, Crampton JS, Percy Strong C, Phillips A 2015. The onset of the Early Eocene Climatic Optimum at Branch Stream, Clarence River valley, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 58(3): 262-280.

Sykes R 2017. Maturity and type of coaly source rocks and the origin of the Koumac oil, onshore New Caledonia. 68 p.

Tissot B, Noesmoen A 1958a. Les bassins de Noumea et de Bourail (Nouvelle-Calédonie). Revue de l'Institut Francais du Petrole 13(5): 739-759.

Tissot B, Noesmoen A 1958f. Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle-Calédonie), Institut français du pétrole.

Wade BS, Pearson PN, Olsson RK, Silva IP, Bergren WA, Spezzaferri S, Huber BT, Coxall HK, Fucek VP, Kucenjak MH 2018. Taxonomy, biostraitgraphy, phylogeny and diversity of Oligocene and early Miocene planktonic foraminifera. Atlas of Oligocene planktonic Foraminifera, Cushman Foundation of Foraminiferal Research-Special publication NO. 46.

Zachos JC, Dickens GR, Zeebe RE 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature 451: 279.

Chapitre IV.

Analyse strati-sismique du domaine septentrional du Fossé de Nouvelle-Calédonie

La compréhension du remplissage des bassins sédimentaires occidentaux de NC nécessite des observations réalisées à la fois à terre, sur la Grande Terre ainsi que sur le domaine marin, associé à la partie Nord du Fossé de Nouvelle-Calédonie.

Ce chapitre traite de l'analyse de données du domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie afin de reconstituer l'évolution tectono-sédimentaire de la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie. Ceci est une étape essentielle afin de comparer les évolutions des bassins sédimentaires de la côte ouest de la NC détaillée dans le Chapitre III de ce mémoire et le domaine septentrional du Fossé de Nouvelle-Calédonie pour in-fine, reconstituer au Chapitre V l'évolution des bassins sédimentaires du domaine occidental de la NC. Pour se faire, ce chapitre s'appuie notamment sur les données récentes des campagnes océanographiques TECTA (Collot et al. 2016) et TAN1409 (Sutherland et al. 2014) et de la campagne de forage IODP 371 (Sutherland et al. 2018). Ces nouvelles données géophysiques et d'échantillonnage par forage profond permettent de proposer un nouveau découpage sismo-stratigraphique et également de les caler pour la première fois à des unités lithostratigraphiques datées.

Cette partie s'attache premièrement à décrire la succession sédimentaire traversée par le forage U1507 (Sutherland et al. 2019) de la mission IODP 371, situé dans la partie sud du Bassin de Nouvelle-Calédonie, au pied de la bordure ouest de la Ride de Norfolk. Dans un second temps une analyse strati-sismique de la zone d'étude, comprise entre le forage U1507 et le puit CADART-1 sera détaillée. Le dernier volet consistera en une reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire de l'ensemble de la zone.

SOMMAIRE DU CHAPITRE

Chapitre IV : Analyse strati-sismique du domaine septentrional du Fossé de Nouvelle-Calédonie

IV-I Le forage IODP – U1507 184
IV-I.1 Découpage lithostratigraphique du forage U1507 ... 184
IV-I.2 Interprétation préliminaire de la succession du forage U1507 ... 194

IV-II Définition des unités sismiques de la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie. 196
IV-II.1 Calage des donnés du forage U1507 ... 197
IV-II.2 Structure et stratigraphie générale du bassin ... 199
IV-II.3 Unité NC1 ... 207
IV-II.4 Unité NC2 ... 208
IV-II.5 Unité NC3 ... 209
IV-II.6 Unité NC4 ... 211
IV-II.7 Unité NC5 ... 212

IV-III Evolution tectono-sédimentaire du Bassin de Nouvelle-Calédonie. 216
IV-III.1 Une phase extensive Crétacé supérieur ... 216
IV-III.2 Phase de subsidence post-rift: Crétacé supérieur à Lutétien inférieur ... 217
IV-III.3 Priabonien supérieur : première phase tectonique à Oligocène inférieur ... 217
IV-III.4 La formation Eocène terminal à Oligocène inférieur supérieur du Fossé de Nouvelle-Calédonie et son remplissage jusqu'à l'actuel ... 219

IV-IV Conclusions 220

Références bibliographiques 222

IV-I Le forage IODP – U1507

Le forage IODP U1507 (Sutherland et al. 2019), situé dans la partie méridionale de la zone d'étude (Figure IV-1), permet de caler stratigraphiquement les unités sismiques qu'il traverse dans le domaine septentrional du Fossé de Nouvelle-Calédonie. Les paragraphes ci-dessous présentent de manière synthétique la succession lithostratigraphique échantillonnée par le forage. Les analyses de détail (sédimentologiques, pétrographiques, biostratigraphiques…) sont disponibles dans le rapport de forage (Sutherland et al. 2019).

IV-I.1 Découpage lithostratigraphique du forage U1507

Le forage traverse une succession sédimentaire comprise entre l'Eocène moyen et le Pléistocène, sans hiatus majeur, constituée de dépôts carbonatés pélagiques dans lesquels s'intercalent des dépôts gravitaires carbonatés et volcanoclastiques. Elle a été subdivisée dans ce travail en quatre unités lithostratigraphiques, numérotées de A à D de haut en bas (Figure IV-2 et Tableau IV-1). Ce découpage lithostratigraphique s'est principalement basé sur les lithologies dominantes, la nature et la distribution des dépôts resédimentés. Nous les présentons ici dans l'ordre stratigraphique.

Tableau IV-1 : Tableau récapitulant la profondeur, l'épaisseur, l'âge, les intervalles carottés et les principales lithologies composant chacune des unités lithostratigraphiques définies au sein du forage U1507 (Sutherland et al. 2019).

Units (Sutherland et al. 2019)	Units (this study)	Depth (m, CSF-A)	Thickness (m)	Age	Lithological summary
Ia	A	0.00 - 401.19	401,19	Pleistocene to early Miocene	Calcareous ooze and chalk interbedded with foraminiferal ooze beds, calcareous clay with ash and rare volcaniclastic deposits
Ib	B	401.19 - 542.90	141,71	early Miocene to late Oligocene	Calcareous clay with ash interbedded with clayey volcaniclastic deposits and disrupted calcareous ooze and chalk
Ic	C	542.90 - 685.52	142,62	early Oligocene to late Eocene	Volcaniclastic deposits interbedded with clayey calcareous chalk with ash
Id	D	685.52 - 855.64	170,12	late to middle Eocene	Clayey calcareous chalk interrupted by rare foraminiferal limestone

IV-I.1.1 Unité D -686m à -855m

L'Unité D, d'âge Eocène moyen (Bartonien) à Eocène supérieur (Priabonien supérieur), épaisse de 170 mètres, est comprise entre la base du forage (-855m) et la côte -686m.

Elle est constituée d'un ensemble homogène de mudstones pélagiques à nannofossiles calcaires, intensément bioturbés et au contenu variable en argile. Les traces fossiles sont nombreuses et diversifiées et correspondent principalement aux ichnofaciès profonds *Nereites* et *Zoophycos*. Ces faciès de décantation pélagique sont très rarement interrompus par des bancs centimétriques granoclassés de packstones à foraminifères planctoniques à base nette, laminations planes et rides de courant (Figure IV-3). Ces derniers sont interprétés comme issus de courants de turbidité de basse densité (calciturbidites fines) et s'apparentent aux termes Tbc de la séquence de Bouma (1962).

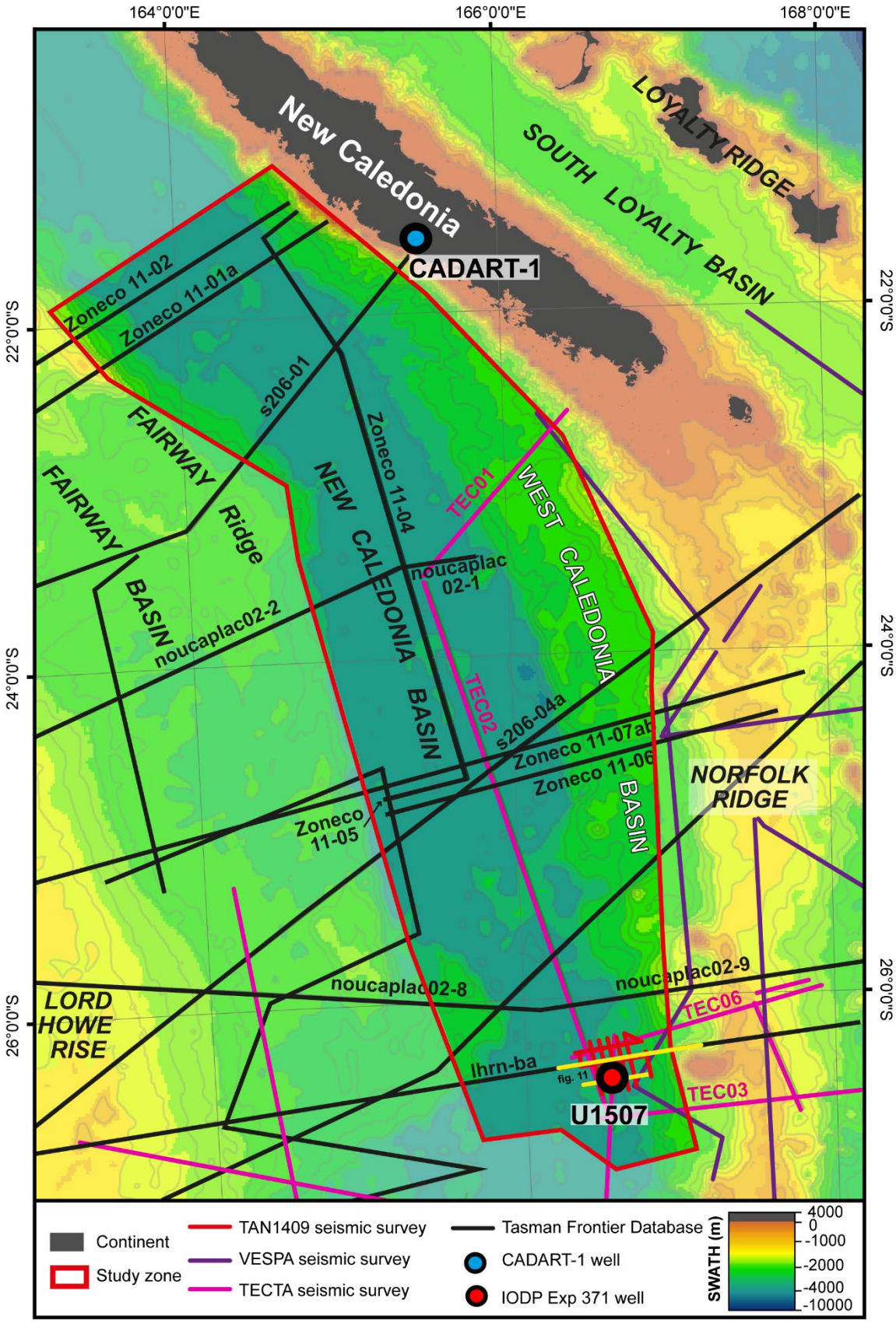


Figure IV-1 : Carte bathymétrique de la zone d'étude et positionnement des lignes sismiques et du forage U1507 utilisés lors de l'analyse strati-sismique du domaine offshore de la NC. Données bathymétriques dérivées de l'altimétrie satellitaire provenant de Smith and Sandwell (1997). Positionnement des lignes sismiques et du forage provenant respectivement de Sutherland et al. (2012) et Sutherland et al. (2019)

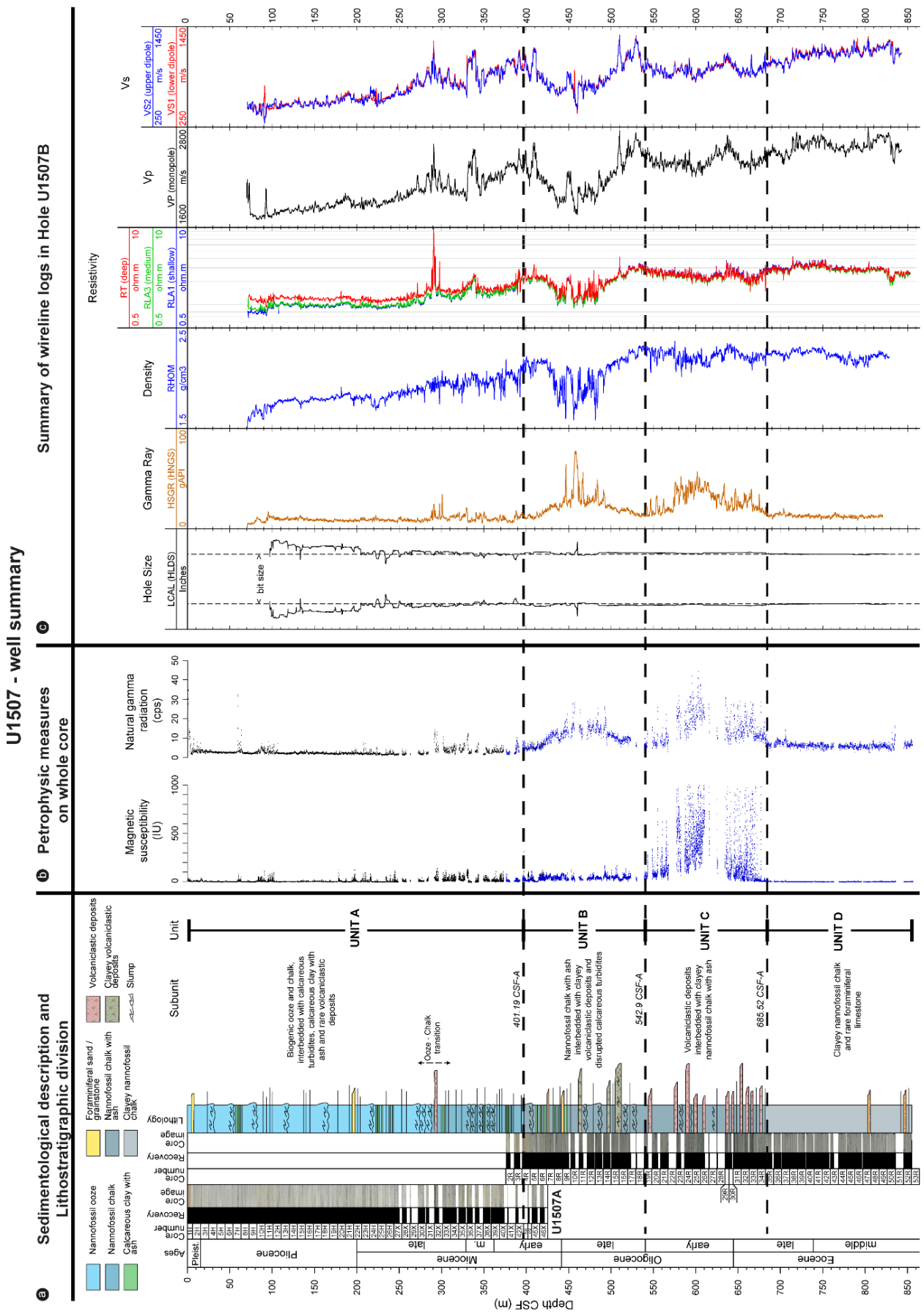


Figure IV-2 : Synthèse des données lithostratigraphiques et diagraphiques acquises sur le site de forage U1507 (Sutherland et al. 2019). a) Données sédimentologiques, découpage lithostratigraphique, numéro de carottes, photos et taux de récupération des carottes. b) Mesures pétrophysiques de susceptibilité magnétique et de mesure Gamma Ray naturel réalisées sur les carottes du sondage. c) Données diagraphiques acquises dans le forage U1507B. Positionnement du forage visible sur la Figure IV-1.

L'analyse des lames minces réalisées sur ces faciès carbonatés montre une variabilité de la teneur en minéraux argileux. Ceci est clairement illustré par les variations identifiées sur les données de Gamma Ray et de réflectance électromagnétique (Figure IV-2) (Sutherland et al. 2018). Aussi, des nannofossiles et de foraminifères planctoniques sont présents au sein de cette unité (Figure IV-3d & e). La bioturbation est importante avec de nombreux *Zoophycos, Nereites, Asterosoma* et *Spirophyton* (Figure IV-3a). L'analyse biostratigraphiques des espèces présentes montre une mise en place des dépôts entre l'Eocène supérieur (Priabonien supérieur) et l'Eocène moyen (Bartonien inférieur) à la base du forage U1507.

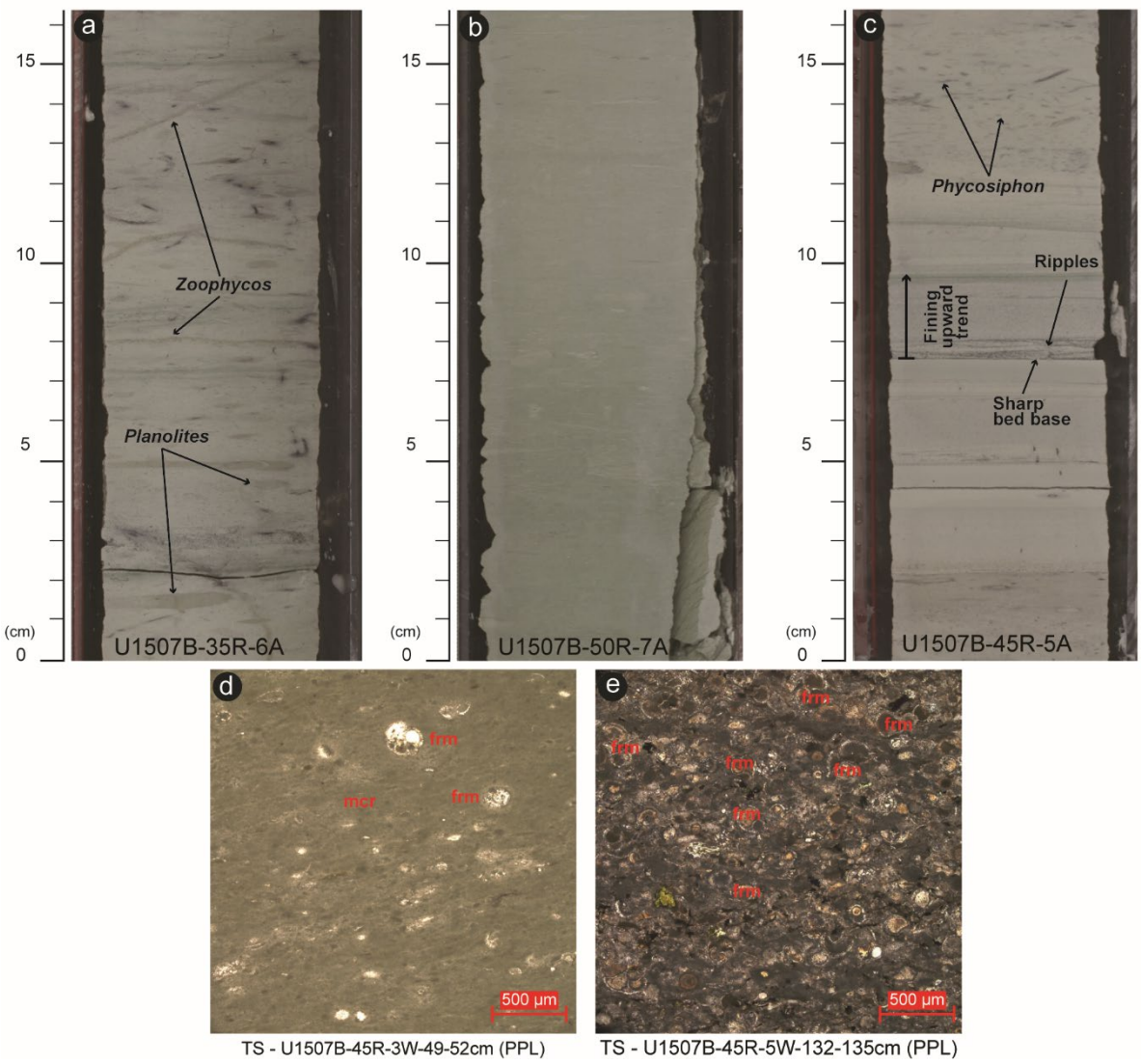


Figure IV-3 : Illustration des principaux faciès composant l'Unité D. a) Mudstone à nannofossiles, présentant des bioturbations par des Zoophycos et des Planolites. b) Mudstone argileux à nannofossiles. c) Packstone à foraminifères planctoniques. d-e) Microfaciès présent dans l'Unité D. d) Mudstone à nannofossiles avec quelques foraminifères planctoniques. e) Packstone à foraminifères planctoniques pouvant être recristallisés et à minéraux volcaniques de taille micrométrique. frm : foraminifères ; mcr : micrite

IV-I.1.2 Unité C -542m à -686 m

L'Unité C, épaisse de 143 m (-543m à -686m), d'âge Eocène supérieur (Priabonien) à Oligocène inférieur (Rupélien), est constituée de dépôts volcanoclastiques grossiers (Figure IV-4), interstratifiés avec des boues pélagiques carbonatées à nannofossiles, fortement bioturbées.

Les dépôts volcanoclastiques peuvent être regroupés en trois principaux faciès :

- Des brèches et conglomérats polygéniques à base érosive nette, d'épaisseur pluri-centimétrique à pluri-décimétrique, à granoclassements inverses ou normaux. Les éléments sont sub-anguleux à sub-arrondis, assez bien triés à assez mal triés, compris dans une matrice boueuse carbonatée (Figure IV-4a, 4b et 4c). Les principaux clastes proviennent de roche volcanique (lapilli) et des galets mous de boue carbonatée sont fréquents. Ces faciès grossiers sont issus de coulées de débris et d'écoulements granulaires hyperconcentrés et peuvent passer verticalement aux faciès décrits ci-dessous (Figure IV-4d).

- Des grès volcanoclastiques très grossiers à grossiers, à base érosive nette, typiquement massifs ou à lits de traction, rares figures d'échappement d'eau et galets mous. Ces faciès sont faiblement granoclassés et passent verticalement de manière abrupte aux boues carbonatées bioturbées. Ils présentent les caractéristiques de dépôts issus d'écoulements gravitaires concentrés (turbidites de haute-densité).

- Des bancs centimétriques à pluri-décimétriques de grès moyens à fins volcanoclastiques à base nette, granoclassement normal et structures sédimentaires bien développées (Figure IV-4. e et f). Les sommets des bancs sont typiquement intensément bioturbés. Les successions de structures sédimentaires (lit plan, rides de courants, convolutes) et le caractère granoclassé de ces faciès suggèrent un dépôt tractif à suspensif par des courants de turbidité de basse densité.

L'analyse minéralogique des grès volcanoclastiques montre la présence de pyroxènes, de plagioclases, de possibles amphiboles et plus généralement de nombreux clastes volcaniques de type lapillis et verres (Figure IV-5a et d). Les plagioclases et pyroxènes sont sous forme de phénocristaux (Figure IV-5a et d). Ils ont ainsi été décrits comme des grès tuffacés (*tuffaceous sandstones*) par Sutherland et al. (2019). Au sein de ces faciès volcanoclastiques, les débris biogéniques sont nombreux avec des foraminifères benthiques, planctoniques, bryozoaires et spicules d'oursin (Figure IV-5a, e et f). Parmi ces faunes, des espèces de foraminifères caractéristiques d'environnements peu profonds (*eg. Asterigerina*, *Amphistegina* ou *Cibicides vortex*) suggèrent un remaniement important depuis un domaine de plateforme.

Les motifs d'empilement des faciès au sein de cette unité et les données diagraphiques suggèrent deux sous-unités symétriques, grano et stratocroissantes puis décroissantes (séquences de progradation /rétrogradation ?). Ceci est souligné par deux augmentations du gamma ray et deux diminutions des résistivités et des vélocités aux alentours des côtes -650m et -600m (Figure IV-2). La première variation est moins marquée dans les valeurs de gamma ray que la seconde.

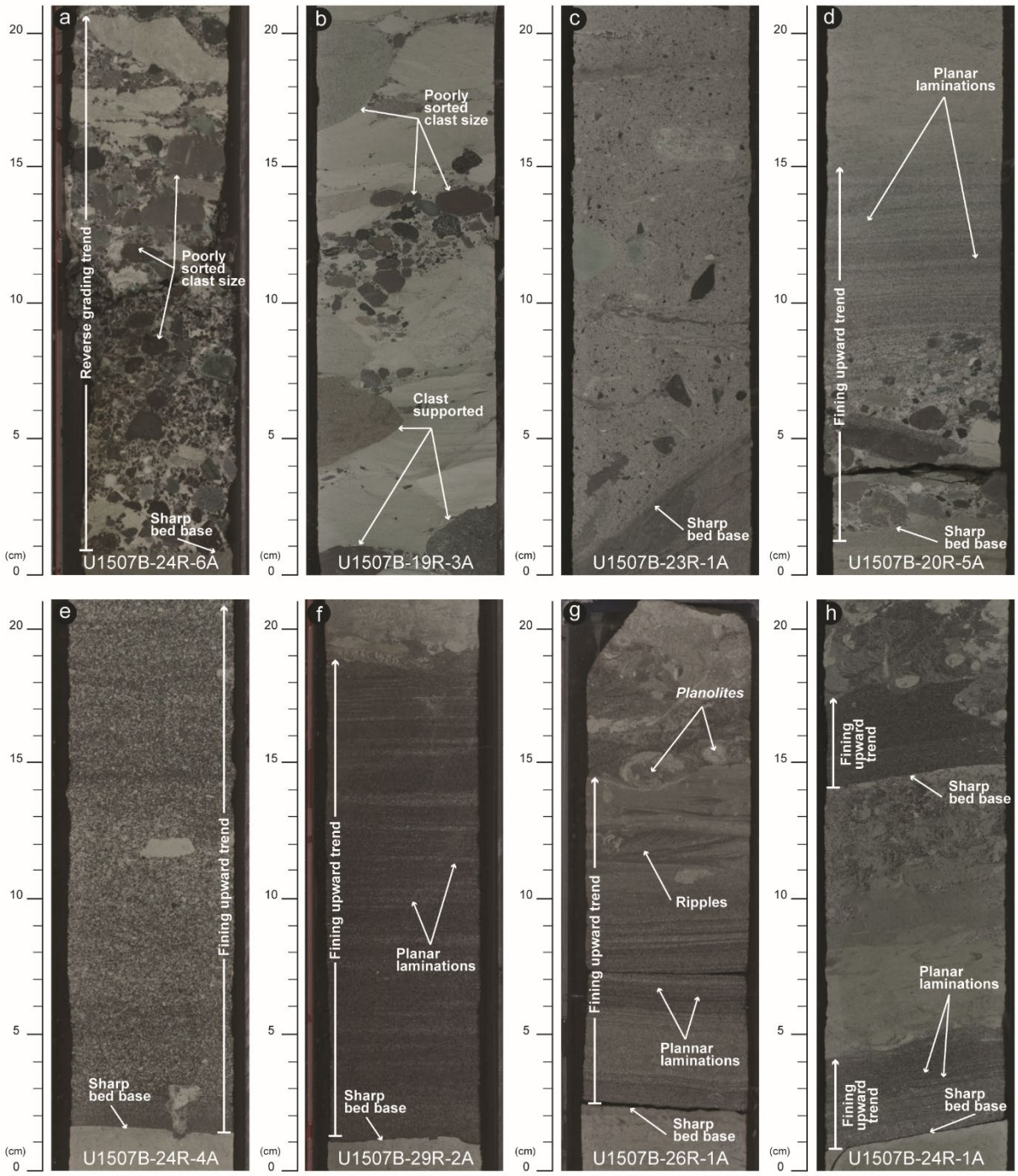


Figure IV-4 : Planche illustrant les faciès gravitaires présents dans l'Unité C. a) Brèches polygéniques mal triées (b et c) avec une surface basale érosive, à éléments sub-anguleux à sub-arrondis pouvant être dominants (a, b et c) à subordonnés (c), des galets mous (a, b &d) et un granoclassement normal (d), et (2) des bancs centimétriques (h) à pluri-décimétriques (e, f & g) d'arénites volcanoclastiques, présentant un granoclassement normal (f) ou non (e), une base nette (f) et des structures sédimentaires de types lits plans suivis (g) de rides chevauchantes (g) ou non (f).

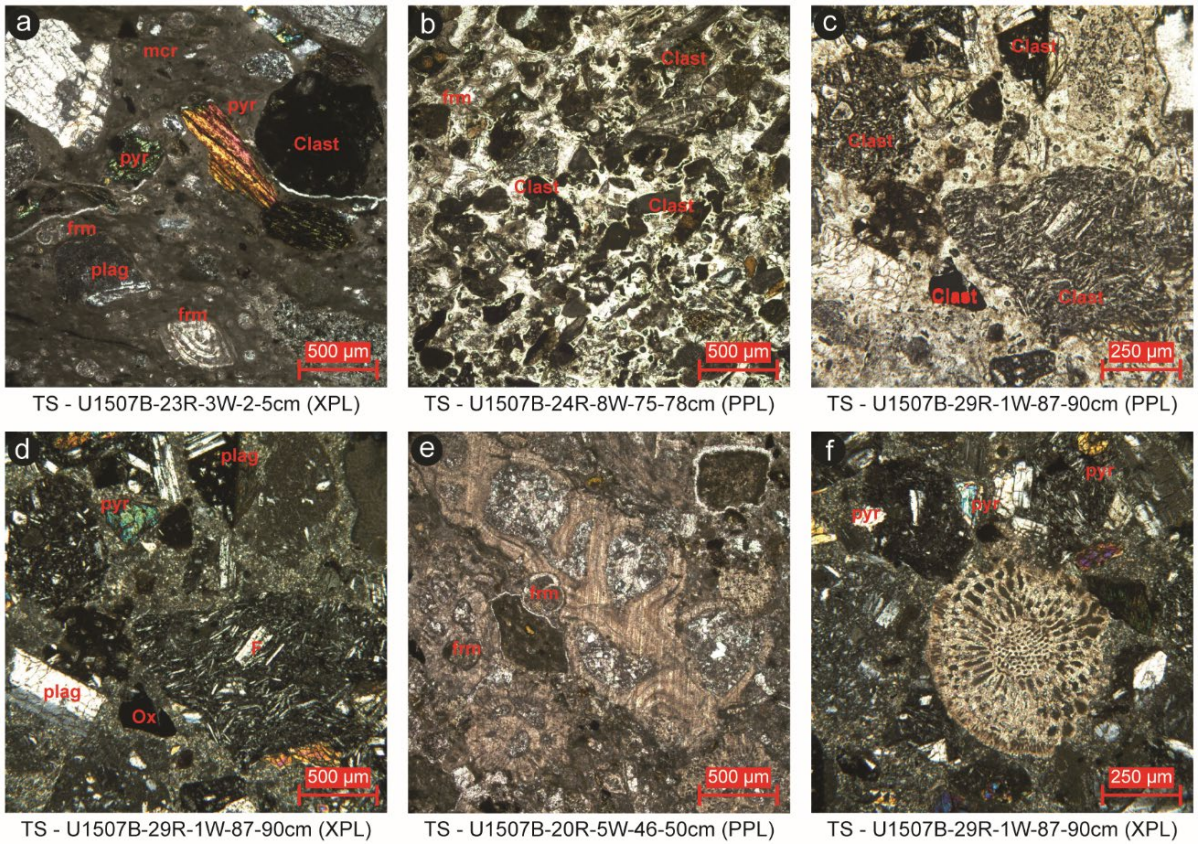


Figure IV-5 : Planche illustrant les principaux microfaciès rencontrés dans l'Unité C. a) Mudstone à foraminifères planctoniques comprenant des clastes volcaniques et des pyroxènes baignant dans une matrice micritique. b) Arénites volcanoclastiques à clastes sub-anguleux à sub-arrondis. c) Arénites présentant des clastes volcaniques sub-arrondis de taille pluri-millimétrique. d) Tuf volcanique composé de pyroxènes, de plagioclases et de clastes volcaniques de type basalte. e) Mudstone à foraminifères composé de clastes volcaniques, de foraminifères planctoniques. f) Arénite volcanoclastique composée de pyroxènes, plagioclases et débris volcaniques ainsi que de clastes de coraux et ou bryozoaires. (PPL : Lumière polarisée et non analysée ; XPL : Lumière polarisée et analysée).

IV-I.1.3 Unité B -401m à -542m

L'Unité B, épaisse de 142 mètres et située entre -401m et -542m, s'étale entre l'Oligocène supérieur (Rupélien) et le Miocène inférieur (Burdigalien). La succession est composée de trois faciès principaux :

- Le premier correspond à des mudstones pélagiques intensément bioturbés à nannofossiles calcaires et verres volcaniques (Figure IV-6a). De nouveau, les traces fossiles indiquent des ichnofaciès profonds (*Zoophycos* et *Nereites*). La phase biogénique est dominée par les nannofossiles et foraminifères planctoniques (Figure IV-6d).

- Le second faciès comprend d'épaisses successions hétérogènes et chaotiques, dominées par des grainstones à packstones à foraminifères planctoniques, benthiques, fragments de radiolaires et spicules d'oursins (Figure IV-6b, 6e). Les indices de déformation syn-sédimentaire sont nombreux, tels que des plis, convolutes et injections (Figure 7). Ils suggèrent une mise en place par des processus de resédimentation en masse de type slumps et coulées de débris. Localement ces faciès peuvent présenter des structures sédimentaires d'origine tractive (lit plan frustre, rides de courant). Enfin, il n'est pas rare de rencontrer dans ces faciès carbonatés remaniés des clastes volcaniques, plus particulièrement dans les intervalles débritiques et slumpés les plus importants (Figure IV-6e et f).

- Le troisième faciès correspond à des bancs de grès fins à silts argileux centimétriques à pluri-centimétriques, à base nette, granoclassement normal et structures sédimentaires tractives (Figure IV-6c). Des éléments lithiques tels que des clastes de verres volcaniques, quelques minéraux argileux et quartz sont présents (Figure IV-6e et f). Ces faciès peuvent être interprétés comme des turbidites fines volcanoclastiques, similaires aux dépôts volcanoclastiques grossiers de l'Unité C.

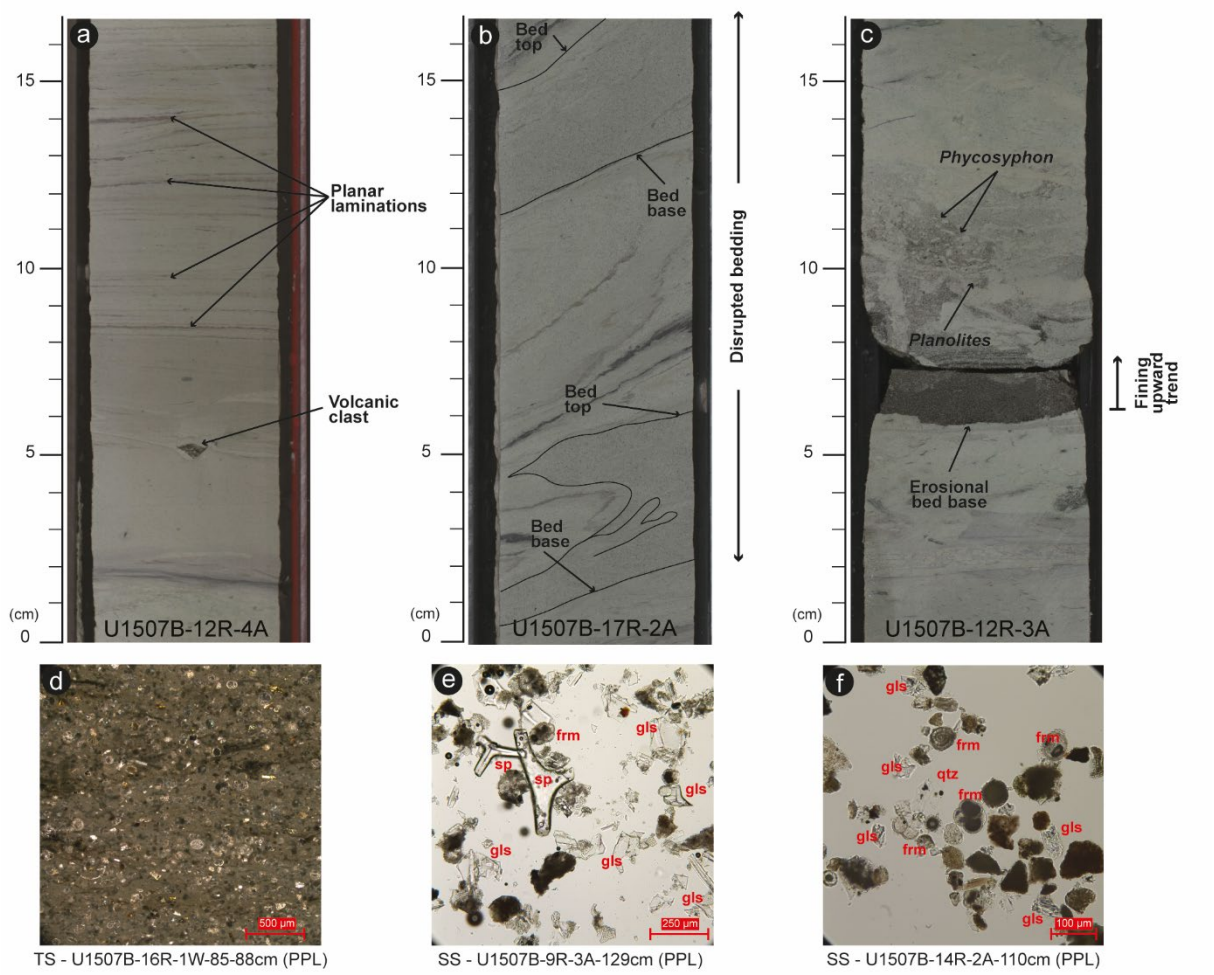


Figure IV-6 : Principaux faciès sédimentaires de l'unité B du forage U1507. a) Bancs turbiditiques de grès fins volcanoclastique à base nette et granoclassement normal. b) Boue à nannofossiles à litage plan frustre et clastes volcaniques. c) Packstone argileux à nannofossiles et foraminifères planctoniques entièrement plissé et convoluté. d-g) Microfaciès présents dans l'unité B. d-e) Résultats de frottis montrant la forte présence de nannofossiles, de quartz (qtz), de verre volcanique (gls) et de fragments de radiolaires visibles dans les faciès carbonatés. f-g) Photos de lames minces montrant la présence de foraminifères planctoniques, de clastes de quartz, de verre volcanique et de spicules d'oursin (sp) présents dans les faciès de grès fins volcanoclastiques.

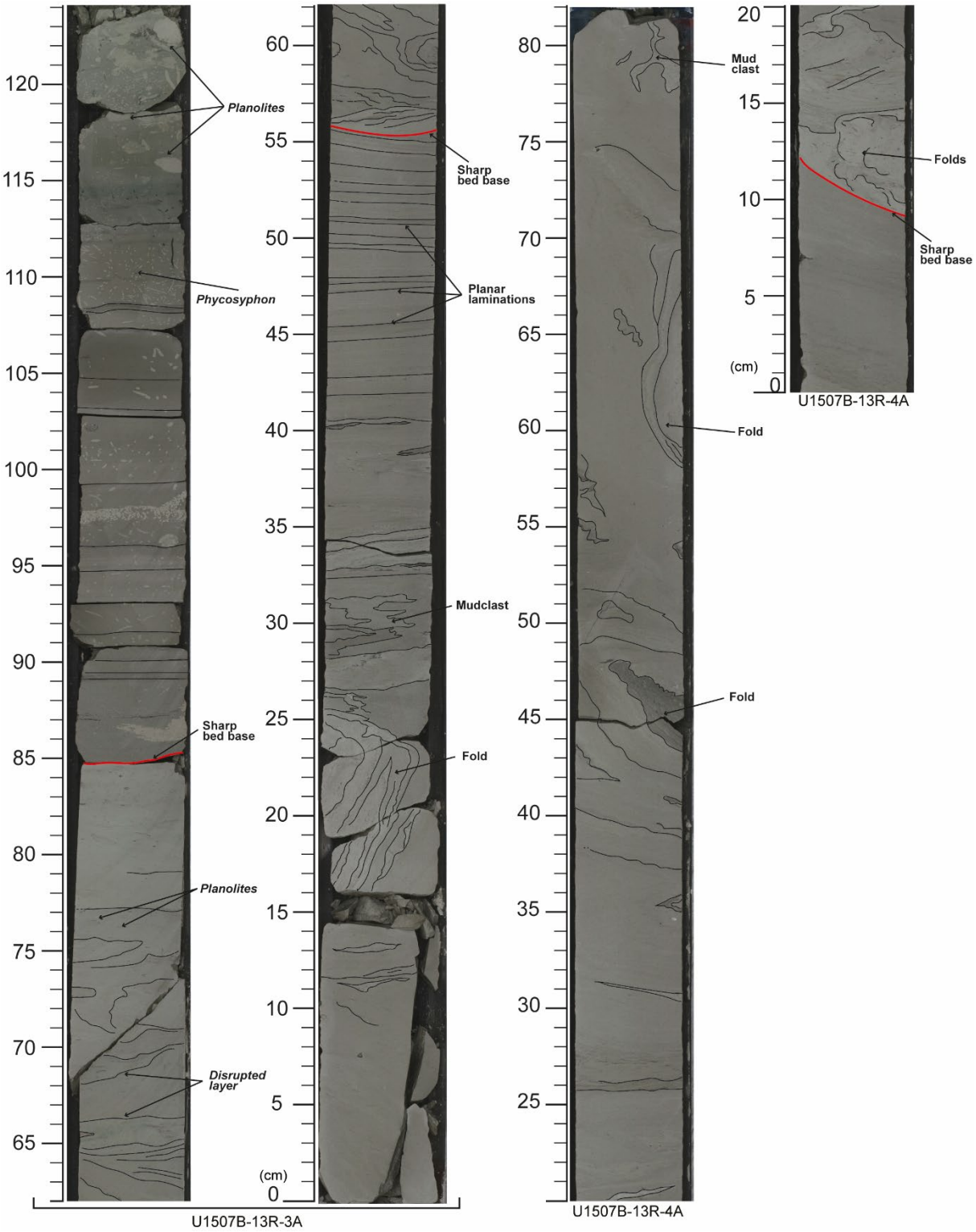


Figure IV-7 : Illustration d'une succession de deux débrites marquée par une surface basale nette avec la présence de faciès boueux entièrement désorganisés et des déformations syn-sédimentaires qui passent verticalement à des faciès laminés et bioturbés. Cette succession suggère le passage d'un écoulement cohésif à non cohésif au sein du même évènement gravitaire.

IV-I.1.4 Unité A 0m à -401m

L'Unité A, d'âge Miocène inférieur (Burdigalien) à Pléistocène, est située entre le fond marin actuel et 401 mètres de profondeur.

Elle est dominée par de la boue carbonatée pélagique à foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires, fortement bioturbée, qui peut être localement slumpée et contenir des clastes volcaniques (Figure IV-8a, 8d). Au sein de ces faciès s'interstratifient des bancs centimétriques à métriques à base nette de sables bioclastiques riches en foraminifères planctoniques, granoclassés et à laminations planes et rides de courant unidirectionnelles (Figure IV-8b et 8e). De nouveau, ces structures sédimentaires suggèrent un dépôt tractif par des courants de turbidité de basse densité (termes Tbc de la séquence de Bouma (1962).

Outre ces deux principaux faciès (boue pélagique et calciturbidites), de rares brèches volcanoclastiques métriques à matrice boueuse et des intervalles centimétriques distincts d'argiles vertes massives sont présents (Figure IV-8c). Ces derniers peuvent être marqués à leur base par de minces intervalles tractifs de sables et silts volcanoclastiques. Ces intervalles verdâtres passent verticalement à de la boue grise carbonatée pélagique, avec une augmentation progressive de la bioturbation (Figure IV-8c). Cette succession verticale et la présence de verres et minéraux volcaniques au sein des faciès argileux (Figure 8c) suggèrent qu'ils sont des équivalents distaux ou latéraux des faciès volcanoclastiques.

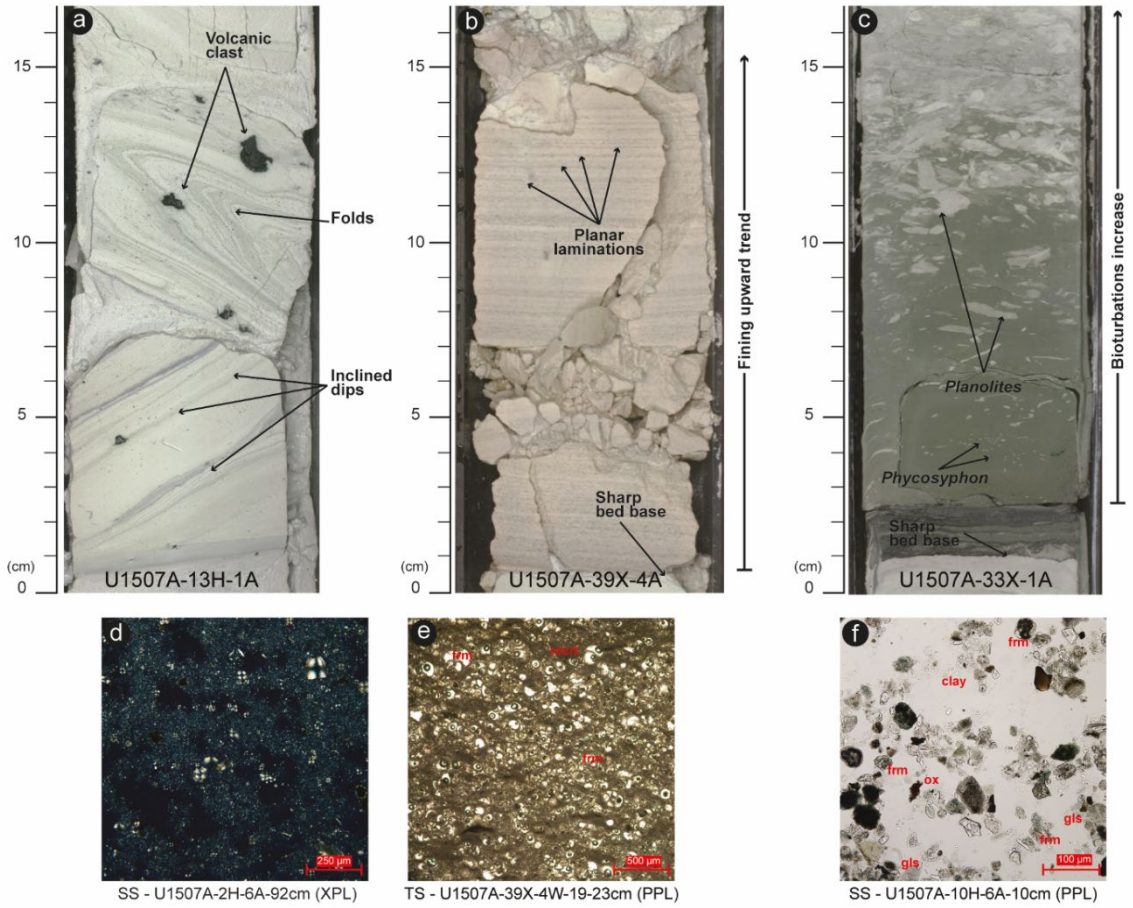


Figure IV-8 : Planche illustrant les principaux faciès visibles dans l'Unité A du sondage U1507. a) Intervalle slumpé (noter les plis synsédimentaires et pendage inclinés) de boue carbonatée pélagique à foraminifères planctoniques et nannofossiles et clastes volcaniques flottants. b) Banc de sables bioclastiques à foraminifères planctoniques à base nette, laminations planes et granoclassement normal. c) Argiles vertes bioturbées à base sableuse laminée. d-g) Microfaciès de l'unité A ; d) Boue carbonatée pélagique nannofossiles et de foraminifères planctoniques e) Boue micritique à nombreux foraminifères planctoniques. F) Argilites vertes à verre volcanique. glc : glauconie ; gls : verre ; frm : foraminifère planctonique ; ox : opaques ; mcrt : micrite.

IV-I.2 Interprétation préliminaire de la succession du forage U1507

La succession stratigraphique échantillonnée par le forage U1507 montre que la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie est le lieu d'une sédimentation marine profonde depuis, à minima, le Bartonien inférieur. En effet, tous les dépôts ont un caractère marin profond, provenant soit de décantation hémipélagique à pélagique soit de processus gravitaires (slumps, coulées de débris, écoulements concentrés et courants turbiditiques dilués) de deux principales natures : carbonatés et volcanoclastiques. Ces derniers remanient non seulement des foraminifères planctoniques caractéristiques d'un domaine profond (bathyal), mais également de domaines moins profonds de type oligotrophiques à mésotrophiques (Sutherland et al. 2019). Ces faunes remaniées suggèrent la présence d'environnements peu profonds à proximité de la zone de forage, très probablement au niveau de la Ride de Norfolk.

La succession lithostratigraphique montre les points importants suivants avec :

- Une sédimentation pélagique carbonatée dominante à l'Eocène moyen (Unité D). Par analogie avec les formations sédimentaires affleurantes en Nouvelle-Calédonie, cet environnement pélagique est très probablement associé à la phase régionale de subsidence post-rift entre le Maastrichtien et l'Eocène inférieur (Chapitre III).

- Une activité volcanique au Priabonien Supérieur, enregistrée dans le forage par une épaisse succession de turbidites grossières volcanoclastiques (Unité C). Ces dépôts pourraient être liés à la présence de volcans sur la Ride de Norfolk (cf. parties suivantes). De nouveau, des analogies sont possibles avec les séries du Flysch Supérieur de Bourail, de nature volcanoclastique et se déposant au Priabonien en NC.

- A partir de l'Oligocène supérieur, un changement de la sédimentation s'opère laissant place à une sédimentation pélagique (Unité B et A). Jusqu'au Miocène inférieur, la sédimentation est marquée par la présence de faciès plus argileux (altération du volcanisme ?)et de nombreux débrites et slumps synonymes de déstabilisations intrapentes importantes. Le caractère assez chaotique de cet intervalle montrerait l'enregistrement de mouvements verticaux créant une nouvelle pente qui pourrait être associé à un uplift de la Ride de Norfolk adjacente et/ou une subsidence de la zone de dépôt.

- Un calme tectonique depuis le Miocène inférieur est enregistré par la décantation pélagique majoritaire et des dépôts calciturbiditiques remaniant des unités anciennes comme le montre les nombreux remaniements d'espèces planctoniques d'âges Eocène et Paléocène présents dans l'Unité A (Sutherland et al. 2019).

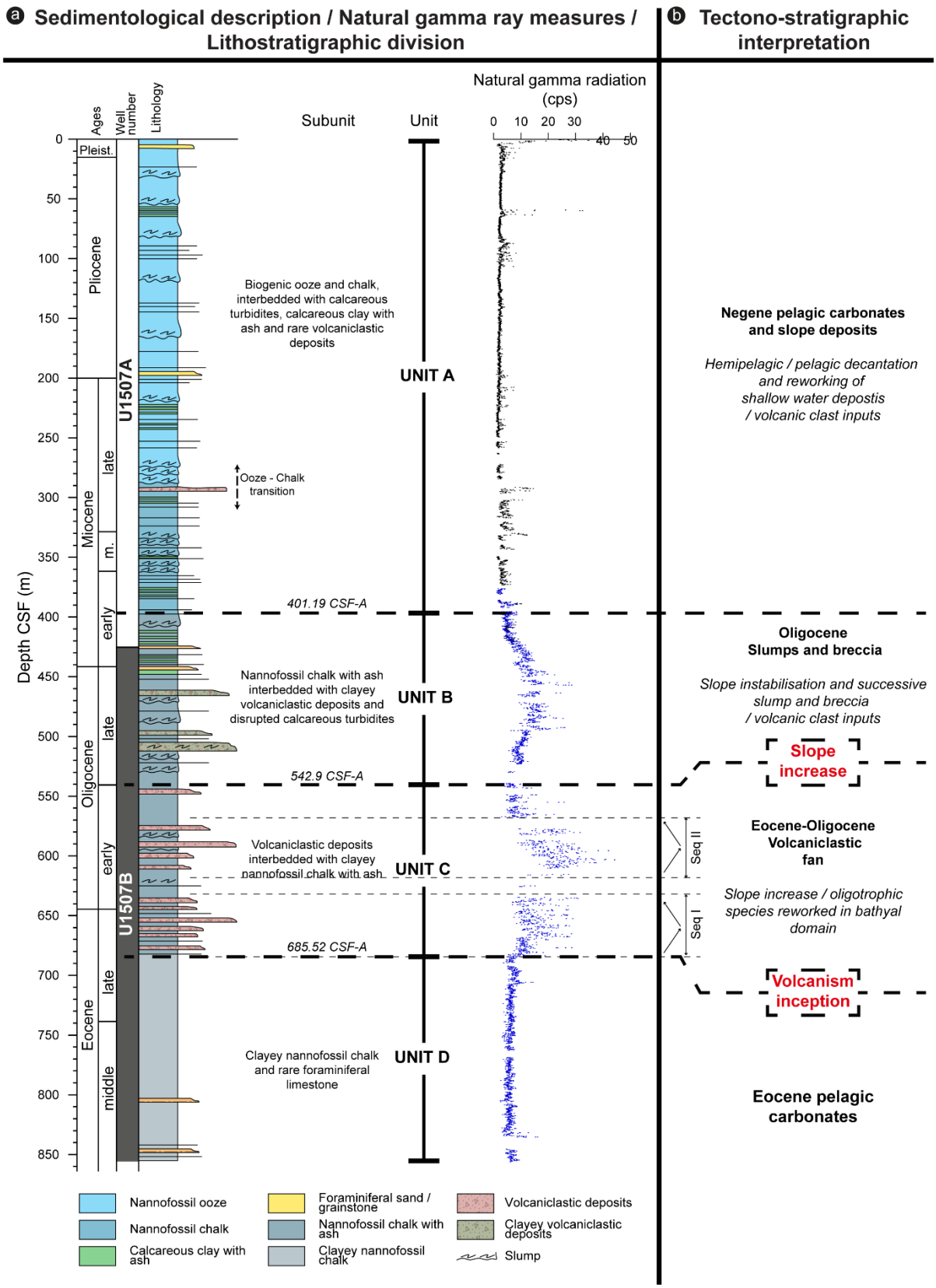


Figure IV-9 :Illustration de la succession lithostratigraphique et interprétation tectono-sédimentaire de la partie méridionale de la zone d'étude traversée par le forage U1507.

IV-II Définition des unités sismiques de la partie septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie.

Après une analyse des données du forage U1507, l'ensemble des données sismiques présentées dans le Chapitre II sont analysé en utilisant les principes de la stratigraphie sismique. Ainsi, 5 unités sismiques sont définies, nommées dans un ordre stratigraphique NC1 à NC5, inverse à la numérotation régionale (Figure IV-10). L'ensemble de ce découpage se base sur la stratigraphie sismique régionale proposée par Bache et al. (2014) et tient compte des précédentes études réalisées dans le secteur par Rouillard et al. (2017) dans le Bassin de Fairway, Bache et al. (2012) dans le Bassin de Reinga, ainsi que celles de Collot et al. (2008) et Etienne et al. (2018) dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie (voir Chapitre I de ce mémoire). Les unités sismiques nouvellement définies sont délimitées par des discordances visibles sur l'ensemble de la zone d'étude. Des sous-unités sont définies lorsque l'une de ces discordances n'est visible que localement (e.g. unités NC3 et NC5 (Figure IV-10)).

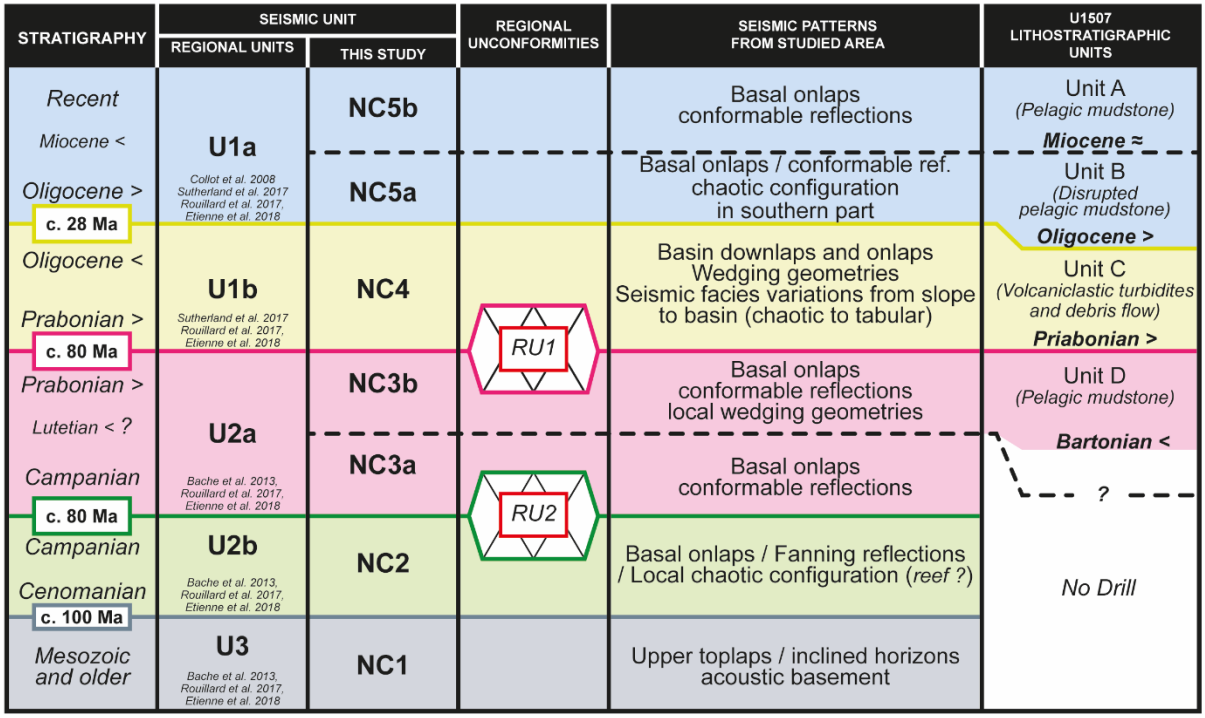


Figure IV-10 : Découpage des unités sismiques de la région septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie, adapté d'après les découpages proposés par Bache et al. (2014), Rouillard et al. (2017) et Etienne et al. (2018). Cette étude propose 5 unités sismiques (NC1 à NC5) avec la présence de deux sous-unités (a et b) pour les unités NC3 et NC5. L'ensemble des faciès sismiques caractérisant ces unités est indiqué ainsi que les discordances régionales visibles sur les rides bordant le Fossé de Nouvelle-Calédonie. Le calage stratigraphique est proposé d'après les études de Bache et al. (2014), Rouillard et al. (2017), Etienne et al. (2018), Collot et al. (2008), ainsi que le forage U1507.

IV-II.1 Calage des donnés du forage U1507

Le calage du forage U1507 à la ligne sismique TAN1409-NCTN_11 a été réalisé en utilisant la loi de conversion temps/profondeur (Sutherland et al. 2019) qui a été déterminée en comparant une trace synthétique générée à partir des données pétrophysiques mesurées sur les carottes (sonic P-wave velocities et bulk densities) et la trace sismique réelle du profil sismique passant par le puit :

$$z = 306.57t^2 - 823.43t \qquad \begin{matrix} z = profondeur \\ t = temps\ double\ -\ TWT\ (s) \end{matrix}$$

Ainsi, les profondeurs en mètres et en secondes temps double de chacune des limites des unités sismiques et lithostratigraphiques sont reportées dans le Tableau IV-2. Le forage U1507 échantillonne les unités sismiques NC5 et NC4 et le sommet de NC3 (Figure IV-11). Les profondeurs en temps doubles (TWT) de ces unités ont été mesurées sur la ligne sismique TAN1409-NCTN_11 au droit du CDP 4020 (Common Depth Point).

Tableau IV-2 : Profondeur en temps double (TWT) et mètres du sommet de chacune des unités sismiques et lithostratigraphiques. Les profondeurs écrites en vert ont été calculées avec la loi de vitesse proposée par Sutherland et al. (2019).

	Top units	TWT (s)	Depth below seafloor (m)
U1507 lithostratigraphic units	Top Unit A (Seafloor)	4.769	0
	Top Unit B	**5.191**	401.19
	Top Unit C	**5.316**	542.90
	Top Unit D	**5.436**	685.52
	Bottom of Hole	**5.569**	855.64
Seismic units	Top Unit NC5b	4.769	0
	Top NC5a	5.14	**347.60**
	Top NC4	5.32	**546.65**
	Top NC3	5.44	**690.46**

Ce calage des données sismiques au forage U1507 (Sutherland et al. 2019) montre que :

- La partie supérieure de l'unité sismique NC3 correspond à l'unité lithostratigraphique D d'âge Eocène supérieur à moyen (Bartonien) composée de mudstones argileux à nannofossile.
- L'unité sismique NC4 correspond à l'unité lithostratigraphique C d'âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur et composée majoritairement de dépôts volcanoclastiques gravitaires intercalés avec des mudstones argileux à nannofossiles.
- L'unité sismique NC5a correspond à l'unité lithostratigraphique B et à la base de l'unité lithostratigraphique A d'âges Miocène moyen à l'Oligocène supérieur. Cet intervalle correspond à une séquence composée essentiellement de débrites et de slumps. La base de NC5a correspondrait à la limite Oligocène supérieur et inférieur.
- L'unité sismique NC5b correspond à l'unité lithostratigraphique A d'âge Miocène moyen à Pléistocène et composée de boue carbonatée à nannofossiles.

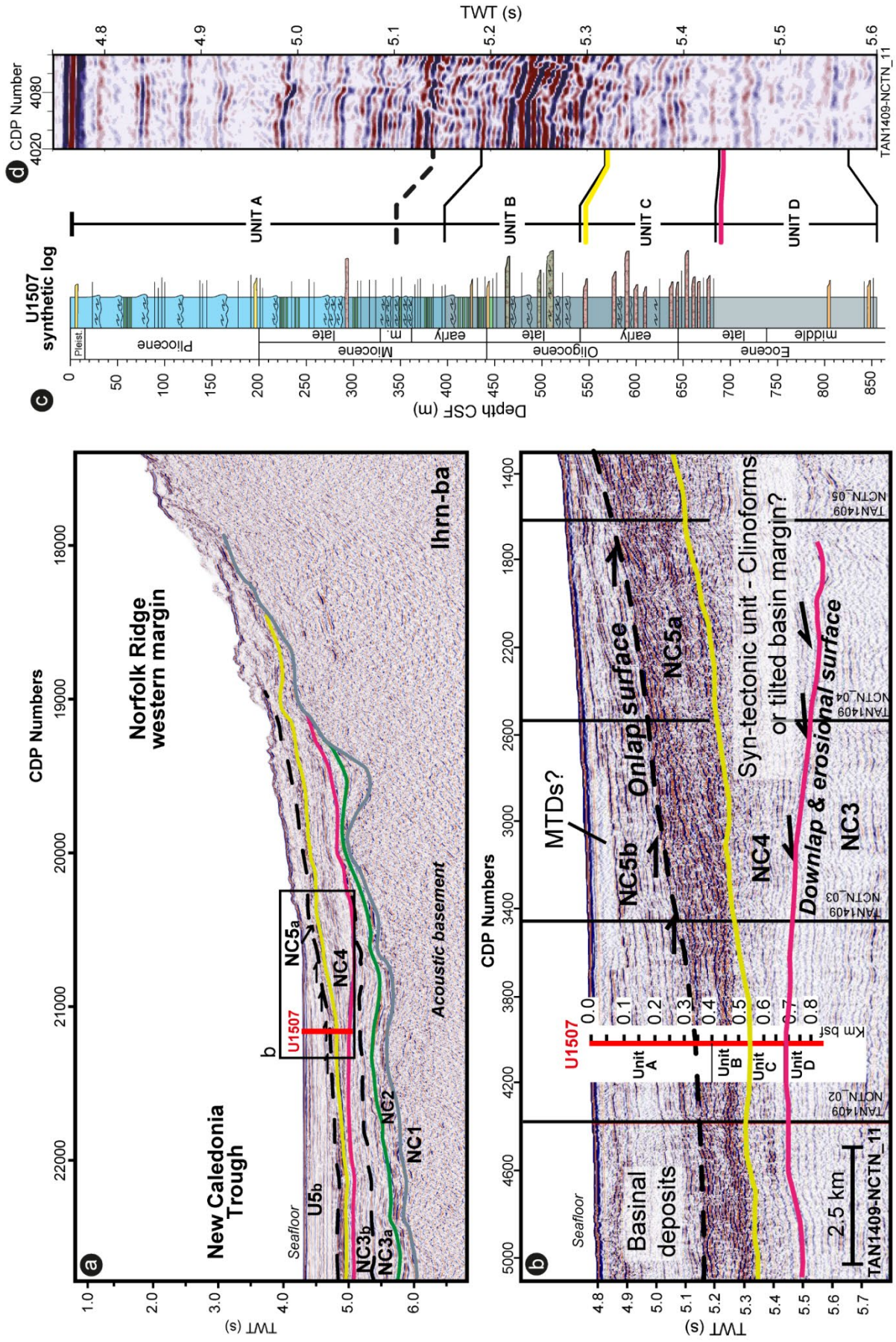


Figure IV-11 : Lignes sismiques interprétées montrant les unités sismiques traversées par le forage U1507. a) Ligne sismique lhrn-ba montrant le découpage en unités sismiques de la zone autour du forage U1507 . Cette ligne sismique souligne la relation existant entre le Bassin de Nouvelle-Calédonie et la marge ouest de la Ride de Norfolk,. b) Zoom sur la zone de forage U1507 montrant les unités sismiques traversées ainsi que la correspondance avec les unités lithostratigraphiques décrites. c) Log synthétique du forage U1507 montrant la distribution et les âges des unités lithostratigraphiques et les principaux faciès. La légende de ce log est visible dans la figure 1 de ce Chapitre. d) Ligne sismique TAN1409-NCTN_11 entre les CDP 4020 et 5020. Figure compilée d'après les données et figures de Sutherland et al. (2016), Sutherland et al. (2018), et Sutherland et al. (2019). Positionnement des lignes sismiques et du forage U1507 visible dans la Figure IV-1.

IV-II.2 Structure et stratigraphie générale du bassin

Dans sa partie septentrionale le Bassin de Nouvelle-Calédonie ou BNC s'étend sur une longueur de 1500 km et sur une largeur de 150 km entre les latitudes 20°S et 32°S et s'oriente selon deux directions : une première Nord-Ouest / Sud-Est au nord de la latitude 23°S (en face de la Grande Terre) et une seconde Nord-Sud en partie méridionale. Dans ces deux domaines la structure et le remplissage sédimentaire diffèrent. La partie en face de la Grande Terre présente une structure très asymétrique et de fortes épaisseurs sédimentaires atteignant 4,5 stwt localisées en pied de marge de la Grande Terre (Collot et al., 2008). Dans cette partie la structure crustale du bassin est atypique avec une épaisseur de 15 km et des vitesses atteignant 7 km/s (Klingelhoefer et al., 2007). Dans la partie orientée Nord-Sud le bassin est symétrique et présente des épaisseurs sédimentaires bien moins importantes (ie 1,5 stwt). La structure crustale y est aussi relativement atypique avec une épaisseur de 9-10 km et des vitesses élevées de l'ordre de 6 km/s (Klingelhoefer et al., 2007). Pour plus d'information sur les interprétations des natures crustales, se référer au chapitre 1 de ce mémoire (paragraphe I-IV.2).

La continuité des unités sismiques entre ces deux domaines et avec le forage U1507 est assurée par les lignes sismiques TEC02, TEC08 et Zoneco11-04. En revanche les unités sismiques ne sont pas continues aux abords des rides bordants les bassins.

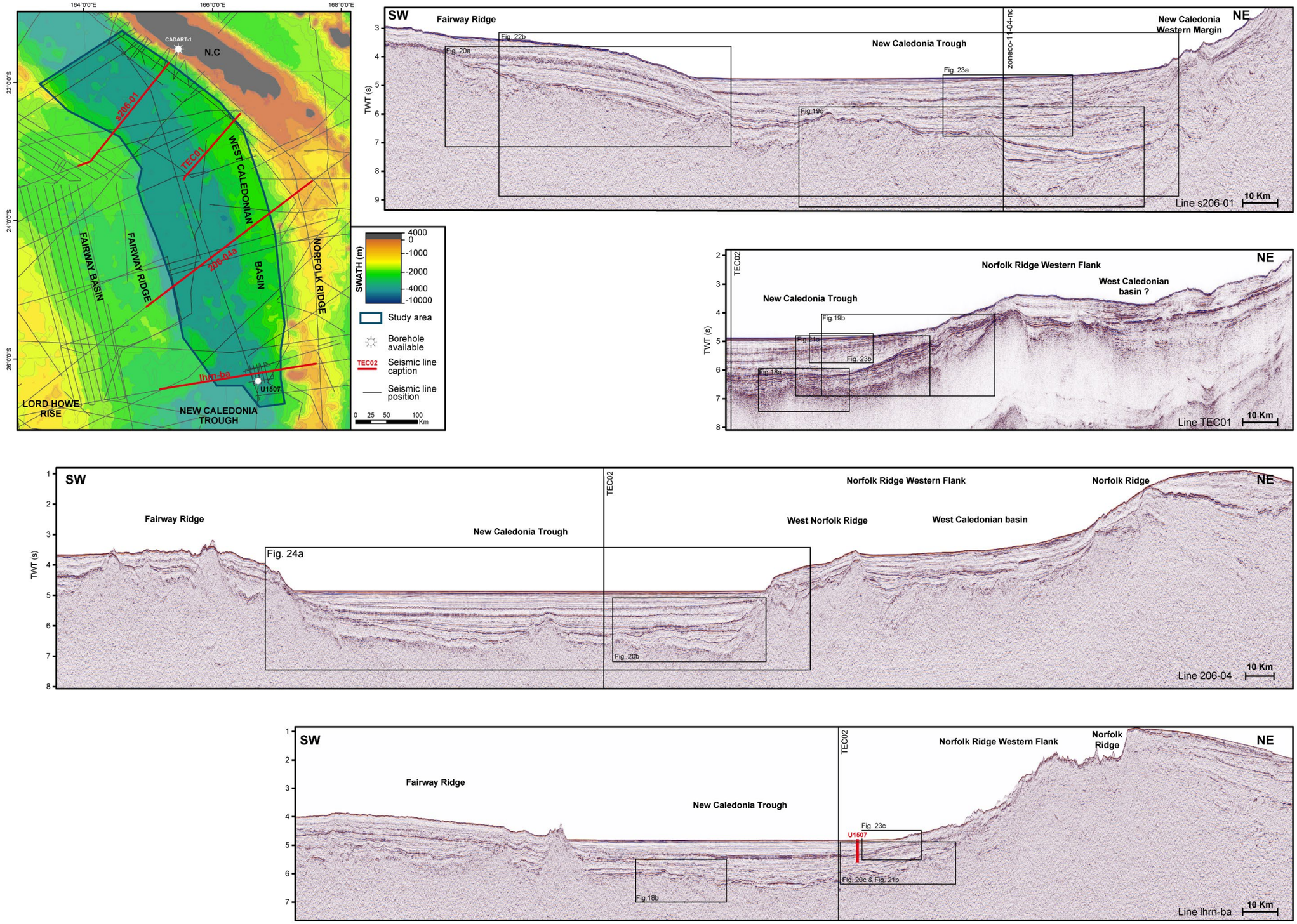


Figure IV-12 : Profils sismiques perpendiculaires à la zone axiale du Bassin de Nouvelle-Calédonie. Ces profils montrent la succession des objets structuraux correspondant d'Ouest en Est : La Ride de Fairway, le Fossé de Nouvelle-Calédonie, la Ride Ouest Norfolk, le Bassin Ouest Calédonien, et la Ride de Norfolk. Les données bathymétriques proviennent de Smith and Sandwell (1997). Positionnement des lignes sismiques obtenues dans la base de données Tasman Frontier databse (Sutherland et al. 2012) et Collot et al. (2016).

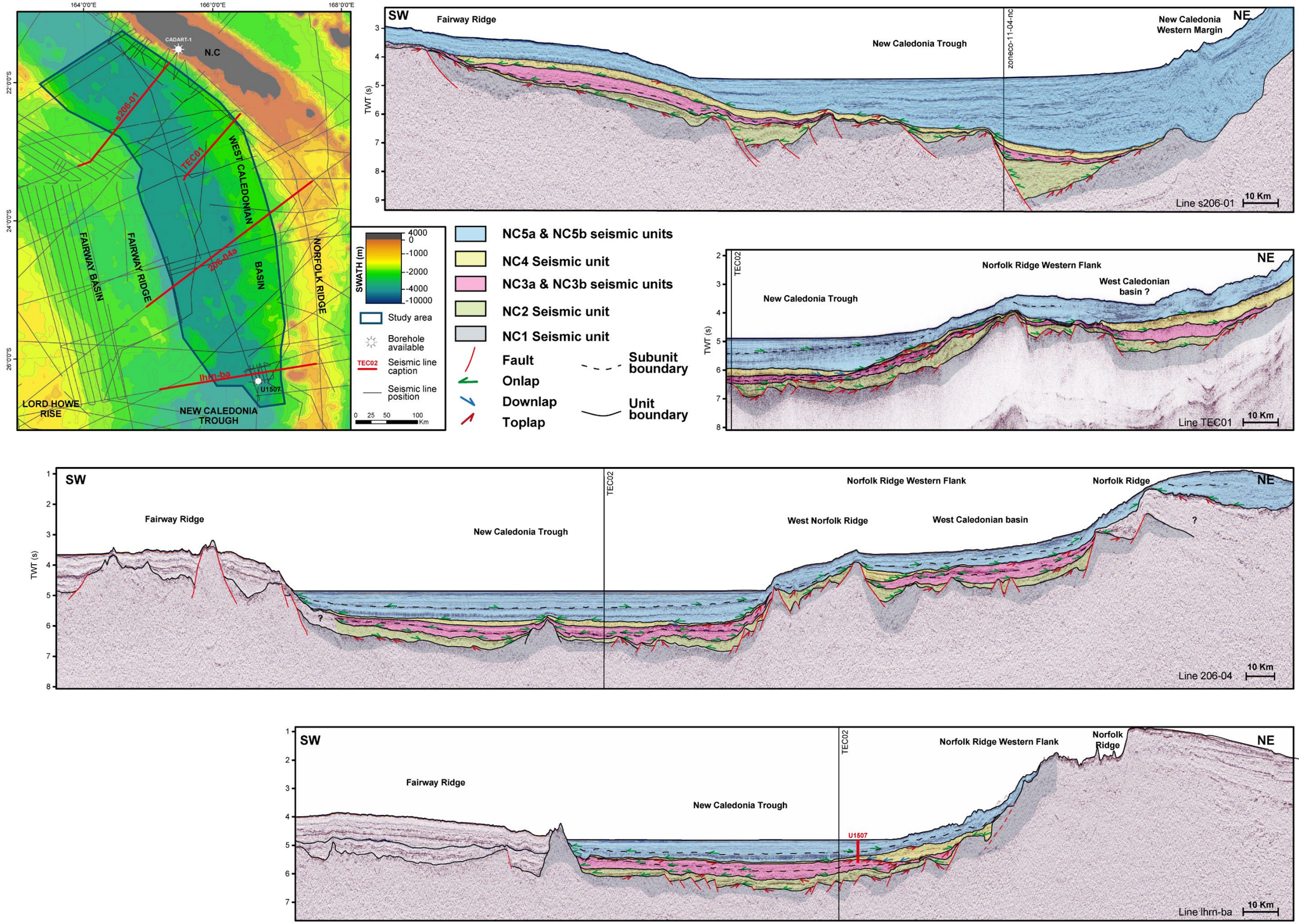


Figure IV-13 : Interprétation des profis sismiques perpendiculaire à l'axe du bassin montrant un remplissage sédimentaire différent entre les domaines septentrional, central et méridional de la zone d'étude.

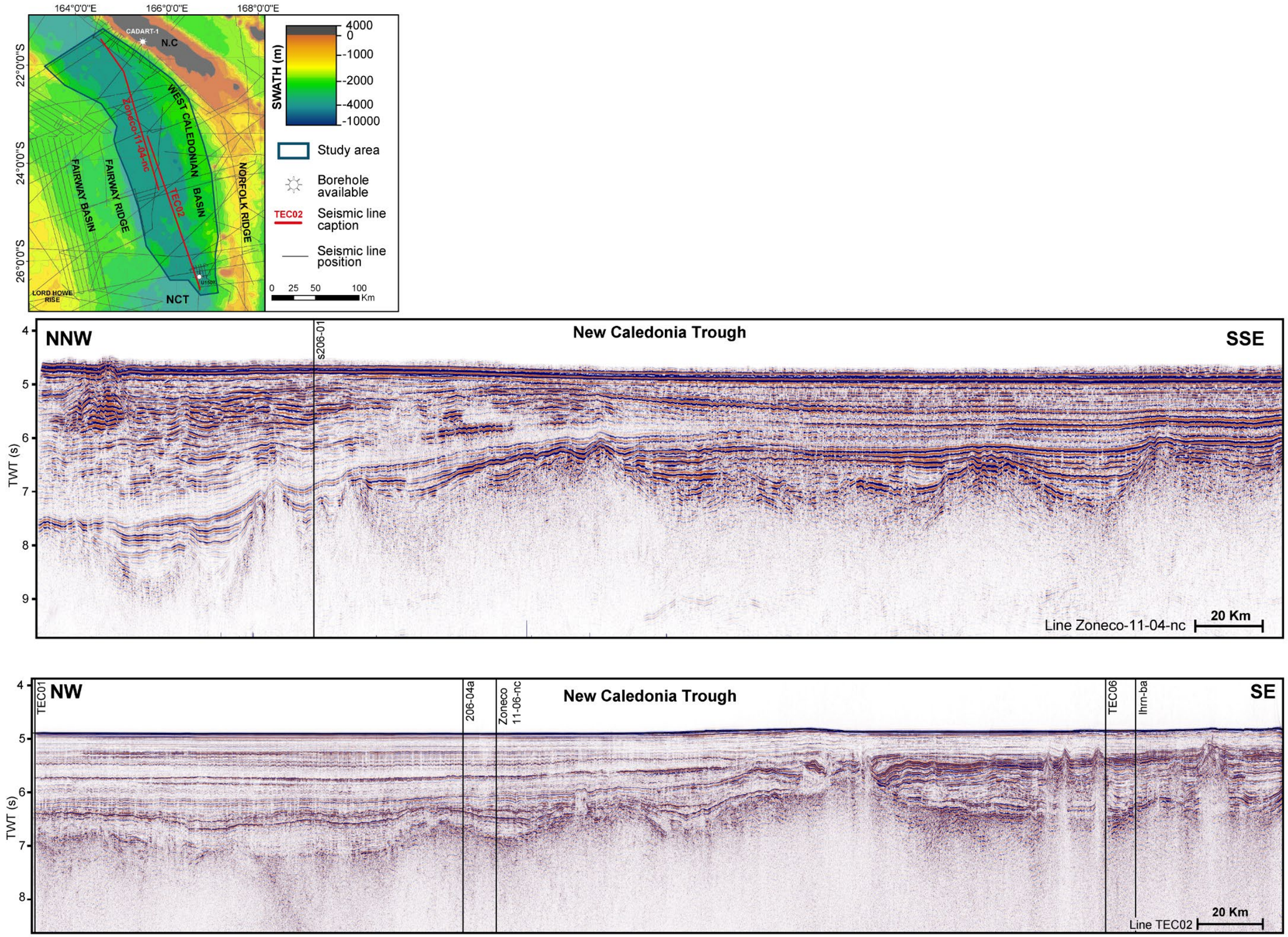


Figure IV-14 : Lignes sismiques non interprétées présentes dans l'axe de la zone d'étude. Données bathymétriques issues de Smith and Sandwell (1997) et données sismiques issues de la base de données Tasman Frontier

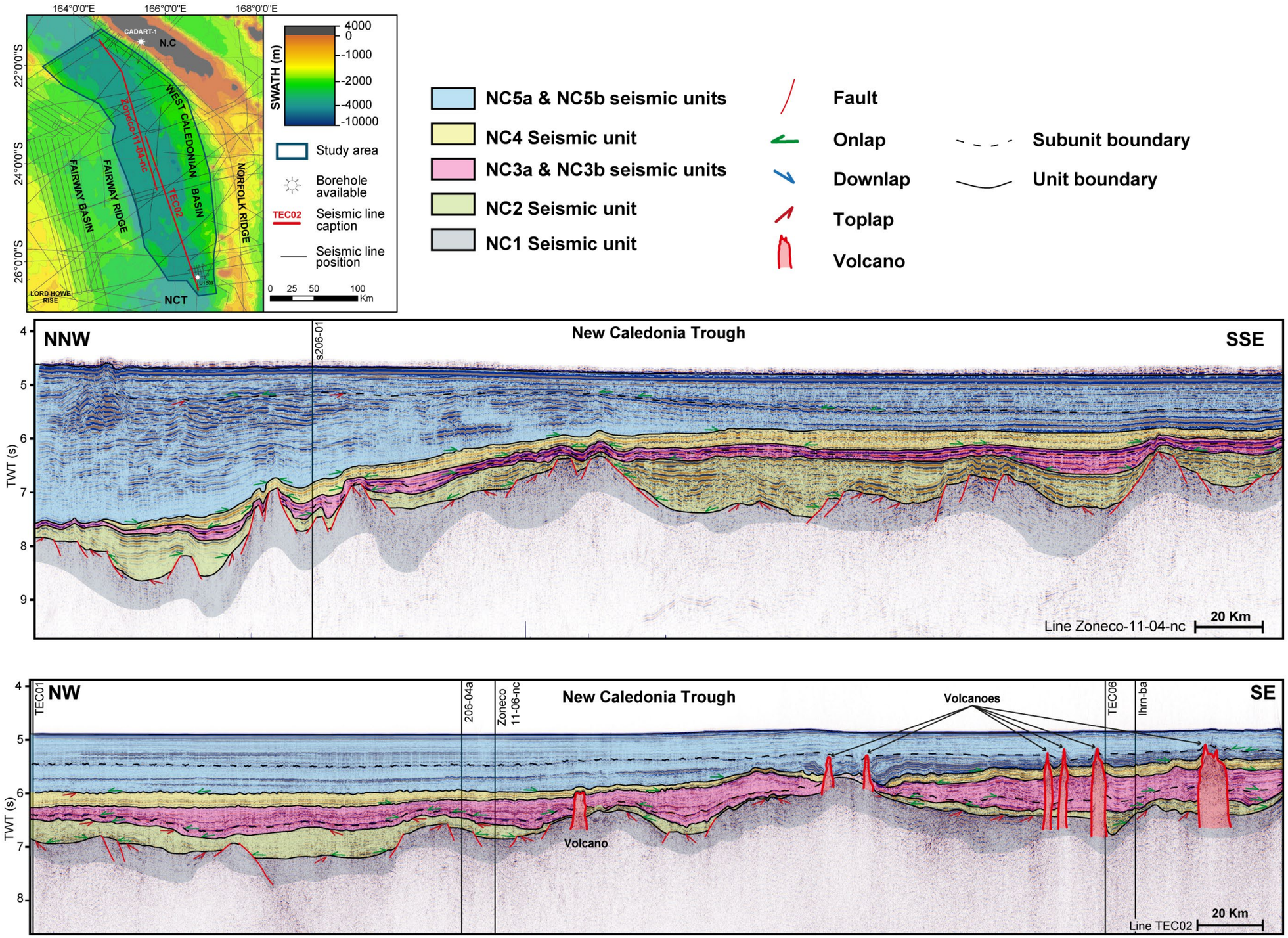


Figure IV-15 : Interprétation des lignes sismiques présentes dans l'axe de la zone d'étude. Ces dernières montrent la forte variation d'épaisseur du remplissage sédimentaire du bassin entre les parties septentrionale, centrale et méridionale.

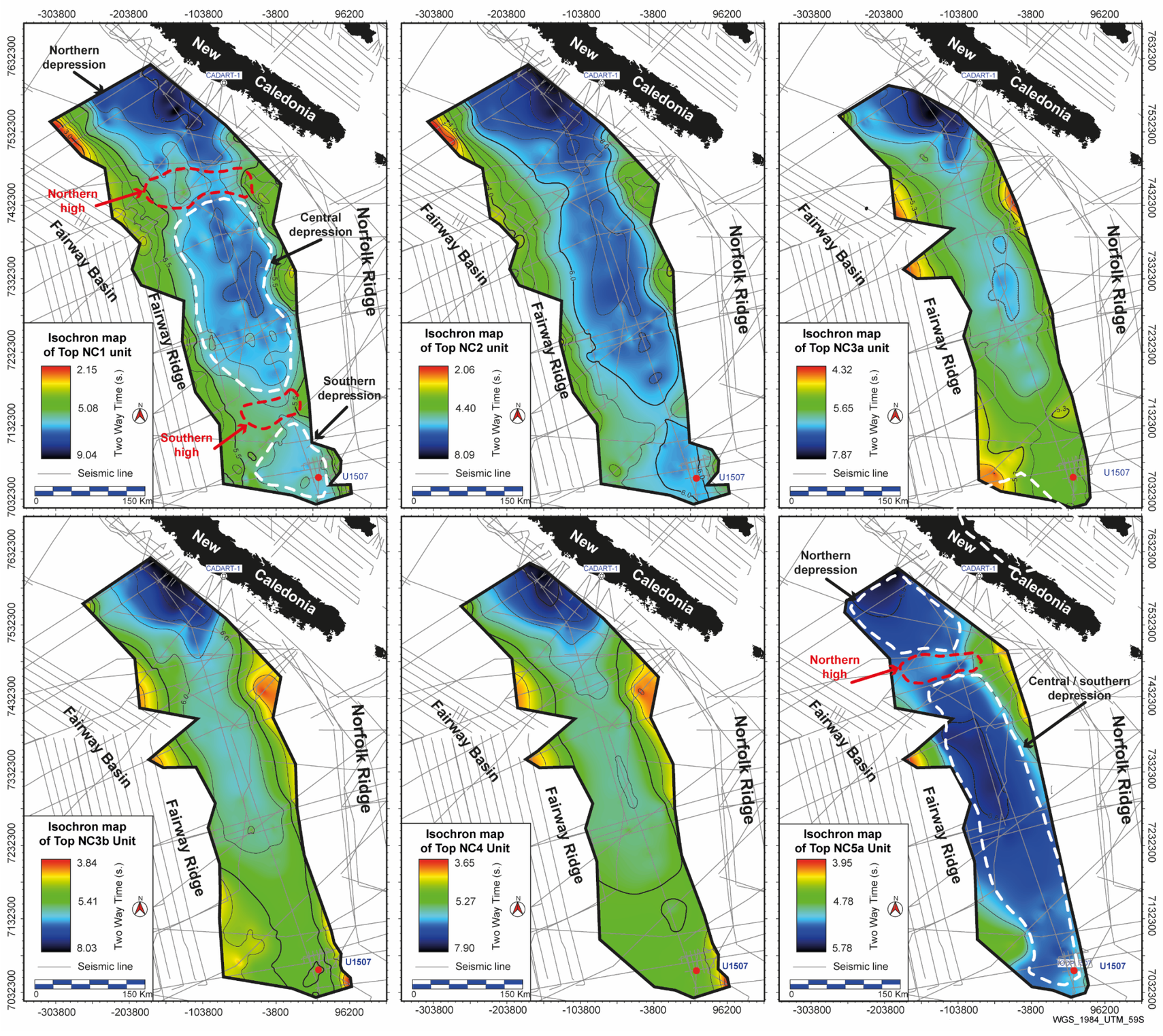


Figure IV-16 : Cartes de profondeurs du sommet des unités sismiques NC1 à NC5 défnies dans le domaine offshore de la NC. Ces cartes montrent la présence de trois dépôts centres réparties dans la partie axiale de la zone d'étude durant la mise en place des unités NC2 à NC4 puis de deux lors de la mise en place de l'Unité NC5

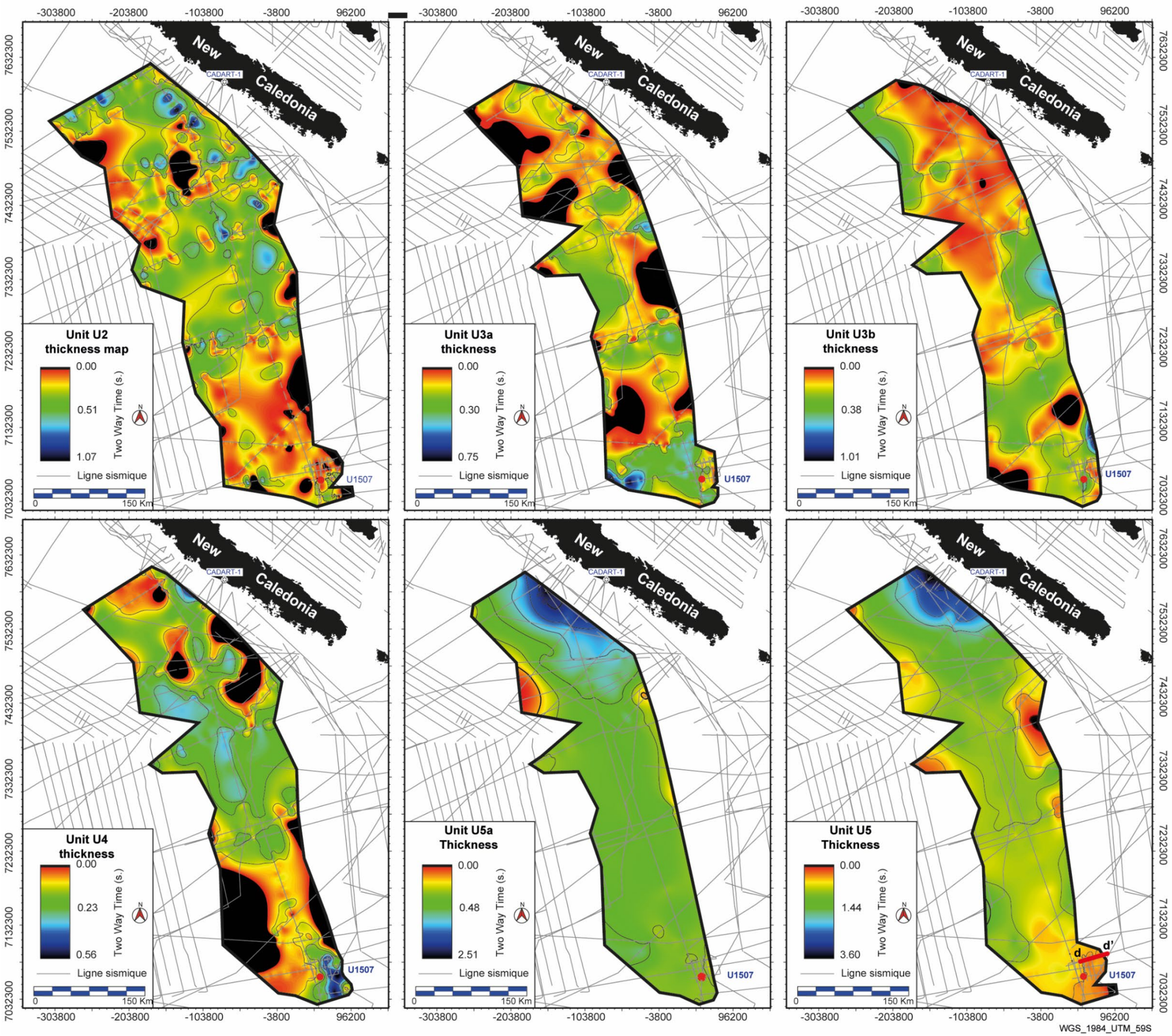


Figure IV-17 : Cartes d'épaisseurs des unités sismiques présentes dans le domaine offshore de la NC. Ces cartes d'épaisseurs montrent un changement important du remplissage sédimentaire lors de la mise en place de l'Unité sismique NC5.

IV-II.3 Unité NC1

L'unité sismique la plus profonde définie dans la zone d'étude correspond à l'Unité NC1 (Figure IV-13 & Figure IV-15). La profondeur de cette unité fait qu'en général les dispositifs sismiques utilisés n'imagent que la partie supérieure de l'unité ou par endroit ne l'image pas du tout. Dans ce cas, l'Unité NC1 peut s'apparenter au socle acoustique. Là où elle est observable, son sommet est généralement marqué par la présence de toplaps et une surface d'onlap des réflexions de l'unité sus-jacente (NC2) (Figure IV-13 & Figure IV-15). Les réflexions, lorsque visibles, sont de moyenne à forte amplitude sans variations particulières. Leurs configurations varient avec des géométries tabulaires et inclinées (Figure IV-18a) ou chaotiques (Figure IV-18b). En profondeur, cette unité est marquée par des réflexions sismiques de très faible amplitude voire transparentes (Figure IV-13 & Figure IV-15). Ces caractéristiques sont d'étendue régionale, visibles à la fois dans les bassins de Nouvelle-Calédonie et Ouest Calédonien ainsi qu'à la base des Rides de Fairway, Ouest Norfolk et Norfolk (Figure IV-15).

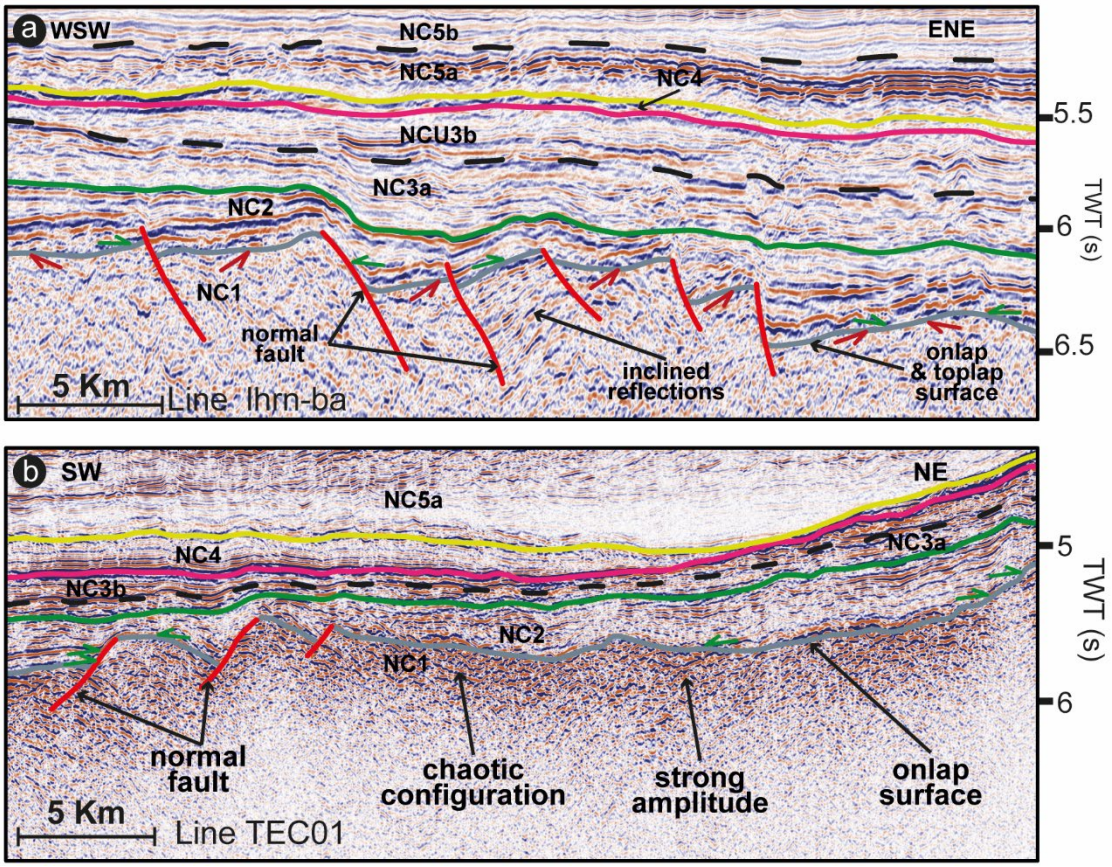


Figure IV-18 : a) failles normales présentes au sommet de l'Unité NC1 inclinant les réflexions sismiques de cette dernière. La limite avec l'Unité NC2 est marquée par une surface d'onlap et des troncatures d'érosion de NC1. b) configuration chaotique des reflexions sismiques à forte amplitude visible dans certaines parties de la zone d'étude. La position des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-12.

L'une des particularités de cette unité est sa structuration fortement affectée par des failles normales (Figure IV-13, Figure IV-15 & Figure IV-18). Cette structuration montre la présence de trois grandes zones en dépression, dénommées respectivement du nord au sud, la dépression septentrionale, centrale et méridionale (northern et southern depressions sur Figure IV-16). Ces dernières sont séparées par des zones dites de « seuil » nommées du nord au sud, le seuil septentrional et méridional (northern et southern highs sur Figure IV-16). Cette configuration en dépressions et seuils est aussi visible dans les variations d'épaisseur des unités NC2 à NC4 (Figure IV-17). En effet, les unités NC1 à NC4 présentent une profondeur et une épaisseur maximale dans les dépressions méridionale et

centrale et s'amincissent en direction des seuils et de la dépression septentrionale. Cette répartition semble se réorganiser lors du dépôt de l'Unité NC5.

IV-II.4 Unité NC2

L'unité sismique NC2 présente des épaisseurs peu importantes, comprises entre 0.2 et 0.5s twt, sauf localement dans certains dépôts-centres où elle peut atteindre au maximum 0.9s twt. Dans ces dépôts-centres NC2 révèle clairement des géométries divergentes en éventails (Figure IV-15 & Figure IV-19b) et est bordé par des failles normales responsables du basculement de l'unité sous-jacente NC1. Les failles s'ancrent dans le socle acoustique suggérant un caractère crustal de ces dernières mais l'espacement entre les lignes sismiques ne permet pas de suivre ces failles latéralement et de donner une quelconque direction. La base de NC2 est marquée par une surface d'onlap (Figure IV-13 & Figure IV-15) et son toit est défini par un onlap de l'unité sus-jacente. Quelques toplaps, visibles principalement aux abords des rides bordant le bassin, marquent aussi le sommet de cette unité (Figure IV-13– lignes 206-04 & ligne TEC01). Les réflexions sont d'amplitude moyenne à forte et des variations latérales d'amplitude sont observables dans le centre du bassin où ces dernières s'atténuent vers la partie centrale de certains grabens (Figure IV-19a). L'unité sismique NC2 s'apparente bien à des dépôts syn-tectoniques enregistrant la création de grabens et demi-grabens dans le bassin. Aux abords du seuil septentrional, sur la ligne sismique TEC01, des configurations convexes sur des horsts peuvent être interprétées comme des constructions récifales (Figure IV-19c).

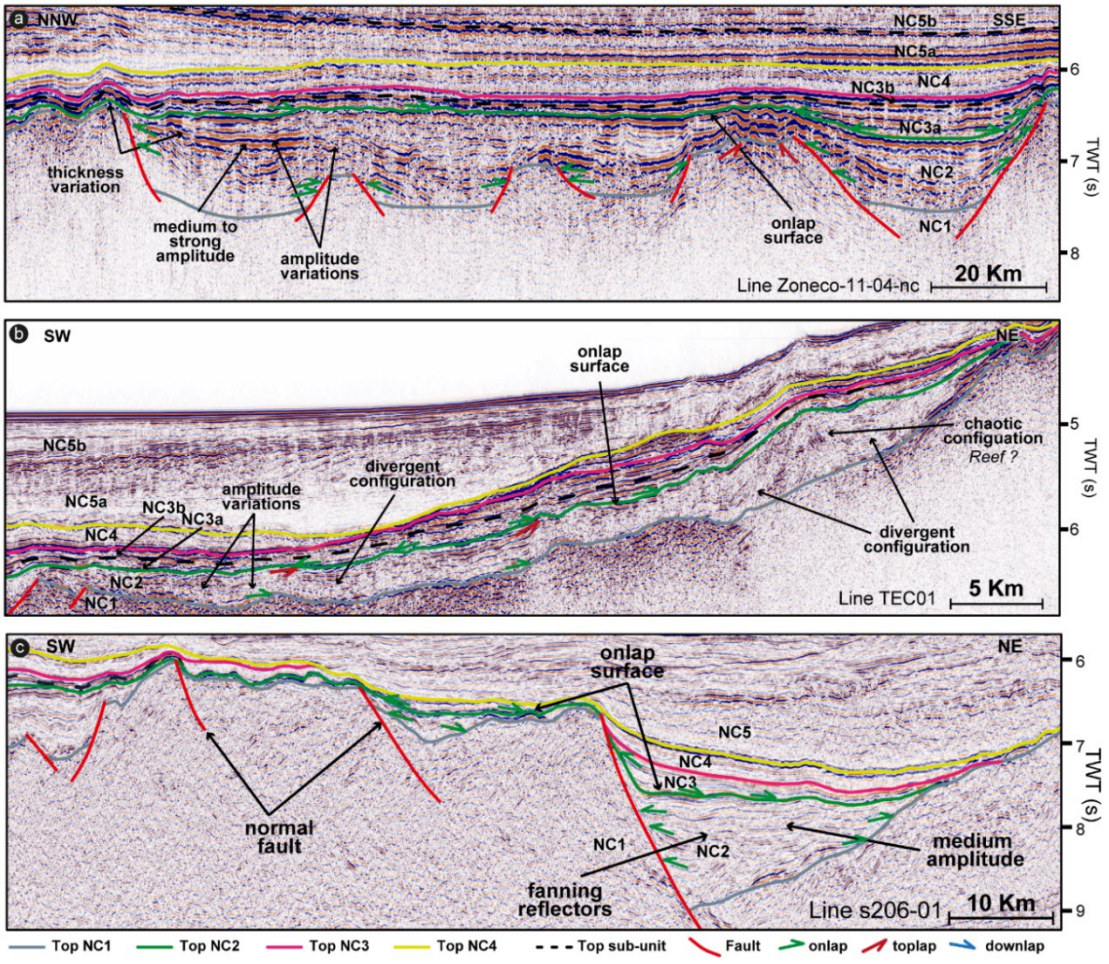


Figure IV-19 : Illustration des principales caractéristiques de l'unité sismique NC2. a) Ligne sismique Zoneco-11-04-nc montrant le fort épaississement de l'unité vers la partie centrale de la zone d'étude, ainsi que les variations d'amplitude des horizons de cette dernière. b) Ligne sismique TEC01 montrant une configuration chaotique des réflexions sur le flanc ouest de la bordure Ouest Calédonienne, avec quelques géométries convexes pouvant être interprétées comme des constructions récifales. c) Ligne sismique s206-01 montrant les géométries divergentes des réflexions au sein d'un demi-graben. Positionnement des lignes visible sur la Figure IV-12 et Figure IV-14.

L'unité sismique NC2 présente de très fortes variations d'épaisseur avec des zones de non dépôt et/ou érodées, localisées au droit des horsts présents dans le bassin (Figure IV-17). Le sommet de l'unité remonte aux abords de la Ride de Norfolk et de Fairway ainsi que sur les deux seuils présents dans le bassin (Figure IV-16). La dépression septentrionale est principalement marquée par des dépressions locales de faible étendue (30 km x 20 km) avec des épaisseurs pouvant atteindre 1stwt. A l'inverse, les domaines central et méridional présentent une continuité importante de l'unité sismique NC2 avec une épaisseur plus importante dans le domaine central.

Les structures en horsts et grabens montrent que l'unité sismique NC2 s'est déposée durant une phase extensive. Cette phase est responsable de la structuration de ce domaine en trois dépressions. Ces structures ne sont pas complètement comblées à la fin de la phase extensive ce qui impacte aussi la localisation des dépôts-centres des unités sus-jacentes.

IV-II.5 Unité NC3

L'Unité NC3 est une unité sismique d'épaisseur relativement homogène et continue comprise entre 0.3 et 0.6stwt sur l'ensemble de la zone d'étude. La base de cette unité est marquée par une surface d'onlap et la présence de quelques troncatures d'érosions de l'unité sous-jacente NC2 (Figure IV-13 & Figure IV-15). Le sommet de cette unité est marqué par une discordance angulaire avec la présence de toplaps de NC3 et d'onlaps et downlaps de l'unité sus-jacente NC4. La description de cette limite sommitale sera précisée plus bas. Une discordance secondaire, marquée par une surface d'onlap et de toplap été identifiée dans les parties centrale et méridionale de la zone d'étude marque la limite entre deux sous-unités NC3a et NC3b. Ces deux dernières se distinguent aussi par des variations dans la configuration et l'amplitude des réflexions sismiques.

IV-II.5.1 La sous-unité NC3a

La sous-unité NC3a est marquée par des réflexions sismiques de moyenne à faible amplitude, pouvant varier latéralement. Elle est continue sur l'ensemble de la zone d'étude avec des réflexions sismiques présentant des géométries tabulaires remplissant en onlap les dépressions créées durant le dépôt de l'Unité NC2 (Figure IV-20). L'épaisseur de cette sous-unité varie localement du fait de la topographie des horsts et grabens sous-jacents (Figure IV-17). En partie centrale et méridionale, cette sous-unité sismique est affectée par des mouvements verticaux post-sédimentaires tels que le rejeu des failles normales dans le domaine central. Ce rejeu se traduit par la formation de plis au droit des failles normales (Figure IV-20b & c).

Le toit de l'Unité NC3a correspond à une surface d'onlap de la sous-unité sus-jacente NC3b (Figure IV-20b & c). Cette distinction s'observe essentiellement dans la partie centrale et méridionale de la zone d'étude. En partie septentrionale, aucune terminaison de réflecteurs ne marque cette limite.

IV-II.5.2 La sous-unité NC3b

La distinction de cette sous-unité est liée à la présence d'une surface d'onlap et d'un changement de faciès sismique par rapport à celui de la sous-unité NC3a. Des terminaisons de réflexions en toplaps de la sous-unité sous-jacente NC3a peuvent marquer cette limite localement. NC3b est caractérisée par des réflexions de moyenne à forte amplitude qui varient de manière importante latéralement. La géométrie des réflexions est tabulaire dans la partie centrale du bassin, mais ces dernières varient aux abords de la bordure occidentale de la Ride de Norfolk (Figure IV-20b) où les réflexions deviennent tabulaires à divergentes (Figure IV-20b). Cette variation de configuration est d'autant plus appuyée par les variations d'épaisseur de l'Unité NC3b montrant des zones d'épaississements localisées aux abords du flanc ouest de la Ride de Norfolk (Figure IV-17).

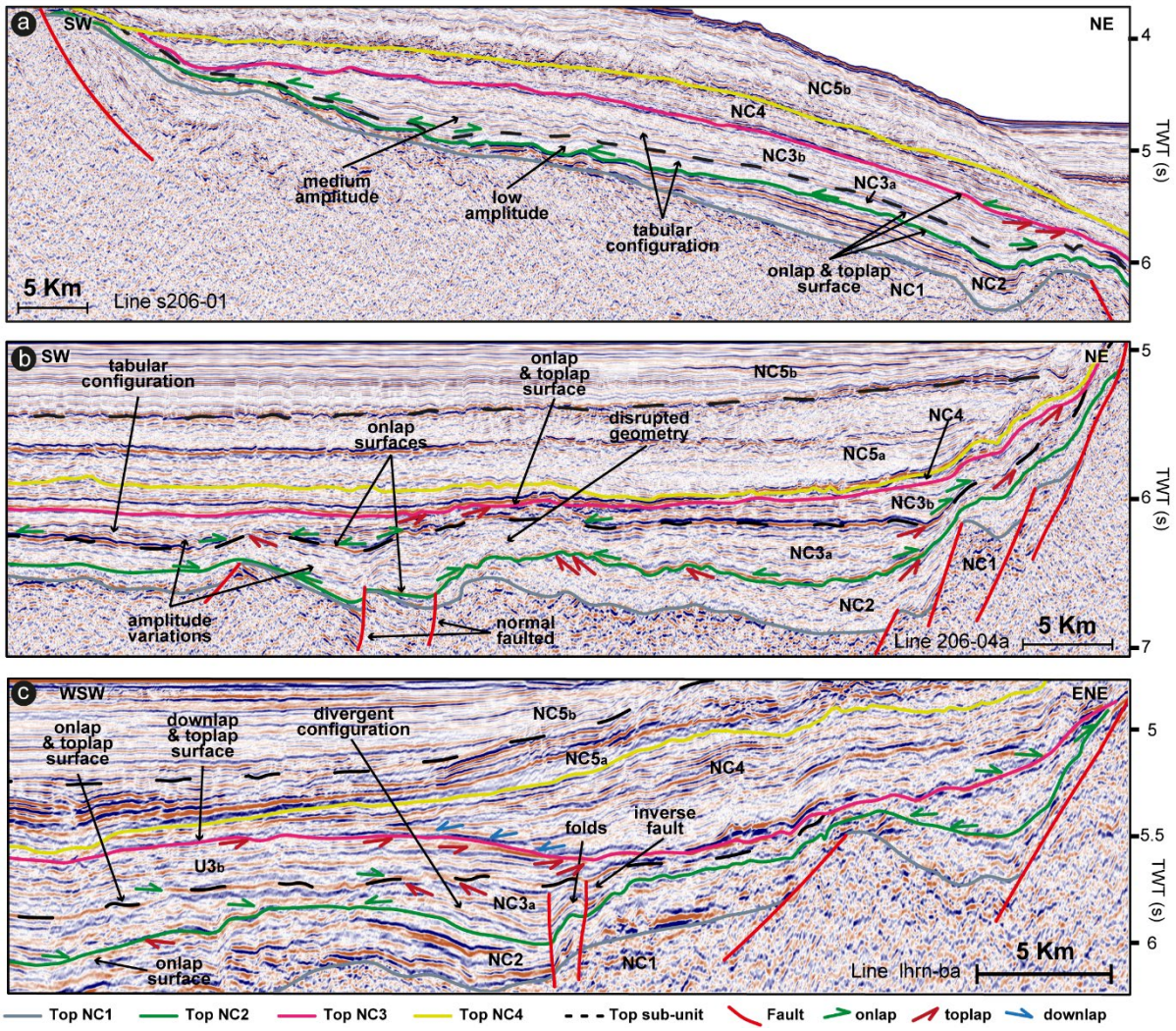


Figure IV-20 : Prinicpales caractéristiques de l'Unité NC3 et de ses sous-unités. L'emplacement des lignes sismiques est visible dans la Figure IV-15. a) Ligne sismique s206-01 montrant la concordance des deux sous-unités NC3a et NC3b dans le domaine septentrional. b) Ligne sismique 206-04 montrant la forte variation de faciès sismique entre les sous-unités NC3a et NC3b. Présence de failles normales rejouant entre la mise en place des deux sous-unités et de faciès divergent syn-tectonique au front de la bordure ouest de la Ride de Norfolk. Cette ligne sismique image la partie centrale de la zone d'étude. c) Ligne sismique lhrn-ba montrant les principales caractéritiques de l'Unité NC3 dans la partie méridionale de la zone d'étude. La limite entre les deux sous-unités est marquée par une surface d'onlap et de toplap avec la mise en place de failles normales et de plis après la mise en place de l'Unité NC3a et avant la mise en place de l'Unité NC3b. Positionnement des lignes visible sur la Figure IV-12.

Dans le domaine méridional, les réflexions de la sous-unité NC3b sont inclinées vers l'Est et tronquées par l'unité sismique NC4 aux abords de la bordure occidentale de la Ride de Norfolk (Figure IV-20c). Cette déformation, postérieure à la mise en place de NC3b, montrerait la mise en place d'un basculement de cette sous-unité avant le dépôt de l'Unité NC4.

Enfin, la limite supérieure de cette sous-unité sismique est marquée différemment sur la zone d'étude. Cette discordance, avec l'Unité NC4 est principalement marquée par une surface d'onlap régionale visible essentiellement dans le centre du bassin. Aux abords de la Ride de Norfolk, en partie centrale et méridionale de la zone d'étude, cette limite d'unité est à la fois marquée par des troncatures et localement des terminaisons de réflexions en downlap.

L'unité sismique NC3 témoigne de la fin de la phase extensive enregistrée par l'Unité NC2. La présence de réflexions tabulaires se mettant en onlap sur l'unité sous-jacente, venant combler les grabens et demi grabens inactifs et recouvrant les horsts et seuils montre bien un enregistrement d'une phase de subsidence généralisée. La distinction d'une discordance localisée dans les parties centrale et méridionale, couplée à la réactivation de failles en jeu normal, ainsi que des variations d'épaisseurs au droit de la Ride de Norfolk, témoignerait de mouvements verticaux, seulement localisés dans la moitié sud de la zone d'étude durant la mise en place de l'Unité NC3. Enfin, le basculement des réflexions de cette unité sismique aux abords de la Ride de Norfolk et la présence de troncatures d'érosions et de downlaps de l'unité sus-jacente montrerait un évènement tectonique avant la mise en place de l'Unité NC4. Ceci sera abordé dans la partie suivante.

IV-II.6 Unité NC4

L'unité sismique NC4 est très continue sur l'ensemble de la zone d'étude. La base de cette unité sismique a été décrite précédemment et est identifiée à la fois par des troncatures d'érosions, des onlaps et des downlaps. Le sommet de cette unité sismique est marqué par une surface d'onlap majeure des réflexions sismiques de l'unité sus-jacente. Des troncatures d'érosions marquent aussi ce sommet aux abords de la bordure occidentale de la Ride de Norfolk (Figure IV-13 & Figure IV-21).

Dans le domaine septentrional et central, l'Unité NC4 est marquée par des réflexions de moyenne amplitude. La configuration des réflexions est tabulaire et l'unité semble s'épaissir dans la partie axiale du bassin (Figure IV-13). Cette géométrie change au pied de la Ride de Norfolk où l'on observe un amincissement de l'unité et une inclinaison des réflexions sismiques reposant en downlap sur le sommet de l'unité sous-jacente (Figure IV-21a). Ces structures sont interprétées comme des contourites résultant de courants de fonds océaniques visibles en pieds de pente. Sur la marge Est du bassin, cette unité sismique montre une épaisseur très faible avec la présence de réflexions sismiques fortement inclinées et des troncatures d'érosion à son toit.

- Dans le domaine méridional, traversées par le forage U1507, les réflexions sismiques ont des amplitudes moyennes à fortes. Leurs géométries sont dans un premiers temps tabulaires dans la partie axiale du bassin avec une épaisseur très faible. Latéralement, sur le flanc de la Ride de Norfolk, les réflexions sismiques ont des géométries conformes et inclinées vers le sud-ouest se terminant en downlap sur l'unité sous-jacente (Figure IV-21b). Cet intervalle correspond aux dépôts volcanoclastiques gravitaires intercalés avec des mudstones argileux à nannofossiles de l'Unité C du forage U1507. Ils témoignent d'une activité volcanique aux abords de la Ride de Norfolk entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur. Dans cette zone, l'Unité NC4 observe un fort épaississement vers la ride puis un amincissement vers le sommet de la Ride (Figure IV-21b).

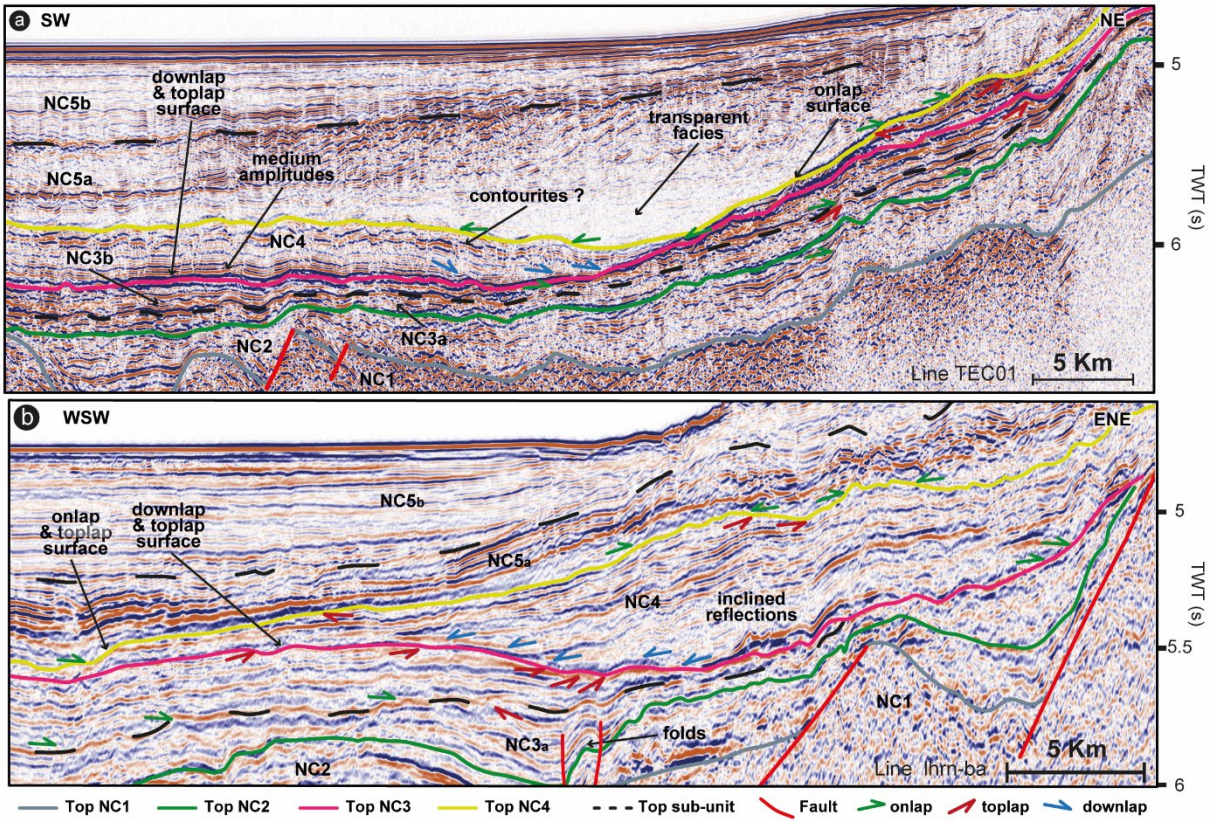


Figure IV-21 : Illustration des caractéristiques de l'Unité de NC4 dans la zone d'étude. a) Ligne sismique TEC01 présentant des réflexions tabulaires se terminant en downlap sur l'unité sous-jacente. Cette structure est apparentée à un remaniement sédimentaire lié à des courants océaniques profonds situés en pied de Ride de Norfolk. b) Ligne sismique lhrn-ba montrant les terminaisons de réflexions en downlap sur le sommet de l'unité sous-jacente. Cette ligne sismique illustre bien la forte variation d'épaisseur de l'unité entre le pied de la Ride de Norfolk et le centre du bassin. Positionnement des lignes visible sur la Figure IV-12.

Le caractère assez conforme de l'ensemble des réflexions sismiques montre que cette unité n'enregistre pas de mouvements tectoniques / verticaux pendant sa mise en place. En revanche, les limites supérieures et inférieures de cette unité témoignent de mouvements verticaux avant et après son dépôt. Ceci est principalement montré par le basculement et les troncatures d'érosions visibles sur les réflexions sismiques présentes le long de la bordure ouest de la Ride de Norfolk (Figure IV-21a). Ainsi, une première phase tectonique pourrait correspondre à une inclinaison de l'unité sous-jacente, créant localement un espace d'accommodation dans lequel se déposent les contourites ; suivi d'une deuxième phase d'inclinaison, post-dépôt NC4, visible dans la partie nord de la zone d'étude, où des troncatures d'érosions sont présentes au sommet de l'Unité NC4. Il est à noter que la première phase, permettant la distinction ride / bassin est toutefois minime, comparée à la seconde qui sera abordée dans la partie suivante.

IV-II.7 Unité NC5

L'unité sismique NC5 enregistre un changement radical dans la physiographie et du remplissage du bassin. En effet la localisation des dépôts de NC5 n'est plus contrôlé par les zones en dépressions et en seuils hérités du Crétacé mais les cartes de profondeur et d'épaisseur de cette unité sismique montrent deux domaines de sédimentation distincts : (1) le domaine septentrional au droit de la Grande Terre et (2) l'ensemble du domaine central et méridional, sans influence du seuil méridional (Figure IV-16 & Figure IV-17). Dans ces deux domaines, deux sous-unités sismiques ont été identifiées, NC5a et NC5b. Ces dernières sont délimitées par une surface d'onlap continue.

IV-II.7.1 Domaine septentrional : la flexure Calédonienne

Ce dépôt-centre, visible dans la partie nord de la zone d'étude, s'étend du Nord du bassin jusqu'à la latitude 22°30' E, au droit de la localité de la Baie de Saint-Vincent en NC. Cette zone est marquée par une flexure vers l'Est très importante de la base de l'Unité NC5 (Figure IV-22). Cette unité d'une épaisseur maximum de 3stwt est caractérisée par des réflexions aux amplitudes moyennes et aux géométries tabulaires venant reposer en onlap sur la discordance angulaire sous-jacente (Figure IV-22). Aussi, cette unité voit un épaississement vers l'est et vers le nord (Figure IV-22 & Figure IV-17). Vers le Sud et l'Ouest, l'unité s'amincit en direction des parties méridionales du bassin et de la Ride de Fairway. Le caractère très tabulaire et horizontal des réflexions sismiques ainsi que le contact en onlap que forme la discordance angulaire basale montre que l'unité sismique NC5 scelle la flexure et que cette flexure s'est faite de manière rapide, sans enregistrement sédimentaire syn-tectonique.

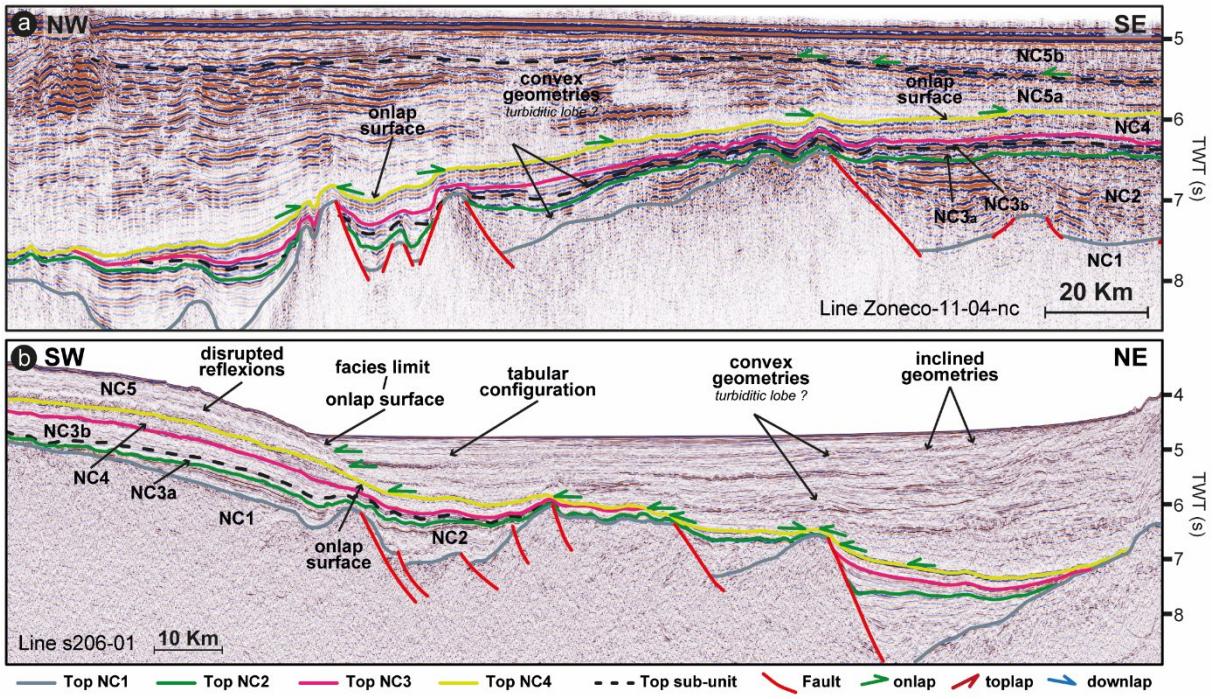


Figure IV-22 : Illustration de la flexure marquant le domaine septentrional de la zone d'étude en face de la côte ouest de la NC. Cette flexure est marquée par une surface d'onlap majeure, remplie passivement par l'Unité NC5. a) et b) correspondent respectivement au lignes sismiques Zoneco-11-04-nc et s206-01. Le positionnement des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-12 et Figure IV-14.

Localement des géométries lenticulaires (Figure IV-23a) ou des réflexions inclinées (Figure IV-23a & b), sont visibles au sein de cette unité et peuvent être respectivement interprétées comme des lobes turbiditiques et des dunes sous-marines qui s'empilent / progradent vers la partie distale du bassin. Ces géométries sont principalement observées au droit de la Nouvelle-Calédonie, en face des localités de Bourail et de Nouméa. Ceci indiquerait une alimentation du bassin par les produits d'érosion en provenance de la Grande-Terre.

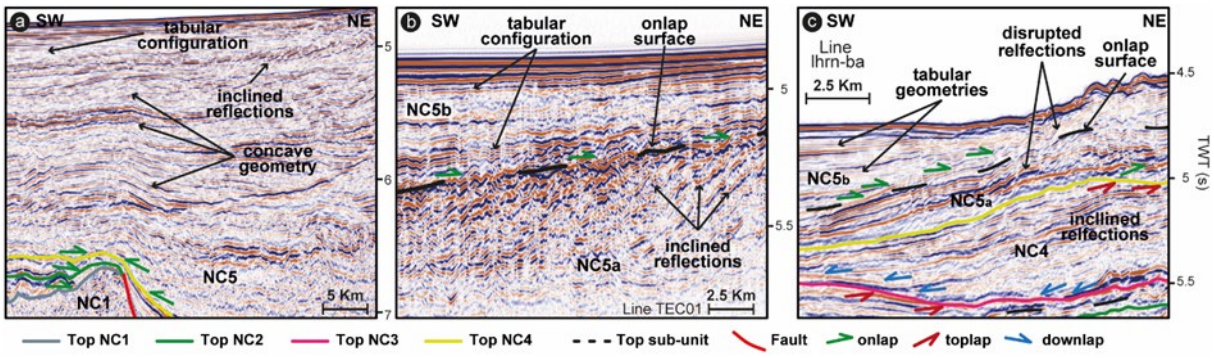


Figure IV-23 : Détails des géométries des réflexions sismiques visibles dans l'Unité NC5 dont l'interprétation est liée à des dépôts gravitaires. a) Géométrie concave s'apparentant à des lobes turbiditiques ; a & b) réflexions sismiques fortement inclinées pouvant être interprétées comme des dunes sous-marines ; c) variations latérales de géométries de réflexions interprétées comme un passage entre des dépôts liés à des écoulements gravitaires et des dépôts de décantation pélagique / hémipélagique. Le positionnement des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-12.

IV-II.7.2 Domaine central et méridional – subsidence symétrique

La base de l'Unité NC5 correspond à une surface d'onlap majeure avec une symétrie de l'ensemble du bassin (Figure IV-24b). Deux types de réflexions sismiques ont été identifiés : (1) des réflexions inclinées vers le bassin assez discontinues voir chaotiques de moyenne à forte amplitude localisées sur les flancs des rides bordant le bassin (Figure IV-23c), (2) des configurations tabulaires à amplitudes moyennes à transparentes (Figure IV-23c). Ce dernier faciès présente toutefois quelques réflexions de très forte amplitude et de grande continuité au sein du bassin (Figure IV-24). Les réflexions inclinées passeraient latéralement aux réflexions tabulaires présentes au centre du bassin (Figure IV-23c & Figure IV-24a). Il est aussi important de noter que la partie axiale du bassin est fortement intrudée par des édifices volcaniques. Ces derniers traversent l'ensemble des séries sous-jacentes et sont scellés par l'Unité NC5b (Figure IV-24b). Enfin, localement, des réflexions sismiques de NC5a, présentent des géométries convexes à concaves passant latéralement à des géométries tabulaires qui s'apparentent à des dépôts liés à des courants de fonds océaniques de types contourites (Figure IV-24b).

Le caractère assez désorganisé des réflexions localisées aux abords de la Ride de Norfolk correspond à des dépôts gravitaires en masse tels que des débrites voir des slumps (Unité B dans le forage U1507). L'ensemble passerait latéralement à des dépôts pélagiques dans la partie axiale du bassin, imagés par les réflexions tabulaires. Ce caractère assez désorganisé est peu visible le long de la Ride de Fairway, où les réflexions sont légèrement inclinées et discontinues (Figure IV-13). La limite entre ces deux géométries de réflexions est marquée par la présence d'une surface d'onlap. Etienne et al. (2018) observent ceci dans la partie sud du Fossé de Nouvelle-Calédonie et interprètent cette surface d'onlap comme une transition de faciès entre des dépôts axiaux de type courant de turbidité et la décantation hémipélagique sur les rides.

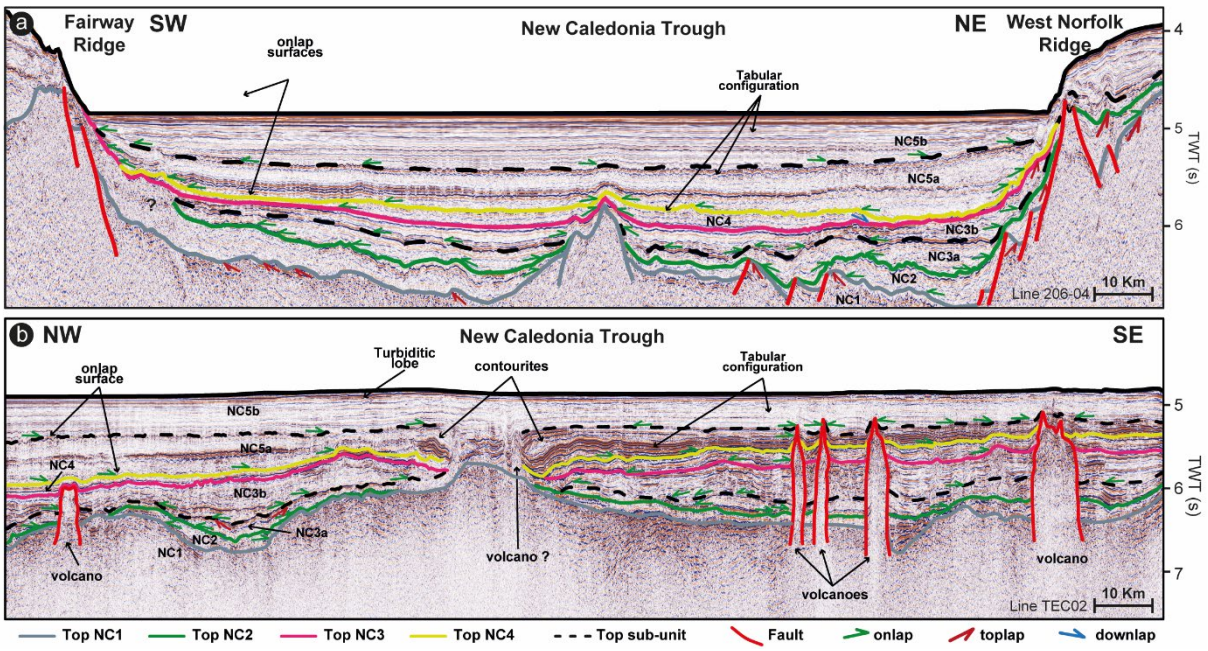


Figure IV-24 : a) Ligne sismique 206-04 montrant la symétrie du bassin visible dans la partie centrale et méridionale de la zone d'étude. b) Ligne sismique TEC02 parallèle à l'axe du bassin montrant la présence de nombreux volcans traversant l'ensemble des unités sismiques sous-jacentes et scellés par l'Unité NC5b. Le positionnement des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-14.

La mise en place de l'Unité NC5 montre un réel changement d'un point de vue tectono-sédimentaire dans la zone d'étude. Elle scelle la mise en place de deux phases tectoniques et enregistre un changement dans la sédimentation. L'analyse tectono-sédimentaire de la mise en place de l'Unité NC5 montre :

1- Une première phase tectonique importante intervenant avant le dépôt de l'Unité NC5. Cette phase correspond à une subsidence flexurale très dissymétrique dans la partie septentrionale et à un effondrement beaucoup plus symétrique du bassin dans la partie centrale et méridionale. Les réflexions tabulaires de l'Unité NC5 reposant en onlap sur la surface basale montrent que cette première déformation est scellée par l'unité sismique NC5.
2- Durant le dépôt de l'Unité NC5, une seconde phase de subsidence est identifiée dans le bassin. Cette subsidence est marquée par une surface d'onlap continue sur les bordures du bassin et délimitant les deux sous-unités NC5a et NC5b.
3- L'analyse de la géométrie des réflexions sismiques montre aussi une distinction entre les domaines septentrional et central / méridional avec la forte présence de géométries lenticulaires associées à des lobes turbiditiques au droit de la Nouvelle-Calédonie alors que le reste de la zone d'étude, au droit de la Ride de Norfolk observe des géométries s'apparentant à des slumps et débrites passant latéralement à des dépôts pélagiques et tabulaires dans le domaine axial.

IV-III Evolution tectono-sédimentaire du Bassin de Nouvelle-Calédonie.

La reconstruction tectono-sédimentaire proposée ci-dessous pour le domaine offshore se base essentiellement sur l'analyses tectono-sédimentaire des unités sismiques présentes dans la zone d'étude, et du Nouveau calage stratigraphique des unités sismiques à l'aide du forage U1507. Aussi, cette reconstruction profite également des observations et interprétations réalisées dans le domaine onshore.

L'analyse tectono-sédimentaire de l'ensemble des unités sismiques présentes dans le domaine offshore montre donc un remplissage du bassin en 4 étapes majeures présentées ci-dessous.

IV-III.1 Une phase extensive Crétacé supérieur

L'Unité NC1 est affectée par des failles normales créant ainsi une succession de grabens et demi grabens dont le remplissage syn-tectonique est réalisé durant la mise en place de l'Unité NC2. Ceci est démontré par les géométries divergentes des réflexions de NC2 et les troncatures d'érosions visibles sur les réflexions de l'Unité NC1, marquant la limite entre les deux unités sismiques. L'Unité NC2 enregistre donc une phase extensive.

Cette phase extensive est responsable du découpage de la zone d'étude en trois bassins de rift, correspondant aux domaines septentrional central et méridional de la zone d'étude (Figure IV-16). Ces bassins sont séparés par des seuils caractérisés par une condensation des séries syn-rifts en direction de ces structures voire même de l'érosion des séries pré-rift au droit de ces horsts (Figure IV-19). Le domaine méridional est caractérisé par la création de demi-grabens et grabens de faible dimension en comparaison aux deux bassins de rift se développant dans le domaine central et septentrional (Figure IV-13 & Figure IV-15). Le domaine méridional ne semble donc pas réagir de la même manière que les domaines central et septentrional, au cours de la phase de rifting. Cette variation dans la taille des grabens peut être reliée à des variations de l'épaisseur et des caractéristiques rhéologiques de la croûte continentale avant l'amorce du rifting.

La phase de rifting enregistrée par l'Unité NC2 correspond à la première phase extensive enregistrée par les sédiments dans le domaine offshore. Par analogie avec les observations réalisées dans le bassin de Fairway (Rouillard et al. 2017), de Reinga (Bache et al. 2014), et les données existantes dans le domaines onshore de la Nouvelle-Calédonie (cf. Chapitre I), cette phase extensive est associée à la période de Rifting Crétacé (Hayes & Ringis 1973; Weissel & Hayes 1977; Gaina et al. 1998; Crawford et al. 2003; Cluzel et al. 2010). Les faciès sédimentaires syn-rifts décrits en Nouvelle-Calédonie (Groupe de Paita – Chapitre III) et en Nouvelle-Zélande (Laird 1993; Laird & Bradshaw 2004; Browne et al. 2008), supposeraient que l'Unité NC2 soit composée de dépôts sédimentaires peu profonds de type deltaïque et cônes alluviaux situés au pied des pentes associées aux différentes failles normales. Au centre des dépressions, des faciès plus distaux de types marins à marins profonds, voire gravitaires pourraient être aussi présents.

Par analogie et ordre stratigraphique, l'Unité pré-rift NC1 est donc raccordée à l'ensemble des séries pré-rift existantes dans la région. Elle est interprétée comme synchrone de la phase de subduction est-gondwanienne se développant entre le Permien supérieur et le Crétacé inférieur (Bradshaw 1981; Sutherland & Hollis 2001; Mortimer 2003; Sdrolias et al. 2003; Mortimer et al. 2008). Les dépôts sont donc supposés être rattachables à des séries volcanoclastiques liées à l'activité de l'arc est-gondwanien ainsi que des roches volcaniques ou plutoniques visibles dans le domaine offshore (Median Batholith (Mortimer et al. 1999; Mortimer et al. 2002; Mortimer et al. 2017)).

IV-III.2 Phase de subsidence post-rift: Crétacé supérieur à Lutétien inférieur

L'Unité NC3 enregistre une phase de subsidence après la phase extensive NC2. Cette unité repose en discordance sur l'Unité syn-rift NC2, avec des géométries de réflexions tabulaires se terminant en onlap, et fossilise une partie des structures extensives synchrones de la phase de rifting. La base de l'Unité NC3 est donc interprétée comme la *break-up unconformity* (discordance imagée par une surface d'onlap marquant le début de la subsidence thermique liée à l'accrétion océanique de la Mer de Tasman). La structuration en horsts et grabens héritée de la phase extensive et délimitant les domaines septentrional, central et méridional impacte le remplissage sédimentaire de cette unité post-rift en localisant les dépôts-centres dans les précédents grabens (Figure IV-16 & Figure IV-17). Cette unité homogène marque un ennoiement généralisé de l'ensemble de la région laissant place à une sédimentation pélagique à hémipélagique (c.f. Chapitre IV de ce mémoire).

Toutefois, l'analyse strati-sismique a montré la présence d'une discordance secondaire localisée dans la partie centrale et méridionale de la zone d'étude (Figure IV-20). Cette discordance délimite les sous-unités NC3a et NC3b et est marquée par des troncatures d'érosions et une surface d'onlap. Des failles normales et des plis déforment la sous-unité NC3a. Cette déformation est scellée par la mise en place de la sous-unité NC3b reposant en onlap sur NC3a (Figure IV-20). Ainsi, durant la période de subsidence thermique post-rift, une première phase de déformation locale apparait dans les domaines central et méridional de la zone d'étude. Cette légère déformation se déroule à la transition entre ces sous-unités.

Le sommet de cette série post-rift est atteint par le forage U1507 et correspond au sommet de l'Unité D décrite et datée dans le forage (mudstone argileux à nannofossiles - Figure IV-2 & Figure IV-3). Ceci indiquerait que l'Unité NC3 se serait mise en place avant le Priabonien inférieur (voir Figure IV-11 - calage des données au puits). Cependant, aucun calage stratigraphique n'est possible pour la limite NC3a / NC3b et la base de l'Unité NC3. Par analogie avec les séries onshores enregistrant la période de subsidence post-rift, l'âge de la base de l'unité sismique NC3 correspondrait au Campanien, période à laquelle la transition entre les faciès syn-rift et post-rift est enregistrée (voir Chapitre III). Ceci indiquerait donc que la sous-unité NC3a, marquant la base de la séquence post-rift serait composée de faciès silteux hémipélagiques correspondants à la Formation des Mamelons Rouges et de Cherts Noirs du Groupe du Col de la Boghen.

L'identification dans le forage de mudstones argileux sur le sommet de l'Unité NC3b suggèrerait un changement de lithologie durant la phase de subsidence post-rift. Cette variation est également observée et interprétée en NC avec le passage des formations silicoclastiques du Groupe de la Boghen à celles carbonatées du Groupe de Mooro. Ce changement de sédimentation est daté du Lutétien inférieur (Chapitre III). Par analogie avec les données à terre, il est donc possible de proposer un âge Lutétien inférieur à la limite entre les sous-unités NC3a et NC3b. Il est important de noter que l'interprétation de ces âges et des lithologies est uniquement réalisé par la corrélation faite avec le domaine onshore et montre ainsi une certaine part d'incertitude dans le calage stratigraphique des unités sismiques non atteinte par le forage U1507.

IV-III.3 Priabonien supérieur : première phase tectonique à Oligocène inférieur

La limite entre l'unité sismique NC3 et NC4 témoigne d'un évènement tectonique, que l'on peut dater, d'après les données de forage, au Priabonien supérieur. Cette phase de déformation est identifiée par le basculement des réflexions sismiques NC3 aux abords de la Ride de Norfolk, avec la présence de nombreuses troncatures d'érosions (Figure IV-20b & Figure IV-21). Ce basculement des réflexions sismiques se fait vers la partie centrale de la zone d'étude et constituerait une première indication de la distinction entre la Ride de Norfolk et le Bassin de Nouvelle-Calédonie. L'Unité NC4 se dépose après

cette première déformation, et la géométrie des réflexions sismiques indique aussi un changement dans la sédimentation avec une première relation pente / bassin. Une distinction s'opère entre (1) les réflexions discontinues sur la bordure de la Ride de Norfolk ; (2) les géométries de réflexions qui seraient liées à des courants de fonds marins et (3) des dépôts hémipélagiques présents dans la zone axiale (Figure IV-21). Ce changement marqué de faciès entre les rides et le centre du bassin peut s'interpréter comme une subsidence plus importante du bassin et/ou un uplift des rides avant la mise en place de l'Unité NC4. De plus, la distinction de terminaisons de réflecteurs en downlap sur la surface basale indiquerait la création d'une topographie plus prononcée avant la mise en place de l'Unité NC4.

Le forage U1507 traverse cet intervalle et relie l'Unité NC4 à l'Unité C qui correspond dans ce forage à des dépôts gravitaires volcanoclastiques (Figure IV-2 & Figure IV-4) datés du Priabonien supérieur (Figure IV-9). De plus, Sutherland et al. (2019) observent le remaniement d'espèces peu profondes (oligotrophiques / mésotrophiques) dans un domaine bathyal (cf. IV-1.b) montrant ainsi une zone peu profonde située en amont des dépôts gravitaires qui pourraient être un volcan.

L'Unité NC4 scelle un changement de la physiographie de la zone d'étude au Priabonien supérieur, avec une distinction entre des dépôts remaniés le long de la pente nouvellement crée et des dépôts provenant de la décantation dans le bassin. Ce changement d'environnement de dépôt résulterait d'une première élévation / création de la Ride de Norfolk et / ou de l'initiation de la création du Bassin / Fossé de Nouvelle-Calédonie.

Sutherland et al. (2017) montrent l'existence d'une phase tectonique compressive entre l'Eocène inférieur et terminal dans la partie septentrionale de Zealandia. Ils dénomment cette phase l'évènement TECTA: *Tectonic Event of the Cenozoic in the Tasman Area*. Cette période est caractérisée par la mise en place de plusieurs structures compressives avec des dépôts sédimentaires associés à des plis (Etienne et al. 2018) présents aux abords des différentes rides encadrant le Bassin de Nouvelle-Calédonie (Ride de Norfolk, Ride de Lord Howe), ainsi que des chevauchements (Sutherland et al. 2017). L'ensemble est interprété comme étant relatif à l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec se développant le long de la bordure orientale de la Ride de Norfolk (Bache et al. 2012; Sutherland et al. 2017). Ce premier évènement compressif enregistré à la limite NC3 / NC4, et donc daté dans le forage au Priabonien supérieur, pourrait correspondre aux premières manifestations de l'évènement TECTA. L'Unité NC4 scelle cette première phase de déformation qui deviendra plus importante et même majeure à la limite des unités NC4 / NC5.

IV-III.4 La formation Eocène terminal à Oligocène inférieur supérieur du Fossé de Nouvelle-Calédonie et son remplissage jusqu'à l'actuel

L'unité sismique NC5 se met en place à la suite d'un (ou de deux) évènement(s) géodynamique(s) prenant place à la transition entre NC4 et NC5 et donc, d'après le forage U1507, à la base de l'Oligocène supérieur. Ses témoins sont la subsidence flexurale importante mais localisée le long de la bordure nord-occidentale de la Nouvelle Calédonie (Figure IV-22), et la subsidence responsable de la création du Fossé de Nouvelle Calédonie (Figure IV-24). L'ensemble de cette déformation est scellée par la mise en place de l'Unité NC5, caractérisée par des réflexions aux géométries tabulaires reposant en onlap sur la discordance majeure entre les unités NC4 et NC5.

IV-III.4.1 Basculement au droit de la Nouvelle-Calédonie

L'analyse de la géométrie des réflexions sismiques montre un basculement important du bassin (3stwt) sans enregistrement sédimentaire syn-tectonique apparent. L'ensemble des réflexions sismiques sont tabulaires et horizontales et reposent en onlap sur l'unité sismique NC4 qui est inclinée vers l'Est formant ainsi une spectaculaire discordance angulaire (Figure IV-15 – ligne sismique 206-04). Ceci indique que ce basculement s'est fait de manière rapide durant le milieu de l'Oligocène, calée avec les données du forage U1507.

Collot et al. (2008), datent pour la première fois cet évènement tectonique entre l'Eocène terminal / Oligocène inférieur à partir des données de puits existant sur la Ride de Lord Howe. Durant cette période, la Nouvelle-Calédonie enregistre la mise en place du complexe ophiolitique sur la Grande Terre. Compte tenu de la coïncidence chronologique, une hypothèse est formulée selon laquelle le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait subsidé sous l'effet de la surcharge engendrée par le charriage du complexe ophiolitique sur la Ride de Norfolk. Au fur et à mesure de la progression de ce complexe, le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait réagi comme un bassin flexural d'avant-pays suivant un processus de sous-charriage. Une fois l'obduction terminée, le rééquilibrage isostasique de la Ride de Norfolk aurait engendré sa remontée, l'érosion intense des nappes allochtones (Collot et al., 2017) et induit une tectonique extensive (Lagabrielle et al. 2005). Le long de la marge ouest de la Grande Terre, plus au moins au front des nappes, cette remontée aurait été accommodée par le jeu d'une faille normale (Collot et al., 2017).

Le nouveau calage stratigraphique de la limite entre l'Unité NC4 et NC5 (limite Oligocène inférieur et supérieur), montrerait une contradiction entre l'âge de la mise en place de la Nappe des Péridotite (Priabonien terminal – Oligocène inférieur) et l'affaissement du bassin. Ceci sera discuté dans le Chapitre V de ce mémoire.

IV-III.4.2 L'effondrement et la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie

Contemporainement à la subsidence différentielle visible dans la partie septentrionale du bassin, la partie centrale et méridionale voit un effondrement marquée par la surface d'onlap majeure limitant les unités NC4 et NC5. Cette subsidence symétrique est responsable de l'individualisation du Fossé de Nouvelle Calédonie et de sa physiographie actuelle. Ceci est marqué par une subsidence symétrique du bassin avec une inclinaison des réflexions de l'unité sous-jacente vers la zone axiale et des troncatures d'érosions. L'unité sismique NC5 scelle cette déformation aves ses réflexions sismiques tabulaires comblant en onlap l'ensemble des dépressions crées à partir de l'Oligocène supérieur. Traversée par le forage U1507 (Figure IV-2), cette unité sismique correspond à sa base à l'Unité B, composée de mudstones argileux fortement déformés et slumpés (Oligocène supérieur à Miocène inférieur - Figure IV-6 & Figure IV-7) suivie d'une boue carbonatée pélagique entre le Miocène supérieur et le Pléistocène (Figure IV-8). La présence de débrites gravitaires à la base de l'unité sismique renforce un peu plus l'hypothèse de la création du bassin avec une augmentation significative

de l'inclinaison de la bordure ouest de la Ride de Norfolk engendrant ainsi un déséquilibre du profil de pente et donc la mise en place des dépôts gravitaires chaotiques. L'ensemble est ensuite comblé en onlap par des mudstones pélagiques associés à l'unité lithostratigraphique A. La discordance entre les unités NC5a et NC5b est assimilable à une seconde phase de subsidence se déroulant à la limite i

Sutherland et al 2010 et proposent que la création de cette grande dépression soit liée au recul de la subduction Tonga-Kermadec alors initiée durant l'Eocène (Sutherland et al. 2010; Bache et al. 2012; Sutherland et al. 2017). Durant cette période, le plongement du slab dans l'asthénosphère permet l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique et la délamination de la lithosphère et de la croute supérieur (Figure 33). Ceci impacte l'ensemble du continent Zealandia permet la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie. Ainsi, la création de cette dépression se surimpose à l'ensemble des objets structuraux et sédimentaires visible dans la région.

IV-IV Conclusions

L'analyse de la succession des unités sismiques définies précédemment, et de leur datation par corrélation avec les unités traversées par le forage U1507 permet de proposer une nouvelle reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire du Bassin de Nouvelle-Calédonie, depuis le Crétacé supérieur. Ceci se déroule en 4 étapes avec :

1. L'unité sismique NC2 est assimilable à une période de rifting, responsable du basculement des séries pré-rifts (Unité NC1) le long de failles normales. Cette phase de rifting est datée dans la littérature du Cénomanien au Campanien. Elle est responsable de l'individualisation de horsts et de grabens et de la création de trois dépressions (septentrionale, centrale, méridionale) séparées par des seuils (septentrionale, méridionale). Cet héritage impactera la localisation des dépôt-centres des unités NC3 et NC4.

2. L'unité sismique NC3 enregistre une période de quiescence tectonique assimilable à la séquence post-rift visible en NC. Cette dernière remplit passivement les bassins hérités de la phase de rifting avec des géométries de type sag. Cette unité enregistre donc la subsidence thermique prenant place entre le Campanien (d'après la littérature) et le Priabonien supérieur (par corrélation avec le forage U1507). La présence d'une discordance (limite NC3a / NC3b)) localisée dans la moitié sud de la zone d'étude montre les prémices d'évènements tectoniques légèrement compressifs (plis, failles inverses, troncatures d'érosions…).

3. Une première phase tectonique se met en place durant le Priabonien supérieur, scellée par la mise en place de l'Unité NC4. Cette phase se traduirait par un effondrement de la partie axiale de la zone d'étude et / ou de l'individualisation de la Ride de Norfolk. Cette étape s'exprime localement par une distinction plus prononcée entre les dépôts de bordures de bassin et le bassin profond ainsi que par une sédimentation influencée par des courants de fond. Cette première phase correspond aux prémices de l'individualisation de la Ride de Norfolk et de la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie.

4. A partir de l'Oligocène supérieur, avant la mise en place de l'Unité NC5, une période de subsidence généralisée affecte l'ensemble de la zone d'étude. Cette phase tectonique serait responsable de la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie. Le domaine septentrional est marqué par un basculement localisée tout le long de la bordure ouest de la Nouvelle-Calédonie alors que la moitié sud de la zone d'étude est marquée par une subsidence généralisée et symétrique. L'espace disponible créé est ensuite rempli passivement en onlap par l'Unité NC5a au cours de l'Oligocène supérieur à Miocène inférieur. La discordance localisée entre les unités sismiques NC5a et NC5b, atteste d'une seconde phase de subsidence s'opérant entre le Miocène inférieur et supérieur. L'espace disponible

nouvellement créé est ensuite rempli passivement en onlap par l'unité sismique NC5b à partir du Miocène supérieur.

Ainsi, l'étude des unités sismiques du domaine offshore de la Nouvelle-Calédonie montre une certaine correspondance avec les évènements tectoniques majeurs identifiés dans le domaine onshore. Toutefois, des divergences existent quant à la période Eocène / Oligocène signant une phase compressive régionale dans le domaine onshore (cf. Chapitre III de ce mémoire) alors que cette dernière n'est pas visibles dans les bassins offshores. Le dernier chapitre de ce mémoire s'attardera donc à comparer ces deux domaines afin de discuter de manière cohérente l'évolution tectono-sédimentaire de l'ensemble de la région septentrionale du continent Zealandia.

Références bibliographiques

Bache F, Sutherland R, Stagpoole V, Herzer R, Collot J, Rouillard P 2012. Stratigraphy of the southern Norfolk Ridge and the Reinga Basin: A record of initiation of Tonga–Kermadec–Northland subduction in the southwest Pacific. Earth and Planetary Science Letters 321-322: 41-53.

Bache F, Mortimer N, Sutherland R, Collot J, Rouillard P, Stagpoole V, Nicol A 2014. Seismic stratigraphic record of transition from Mesozoic subduction to continental breakup in the Zealandia sector of eastern Gondwana. Gondwana Research(0).

Bouma AH 1962. Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. Unpublished thesis, Bouma, Utrecht.

Bradshaw JD 1981. Mesozoic accretion of exotic terranes along the New-Zealand segment of gondwanaland - comment. Geology 9(3): 100-&.

Browne GH, Kennedy EM, Constable RM, Raine JI, Crouch EM, Sykes R 2008. An outcrop-based study of the economically significant Late Cretaceous Rakopi Formation, northwest Nelson, Taranaki Basin, New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics 51(4): 295-315.

Chardon D, Chevillotte V 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. Tectonophysics 420(3): 473-491.

Cluzel D, Adams CJ, Meffre S, Campbell H, Maurizot P 2010. Discovery of Early Cretaceous Rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb Zircon Age Constraints on the Transition from Subduction to Marginal Breakup in the Southwest Pacific. The Journal of Geology 118(4): 381-397.

Collot J 2009. Evolution géodynamique du domaine Ouestoffshore de la Nouvelle-Calédonie et de ses extensions vers la Nouvelle Zélande. Unpublished thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.

Collot J, Géli L, Lafoy Y, Vially R, Cluzel D, Klingelhöefer F, 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).

Collot J, Sutherland R, Roest W, Patriat M, Etienne S, Juan C, Marcaillou B, Schnurle P, Barker D, Stratford W and others 2016. Voyage Report TECTA - Tectonic Event of the Cenozoic in the Tasman Area. 3 September - 9 October 2015. R/V L'Atalante. Volume 1. Text. Volume 2 - Appendix.

Collot J, Patriat M, Etienne S, Rouillard P, Soetaert F, Juan C, Marcaillou B, Palazzin G, Clerc C, Maurizot P and others 2017. Deepwater Fold-and-Thrust Belt Along New Caledonia's Western Margin: Relation to Post-obduction Vertical Motions. Tectonics 36(10): 2108-2122.

Crawford AJ, Meffre S, Symonds PA 2003. 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.

Etienne S, Collot J, Sutherland R, Patriat M, Bache F, Rouillard P, Henrys S, Barker D, Juan C 2018. Deepwater sedimentation and Cenozoic deformation in the Southern New Caledonia Trough (Northern Zealandia, SW Pacific). Marine and Petroleum Geology 92: 764-779.

Gaina C, Mueller DR, Royer J-Y, Stock J, Hardebeck JL, Symonds P 1998. The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 103(6): 12,413-12,433.

Hayes E, Ringis J 1973. Seafloor Spreading in the Tasman Sea. Nature (London) 244(5408): 454-458.

Klingelhoefer F, Lafoy Y, Collot J, Cosquer E, Géli L, Nouzé H, 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(B11).

Lagabrielle Y, Maurizot P, Lafoy Y, Cabioch G, Pelletier B, Régnier M, Wabete I, Calmant S 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. Tectonophysics 403(1): 1-28.

Laird MG 1993. Cretaceous continental rifts: New Zealand region. In: Ballance PF ed. South Pacific sedimentary basins. Sedimentary basins of the world 2. Amsterdam, Elsevier. Pp. 37-49.

Laird MG, Bradshaw JD 2004. The Break-up of a Long-term Relationship: the Cretaceous Separation of New Zealand from Gondwana. Gondwana Research 7(1): 273-286.

Manatschal G, Lavier L, Chenin P 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. Gondwana Research 27(1): 140-164.

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

Mortimer N, Hauff F, Calvert A 2008. Continuation of the New England Orogen, Australia, beneath the Queensland Plateau and Lord Howe Rise. Australian Journal of Earth Sciences 55(2): 195-209.

Mortimer N, Davey FJ, Melhuish A, Yu J, Godfrey NJ 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, Tulloch AJ, Spark RN, Walker NW, Ladley E, Allibone A, Kimbrough DL 1999. Overview of the Median Batholith, New Zealand; a new interpretation of the geology of the Median Tectonic Zone and adjacent rocks. Journal of African Earth Sciences 29(1): 257-268.

Mortimer N, Campbell H, Tulloch AJ, King PR, Stagpoole V, Wood RA, Rattenbury MS, Sutherland R, Adams CJ, Collot J and others 2017. Zealandia: Earth's hidden continent. GSA Today accepted.

R. Sutherland, G.R. Dickens, P. Blum, C. Agnini, L. Alegret, G. Asatryan, J. Bhattacharya, A. Bordenave, L. Chang, J. Collot and others submited. Continental scale of geographic change across Zealandia during subduction zone initiation. Nature.

Rebesco M, Camerlenghi A, Van Loon AJ 2008. Chapter 1 Contourite Research: A Field in Full Development. In: Rebesco M, Camerlenghi A ed. Developments in Sedimentology, Elsevier. Pp. 1-10.

Rouillard P, Collot J, Sutherland R, Bache F, Patriat M, Etienne S, Maurizot P 2017. Seismic stratigraphy and paleogeographic evolution of Fairway Basin, Northern Zealandia, Southwest Pacific: from Cretaceous Gondwana breakup to Cenozoic Tonga–Kermadec subduction. Basin Research 29: 189-212.

Sdrolias M, Müller R, Gaina C 2003. Tectonic evolution of the southwest Pacific using constraints from backarc basins. Geological Society of America Special Papers 372: 343-359.

Sevin B, Cluzel D, Maurizot M, Ricordel-Prognon C, Chaproniere G, Folcher N, Quesnel F 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post-obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. Tectonics 33.

Shanmugam G 2008. Chapter 5 Deep-water Bottom Currents and their Deposits. In: Rebesco M, Camerlenghi A ed. Developments in Sedimentology, Elsevier. Pp. 59-81.

Smith WHF, Sandwell DT 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science 277(5334): 1956-1962.

Sutherland R, Hollis C 2001. Cretaceous demise of the Moa plate and strike-slip motion at the Gondwana margin. Geology 29(3): 279-282.

Sutherland R, Dickens G, Blum P 2016. Expedition 371 Scientific Prospectus: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. International Ocean Discovery Program.

Sutherland R, Dickens G, Blum P, Scientists E 2018. Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. International Ocean Discovery Program. .

Sutherland R, Viskovic P, Bache F, Stagpoole V, Collot J, Rouillard P, Hashimoto R, Hackney R, Higgins K, Rollet N and others 2012. Compilation of seismic reflection data from the Tasman Frontier region, southwest Pacific. GNS Science Report 2012/01: 57p.

Sutherland R, Collot J, Lafoy Y, Logan GA, Hackney R, Stagpoole V, Uruski C, Hashimoto T, Higgins K, Herzer RH and others 2010. Lithosphere delamination with foundering of lower crust and mantle caused permanent subsidence of New Caledonia Trough and transient uplift of Lord Howe Rise during Eocene and Oligocene initiation of Tonga-Kermadec subduction, western Pacific. Tectonics 29(2): n/a-n/a.

Sutherland R, Collot J, Bache F, Henrys S, Barker D, Browne GH, Lawrence MJF, Morgans H, Hollis CJ, Clowes C and others 2017. Widespread compression associated with Eocene Tonga-Kermadec subduction initiation. Geology.

Sutherland R, Collot J, Henrys S, Barker D, Mueller C, Juan C, Woelz S, Gerring P, Quinn W, Boyes A and others 2014. TAN1409 voyage report: Tasman Frontier Geophysical Survey, RV Tangaroa, 19 July - 12 August 2014. GNS Science Report 2014/72(December 2014).

Sutherland R, Dickens G, Blum P, Agnini C, Alegret L, Asatryan G, Bhattacharya JP, Bordenave A, Chang L, Collot J and others 2019. Site U1507. Proceedings of the International Ocean Discovery Program Volume 371 371.

Weissel JK, Hayes DE 1977. Evolution of the Tasman Sea reappraised. Earth and planetary science letters 36(1): 77-84.

Chapitre V.

Implications et discussion sur l'évolution tectono-sédimentaire et géodynamique de la région Nord-Orientale du Continent Zealandia

Les nouvelles données acquises sur les domaines onshores et offshores de la NC, suivies des premières interprétations permettent aujourd'hui de discuter de l'évolution tectono-sédimentaire et géodynamique du domaine nord-oriental du continent Zealandia. L'analyse tectono-sédimentaire s'attache essentiellement à la mise en relations des observations réalisées dans les deux domaines de la zone d'étude afin d'y expliquer une histoire commune à l'ensemble de la région. A ce jour, peu d'auteurs dans la bibliographie ont pu répondre à cette problématique globale de liens entre l'histoire géologiques onshores et offshore de la NC.

Les nouvelles données acquises (stratigraphiques, sédimentologiques, sismiques, forage…) permettent aujourd'hui d'expliquer de manière cohérente les relations entre les observations terre- mer et de proposer une évolution tectono-sédimentaire de l'ensemble du domaine nord-oriental du continent Zealandia. La reconstitution tectono-sédimentaire montre ainsi la mise en place de grandes phases tectoniques s'enregistrant simultanément ou diachroniquement sur les différentes zones du domaine nord oriental du continent Zealandia. Ces phases correspondent respectivement à (1) la période de rifting et post-rift, (2) la période de convergence qui s'enregistre de manière différente dans les deux domaines, (3) la période d'obduction et de mise en place de l'ensemble des nappes sédimentaires et, (4) la période extensive post-obduction. In fine, la présentation de cette évolution tectonique et sédimentaire, commune aux domaines marin et terrestre, permet de corréler les unités sismiques avec les formations et groupes géologiques présents dans le domaine onshore.

Cette première interprétation de l'évolution tectono-sédimentaire de la zone d'étude permet dans un second temps de proposer un modèle géodynamique expliquant les différentes phases tectoniques observées dans les bassins sédimentaires. Il est ainsi proposé de rattacher les mouvements tectoniques (uplifts, subsidences, mise en place des nappes…) à des évènements géodynamiques marquant la région. Le modèle ainsi proposé se base à la fois sur (1) des évènements tectoniques locaux rattachés à l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie (e.g. mise en place du complexe ophiolitique, remonté du complexe métamorphique…) et (2) des évènements tectoniques régionaux touchant l'ensemble du continent Zealandia (e.g. phase de rifting, initiation de la subduction Tonga-Kermadec (TK)). Ce modèle géodynamique proposé reprend différentes étapes proposées dans les modèles géodynamiques régionaux tels que celui de Cluzel et al. (2001) ou Sutherland et al. (2017). Aussi, ce dernier se rapproche essentiellement de ceux décrit par Whattam et al. (2008) et Crawford et al. (2003) proposant la mise en place de deux subductions contemporaines avec des vergences antagonistes expliquant à la fois la

mise en place du système ophiolitique en Nouvelle-Calédonie et l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec. Il est important de noter que le modèle géodynamique proposé ici se base essentiellement sur la nouvelle interprétation tectono-sédimentaires des bassins ouest calédoniens et incorpore l'ensemble des données dans la bibliographie afin de répondre aux différentes problématiques.

SOMMAIRE DU CHAPITRE

Chapitre V : Implications et discussion sur l'évolution tectono-sédimentaire et géodynamique de la région Nord-Orientale du Continent Zealandia

V-I Reconstruction tectono-sédimentaire et paléogéographique du domaine Nord-Oriental du continent Zealandia _____ 230

V-I.1 La période de rifting du Cénomanien au Campanien moyen..... 23333
V-I.2 La période post-rift du Campanien à l'Yprésien..... 2344
V-I.3 Yprésien-Priabonien : réorganisation structurale du domaine (marge ?) néo-calédonien dans un contexte géodynamique régional de convergence..... 2366
V-I.4 Priabonien terminal à Oligocène inférieur – obduction calédonienne et initiation du Fossé de Nouvelle-Calédonie..... 23940
V-I.6 Discussion sur le modèle tectono-sédimentaire..... 2433

V-II Proposition d'évolution géodynamique du domaine nord-oriental du continent Zealandia entre le Crétacé supérieur et le Miocène _____ 245

V-II.1 La phase de rifting (Cénomanien à Campanien moyen) et post-rift (Campanien moyen à Yprésien 249
50
V-II.3 Priabonien terminal à Oligocène inférieur – obduction calédonienne et initiation du Fossé de Nouvelle-Calédonie..... 2533
V-II.4 Oligocène supérieur – Miocène : Phénomènes post-obduction: soulèvement de la Nouvelle Calédonie, tectonique extensive et création du Fossé de Nouvelle-Calédonie..... 2545

Références bibliographiques_____ 2566

V-I Reconstruction tectono-sédimentaire et paléogéographique du domaine Nord-Oriental du continent Zealandia

L'intégration des observations réalisées dans les domaines onshore et offshore de la Nouvelle-Calédonie (Chapitre III et Chapitre IV) aboutit à la corrélation des unités sismiques avec les groupes et formations géologiques définis à Terre (Figure V-3.). Avant d'aborder les différents stades d'évolution du domaine nord-oriental du continent Zealandia, il est important de notifier les domaines paléogéographiques qui seront le lieu d'une sédimentation durant la période crétacé – éocène. La position structurale des unités tectoniques présentes en NC (Unité de Bourail, Unité des Montagnes Blanches, Nappe de Poya, Nappe des Péridotites) et les caractéristiques sédimentologiques des séries qui les composent (cf. Chapitre III) permettent de proposer une reconstitution paléogéographique de la marge nord-orientale du continent Zealandia. Ces domaines paléogéographiques s'identifieront clairement durant la phase de réorganisation éocène qui sera présentée ultérieurement. D'ouest en est cette marge comprend (Figure V-1) :

- Le Bassin de Nouvelle Calédonie, qui correspond aujourd'hui au domaine offshore étudié. L'ensemble des séries sédimentaires crétacées à actuelles y sont préservées et divisées en 4 unités sismiques (NC2 à NC5 – Chapitre IV). Ce premier domaine commencerait à s'individualiser durant l'éocène mais verrait une sédimentation depuis le Crétacé supérieur. A l'Oligocène supérieur, ce domaine deviendra le Fossé de Nouvelle-Calédonie.
- La Ride de Norfolk, qui correspond aux unités tectoniques dites autochtones de la Grande Terre. La partie occidentale de ce domaine est représentée par les séries de la Baie de St-Vincent où les séries bartoniennes (Calcaire de Uitoé) sont directement transgressives sur le socle. Les séries sont plus complètes dans la région de Moindou avec la présence des faciès deltaïque syn-rift (Groupe de Dumbéa) et silteux post-rift (Groupe du Col de la Boghen).
- Le Bassin de Bourail ; qui correspond à l'unité allochtone de Bourail. Ce bassin est représenté par un ensemble de séries gravitaires d'âge crétacé à éocène (Chapitre III). Ces séries se sont probablement accumulées sur la marge orientale de la Ride de Norfolk avec une alimentation par la Ride de Norfolk et le domaine des Montagnes Blanches.
- Le domaine des Montagnes Blanches qui correspond à l'Unité ou Nappe des Montagnes Blanches (Maurizot, 2011). Ce domaine est interprété comme une zone de haut-fond isolée située à l'est du Bassin de Bourail. Des séries crétacés à éocènes, essentiellement carbonatées avec des faciès profonds, ont été accumulées dans ce domaine. Néanmoins, des dépôts de plate-forme carbonatée ont pu s'y former comme semble l'indiquer la présence de blocs de calcaires à algues et de faunes peu profondes dans le Bassin de Bourail avec une alimentation en provenance de l'Est (Chapitre III).
- Le domaine distal de Poya principalement représenté par les roches magmatiques de type EMORB qui constituent aujourd'hui la Nappe de Poya (ou *Poya terrane)*. Des dépôts profonds d'âge Crétacé supérieur (Formation de Koné) sont également associés à cette unité qui est considérée comme la partie la plus distale de la marge à la transition avec le domaine de lithosphère océanique qui constituera la Nappe des Péridotites.

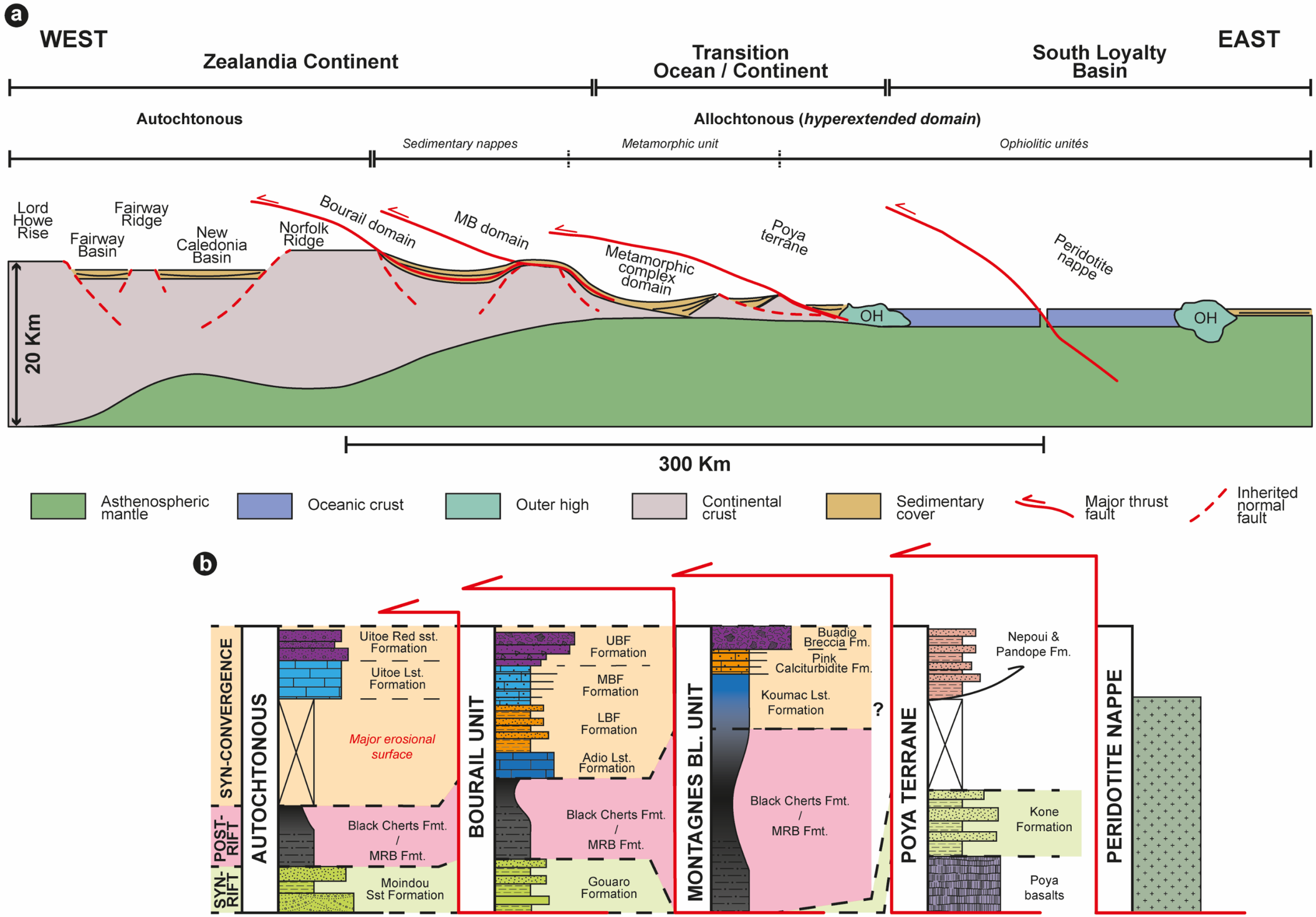


Figure V-1 : Reconstitution de l'ancienne marge nord-orientale du continent Zealandia avec la distribution des domaines paléogéographiques distincts. L'ensemble des décollements liés à la convergence s'effectuent sur les formations post-rift. b) Logs synthétiques des successions lithostratigraphiques présentes dans chacun des domaines paléogéographiques de la marge nord-orientale de la Ride de Norfolk.

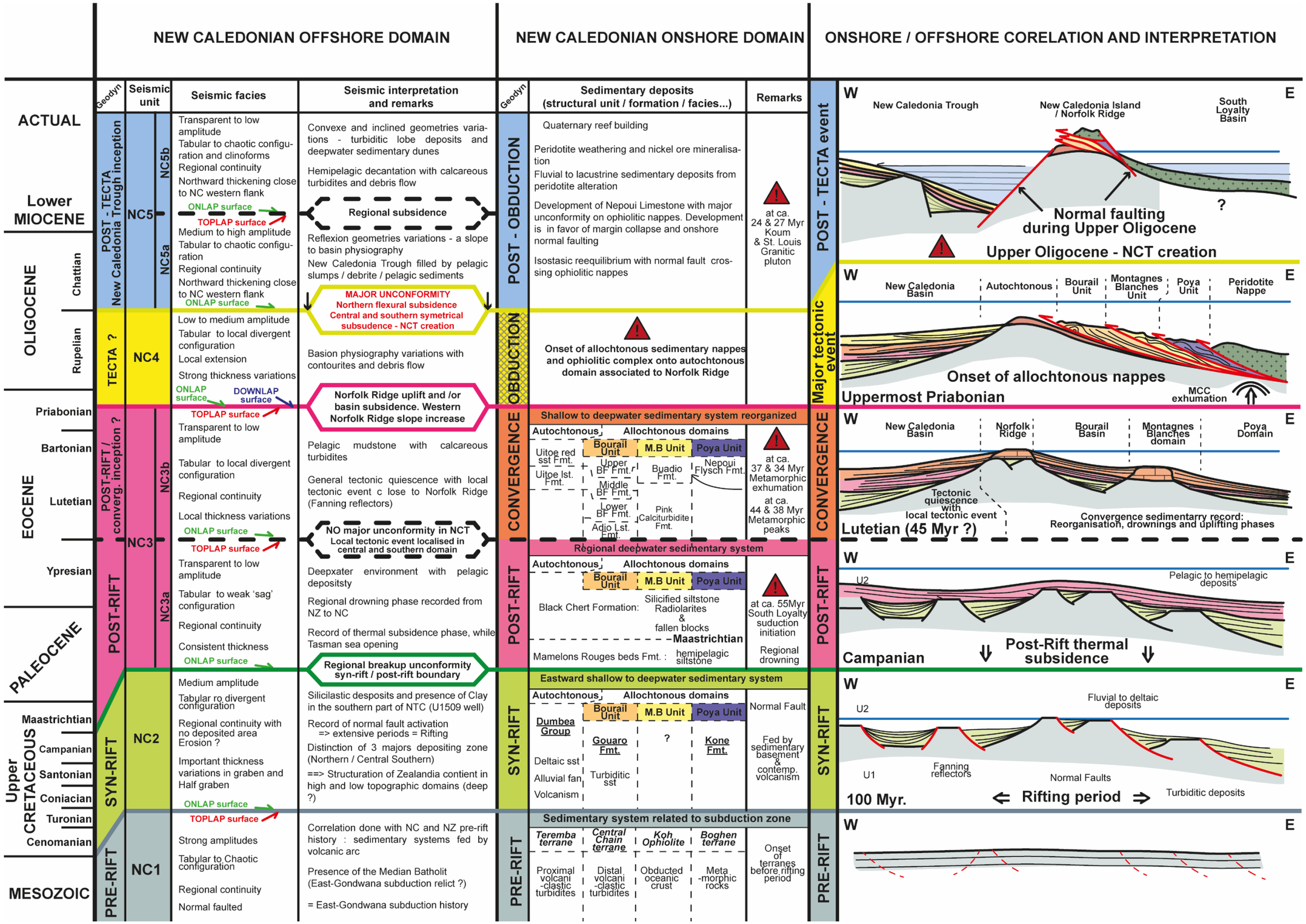


Figure V-2 : Reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire du domaine nord-oriental du continent Zealandia

V-I.1 La période de rifting du Cénomanien au Campanien moyen

La phase de rifting qui intervient entre le Cénomanien et le Santonien entraine la dislocation de la marge Est-Gondwanienne et l'individualisation du continent Zealandia (Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Meffre et al. 2012). L'âge de ce rifting est contraint régionalement par un changement de type de volcanisme (volcanisme d'arc à un volcanisme intraplaque) vers 105-100 Ma (Albien supérieur) (Bryan 1997; Tulloch et al. 2009; Cluzel et al. 2010) et le début de l'accrétion océanique de la Mer de Tasman à partir de 83-79Ma (Chron 33r, Campanien) (Gaina et al. 1998; Sutherland 1999).

Le domaine onshore

En NC, cette période est marquée par la mise en place de dépôts silicoclastiques présents au sein de l'Autochtone comme dans les unités allochtones. Dans l'Autochtone, ils sont représentés par les formations du Groupe de la Dumbéa avec (1) des cônes alluviaux en bordure de failles normales (Formation Conglomératique de la rivière Congo) passant latéralement à (2) la Formation des Grès à Charbon de Moindou qui correspond à un système deltaïque à influence tidale (cf. Chapitre III). L'ensemble passerait latéralement aux dépôts turbiditiques des Formations de Gouaro et de Koné présents respectivement dans les unités allochtones de Bourail et de Poya (cf. Chapitre III). Cette période est donc marquée par le développement d'un système sédimentaire complet dont la partie occidentale proximale est préservée sur l'autochtone et tandis que la partie orientale distale est impliquée dans les unités allochtones. Ce système est directement alimenté par les produits d'érosion de la Ride de Norfolk avec une alimentation principale provenant des unités sédimentaires mésozoïques, aussi appelé socle sédimentaire) comme l'indique l'analyse des populations de zircons (Cluzel et al. 2011).

L'âge de ces dépôts syn-rift est principalement contraint par celui des roches volcaniques de la Formation du Pic Jacob qui traversent ces formations entre 97Ma et 76Ma (Cénomanien à Campanien moyen) (Alexander et al. 2010; Nicholson et al. 2011; Orton 2012). Cette attribution stratigraphique est corroborée par l'analyse de la population de zircons (Cluzel et al. 2011) ainsi que les fossiles d'âge campanien à maastrichtien présents dans la Formation des Mamelons Rouges sus-jacente (Collignon 1977; Freneix 1981; Paris 1981).

Le domaine offshore

Dans le domaine offshore, l'Unité sismique NC1 présente une structure en horst et grabens, tandis que les géométries divergentes dans l'Unité NC2 sont interprétées comme résultant du jeu syn-sédimentaires de ce système de failles normales (cf. Chapitre IV). Cette phase de distension est responsable du découpage du Bassin de Nouvelle-Calédonie en trois sous-bassins (septentrional, central et méridional) séparés par des hauts structuraux (seuils septentrional et méridional) (cf. Chapitre IV). Ces derniers influenceront la sédimentation jusqu'au Priabonien supérieur.

De par son caractère syn-tectonique et en accord avec les interprétations existantes dans la bibliographie (Hashimoto et al. 2008; Collot et al. 2009; Colwell et al. 2010; Bache et al. 2014; Rouillard et al. 2017), l'unité sismique NC2 a été interprétée ici comme liée à la phase de rifting crétacé. Toutefois, ces dépôts n'ayant jamais été traversés par forage dans cette partie du continent Zealandia, cette corrélation demeure encore hypothétique.

Discussion

Une phase extensive est bien caractérisée dans les domaines onshore et offshore de NC. Une corrélation est proposée entre l'unité sismique NC2 et l'ensemble des dépôts syn-rifts du Groupe de Dumbéa, de la Formation de Gouaro et de Koné. D'un point de vue paléogéographique, des environnements fluvio-deltaïques syn-tectoniques couvriraient une large partie de la marge (Ride de Norfolk, Bassin de Nouvelle-Calédonie ?) avec des accumulations dans les blocs subsidents. L'ensemble serait alimenté par l'érosion des zones hautes adjacentes (cf. Chapitre III et Chapitre IV). Ces dépôts fluvio-deltaïques passeraient latéralement (vers l'est) à des dépôts gravitaires sur les futures unités allochtones situées sur la pente orientale de la Ride de Norfolk. L'existence d'environnements de dépôt profonds dans la partie axiale des sous-bassins du domaine offshore actuel n'est pas à exclure. Le fort amincissement crustal observé dans cette zone (cf. Chapitre I) pourrait être lié à cette période extensive et induirait un environnement de dépôts profond. Mais l'absence de géométries caractéristiques ne permet pas de confirmer cette interprétation.

Cette extension s'initierait à partir du Cénomanien et se terminerait durant le Campanien. Cette limite supérieure est aujourd'hui discutée. En effet, les données biostratigraphiques et radiométrique sur les unités onshores montrent un enregistrement du rifting jusqu'au milieu du Campanien (âge de la transgression avec les faciès post-rift et arrêt du volcanisme alcalins dans les séries syn-rift). Régionalement, l'initiation de l'accrétion océanique de la Mer de Tasman démarrant au Santonien était considérée comme marqueur du sommet de la période syn-rift. Il est donc observé un diachronisme entre ces deux interprétations. Ceci montrerait donc un certain temps de propagation de l'arrêt de la phase extensive entre l'ouverture de la Mer et Tasman et les premiers enregistrements sédimentaires de la subsidence post-rift en NC.

V-I.2 La période post-rift du Campanien à l'Yprésien

L'initiation de l'accrétion océanique de la Mer de Tasman marque la base de la phase de quiescence tectonique liée à la période post-rift (Hayes & Ringis 1973; Weissel & Hayes 1977; Gaina et al. 1998; Crawford et al. 2003). Cette accrétion océanique débute vers 83-79Ma (Chron 33r, limite entre le Santonien et le Campanien) et s'achève vers 52Ma (Chron 24, base de l'Yprésien) (Gaina et al. 1998; Sutherland 1999). Dans le domaine Nord-Oriental du continent Zealandia, une période de calme tectonique s'initie vers le milieu du Campanien et est marquée par une subsidence régionale dont l'origine est considérée comme thermique.

Le domaine onshore

A partir du Campanien, les formations hémipélagiques des Mamelons Rouges et des Cherts Noirs, s'étendent sur la plupart des domaines paléogéographiques (Autochtone, Bassin de Bourail, domaine des Montagnes Blanches). Elles sont représentées par des silts et des argilites qui enregistrent une homogénisation des dépôts et un ennoyage généralisé de l'ensemble de la marge (cf. Chapitre III). A ce stade, aucune polarité sédimentaire n'est clairement exprimée. Quelques dépôts gravitaires relativement grossiers intercalés dans la Formation des Cherts Noirs indiquent cependant l'existence de pentes sédimentaires sans que leur position précise puisse être déterminée (cf. Chapitre III).

L'âge lutétien des formations sus-jacentes des Calcaires d'Adio et de Koumac récemment révisé (**Bordenave** et al. submited), suggère que cette période de subsidence post-rift s'étend sur l'ensemble du Paléocène jusqu'à l'Eocène basal (cf. Chapitre III). Ceci est aussi appuyé par Paris (1981) qui observe la présence de microfaune d'âge Paléocène à Eocène inférieur au sein des faciès de la Formation des Cherts Noirs. Ainsi, la période de quiescence post-rift enregistrée par les dépôts hémipélagiques homogènes sur le domaine onshore s'étend du Campanien moyen à l'Eocène inférieur. Ces nouveaux âges allongent la période de quiescence post-rift par rapport à ce qui était préalablement admis dans la bibliographie (cf. Chapitre I).

Le domaine offshore

Dans le domaine offshore, l'unité sismique NC3 repose en discordance sur l'unité syn-rift NC2 et fossilise une partie des structures extensives résultant de la phase de rifting. A ce titre, cette unité NC3 est considérée comme l'enregistrement de la phase post-rift dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie. La discordance post-rift est reconnue sur l'ensemble de la zone d'étude par une surface d'onlap (cf. Chapitre IV). La structure en graben et horst délimitant les domaines septentrional, central et méridional impacte la géométrie et l'épaisseur de cette unité post-rift. En effet, elle montre des épaississements progressifs vers le centre des grabens avec des géométries de type « sag » (cf. Chapitre IV).

Néanmoins, dans la partie centrale et méridionale de la zone d'étude, cette unité sismique peut être divisée en deux sous-unités NC3a et NC3b. Ces deux sous-unités sont séparées par une discordance interne mineure, soulignée par une surface d'onlap et des troncatures d'érosions (cf. Chapitre IV). La sous-unité supérieure NC3b fossilise certaines déformations affectant la sous-unité NC3a (failles normales, failles inverses, de plis). Il apparaît ainsi que des déformations tectoniques mineures interviennent dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie au cours de cette phase post-rift. Aucun calage stratigraphique n'existe pour la base de l'Unité NC3 ni pour la limite NC3a / NC3b. Seul le sommet de cette unité est atteint par le forage IODP U1507 qui indique un âge Priabonien supérieur (Sutherland et al. 2019).

Discussion

La phase de subsidence post-rift qui intervient dans une période de calme tectonique est enregistrée à la fois dans le domaine onshore et offshore par des séries relativement homogènes et profondes qui fossilisent les structures extensives résultant du rifting crétacé.

Les nouveaux calages stratigraphiques des séries onshores (cf. Chapitre III ; (Dallanave et al. 2018)) proposent aujourd'hui une extension de cette période allant jusqu'à l'Yprésien, avant l'initiation de la phase de convergence. Cette limite supérieure est aujourd'hui discutée. Dans l'ensemble de la région, cette « limite » est relativement ténue et correspond le plus souvent à une évolution progressive. En onshore, elle est principalement enregistrée par une modification des systèmes sédimentaires probablement en réponse à une modification physiographique des bassins contrôlés par la tectonique (voir V.1.d – étapes suivantes). En offshore, une discordance mineure est reconnue dans les domaines central et méridional au sommet de la sous-unité NC3a dont la déformation est fossilisée par la sous-unité NC3b. Dans le domaine septentrional, l'identification d'une discontinuité au sein de l'Unité NC3 reste délicate même si des discordances locales (onlap) sont observées. Ainsi la fin de ce stade post-rift crétacé-yprésien de quiescence tectonique reste souvent difficile à caractériser avec précision dans le domaine offshore. La modification des systèmes de dépôt dans le domaine onshore à partir de l'Yprésien, liée à une phase de convergence montre un changement dans l'évolution tectono-sédimentaire. Ceci pourrait correspondre à la discordance mineure marquant la limite des sous-unités NC3a et NC3b. Nous pourrions ainsi proposer une relation entre les unités post-rift enregistrées à terre avec la sous-unité NC3a.

V-I.3 Yprésien-Priabonien : réorganisation structurale du domaine (marge ?) néo-calédonien dans un contexte géodynamique régional de convergence

Selon de nombreux auteurs, une phase de convergence débute durant l'Eocène mais l'âge de son initiation reste encore discuté (Ballance et al. 1982; Kroenke 1984; Ballance 1999; Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Sutherland et al. 2010; Sutherland et al. 2017). Cette phase de convergence coïncide avec un changement cinématique de la plaque pacifique (Sharp & Clague 2006; Tarduno 2007) à la base de l'Eocène. La subduction du Bassin Sud-Loyauté qui en résulte (Chapitre I de ce mémoire) s'initie vers 55Ma et aboutit durant l'Oligocène à la mise en place du complexe ophiolitique en Nouvelle-Calédonie, (Avias 1967; Aitchison et al. 1995; Cluzel et al. 1995; Cluzel et al. 2001; Spandler et al. 2005; Baldwin et al. 2007).

Le domaine onshore

Sur le domaine onshore de la NC, la période Eocène montre une nette intensification de la sédimentation gravitaire. Cette période est marquée par plusieurs phases d'ennoyage et de soulèvement qui aboutissent à une évolution physiographique complexe des systèmes de dépôt et des sources sédimentaires (**Bordenave** et al. submited). De manière générale, cette évolution s'exprime par (1) une réorganisation physiographique de la région durant l'Yprésien et le Lutétien ; (2) une phase de surrection au Lutétien moyen ; (3) une phase d'ennoyage généralisée au Bartonien-Priabonien et (4) une phase de déformation et de sédimentation syn-tectonique au Priabonien terminal (cf. Chapitre III).

Entre l'Yprésien et le Lutétien, un changement majeur dans la physiographie de la marge est observé. Ce changement correspond à l'individualisation des grands domaines paléogéographiques qui enregistreront de différentes manières l'évolution tectono-sédimentaire de la marge orientale (voir début de ce chapitre). En effet, à la suite de la sédimentation homogène, hémipélagique et silicoclastique post-rift, un premier système carbonaté hétérogène se met en place. Ce dernier correspond (1) aux dépôts gravitaires des Calcaires d'Adio dans le Bassin de Bourail et (2) aux calcaires pélagiques de Koumac dans le domaine des Montagnes blanches. Les plateformes carbonatées peu profondes associées à ces dépôts sont aujourd'hui inconnues. Ces calcaires témoignent d'un changement de régime tectonique et d'une réorganisation de la marge entre la période post-rift et la phase de convergence propre avec (1) le développement d'une sédimentation gravitaire importante qui indique une création / accentuation des pentes sous-marines ; (2) une sédimentation hétérogène le long de la marge avec des faciès sédimentaires différents dans les domaines paléogéographiques ; et (3) l'individualisation de zones hautes comme l'indique la présence de faunes marines peu profondes remaniées (cf. Chapitre III). Ainsi, le passage entre les formations post-rift et le système carbonaté yprésien -lutétien indique une réorganisation paléogéographique qui serait liée à un changement de régime tectonique. Aussi, le développement de ce système carbonaté pourrait être favorisé par la remontée du continent Zealandia vers le nord (Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006), qui impliquerait l'entrée de la zone d'étude dans des ceintures climatiques plus favorables au développement de plateformes carbonatées (cf. Chapitre III).

A partir du milieu du Lutétien, de nouveaux apports détritiques silicoclastiques sont enregistrés. Dans le Bassin de Bourail, l'ensemble des carbonates des Calcaires d'Adio est recouvert par les turbidites gréseuses du Flysch Inférieur de Bourail (FIB). Plus en aval, dans le domaine paléogéographique des Montagnes Blanches, cette influence silicoclastique se distingue par la mise en place des Calciturbidites roses, riches en hématites. Dallanave et al. (2018) interprètent cette hématite comme provenant d'une pollution silicoclastique. Les éléments composant ces dépôts silicoclastiques proviendraient d'un socle méta-sédimentaire, d'une couverture d'âge crétacé à Paléocène et de sédiments péné-contemporains dont des foraminifères benthiques d'environnement relativement peu profond (cf. Chapitre III). Ceci indique une individualisation de zones hautes à sédimentation carbonatée peu profonde et de zones probablement émergées où le socle sédimentaire est mis à nu. La discordance de dépôts bartoniens

peu profonds sur le socle méta-sédimentaire de la Ride de Norfolk (cf. Chapitre III) tend à prouver l'existence de telles zones émergées à cette époque. Aussi, le passage d'une sédimentation gravitaire carbonatée (Adio) vers des faciès gravitaires plus silico-clastiques (FIB) indiquerait une accentuation des processus d'érosion en relation avec l'émersion de certaines zones. Ces observations sur les séries lutétiennes suggèreraient donc une première phase de déformations tectoniques (uplift) en relation avec le régime de convergence ouest pacifique / sud-loyauté, marqué à cette époque par l'enfouissement maximal des séries métamorphiques du nord dans la zone de subduction (44 Ma - Spandler et al. (2005)).

La période bartonien – priabonien est marquée par un ennoyage généralisé des unités précédemment émergées du domaine onshore et une modification progressive des systèmes de dépôts gravitaires qui enregistrent une accentuation des déformations tectoniques. Cette phase d'ennoyage généralisée est enregistrée en premier lieu par la discordance des Calcaires d'Uitoé sur le socle précédemment émergé de la Ride de Norfolk au Bartonien. Cet ennoyage des domaines émergés induirait une augmentation de la proportion de carbonate dans la sédimentation gravitaire profonde. Dans le domaine paléogéographique de Bourail, le flysch gréseux lutétien passe progressivement aux faciès carbonaté gravitaire du Flysch Moyen de Bourail (FMB) durant le Bartonien. Ce passage marque aussi une modification des motifs d'empilement des dépôts gravitaires qui tend à rendre compte d'un confinement du système de dépôt turbiditique. Les directions de courants témoignent cependant d'une paléotopographie sous-marine complexe, indiquant un apport des sédiments provenant de l'est et nord-est (N271°E et N248°E - cf. Chapitre III). Dans le domaine paléogéographique des Montagnes Blanches, les Brèches de Buadio témoignent d'une augmentation des instabilités gravitaires intra-pentes, érodant les séries sédimentaires sous-jacentes crétacé / éocène inférieur. Aussi, la mise en place des flyschs gréso-carbonaté de Pandope et Népoui, discordants sur les basaltes de Poya, pourrait suggérer une individualisation de la Nappe de Poya. L'ensemble de ces observations sur l'évolution des domaines paléogéographiques est interprété comme lié à une accentuation des déformations dans un contexte de convergence.

Au Priabonien supérieur, les calcaires peu profonds d'Uitoé, discordants sur le socle de la Ride de Norfolk, sont rapidement remplacés par des dépôts gravitaires profonds gréso-conglomératiques de polarité Sud-Est / Nord-Ouest. Cette évolution témoigne à la fois d'un ennoyage majeur de ce domaine mais également d'une surrection d'un domaine adjacent situé au SE et constituant la source des apports gréso-conglomératiques. Ces mouvements verticaux différentiels sont interprétés comme résultant d'une intensification majeure des déformations régionales sur la Ride de Norfolk dans le contexte de convergence. Durant la même période, de fréquents dépôts bréchiques s'intercalent au sein du flysch du bassin de Bourail. Ces faciès grossiers sont composés d'éléments provenant du démantèlement de la série sédimentaire néocrétacée à éocène sous-jacente et témoignerait donc, ici aussi, de mouvements tectoniques permettant un tel remaniement. Ces mouvements favorisent probablement les instabilités gravitaires qui perdurent dans le domaine des Montagnes Blanches comme le montre la poursuite des dépôts des Brèches de Buadio.

Ainsi, le domaine onshore de la NC se caractérise à l'Eocène par d'importantes modifications des systèmes sédimentaires. Entre le Lutétien et le Bartonien, des mouvements verticaux difficiles à reconstituer avec précision, sont responsables de la différenciation de différents domaines paléogéographiques plus ou moins subsidents sur la marge orientale de la Ride de Norfolk. Au Priabonien apparaissent les effets de mieux en mieux exprimés de la convergence régionale.

Le domaine offshore

L'intervalle entre l'Yprésien et le Priabonien est enregistré dans le domaine offshore par la sous unité sismique NC3b et la base de l'Unité NC4. La sous-unité NC3b repose localement en discordance sur l'Unité NC3a et est caractérisée par des réflexions de faibles amplitudes, tabulaires et concordantes. Le sommet de la sous-unité NC3b est traversé par le forage U1507 qui indique un âge Priabonien supérieur (Sutherland et al. 2019). Les caractéristiques des géométries de cette unité atteste une stabilité tectonique du domaine offshore depuis la période post-rift (cf. V.1.b) et jusqu'au Priabonien supérieur. Néanmoins, la discontinuité marquant la limite entre les unités sismiques NC3 et NC4 témoigne de premiers mouvements verticaux durant le Priabonien supérieur. Aux abords de la Ride de Norfolk, le sommet de l'Unité NC3 se caractérise par un basculement des réflexions vers la partie axiale du Bassin de Nouvelle-Calédonie avec la présence de troncatures d'érosion sous l'unité sus-jacente NC4. Cette dernière fossilise ainsi une première déformation du bassin que nous rattachons à la phase du Priabonien supérieur mise en évidence dans les unités onshore. Ces premiers mouvements verticaux se traduisent par une différenciation entre un domaine de pente et de bassin qui sera décrite dans la partie suivante (V.1d).

Discussion

Des corrélations stratigraphiques peuvent être proposées entres les domaines onshore et offshore grâce aux données biostratigraphiques à l'affleurement et celles obtenues aux abords du forage IODP U1507 (cf. Chapitres III et IV). Les dépôts carbonatés pélagiques bartoniens / priabonien du sommet de la sous-unité NC3b sont directement interprétés comme un équivalent latéral des formations carbonatées du Bartonien – Priabonien onshore (Calcaire de Uitoé, FMB). Ceci impliquerait que les premières unités silicoclastiques d'âge lutétien peuvent être associées à la base de la sous-unité NC3b par équivalence stratigraphique. L'Unité NC4, se mettant en place à la suite d'une déformation au Priabonien supérieur, peut être associée aux formations chaotiques des Grès rouges de Uitoé et du Flysch Supérieur de Bourail (FSB). De plus, la présence de clinopyroxènes dans le FSB et de turbidites volcanoclastiques dans l'Unité NC4 appuie cette équivalence. Néanmoins, ces corrélations stratigraphiques montrent des variations importantes entre ces deux domaines, en termes de variation dans les processus de dépôts (dépôts gravitaires, plateformes peu profondes sur l'ensemble la partie orientale de la marge *vs* dépôts pélagiques dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie), et d'épaisseur sédimentaire (4000 mètres mesuré dans l'Unité de Bourail *vs 0.2*stwt).

Deux points importants peuvent ainsi être discutés :

Le premier concerne la réorganisation de la marge orientale de la Ride de Norfolk à partir de l'Yprésien. Cette région observe la différenciation de domaines paléogéographiques distincts. Nous considérons que cette différenciation pourrait se faire à la faveur de mouvements différentiels le long de failles héritées de la phase de rifting. Ces failles rejoueraient durant la période de convergence et permettraient la distinction de zones subsidentes et de hauts topographiques, définissant ainsi les domaines paléogéographiques cités auparavant. Nous proposons arbitrairement que ces failles observent un jeu normal lié à une contrainte extensive de la plaque subductée du a un effet d'entrainement dans la zone de subduction.

Le second point concerne le lien terre-mer. Les corrélations proposées entre les unités sismiques et géologiques montreraient que l'enregistrement sédimentaire de cette réorganisation Eocène se restreindrait à l'ancienne partie orientale de la Ride de Norfolk. Il apparaît donc que les premières

déformations liées au contexte de convergence ne sont enregistrées que dans les unités initialement situées sur la Ride de Norfolk (Autochtone) et sa marge orientale (unités de Bourail, des Montagnes Blanches et de Poya). Le domaine offshore n'est quant à lui pas affecté par des mouvements tectoniques importants. Il est le siège d'une sédimentation hémipélagique carbonatée homogène. Néanmoins, à partir du Priabonien supérieur l'impact de la convergence fait apparaitre des mouvements verticaux au droit de la Ride de Norfolk. A terre, ceci est marqué par l'effondrement des plateformes carbonatés et la mise en place des dépôts bréchiques. En mer, cette période voit l'approfondissement du Bassin de Nouvelle-Calédonie par rapport à la Ride de Norfolk. Il est proposé que cette différenciation résulte de mouvements verticaux éocènes (responsables de l'individualisation de zones subsidentes et de haut fond) et ait été accentuée au Priabonien supérieur (limite NC3b / N4). On dessine ici une zone de faille sur la bordure SW en cohérence avec ce qui est proposé pour le domaine oriental de la Ride de Norfolk.

V-I.4 Priabonien terminal à Oligocène inférieur – obduction calédonienne et initiation du Fossé de Nouvelle-Calédonie

La période de convergence, associée à l'initiation de la subduction du Bassin Sud-Loyauté vers 55Ma (Chapitre I de ce mémoire) aboutit durant l'Eocène supérieur - Oligocène à la mise en place du complexe ophiolitique en Nouvelle-Calédonie, (Avias 1967; Aitchison et al. 1995; Cluzel et al. 1995; Cluzel et al. 2001; Spandler et al. 2005; Baldwin et al. 2007). Deux principaux modèles sont proposés pour l'obduction avec un modèle compressif défendu par Aitchison et al. (1995), Cluzel et al. (2001); Gautier et al. (2016) ; et un modèle gravitaire défendu par Lagabrielle et al. (2013) et Vitale Brovarone et al. (2018). Les nouvelles donnés ne permettent pas aujourd'hui de discuter l'un de ces deux modèles, mais proposent un calage stratigraphique plus précis de la mise en place des unités allcohtones et du complexe métamorphique sur la Ride de Norfolk.

Le domaine onshore

Aucun dépôt du Priabonien terminal à Oligocène n'a été identifié dans le domaine onshore. Seuls, les plutons granitiques de Saint Louis et de Koum qui traversent les unités allochtones et la Nappe des Péridotites, ont été datés de l'Oligocène inférieur par géochronologie U-Pb sur zircons (respectivement 27.5Ma et 24Ma ; (Cluzel et al. 2005a; Paquette & Cluzel 2006). Ces plutons datent l'âge sommital de la mise en place du complexe tectonique à l'Oligocène inférieur.

Par ailleurs, l'âge des séries sédimentaires présentes sur l'Autochtone, dans le Bassin de Bourail, dans le domaine des Montagnes Blanches et de Poya s'étend jusqu'au Priabonien sommital. Ceci montre que ces domaines n'ont été chevauchés et mis en place sur la Ride de Norfolk qu'après le Priabonien terminal. Nous interprétons ainsi la période Priabonien terminal (34Ma) à Oligocène inférieur comme celle de la mise en place des nappes sédimentaires et du complexe ophiolitique sur la Ride de Norfolk. Nous considérons aujourd'hui que la mise en place des unités allochtones se fait de manière synchrone sur la Ride de Norfolk. Ceci est d'autant plus appuyé par l'absence d'élément de péridotites au sein de séries sédimentaires onshore indiquant ainsi une mise en place de la Nappe des Péridotites après la fermeture des domaines paléogéographiques.

Le domaine offshore

La période Priabonien sommital – Oligocène inférieur est représentée par l'Unité NC4. Cette dernière, scelle une première déformation au Priabonien supérieur, associée à la période de réorganisation éocène (cf V.1.c). Cette déformation aboutit à une différenciation entre deux types de dépôts représentés par des faciès sismiques différents au sein de l'Unité NC4 : (1) des dépôts de pente localisés sur la bordure occidentale de la Ride de Norfolk et caractérisés par des réflexions sismiques aux géométries discontinues et (2) des dépôts contouritiques et hémipelagiques s'étendant respectivement du pied de pente à l'ensemble du BNC et caractérisés par des géométries de réflexions

conformes et reposant en downlap aux abords des pentes. Ces géométries ainsi que la faible épaisseur de l'unité sismique montrent l'absence significative d'enregistrement de mouvement tectonique durant la période Priabonien terminal – Oligocène inférieur.

Discussion

Comme pour la période décrite précédemment, l'intervalle Priabonien terminal à Oligocène inférieur est enregistré de manière très différente à terre et en mer. Dans le domaine onshore, cette période correspond à la mise en place des nappes et du complexe ophiolitique sur la Ride de Norfolk de manière synchrone. A l'inverse, dans le domaine offshore, l'Unité NC4 n'enregistre aucun mouvement tectonique significatif et sa faible épaisseur démontre l'absence de subsidence flexurale liée à la mise en place des nappes. Ainsi, cet évènement majeur ne provoque aucune déformation aux abords du Bassin de Nouvelle-Calédonie.

A ce jour, aucune donnée ne nous permet de dire si l'ensemble de la mise en place du complexe tectonique se serait faite sous l'eau ou non. Néanmoins, l'analyse des séries sédimentaires présentes sur l'Autochtone indique un environnement de dépôt profond au Priabonien sommital (Grès Rouges de Uitoé), juste avant la mise en place du complexe tectonique. Ainsi, l'ensemble du domaine néo-calédonien resterait ennoyé pendant la mise en place des nappes et jusqu'à l'Oligocène inférieur avant la surrection et l'émersion de la NC durant l'Oligocène supérieur. Cette hypothèse induit une profonde reconsidération de l'alimentation du FSB qui sera discuté à la fin de cette partie (V-I.5).

V-I.5 Oligocène supérieur – Miocène – Phénomènes post-obduction: soulèvement de la Nouvelle Calédonie, tectonique extensive et création puis comblement du Fossé de Nouvelle-Calédonie

A partir de l'Oligocène supérieur, la période dite « post-obduction » s'amorce en Nouvelle-Calédonie. Ceci est marquée par un régime extensif principalement contrôlé par le rééquilibrage isostasique post-orogénique du complexe tectonique présent sur la Ride de Norolkf (Lagabrielle et al. 2005; Chardon & Chevillotte 2006; Sevin et al. 2014). Régionalement, cette période est marquée par un changement de régime vers une nouvelle phase extensive pendant laquelle le recul de la subduction Tonga-Kermadec engendre l'ouverture des bassins arrière–arc situés à l'est du continent Zealandia (Launay et al. 1982; Auzende et al. 1988b; Herzer & Mascle 1996; Pelletier et al. 1998; Mauffret & Australia 2001; Sdrolias et al. 2003; Mortimer et al. 2007a).

Le domaine onshore

La période Oligocène supérieur à Miocène enregistre deux phases consécutives dans le domaine onshore. La première correspond au rééquilibrage isostatique amenant au soulèvement et à l'émersion de la NC (Lagabrielle et al. 2005). Ce soulèvement, associé au régime tectonique extensif, est caractérisé par le développement de failles normales de faible et fort pendages avec des directions allant de N90°E à N150°E et une dominante N140°E (Lagabrielle et al. 2005). Ceci est aussi marqué par la présence de failles de détachement précoces (Lagabrielle et al. 2005) et de nombreux contacts soustractifs que l'on observe aujourd'hui entre différentes unités cartographiques (cf. Chapitre III). Dès son émersion, la Nouvelle-Calédonie est soumise à l'altération supergène en climat tropical. Les profils d'altération présents sur les péridotites forment des surfaces d'aplanissement étagées qui suggèrent des soulèvements tectoniques successifs (Wirthmann 1965; Chardon & Chevillotte 2006). Certaines de ces surfaces ont pu être datées à l'Oligocène supérieur (25Ma par méthode paléomagnétique - (Sevin et al. 2012)).

Après cette phase de soulèvement et d'extension, la sédimentation reprend en domaine littoral durant le Miocène inférieur (Maurizot et al. 2016; Tournadour et al. in review). Seulement localisés dans la région de Népoui, ces dépôts correspondent à des séquences conglomératiques à blocs de péridotite, de cuirasse et de basalte accumulés dans des systèmes de fan-delta, passant progressivement vers

l'aval à des dépôts carbonatés peu profonds (Calcaires de Népoui). Ces dépôts littoraux reposent en discordance sur la Nappe de Poya et le Flysch de Népoui (cf. Chapitre III). Ces dépôts se trouvent actuellement à quelques dizaines de mètres d'altitude et suggèrent donc que les mouvements verticaux sont restés relativement limités depuis le Miocène inférieur.

Le domaine offshore

La période post-obduction est représentée par une épaisse unité sismique NC5 d'âge Oligocène supérieur à Actuel. La limite basale de cette unité sismique varie entre le domaine septentrional et méridional du BNC, de part et d'autre de la latitude 22°30'. Au nord, la base de cette unité est marquée par une discordance angulaire avec l'unité sous-jacente NC4 et un épaississement majeur vers le NE en direction de la bordure occidentale de la NC. Cette discordance est marquée par des onlap de l'Unité NC5 et quelques troncatures d'érosion de l'unité sous-jacente NC4. Au sud, la limite basale de l'Unité NC5 est marquée par une surface d'onlap dans la partie axiale du BNC et une surface d'onlap / toplap sur les bordures des rides. L'Unité NC5 est caractérisée par des géométries de réflexions conformes dans l'axe du bassin et des géométries de réflexions penchés et discontinus sur les flancs des rides bordant le BNC (Ride de Lord Howe et Ride de Norfolk). Ces géométries caractérisent une sédimentation gravitaires et chaotiques aux abords des rides bordant le bassin et une sédimentation pélagique dans la partie axiale. Ces faciès sont traversés par le forage U1507 et correspondent respectivement aux unités B et A (cf. Chapitre IV).

L'absence d'éventail stratigraphique dans cette unité et le remplissage passif de l'espace créé à l'Oligocène supérieur par l'Unité NC5 indiquerait la rapidité du basculement de l'ensemble de la pile sédimentaire sous-jacente au droit de la NC. Plus régionalement, à l'échelle de la zone d'étude du domaine offshore, le basculement des unités sous-jacentes le long des rides et les troncatures d'érosion, suivi du remplissage passif de l'Unité NC5, témoignent d'un affaissement généralisé du BNC et des rides qui le bordaient (Ride de Lord Howe et de Norfolk). Cette subsidence régionale et symétrique se surimposerait à celle localisée sur la bordure Sud-Ouest de la NC et serait responsable de l'individualisation du Fossé de Nouvelle-Calédonie (Sutherland et al. 2010).

Discussion

L'important affaissement (3stwt) observé au droit de la NC est aujourd'hui discuté. L'analyse de la géométrie des réflexions sismiques montre un affaissement rapide du bassin sans enregistrement sédimentaire syn-tectonique apparent (cf. Chapitre IV ; (Collot et al. 2008; Collot 2009)). Collot et al. (2008), datent pour la première fois cet évènement tectonique entre l'Eocène terminal / Oligocène inférieur à partir des données de puits existant sur la Ride de Lord Howe, directement en lien avec l'âge de l'obduction calédonienne. Compte tenu de la coïncidence chronologique, une hypothèse est formulée selon laquelle le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait subsidé sous l'effet de la surcharge engendrée par le charriage du complexe ophiolitique sur la Ride de Norfolk. Au fur et à mesure de la progression de ce complexe, le Bassin de Nouvelle-Calédonie aurait réagi comme un bassin flexural d'avant-pays suivant un processus de sous-charriage. Une fois l'obduction terminée, le rééquilibrage isostasique de la Ride de Norfolk aurait engendré sa remontée, l'érosion intense des nappes allochtones (Collot et al., 2017) et induit une tectonique extensive (Lagabrielle et al. 2005). Le long de la marge ouest de la Grande Terre, plus au moins au front des nappes, cette remontée aurait été accommodée par le jeu d'une faille normale (Collot et al., 2017).

Néanmoins, le nouveau calage stratigraphique obtenu par le forage U1507, montre que la subsidence différentielle se serait réalisée à l'Oligocène supérieur, après la mise en place des nappes sur la Ride de Norfolk (Priabonien terminal – Oligocène inférieur). Ceci indiquerait donc une contradiction qui nous permet aujourd'hui d'aborder une hypothèse alternative. Dans le domaine onshore, l'Oligocène supérieur est associé à la période post-obdcution. Cette période est marquée par d'important mouvements verticaux responsables de la surrection de la NC et du jeu de failles normales (Lagabrielle

et al. 2005). Une alternative serait de proposer que le fort affaissement visible le long de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie proviendrait essentiellement de l'accommodation par le jeu de faille normal, liées à la surrection de la NC. Cette faille que l'on nommera la faille Ouest calédonienne serait essentiellement responsable des derniers mouvements dans le BNC qui ensuite se rempli de manière très massive sans déformation.

Ces deux mécanismes de création de subsidence différentielle sont abordés dans cette thèse mais des questions restent encore en suspens :

Le modèle de bassin flexural n'explique pas l'absence de flexure au large de la bordure sud-occidentale de la Nouvelle Calédonie (Ligne sismique TEC01), domaine où le complexe ophiolitique est le plus développé (massifs du sud ; c.f. Chapitre I de ce mémoire). Aussi, la mise en place d'un bassin d'avant-pays se réalise progressivement (). Ceci engendrerait l'enregistrement d'éventail syn-tectonique qui ne sont pas observé dans l'Unité NC5. Enfin, le nouveau calage stratigraphique des unités sismiques montrerait que cet affaissement se serait réalisé après la mise en place des Nappes sur l'Autochtone, durant la période post-obduction.

La présence d'une faille normale, engendrant l'affaissement du BNC soulève aussi de nombreuses questions. Il n'estpas référencé dans la bibliographie la présence de demi-graben avec des dimensions aussi importantes que celle observées actuellement au frot de la NC. Aussi, comme pour le bassin flexural, l'absence d'enregistrement sédimentaire syn-tectonique ne permet de confirmer cette hypothèse. Enfin, les incertitudes concernant les calages stratigraphiques des unités sismiques (propagation des limites d'unités, possible variatoins latérales) et des unités géologiques (contraintes stratigraphiques de la mise en place des nappes), peuvent remettre en question l'âge de la discordance et du lien avec le domaine onshore (mise en place des nappes *vs* réajustement isostatique).

Collot et al. (2008), discutent ces deux hypothèses et favorisent la création de la subsidence différentielle par une subsidence flexurale liée au poids des unités chevauchantes du complexe ophiolitique. Le réajustement isostatique, attribuée à la période post-obduction pourrait être responsable de la mise en place de failles normales qui accommoderait la surrection de la NC (Collot et al., 2017). Les nouvelles interprétations proposées ici indiqueraient une influence plus importante de la tectonique extensive sur la création de la subsidence différentielle.

Enfin, la seconde phase d'effondrement de l'ensemble du BNC, initiant la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie ne sera pas discutée. Cette dernière impliquerait des phénomènes géodynamiques qui ne sont pas en relation directe avec l'évolution tectono-sédimentaire de la Nouvelle-Caléodnie. Ceci sera abordé dans la partie suivante de ce chapitre.

V-I.6 Discussion sur le modèle tectono-sédimentaire

La prise en considération des données géologiques à terre et en mer ont donc permis de proposer un modèle tectono-sédimentaire du domaine nord-oriental du continent Zealandia entre le Crétacé supérieur et l'Actuel. Les principaux éléments de cette évolution sont :

1. Entre le Crétacé supérieur et la base de l'Eocène, l'évolution tectono-sédimentaire de la marge est la même dans les domaines onshore et offshore. Ceci est associé à la période de rifting et de subsidence post rift. Ces périodes s'étendent entre le crétacé supérieur et la base de l'éocène avec la présence de structures complexes en horst et graben accueillant l'ensemble des dépôts syn-rift. Ces mêmes structures jouent un rôle dans les variations d'épaisseurs et la distribution des faciès post-rift.
2. A partir du l'éocène inférieur, les deux domaines se distinguent fortement avec une évolution tectono-sédimentaire complexe sur l'ensemble des bassins sédimentaires orientaux de la Ride de Norfolk. Ces derniers enregistrent des variations de sources, de physiographies et de régimes de l'ensemble du domaine. A l'inverse, le domaine offshore est peu marqué par ces premières phases de déformation ne montrant que quelques évènements tectoniques mineurs dans la continuité de la mise en place des unités post-rifts.
3. Le Priabonien sommital est marqué par la mise en place des nappes à matériel sédimentaire et du complexe ophiolitique en NC. Ceci n'est pas enregistré par des dépôts sédimentaires dans le BNC montrant ainsi une forte disparité entre le domaine onshore et offshore.
4. A partir de l'Oligocène supérieur, l'ensemble de la région observe de nouveau un régime commun avec une nouvelle phase extensive régionale marquée dans l'ensemble des domaines par le jeu de failles normales. La marge Ouest calédonienne voit la mise en place d'une subsidence différentielle certainement liée à la fois au réajustement isostatique et au poids des unités chevauchantes

L'évolution tectono-sédimentaire proposé ici reste en accord avec les phases de rifting et post-rift définies dans la littérature (Cluzel et al. 2011; Cluzel et al. 2012a; Maurizot et al. 2018). Néanmoins, les nouvelles données biostratigraphiques étendent la période post-rift entre le milieu du Campanien et la base de l'Eocène (cf. V-I.2).

A l'inverse, notre modèle propose une évolution différente de la période de convergence éocène par rapport au modèle de bassin d'avant-pays défendu par (Maurizot 2011; Cluzel et al. 2012a; Maurizot & Cluzel 2014). Ces auteurs proposent que l'ensemble du Flysch de Bourail se dépose dans la partie *foredeep* d'un bassin d'avant-pays alimenté par des plateformes carbonatées en position de forebulge (Calcaires d'Adio, du Creek Aymes et de Uitoé) et les nappes du front chevauchant (nappes des Montagnes Blanches et de Poya). Cet ensemble, flysch et plateformes carbonatées, se déplacerait progressivement vers le sud-ouest de la Grande Terre, suggéré par l'âge des unités carbonatées de plus en plus jeune en allant vers le Sud (cf. Chapitre I).

Les nouvelles données de cette thèse indiquent que les Calcaires d'Adio et du Creek Aymes correspondent à des dépôts gravitaires se mettant en place durant l'Eocène inférieur et ne peuvent pas correspondre à des plateformes de bulges se succédant. Nous proposons que ces carbonates enregistrent la phase de réorganisation paléogéographique durant l'Yprésien, en conséquence de l'initiation de la convergence (cf V.I.4). Aussi, nous proposons que le Bassin de Bourail, nouvelles unités allochtone, enregistre les mouvements tectoniques de la Ride de Norfolk par la succession des dépôts gravitaires aux sources différentes du FIB (nouvelle formation identifiée) et FMB (anciennement flysch carbonaté). Ainsi, les nouvelles données ne permettent plus de proposer un modèle de bassin d'avant-pays eocène en Nouvelle-Calédonie. Néanmoins, l'hypothèse d'une flexure provenant du poids des unités chevauchantes peut être proposée pour

la phase Priabonien supérieur de la convergence. Ceci est marqué par un effondrement de la Ride de Norfolk, avec la mise en place des Grès Rouges de Uitoé sur les Calcaires peu profond de Uitoé. Ceci indiquerait donc que le réel enregistrement syn-tectonique de la convergence se réaliserait à l'Eocène terminal. Nous considérons donc caduque l'interprétation du Flysch de Bourail comme un enregistrement sédimentaire syn-obduction.

La mise en place des nappes sédimentaires sur la Ride de Norfolk se serait réalisée durant le Priabonien sommital, dans un domaine marins profond et de manière synchrone (cf. xxx). Ceci indiquerait donc que les sables riches en clinopyroxene du FSB ne peuvent provenir d'une érosion sub-aerienne de la Nappe de Poya comme le propose le modèle de Maurizot & Cluzel (2014). Des alternatives peuvent être proposées. Ces clinopyroxènes peuvent provenir (1) de l'activité volcanique éocène présente sur la Ride de Norfolk (cf. Chapitre IV) ; ou (2) d'ancienne ophiolite présentes dans le socle sédimentaire à l'exemple de l'Ohphiolite de Koh en NC (cf. Chapitre I), mise à l'érosion à la faveur de mouvement tectonique.

A partir de l'Oligocène supérieur, notre modèle tectono-sedimentaire est cohérent avec la surrection de la Nouvelle-Calédonie comme le propose Lagabrielle et al. (2005). Néanmoins, le nouveau calage stratigraphique des unités sismiques nous oblige à considérer l'affaissement de la partie NE du BNC comme une des conséquences de la surrection de la NC et donc favorisé par le jeu de failles normales, à la suite d'une flexure légère liée aux unités chevauchantes.

En conclusion, l'analyse des enregistrements sédimentaires crétacés à éocènes présents en Nouvelle-Calédonie permet de préciser l'évolution tectono-sédimentaire de l'ancienne marge nord-orientale de la Ride de Norfolk. Cette approche alliant à la fois des descriptions sédimentologiques de détail à terre, couplées à l'analyse strati-sismique des séries présentes en mer et calées à nouveau forage a permis de dégager des nouvelles interprétations importantes et de proposer des modèles alternatifs à ceux existants dans la bibliographie.

V-II Proposition d'évolution géodynamique du domaine nord-oriental du continent Zealandia entre le Crétacé supérieur et le Miocène

Avant-propos : Les données acquises durant cette thèse permettent de proposer un modèle tectono-sédimentaire et une reconstitution paléogéographique de l'ancienne marge nord-orientale du continent Zealandia. Ces données seront utiles pour la proposition de modèles géodynamiques expliquant l'évolution du continent Zealandia. Il est ainsi apparu opportun de proposer un modèle géodynamique alternatif de cette marge. Ce modèle a pour principal objectif de proposer des hypothèses nouvelles quant au moteur des évènements tectoniques, tout en considérant certaines étapes des modèles géodynamiques existants. Ce modèle devra principalement tenir compte des enregistrements sédimentaires des bassins ouest-calédoniens.

L'évolution tectono-sédimentaire du domaine nord-oriental du continent Zealandia conduit à proposer un modèle géodynamique expliquant les moteurs des évènements tectoniques enregistrés par les séries sédimentaires Ce modèle prend en compte à la fois (1) des évènements tectoniques locaux rattachés à l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie (e.g mise en place du complexe ophiolitique, remontée du complexe métamorphique…) et (2) des évènements tectoniques régionaux qui affectent l'ensemble du continent Zealandia (e.g phase de rift, convergence éocène…). Six étapes géodynamiques majeures sont ainsi distinguées entre le Crétacé supérieur et le Miocène :

1. Une phase de rifting entre Cénomanien et le milieu du Campanien ;
2. Une phase de subsidence post-rift entre le Campanien et le début de l'Yprésien ;
3. Une phase de convergence entre l'Yprésien et le Priabonien supérieur;
4. La mise en place des unités allochtones et du complexe ophiolitique sur la Ride de Norfolk entre le Priabonien terminal et l'Oligocène inférieur ;
5. L'émersion de la NC, la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie et l'ouverture des bassins arrière-arc entre l'Oligocène supérieur et le Miocène.

Le modèle géodynamique proposé reprend en partie les éléments des modèles préexistants de Cluzel et al. (2001) et Sutherland et al. (2017). Ces derniers présentent des divergences importantes résultant d'interprétations basées sur l'analyse plus spécifique de certains domaines. Aussi, le modèle proposé se rapproche de ceux décrit par Whattam et al. (2008) et Crawford et al. (2003) qui proposent le fonctionnement synchrone de deux subductions de vergences opposées : la subduction Sud-Loyauté à l'origine de l'obduction néo-calédonienne et la subduction Tonga-Kermadec.

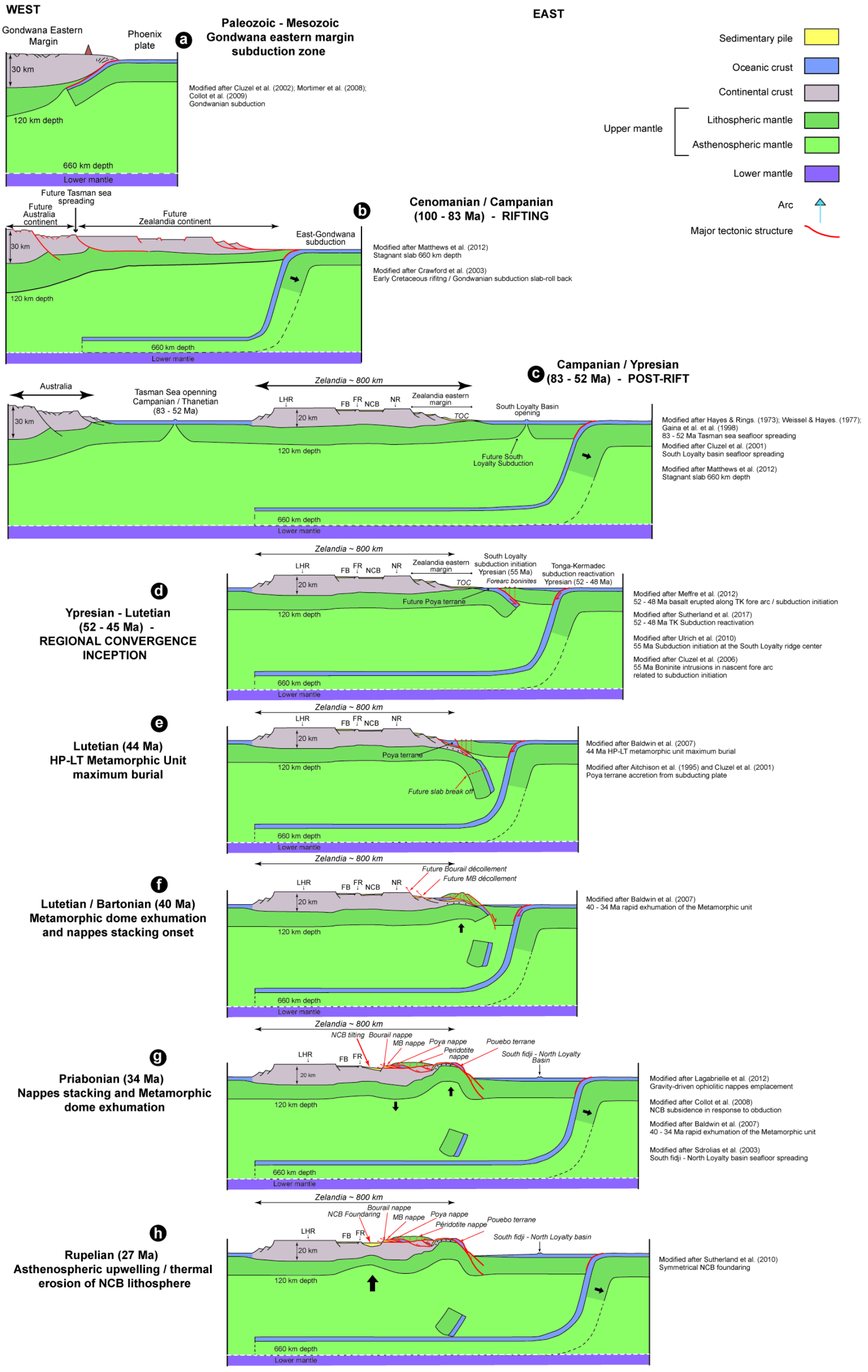


Figure V-4 : Schéma simplifiée de l'évolution géodynamique de la région Nord-orientale du Continent Zealandia entre le Mésozoïque et le Miocène supérieur. Ce modèle se base essentiellement sur les nouvelles données obtenues durant la thèse ainsi que les données bibliographiques présentes dans la région (cf – Chapitre I de ce mémoire). LHR : Lord Howe Rise ; FB : Fairway Basin ; FR : Fairway Ridge ; NCB : New Caledonian Basin ; NCT: New Caledonia Trough; NR: Norfolk Ridge; SLB: South Loyalty Basin; SFB; South Fiji Basin

V-II.1 La phase de rifting (Cénomanien à Campanien moyen) et post-rift (Campanien moyen à Yprésien

La marge active Est-Gondwanienne est affectée par une phase de rifting s'opérant au cours du Crétacé supérieur (Figure V-4a - (Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Meffre et al. 2012)). Le continent Zealandia résulte de la dislocation de cette plaque et s'individualise à la faveur de deux ruptures asthénosphériques supposées synchrones. La première ride océanique prend place entre la partie proximale de la marge est-gondwanienne et le futur continent Zealandia (Figure V-4b). Elle se traduit par le développement de la Mer de Tasman entre 83-52Ma et l'individualisation de la marge passive est-australienne (Hayes & Ringis 1973; Weissel & Hayes 1977; Gaina et al. 1998; Crawford et al. 2003). La seconde ride océanique, correspondant au domaine océanique sud-Loyauté (Figure 1b & c; (Cluzel et al. 2001; Ali & Aitchison 2002)), se développe à l'est du futur continent Zealandia, dans une zone supposée d'exhumation du manteau sous continental dont la structuration sera présentée par la suite. Cette dernière n'est aujourd'hui préservée qu'au sein du complexe tectonique calédonien (Eissen et al. 1998; Cluzel et al. 2001). Ce continent présente aujourd'hui une épaisseur de croûte continentale anormalement faible, i.e. ~10-20km (Klingelhoefer et al. 2007).

L'épaisseur crustale de Zealandia et sa situation entre deux rides océaniques nous amène à présenter ce domaine comme un micro-continent similaire à ceux décrit le long de l'Océan Atlantique, i.e. micro-continent Jan Mayen (Péron-Pinvidic & Manatschal 2009, 2010; Peron-Pinvidic et al. 2012a, b). La différence majeure entre Zealandia et les microcontinents atlantiques réside essentiellement sur l'importante superficie de ce dernier (Mortimer et al. 2017). Le microcontinent Zealandia porte donc les vestiges de la phase de rifting crétacée supérieur. En effet, le centre de ce dernier est composé d'une succession de bassins riftés en graben et demi-graben dont les unités prérifts sont basculées le long des failles normales (cf. Chapitre IV – Unité NC1) remplis par des séries synrifts présentant des éventails sédimentaires (cf. Chapitre IV – Unité NC2), i.e. Capel-Faust (Hashimoto et al. 2008; Colwell et al. 2010), Fairway (Ravenne et al. 1977; Lafoy et al. 1994; Van de Beuque et al. 1998; Auzende et al. 2000; Rouillard et al. 2017) et Bassin de Nouvelle-Calédonie (Klingelhoefer et al. 2007; Collot et al. 2008; Collot 2009) et cf. Chapitre IV de ce mémoire)). A Terre, des environnements fluvio-deltaïques (Groupe de Dumbéa – Chapitre III) syn-tectoniques couvriraient une large partie de la marge (Ride de Norfolk, Bassin de Nouvelle-Calédonie ?) avec des accumulations dans les blocs basculés. L'ensemble serait alimenté par l'érosion des zones hautes adjacentes (cf. Chapitre III et Chapitre IV). Ces dépôts fluvio-deltaïques passeraient latéralement, vers l'est, à des dépôts gravitaires sur les futures unités allochtones situées sur la pente orientale de la Ride de Norfolk (Figure V-1).

Compte tenu de l'état de préservation et de la déformation des unités tectoniques et sédimentaires de NC, il est difficile de reconstituer avec précision l'architecture de cette marge. Néanmoins et à titre d'hypothèse, nous proposons d'appliquer un modèle de marge hyper-étirée pour l'ancien domaine nord-oriental du continent Zealandia. Certains éléments d'interprétation du modèle tectono-sédimentaire peuvent être intégrés à ce type de modèle de marge mais ne prouvent en aucun cas la réelle existence d'un phénomène d'hyperextension. Ceci sera développé et argumenté tout au long de ce modèle.

Dans un tel contexte, une nouvelle question serait celle du moteur contrôlant l'hyper-amincissement supposé de l'ancienne marge active est-gondwanienne au Crétacé supérieur. Deux modèles s'affrontent à ce jour. Le premier considère cette extension comme étant contrôlée par le slab-roll back de l'ancienne subduction Est-Gondwanienne (Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Meffre et al. 2012). Le second propose que le moteur de l'extension corresponde à une phase de rifting passif lié à la dislocation du continent

Gondwana (Sutherland 2008; Sutherland et al. 2010). L'absence d'arc volcanique et la faible proportion de BABB (Back-Arc-Basalt-Basin) dans le domaine de Poya (Figure V-1) nous conduit à favoriser la seconde hypothèse.

Au Campanien, le passage entre les formations fluvio-deltaïque crétacées et les formations pélagiques homogènes et régionales (Groupe du Col de Boghen) indique une subsidence généralisée de la marge que nous associons à la période post-rift. Cette phase de quiescence tectonique post-rift est considérée comme une subsidence thermique liée à l'arrêt du rifting entre le Cénomanien et l'Yprésien (Figure V-4c).

V-II.2 La phase de convergence entre l'Yprésien et le Priabonien supérieur

V-II.2.1 Yprésien-Lutétien : Initiation de deux subductions océaniques à vergences opposées

L'Yprésien inférieur est caractérisé par un changement géodynamique majeur se traduisant par la fin de la phase de subsidence thermique post-rift et le passage vers une période de convergence généralisée affectant l'ensemble du domaine oriental du continent Zealandia (Ballance et al. 1982; Kroenke 1984; Ballance 1999; Cluzel et al. 2001; Crawford et al. 2003; Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006; Whattam et al. 2008; Sutherland et al. 2010; Sutherland et al. 2017). L'initiation de cette convergence est tout d'abord associée à un changement cinématique de la plaque pacifique vers 50Ma qui migre dès lors vers l'ouest (Tarduno 2007). Ce changement a été mis en évidence par l'étude des anomalies magnétiques ainsi que par la virgation structurale de la chaîne de montagnes Empereur-Hawaii (Tarduno et al. 2003; Steinberger et al. 2004; Doubrovine et al. 2012).

En NC, l'initiation de la phase de convergence est associée à une réorganisation de la marge orientale de la Ride de Norfolk avec l'individualisation des grands domaines paléogéographiques distincts avec la définition de zones subsidentes et de hauts topographiques (création de pentes, dépôts peu profonds…). Durant cette même période, la future Nappe des Péridotites est caractérisée à sa base par la présence d'amphibolite datée à 55Ma (Cluzel et al. 2012) et est traversée par de dykes boninitiques datés à 53-49Ma (Cluzel et al. 2006). Ces premières données indiquent l'initiation d'une subduction au sein du Bassin Sud-Loyauté à vergence Est (Cluzel et al. 2001; Cluzel et al. 2006; Schellart et al. 2006; Cluzel et al. 2012). Enfin, le long de l'actuel forearc de la subduction Tonga-Kermadec (TK), des échantillons de roches à affinité d'arc volcanique indiqueraient l'initiation de la subduction TK à vergence ouest vers 52-48Ma (Meffre et al. 2012).

Ainsi, il est aujourd'hui proposé que cette initiation de la convergence Eocène induise l'initiation de deux subductions simultanées. Le modèle géodynamique proposé ici tient donc compte à la fois des modèles géodynamiques proposant l'initiation d'une subduction à vergence : (1) Est s'initiant au niveau de la Ride Sud-Loyauté vers 55Ma (Yprésien inférieur) (Cluzel et al. 2001; Cluzel et al. 2006; Schellart et al. 2006; Cluzel et al. 2012) et (2) Ouest matérialisée par la subduction Tonga-Kermadec vers 52-48Ma (Yprésien supérieur) (Sutherland et al. 2010; Sutherland et al. 2017).Ce schéma présente donc deux subductions synchrones de vergence opposée (Figure V-4d). Ceci a déjà été mis en évidence dans d'autres régions affectées par des subductions océaniques, i.e. région du sud-ouest Pacifique avec les subductions Tonga-Kermadec et Vanuatu (Pelletier & Louat 1989a; Pelletier et al. 1998), la région des Caraïbes avec les subductions de Porto-Rico et de Muertos (MULLER & VILA 1985; McCann 2002), ou encore la région SE de l'Australie avec la « Paleozoic Lachlan fold belt » (Soesoo et al. 1997).

La présente étude met aussi en évidence que cette phase de convergence s'initiant à l'Yprésien impacte la structure de la marge hyper-étirée avec la distinction de haut topographiques. Nous considérons que cette réorganisation pourrait se faire à la faveur de mouvements différentiels le long de failles héritées de la phase hyper-extensive. Ces failles rejoueraient durant la période de

convergence et permettraient la distinction de domaines paléogéographiques distincts discutés dans la section V-I.

V-II.2.2 Lutétien : période d'uplift et pic métamorphique

A partir du milieu du Lutétien, de nouveaux apports détritiques silicoclastiques, provenant de l'érosion des séries anté-lutétiennes, sont enregistrés sur l'ensemble des domaines paléogéographiques de la marge i.e. Bassin de Bourail (Flysch Inférieur de Bourail) et domaine des Montagnes Blanches (Formation des Calciturbidites Roses). Cette phase est associée à une période d'uplift en relation avec le régime de convergence éocène (V-I.3). Elle permet (1) l'individualisation de zones probablement émergées où le socle sédimentaire est mis à nu et (2) une accentuation des processus d'érosion. Dans le domaine offshore, cet intervalle est enregistré par la mise en place de l'unité sismique NC3 qui est caractérisée par l'absence d'enregistrement syn-tectoniques.

Durant le Lutétien, les séries métamorphiques de Pouebo et du Diahot enregistrent un maximum d'enfouissement (Clarke et al. 1997; Carson et al. 1999; Fitzherbert et al. 2005) (Pouebo : 80Km 44+1Ma / Diahot : 50Km – 38 + 3Ma – cf. Chapitre I). Le protolithe de l'unité du Diahot est similaire à celui de la couverture sédimentaire du Crétacé supérieur (Cluzel et al. 1995). Dans l'hypothèse d'une marge hyper-étirée, nous proposons que les blocs allochtones de croûte continentale qui pourraient jalonner la marge hyper-étirée du continent Zealandia (Figure V-1), soient entrainés dans la zone subduction pendant sa phase de convergence et formeraient l'Unité métamorphique du Diahot (Figure V-4e).

En parallèle, les modèles numériques modélisant la réponse isostatique des subductions induites rendent compte d'une période d'uplift de la plaque supérieure à la suite de l'initiation d'une subduction (Toth & Gurnis 1998; Gurnis et al. 2004; Stern 2004). Sutherland et al. (2017) et Sutherland et al. (2018) proposent qu'une phase d'uplift soit enregistrée sur le continent Zealandia à la suite de l'initiation de la subduction Tonga Kermadec à l'Eocène, interprétée comme une subduction induite. Cette hypothèse est actuellement étudiée grâce aux nouvelles données de forage IODP 371.

Ainsi, deux hypothèses sont discutées quant au moteur de cette phase d'uplift. Associée à la phase de convergence régionale, cette période d'uplift de la marge peut-être pourrait être liée au maximum d'enfouissement de la subduction sud-loyauté, enregistré par les unités métamorphiques et/ou à la réponse isostatique liée à l'initiation de la subduction induite Tonga-Kermadec.

V-II.2.3 Bartonien-Priabonien – période de subsidence et remontée du complexe métamorphique

La période entre le Bartonien et le Priabonien est caractérisée en NC par un ennoyage généralisé de la marge ainsi que la mise en place d'un système carbonaté complet (plateformes peu profondes et système gravitaire associé). Aussi, les séries sédimentaires indiquent une accentuation des déformations dans un contexte de convergence avec la mise en place de brèches dans le domaine des Montagne Blanches et de systèmes turbiditiques en discordances dans le domaine de Poya. Ainsi, cette période enregistre (1) une subsidence généralisé de la marge et (2) l'initiation de l'individualisation des nappes les plus distales entre le Bartonien et le Priabonien.

Durant cette période, le complexe métamorphique du Nord entame sa remontée comme l'indique les chemins pression / température des unités du Diahot et de Pouebo (cf. Chapitre I). L'âge des températures de fermeture des phengites (450°C) dans les deux unités, est déterminé par 40Ar/39Ar à 36 Ma (Ghent et al. 1994; Baldwin et al. 2007) et indique une remonté de ces deux unités métamorphiques

Il est communément admis que l'exhumation des complexe métamorphique se réalise en régime extensif (Davis & Coney 1979; Coney 1980; Tirel et al. 2004; Tirel et al. 2008), qu'il s'agisse d'une extension post-orogénique (Basin and Range province; (Wernicke 1981; Wernicke & Burchfiel 1982; Wernicke 1985; Davis et al. 1986)) ou d'une extension liée à une phase de slab-roll back (the Aegean sea; (Le Pichon & Angelier 1981; Jolivet et al. 2009).

Dans le présent modèle géodynamique, nous considérons que la remontée du complexe métamorphique se réalise à la faveur d'une phase extensive. Nous proposons que cette phase est contrôlée par l'arrêt de la convergence et donc des subductions Tonga-Kermadec et Sud-Loyauté (Figure V-4f). Cet arrêt de la convergence induirait (1) l'initiation de la remontée du complexe métamorphique calédonien et (2) l'ennoiement généralisé de la marge nord-orientale du continent Zealandia. Toutefois, des phases de subsidence sont aussi identifiées dans les modèles numériques de réponse isostatique des subductions induites à la suite de la première période d'uplift de la plaque supérieure (Toth & Gurnis 1998; Gurnis et al. 2004; Stern 2004). Ainsi, les données actuelles ne nous permettent pas de choisir une de ces deux hypothèses quant au moteur de la subsidence.

Nous noterons aussi que l'ensemble de cette phase tectonique de convergence n'aurait que peu d'impact sur les bassins sédimentaires les plus occidentaux (Bassin de Nouvelle-Calédonie) comme en témoigne les géométries tabulaires des réflexions sismiques de l'Unité NC3. Seul le Priabonien supérieur serait caractérisé par un certain uplift de la Ride.

V-II.2.4 Priabonien supérieur – bassin d'avant_pays ?

Au Priabonien supérieur, les dépôts carbonatés sont rapidement remplacés par des dépôts gravitaires profonds gréso-conglomératiques de polarité Sud-Est / Nord-Ouest. Cette évolution témoigne à la fois d'un ennoyage majeur de l'Autochtone mais également d'une surrection d'un domaine adjacent situé au SE, sur la Ride de Norfolk (cf. V-I). Dans la partie distale de la marge, les nappes de Poya et des Montagnes Blanches ont été individualisées et initieraient leurs déplacements relatifs. Dans le domaine offshore de la NC, l'impact de la convergence fait apparaitre des mouvements verticaux au droit de la Ride de Norfolk, scellés par la mise en place de l'unité sismique NC4.

Les mouvements verticaux différentiels de la Ride de Norfolk sont interprétés comme résultant d'une intensification majeure des déformations régionales sur la Ride de Norfolk. Il est interprété que l'effondrement de la ride pourrait être liée au poids des unités chevauchantes de la nappe des Montagnes Blanches et de Poya. Ainsi, l'ensemble du domaine autochtone pourrait être considéré comme l'évolution proximale d'un bassin d'avant-pays à partir de du Priabonien supérieur, avant la mise en place du complexe tectonique sur l'Autochtone.

En parallèle, le complexe métamorphique du Nord continue sa remontée comme l'atteste les traces de fission sur apatite qui montrent une exhumation de l'Unité du Diahot à une profondeur de 7 Km (85°C), aux alentours de à 34+/- 4 Ma (Baldwin et al. 2007). La remontée de ces unités métamorphiques pourrait expliquer l'initiation de l'individualisation des nappes sédimentaires. En effet, certains modèles géodynamiques proposent que la mise en place des unités allochtones sur la Ride de Norfolk serait lié à la remonté du complexe métamorphique permettant le glissement des unités sur la Ride (Lagabrielle et al., 2013). Ceci sera abordé dans la partie suivante.

V-II.3 Priabonien terminal à Oligocène inférieur – obduction calédonienne et initiation du Fossé de Nouvelle-Calédonie

L'absence d'enregistrement sédimentaire entre le Priabonien terminal et l'Oligocène inférieur, ainsi que l'âge maximum priabonien terminal des séries sédimentaires présentes dans les nappes, nous amène à considérer que cette période correspond à la mise en place du complexe tectonique sur la Ride de Norfolk. Cet évènement se ferait de manière synchrone, rapide et principalement sous l'eau comme l'atteste les deniers enregistrements sédimentaires sur la marge (dépôts profonds des Grès Rouges de Uitoé). Dans le domaine offshore, l'Unité NC4 (Priabonien supérieur – Oligocène inférieur) n'enregistre aucun mouvement tectonique significatif mais se retrouve fortement déformé à la limite Oligocène inférieur / supérieur.

Lagabrielle et al. (2013) proposent que « *La surrection progressive des unités profondes enfouies lors de la subduction de la lithosphère du bassin Sud-Loyauté à l'Éocène, a permis le soulèvement passif de l'ophiolite et l'érosion puis le glissement des unités basaltiques* » (cf. Chapitre I). Ce modèle considère l'importance de la remontée du complexe métamorphique qui induit un déséquilibre et un glissement des nappes allochtones sur l'autochtone.

Dans le modèle proposé aujourd'hui, nous proposons que la remonté du complexe métamorphique favorise la mise en place passive de l'ensemble des nappes sur l'autochtone. Les unités de Bourail et des Montagnes Blanches, assimilables à des nappes sédimentaires, se détachent le long d'une surface de décollement que nous associons aux sédiments pélagiques syn à post-rift (Figure V-1). Parallèlement, le complexe ophiolitique, situé en position la plus distale correspond à la Nappe de Poya et la Nappe des Péridotites. Ces nappes sont respectivement associées au prisme d'accrétion de la croûte océanique subduite du bassin Sud-Loyauté et au manteau de la plaque supérieur. La remonté du complexe métamorphique engendrerait ainsi le décollement des unités allochtones suivi de la mise en place respective de la nappe de Poya et des péridotites. Ce modèle se rapprocherait du modèle de mise en place passive des nappes allochtones proposé par Lagabrielle et al. (2013). Régionalement, le recul de la subduction Tonga Kermadec a pour conséquence l'ouverture du Bassin Sud-Fidjien à l'Oligocène inférieur (Mortimer et al. 2007). Ceci se réalise dans un régime tectonique extensif qui appuie l'interprétation d'une mise en place passive des nappes allochtones. Ce modèle s'oppose à celui de Cluzel et al. (2001) et Gautier et al. (2016) proposant un moteur compressif pour la mise en place des nappes allochtones et du complexe ophiolitique.

V-II.4 Oligocène supérieur – Miocène : Phénomènes post-obduction: soulèvement de la Nouvelle Calédonie, tectonique extensive et création du Fossé de Nouvelle-Calédonie

A partir de l'Oligocène supérieur, le domaine Pacifique est matérialisé par le retrait en direction de l'est de la subduction Tonga-Kermadec (Sdrolias et al. 2003; Schellart et al. 2006). En NC, la période dite « post-obduction » s'amorce et est caractérisée par un régime extensif principalement contrôlé par le rééquilibrage isostasique post-orogénique du complexe tectonique présent sur la Ride de Norolkf (Lagabrielle et al. 2005; Chardon & Chevillotte 2006; Sevin et al. 2014). Ceci amène un soulèvement et à l'émersion de la NC (Lagabrielle et al. 2005). En mer, cette période est représentée par une épaisse unité sismique NC5 d'âge Oligocène supérieur à Actuel qui scelle deux déformations importantes. La première correspond à un basculement rapide de la pile sédimentaire sous-jacente au droit de la NC. Ce premier évènement est discuté dans la partie V-I.5 de ce chapitre et serait principalement lié à des évènements tectoniques locaux. La seconde déformation, visible sur l'ensemble du continent Zealandia correspond à une subsidence symétrique et généralisée du Bassin de Nouvelle-Calédonie. Cette déformation se surimposerait à celle localisée sur la bordure Sud-Ouest de la NC et serait responsable de l'individualisation du Fossé de Nouvelle-Calédonie (Sutherland et al. 2010).

Sutherland et al 2010 et R. Sutherland et al. (Submited) proposent que la création de cette grande dépression soit liée au recul de la subduction Tonga-Kermadec initiée durant l'Éocène (Sutherland et al. 2010; Bache et al. 2012; Sutherland et al. 2017). Durant cette période, le plongement du slab dans l'asthénosphère permet l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique et la délamination de la lithosphère et de la croute supérieure (cf. Chapitre I). Ce phénomène impacte l'ensemble du continent Zealandia et permet la création du Fossé de Nouvelle-Calédonie.

Ainsi, le Fossé de Nouvelle Calédonie est considérée comme un bassin se créant à la faveur d'une érosion thermique de la lithosphère continentale (Sutherland et al. 2010). Merle (2001) répertorie les différents types de rifting associés à des phénomènes de subduction. Dans le cas d'une érosion thermique, deux modèles géodynamiques sont envisageables (Merle 2011): (1) la rupture du slab d'une subduction induisant l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique ou (2) la fusion partielle d'un slab s'accumulant à une profondeur d'environ 600-700km correspondant à la limite entre le manteau supérieur et inférieur (Figure V-5). Ce second type de rifting actif est généralement accompagné d'un uplift, suivi d'un volcanisme et de l'amincissement de la croûte continentale (Zou et al. 2008; Zhao et al. 2009).

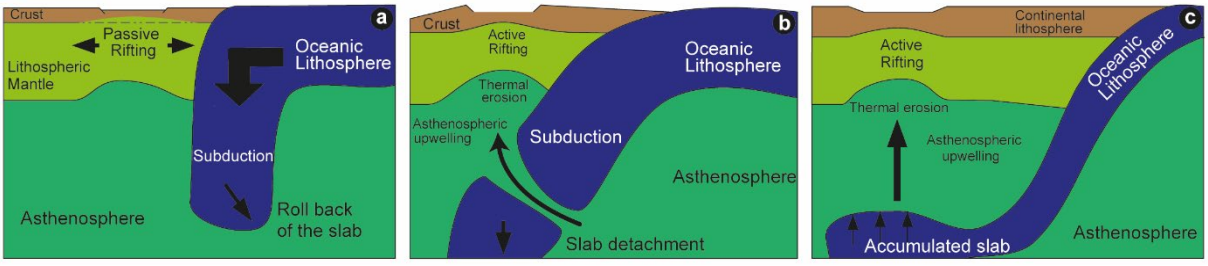


Figure V-5 : Modèles tectoniques distinctifs de rifting associé à phénomène de subduction. a) Rifting passif associé au slab roll-back d'une subduction. b) Rifting actif associé à la rupture d'un slab ouvrant une fenêtre asthénosphérique et engendrant une érosion thermique. c) Rifting actif lié à un « accumulated slab » engendrant une fenêtre asthénosphérique et activant une érosion thermique (inspiré d'après Zou et al. (2008). Ce schéma est modifié d'après Merle (2011).

Actuellement, le slab de la subduction Tonga-Kermadec est localisé à une profondeur de l'ordre de 700km depuis son actuel plan de subduction jusque sous le Fossé de Nouvelle Calédonie, comme en témoigne les modélisations thermiques du manteau proposée par Matthews et al. (2012) (Figure V-6). Aussi, l'analyse du domaine offshore montre la présence d'un fort volcanisme présent au centre du Fossé de Nouvelle-Caléodnie se mettant en place à l'Oligocène supérieur, scéllé par l'unité sismique NC5 (cf. Chapitre IV). Nous interpréterions donc la mise en place du Fossé de Nouvelle Calédonie comme résultant d'une phase de rifting actif induite par la fusion partielle du stagnant slab Tonga-Kermadec.

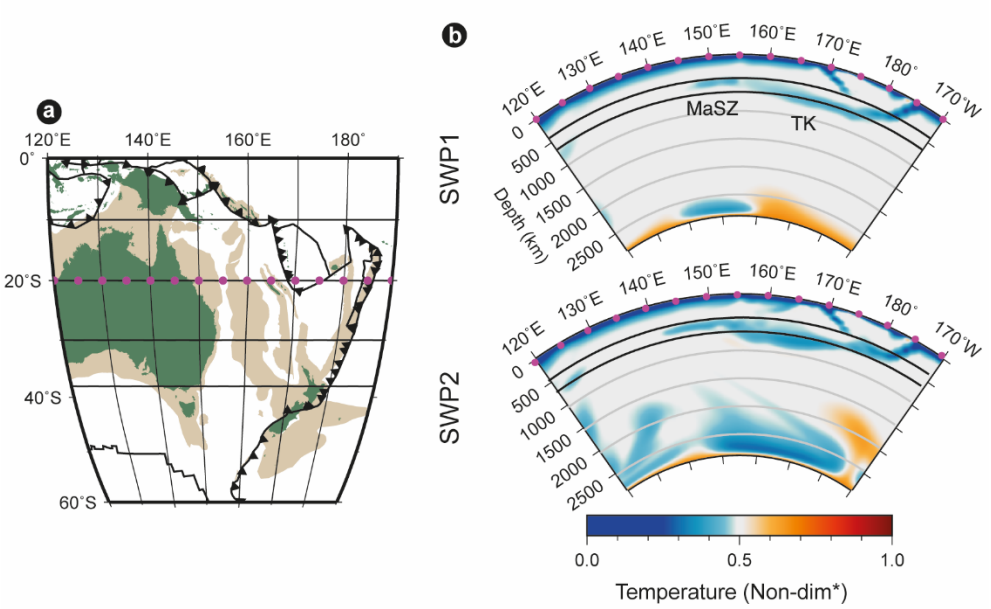


Figure V-6 : a) Localisation de la coupe tomographique réalisée à la latitude de 20°. b) modèle de température du manteau CitcomS (Zhong et al. 2000; Tan et al. 2006). Le profil de température SWP1 utilise une loi dont la température dépend de la viscosité du manteau, dont ce dernier dépend de la profondeur. Le profil de température SWP2 est quant à lui indépendant d'une quelconque viscosité. Cette figure est modifiée d'après Matthews et al. (2012).

Par la suite, le recul du slab de la subduction Tonga-Kermadec est à l'origine de l'ouverture de nombreux bassins arrière arc, i.e. le Bassin sud-Fidji (27.4-15Ma - Sdrolias et al. (2003), Mortimer et al. (2007), Herzer et al. (2009), Herzer et al. (2011)) ; le Bassin de Norfolk (24-15Ma - Sdrolias et al. (2003), Mortimer et al. (2007), Herzer et al. (2009), Herzer et al. (2011), van de Lagemaat et al. (2018)) ; le Bassin Nord-Fidji (10-0Ma - Auzende et al. (1988), Auzende et al. (1995), Pelletier and Auzende (1996)) ; le Bassin de Lau (7-0Ma - Gill (1976), Hawkins (1995), Ballance (1999)) ; et le bassin de Havre (7-0Ma - Pelletier and Louat (1989b), Smith and Price (2006), van de Lagemaat et al. (2018)).

Références bibliographiques

Agard P, Searle MP, Alsop GI, Dubacq B 2010. Crustal stacking and expulsion tectonics during continental subduction: P-T deformation constraints from Oman. Tectonics 29(5).

Aitchison J, Clarke G, Meffre S, Cluzel D 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. Geology 23(2): 161-164.

Alexander AM, Nicholson K, Simonetti A, Maurizot P, Cluzel D 2010. Dating rhyolite flows in the Noumea Basin, New Caledonia, in order to constrain the breakup of the eastern Gondwana margin. Geol. Soc. Am. Abstr. Program. Pp. 105.

Ali JR, Aitchison JC 2002. Paleomagnetic-tectonic study of the New Caledonia Koh Ophiolite and the mid-Eocene obduction of the Poya Terrane. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 45(3): 313-322.

Auzende J-M, Pelletier B, Eissen J-P 1995. The North Fiji Basin geology, structure, and geodynamic evolution. Backarc Basins, Springer. Pp. 139-175.

Auzende J, Rissen J, Lafoy Y, Gente P, Charlou J 1988a. Seafloor spreading in the north Fiji basin (Southwest Pacific). Tectonophysics 146(1): 317-352.

Auzende J, Honza E, Boespflug X, Deo S, Eissen J-P, Hashimoto J, Huchon P, Ishibashi J, Iwabuchi Y, Jarvis P 1988c. L'accrétion récente dans le Bassin Nord-Fidjien: premiers résultats de la campagne franco-japonaise Kaiyo 87. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2: Mécanique... 306(14): 971-978.

Auzende JM, Van de Beuque S, Dickens G, François C, Lavoy Y, Voutay O, Exon N 2000. Deep sea diapirs and bottom simulating reflector in Fairway Basin (SW Pacific). Marine Geophysical Researches 21(6): 579-587.

Avias J 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. Tectonophysics 4(4): 531-541.

Bache F, Mortimer N, Sutherland R, Collot J, Rouillard P, Stagpoole V, Nicol A 2014. Seismic stratigraphic record of transition from Mesozoic subduction to continental breakup in the Zealandia sector of eastern Gondwana. Gondwana Research(0).

Baldwin S, Rawling T, Fitzgerlad PG 2007. 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.

Ballance PF 1999. Simplification of the Southwest Pacific Neogene arcs: inherited complexity and control by a retreating pole of rotation. Geological Society, London, Special Publications 164(1): 7-19.

Ballance PF, Pettinga JR, Webb C 1982. A model of the Cenozoic evolution of northern New Zealand and adjacent areas of the southwest Pacific. Tectonophysics 87(1-4): 37-48.

Baud A, Marcoux J, Guiraud R, Ricou L, Gaetani M 1993. Late Murgabian (266 to 264 Ma). Atlas tethys palaeoenvironmental maps: explanatory notes: 9-20.

Bechennec F, Le Metour J, Platel J, Roger J 1995. Doming and downwarping of the Arabian platform in Oman in relation to EoAlpine tectonics. Middle East petroleum geosciences, GEO 94: 167-178.

Bechennec F, Le Metour J, Rabu D, Bourdillon-de-Grissac C, de Wever P, Beurrier M, Villey M 1990. The Hawasina Nappes: stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. Geological Society, London, Special Publications 49(1): 213-223.

Béchennec F 1987. Geologic des Nappes Hawasina dans les parties orientate et centrales des Montagnes d'Oman. Unpublished thesis, These Doct. es-Sciences, University P. et M. Curie, Paris 6—Documents du BRGM.

Béchennec F, Le Métour J, Platel J, Roger J 1993. Explanatory notes to the Geological map of the Sultanate of Oman, Scale 1: 1,000,000. Directorate General of Minerals, Oman, Ministry of Petroleum and Minerals: 93.

Béchennec F, Le Métour J, Rabu D, Villey M, Beurrier M 1988. The Hawasina Basin: A fragment of a starved passive continental margin, thrust over the Arabian Platform during obduction of the Sumail Nappe. Tectonophysics 151(1): 323-343.

Beurrier M, Ohnenstetter M, Cabanis B, Lescuyer J-L, Tegyey M, Le Métour J 1989. Geochimie des filons doleritiques et des roches volcaniques ophiolitiques de la nappe de Semail; contraintes sur leur origine geotectonique au Cretace superieur. Bulletin de la Société Géologique de France(2): 205-219.

Black P, Brothers R 1977. Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. Contributions to Mineralogy and Petrology 65(1): 69-78.

Bordenave A, **Etienne S**, **Collot J**, **Razin P**, **Patriat M**, **Grelaud C**, **Agnini C**, **Morgans H**, **Maurizot P**, **Guillemaut F** and others submited. Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin evolution prior to obduction. Marine and Petroleum Geology.

Boudier F, Bouchez JL, Nicolas A, Cannat M, Ceuleneer G, Misseri M, Montigny R 1985. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence. Earth and Planetary Science Letters 75(2): 215-222.

Breton J-P, Béchennec F, Le Métour J, Moen-Maurel L, Razin P 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tethyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). GeoArabia 9(2): 41-58.

Bryan SE 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.

Carson C, Powell R, Clarke G 1999. Calculated mineral equilibria for eclogites in CaO–Na 2 O–FeO–MgO–Al 2 O 3–SiO 2–H 2 O: application to the Pouébo Terrane, Pam Peninsula, New Caledonia. Journal of Metamorphic Geology 17(1): 9-24.

Chardon D, Chevillotte V 2006. Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge (Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. Tectonophysics 420(3): 473-491.

Chemenda AI, Mattauer M, Bokun AN 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): 173-182.

Clarke G, Aitchison JC, Cluzel D 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: A reappraisal. Journal of Petrology 38: 843-876.

Cluzel D 1998. Le flysch post-obduction de Nepoui, un bassin transporte? Consequences sur l'age et les modalites de l'obduction tertiaire en Nouvelle-Caledonie (Pacifique sud-ouest). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Series IIA - Earth and Planetary Science 327(6): 419-424.

Cluzel D, Clarke G, Aitchison J 1995. Northern New Caledonia high pressure metamorphic core complex from contintenal subduction to extensional exhumation. Pacrim Congress 1995, Exploring the Rim, Australian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series. Pp. 129-134.

Cluzel D, Aitchison JC, Picard C 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. Tectonophysics 340(1): 23-59.

Cluzel D, Meffre S, Maurizot P, Crawford AJ 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.

Cluzel D, Adams CJ, Maurizot P, Meffre S 2011. Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. Tectonophysics 501(1-4): 17-27.

Cluzel D, Maurizot P, Collot J, Sevin B 2012a. An outline of the geology of New Caledonia; from Permian-Mesozoic Southeast Gondwanaland active margin to Cenozoic obduction and supergene evolution. Episodes-Newsmagazine of the InternationalUnion of Geological Sciences 35: 72.

Cluzel D, Adams CJ, Meffre S, Campbell H, Maurizot P 2010. Discovery of Early Cretaceous Rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb Zircon Age Constraints on the Transition from Subduction to Marginal Breakup in the Southwest Pacific. The Journal of Geology 118(4): 381-397.

Cluzel D, Jourdan F, Meffre S, Maurizot P, Lesimple S 2012b. The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite:40Ar/39Ar, U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge. Tectonics 31(3): n/a-n/a.

Cluzel D, Whitten M, Meffre S, Aitchison JC, Maurizot P 2018. A Reappraisal of the Poya Terrane (New Caledonia): Accreted Late Cretaceous-Paleocene Marginal Basin Upper Crust, Passive Margin Sediments, and Early Eocene E-MORB Sill Complex. Tectonics: n/a-n/a.

Cluzel D, Picard C, Aitchison JC, Laporte C, Meffre S, Parat F 1997. La nappe de Poya (ex-formation des Basaltes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest) : un plateau océanique Campanien-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, Bosch D, Paquette JL, Lemennicier Y, Montjoie P, Ménot RP 2005a. 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, Bosch D, Paquette JL, Lemennicier Y, Montjoie P, Menot RP 2005c. Late Oligocene post-obduction granitoids of New Caledonia: A case for reactivated subduction and slab break-off. Island Arc 14(3): 254-271.

Coleman RG 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journal of Geophysical Research (1896-1977) 76(5): 1212-1222.

Coleman RG 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86(B4): 2497-2508.

Collignon M 1977. Ammonites néocrétacées de la Nouvelle-Calédonie. Bull. BRGM, Fr., sect 4(1): 7-36.

Collot J 2009. Evolution géodynamique du domaine Ouest-offshore de la Nouvelle-Calédonie et de ses extensions vers la Nouvelle-Zélande. Thèse de doctorat IFREMER Département Géoscience Marine / Service Géologique de Nouvelle-Calédonie / Programme ZoNéCo: 290.

Collot J, Herzer R, Lafoy Y, Geli L 2009. Mesozoic history of the Fairway-Aotea Basin: Implications for the early stages of Gondwana fragmentation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10(12).

Collot J, Géli L, Lafoy Y, Vially R, Cluzel D, Klingelhöefer F, 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).

Colwell JB, Hashimoto T, Rollet N, Higgins K, Bernardel G, McGiveron S 2010. Interpretation of seismic data, Capel and Faust Basins, Australia's Remote Offshore Eastern Frontier. Geoscience Australia Record 2010/06.

Coney PJ 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: An overview. Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir 153: 7-31.

Cox J, Searle M 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. GSA Bulletin 111(1): 104-122.

Crawford AJ, Meffre S, Symonds PA 2003. 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.

Dallanave E, Agnini C, Pascher KM, Maurizot P, Bachtadse V, Hollis CJ, Dickens GR, Collot J, Monesi E 2018. Magneto-biostratigraphic constraints of the Eocene micrite–calciturbidite transition in New Caledonia: tectonic implications. New Zealand Journal of Geology and Geophysics: 1-19.

Davis GA, Lister GS, Reynolds SJ 1986. Structural evolution of the Whipple and South mountains shear zones, southwestern United States. Geology 14(1): 7-10.

Davis GH, Coney PJ 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7(3): 120-124.

Davis WM 1925. Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Annales de Géographie. Pp. 244-269.

De Wever P, Bourdillon-de Grissac C, Bechennec Fo 1988. Permian age from radiolarites of the Hawasina nappes, Oman Mountains. Geology 16(10): 912-914.

Doubrovine PV, Steinberger B, Torsvik TH 2012. Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117(B9).

Duretz T, Agard P, Yamato P, Ducassou C, Burov EB, Gerya TV 2016. Thermo-mechanical modeling of the obduction process based on the Oman Ophiolite case. Gondwana Research 32: 1-10.

Eissen J-P, Crawford AJ, Cotten J, Meffre S, Bellon H, Delaune M 1998. Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia. Tectonophysics 284(3): 203-219.

Fitzherbert JA, Clarke GL, Powell R 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.

Folcher N, Sevin B, Quesnel F, Lignier V, Allenbach M, Maurizot P, Cluzel D 2015. Neogene terrestrial sediments: a record of the post-obduction history of New Caledonia. Australian Journal of Earth Sciences 62(4): 479-492.

Fournier M, Lepvrier C, Jolivet L, Fournier M, Razin P 2006. Late Cretaceous to Paleogene post-obduction extension and subsequent Neogene compression in the Oman Mountains. GeoArabia 11(4): 17-40.

Fox FG 1969. Some principles governing interpretation of structure in the Rocky Mountain orogenic belt. Geological Society, London, Special Publications 3(1): 23-41.

Freneix S 1981. Faunes de Bivalves du Sénonien de Nouvelle− Calédonie. Analyses paléobiogéographique, biostratigraphique, paléoécologique. Annales de Paléontologie (invertébrés). Pp. 13-32.

Gaina C, Müller DR, Royer JY, Stock J, Hardebeck J, Symonds P 1998. The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 103(B6): 12413-12433.

Gautier, P., B. Quesnel, P. Boulvais,and M. Cathelineau (2016), Theemplacement of the Peridotite Nappeof New Caledonia and its bearing on thetectonics of obduction,Tectonics,35,3070–3094, doi:10.1002/2016TC004318.

Ghent E, Roddick J, Black P 1994. 40Ar/39Ar dating of white micas from the epidote to the omphacite zones, northern New Caledonia: tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences 31(6): 995-1001.

Gill JB 1976. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. Geological Society of America Bulletin 87(10): 1384-1395.

Glennie K, Boeuf M, Clarke MH, Moody-Stuart M, Pilaar W, Reinhardt B 1974. Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution. AAPG Bulletin 57(1): 5-27.

Glennie KW 1995. The geology of the Oman Mountains: an outline of their origin, Scientific Press Beaconsfield.

Goffé B, Michard A, Kienast JR, Le Mer O 1988. A case of obduction-related high-pressure, low-temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman: P-T paths and kinematic interpretation. Tectonophysics 151(1): 363-386.

Gonord H 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Unpublished thesis, Universite des sciences et techniques du Languedoc.

Guillocheau F, Robin C, Gorican S, Béchennec F, Razin P 2005. Geodynamic evolution of the Tethyan paleomargin of Oman. American Association of Petroleum Geologists Meeting. Paris, France.

Gurnis M, Hall CE, Lavier LL 2004. Evolving force balance during incipient subduction. Geochemistry Geophysics Geosystems 5: Q07001, doi:10.1029/2003GC000681.

Haq BU, Hardenbol J, Vail PR 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.

Hashimoto T, Rollet N, Higgins K, Bernardel G, Hackney R 2008. Capel and Faust basins: preliminary assessment of an offshore deepwater frontier region. In: Blevin JE, Bradshaw, B.E. and Uruski, C. ed. Eastern Australasian Basins Symposium III, Petroleum Exploration Society of Australia Special Publication. Pp. 311-316.

Hawkins JW 1995. Evolution of the Lau Basin - insights from ODP Leg 135. In: AGU ed. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific - Geophysical Monograph.

Hayes E, Ringis J 1973. Seafloor Spreading in the Tasman Sea. Nature (London) 244(5408): 454-458.

Herzer RH, Mascle J 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 RH, Barker D, Roest W, Mortimer N 2009. Seafloor spreading in the tertiary backarc basins north of New Zealand - New Results. In: Zealand GGSoN ed. New Zealand Geophysical Society Joint Annual Conference. Pp. 86.

Herzer RH, Barker D, Roest W, Mortimer N 2011. Oligocene-Miocene spreading history of the northern South Fiji Basin and implications of the New Zealand plate boundary. Geochemistry Geophysics Geosystems 12(2).

Hughes-Clarke MWH 1990. Oman's Geological Heritage. Petroleum Development Oman Spec. Publ. (Ed. C. Stone).

Iseppi M, Sevin B, Cluzel D, Maurizot P, Bayon BL 2018. SUPERGENE NICKEL ORE DEPOSITS CONTROLLED BY GRAVITY-DRIVEN FAULTING AND SLOPE FAILURE, PERIDOTITE NAPPE, NEW CALEDONIA. Economic Geology 113(2): 531-544.

Jolivet L, Faccenna C, Piromallo C 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 285(1): 198-209.

Klingelhoefer F, Lafoy Y, Collot J, Cosquer E, Géli L, Nouzé H, 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(B11).

Kroenke LW 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).

Lafoy Y, Pelletier B, Auzende J-M, Missègue F, Mollard L 1994. Tectonique compressive cénozoïque sur les rides de Fairway et Lord Howe, entre Nouvelle-Calédonie et Australie. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II 319(9): 1063-1069.

Lagabrielle Y, Chauvet A 2008. The role of extensional tectonics in shaping Cenozoic New-Caledonia. Bulletin de la Société Géologique de France 179(3): 315-329.

Lagabrielle Y, CHAUVET A, Ulrich M, Guillot S 2013. Passive obduction and gravity-driven emplacement of large ophiolitic sheets: The New Caledonia ophiolite (SW Pacific) as a case study? Bulletin de la Société Géologique de France 184(6): 545-556.

Lagabrielle Y, Maurizot P, Lafoy Y, Cabioch G, Pelletier B, Régnier M, Wabete I, Calmant S 2005. Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. Tectonophysics 403(1): 1-28.

Launay J, Dupont J, Lapouille A 1982. The Three Kings ridge and the Norfolk basin (Southwest Pacific): an attempt at structural interpretation.

Le Métour J 1987. Géologie de l'autochtone des Montagnes d'Oman: la fenêtre du Saih Hatat. Unpublished thesis, Paris 6.

Le Métour J, Michel JC, Béchennec F, Platel J-P, Roger J 1995. Geology and mineral wealth of the Sultanate of Oman, Bureau de recherches géologiques et minières.

Le Métour J, Rabu D, Tegyey M, Béchennec F, Beurrier M, Villey M 1990. Subduction and obduction: two stages in the Eo-Alpine tectonometamorphic evolution of the Oman Mountains. Geological Society, London, Special Publications 49(1): 327-339.

Le Nindre Y-M, Vaslet D, Le Métour J, Bertrand J, Halawani M 2003. Subsidence modelling of the Arabian Platform from Permian to Paleogene outcrops. Sedimentary Geology 156(1): 263-285.

Le Pichon X, Angelier J 1981. The Aegean Sea. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300(1454): 357-372.

Matthews KJ, Seton M, Flament N, Müller RD 2012. Late Cretaceous to present-day opening of the southwest Pacific constrained by numerical models and seismic tomography.

Mauffret A, Australia G 2001. Collaborative Australia/France Multibeam Seafloor Mapping Survey-Norfolk Ridge to Three Kings Ridge Region: FAUST-2, Preliminary Results, Geoscience Australia.

Maurizot P 2012. The Adio limestones (New Caledonia): from a passive to an active margin in the northern Norfolk Ridge during Paleocene. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 56: 16-26.

Maurizot P 2014. Evolution and sedimentation in a forebulge environment: example of the late Eocene Uitoé Limestone, New Caledonia, Southwest Pacific. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 57(4): 390-401.

Maurizot P, Cluzel D 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. New Zealand Journal of Geology and Geophysics(ahead-of-print): 1-12.

Maurizot P, Bordenave A, Cluzel D, Collot J, Etienne S 2018. Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence. In: Mortimer N ed. Geology, geodynamics, and mineral ressources of New Caldonia. London, Memoir of the Geological Society of London.

Maurizot P, Cabioch G, Fournier F, Leonide P, Sebih S, Rouillard P, Montaggioni L, Collot J, Martin-Garin B, Chaproniere G 2016. Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). Sedimentary Geology 331: 42-62.

McCann WR 2002. Microearthquake Data Elucidate Details of Caribbean Subduction Zone. Seismological Research Letters 73(1): 25-32.

Meffre R 1995. Les basaltes crétacé-éocène de l'unité de Poya (Nouvelle-Calédonie). Relation avec la nappe aphiolitique du Massif du Sud.

Meffre S, Falloon TJ, Crawford TJ, Hoernle K, Hauff F, Duncan RA, Bloomer SH, Wright DJ 2012. Basalts erupted along the Tongan fore arc during subduction initiation: Evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga fore arc and trench. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13(12): n/a-n/a.

Merle O 2011. A simple continental rift classification. Tectonophysics 513(1): 88-95.

Miller JM, Gray DR, Gregory RT 1998. Exhumation of high-pressure rocks in northeastern Oman. Geology 26(3): 235-238.

Miller JM, Gray DR, Gregory RT 2002. Geometry and significance of internal windows and regional isoclinal folds in northeast Saih Hatat, Sultanate of Oman. Journal of Structural Geology 24(2): 359-386.

Morley CK 1988. Out-of-Sequence Thrusts. Tectonics 7(3): 539-561.

Mortimer N, Herzer RH, Gans PB, Laporte-Magoni C, Calvert AT, Bosch D 2007a. 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, Herzer R, Gans P, Laporte-Magoni C, Calvert A, Bosch D 2007c. 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): 1-24.

Mortimer N, Campbell H, Tulloch AJ, King PR, Stagpoole V, Wood RA, Rattenbury MS, Sutherland R, Adams CJ, Collot J and others 2017. Zealandia: Earth's hidden continent. GSA Today accepted.

MULLER C, VILA J 1985. Un modèle d'évolution géodynamique tertiaire de la bordure nord-Caraïbe. Bref Historique Des Travaux Sur la Geodynamique Des Caraibes.

Nicholson K, Maurizot P, Black P, Picard C, Simonetti A, Stewart A, Alexander A 2011. Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. Lithos 125(1): 659-674.

Nolan SC, Skelton PW, Clissold BP, Smewing JD 1990. Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the Central and Northern Oman Mountains. Geological Society, London, Special Publications 49(1): 495-519.

Orloff O, Gonord H 1968. Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (région cotières à l'est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles 267: 5-8.

Orton KT 2012. Constraining the age of the Noumea Basin: Isotope Age and Paleomagnetic Data From New Caledonia. 1-123.

Paquette J-L, Cluzel D 2006. U–Pb zircon dating of post-obduction volcanic-arc granitoids and a granulite-facies xenolith from New Caledonia. Inference on Southwest Pacific geodynamic models. International Journal of Earth Sciences 96(4): 613-622.

Paris J-P 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse, BRGM.

Pelletier B, Louat R 1989a. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga-Lau and Kermadec-Havre region. Tectonophysics 165(1): 237-250.

Pelletier B, Louat R 1989b. Mouvements relatifs des plaques dans le Sud-Ouest Pacifique. CR Acad. Sci. Paris 308: 123-130.

Pelletier B, Auzende JM 1996. Geometry and structure of the Vitiaz trench lineament (SW Pacific). Marine Geophysical Researches 18: 305-335.

Pelletier B, Calmant S, Pillet R 1998a. Current tectonics of the Tonga–New Hebrides region. Earth and Planetary Science Letters 164(1): 263-276.

Pelletier B, Calmant S, Pillet R 1998c. Current tectonics of the Tonga New Hebrides region. Earth and Planetary Science Letters 164(1-2): 263-276.

Peron-Pinvidic G, Manatschal G, Osmundsen PT 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. Marine and Petroleum Geology 43: 21-47.

Peron-Pinvidic G, Gernigon L, Gaina C, Ball P 2012a. Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland Sea—II. Architecture of a microcontinent. Geophysical Journal International 191(2): 413-435.

Peron-Pinvidic G, Gernigon L, Gaina C, Ball P 2012b. Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland sea—I. Mapping of a microcontinent. Geophysical Journal International 191(2): 385-412.

Péron-Pinvidic G, Manatschal G 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. International Journal of Earth Sciences 98(7): 1581-1597.

Péron-Pinvidic G, Manatschal G 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Petroleum Geoscience 16(3): 189-197.

Pillevuit A, Marcoux J, Stampfli G, Baud A 1997. The Oman Exotics: a key to the understanding of the Neotethyan geodynamic evolution AU - Pillevuit, Alain. Geodinamica Acta 10(5): 209-238.

Planke S, Symonds PA, Alvestad E, Skogseid J 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105(B8): 19335-19351.

Pratt BR, Smewing JD 1993. Early Cretaceous platform-margin configuration and evolution in the central Oman Mountains, Arabian Peninsula. AAPG Bulletin 77(2): 225-244.

R. Sutherland, G.R. Dickens, P. Blum, C. Agnini, L. Alegret, G. Asatryan, J. Bhattacharya, A. Bordenave, L. Chang, J. Collot and others submited. Continental scale of geographic change across Zealandia during subduction zone initiation. Nature.

Rabu D 1987. Geologie de l'autochtone des montagnes d'oman: la fenetre du jabal akhdar: la semelle metamorphique de la nappe ophiolitique de samail dans les parties orientale et centrale des montagnes d'oman. Unpublished thesis, Paris 6.

Rabu D, Le Metour J, Bechennec F, Beurrier M, Villey M, Bourdillon-Jeudy de Grissac C 1990. Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains). Geological Society, London, Special Publications 49(1): 49-68.

Ravenne C, De Broin CE, Dupont J, Lapouille A, Launay J 1977. New Caledonia basin-Fairway Ridge: structural and sedimentary study. In: Technip ed. International Symposium on Geodynamics in the Southwest Pacific. Nouméa (New Caledonia). Pp. 145-154.

Ricateau R, Riché PH 1980. GEOLOGY OF THE MUSANDAM PENNINSULA (SULTANATE OF OMAN) AND ITS SURROUNDINGS. Journal of Petroleum Geology 3(2): 139-152.

Ricou L-E 1971. Le croissant ophiolitique pe'ri-arabe, Une ceinture de nappes mises en place au Cre'tace'supe'rieur. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.: 327-350.

Robertson AHF 1987a. The transition from a passive margin to an Upper Cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman Mountains. GSA Bulletin 99(5): 633-653.

Robertson AHF 1987d. Upper Cretaceous Muti Formation: transition of a Mesozoic nate platform to a foreland basin in the Oman Mountains. Sedimentology 34(6): 1123-1142.

Robin C, Guillocheau F, Béchennec F, Gorican S, Razin P 2005. The Tethyan margin of Oman: Long-term control (10-40 My) of the early triassic to late cretaceous turbiditic sedimentation. 24 th International Association of Sedimentologists Meeting. Pp. 1 p.

1991 Geological map of the Ja'Alan Quadrangle, Sultanate of Oman. Geoscience map, scale 1:100,000, sheet NF 40-8E and explanatory notes., Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals, Sultanate of Oman.

Rouillard P, Collot J, Sutherland R, Bache F, Patriat M, Etienne S, Maurizot P 2017. Seismic stratigraphy and paleogeographic evolution of Fairway Basin, Northern Zealandia, Southwest Pacific: from Cretaceous Gondwana breakup to Cenozoic Tonga–Kermadec subduction. Basin Research 29: 189-212.

Schellart WP, Lister GS, Toy VG 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.

Sdrolias M, Müller RD, C. G 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.

Sevin B 2014. Cartographie du régolithe sur formation ultrabasique de Nouvelle-Calédonie: localisation dans l'espace et le temps des gisements nickélifères. PhD thesis Université de la Nouvelle-Calédonie.

Sevin B, Ricordel-Prognon C, Quesnel F, Cluzel D, Lesimple S, Maurizot P 2012. First palaeomagnetic dating of ferricrete in New Caledonia: new insight on the morphogenesis and palaeoweathering of 'Grande Terre'. Terra Nova 24(1): 77-85.

Sevin B, Cluzel D, Maurizot M, Ricordel-Prognon C, Chaproniere G, Folcher N, Quesnel F 2014. A drastic lower Miocene regolith evolution triggered by post-obduction slab break-off and uplift in New Caledonia. Tectonics 33.

Sharp WD, Clague DA 2006. 50-Ma Initiation of Hawaiian-Emperor Bend Records Major Change in Pacific Plate Motion. Science 313(5791): 1281-1284.

Smith IEM, Price RC 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.

Soesoo A, Gray DR, Bons PD, Foster DA 1997. Divergent double subduction: Tectonic and petrologic consequences. Geology 25(8): 755-758.

Spandler C, Rubatto D, Hermann J 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(3).

Steinberger B, Sutherland R, O'connell RJ 2004. Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. Nature 430(6996): 167-173.

Stern RJ 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters 226: 275-292.

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 2008. The significance of Antarctica for studies of global geodynamics. Antarctica: A Keystone in a Changing World: 115-124.

Sutherland R, Dickens G, Blum P, Scientists E 2018. Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. International Ocean Discovery Program. .

Sutherland R, Collot J, Lafoy Y, Logan GA, Hackney R, Stagpoole V, Uruski C, Hashimoto T, Higgins K, Herzer RH and others 2010. Lithosphere delamination with foundering of lower crust and mantle caused permanent subsidence of New Caledonia Trough and transient uplift of Lord Howe Rise during Eocene and Oligocene initiation of Tonga-Kermadec subduction, western Pacific. Tectonics 29(2): n/a-n/a.

Sutherland R, Collot J, Bache F, Henrys S, Barker D, Browne GH, Lawrence MJF, Morgans H, Hollis CJ, Clowes C and others 2017. Widespread compression associated with Eocene Tonga-Kermadec subduction initiation. Geology.

Taetz S, John T, Bröcker M, Spandler C 2016. Fluid–rock interaction and evolution of a high-pressure/low-temperature vein system in eclogite from New Caledonia: insights into intraslab fluid flow processes. Contributions to Mineralogy and Petrology 171(11): 90.

Tan E, Choi E, Thoutireddy P, Gurnis M, Aivazis M 2006. GeoFramework: Coupling multiple models of mantle convection within a computational framework. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7(6).

Tarduno JA 2007. On the motion of Hawaii and other mantle plumes. Chemical Geology 241(3): 234-247.

Tarduno JA, Duncan RA, Scholl DW, Cottrell RD, Steinberger B, Thordarson T, Kerr BC, Neal CR, Frey FA, Torii M and others 2003. The Emperor Seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. Science 301(5636): 1064-9.

Tirel C, Brun J-P, Burov E 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 113(B4).

Tirel Cl, Brun J-P, Burov E 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes

Gneiss Domes in Orogeny. In: Whitney DL, Teyssier C, Siddoway CS ed, Geological Society of America. Pp. 0.

Toth J, Gurnis M 1998. Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 103: 18053-18067.

Tournadour E, Fournier F, Etienne S, Collot J, Maurizot P, Patriat M, Sevin B, Morgans H in review. Architecture and facies evolution of a mixed cqrbonqte siliciclastic system in q post-obduction mqrgin context (Nepoui Formation, Lower Miocene, New Caledonia). Sedimentology.

Tulloch AJ, Ramezani J, Mortimer N, Mortensen J, van den Bogaard P, Maas R 2009. Cretaceous felsic volcanism in New Zealand and Lord Howe Rise (Zealandia) as a precursor to final Gondwana break-up. Geological Society, London, Special Publications 321(1): 89-118.

Ulrich M, Picard C, Guillot S, Chauvel C, Cluzel D, Meffre S 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. Lithos 115(1-4): 223-236.

Van de Beuque S, Auzende J-M, Lafoy Y, Bernardel G, Nercessian A, Régnier M, Symonds P, 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'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327(11): 761-768.

van de Lagemaat SHA, van Hinsbergen DJJ, Boschman LM, Kamp PJJ, Spakman W 2018. Southwest Pacific Absolute Plate Kinematic Reconstruction Reveals Major Cenozoic Tonga-Kermadec Slab Dragging. Tectonics 37(8): 2647-2674.

Vink GE, Morgan WJ, Zhao W-L 1984. Preferential rifting of continents: A source of displaced terranes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 89(B12): 10072-10076.

Warren CJ, Miller JM 2007. Structural and stratigraphic controls on the origin and tectonic history of a subducted continental margin, Oman. Journal of Structural Geology 29(3): 541-558.

Weissel JK, Hayes DE 1977. Evolution of the Tasman Sea reappraised. Earth and planetary science letters 36(1): 77-84.

Wernicke B 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291: 645-648.

Wernicke B 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences 22(1): 108-125.

Wernicke B, Burchfiel BC 1982. Modes of extensional tectonics. Journal of Structural Geology 4(2): 105-115.

Whattam SA, Malpas J, Ali JR, Smith IE 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).

Zhao D, Tian Y, Lei J, Liu L, Zheng S 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. Physics of the Earth and Planetary Interiors 173(3): 197-206.

Zhong S, Zuber MT, Moresi L, Gurnis M 2000. Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105(B5): 11063-11082.

Zou H, Fan Q, Yao Y 2008. U–Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab. Chemical Geology 255(1): 134-142.

Conclusion générale

L'analyse des enregistrements sédimentaires crétacés à éocène présents en Nouvelle-Calédonie permet de préciser l'évolution géologique du domaine nord-oriental du continent Zealandia. En effet une approche alliant à la fois des descriptions sédimentologiques de détail à terre, couplée à l'analyse strati-sismique des séries présentes en mer a permis de dégager de nouvelles interprétations sur l'évolution tectono-sédimentaire de cette région.

A terre, les analyses sédimentologiques, pétrographiques et stratigraphiques sur les carottes du forage CADART-1 et les affleurements ont permis :

- L'identification d'une nouvelle unité structural, l'Unité de Bourail, qui correspond à la nappe sédimentaire la plus basale se retrouvant entre l'Unité des Montagnes Blanches et la Ride de Norfolk (Autochtone). L'analyse de la succession des unités allochtones et des séries sédimentaires qui les composent, permet de proposer une reconstruction paléogéographique de l'ancienne marge. D'Ouest en Est, cette marge est composée de la Ride de Norfolk correspondant à un domaine continental suivi du Bassin de Bourail, du domaine de haut fond des Montagnes Blanches et du domaine distal de Poya. Ces domaines s'individualiseront en unités structurales durant la fin de l'Eocène et se mettront en place sur la Ride de Norfolk de manière synchrone entre l'Eocène sommital et l'Oligocène inférieur.

- L'analyse stratigraphique et sédimentologique des Calcaires du Creek Aymes et d'Adio redéfinissent ces formations comme des dépôts gravitaires carbonatés, alimentés par des plateformes peu profondes se mettant en place durant l'Yprésien. Les reliques de ces plateformes n'ont à ce jour pas été identifées mais elles temoignent d'une réorganisation de l'ensemble de la marge dès l'Eocène Inférieur. Cette réorganisation montre une individualisation des domaines paléogéographiques avec des variations latérales de faciès importantes entre ces domaines.

- L'analyse sédimentologique, pétrographique et stratigraphique de détail du forage CADART-1 permet la distinction de deux nouvelles formations correspondant (1) aux turbidites gréseuses d'âge crétacé de la Formation de Gouaro ; et (2) aux turbidites gréso-carbonatés lutétiennes du Flysch Inférieur de Bourail. Aussi, ces analyses permettent la distinction d'une succession de motif d'empilement (lobes, *sheet like deposits*) et de sources sédimentaires indiquant respectivement une modification de la physiographie du Bassin de Bourail et une succession d'uplift et de subsidence durant l'Eocène. En parallèle, ces mouvements verticaux sont responsables de l'érosion et du développement de plateforme carbonatée sur l'autochtone, et de changement de sources sédimentaires dans le domaine distal des Montagnes Blanches.

- L'analyse des Calcaires de Uitoé permet la distinction de deux membres carbonatés voyant l'influence de plus en plus importante d'un apport clastique durant le Priabonien. Ceci est suivi d'un effondrement de la Ride de Norfolk au Priabonien supérieur marqué par le dépôts des Grès rouges et Conglomérat de Uitoé.

L'ensemble de ces résultats obtenus à terre permettent de développer une première reconstitution tectono-sédimentaire de l'ancienne marge orientale de la Ride de Norfolk. Les nouvelles données obtenues durant la campagne d'acquisition sismique TECTA et de forage IODP 371, couplées aux données existantes de la *Tasman Frontier database* indiquent les nouveaux résultats suivants :

- La définition d'un découpage strati-sismiques composé de 5 unités sismiques (NC1 à NC5), conformes aux unités sismiques régionales définies dans la littérature. Les unités sismiques NC5 à NC3 sont calées au forage U1507.
- Le Bassin de Nouvelle-Calédonie enregistre une première phase extensive supposée crétacée avec la création de 3 dépôts-centres. La formation de ces grabens est enregistrée par l'Unité NC2 et ne correspond pas à la physiographie actuelle du bassin.
- Entre le Crétacé et l'Eocène supérieur, les dépressions crées sont comblées passivement par l'unité sismique NC3. Durant cette période la paléogéographie du bassin n'est pas très marquée et devait certainement s'inscrire dans un système très étendu de horsts et grabens allant de la Ride de Lord Howe à la Ride de Norfolk.
- A partir de l'Eocène supérieur et jusqu'à l'Oligocène Inférieur, des pentes semblent se créer marquant une distinction entre le bassin et la Ride de Norfolk. Cette phase est rapide et scellée par l'unité sismique NC4. Aussi, cette période est accompagnée d'un volcanisme actif dont l'intensité diminue à la fin de l'Oligocène inférieur.
- Une seconde phase de déformation caractérise le bassin à la base de l'Oligocène supérieur. Ceci se distingue par un affaissement du bassin au droit de la Nouvelle-Calédonie et une subsidence symétrique du bassin dans sa partie sud, créant ainsi le Fossé de Nouvelle-Calédonie. La distinction entre la Ride de Norfolk et le bassin est ainsi fortement prononcée. Ces déformations sont scellées par le dépôt de l'Unité NC5. La subsidence différentielle au droit de la Grande Terre semble être directement liée à l'obduction calédonienne et à la mise en place de failles normales associées au réajustement isostatique post-obduction de la Ride de Norfolk durant l'Oligocène supérieur.

La comparaison des résultats obtenus sur les domaines onshores et offshores de la NC permet de proposer une évolution tectono-sédimentaire de la marge-orientale du continent Zealandia, du Bassin de Nouvelle-Calédonie jusqu'à la marge Est de la Ride de Norfolk.

Entre le Cénomanien et l'Yprésien, les domaines onshore et offshore se développent de la même manière. Une phase de rifting structure la zone d'étude et définie des domaines paléogéographiques distincts avec un pré-découpage la marge orientale de la Ride de Norfolk (domaine onshore) et la création de bassins riftés en partie interne de la zone (domaine offshore). Cette phase est accompagnée d'une sédimentation fluvio-deltaïque qui passent latéralement à des dépôts turbiditiques vers le domaine orientale de la marge. A partir du milieu du Campanien, une subsidence thermique, liée à la phase post-rift, ennoie la région et est enregistrée par une sédimentation hémipélagique homogène (Groupe du Col de Boghen), comblant en partie les grabens et demi-grabens crétacés.

A l'Eocène inférieur, les domaines onshore et offshore se distinguent fortement. Dans le domaine onshore, la marge orientale de la Ride de Norfolk est caractérisée par l'initiation de la subduction sud-loyauté qui se réalise à la faveur d'un régime tectonique de convergence. Ceci induit une réorganisation de la zone d'étude en différents domaines paléogéographiques présentant des zones hautes et basses en partie distale. Ces domaines correspondent aux unités structurales de Bourail, des Montagnes Blanches et de Poya. Durant cette phase de convergence, ces domaines enregistrent une phase d'uplift au milieu du Lutétien suivie d'une phase de subsidence durant le Bartonien / Priabonien. Ceci est respectivement marqué par la mise en place de dépôts turbiditiques gréso-carbonatés (Flysch

Inférieur de Bourail, Calciturbidites roses) suivi de dépôts carbonatés (Flysch Moyen de Bourail) avec le développement de plateformes peu profondes sur la Ride de Norfolk (Calcaire de Uitoé). Au Priabonien supérieur, la modification des pentes sédimentaires, associée au dépôt de brèches indiquent une forte influence de la convergence ante-obduction sur le domaine onshore. Dans le domaine offshore, la période éocène est caractérisée par une absence d'enregistrement syn-tectonique (Unité NC3). Néanmoins, au Priabonien supérieur, une première distinction de mouvements verticaux est observée dans le domaine offshore. Ceci est scellé par l'Unité NC4 qui est contemporain au Flysch Supérieur de Bourail. ces deux formations sont alimentés nombreux éléments volcanoclastiques puvant provenir d'un volcanisme présent sur la Ride de Norfolk.

Enfin, entre l'Eocène sommital et l'Oligocène inférieur, les unités structurales onshores s'individualisent et se chevauchent pour *in fine* former le complexe tectonique (nappes sédimentaires et ophiolites) en NC. L'Ensemble de ce complexe est recouvert par la Nappe des Péridotites durant cette même période. Dans le domaine offshore, une importante subsidence différentielle au droit de la NC se réalise rapidement à l'Oligocène supérieur notant l'absence d'enregistrement sédimentaire. Cet évènement serait lié à la fois à la mise en place des nappes et accentué par le développement de grandes failles normales liées au réajustement isostatique post-obduction de la Ride de Norfolk.

Cette étude montre l'importance d'une approche holistique, associant observations à terre et en mer afin de mieux expliquer l'évolution tectono-sédimentaire d'un domaine d'étude. Aussi, l'exemple de la Nouvelle-Calédonie apporte des renseignements complémentaires sur la sédimentation lors de la mise en place d'un complexe ophiolitique sur une marge passive. Comme pour le Sultanat d'Oman, l'enregistrement sédimentaire syn-tectonique de la mise en place des nappes sur le domaine continental est absent. Néanmoins, le cas calédonien montre une influence de la phase de convergence pré-obduction sur les bassins sédimentaires adjacents avant la mise en place *sensu stricto* du complexe tectonique sur la marge.

Néanmoins, de nombreux points restent encore à préciser pour améliorer l'état des connaissances sur les séries sédimentaires présentes en Nouvelle-Calédonie.

- L'analyse onshore des séries sédimentaires a été restreinte à la côte ouest de la Grande Terre car c'est dans cette zone que les affleurements sont les plus importants. Néanmoins, la bibliographie indique la présence des certaines séries crétacés / paléogènes dans la partie centrale et orientale de la Grande Terre. Ces zones n'ont pu être explorée à cause d'un manque de temps et de la faible accessibilité de ces zones (zone coutumières, longues marches d'approches…) Il apparait indispensable d'étendre nos observations à ces domaines de l'île.
- La caractérisation des sources sédimentaires est apparue comme un point important de cette étude. Des résultats préliminaires d'analyses géochimiques sur éléments traces et rares dans les fractions lithiques siliceuses ont montré la présence de sources multiples dont les origines sont actuellement discutées dans cette thèse. Il apparait essentiel d'approfondir ce type d'analyse et de proposer une étude *source to sink* de l'ensemble des séries sédimentaires présentes à Terre.

Liste des figures

Figure I-1 : Structure et nature du socle dans la région SO Pacifique et limites du continent Zealandia, adapté d'après Collot et al. (2012)..... 4

Figure I-2 : Ligne sismique régionale montrant la succession des différents objets structuraux composant la région Sud-Ouest Pacifique. Le positionnement de cette ligne est indiqué sur la Figure I-1..... 5

Figure I-3 : Évolution tectonique de la région SO-Pacifique simplifiée en 5 grandes étapes majeures (voir texte ci-dessous pour la description de ces étapes). Figure adaptée d'après Bache et al. (2014)..... 6

Figure I-4 : Reconstruction de l'ancienne marge active Est-Gondwanienne (Collot et al., 2009 modifié d'après Mortimer 2008). NC : Nouvelle-Caléonie, NNR : partie nord de la Ride de Norfolk, SNR : partie sud de la Ride de Norfolk, NLHR : partie nord de la Ride de Lord Howe, SLHR : Partie Sud de la Ride de Lord Howe, Chall : Plateau de Challenger, ETR : partie est de la Ride de Tasman, STR : partie sud de la Ride de Tasman, Camp : Plateau de Campbell, HP : Plateau d'Hikurangi, CR : Ride de Chatham, LP : Plateau de Louisiade, MR : Ride de Mellish, QP : Plateau de Queensland, MP : Plateau de Marion, KP : Plateau de Kenn, NG : Nouvelle-Guinée, WP : Western Province, EP : Eastern rovince, AUST : Australie, EANT : partie est de l'Antarctique, WANT : partie ouest de l'Antarctique, IB : Iselin Bank 7

Figure I-5 : Les deux modèles proposés dans la littérature afin d'expliquer le moteur du rift crétacé. NB : Bassin de Nouvelle-Calédonie , LH : Ride de Lord Howe, N : Ride de Norfolk, FB : Bassin de Fairway, SLB : Bassin Sud-Loyauté, PAC : Plaque Pacifique, ?: arc volcanique inconnu. Le modèle 1 propose un rifting initié par le recul de la subduction Est-Gondwanienne (Crawford et al. 2003; Whattam et al. 2005; Schellart et al. 2006). Le modèle 2 explique l'extension régionale par le seul biais d'un rifting intracontinental (Steinberger et al. 2004; Mortimer et al. 2007; Sutherland 2008; Sutherland et al. 2010; Doubrovine et al. 2012) ; (adapté de Matthews et al. (2015)) 8

Figure I-6 : Les trois principaux modèles proposés dans la littérature afin d'expliquer la convergence éocène, la mise en place de l'obduction calédonienne et l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec. Le modèle 1 représente la convergence éocène par le fonctionnement simultané de deux subductions (Schellart et al. 2006). Le modèle 2 considère l'initiation de la subduction du bassin Sud-Loyauté suivi par l'initiation de la subduction Tonga-Kermadec (Crawford et al. 2003; Whattam et al. 2008). Le modèle 3 présente le modèle d'initiation de la subduction Tonga-Kermadec (Sutherland et al. 2010; Baur et al. 2014; Sutherland et al. 2017). NB : Bassin de Nouvelle-Calédonie , LH : Ride de Lord Howe, N : Ride de Norfolk, FB : Bassin de Fairway, SLB : Bassin Sud-Loyauté, NLB : Bassin Nord Loyauté, L : Ride des Loyauté PAC : Plaque Pacifique, PT : proto Arc Tonga-Kermadec, V : Arv volcanique de Vitiaz ?: arc volcanique inconnu. Figure d'après (Matthews et al. 2015) 9

Figure I-7 : Coupe de la région Sud-Ouest Pacifique à l'Actuel. Figure d'après Cluzel et al. (2001). Positionnement de la coupe sur la Figure 1. 10

Figure I-8 : Modèle géodynamique proposé par Schellart et al. (2006) pour la région SO Pacifique. Coupes synthétiques est-ouest à la latitude 20°S représentant l'évolution du continent Zealandia depuis le Crétacé supérieur à l'actuel. Ce modèle intègre la mise en place du complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie. 11

Figure I-9 (page suivante) : Carte géologique au 1/1300000ème de la Nouvelle-Calédonie (Maurizot et al. In prep), ... 12

Figure I-10 : a) Localisation des différents terranes du socle sédimentaire de NC avec une distinction entre la côte ouest composée de Teremba Terrane et la partie centrale composée des autres terranes. b) Arénites volcanoclastiques du Teremba Terrane. c) Pillow-lava composant l'Ophiolite de Koh. d) Schistes volcanoclastiques présents dans le Boghen Terrane. Figure adaptée d'après (Maurizot et al. 2018 (In press)). 15

Figure I-11 : Reconstitution de la marge Est-Gondwanienne durant le Mésozoïque montrant la position originelle du Teremba Terrane, du Koh Central Terrane et du Boghen Terrane. Figure adaptée d'après Cluzel and Meffre (2002)..... 17

Figure I-12 : Distribution de la couverture sédimentaire sur l'ensemble de la NC. a) Carte géologique de la NC au 1/1000 000 d'après (Maurizot & Vendé-Leclerc 2009). b) Zoom sur la moitié sud de la Grande Terre montrant la distribution de la couverture sédimentaire, concentrée sur la côte ouest de l'île. c) Zoom sur la moitié nord de la Grande Terre montrant la distribution des formations sédimentaires crétacées supérieures à paléocènes au sein de la Nappe des Montagnes Blanches ainsi que dans le complexe métamorphique du nord. d) Légende des cartes géologiques montrant l'organisation des unités autochtones, allochtones et métamorphiques. Figure adaptée d'après (Maurizot et al. 2018)..... 18

Figure I-13 : Coupe structurale schématique de la NC montrant l'ordre d'empilement des nappes allochtones. L'emplacement et la légende de cette coupe sont visibles sur la Figure I-12 de ce chapitre. Coupe redessinée d'après Cluzel et al. (2012)..... 19

Figure I-14 : a) Modèle conceptuel de l'enfouissement et de l'exhumation des unités de Pouébo et du Diahot dans un diagramme Pression / Température modifié d'après Cluzel et al. 2012a. b) Évolution métamorphique temporelle des unités du Diahot et de Pouébo. Le trait en pointillé représente les nouveaux résultats sur l'Unité de Pouébo..... 21

Figure I-15 : Modèles tectoniques de la mise en place du complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie. Modèle compressif proposé par Cluzel et al. (2001) et modèle gravitaire proposé par Lagabrielle et al. (2013). Redessiné par Poli (2016)..... 23

Figure I-16: Planche récapitulant les subdivisions stratigraphiques des formations du Crétacé supérieur à Paléogène de la géologie calédonienne depuis les observations de Routhier (1953) à celles de Maurizot and Cluzel (2014). Tableau modifié d'après Paris (1981)..... 26

Figure I-17 : Succession et localisation des fomations silicoclastiques syn- à post-rift présentes en Nouvelle-Calédonie. a) Carte géologique de la NC montrant la distribution des formations syn- à post-rift sur l'ensemble de la Grande Terre. Ces formations sont principalement autochtones sur la Côte Ouest et allochtones dans la partie est et nord-est de l'île. b) log lithostratigraphique synthétique montrant la succession des différentes formations géologiques se mettant en place durant la période de syn et post-rift. Figures compilées et modifiées d'après Maurizot et al. (2018)..... 29

Figure I-18 : b) Corrélation stratigraphique des formations carbonatées se déposant durant l'ensemble du Paléocène sur la Grande Terre. a) Carte géologique de la Grande Terre montrant la distribution de ces formations carbonatées ainsi que la position des coupes corrélées. b) Corrélation des coupes de Koumac (représentant la succession stratigraphique de la Nappe des Montagnes Blanches) et d'Adio, Bourail et Oua Méni représentant la couverture sédimentaire autochtone. Maurizot et al. (2018). 31

Figure I-19 : Principales zones d'affleurement des formations sédimentaires de l'Éocène en NC. (Maurizot et al. 2018)..... 32

Figure I-20 : Carte et coupe géologique de la zone de Bourail ainsi que log sédimentologique montrant la succession des unités sédimentaires crétacées à éocènes présentes dans cette zone. L'emplacement de cette zone d'étude est visible dans la Figure I-19. a) Carte géologique de la région de Bourail montrant l'emplacement de la coupe géologique ainsi que le positionnement du forage CADART-1. b) Coupe géologique montrant la structure anticlinale que forme la couverture sédimentaire dans la région de Bourail. c) Log sédimentologique synthétique du sondage CADART-1 et de la coupe de la rivière Nera. Ce log montre une épaisseur totale de 4000 mètres de la série Eocène. Les biozones indiquées sont associées à celles définies par Wade et al. (2011). Figure de Maurizot et al. (2018). 33

Figure I-21 : Composition cationique et comparaison des clinopyroxènes (cpx) présents dans le Flysch Supérieur de Bourail avec les basaltes présents dans la Nappe de Poya. a) Diagramme Si vs Al de Beccaluva et al.(1989) montrant le positionnement des cpx du FSB dans l'aire des tholéites. b) Diagramme de Leterrier et al (1982) Na vs Ti montrant une relation entre les Cpx du FSB et des tholeiites anorogéniques D : aire des tholéites anorogeniques ; A : basalte alkalin. c) et d) composition cationique des Cpx présents dans le FSB comparée à celle des basaltes de la Nappe de Poya (Parat 1996)..... 34

Figure I-22 : a) Carte géologique de la presqu'ile de Népoui (Maurizot et al. 2018). L'emplacement de cette dernière est visible dans la Figure I-19 de ce chapitre. b) Log synthétique du Flysch de Népoui découpé en 5 séquences, proposé par Coudray (1976). Figure d'après Cluzel et al. (2001)..... 35

Figure I-23 : Formation des Calcaires du Creek Aymes visible aux abords de la carrière du Creek Aymes. 36

Figure I-24 : Vue aérienne de l'île Uitoé, dans la Baie de Saint-Vincent. Les Calcaires de Uitoé (2) reposent en discordance sur le socle sédimentaire (1 : Teremba terrane) ; (3) turbidites fines volcanoclastiques ; (Maurizot 2014) *36*

Figure I-25 : Modèle de dépôt du bassin d'avant-pays paléogène de Nouvelle-Calédonie (Maurizot et al. 2018) montrant la mise en place du Flysch Inférieur de Bourail (carbonaté) alimenté par les plateformes se développant dans la partie forebulge. Ces mêmes plateformes se rétrogradent vers le sud est avec la succession des Calcaires d'Adio, du Creek Aymes et de Uitoé. Le Flysch Supérieur de Bourail (volcanoclastique) est alimenté par le front de chevauchement (Nappe de Poya et Nappe des Montagnes Blanches). *37*

Figure I-26 : Évolution du bassin d'avant-pays calédonien depuis l'initiation de la subduction paléocène et de l'obduction éocène supérieur, avec la propagation vers le sud-ouest du bombement périphérique. Le prisme d'accrétion est considéré comme fixe (ligne grise en pointillée). L'ensemble des zones évoluent vers le sud-ouest durant l'Éocène. BB : back-bulge, FB : forebulge, FD : foredeep, TW : thrust wedge. Schéma tiré de Maurizot and Cluzel (2014). *38*

Figure I-27 : Schéma réapitulatif des unités sismiques et discordances présentes dans le région nord du continent Zealandia. Chacune de ces unités sismiques est rattachée aux phases tectoniques précédemment décrites. Figure d'après Etienne et al. (2018) et adaptée d'après Bache et al. (2014) et Rouillard et al. (2017) *39*

Figure I-28 : a) Carte bathymétrique de la région Sud-Ouest Pacifique et positionnement des lignes sismiques montrées dans cette partie ainsi que les puits DSDP présents sur le Continent Zealandia. b), c), d) et e) Interprétation des lignes sismiques GA-206-1, ga302-19, 114-02 et REI09-012-4060 montrant les unités sismiques régionales visibles sur l'ensemble du domaine offshore du continent Zealandia. Il est à noter que l'interprétation de la ligne 114-02 ne fait pas de distinction entre l'unité U2b et U2a. Données bathymétriques issues de l'altimétrie satellitaire (Smith & Sandwell 1997). *41*

Figure I-29 : Interprétation sismique montrant le caractère syn-tectonique de l'Unité u1b. Respectivement, les unités U2a et U1a pré- et post-date la déformation se déroulant durant l'Éocène. L'emplacement des lignes sismiques est visible dans la Figure I-28. Les caractères sismiques de cette unité sont décrits ci-avant. Figure d'après Sutherland et al. (2017). *44*

Figure I-30 : Synthèse des données des forages DSDP présents sur le continent Zealandia et présentation du calage stratigraphique avec les données et unités sismiques présentes dans la zone. La localisation des forages est visible dans les. Figure modifiée d'après Collot et al. 2009). *45*

Figure I-31 : Modèles de vitesse des transects nord et sud des profils de sismique réfraction acquis durant la campagne Zoneco 11 (Lafoy et al. 2004). Figures d'après (Klingelhoefer et al. 2007). *49*

Figure I-32 : Interprétation de la ligne sismique s206-01 (Lafoy et al. 1998) montrant la succession des unités sismiques dans le bassin, au front de la Nouvelle-Calédonie ainsi que l'importante flexure à vergence nord-est scellée par les dépôts oligocènes à actuels et associée à la période post-obduction (Maurizot et al. 2018). Position de la coupe Figure I-28. ..... *51*

Figure I-33 : Modèle tectonique proposé par Sutherland et al. (2010) expliquant la formation du Bassin de Nouvelle-Calédonie. Dans l'ordre stratigraphique : d) À 44Ma, épaississement lithosphérique sous le Bassin de Nouvelle-Calédonie montrant un détachement dans la croute supérieure par des chevauchements de faible pendage réactivant le plan de subduction mesozoïque de la marge est du Gondwana et qui émerge à proximité de la Ride de Norfolk. c) À 40 Ma, soustraction de la croute inférieure qui se détache suite au recul du slab de la subducion Tonga-Kermadec. b) À 36 Ma, effondrement rapide du slab induisant un slab-rollback et permettant l'ouverture des bassin arrière-arc et la migration du front de chevauchement. a) À 0 Ma, relaxation thermique aboutissant à la configuration structurale actuelle du continent Zealandia. *53*

Figure II-1 : Photo aérienne du site de forage CADART-1 au niveau de l'embouchure de la rivière Nera - (France, 2000) *68*

Figure II-2 : a) Carte topographique de la NC montrant l'emplacement de la région de Bourail sur la côte ouest de la Grande Terre. b) Carte topographique de la région de Bourail montrant le positionnement du permis de recherche PRA 436 Gouaro, du puits CADART-1 et des lignes sismiques ayant été utilisées pour le positionnement du puits. C) Caractéristiques techcniques du forage CADART-1 montrant les intervalles

carottés, le diamètre des carottes, le positionnement du side-track et les intervalles où une acquisition diagraphique a été réalisée. 69

Figure II-3 : a) Carte de profondeur en temps double du sommet de l'unité sismique interprétée comme le flysch de Bourail. Cette interprétation suggère la présence de failles inverses orientées SO-NE induisant un décalage important du sommet de cette unité. b-c) Coupes interprétatives de l'anticlinal de Bourail. La localisation des coupes est visible dans la partie a de cette figure. Le puits Gouaro-1 et le puits CADART-1 (projeté et initiallemment prénomé Gwaaro-1) sont positionnés sur ces deux coupes. Blacke (1996). 70

Figure II-4 : Interprétation de la ligne sismique G95-5A du levé de sismique onshore réalisé par Victoria Petroleum sur l'anticlinal de Gouaro pour le positionnement du forage CADART-1 (Blacke, 1996).Position de la ligne visible sur la Figure II-2. 71

Figure II-5 : Figure synthétique montrant les résultats obtenus sur le logiciel TSG à partir des données traitées du scanner Hylogger. De gauche à droite, les colonnes correspondent à : la répartition de l'abondance relative des principaux groupes de minéraux détectés dans les domaines du SWIR et du TIR, le long de la carotte ; log sédimentologique au 1/5000 du sondage CADART-1 avec le positionnement des échantillons DRX ainsi que du point analysées dans les colonnes suivantes ; courbes de la réflectance de l'échantillon situé à -1130.907m de profondeur dans les domaines du SWIR et du Tir ; et la dernière colonne montre l'image haute résolution de la carotte analysée. Dans la colonne des spectres, la ligne noire montre la courbe analysée et la ligne bleue montre le modèle minéralogique proposé par le logiciel TSG. Ainsi, le logiciel montre la détection de Chlorite et Phengite dans le domaine du SWIR et la détection d'Albite, de Quartz et de Sidérite dans le domaine du TIR. 74

Figure II-6 : Carte géologique de la NC (Maurizot and Vendé-Leclerc, 2009). Les étoiles noires montrent les principales zones d'études. Du sud-est vers le nord-ouest ces zones correspondent à celles du Mont Dore, de Nouméa, de Païta, des Iles de la Baie de Saint-Vincent, du col de Nassirah, de la vallée de la Oua Tom, de Moindou, de Bourail, des Roches d'Adio et de la Péninsule de Népoui..... 76

Figure II-7 : Figure synthétique représentant la classification granulométrique de (Wentworth, 1922) et la classification de (Stow, 2005). 77

Figure II-8 : Carte géologiques des zones de (a) Bourail, (b) de la Baie de Saint Vincent, (c) de la Péninsule de Népoui, (d) de la Péninsule de Nouméa, et (e) de la région de Moindou montrant la distribution des points d'échantillonnages pour les analyses pétrographiques, biostratigraphiques et géochimiques ainsi que le positionnement de l'ensemble des datations obtenues par le BRGM lors de l'actualisation de la carte géologique. Source du fond cartographique géologique :..... 79

Figure II-9 : Exemple de carte géologique thématique montrant la distribution des différentes formations composant la Formation à Charbon dans les communes de Nouméa et du Mont Dore. Figure extraite à partir de la base de données du SGNC. 81

Figure II-10 : Echelle stratigraphique utilisée lors de cette étude avec la distribution des biozones concernant les foraminifères benthiques, planctoniques, nannofossiles et radiolaires. Les anciennes biozones définies par Berggren et al. (1995) ainsi que les maximums climatiques Eocène sont reportés sur la gauche de l'échelle. 83

Figure II-11 : Schéma représentant les étapes de l'analyse quantitative sur grille aléatoires du logiciel JMicrovision sur une lame-mince. Chaque lame mince est recouverte par 16 photographies qui seront analysées. 46 points par photos seront définis arrivant à une quantification globale de la lame mince. Le Logiciel crée un fichier de sortie comprenant une image de la lame mince avec les points analysés, un tableur contenant les proportions en éléments, et un diagramme. 85

Figure II-12 : Cartes bathymétriques de la région Sud-Ouest Pacifique (a) et de la zone d'étude du domaine offshore (b) avec le positionnement des lignes simiques de la base de données Tasman Frontier Database , des lignes acquises durant les campagnes TAN1409, TECTA et VESPA, et des différents forages DSDP / ODP / IODP et pétroliers ainsi que les dragages. Données bathymétriques issues de l'altimétrie satellitaire (Smith and Sandwell, 1997). 87

Figure II-13 : a) Carte bathymétrique réalisée à partir des données acquises lors des campagnes TAN1409 (Sutherland et al., 2014), TECTA (Collot et al., 2016) et VESPA (Mortimer et al., 2015) montrant le positionnement du forage U1507, ainsi que les différentes lignes sismiques présentes sur la zone. Figure

d'après (Sutherland et al., 2016) b) Schéma technique du sondage U1507 montrant la profondeur de chacun des forages, le type de carottier utilisé, les profondeurs clefs avec le numéro des carottes et le positionnement des intervalles mesurés lors des levés diagraphiques. 89

Figure II-14 : Figure synthétique présentant l'ensemble des données acquises sur le site de forage U1507. a) Données sédimentologiques, découpage lithostratigraphique, numéro de carottes, photos et taux de récupération des carottes. b) Mesures pétrophysiques de susceptibilité magnétique et de mesure Gamma Ray naturel réalisées sur les carottes du sondage. c) Données diagraphiques acquises dans le forage U1507B. 91

Figure III-1 : a) Carte structurale de la Grande Terre montrant l'emplacement géographique des grandes unités structurales. b) Légende montrant la position relative de chacune des unités structurales. La hauteur des rectangles représentant les différentes unités correspondent à l'intervalle stratigraphique représenté dans les séries sédimentaires concernées. c) Coupes structurales schématiques et projetées montrant l'empîlement des unités le long de la Grande Terre (modifié d'après Maurizot in prep)..... 101

Figure III-2 : Planche synthétique montrant le contact tectonique marquant le sommet de l'Autochtone dans la région de la Baie de Saint-Vincent. a) Unité autochtone montrant les séries éocènes du Groupe de Uitoé reposants en discordance angulaire sur les formations du socle sédimentaire d'âge Jurassique moyen. b) Chevauchement de l'unité de Bourail sur l'autochtone. Les formations sédimentaires de l'autochtone sont marquées par des plis et une schistosité N 160°E. c) vue de détail des déformations affectant les formations sédimentaires de l'autochtone..... 102

Figure III-3 : Déformations tectoniques à la base de l'Unité de Bourail dans les îlots de Baie de Saint-Vincent a) Déformation tectonique des séries sédimentaires éocènes de la Formation du Flysch Supérieur de Bourail au niveau de l'île Mathieu (région de Uitoé). b) Chevauchement de l'Unité de Bourail sur l'Autochtone dans la partie Est de l'île de Ducos (Baie de Saint-Vincent). c) Plis en chevrons dans les séries sédimentaires maastrichtiennes de la Formation des Cherts Noirs présentes dans l'Unité des Montagnes Blanches.. 103

Figure III-4 : Structure de l'Unité de Montagnes Blanches dans la région de Koumac (a) de Nouméa (b) et de Bourail (c) .a) Structures plissées dans l'Unité des Montagnes Blanches (Sommet Khian – région de Koumac). b) Position relative des différentes unités structurales dans la dépression synforme de Téné (Région de Bourail). c) Chevauchement de l'Unité des Montagnes Blanches sur celle de Bourail aux abords de la pointe de Kouiambo sur la péninsule de la Pointe Maa. d) Vue détaillée du contact tectonique montrant les faciès de la Formation des Cherts Noirs entières cataclasés. 104

Figure III-5: Contact tectonique entre l'Unité de Poya et la Nappe des Péridotites dans la région de Poya. La limite structurale est marquée par une rupture de pente ainsi qu'un changement de végétation. 105

Figure III-6 : Log synthétique montrant la succession des différentes formations sédimentaires présentes au sein de l'unité autochtone. 106

Figure III-7 : Principaux faciès de la Formation Conglomératique de la rivière Congo dans le secteur de la Mé-Kunia. a) faciès à éléments arrondis, jointifs et polygéniques ; b) faciès à éléments mal trié de taille centimétrique à pluri-décimétrique ; c) intervalle microconglomératique à matrice gréseuse rouge largement développée d) microfaciès de la matrice gréseuse rouge à quartz poly-cristallins et clastes de roche volcanique (image en lumière polarisée et analysée : LPA. 107

Figure III-8 : Faciès conglomératique du Membre conglomératique de la Mé Kunia. Ces dépôts observent des surfaces érosives basales ainsi que des litages obliques de mégarides frustres au sein de grès rouges à éléments de quartz et micas-blancs..... 108

Figure III-9 : a) Carte géologique de la région de la Haut Nessadiou où sont localisés les meilleurs affleurements des formations qui composent les groupes de la Dumbea et du Col de Boghen. b) Coupe géologique illustrant les relations stratigraphiques la Formation Conglomératique de la rivière Congo, les Grès à Charbon de Moindou et le socle méta sédimentaire. 109

Figure III-10 : Caractéristiques sédimentologiques de la Formation des Grès à Charbon de Moindou. a) Log sédimentologique de la coupe de Haut Nessadiou. La position de cette coupe est indiquée dans la Figure III-9. b) Faciès gréseux massif de granulométrie fine sans structure sédimentaire apparente. c) Faciès de grés grossiers à litages obliques de mégarides sous forme de sets métriques à base érosive. d) Niveau de charbon stratifié. Ce faciès renferme souvent des fragments de bois fossîle. e) Argilites violacées

renfermant des lentilles riches en matière organique d'épaisseur millimétrique à centimétrique. f) Faciès micro-conglomératique à surface basale érosive. g) Microfaciès de la Formation des Grès à Charbon de Moindou montrant l'abondance de grains de quartz sub-anguleux à sub-arrondis (photo en lumière polarisée et analysée (XPL : Cross plot polarized light)..... 111

Figure III-11 : Séquence de faciès caractéristique type de la Formation des Grès à Charbon de Moindou montrant une strato et granocroissance des bancs (Voir légende Figure III-10) 112

*Figure III-12 : Grandes stratifications obliques présentes dans la Formation des Grès à Charbons de Moindou. Ces dépôts sont composés de grès grossiers organisés une succession de sets pluri-métriques à décamétriques à base érosive et grands litages obliques Ils sont interprétés comme des dépôts de « point-bar » de chenaux distributaires ou estuariens. **a)** Schéma simplifié des structures de dépôt observées sur le panorama **b).** 112*

Figure III-13 : Carte (a) et coupes (b,c) géologiques de la région de Païta montrant la distribution des roches volcaniques des membres Katiramona et Pic Jacob (Fm. du Pic Jacob) au sein des grès à charbon (Fm. Moindou) (modifé d'après (Maurizot et al. 2018). 113

Figure III-14 : Faciès de la Formation des Mamelons Rouges. a) sur carotte du sondage CADART-1 montrant la présence de bioturbations de type Planotlites. b) présence de pyrite au sein des faciès hémipélagiques du sondage CADART-1. c) Nodules renfermant une ammonite endémique Caledonites neocaledonicus. d) microfaciès de la Formation des Mamelons Rouges composé de nombreux grains anguleux de quartz et de feldspath de granulmétrie très fine. Photo prise en lumière polarisée et analysée (XPL : cross plot polarized light). e) et f) affleurement du Col de La Boghen montrant le caractère ruiniforme et de la formation. 115

Figure III-15 : Association de faciès dans la Formation des Cherts Noirs. a) Structures de types amygdaloïdes visible le long de la Rivière Foni Boya. b) Grès grossier turbiditique (Coupe de la Foni Boya) ; c) Silt. 116

Figure III-16 : a) Carte géologique au 1/50000 de la Baie de Saint-Vincent modifiée d'après Maurizot et al. (2018). b) Coupes géologiques montrant la discordance angulaire du Groupes de Uitoé sur l'unité de Teremba et son recouvrement tectonique par l'unité chevauchante de Bourail. 117

Figure III-17 : Log sédimentologique du Groupe de Uitoé sur l'île Lepredour avec (1) la Formation des Calcaires de Uitoé divisée en deux membres distinct et (2) la Formation des Grès Rouges et Conglomérats de Uitoé118

Figure III-18 : Association de faciès dans les membres inférieur et supérieur de la Formation des Calcaires de Uitoé. a) Grainstone bioclastique du membre inférieur avec la présence de clastes de céladonite vert provenant de l'Unité de Teremba (socle sédimentaire). b) structures noduleuses de compaction. c) Microfaciès du membre inférieur des Calcaires de Uitoé montrant la forte présence discocycline et de Nummulites ainsi que de débris bioclastiques indifférenciés (B). d) et e) Grainstone à litage oblique de mégarides, membre supérieur des Calcaires de Uitoé. f) Microfaciès du membre supérieur des Calcaires de Uitoé composé de grainstone à bioclastes (B) et lithoclastes (Lc).. 120

Figure III-19 : Association de faciès caractéristique de la Formation des Grés Rouges et Conglomérats de Uitoé. a) Unité conglomératique de plusieurs mètres d'épaisseur. b) conglomérats à éléments bien roulés et mal triés. c) Bloc de calcaire à polypiers remanié dans les dépôts conglomératiques. d) et e) Grès rouge moyen à grossier à litage oblique de mégarides. Un lit conglomératique souligne des surfaces d'érosion intraformationnelles. f) microfaciès des grès rouges composés de grains de quartz (Q), de lithoclastes (Lc), et de bioclastes (B).. 121

Figure III-20 : Log synthétique montrant la succession des formations sédimentaires présentes dans l'Unité de Bourail..... 123

Figure III-21 : Log sédimentologique de la coupe de référence CADART-1 / Nera. Cette coupe présente la succession des unités sédimentaires de l'unité structurale de Bourail avec toutefois l'absence de la Formation des Cherts Noirs. Position de la coupe visible dans la Figure III-22. 124

Figure III-22 : Carte géologique de l'anticlinal de Bourail. Cette zone rassemble la plupart des formations sédimentaires présentes dans l'unité structurales de Bourail. La coupe de référence CADART-1 / Nera (Figure III-21) permet une description détaillée de ces dernières. b) coupe géologique montrant la succession des formations le long de l'anticlinal. 125

Figure III-23 : Caractéristiques minéralogiques et sédimentologiques de la Formation de Gouaro. a) Log sédimentologique de détail de l'intervalle -1829 à -1844m. b) Log sédimentologique détaillé illustrant une séquence type de la Formation de Gouaro. c) Illustration macroscopique et microscopique des 4 principaux faciès qui composent la Formation de Gouaro. 127

Figure III-24 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation des Calcaires d'Adio ainsi que leur organisation dans le sondage CADART-1. ***a)*** *Log synthétique de la coupe de référence CADART-1 / Néra. b) Log sédimentologique représentant la succession type de la Formation des Calcaires d'Adio au sein du sondage CADART-1. c) Illustration des principaux faciès sédimentaires (macroscopique et microscopique) caractérisant la Formation des Calcaires d'Adio au sein du sondage CADART-1. ..... 131*

Figure III-25 : Planche synthétique résumant l'ensemble des associations de faciès présentes aux seins des formations du Groupe de Bourail..... 136

Figure III-26 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation du Flysch Inférieur de Bourail ainsi que leur organisation dans le sondage CADART-1. ***a)*** *Log synthétique au représentant la coupe de référence CADART-1 / Nera. b) Log sédimentologique de détail d'une séquence sableuse type associé à un lobe au sein d'un lobe complexe. L'ensemble de chacun des bancs correspond à un lobe élément. c) Illustration des principaux faciès sédimentaires (macroscopique et microscopique) caractérisant la Formation du Flysch Inférieur de Bourail. 139*

Figure III-27 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation du Flysch Moyen de Bourail ainsi que leur organisation. a) Log synthétique au 1/5000 représentant la coupe de référence CADART-1 / Nera. b) Illustration à l'affleurement des séquences métriques types formant la Formation du Flysch Moyen de Bourail. c) Illustration des principaux faciès sédimentaires (macroscopique et microscopique) caractérisant la Formation du Flysch Moyen de Bourail. d) Illustrations des principales directions et sens de courants mesurées sur les structures sédimentaires de la Formation du Flysch Moyen de Bourail. 143

Figure III-28 : a) Brèches de la Kouri avec des clastes décimétriques sub-anguleux de calcaire micritique à foraminifères planctonique. b) Granoclassement normal au sein d'une des stratifications obliques présentes dans les faciès bréchiques. c) Distribution des faciès bréchiques (couleur violette) et gréseux (couleur jaune) au sein de la formation du Flysch Supérieur de Bourail. Les bancs bréchiques ont une base érosive (traits rouges) et sont marqués par des mégarides (traits noirs discontinus). 146

Figure III-29 : Planche illustrant un exemple d'olistolites avec les brèches monogéniques associées. a) contact entre des brèches monogéniques à éléments de mudstone à foraminifère planctonique et un bloc de mudstone à foraminifère planctonique. b) Olistolite pluri-métrique de mudstone à foraminifère planctonique avec la présence d'horizons et de nodules siliceux (de couleurs noires). c) Brèche monogénique à éléments jointifs de mudstone à foraminifère planctoniques sans matrice apparente (cataclasite ?)..... 147

Figure III-30 : Planche synthétique représentant les faciès de la Formation du Flysch Supérieur de Bourail. ***a)*** *Log synthétique représentant la coupe de référence CADART-1 / Nera.* ***b)*** *Log synthétique montrant l'interdigitation des brèches au sein des grès turbiditiques ruches en clinopyroxene.* ***c)*** *Illustration des faciès turbiditiques grossiers et des brèches (macroscopique et microscopique) visible au sommet de la coupe CADART-1 / Nera..... 149*

Figure III-31 : Planche illustrant les faciès de la Formation des Calcaires du Creek Aymes. a) Grainstone à débris biogénique hompogène avec la présence importante de glauconie. b) Succession de bancs pluri-métriques massif et homongènes au sein de la carrière du Creek Aymes. c) Microfacies montrant la forte présence de foraminifères planctoniques présents dans les faciès dez Calcaires du Creek Aymes. d) Microfaciès montrant la présence de Foraminifères benthiques (Nummulites), de foraminifères planctoniques et de grains de Glauconie au sein des Calcaires du Creek Aymes. 151

Figure III-32 : Log synthétique montrant la succession des différentes formations sédimentaires présentes dans l'Unité structurale des Montagnes Blanches. 152

Figure III-33 : Planche illustrant les deux principaux faciès de la Formation des Calcaires de Koumac a) Mudstone rose à foraminifères planctoniques et grains d'hématite ; b) Mudstone à foraminifères planctonique avec 153

Figure III-34 : a) Carte géologique de la région de Koumac modifiée d'après Maurizot et al. (2018) ; b) Coupe géologioque montrant le caractèretrès accidenté de la zone et la discordance angulaire entre les séries de l'unité des Montagnes Blanches et la Formation des brèches de Buadio ; c) Log sédientaire des formations présentes dans l'unité structurale des Montagnes Blanches le long de la coupe du sommet Khian modifié d'après (Maurizot et al. 2018) 153

Figure III-35 : Planche illustrant le contact stratigraphique entre le Formation des Calcaires de Koumac et la Formation des Calciturbidites Roses. a) Mise à l'affleurment de la transition entre la Formaiton de Calcaires de Koumac et la Formation des Calciturbidiites roses. Cette transition est visible sur l'Ilot Brun dans la Baie de la Moselle. b) Faciès des calciturbidities roses visible dans la région de Nouméa (ilot Brun). c) Figure résumant l'ensemble des donnés biostratigraphiques et magnétostratigraphique de la limite entre la Formation ds Calcaire de Koumac et des Calciturbidites Roses datée à 45.5 Ma). Cette figure à été modifiée à partir de l'ensemble des figures proposées dans Dallanave et al. (2018)..... 154

Figure III-36 : Prinicpaux faciès de la Formation des Brèches de Buadio. a) déformation plastique visible au seins des brèches avec une matrice boueuse carbonatée. b) Granoclassement nomal des éléments assez bien roulés de mudstone à foraminifères planctoniques, dans un bancs métriques à base érosive au sein de la Formation des Brèches de Buadio..... 155

Figure III-37 : Log synthétique montrant la succession des différentes formations sédimentaires présentes au sein de l'unité structurale de Poya. 156

Figure III-38 : Planche Illustrant les spécificités de la Formation de Koné dans la région de Bourail. a) Panorama montrant les contacts entre des grès massif et des argilites noires. b) Succession de bancs centimétriques de grès fins et d'argilites associés à la Formation de Koné et visible dans la région de Téné. c) et d) Zoom sur les contacts sédimentaires et tectoniques visible sur le panorama a. e) Contact stratigraphique entre une dolérite plissée et des argilites de la Formation de Koné (visible à la place de Balepaik – Hienghène). f) Illustration des microfaciès des grès de la Formation de Koné montrant la présence importante de grains de quartz (Q) et de clinopyroxènes (Cpx). NB : e) et f) proviennent directement des données supplémentaires de (Cluzel et al. 2018) 157

Figure III-39 : a) carte géologique de la Nouvelle-Calédonie montrant le positionnement des zones de Pandope et de Népoui où affleurements les unités sédimentaires Eocènes présentes dans l'unité structurale de Poya. b) Carte géologique au 1/50000 de la zone de Pandope et de Tanguadiou montrant le positionnement des unités du Flysch de Pandope. c) Carte géologique au 1/50000 de la péninsule de Népoui montrant le positionnement du Flysch de Népoui. d) Coupes géologiques de la presqu'île de Pandope et de la presqu'île de Népoui. La position des coupes est visible en partie b. et c.NB : L'ensemble de ces cartes sont modifiées d'après Maurizot et al. (2018). 158

Figure III-40 : Figure illustrant les principales caractéristiques du Flysch de Népoui. a) Alternance entre des bancs centimétriques de grainstone bioclastique et des bancs centimétriques de grès carbonatés. b) figure d'échappements d'eau et de microplis liés à la charge sédimentaire. c) Alternance ente des grès fins pluri-centimétriques et des bancs silteux centimétriques. d) Grès moyen visible à l'embouchure de la rivière Pouendou. Présence d'une fraction importante de débris biogénique. e) Affleurement présent sur la presqu'île de Népoui montrant le caractère accidenté du flysch de Népoui ainsi que la discordance angulaire avec les formations sus-jacente du Groupe de Népoui (Le membre conglomératique de Pindaï dans le cas de cet affleurement). 159

Figure III-41 : Figure illustrant les principales caractéristiques du Flysch de Pandope. a) Grés carbonatés avec des lits à granules présent au sommet de la Formation du Flysch de Pandope. b) Brèches polygéniques mal triés à éléments anguleux de dolérite, de jaspe rouge et vert, et de serpentine. c) Structures slumpées et plissées aux seins des bancs de grès pluri-centimétriques à décimétrique à granoclassement normal. d) Faille normale syn-sédimentaire présente au sein des faciès bréchiques de la Formation du Flysch de Pandope. 161

Figure III-42 : Figure illustrant les sources provenant du socle sédimentaire et des formations du Groupe de la Dumbéa. a) Microfaciès typique des Grès à Charbon de Moindou montrant la forte présence de quartz (Q) et de feldspath (F). b) Micro-conglomérat présent dans la Formation des Grés à Charbon principalement composés de claste volcanique, de quartz, feldpsath et de lithique sédimentaires. c) Illustration du conglomérat basal du Groupe de la Dumbéa principalement composé de micaschistes provenant de la Formation de la Boghen. d) et e) sont des diagrammes de densité des populations de zircons montrant

respectivement la distribution des âges des zircons dans la Formation à Charbon et celle présente dans les grauwackes présents dans le socle sédimentaire. La population Coniacien-Santonien provient probablement de l'activité volcanique contemporaine (Formation du Pic Jacob). Les populations plus anciennes sont directement reliées au socle sédimentaire. NB : L'ensemble des données proviennent des études de Adams et al. (2009) et Cluzel et al. (2011) ont été compilées par Maurizot et al. (2018). *163*

Figure III-43 :Planche résumant la présence de plateformes carbonatées peu profond durant l'histoire Crétacé – Paléogène de Nouvelle-Calédonie. a) Coraux de type polypiers présent dans la Formation des Calcaires de Uitoé (Affleurement de la Pointe Noire). b) Calcaire bioclastiques rouges du membre supéieur des Calcaires de Uioté montrant la présence de fragments de bivalces et de Rhodolites. c) Fragments centimétriques de coraux et de bivalves présents dans me membre inférieur des Calcaires de Uitoé. d), e) et f) Illustrations des microfaciès montrant le mélange de foraminifères benthiqueset planctoniques (d) de grands foraminifères benthiques et de clastes de coraux (e), et des débris biogéniques indifférenciés (f). *164*

Figure III-44 : Planche illustrant les différents éléments de la couverture sédimentaires remaniés dans les dépôts turbiditiques sus-jacents ou adjacent. a) Claste pluri-millimétriques de cherts et de glauconie présent à la base d'un banc turbiditique du Flysch Inférieur de Bourail. b) Clastes centimétriques de chert noirs présents dans les débrites du Flysch Moyen de Bourail. c) Brèches polygéniques remaniant à la fois des clastes anguleux et centimétriques de Cherts Noirs, de mudstone à foraminifères planctoniques et de grainstone bioclastique. d) e) et f) Illustration de microfaciès montrant la présence de ces lithique de tailles millimétriques au sein des formations du flysch inférieur (e), et supérieur de Bourail (e & f). *165*

Figure III-45 : Représentation synthétique de la distribution des différentes formations se déposant entre le Cénomanien et le Campanien, enregistrant la période de rifting. *167*

Figure III-46 : Représentation synthétique de la distribution des différentes formations se déposant entre le Campanien et l'Eocène intérieur. Ces formations enregistrent la période subsidence post-rift. *168*

Figure III-47 : Représentation synthétique de la distribution des différentes formations se déposant entre l'Yprésien et le Lutétien. Cette période est caractérisée par le développement de plateforme carbonatée sur des hauts topographiques. Ces dernières sont remaniées dans des domaines profonds. Cette période enregistre la réorganisation paléogéographiques de la marge orientale de la Ride de Norfolk. *170*

Figure III-48 : Représentation synthétique de la distribution des formations se mettant en place à partir du Lutétien. Un uplift majeur mets à l'érosion le socle sédimentaire sur l'Autochtone. Le matériel érodé est remanié dans le Bassin de Bourail. Le domaine des Montagnes Blanches est influencé faiblement par cet uplift avec seulement l'apport de matériel d'hématite dans une sédimentation carbonatée. *171*

Figure III-49 : Représentation synthétique de la distribution des formations sédimentaires enregistrant la phase d'ennoiement entre le Bartonien et le Priabonien. Les directions de courants confirment le compartimentage du Bassin de Bourail. *172*

Figure III-50 : Représentation synthétique de la distribution des formations sédimentaires enregistrant la phase de convergence au Priabonien supérieur. Les directions de courants confirment la structure complexe de la Ride de Norfolk avec des apports provenant du Sud-Ouest et de l'Est. Le Bassin de Bourail est le lieu des nombreuses déstabilisations intra-pente érodant l'ensemble de la couverture sédimentaires sous-jacente. Les unités des Montagnes Blanches et de Poya continuent leurs individualisations. *173*

Figure IV-1 : Carte bathymétrique de la zone d'étude et positionnement des lignes sismiques et du forage U1507 utilisés lors de l'analyse strati-sismique du domaine offshore de la NC. Données bathymétriques dérivées de l'altimétrie satellitaire provenant de Smith and Sandwell (1997). Positionnement des lignes sismiques et du forage provenant respectivement de Sutherland et al. (2012) et Sutherland et al. (2019) *185*

Figure IV-2 : Synthèse des données lithostratigraphiques et diagraphiques acquises sur le site de forage U1507 (Sutherland et al. 2019). a) Données sédimentologiques, découpage lithostratigraphique, numéro de carottes, photos et taux de récupération des carottes. b) Mesures pétrophysiques de susceptibilité magnétique et de mesure Gamma Ray naturel réalisées sur les carottes du sondage. c) Données diagraphiques acquises dans le forage U1507B. Positionnement du forage visible sur la Figure IV-1.... *186*

Figure IV-3 : Illustration des principaux faciès composant l'Unité D. a) Mudstone à nannofossiles, présentant des bioturbations par des Zoophycos et des Planolites. b) Mudstone argileux à nannofossiles. c) Packstone à foraminifères planctoniques. d-e) Microfaciès présent dans l'Unité D. d) Mudstone à nannofossiles avec

quelques foraminifères planctoniques. e) Packstone à foraminifères planctoniques pouvant être recristallisés et à minéraux volcaniques de taille micrométrique. frm : foraminifères ; mcr : micrite..... 187

Figure IV-4 : Planche illustrant les faciès gravitaires présents dans l'Unité C. a) Brèches polygéniques mal triées (b et c) avec une surface basale érosive, à éléments sub-anguleux à sub-arrondis pouvant être dominants (a, b et c) à subordonnés (c), des galets mous (a, b &d) et un granoclassement normal (d), et (2) des bancs centimétriques (h) à pluri-décimétriques (e, f & g) d'arénites volcanoclastiques, présentant un granoclassement normal (f) ou non (e), une base nette (f) et des structures sédimentaires de types lits plans suivis (g) de rides chevauchantes (g) ou non (f). 189

Figure IV-5 : Planche illustrant les principaux microfaciès rencontrés dans l'Unité C. a) Mudstone à foraminifères planctoniques comprenant des clastes volcaniques et des pyroxènes baignant dans une matrice micritique. b) Arénites volcanoclastiques à clastes sub-anguleux à sub-arrondis. c) Arénites présentant des clastes volcaniques sub-arrondis de taille pluri-millimétrique. d) Tuf volcanique composé de pyroxènes, de plagioclases et de clastes volcaniques de type basalte. e) Mudstone à foraminifères composé de clastes volcaniques, de foraminifères planctoniques. f) Arénite volcanoclastique composée de pyroxènes, plagioclases et débris volcaniques ainsi que de clastes de coraux et ou bryozoaires. (PPL : Lumière polarisée et non analysée ; XPL : Lumière polarisée et analysée)..... 190

Figure IV-6 : Principaux faciès sédimentaires de l'unité B du forage U1507. a) Bancs turbiditiques de grès fins volcanoclastique à base nette et granoclassement normal. b) Boue à nannofossiles à litage plan frustre et clastes volcaniques. c) Packstone argileux à nannofossiles et foraminifères planctoniques entièrement plissé et convoluté. d-g) Microfaciès présents dans l'unité B. d-e) Résultats de frottis montrant la forte présence de nannofossiles, de quartz (qtz), de verre volcanique (gls) et de fragments de radiolaires visibles dans les faciès carbonatés. f-g) Photos de lames minces montrant la présence de foraminifères planctoniques, de clastes de quartz, de verre volcanique et de spicules d'oursin (sp) présents dans les faciès de grès fins volcanoclastiques..... 191

Figure IV-7 : Illustration d'une succession de deux débrites marquée par une surface basale nette avec la présence de faciès boueux entièrement désorganisés et des déformations syn-sédimentaires qui passent verticalement à des faciès laminés et bioturbés. Cette succession suggère le passage d'un écoulement cohésif à non cohésif au sein du même évènement gravitaire. 192

Figure IV-8 : Planche illustrant les principaux faciès visibles dans l'Unité A du sondage U1507. a) Intervalle slumpé (noter les plis synsédimentaires et pendage inclinés) de boue carbonatée pélagique à foraminifères planctoniques et nannofossiles et clastes volcaniques flottants. b) Banc de sables bioclastiques à foraminifères planctoniques à base nette, laminations planes et granoclassement normal. c) Argiles vertes bioturbées à base sableuse laminée. d-g) Microfaciès de l'unité A ; d) Boue carbonatée pélagique nannofossiles et de foraminifères planctoniques e) Boue micritique à nombreux foraminifères planctoniques. F) Argilites vertes à verre volcanique. glc : glauconie ; gls : verre ; frm : foraminifère planctonique ; ox : opaques ; mcrt : micrite..... 193

Figure IV-9 :Illustration de la succession lithostratigraphique et interprétation tectono-sédimentaire de la partie méridionale de la zone d'étude traversée par le forage U1507..... 195

Figure IV-10 : Découpage des unités sismiques de la région septentrionale du Fossé de Nouvelle-Calédonie, adapté d'après les découpages proposés par Bache et al. (2014), Rouillard et al. (2017) et Etienne et al. (2018). Cette étude propose 5 unités sismiques (NC1 à NC5) avec la présence de deux sous-unités (a et b) pour les unités NC3 et NC5. L'ensemble des faciès sismiques caractérisant ces unités est indiqué ainsi que les discordances régionales visibles sur les rides bordant le Fossé de Nouvelle-Calédonie. Le calage stratigraphique est proposé d'après les études de Bache et al. (2014), Rouillard et al. (2017), Etienne et al. (2018), Collot et al. (2008), ainsi que le forage U1507. 196

Figure IV-11 : Lignes sismiques interprétées montrant les unités sismiques traversées par le forage U1507. a) Ligne sismique lhrn-ba montrant le découpage en unités sismiques de la zone autour du forage U1507 . Cette ligne sismique souligne la relation existant entre le Bassin de Nouvelle-Calédonie et la marge ouest de la Ride de Norfolk,. b) Zoom sur la zone de forage U1507 montrant les unités sismiques traversées ainsi que la correspondance avec les unités lithostratigraphiques décrites. c) Log synthétique du forage U1507 montrant la distribution et les âges des unités lithostratigraphiques et les principaux faciès. La légende de ce log est visible dans la figure 1 de ce Chapitre. d) Ligne sismique TAN1409-NCTN_11 entre les CDP 4020 et 5020. Figure compilée d'après les données et figures de Sutherland et al. (2016), Sutherland et al. (2018),

et Sutherland et al. (2019). Positionnement des lignes sismiques et du forage U1507 visible dans la Figure IV-1..... 198

Figure IV-12 : Profils sismiques perpendiculaires à la zone axiale du Bassin de Nouvelle-Calédonie. Ces profils montrent la succession des objets structuraux correspondant d'Ouest en Est : La Ride de Fairway, le Fossé de Nouvelle-Calédonie, la Ride Ouest Norfolk, le Bassin Ouest Calédonien, et la Ride de Norfolk. Les données bathymétriques proviennent de Smith and Sandwell (1997). Positionnement des lignes sismiques obtenues dans la base de données Tasman Frontier databse (Sutherland et al. 2012) et Collot et al. (2016). 201

Figure IV-13 : Interprétation des profis sismiques perpendiculaire à l'axe du bassin montrant un remplissage sédimentaire différent entre les domaines septentrional, central et méridional de la zone d'étude. 202

Figure IV-14 : Lignes sismiques non interprétées présentes dans l'axe de la zone d'étude. Données bathymétriques issues de Smith and Sandwell (1997) et données sismiques issues de la base de données Tasman Frontier 203

Figure IV-15 : Interprétation des lignes sismiques présentes dans l'axe de la zone d'étude. Ces dernières montrent la forte variation d'épaisseur du remplissage sédimentaire du bassin entre les parties septentrionale, centrale et méridionale. 204

Figure IV-16 : Cartes de profondeurs du sommet des unités sismiques NC1 à NC5 défnies dans le domaine offshore de la NC. Ces cartes montrent la présence de trois dépôts centres réparties dans la partie axiale de la zone d'étude durant la mise en place des unités NC2 à NC4 puis de deux lors de la mise en place de l'Unité NC5 205

Figure IV-17 : Cartes d'épaisseurs des unités sismiques présentes dans le domaine offshore de la NC. Ces cartes d'épaisseurs montrent un changement important du remplissage sédimentaire lors de la mise en place de l'Unité sismique NC5. 206

Figure IV-18 : a) failles normales présentes au sommet de l'Unité NC1 inclinant les réflexions sismiques de cette dernière. La limite avec l'Unité NC2 est marquée par une surface d'onlap et des troncatures d'érosion de NC1. b) configuration chaotique des reflexions sismiques à forte amplitude visible dans certaines parties de la zone d'étude. La position des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-12. 207

Figure IV-19 : Illustration des principales caractéristiques de l'unité sismique NC2. a) Ligne sismique Zoneco-11-04-nc montrant le fort épaississement de l'unité vers la partie centrale de la zone d'étude, ainsi que les variations d'amplitude des horizons de cette dernière. b) Ligne sismique TEC01 montrant une configuration chaotique des réflexions sur le flanc ouest de la bordure Ouest Calédonienne, avec quelques géométries convexes pouvant être interprétées comme des constructions récifales. c) Ligne sismique s206-01 montrant les géométries divergentes des réflexions au sein d'un demi-graben. Positionnement des lignes visible sur la Figure IV-12 et Figure IV-14. 208

Figure IV-20 : Prinicpales caractéristiques de l'Unité NC3 et de ses sous-unités. L'emplacement des lignes sismiques est visible dans la Figure IV-15. a) Ligne sismique s206-01 montrant la concordance des deux sous-unités NC3a et NC3b dans le domaine septentrional. b) Ligne sismique 206-04 montrant la forte variation de faciès sismique entre les sous-unités NC3a et NC3b. Présence de failles normales rejouant entre la mise en place des deux sous-unités et de faciès divergent syn-tectonique au front de la bordure ouest de la Ride de Norfolk. Cette ligne sismique image la partie centrale de la zone d'étude. c) Ligne sismique lhrn-ba montrant les principales caractéritiques de l'Unité NC3 dans la partie méridionale de la zone d'étude. La limite entre les deux sous-unités est marquée par une surface d'onlap et de toplap avec la mise en place de failles normales et de plis après la mise en place de l'Unité NC3a et avant la mise en place de l'Unité NC3b. Positionnement des lignes visible sur la Figure IV-12. 210

Figure IV-21 : Illustration des caractéristiques de l'Unité de NC4 dans la zone d'étude. a) Ligne sismique TEC01 présentant des réflexions tabulaires se terminant en downlap sur l'unité sous-jacente. Cette structure est apparentée à un remaniement sédimentaire lié à des courants océaniques profonds situés en pied de Ride de Norfolk. b) Ligne sismique lhrn-ba montrant les terminaisons de réflexions en downlap sur le sommet de l'unité sous-jacente. Cette ligne sismique illustre bien la forte variation d'épaisseur de l'unité entre le pied de la Ride de Norfolk et le centre du bassin. Positionnement des lignes visible sur la Figure IV-12. 212

Figure IV-22 : Illustration de la flexure marquant le domaine septentrional de la zone d'étude en face de la côte ouest de la NC. Cette flexure est marquée par une surface d'onlap majeure, remplie passivement par l'Unité NC5. a) et b) correspondent respectivement au lignes sismiques Zoneco-11-04-nc et s206-01. Le positionnement des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-12 et Figure IV-14. 213

Figure IV-23 : Détails des géométries des réflexions sismiques visibles dans l'Unité NC5 dont l'interprétation est liée à des dépôts gravitaires. a) Géométrie concave s'apparentant à des lobes turbiditiques ; a & b) réflexions sismiques fortement inclinées pouvant être interprétées comme des dunes sous-marines ; c) variations latérales de géométries de réflexions interprétées comme un passage entre des dépôts liés à des écoulements gravitaires et des dépôts de décantation pélagique / hémipélagique. Le positionnement des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-12. 214

Figure IV-24 : a) Ligne sismique 206-04 montrant la symétrie du bassin visible dans la partie centrale et méridionale de la zone d'étude. b) Ligne sismique TEC02 parallèle à l'axe du bassin montrant la présence de nombreux volcans traversant l'ensemble des unités sismiques sous-jacentes et scellés par l'Unité NC5b. Le positionnement des lignes sismiques est visible sur la Figure IV-14. 215

Figure V-1 : Reconstitution de l'ancienne marge nord-orientale du continent Zealandia avec la distribution des domaines paléogéographiques distincts. L'ensemble des décollements liés à la convergence s'effectuent sur les formations post-rift. b) Logs synthétiques des successions lithostratigraphiques présentes dans chacun des domaines paléogéographiques de la marge nord-orientale de la Ride de Norfolk. 231

Figure V-2 : Reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire du domaine nord-oriental du continent Zealandia 232

Figure V-3 : Tableau récapitulatif de l'ensemble des observations et des interprétations réalisées sur les domaines onshore et offshore de la région nord-orientale du continent Zealandia. 233

Figure V-4 : Schéma simplifiée de l'évolution géodynamique de la région Nord-orientale du Continent Zealandia entre le Mésozoïque et le Miocène supérieur. Ce modèle se base essentiellement sur les nouvelles données obtenues durant la thèse ainsi que les données bibliographiques présentes dans la région (cf – Chapitre I de ce mémoire). LHR : Lord Howe Rise ; FB : Fairway Basin ; FR : Fairway Ridge ; NCB : New Caledonian Basin ; NCT: New Caledonia Trough; NR: Norfolk Ridge; SLB: South Loyalty Basin; SFB; South Fiji Basin 247

Figure V-5 : Modèles tectoniques distinctifs de rifting associé à phénomène de subduction. a) Rifting passif associé au slab roll-back d'une subduction. b) Rifting actif associé à la rupture d'un slab ouvrant une fenêtre asthénosphérique et engendrant une érosion thermique. c) Rifting actif lié à un « accumulated slab » engendrant une fenêtre asthénosphérique et activant une érosion thermique (inspiré d'après Zou et al. (2008). Ce schéma est modifié d'après Merle (2011). 254

Figure V-6 : a) Localisation de la coupe tomographique réalisée à la latitude de 20°. b) modèle de température du manteau CitcomS (Zhong et al. 2000; Tan et al. 2006). Le profil de température SWP1 utilise une loi dont la température dépend de la viscosité du manteau, dont ce dernier dépend de la profondeur. Le profil de température SWP2 est quant à lui indépendant d'une quelconque viscosité. Cette figure est modifiée d'après Matthews et al. (2012). 255

Annexe I - Geodynamics of the southwest pacific: a brief review

Collot, J., Patriat M., Sutherland R., Williams S., Cluzel D., Seton M., Pelletier B., Roest W.R., Etienne S., **Bordenave, A.**, Maurizot P., ***in press***, Geodynamic of the SouthWest Pacific: a brief review and relations to New Caledonia geology. In: Mortimer, N. (ed) New Caledonia: Geology, Geodynamic Evolution and Mineral Resources. Geological Society, London, Memoir, chapter 2

Chapter 2 GEODYNAMICS OF THE SOUTHWEST PACIFIC: A BRIEF REVIEW

*Collot J.[1], Patriat M.[2], Sutherland R.[3], Williams S.[4], Cluzel D.[5], Seton M.[4], Pelletier B.[6], Roest W.R.[2], Etienne S.[7], Bordenave, A.[7,8], Maurizot P.[1]

1. Service Géologique de Nouvelle-Calédonie (SGNC, New Caledonia Geological Survey), BP M2, 98849, Noumea, New Caledonia (Julien.collot@gouv.nc, pierre.maurizot@gouv.nc)
2. Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer), Unité de recherche Géosciences Marines, 101 Promenade R. Laroque, 98800, Noumea, New Caledonia. martin.patriat@ifremer.fr
3. Victoria University of Wellington, PO Box 600, Wellington 6140, New Zealand Rupert.Sutherland@vuw.ac.nz
4. EarthByte Group, School of Geosciences, The University of Sydney, NSW 2006, Australia (maria.seton@sydney.edu.au, simon.williams@sydney.edu.au)
5. University of New Caledonia, BP R4, 98850 Nouméa cedex, New Caledonia (dominique.cluzel@unc.nc)
6. Geosciences Azur (UMR 6526), IRD, 101 Promenade R. Laroque, BP A5, 98800 Noumea, New Caledonia (bernard.pelletier@ird.fr)
7. ADECAL Technopole, ZoNéCo Research Program, Nouméa, New Caledonia (Samuel.etienne@adecal.nc, aurelien.bordenave@adecal.nc)
8. ENSEGID –Bordeaux INP – 1 allée F. Daguin – 33607 Pessac Cedex, France

* Corresponding author: Julien.collot@gouv.nc

Keywords: Geodynamics, tectonics, southwest Pacific

ABSTRACT

The southwest Pacific region consists of a succession of ridges and basins that result from the fragmentation of Gondwana and evolution of subduction zones since Mesozoic times. This complex geodynamic evolution shaped the geology of New Caledonia and several alternate models have been postulated to explain this evolution. Most models agree that the region was predominantly controlled by the active margin along eastern Gondwana during Mesozoic. Extension affected the region from Late Cretaceous to Paleocene and models for this period vary in their inference of the nature of the plate boundary between Pacific and Australian plates. Eocene is marked by a regional tectonic contraction that culminated with the obduction of mantellic material in New Caledonia in latest Eocene. In one class of models this phase is controlled by an east-dipping subduction zone in which the Norfolk Ridge jams and in a second class of models this phase corresponds to the initiation of the present-day west-dipping Tonga Kermadec subduction. Neogene is dominated by (i) the eastward retreat of the Tonga-Kermadec subduction, leading to back-arc basin opening East of New Caledonia and (ii) to the initiation and westward retreat of the New Hebrides subduction leading New Caledonia into the subduction trench.

Annexe II - Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence

Maurizot, P., **Bordenave, A**., Cluzel, D., Collot, J., Etienne, S., ***in press***, Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence. In: Mortimer, N. (ed) New Caledonia: Geology, Geodynamic Evolution and Mineral Resources. Geological Society, London, Memoir, chapter 4

Chapter 4 Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence

*P. Maurizot[1], A. Bordenave[1], D. Cluzel[2], J. Collot[1], S. Etienne[1]

1. Service Géologique de Nouvelle-Calédonie (New Caledonia Geological Survey), BP 465, 98 845, Noumea, New Caledonia.
2. University of New Caledonia, PPME-EA 3325, BP R4, 98851, Noumea, New Caledonia.

Corresponding author (maurizot@canl.nc)

Abbreviated title: Late Cretaceous to Eocene cover

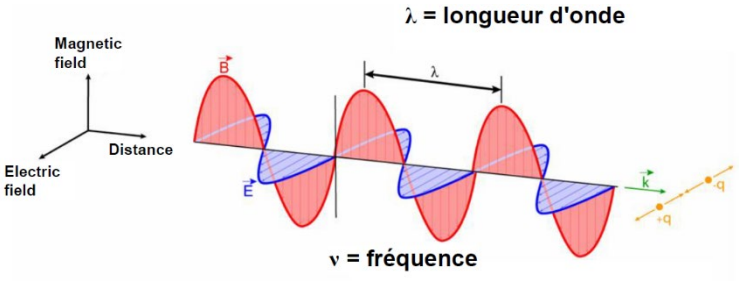
Abstract
In New Caledonia, the cover refers to Late Cretaceous to Palaeogene sedimentary formations unconformably overlying the Late Palaeozoic to Early Cretaceous basement rocks, and underlining the allochthonous terranes. The first period of deposition, from Late Cretaceous to pro parte Palaeocene (105 to 55 Ma) is controlled by extension and rifting. The second period, Palaeogene (55 to 34 Ma), is dominated by convergence and contraction. The Late Cretaceous part of the cover consists in syn-rift conglomerates and coal-bearing deposits with interlayered bimodal, basic and felsic, subduction-related and intraplate, volcanic rocks. Post-rift deposits correspond to deep-water sediments deposited in anoxic conditions with reduced terrigenous input. Palaeocene formations, mainly carbonate, attest to profound palaeogeographic changes and switch to a different geodynamic regime, linked to the onset of the Eocene convergence. The Eocene formations are composed of typical turbidites and breccia, referred to as the Eocene Flysch. They are deposited in a typical flexural foreland basin context, as an upward coarsening sequence topped by an olistostrome. They are associated with tectonic convergence, and east-dipping subduction that led to the end-Eocene obduction of ophiolitic terranes. This twofold evolution, extensive then compressive, is integrated in the wider framework of the SW Pacific plate tectonic evolution.

Key-words
New Caledonia, New Zealand, Southwest Pacific, Zealandia, rift, syn-rift, post-rift, coal, flysch, turbidites, bryonoderm, foralgal, coralgal, foreland basin, flexural basin, forebulge, olistostrome, ophiolite, obduction, subduction.

Annexe III - Principe fondamental de l'analyse hyperspectrale.

1. Principe fondamental de l'analyse hyperspectrale

L'analyse hyperspectrale utilise les principes de l'interaction des ondes électromagnétiques, plus particulièrement de la lumière (dite « visible ») avec la matière. La lumière est une source de rayonnement électromagnétique. Cette dernière se décompose en en un champ magnétique et un champ électrique qui oscille à la même fréquence et se propage de manière orthogonale (Théorie de Maxwell vérifiée par Hertz - Figure 0-1).



D'après la théorie ondulatoire de la lumière, tout rayonnement peut alors être considéré comme la superposition d'ondes planes monochromatiques caractérisées par leurs longueurs d'ondes et leurs fréquences (http://eplanets.univ-lyon1.fr/?page_id=57).

Figure 0-1 : Schéma d'une onde électromagnétique décomposée en deux champs : électrique et magnétique (source : CSIRO – Perth)

Ainsi, les ondes électromagnétiques se caractérisent en fonction de leur longueur d'ondes et de leur énergie (Figure 0-2**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Ceci est représenté par un spectre électromagnétique. L'œil humain ne détecte qu'une courte gamme de ce spectre (domaine du visible) alors que l'analyse hyperspectrale utilise les domaines du visible, proche infrarouge et infrarouge thermique.

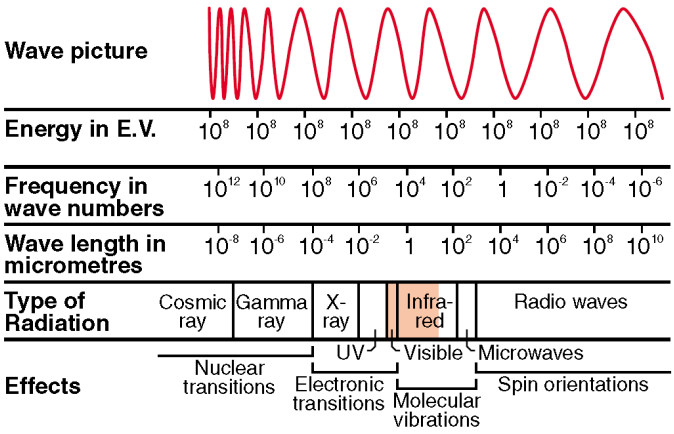


Figure 0-2 : Spectre électromagnétique montrant les variations d'énergie, de fréquence, de longueur d'onde, de type de radiation et d'interaction avec la matière. Le rectangle rouge montre le champs sur lequel le système Hylogger est sensible (source : CSIRO – Perth).

2. La réflectance des ondes électromagnétiques

Lorsqu'un rayonnement électromagnétique atteint la surface d'un objet, certaines longueurs d'ondes vont être soit : absorbées, réfléchies ou transmises (Figure 0-3).

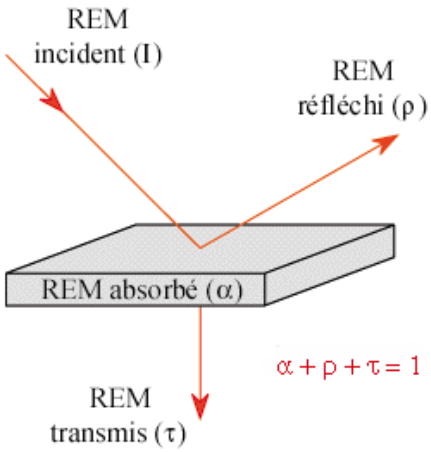


Figure 0-3 : Interactions du rayonnement électromagnétique avec la matière - absorption, réflexion, et transmission (Bonn and Rochon, 1992)

Suivant le principe de conservation de l'énergie, la somme de l'énergie absorbée, réfléchie et transmise est égale à l'énergie incidente

$$ET_{(\lambda)} = EA_{(\lambda)} + ETr_{(\lambda)} + ER_{(\lambda)}$$

La réflectance R est alors définit comme le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente. Elle varie donc entre 0 et 1 et pour chacune des longueurs du spectre électromagnétique.

$$R = {ER_{(\lambda)}}/{ET_{(\lambda)}}$$

3. Identification spectrale des phases minéralogiques

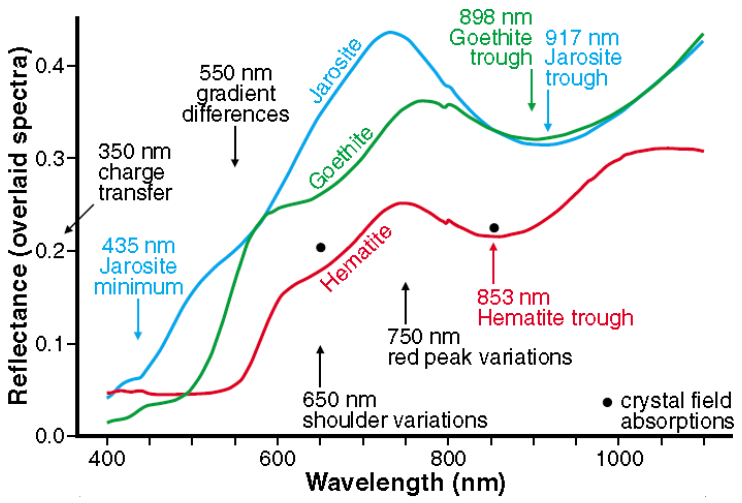


Figure 0-4 : Spectre du visible et du proche infrarouge (VNIR) de différents oxydes de fer (image fournie par le CSIRO – Perth).

La réflectance d'un objet dépend donc de (1) la longueur d'onde de l'énergie incidente et (2) de la nature de l'objet.

Ainsi, une signature spectrale existe pour chacun des objets. Si l'on dessine la courbe de la réflectance en fonction de la longueur d'onde ($R = f_{(\lambda)}$), on obtient la courbe de réflectance caractéristique de l'objet étudié (Figure 0-4). Ceci est appliqué dans l'analyse minéralogique des roches. Les minéraux, comme tout objet, ont une courbe de réflectance caractéristique. Cette méthode permet donc de déterminer les composantes minéralogiques de la roche.

Annexe IV - Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin evolution prior to obduction

Bordenave A., Etienne S., Collot J., Razin P., Patriat M., Grélaud C., Agnini C., Morgans H., Guillemaut F., Moreau A., ***submited***. Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin evolution prior to obduction. Tectonophysics.

Integrated study of the upper Cretaceous to Paleogene sedimentary successions of the Gouaro anticline, New Caledonia (SW Pacific): a record of a deepwater margin evolution prior to obduction

Aurélien BORDENAVE [1, 2, 3*], Samuel ETIENNE [1, 2], Julien COLLOT [2], Philippe RAZIN [3], Martin PATRIAT [4], Carine GRELAUD [3], Claudia AGNINI [5], Hugh MORGANS [6], Flora GUILLEMAUT [3], Armand MOREAU [3]

[1] *ADECAL Technopole – 1bis rue Berthelot, BP 2384, 98845 Nouméa, New Caledonia*

[2] *Geological Survey of New Caledonia (DIMENC), BP465 – 98845 Nouméa CEDEX, New Caledonia*

[3] *Université Bordeaux Montaigne / EA 4592 Géoressources & Environnement, 1 allée Fernand Daguin, 33607 Pessac cedex, France France*

[4] *IFREMER - Centre Bretagne - ZI de la Pointe du Diable - CS 10070 - 29280 Plouzané, France*

[5] *Department of Geosciences, University of Padova, Padova, Italy*

[6] *GNS Science, Lower Hutt, New Zealand*

* *Corresponding author: aurelien.bordenave@gouv.nc*

ABSTRACT

In New Caledonia, upper Cretaceous to Paleogene sedimentary rocks have been interpreted to record a regional tectonic shift from Cretaceous extension to Eocene compression, which eventually led to the obduction of oceanic mantle onto the northeastern tip of the submerged Zealandia continent. This study provides new descriptions of these successions in the Gouaro anticline area, both from outcrops and from an extensively cored, 1.9 km-long onshore petroleum well, CADART-1. Integration of new sedimentological, paleontological and mineralogical data allows us to propose a revised lithostratigraphic framework. The upper Cretaceous comprises a transgressive syn- to post-rift siliciclastic succession, culminating in deepwater silicified mudstones. From the Paleocene up to the middle Eocene, sedimentation is dominated by deepwater carbonates. Following this, the middle to upper Eocene is marked by a 4km-thick, lithologically heterogeneous turbidite succession, the Bourail Flysch Group, that we divide into: (i) the Lutetian to Bartonian Lower Bourail Flysch Formation, comprising mixed siliciclastic - calcareous turbidites; (ii) the Bartonian to Priabonian Middle Bourail Flysch Formation, dominated by calcareous turbidites; and (iii) the uppermost Eocene Upper Bourail Flysch Formation made of clinopyroxene-rich siliciclastic turbidites and extraformational breccias. This succession has been previously interpreted to record deposition within a flexural basin, essentially fed by subduction-related thrust nappes and forebulge shallow water carbonate platforms. However, the lack of material derived from the obducted Peridotite Nappe, the distal and fine-grained character of sandy

turbidites, together with the deepwater character of all deposits since the late Cretaceous led us to explore alternative hypotheses for the reconstruction of basin physiography, sediment sources and overall tectonic controls on basin stratigraphy, notably the influence of convergent deformation. For example, the alternation between clastic-dominated and carbonate-dominated sedimentation is thought to reflect distinct periods of carbonate platform development and drowning alternating with increased pre-rift basement erosion. Such alternations could be linked to subduction/obduction-related tectonics but also to regional paleoceanographic changes or global climatic changes. We also discuss the origin of breccia of the Upper Bourail Flysch, notably whether such deposits are derived from an active thrust front or from other tectonic-related slope increase. Evaluating such hypotheses is key to address the origin of the Eocene flyschs of New Caledonia and ultimately should help to better understand the timing of ophiolitic nappe emplacement and associated basin evolution.

Keywords: Zealandia, New Caledonia, Norfolk Ridge, upper Cretaceous, Paleogene, turbidite, obduction

INTRODUCTION

Obductions are unusual tectonic events only observed in a few places over the world. Generally, both the ophiolite and the associated sedimentary basins are poorly preserved and/or strongly tectonised, being ultimately imbricated within orogenic belts (Lagabrielle and Cannat, 1990; Kerr et al., 1998; Manatschal and Müntener, 2009). In New Caledonia, one of the largest ophiolitic peridotite of the world covers a quarter of the main island, Grande Terre. This weakly deformed allochtonous nappe is thought to have been emplaced in the latest Eocene on the continental Norfolk Ridge. Underlying this structural unit, a thick sedimentary cover that spans from the upper Cretaceous to the uppermost Eocene is still preserved and is interpreted to have recorded the pre to syn-obduction compressional phase. These unique records are not only of regional significance being a witness of large scale geodynamic changes affecting New Caledonia in the context of the Zealandia continent, but also of general interest for the understanding of subduction-related and obduction-related sedimentary basins. On the western coast of Grande Terre, more particularly within the Gouaro anticline in the Bourail area (Fig. 1), the whole sedimentary succession is particularly well-preserved and reaches approximatively 4 km in thickness. The basal ~1.9 km of the section have been penetrated by the CADART-1 onshore exploration well whereas the remaining upper ~1.8 km crop out along natural exposures. In this paper, we present a detailed characterisation of this key interval with high resolution sedimentological descriptions coupled with mineralogical and biostratigraphic analyses. We propose a new and improved lithostratigraphic breakdown of the succession and provide new elements for the evolution of sediment sources and the reconstruction of vertical motions that affected the Norfolk Ridge during the Paleogene. In addition, we discuss the Bourail Basin origin, its physiography and its relationships with surrounding shelves. Resolving these issues is critical for the understanding of the New Caledonian obduction in the broader context of the tectonics of northern Zealandia.

GEOLOGICAL SETTING

Overview of the geology of New Caledonia in its regional tectonic context

New Caledonia is located on the continental Norfolk Ridge, at the northeastern extremity of the submerged Zealandia continent (Mortimer et al., 2017) (Fig. 1a). From the late Carboniferous to the early Cretaceous, the Norfolk Ridge was located in the fore-arc domain of a subduction zone where the Phoenix plate dipped southwestwardly beneath the eastern active margin of the Gondwana supercontinent (Bradshaw, 1981; Mortimer et al., 2009; Cluzel et al., 2010). In New Caledonia, this active margin history resulted in the collage of (i) arc-derived sediments, represented by the Teremba and Central Chain terranes (Meffre, 1991; Aitchison and Meffre, 1992), (ii) an accretionary complex, the Boghen Terrane, and (iii) slices of oceanic crust and mantle from the Koh Ophiolite (Meffre et al., 1996; Cluzel and Meffre, 2002). For the sake of clarity, these terranes are regrouped in this paper as the "Sedimentary Basement" (e.g. Figs. 1b and 2). Following this active margin history, a phase of

Cretaceous rifting led to continental breakup between Gondwana and Zealandia and to seafloor spreading in the Tasman Sea from the late Cretaceous to the late Paleocene (Hayes and Ringis, 1973; Weissel and Hayes, 1977; Gaina et al., 1998). Subsequently, in the Eocene, a major change in tectonic regime occurred and a period of convergence profoundly affected the geology of Zealandia (Aitchison et al., 1995; Maurizot and Cluzel, 2014; Sutherland et al., 2017). In New Caledonia, this convergence phase culminated with the emplacement of oceanic mantle onto the continental crust of the Norfolk Ridge (Aitchison et al., 1995; Cluzel et al., 2001; Maurizot and Cluzel, 2014). This obduction event is thought to be the result of the locking of a NE-dipping subduction zone by the arrival of the Norfolk Ridge in the subduction trench (Paris, 1981; Aitchison et al., 1995; Cluzel et al., 2006). Such convergence generated a high pressure - low temperature (HP-LT) metamorphic core complex exhumed during the late Eocene (Baldwin et al., 2007; Vitale-Brovarone et al., 2018), now cropping out in the northeastern part of Grande Terre (Fig. 1b). In the latest Eocene, this collisional episode led to the stacking of several allochthonous nappes over the Norfolk Ridge (Figs. 1b and 2): (i) the Montagnes Blanches Nappe (MB Nappe) (Maurizot, 2011), composed of upper Cretaceous-Paleogene sedimentary deposits; (ii) the Poya Nappe (Cluzel et al., 1997; Cluzel et al., 2001; Cluzel et al., 2018) comprising oceanic basalts and abyssal argillites interpreted as the oceanic crust of the subducting plate, as well as Coniacian to Campanian turbidite sandstones (Paris, 1981; Cluzel et al., 2018); and (iii) the Peridotite Nappe (Avias, 1967), which is interpreted to be the supra-subduction zone fore-arc lithosphere (Collot et al., 1987). These three nappes overlie the parautochthonous sedimentary units of the Norfolk Ridge (Figs. 1c and 2). Constituting sedimentary units span from the upper Cretaceous to the Paleogene, rest unconformably onto the Sedimentary Basement and are thought to record both the regional rifting phase and the Eocene convergence phase. These units, typically referred to as the "Sedimentary Cover", are presented in details in the next section. Following these critical Paleogene events, most of the region entered a phase of back-arc basin opening related to Tonga-Kermadec subduction eastward retreat (Auzende et al., 1988; Pelletier et al., 1998; Mortimer et al., 2007). Post-obduction isostasic reequilibrium of the Norfolk Ridge led to the exhumation of all these marine units.

Upper Cretaceous to Paleogene stratigraphic units of New Caledonia

Figure 2 provides a lithostratigraphic summary of the main constitutive units of the upper Cretaceous to Paleogene Sedimentary Cover of New Caledonia, lying on the Sedimentary Basement and overlain by the nappes. The regional syn-rift phase, spanning from the Coniacian to Campanian, is characterized by fluvial conglomerates and shallow marine coal-bearing sandstones forming the "Formation à Charbon" (Paris, 1981). The post-rift phase is recorded by an upper Cretaceous to Paleocene transgressive succession comprising calcareous siltstones ("Mamelons Rouges Beds Formation" - MRB) followed by silicified mudstones and siltstones ("Black Chert Formation"). These deepwater deposits conformably overly syn-rift clastics (Tissot and Noesmoen, 1958). From the Paleocene up to the middle Eocene, a shift to fully marine, carbonate-dominated sedimentation is recorded by the deposition of *ca.* 150m-thick pelagic calcareous mudstones, mostly exposed on the Montagnes Blanches Nappe in the Koumac region ("*Globigerina* Limestones") (Figs. 1b and 2) as well as by calciturbidites and carbonate debris flow deposits (eg. "Adio Limestones", "Creek Aymes Limestones", "Buadio Breccia") (Gonord, 1977; Paris, 1981; Maurizot, 2011, 2012). These carbonate deposits were restricted by numerous previous authors to the Paleocene and lower Eocene, but recent stratigraphic studies (Dallanave et al., 2018) as well as new biostratigraphic datings performed in this study suggest that they only span from the lower to the middle Eocene (see section 3.3). Their origin yet remains contentious, and could be attributed to either (i) a continuation of post-rift thermal subsidence (Paris, 1981), (ii) regional paleogeographic changes (Dallanave et al., 2018), (iii) global paleoclimatic changes (Hancock et al., 2003; Hollis et al., 2005; Hollis, 2007) or (iv) local pre-obduction tectonics (Maurizot, 2012, 2014; Maurizot and Cluzel, 2014). Following this succession, the Eocene onset of convergence is thought to result in the deposition of mixed source turbidites known in the literature as the "Eocene Flysch" (Gonord, 1977), the "Bourail Flysch" (Paris, 1981), or the "Paleogene Flysch" (Cluzel et al., 1998). The latter typically overlies pelagic carbonate formations and mostly crops out along the western coast of Grande Terre. The succession has been recently documented as the "Bourail Flysch Group" (Fig. 2) (Maurizot, 2011; Maurizot and Cluzel, 2014; Maurizot et al., In press) with three distinct formations: (i) The "Lower

Bourail Flysch", described as middle to late Eocene calciturbidites, (ii) The "Upper Bourail Flysch", described as late Eocene volcaniclastic turbidites and (iii) the latest Eocene "Olistostrome", dominated by polygenic breccia and outsized blocks (Maurizot and Cluzel, 2014). The overall coarsening and thickening upward trend of this succession is interpreted as recording the propagation of subduction-related thrust nappes prior to obduction (Maurizot and Cluzel, 2014). Of particular note is that, along with this thick turbidite succession, contemporaneous shallow water carbonate platforms are known to have developed throughout the Eocene in the region. This is clearly evidenced by the upper Eocene "Uitoé Limestones" that unconformably rest in an onlap configuration on the Triassic sedimentary basement in the Uitoé area (Tissot and Noesmoen, 1958; Gonord, 1977; Paris, 1981; Maurizot, 2014), as well as by the common reworking of shallow water carbonate components in all the eocene flyschs (Routhier, 1953; Paris, 1981; Maurizot and Cluzel, 2014). To explain such succession, a depositional model involving a foreland basin has been proposed (Maurizot, 2014; Maurizot and Cluzel, 2014). This flexural basin would be formed in front of subduction/obduction-related thrust nappes, *ie*. the MB Nappe, the Poya Nappe and the Peridotite Nappe. Within this basin, calciturbidites of the Lower Bourail Flysch would be derived from shallow water carbonate platforms developed on a peripheral forebulge (Maurizot, 2014; Maurizot et al., In press) whereas volcaniclastic turbidites of the Upper Bourail Flysch would originate from the erosion of basalts of the Poya Nappe. In turn, breccia and olistoliths of the "Olistrostrome" would originate from the gravitational destabilisation of sedimentary units of the MB Nappe, more particularly the "Black Chert" and "*Globigerina* Limestones" formations (Maurizot, 2011; Maurizot and Cluzel, 2014).

Study area: the Gouaro anticline

The Gouaro anticline is located on the western coast of Grande Terre, in the Bourail region (Fig. 1b). It is part of a folded structure that involves cenozoic parautochtonous sedimentary units, allochthonous nappes and possibly the Sedimentary Basement (Fig. 3) (Maurizot and Cluzel, 2014). This 30 km-long, 10km-wide and N135° oriented anticline plunges towards the northwest to form a pericline in the Cap Goulvain area (Fig. 3a). In the north and northeast part of the study area, the anticline involves the MB Nappe and the Poya Nappe (Fig. 3b). Southeastward, it displays successively Paleogene, upper Cretaceous sedimentary cover and Mesozoic sedimentary basement outcrops. The anticline axis was a target for petroleum exploration with several hydrocarbon exploration boreholes: Gouaro 1 and 2, completed in the 1950's (Pomeyrol, 1955), and CADART-1 in 1999 (France, 2000) (Fig. 3b). Located on the left bank of the Nera River, close to its mouth (Fig. 3a), CADART-1 was drilled down to 1930 meters in depth. A total of 1777 meters of core was recovered between -153 m and the bottom of the hole. Our study focuses on this 4km-thick composite succession of upper Cretaceous to Paleogene deposits of the CADART-1 well and its stratigraphic continuity cropping out along the Nera River natural section (Fig. 3a). The lower half of the sedimentary section is dated from the upper Cretaceous to the late Eocene while the upper part remains yet to be constrained but is hypothesised to be from the latest Eocene (Maurizot and Cluzel, 2014).

METHODS

Sedimentology

Detailed sedimentological observations were performed both in the field and on the CADART-1 cores. They were reported on conventional sedimentological logs at 1/50 scale, that were subsequently synthetized at 1/500 and 1/5000 scales. A facies analysis was undertaken, with a particular attention given to sedimentary structures, grain size trends, laminations, bedding, bed contacts, trace fossils,

mineralogical and paleontological content, as well as paleocurrent indicators (Fig. 4). Beds less than 5 cm thick were not drawn on the 1/50 scale logs. The terminology proposed by Stow (2005) for bedding and lamination scales was used. Such observations allowed the elaboration of a comprehensive, process-based facies classification, which uses classical turbidite facies models developed by Bouma (1962) and Mutti (1992). Sedimentary facies were regrouped into 10 facies associations and subdivided into two main groups depending on their composition, either as mixed calcareous, siliciclastic, clinopyroxene-rich (cpx-rich) facies associations (FAm), or as calcareous-dominated facies associations (FAc; see Table 1). For the latter, the Dunham (1962) classification was used to describe rock textures. These facies associations form the basis of our sedimentary process and depositional environment interpretations.

Biostratigraphy

Biostratigraphic data performed on benthic and planktonic foraminifers used in this study are a combination of analyses of ERADATA (Bourdillon, 2005) partly published by Maurizot & Cluzel (2014) and new analyses performed by GNS Science. Identifications rely on the foraminiferal taxa illustrated by Hornibrook et al. (1989), Jenkins (1971), Olsson et al. (1999), Berggren and Pearson (2005) and Pearson et al. (2005). Taxa determinations were mostly performed on thin sections, therefore the ages given in this study are limited to stages and not biozones (*e.g.* Bartonian rather than E12 / E13). Analyses on calcareous nannofossil assemblages were also performed on 150 samples spanning the interval from -1614m to the top of the section. Smear slides were prepared from raw material following standard procedures described in Bown and Young (1998). Areal semi-quantitative counts on three long transects (*ca*. 6-7 mm^2) have been carried out using a Zeiss transmitted light microscope at x1250 magnification. The taxonomy adopted is that of Aubry (1984, 1988, 1989, 1990, 1999), Perch Nielsen (1985), Bown (2005), and Agnini et al. (2014). Calcareous nannofossil data are used to frame the section biostratigraphically, the biozonation schemes adopted are those of Agnini et al. (2014) and Martini (1971). Biochronological data of calcareous nannofossil datums are those reported in Agnini et al. (2014) recalibrated to the Geological Time Scale GTS2012; Gradstein et al. (2012).

Petrographic analyses

Petrographic observations were performed on a microscope with plane and cross-polarized light (PPL / XPL) on more than 110 thin-sections from samples distributed along the section (see Fig. 4 for sample locations). These qualitative observations were supplemented by quantitative point counting analyses made on the Eocene Bourail Flysch Group. Fifteen representative thin sections of the latter were selected, on samples of similar grain-size (medium-grained sands). On each thin section, the relative proportion of the rock components was quantified on the same surface area. A random grid point counting method was performed with the JMicroVision Image analysis software (Roduit, 2007). This stochastic method consists in a count of 688 elements randomly chosen by the software on sixteen different images of the thin-section. Quantified mineralogical and paleontological components were regrouped into nine main classes: quartz (Q), feldspar (F), silicified mudrock (SiM), calcareous clast (Cc), siliciclastic clast (Sc), metamorphic clast (Mc), clinopyroxene (Cpx), benthic foraminifer (B) and planktonic foraminifer (P). These classes are thought to reflect the overall variations and importance of the mineralogical fraction. Element abundances were categorized as trace (<1%); rare (1%–10%); common (>10%–25%); abundant (>25%–50%); dominant (>50%).

Hyperspectral data

High-resolution imaging and reflectance spectroscopy analysis of the CADART-1 cores were undertaken by CSIRO with their HyLogger^{TM}-3 core scanner (Fig. 4). Reflectance spectroscopy studies the interaction between light and matter such as minerals or rocks (Clark et al., 1990). In the case of the Hylogger scanner, reflected wavelength allows to identify the main mineralogical components of scanned rocks and determine the presence, relative abundance, and composition of the mineral phase. This method allows continuous measurements to be performed along all cores. The reflectance spectra were resampled to 8 nm spectral resolution and 1 cm spatial resolution in The Spectral Geologist

software (TSG™). Three best matched minerals mix were extracted along with estimates of their relative proportions for each wavelength range (e.g. VNIR, SWIR and TIR) and fitting errors. Differences between the VNIR / SWIR and TIR summary distribution plots arise from the different spectrally active bands or absorption features that a phase exhibits. In this study, scanner results were only used on mineralogical group identifications on both wavelength domains (silicates instead of quartz, sulphate instead of gypsum or pyrite) because mineral identification can be biased by core conditions (e.g. humidity, core roughness). To calibrate Hylogging spectral data-set, 30 samples were selected for bulk, random powder XRD analysis to provide a validated mineralogical framework of the mineralogy identified spectrally. Details on the instrumentation, operational set-up and general processing procedures can be found in Mason and Huntington (2012).

RESULTS

Figure 4 summarizes our newly acquired data along the CADART-1 / Nera River section with stratigraphy, lithostratigraphic units, hyperspectral data, a composite log showing the evolution of lithology and sedimentary facies, and position of samples. The base of the section, which corresponds to the lowermost cored interval of CADART-1, comprises a first unit of alternating muddy sandstone beds and siltstones, newly named the "Gouaro Formation". It is overlain by an uppermost Cretaceous hemipelagic siltstone unit defined previously by Maurizot and Cluzel (2014) as the "Mamelons Rouges Beds Formation" (MRB). These two siliciclastic formations are tectonically overlain by a calcareous unit that we link with the middle Eocene "Adio Limestone Formation" (Maurizot, 2012; Maurizot et al., In press). The associated stratigraphic gap, between the uppermost Cretaceous and the middle Eocene, is here attributed to a tectonic accident (see section 3.2). Overlying the Adio Limestone Formation is the 3.5 km-thick turbidite succession of the Bourail Flysch Group that, based on the following analyses, has been subdivided into the Lower, Middle and Upper Bourail formations. These formations correspond respectively to siliciclastic turbidites, calcareous turbidites and clinopyroxene-rich turbidites alternating with polygenic breccia. In the following sections, we provide a detailed description of each lithostratigraphic units with their respective facies associations, composition, stratigraphic data, internal organisation and boundaries, as well as interpretations in terms of depositional processes and environments.

Gouaro Formation

Facies associations: In the CADART-1 well, this 210m-thick formation, comprised between the bottom of the hole at -1930m and -1720m (Fig. 4), is primarily composed of bioturbated siltstones, interrupted by well-sorted sandstone beds of variable thicknesses and grain-size. Figure 5a illustrates the five main facies associations present in this formation. Facies association FAm1 comprises meter-thick beds of clast-supported to matrix-supported, moderately to poorly-sorted pebble breccia and conglomerates with sub-rounded to well-rounded mudclasts and extraformational clasts. Facies association FAm2 refers to very thick-bedded, very coarse to medium-grained, erosively based massive sandstones with common rip-up mudclasts concentrated at bed bases and faint dewatering structures. Such beds show an overall fining upward trend and planar laminations develop towards bed tops (FAm2). Facies association FAm3 refers to thick-bedded, sharp-based, normally graded, coarse to medium-grained, massive to planar-laminated sandstones with preserved bed tops. Facies associations FAm4 and FAm5 are thinly bedded, normally graded, fine to very fine-grained, planar to ripple-laminated sandstones alternating with bioturbated siltstones. Finally, facies association FAm6 refers to strongly bioturbated siltstones with common *Zoophycos*, *Phycosiphon, Planolites* and *Nereites* burrows. Within all facies associations, silty intervals display in some places highly deformed, decimeter-thick organic matter-rich layers.

Composition: Microscopically, quartz, feldspar, volcanic clasts, and silicified mudrock clasts are the main observed elements (Fig. 5b). Minor elements comprise recrystallized (silicified) rounded biogenic debris such as benthic, planktonic foraminifers, radiolarians and sponge spicules, as well as altered clinopyroxenes and metamorphic clasts. Coal clasts are also observed in places at the base of beds and pyrite concretions are present along very fine-grained fractions.

Hyperspectral data reveals that silicates and white micas are dominant along this interval. Sulphates, carbonates and smectite are rare while chlorite and plagioclase abundance vary. Sandy intervals are marked by abundant silicates (quartz) and feldspars (plagioclase) whereas muscovite and chlorite are the main components of muddy intervals (Fig. 6). Such differences are directly linked to variations in grain size and composition of the muddy matrix.

Stratigraphic constrains: Paleontological content is very poorly preserved in this formation and strong recrystallizations do not allow foraminifers to be clearly identified. However, undifferentiated *Globotruncanidae* foraminifers are present and *Globotruncanita* sp is observed at -1874m and -1804m depths (respectively samples B355 and B339) which suggest a late Cretaceous (Santonian to Maastrichtian) age for this formation (Robaszynski, 1984; Hornibrook et al., 1989).

Unit vertical organisation and boundaries: As shown in Figure 6, which provides two detailed sedimentological logs of the Gouaro Formation, the unit is organized following decameter-thick sand-dominated packages composed of facies associations FAm2 and FAm3 separated by mud-dominated intervals composed of facies associations FAm6 and FAm4/5. The former are organized into roughly symmetrical, coarsening to fining upward and thickening to thinning upward successions. Sandstone beds are separated by decimeter to hectometre-thick siltstones (FAm6). The top of the formation is set at -1720m depth based on the loss of prominent sandstone beds together with a strong increase in pyrite concretions and post-depositional gypsum mineralizations.

Depositional processes and environment: All facies associations present in this formation point to deposition occurring in deepwater environments, either as hemipelagic fallout or by submarine gravity flows. Facies associations FAm4/5 are typical deposits of dilute turbidity currents alternating with hemipelagic fallout. Sandstone beds indeed show strong similarities with facies F9 *sensu* Mutti (1992) or with top-missing turbidites (Tab turbidites) *sensu* Bouma (1962). Facies association FAm3 can be interpreted has originating from high density turbidity currents (or concentrated flows *sensu* Mulder and Alexander (2001)) and would correspond to facies F8 *sensu* Mutti (1992). Facies association FAm2 is interpreted as deposits from hyperconcentrated to concentrated flows and linked to facies F5 *sensu* Mutti (1992). Finally, the thick breccia and conglomerate beds of facies association FAm1 are interpreted as indicative of sediment by-pass and/or originate from mass flow processes, such as slurry or debris flows (Mulder and Alexander, 2001). In terms of overall depositional environment, the bedded character of the formation, the preservation of bed tops, together with the lack of clearly erosional, disconformable surfaces and cross-bedding suggest that deposition occurred within a poorly channelized turbidite fan made of sheet-like or lobate basin floor deposits (Galloway, 1998; Mulder and Etienne, 2010; Liu et al., 2018). However, the occurrence of conglomeratic deposits could suggest catastrophic slope or shelf edge destabilization events or, alternatively, sediment by-pass (Kastens and Shor, 1985; Wuellner and James, 1989).

Mamelons Rouges beds Formation (MRB)

Facies associations: Conformably overlying the Gouaro Formation, this 104m-thick formation, spanning between -1720m and -1616m in the CADART-1 well (Fig. 4), is mostly made of heavily bioturbated siltstones (Fig. 7b) regrouped within facies association FAm6. Facies association FAm5 is also sparsely observed. In some places, several decimeter to meter-thick, highly fractured organic matter-rich layers are present, as presented in Figure 7.

Composition: Microscopically, quartz or feldspar plagioclases, and recrystallized planktonic foraminifers are the only elements observed on thin section in the MRB (Fig. 7e). This lithostratigraphic unit is yet distinguished by abundant secondary sulphur concretions such as pyrite blebs (Fig. 7c) and white dendritic gypsum mineralisations which are derived from sulphur alteration at the surface of cores.

These observations are confirmed by hyperspectral data which show a strong relative abundance of sulphates and silicates commonly present throughout the formation while white micas and plagioclases are rarely present in this interval (Fig. 4).

Stratigraphic constrains: As the Gouaro Formation, the strong recrystallization of biogenic elements does not allow a good biostratigraphic dating but the presence of *Globotruncanidae* in samples B318 and B296 suggests a late Cretaceous age (Robaszynski, 1984; Hornibrook et al., 1989). This age is consistent with those of the underlying Gouaro Formation.

Unit vertical organisation and boundaries: The MRB lower boundary is gradational with a progressive decrease in facies associations FAm4/5 towards dominance of massive siltstones. The top of this formation is highly deformed and fractured with several centimetre-thick calcitic veins and tectonic breccias. Borehole data show an important mud loss and a poor recovery rate at the top of this unit (France, 2000), which strongly suggest that a tectonic accident separates the MRB from the Adio Limestone Formation at -1614m depth, as already noted by Maurizot and Cluzel (2014).

Depositional processes and environment: Trace fossil assemblages and paleowater depth ranges of planktonic foraminifers found within the massive siltstones of the MRB indicate that deposition was dominated by hemipelagic fallout in a deep marine basin.

Adio Limestone Formation

Facies associations: This 79 m-thick interval comprised between -1615m and -1536m in the CADART-1 well is dominated by silty limestones and bioclastic limestones and marks a significant lithological change with underlying deposits. Four main facies associations (Fig. 8a) are observed. They comprise: (1) thick-bedded, sharp to erosively based, massive to normally graded, coarse to medium-grained, structureless to planar-laminated bioclastic grainstones (FAc1); (2) heterogeneous, faintly planar-laminated and/or soft-sediment deformed bioclastic packstones. Planar laminations are highlighted by fine to medium-grained bioclasts (FAc2); (3) Bioturbated, massive to locally soft-sediment deformed bioclastic wackestones (FAc3); (4) Massive calcareous mudstones with siliceous nodules, calcite veins and abundant horizontal to vertical stylolites (FAc4).

Composition: Biogenic elements such as undifferentiated bioclasts, benthic and planktonic foraminifers, red algae, shell debris, sponge spicules, echinoids and bryozoans are the main components of the Adio Limestone Formation (Fig. 8b). Calcareous nannofossils are also sporadically present. Biogenic debris proportion progressively increases up-section (Fig. 9). The siliciclastic phase is secondary and represented by plagioclases, silicified mudstone clasts, quartz, chlorite, black opaques, and volcanic elements such as microlithic basalts. Additionally, fine to medium-grained angular glauconite clasts are sparsely present throughout the interval. Conversely to biogenic debris, the abundance of siliciclastic elements decreases upward.

This compositional change is confirmed by hyperspectral data that shows a progressive decrease of silicates in the TIR domain, in favour of carbonates (Fig. 9). The increase in carbonate is also visible in the SWIR wavelength domain. White micas and plagioclases are rare and located at the base of the section, in association with facies FAc3 and FAc2.

Stratigraphic constrains: Foraminiferal content in the uppermost part of this formation (samples B 269, B2 269) suggests an early to middle Eocene age (E6 – E13 biozones). *Subbotina senni*, *Morozovella lensiformis*, *Subbotina eocaena*, *Subbotina linaperta, Acarinina cuneicamerata* and *Acarinina bullbrooki* are the main fauna found at the top of the formation (samples B279, B282, B283). However, the presence of *Parasubbotina* cf. *varienta*, *Praemurica* sp. and *Subbotina* sp. within the basal part of the formation (samples B286, B287, B289) suggest a Late Paleocene (E3 to P4) to early Eocene (E3) age.

Calcareous nannofossils are very rare in this unit but the presence of specimens ascribable to *Reticulofenestra* spp. in sample N292 indicates a younger age than the early Eocene. Even more strictly,

the presence of a single specimen of *Reticulofenestra umbilicus* (sample N269) suggests a Lutetian age (Zone CNE13).

Hence there clearly is an inconsistency between the nannofossil and foraminifer age determinations. Because foraminifers are identified on thin sections, the degree of confidence of the determinations is lower than for nannofossils. For this reason we choose to assign a middle Eocene age for the Adio Limestone. This implies a significant time gap between the deposition of this formation and the underlying upper Cretaceous MRB Formation. This time gap is consistent with the presence of a tectonic contact at -1614m depth.

Unit vertical organisation and boundaries: In the CADART-1 well, the Adio Limestone Formation is organized following a coarsening upward bioclastic interval, highlighted by a vertical succession of facies associations FAc3, FAc2, FAc1, which are in turn sharply topped by micritic mudstones (ie. FAc4; see Fig. 9). The top of this formation is defined by a sharp reversal to siliciclastic lithologies and the occurrence of thick fractured intervals highlighted by calcitic veins.

Depositional processes and environment: Within FAc1, the erosional character and fining upward trends of bioclastic beds, along with the presence of traction-generated sedimentary structures towards bed tops strongly suggest deposition from turbidity currents. Similarly, FAc2 and FAc3, which also show fining upward trends and common soft-sediment deformation, point to deposition from mass flow processes. Finally, facies association FAc4 is seen as originating from hemipelagic to pelagic fallout. Paleontological content is also in agreement with these interpretations. Indeed, although the major benthic foraminifers and biogenic debris present in these facies are characteristic of middle to external platform environments, their association with bathyal planktonic foraminifers and calcareous nannofossils strongly suggest that they have been reworked into deepwater environments by gravity flow processes. Therefore, the Adio Limestone is seen as reflecting hemipelagic to pelagic deepwater sedimentation in open marine settings, supplemented by significant inputs from a coeval shallow water carbonate platform(s) and local slope destabilisations. Finally, the presence of glauconite indicates both reduced sediment rates and/or a period of shelf drowning (see discussion).

Bourail Flysch Group

Lower Bourail Flysch Formation (LBF)

Facies associations: This 801 m-thick unit, located between -1536 m and -735 m in the CADART-1 well is essentially composed of bioturbated siltstones, interbedded very fine-grained sandstones and siltstones, as well as amalgamated coarse-grained sandstones (Fig. 4). These deposits have been grouped into 5 facies associations that show very similar sedimentological characters to those of the Gouaro Formation (Fig. 10). Facies associations FAm3 and FAm2 are well represented, with the occurrence of erosively based amalgamated sandstones with common rip-up clasts and internal sharp grain-size increases. Similarly, these beds show an overall fining upward trend and planar to ripple laminations developed towards bed tops (FAm2) (Fig. 10a).

Composition: Qualitative and quantitative thin section analyses on sandstone beds revealed abundant calcareous clasts and feldspar while quartz and siliciclastic clasts are common. Biogenic debris, consisting in benthic and planktonic foraminifers, are in trace at the base of the unit. Up-section, planktonic foraminifers remain very rare, but benthic foraminifers become common at the top of the formation at the expense of siliciclastic and calcareous clasts. Finally, metamorphic elements, highlighted by the presence of serpentinite clasts, are rare.

Hyperspectral data reveals that silicates, carbonate and white micas are present throughout the interval with a high and constant relative abundance. Hyperspectral data also reveals that sandstone beds are mainly composed of plagioclases and carbonates (Fig. 11). Interbedded siltstones and very fine-grained sandstones are mainly composed of chlorite and muscovite (Fig. 11).

Stratigraphic constrains: From samples N268 (-1538 m) to N263 (-1496.25 m), calcareous nannofossil assemblages are characterized by the simultaneous presence of *R. umbilicus* and *Sphenolithus*

furcatolithoides morphotype B and the absence of *Cribrocentrum* reticulatum, which indicate that this interval could be ascribed to Zone CNE13 (lower part of NP16). From sample N261 (-1491.88 m) to the top of the LBF (sample N127; -755.75 m) the presence of *C. reticulatum, and Dyctyococcites bisectus (> 10 µm)* indicates an undifferentiated Zone CNE15 - CNE16. Unfortunately, sphenoliths are rare in this succession so a careful approach is preferred and we did not use the absence of *Sphenolithus obtusus*. The top of his taxon defines the base of Zone CNE16 thus the absence of this taxon could suggest that this interval can be ascribed to Zone CNE16. From a chronostratigraphic point of view and according to GTS 2012, the first interval of LBF (N269-N263) belongs to Lutetian while the second interval of LBF can be ascribed to Bartonian.

Ages indicated by calcareous nannofossils identification are also confirmed by the presence of planktonic foraminifers *Acarinina primitiva* (sample B257), and *Pseudohastigerina wilcoxensis* (B238) which indicate a Lutetian ages for the first interval, and a Bartonian age for the second interval with *Turborotalia pomeroli* (B132), and *Turborotalia* (B123) *cerroazulensis* foraminifers.

Unit vertical organization and boundaries: The nature of the lower boundary of the LBF is contentious, being associated with several centimeter-thick calcitic veins. However, biostratigraphic data suggest that there is an important hiatus in the basal part of the LBF, which we attribute to a tectonic contact. The upper boundary is conformable and gradational but marked by a change in composition and sedimentary facies from siliciclastic-rich to calcareous-rich beds. This transition is clearly visible on hyperspectral data which show a strong decrease of white micas, in favour of a strong increase in chlorite and carbonates. In terms of internal organisation, the LBF is organized following two distinct packages that progressively evolve from massive bioturbated siltstones, interbedded siltstones and very coarse to fine-grained sandstones (Fig. 4). The lower part of the formation is dominated by massive siltstones (FAm6) that display a progressive decrease and increase in bioturbation intensity. The upper part of the section is organised following two sandy packages located between -1221m to -1081m depths and -843m to -735m depths (see Fig. 4). Stacking patterns reveal a nested hierarchy similar to that established by Prelat et al. (2009) and Mulder and Etienne (2010). Indeed, sandy packages can be assimilated to lobe complexes formed by stacks of *ca.* 10m-thick individual lobes, themselves being composed of lobe elements and lobe beds. Individual lobes are here organized into symmetrical, thicknening and coarsening upward to thinning and fining upward successions (Fig. 11).

Depositional processes and environment: Similarly to the Gouaro Formation, all facies associations occurring in this formation point to deposition from deepwater gravity flows alternating with hemipelagic fallout. Stacking patterns and depositional hierarchy, following nested individual depositional units, is seen as reflecting deposition within a poorly confined basin floor fan, possibly made of compensationnally stacked lobes (Mutti and Sonnino, 1981; Gervais et al., 2006; Deptuck et al., 2008; Mulder et al., 2010; Etienne et al., 2012). That said, the occurrence of amalgamation surfaces with common mudclasts, together with sharp grain size breaks could suggest some degree of bypass and channelling, possibly as individual channels within lobe axis settings.

Middle Bourail Flysch Formation (MBF)

Facies associations: The MBF has been described at the top of the CADART-1 well and along the first half of the Nera River section (Fig. 4). This 1.5 km-thick interval is primarily composed of thinly bedded calcareous sandstones alternating with bioturbated siltstones and mudstones (Fig.12a). Facies associations FAm6, FAm5 and FAm4 are dominant with calcareous sandstones and siltstones as the main lithologies. Bed bases are commonly sharp and display well developed parting lineations (Fig. 12b). Bed tops are typically ripple-laminated. Noteworthy, at -264 m depth a thick-bedded, polygenic, clast to matrix supported, erosional breccia with rip-up clasts is present and fines upward through massive medium-grained calcareous sandstones into massive siltstones. This facies is linked to previously presented facies association FAm1.

Composition: The MBF is marked by a clear increase in biogenic debris within sandstone beds compared to the LBF. Benthic and planktonic foraminifers (Fig. 12c) are indeed both present and vary from rare to abundant whereas biogenic debris as bivalves, bryozoans, algae, echinoids and shells are common. Calcareous nannofossils are scarce. Biogenic components replace siliciclastic and calcareous lithoclasts which are respectively abundant and common. On the contrary, the abundance of silicified mudrock clasts increases and becomes common upward in the formation. Quartz and feldspar show rare and trace to rare abundances respectively with feldspars showing significant variations in their abundance. Metamorphic elements disappear and are replaced by clinopyroxenes at the bottom of the MBF which are in trace.

Hyperspectral data reveal a clear boundary with the Lower Bourail Flysch which is marked by the disappearance of plagioclases (TIR – Fig. 4) in favour of carbonates. In the SWIR domain, this boundary is also marked by white micas decreasing in favour of carbonate and chlorite. Finally, this formation is marked by the strong presence of chlorite carbonate and silicate (Fig. 4). The noticeable breccia is easily observed on the TIR wavelength domain because of an increase in silicates, possibly due to abundant silicified mudrock clasts.

Stratigraphic constrains: Calcareous nannofossils assemblages indicate that the base of the MBF (sample N121) still belongs to the undifferentiated Zone CNE15- CNE16 (*ie.* Bartonian). Sample N109 can be ascribed to Zone CNE17 based on the high abundance of *Cribrocentrum erbae,* acme of *C. erbae*, whose base is used to denote the base of the Priabonian stage (Agnini et al., 2011). From sample N105 to sample NERA3 the calcareous nannofossil assemblage is characterized by the presence of *C. reticulatum* and the virtual absence of *C. erbae* indicating that this interval can be ascribed to undifferentiated Zone CNE18-CNE19. The presence of a single specimen of *Cribrocentrum isabellae* in sample NERA3 suggests that the base of Zone CNE19 may be identified with more detailed highly-resolved analyses. Chronostratigraphically speaking the interval comprised between sample N109 and NERA3 belongs to the Priabonian. From sample N109, Paleocene reworking progressively increases upward. Calcareous nannofossil biostratigraphic results are also supported by planktonic foraminifers data with the presence of *Turborotalia cerroazulensis, Subbotina* cf. *gortanii* and *Turborotalia pomeroli* indicating a middle to late Eocene age in samples B76, B34 and B12. Moreover, an important reworking of Paleocene species and contemporaneous shallow water species such as *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Amphistegina* sp., or *Assilina* spp. is also observed on foraminifers.

Unit vertical organisation and boundaries: The MBF is organized following meter-thick coarsening and thickening upward successions involving facies associations FAm5 and FAm4 (Fig. 12a). Outcrops along the Nera section reveal beds that are laterally isopaceous and continuous. Paleocurrent measurements derived from sedimentary structures (parting lineation, ripples, and trough-cross laminations) suggest a gross westward trend (N271°E +/- 180° and N248°) as shown in Figure 13. The location of the top of this unit is unclear, notably due to the discontinuity and strong weathering of outcrops. However, the progressive increase in clinopyroxenes (Cpx) in the lithic phase of sandstones marks the boundary with the Upper Bourail Flysch Formation (see section 4.1.4).

Depositional processes and environment: Again, facies associations of the MBF indicate deposition from dilute turbidity currents alternating with hemipelagic fallout. At the outcrop scale, the isopaceous and tabular geometry of sandstone beds suggest a relatively low sedimentation rate / depocenter space ratio (Liu et al., 2018). This is consistent with a period of carbonate platform development and drowning which would imply a relative shutdown in clastic fluxes during the Priabonian (see discussion for details).

Upper Bourail Flysch Formation (UBF)

Facies associations: Cropping out along the second half of the Nera River section, this 1.2 km-thick formation consists of interbedded siltstones and sandstones, coarse to fine-grained sandstones and polygenic breccias (Fig. 4). Sandstone and siltstone facies are regrouped into the five, already presented, facies associations. They correspond to facies association FAm6, FAm5, FAm4, FAm3 and FAm2 with

Cpx-rich sandstone as the main lithology (Fig. 14a). Some specific sedimentary structures such as traction carpets are observed within FAm3 (Fig. 14b). Thick sandstone beds of facies association FAm2 typically exhibit sharp to erosional basal surfaces with common rip-up clasts and sharp grain-size increases. Breccia facies comprise: (1) thin to medium-bedded, polygenic, faintly cross-laminated, clast-supported, well-sorted angular to subangular granule to pebble-sized breccia within a fine-grained sandstone matrix (Fig. 14c); (2) thin to medium-bedded, polygenic, erosional, anisopaceous, moderately sorted, matrix-supported, angular to subangular pebble-sized breccia displaying traction carpets and cross-bedding; (3) thick bedded, polygenic, poorly to moderately sorted, clast-supported, angular to subangular granule to cobble-sized breccia (Fig.14d); (4) thick to very thick-bedded, polygenic, poorly sorted, matrix-supported, subangular to rounded, pebble to cobble-sized breccia within a medium to coarse-grained sandstone matrix and sparse sub-angular extraformational blocks (Fig. 14e). All these facies are regrouped into facies association FAm1.

Composition: The UBF is marked by a strong increase in clinopyroxenes, silicified mudrock clasts and calcareous clasts. Rare at the base of the formation, Cpx becomes common to abundant upward (Fig. 14f). Silicified mudrock and calcareous clasts are commonly present. Inversely, siliciclastic clasts are abundant at the base of the formation but their abundance decreases upward. Following the same trend, planktonic foraminifers are rare at the base and become in trace at the top of the formation. Finally, quartz and feldspars and benthic foraminifer abundance is the same along the formation where they remain rare even if quartz becomes more abundant at the top of the formation. Macroscopically, breccia clasts are essentially composed of, in decreasing order of importance: silicified mudrocks (Fig. 14d), micritic mudstones with planktonic foraminifers and siliceous nodules (Fig. 14c), sandstone and siltstone clasts, and foraminifer-rich, shell debris-rich bioclastic grainstone with red algae and coral fragments.

Stratigraphic constrains: Due to the poor preservation of biogenic components, this formation is not biostratigraphically dated. Based on the structural position of the UBF beneath the tectonic nappes, thought to be emplaced during the latest Eocene in the Nepoui region (Cluzel et al., 1995), the age of the top of the UBF are speculated to be uppermost Priabonian.

Unit vertical organisation and boundaries: Outcropping conditions do not allow any clear facies trends or stacking patterns to be determined. However, an overall coarsening upward trend is observed, starting with a lower part essentially composed of facies associations FAm6, FAm5 and FAm4 but with noticeable slope failures highlighted by clear truncations of beds along arcuate surfaces delimiting slumped intervals (Fig. 15a). The middle part is dominated by facies associations FAm3 to FAm1 with breccia facies interfingered within thick-bedded Cpx-rich sandstones of facies associations FAm3 and FAm2. These erosive breccia vary laterally in thickness and form restricted channelized decameter-length lenses (Fig. 15b). Finally, the upper part is organised as successive very thick-bedded polygenic breccia beds (FAm1) within a Cpx-rich sandstone matrix. The top of the Nera River section is marked by a tectonic contact between the UBF and a tectonic slice of Sedimentary Basement overlain by the Poya Nappe (Fig. 3). On the western part of the Bourail Anticline, this thrusted contact is observed with the Montagnes Blanches Nappe and a tectonic slice of Sedimentary Basement.

Depositional processes and environment: Sandstone beds (FAm6 to FAm2) are interpreted as classical turbidite deposits following the same criteria than underlying deposits. For the breccia facies (FAm1), the angularity of clasts, the occurrence of erosional basal surfaces (scours), their clast to matrix-supported character and their association with turbidite deposits suggest that these breccias originate from short transport distance, erosional mass flow processes (Mulder and Alexander, 2001). They are hence interpreted as typical debris flow deposits (Hampton, 1975). In addition, their lenticular geometry and spatially restricted extension suggest that deposition occurred in the proximal part of downslope depositional environments, possibly as base-of-slope aprons (Richards et al., 1998) which are typified by a weak longitudinal extent.

DISCUSSION

Sedimentary sources

The petrographic and hyperspectral analyses performed in this study provide information on the relative abundances of several characteristic elements in the late Cretaceous to Paleogene sediments of the Gouaro Anticline. These relative abundances and their evolution along the section allow us to discuss the potential sources that fed the Bourail Basin and their change over time. Hereafter we discuss four different groups of elements (1) quartz and feldspar, (2) biogenic debris, (3) sedimentary lithics with silicified mudrock, calcareous and siliciclastic clasts and (4) clinopyroxenes, whose nature, relative abundances and evolution, we think, is diagnostic to identify sediment sources and their evolution.

Quartz and feldspar: permanent siliciclastic input from syn-rift and basement units

Quartz and feldspar are present all along the section from the late Cretaceous up to the late Eocene with an approximatively constant abundance. This steadiness since the late Cretaceous and their very fine-grained character suggest that they were derived from a long-term subaerial source and/or from marine reworking of contemporaneous and older formations to those studied in this study, such as: (i) the syn-rift siliciclastic Formation à Charbon; (ii) the Pic Jacob Formation which correspond to syn-rift volcanism (Cluzel et al., 2010; Nicholson et al., 2011; Maurizot et al., In press); and (iii) older Sedimentary Basement units.

Biogenic debris: middle to late Eocene shallow water carbonate platforms

The common reworking of shallow water biogenic elements such as benthic foraminifera, shell and bivalve debris, bryozoan and other elements (sponge spicule, coral clasts, etc.) shows that the basin was fed by shallow water carbonate platforms. Furthermore, the presence of reworked shallow water benthic foraminifers from the Paleogene (*Amphistegina sp, Discocyclina sp, Assilina sp, Rotaliidae and Nummulites sp*, (BouDagher-Fadel, 2008) strongly suggests that these platforms were active during this period. Of particular note is the presence of an *in-situ* shallow water carbonate platform of middle to late Eocene age in the Uitoé area (see Fig. 1), recorded by the Bartonian to Priabonian Uitoé Limestones, which rest unconformably on the sedimentary basement (Maurizot, 2014). Such shallow water carbonates could be the remnants of the platform that fed the Middle Bourail Flysch Formation, as supported by the similar ages and faunal taxa found in the MBF. The older Lutetian Adio Limestone Formation contains shallow water components but is interpreted as deepwater turbidite limestones, and has no known associated contemporaneous shallow water carbonate formation.

Both the Adio Limestones and the MBF indicate two distinct phases of increased abundances of carbonate platform elements reworked into deepwater environments. Such increased shallow carbonate fluxes are likely to reflect two periods of drowning of surrounding shelves: one during the Lutetian and the other during the Bartonian / Priabonian. The possible origin of these two phases is discussed in section 4.2.

Sedimentary lithics: Reworking of the post-rift cover

Clasts of silicified mudrock, calcareous (essentially micritic mudstone) and siliciclastics are the dominant sedimentary lithic elements within the Bourail Group. These clasts are most probably issued from the erosion of Upper Cretaceous to Eocene post-rift deepwater deposits. Silicified mudrock and micritic mudstone clasts could be respectively linked to the Black Chert Formation and the *Globigerina* Limestone and/or Adio Limestone formations, as proposed in Maurizot and Cluzel (2014). Other siliciclastic clasts and calcareous clasts, such as grainstone blocks observed in the UBF, are less diagnostic and could be derived from several formations, such as the LBF, Gouaro Formation, Formation à Charbon as well as the Uitoé Limestones. In the breccia of the UBF, the angularity of most of the clasts implies a relatively short transport distance, which would suggest that these clasts are derived from a different location than the quartz and feldspars and the sand-sized fraction of the Cpx-rich sandstone. Possible scenarios regarding the origin and the paleogeographical implications of these clasts are developed in the second part of the discussion, notably with a focus on the sedimentary processes at the origin of breccias.

Clinopyroxenes: an input from the Poya terrane?

The appearance and progressive upward increase in clinopyroxenes abundance is a clear compositional change and trend observed through the Upper Bourail Flysch Formation. These minerals are Ca- and Mg-rich augites that plot in the field of EMORB basalts (Maurizot and Cluzel, 2014). Previous work of Parat (1996) and Maurizot and Cluzel (2014) proposed that these clinopyroxenes were derived from basalts of the Poya terrane. However, from a sedimentological process point of view, the formation of such fine-grained sands implies a subaerial exposure of Poya Terrane during the late Eocene, which is hardly reconciled when considering the very likely subaqueous settings of such an obducted oceanic crust nappe. Moreover, the obvious lack of materials derived from the other rocks comprised in the Poya terrane (such as abyssal red cherts, radiolarites, turbidite sandstones or dolerites) and the absence of coarser reworked material of oceanic origin, both in the sandstone matrix and breccia, questions the link between the UBF and the Poya Terrane. However, Eocene volcanism is known to occur on the Norfolk Ridge (Mortimer et al., 2017; Sutherland et al., 2018) and, despite its contentious nature could be an alternative candidate to supply clinopyroxene in the UBF. In addition, the Koh Ophiolite present in the sedimentary basement and notably along the decollement between the Central Chain and the Bourail Flysch could be another possible alternative source.

Bourail Basin evolution

Along with sediment source variability, the vertical compositional and facies changes observed throughout the Bourail basin fill allow us to discuss the main phases of basin development with a focus on platform-to-basin relationships and vertical motions. Indeed, deposition in deepwater basins is thought to directly record the variations in sedimentation type and rates of the feeding systems on the shelf, which are controlled by relative sea level fluctuations (tectonic, paleoclimatic…) (Stow et al., 1983; Weber and Reilly, 2018). Our detailed characterisation show that beside the overall coarsening and thickening upward trend observed throughout the succession, distinct and repeated intervals of carbonate-dominated *vs* siliciclastic-dominated resedimentation occur. Carbonate-dominated intervals are considered to reflect phases of shallow water carbonate platform development, possibly marking drownings during subsidence phases or, alternatively, paleogeographical or paleoclimatic changes. On the other hand, siliciclastic-dominated intervals would reflect periods of increased terrigenous inputs during base level drops, possibly as a result of tectonic uplifts. More precisely, we propose that the vertical evolution of the succession can be summarised into five main phases: (i) a late Cretaceous phase of siliciclastic sedimentation related to active rifting and associated horsts erosion; (ii) a latest Cretaceous to middle Eocene (Lutetian) drowning phase recorded by the progressive onset of pelagic and resedimented carbonates (Mamelons Rouges Beds and Adio Limestone formations); (iii) a Lutetian to Bartonian renewal in terrigenous fluxes, recorded by the deposition of a thick siliciclastic turbidite fan (LBF), possibly associated with an uplift, (iv) a second drowning phase in the Priabonian, recorded by calciturbidites in the basin (MBF) and shallow water carbonates on the Norfolk Ridge (*eg*. Uitoé Limestones); and (5) a poorly dated Priabonian to post-Eocene phase of substantial volcaniclastic/siliciclastic inputs and submarine slope destabilisations (UBF), possibly associated with a second uplift and regional volcanism. In the following sections, we discuss the possible origins of this polyphased evolution.

Deepwater sedimentation during late Cretaceous rifting

On the basis of our depositional processes and environment interpretations, the Gouaro Formation is thought to record deposition within a poorly confined turbidite environment. This suggests the existence of deepwater basins on or in the vicinity of the Norfolk Ridge during the late cretaceous rifting period, the infill of which being coeval with the paralic "Formation à Charbon". Indeed, the Gouaro Formation sandstones, essentially composed of quartz, feldspar and sedimentary and volcanic lithics, would correspond to a distal equivalent of the deltaic sandstones of the Formation à Charbon, as supported by similarities in terms of sources and also by the presence of coal in turbidite beds. These deposits suggest a complete sedimentary system from deltaic sandstones, fed by a contemporaneous volcanism and

erosion of basement (Cluzel et al., 2011), to poorly confined deepwater turbidites. The short distance between the Gouaro Formation and its coeval deltaic sandstones in the Bourail area (less than 12 km – see Fig. 3) could result from an important shortening of all the series, also supported by the numerous reverse faults and tectonic accident present in the area (Avias J., 1965; Espirat, 1971; Gonord, 1977; Paris, 1981).

Uppermost Cretaceous to Paleocene subsidence

In New Caledonia, the upper Cretaceous Mamelons Rouges Beds Formation and the overlying upper Cretaceous to Paleocene Black Chert Formation overlain conformably all syn-rift formations. They are interpreted to record a generalised drowning leading to a deepening and widespread blanketing of all sedimentary basins. This paleogeographic "homogenisation" is seen as reflecting post-rift thermal subsidence during the deposition of the MRB and Black Chert Formation (Maurizot et al., In press). The lack of the latter in the CADART-1 / Nera River section could be explained by the tectonic accident observed at depth -1614m (Fig. 4). This hiatus between MRB and Adio Limestone, including the whole Paleocene, could be the result of this tectonic contact, as suggested by the important fracturation of the corresponding interval.

Lutetian basin reorganisation or continued post-rift thermal subsidence?

These marginal to deepwater deposits are progressively overlain by pelagic limestones and calciturbidites during the lower and middle Eocene, as recorded by the *Globigerina* Limestone, the Adio Limestone and the Creek Aymes Limestone formations. The presence of frequent glauconite clasts in the Adio Limestone Formation is indicative of a low energy shallow water depositional environment and low sedimentation rates, allowing the development of oxides (Föllmi, 1996; Flügel, 2004). These carbonate deposits show a new basin reorganisation with development of a shallow water carbonate platform and their reworking deposited in a deepwater environment as calciturbidite beds.

This new paleogeographic setting with topographically high and deep domains could be explained by the first record of tectonic activity linked to convergence phases, starting at 55Ma following the interpretation of Cluzel et al. (2006) which attributed subduction related boninitic dykes to the onset of the South Loyalty subduction. Maurizot and Cluzel (2014) indeed propose that these limestones would be the first record of convergence, being deposited on the forebulge domain of the flexural basin associated with the South-Loyalty subduction.

However, alternative scenarios, where the shift to carbonate sedimentation is controlled by paleoclimatic or paleogeographic changes without invoking any substantial subsidence/uplift vertical motions, cannot be ruled out. The Adio Limestone Formation could be deposited in the continuity of the post-rift thermal subsidence. Such sustained subsidence would lead to the progressive drowning of nearby rift-related topographic highs where shallow water carbonate platforms could eventually develop and feed adjacent deepwater basins. Long post-rift subsidence phases associated with a shift in sedimentation from siliciclastic to carbonates are known in other margins and sedimentary basins such as those of the Grand Banks region (Quebec offshore domain). In this area, a long thermal subsidence (Early to Late Jurassic) is marked by the siliciclastic Downing and Voyager Formation (siltstone and marls) overlain by calcareous Rankin Formation (McAlpine, 1990; Driscoll et al., 1995). Moreover the transition from the biosiliceous Black Chert Formation to the pelagic micritic limestones could also result from paleoclimate changes and upwelling. Indeed, in New Zealand a very similar shift occurs in the Late Paleocene from the cherty Whangai Formations to the Amuri Limestones (Hancock et al., 2003; Hollis et al., 2005; Hollis, 2007; Dallanave et al., 2015; Slotnick et al., 2015) and is attributed to a global warming event.

In consequence, the onset of the Adio Limestones Formation could be interpreted as a record of (i) a tectonic event which reorganised paleogeography with new high and low domains; or (ii) shelf drowning along a post-rift thermal subsidence where flooding of siliciclastic system allow carbonate platform development; or (iii) where paleoclimate and latitude permit a shift from siliciclastic to carbonate sedimentation without any relative sea level change. Comparing to New Zealand geological history, the

last two scenario are mostly preferred with high and deep domains corresponding to inherited structures from the rifting period.

Middle Eocene uplift

The conformable but strongly tectonised upper boundary of the Adio Limestone Formation in the CADART-1 well is overlain by the 801 m-thick Middle Eocene LBF succession that is composed of siliciclastic turbidites derived from the basement, mixed with clasts from Cretaceous to Paleocene sedimentary cover. This renewal of terrigenous input in the Bourail Basin constitutes an important change in sedimentary environment that we interpret as being related to an uplift. The Lutetian to Bartonian age of the LBF indicates that this uplift is contemporaneous with the recently dated transition, in the Noumea area, from pelagic *Globigerina* Limestone to hematite-rich pink calciturbidites interpreted as resulting from an uplift and erosion of the Norfolk Ridge (Dallanave et al., 2018).

The middle Eocene is also a critical time in northeastern New Caledonia where the peak of high pressure low temperature metamorphism occurs at ca 44 Ma (Baldwin et al., 2007) that records the deepest burial of rocks down to ca 80 km-depth and hence the onset of their exhumation from 44 Ma to 34 Ma (Baldwin et al., 2007). At a regional scale, recent studies based on the analysis of marine geological data have documented the 'Tectonic Event of the Cenozoic in the Tasman Area', an Eocene episode of widespread compression and uplift of the ridges of northern Zealandia that is thought to be responsible for the major middle Eocene to Oligocene unconformity observed in the DSDP and IODP wells of the LHR (Burns et al., 1973; Collot et al., 2008; Sutherland et al., 2010; Bache et al., 2012; Collot et al., 2012; Sutherland et al., 2017; Etienne et al., 2018; Sutherland et al., 2018).

According to these local to regional observations, we suggest that the middle Eocene uplift of the Norfolk Ridge, responsible for the deposition of the LBF, is the result of a tectonic event likely to be associated at New Caledonian metamorphic complex activity or subduction initiation observed regionally.

Bartonian to Priabonian drowning

The transition between the siliciclastic deposits of LBF and the calciturbidites of MBF is interpreted to reflect a transgressive phase associated to a general flooding. Indeed, the proportion of quartz, feldspar and sedimentary lithics progressively decreases in favour of biogenic debris and foraminifers. Benthic foraminifers identified in the MBF (eg. *Nummulites*, *Discocyclina* spp., *Asterocyclina* spp., and *Assilina* spp.) indicate the nearby development of a shallow water carbonate platform. As previously suggested, because of its shallow water character, its nearby position and its contemporaneous age, the Uitoé Limestones, that directly overlies Sedimentary Basement, are very good candidates for the carbonate source of the MBF succession.

Hence we interpret the deposition of MBF as being related to a second phase of drowning of the Norfolk Ridge. Origin of this drowning period is not clearly identified. Previously interpreted as the deepening of forebulge domain (Maurizot, 2014; Maurizot and Cluzel, 2014), others local and regional tectonic event could be linked to this period. As the first tectonic uplift, these drowning phase could be also linked to metamorphic complex exhumation which occurred between 37 to 34 Ma (Baldwin et al., 2007). Metamorphic complex exhumation are generally assumed to occur during extensive regime (Davis and Coney, 1979; Coney, 1980; Wernicke, 1981; Tirel et al., 2004; Tirel et al., 2008), in different geodynamical settings as post-collisional extension (Basin and Range province (Wernicke and Burchfiel, 1982; Wernicke, 1985; Davis et al., 1986)) and / or s slab-roll back extension (the Agean sea (Le Pichon and Angelier, 1981; Jolivet et al., 2009). New Caledonian metamorphic complex exhumation, linked to an extensive regime could be responsible of the drowning phase.

Final (Late Eocene?) uplift and origin of breccias

The UBF is 1.2 km thick and is intrinsically undated. The basal 700m of the formation are exclusively composed of cpx-rich sandstones interpreted to be sourced from distal erosion of basalts (see discussion

paragraph 4.1.4) and the top 500m are alternations of cpx-rich sandstones and polygenic breccias that show an overall coarsening and thickening upward sequence.

Our observations show that the onset of these breccia, interpreted as debris flows, likely denotes a substantial change in slope values. Indeed, the angularity and size of elements, the short lateral extension of beds, the normal grading and amalgamated surfaces supported by clast-supported basal lags indicate a short transport distance of these breccias which corroborates the slope destabilization interpretation (Courjault et al., 2011; Ferry et al., 2015). Major slump surfaces associated to the breccias and to soft sediment deformation such as folds also corroborate this interpretation. It has been shown that slope breaks located at the mouth of canyons or gullies can generate a hydraulic jump that leads to the deposition of breccia lobes, megaripples and inclined stratification. Hence we suggest that the Bourail Basin breccias could be formed in a similar context at the base of slope in reaction to a very proximal slope increase and destabilization. Festa et al. (2016) show also that breccia and olistolith could be linked to many diverse tectonic setting from rift-drift and passive margin to convergent margin as subduction, obduction or collisional environment. The top of the section is marked by a tectonic contact between the UBF and a tectonic slice of Sedimentary Basement, itself overlain by the Poya Nappe; whereas the Montagnes Blanches Nappe is only found on the western part of the anticline (Fig. 3). If the breccias were generated directly by the nappe emplacement, as proposed in (Maurizot and Cluzel, 2014) (Fig. 17a) one would expect to find some diversity in the components of the breccias, including clast of the basement and clasts of the Poya Terrane and even likely from the Peridotite Nappe. This is not the case and suggest that a slope increase of Bourail basin margin could be responsible of UBF breccia facies compare to breccia directly from nappes dismantlement (Fig. 17b). This is also highlighted by single breccia beds located in the MBF (see section 4.4.2) which rework mainly sedimentary cover from Black Chert Formation.

New Caledonia Paleogene sedimentary cover: a new piece to the puzzle of sedimentary deposits related to obduction

In this context of a passive margin eventually obducted by ophiolites, we compare the Bourail Basin with the basins located beneath the Omani allochthons. From Permian to Middle Cretaceous Oman was located along the passive margin of the Tethyan ocean and in deep water conditions (eg. Hawasina basin) with local exotic highs (eg. Misfah Platform) that guided sedimentary fluxes of the Hamrat Duru Group into the Hawasina basin (Bechennec et al., 1990; Bernoulli et al., 1990; Robertson and Searle, 1990). The Hamrat Duru Group consist of three successive deeepwater sedimentary formation known as the Guwayza, Sidr and Nayid Formation. Focusing on the first formation, the latter is made of an alternation of massive oolitic high concentration gravity flow deposit and of Bouma type turbiditic sequence intercalated with coarse-grained debrites (Cooper, 1989). All these deposits are mainly controlled by relative sea-level change which impact carbonate factory on shelf carbonate platform (Sahtan Group (Rousseau et al., 2005)). During the upper Cretaceous, subduction of the Arabic plate in the subduction zone lead to the obduction of the oceanic lithosphere (Semail ophiolite) and to the thrust of the sedimentary series described previously (Hawasina nappes) onto the Arabian Platform (Bechennec et al., 1990; Nolan et al., 1990; Breton et al., 2004). The Mutti Formation which correspond to poorly preserved debrites and marls, reworking ophiolitic elements, are interpreted as the sedimentary record of this obduction period deposited in a foredeep basin (Robertson, 1987a, b).

In the literature, the deposition of the Bourail Flysch Group is entirely interpreted as being related to the convergence phase which led to the emplacement of the New Caledonian ophiolitic complex (Maurizot and Cluzel, 2014), extensively compared as the Omani Mutti Formation. However, patterns and composition of the Bourail Flysch Group would suggest a link with the Hamrat Duru Group, as a thick gravity system, fed by shelf which stacking pattern and sources are consequences of relative sea-level variations due to tectonic and / or paleoclimate. In consequence, our new interpretations reveal (i) the pre-existence of a deep water sedimentary basin since the upper Cretaceous, (ii) the lutetian age of the onset of the Bourail Formation, (iii) the late confinement of the basin and (iv) the slope destabilisation origin of the breccias and their syn-tectonic character. Together these question the syn-tectonic character of the entire Bourail Flysch Group and suggest that the influence of the obduction on the Bourail basin

occurred considerably later, in the latest Eocene, than previously thought as observed in Omani gravity system depositing in the same

CONCLUSION

This detailed sedimentological description and sedimentary sources analysis of the CADART-1 / Nera River section allows concluding the following points:

1. The Bourail Basin corresponds to a deepwater basin, filled with turbidite sandstone, as soon as the Upper Cretaceous. Identification of numerous tectonized contacts within the sedimentary section and rapid lateral variations of facies (eg. Deltaic sandstones in Moindou area and deepwater character in CADART-1) questions the degree of allochthony of the sedimentary units from the West coast of Grande Terre.
2. Upper Cretaceous to Paleogene series are fed by multiple sediment sources whose relative abundance shows important variations with time: (i) pre-existing sedimentary units (sedimentary basement); (ii) contemporaneous carbonate platform; (iii) Upper Cretaceous / Eocene sedimentary cover; and (iv) erosion volcanic rocks which their origin are discussed.
3. We evidence several significant phases of subsidence and uplift. While the uppermost Eocene evolution is very likely the result of pre-obduction sedimentary nappe emplacement, the other phases could result from other local tectonic event linked to metamorphic complex history, regional tectonic event of the Tasman Area (TECTA as of Sutherland et al. (2017)).or paleoclimatic events as observed in New Zealand.
4. We also discussed mechanism of the origin of the breccias and their syn-tectonic character. Their organisation and elments reworked don't allow us to link these breccia of sedimentary nappe emplacement and could be linked to margin slope-increase which favour dissection of previous sedimentary cover
5. Finally, a comparison with the sedimentary system deposited on the northern Omani paleomargin, confirmed the poorly control of the onset of ophiolitic complex on the Bourail Flysch Group with a minor influence during the onset of the UBF breccia system.

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors wish to thank Flora GUILLEMAUT and Armand MOREAU for their help during thin-sections, core and field descriptions. Pierre MAURIZOT is warmly thanked for his contribution on field indications and discussions concerning New Caledonia Geological history. Fieldwork and A. Bordenave's PhD are managed by the Geological Survey of New Caledonia, ADECAL Technopole and EA 4592 Georessource & Environment and funded by TOTAL company.

REFERENCES

Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lanci, L., Luciani, V., Muttoni, G., Pälike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C., 2011. Integrated biomagnetostratigraphy of the Alano section (NE Italy): A proposal for defining the middle-late Eocene boundary. GSA Bulletin 123, 841-872.

Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Palike, H., Backman, J., Rio, D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsletters on Stratigraphy 47, 131-181.

Aitchison, J., Clarke, G., Meffre, S., Cluzel, D., 1995. Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional southwest Pacific tectonic evolution. Geology 23, 161-164.

Aitchison, J., Meffre, S., 1992. New Caledonia: A tectonic collage in the southwest Pacific, International geological congress.

Auzende, J., Rissen, J., Lafoy, Y., Gente, P., Charlou, J., 1988. Seafloor spreading in the north Fiji basin (Southwest Pacific). Tectonophysics 146, 317-352.

Avias, J., 1967. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. Tectonophysics 4, 531-541.

Avias J., G.H., 1965. Note sur la présence des formations allochtones dans l'île Ducos et les îlots avoisinants (baie de St-Vincent - Nouvelle-Calédonie). C.R. somm. Soc. Géol. Fr.

Bache, F., Sutherland, R., Stagpoole, V., Herzer, R., Collot, J., Rouillard, P., 2012. Stratigraphy of the southern Norfolk Ridge and the Reinga Basin: A record of initiation of Tonga–Kermadec–Northland subduction in the southwest Pacific. Earth and Planetary Science Letters 321-322, 41-53.

Baldwin, S., Rawling, T., Fitzgerlad, P.G., 2007. 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.

Bechennec, F., Le Metour, J., Rabu, D., Bourdillon-de-Grissac, C., de Wever, P., Beurrier, M., Villey, M., 1990. The Hawasina Nappes: stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. Geological Society, London, Special Publications 49, 213-223.

Berggren, W., Pearson, P., 2005. A REVISED TROPICAL TO SUBTROPICAL PALEOGENE PLANKTONIC FORAMINIFERAL ZONATION. Journal of Foraminiferal Research 35, 279-298.

Bernoulli, D., Weissert, H., Blome, C.D., 1990. Evolution of the Triassic Hawasina Basin, Central Oman Mountains. Geological Society, London, Special Publications 49, 189-202.

BouDagher-Fadel, M.K., 2008. Chapter 6 The Cenozoic larger benthic foraminifera: the Palaeogene, in: Boudagher-Fadel, M.K. (Ed.), Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Elsevier, pp. 297-545.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. Bouma, Utrecht.

Bourdillon, C., 2005. Le sondage Cadart (Nouvelle-Calédonie): microfacies sédimentaires, biostratigraphie et paléoenvironnement. ERADATA.

Bown, P., 2005. Palaeogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania (Tanzania Drilling Project Sites 1 to 10, 2003-4). Journal of Nannoplankton Research 27, 21-95.

Bown, P., Young, J., 1998. Techniques, in: Bown, P. (Ed.), Calcareous nannofossil biostratigraphy. Kluwer Academic, London, pp. 16-28.

Bradshaw, J.D., 1981. Mesozoic accretion of exotic terranes along the New-Zealand segment of gondwanaland - comment. Geology 9, 100-&.

Breton, J.-P., Béchennec, F., Le Métour, J., Moen-Maurel, L., Razin, P., 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tethyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). GeoArabia 9, 41-58.

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., Packham, G.H., 1973. 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.

Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., Vergo, N., 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 95, 12653-12680.

Cluzel, D., Adams, C.J., Maurizot, P., Meffre, S., 2011. Detrital zircon records of Late Cretaceous syn-rift sedimentary sequences of New Caledonia: An Australian provenance questioned. Tectonophysics 501, 17-27.

Cluzel, D., Adams, C.J., Meffre, S., Campbell, H., Maurizot, P., 2010. Discovery of Early Cretaceous Rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb Zircon Age Constraints on the Transition from Subduction to Marginal Breakup in the Southwest Pacific. The Journal of Geology 118, 381-397.

Cluzel, D., Aitchison, J.C., Picard, C., 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intraoceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. Tectonophysics 340, 23-59.

Cluzel, D., Chiron, D., Courme, M.-D., 1998. Discordance de l'Eocene superieur et evenements pre-obduction en Nouvelle-Caledonie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327, 485-491.

Cluzel, D., Meffre, S., 2002. L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest): un complexe d'accrétion jurassique. Données radiochronologiques préliminaires U□ Pb sur les zircons détritiques. Comptes Rendus Geoscience 334, 867-874.

Cluzel, D., Meffre, S., Maurizot, P., Crawford, A.J., 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.

Cluzel, D., Picard, C., Aitchison, J.C., Laporte, C., Meffre, S., Parat, F., 1997. La nappe de Poya (ex-formation des Basaltes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest) : un plateau océanique Campanien-Paleocène supérieur obducté à l' Eocène supérieur. Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II, Sciences de la terre et des planètes 324, 443-451.

Cluzel, D., Whitten, M., Meffre, S., Aitchison, J.C., Maurizot, P., 2018. A Reappraisal of the Poya Terrane (New Caledonia): Accreted Late Cretaceous-Paleocene Marginal Basin Upper Crust, Passive Margin Sediments, and Early Eocene E-MORB Sill Complex. Tectonics, n/a-n/a.

Collot, J.-Y., Malahoff, A., Récy, J., Latham, G., Missègue, F., 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. Tectonics 6, 215-232.

Collot, J., Géli, L., Lafoy, Y., Vially, R., Cluzel, D., Klingelhöefer, F., 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.

Collot, J., Rouillard, P., Sutherland, R., Bache, F., 2012. Seismic stratigraphy and tectonic history of the Southwest Pacific, 34th International Geological Congress, Brisbane.

Coney, P.J., 1980. Cordilleran Metamorphic Core Complexes.

Cooper, D.J.W., 1989. A longitudinal carbonate fan from the Jurassic of the Oman Mountains: the Guweyza limestone formation of the Hamrat ad Duru. Sedimentary Geology 61, 253-275.

Courjault, T., Grosheny, D., Ferry, S., Sausse, J., 2011. Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia lobe (Upper Jurassic, French subalpine basin). Sedimentary Geology 238, 156-171.

Dallanave, E., Agnini, C., Bachtadse, V., Muttoni, G., Crampton, J.S., Strong, C.P., Hines, B.R., Hollis, C.J., Slotnick, B.S., 2015. Early to middle Eocene magneto-biochronology of the southwest Pacific Ocean and climate influence on sedimentation: Insights from the Mead Stream section, New Zealand. Bulletin 127, 643-660.

Dallanave, E., Agnini, C., Pascher, K.M., Maurizot, P., Bachtadse, V., Hollis, C.J., Dickens, G.R., Collot, J., Monesi, E., 2018. Magneto-biostratigraphic constraints of the Eocene micrite–calciturbidite transition in New Caledonia: tectonic implications. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1-19.

Davis, G.A., Lister, G.S., Reynolds, S.J., 1986. Structural evolution of the Whipple and South mountains shear zones, southwestern United States. Geology 14, 7-10.

Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7, 120-124.

Deptuck, M.E., Piper David, J.W., Savoye, B., Gervais, A., 2008. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. Sedimentology 55, 869-898.

Driscoll, N.W., Hogg, J.R., Christie-Blick, N., Karner, G.D., 1995. Extensional tectonics in the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland: implications for the timing of break-up between Grand Banks and Iberia. Geological Society, London, Special Publications 90, 1-28.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures, in: Ham, W.E. (Ed.), Classification of carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologist, pp. 108-121.

Espirat, J., 1971. Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50000: feuille Bourail. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris.

Etienne, S., Collot, J., Sutherland, R., Patriat, M., Bache, F., Rouillard, P., Henrys, S., Barker, D., Juan, C., 2018. Deepwater sedimentation and Cenozoic deformation in the Southern New Caledonia Trough (Northern Zealandia, SW Pacific). Marine and Petroleum Geology 92, 764-779.

Etienne, S., Mulder, T., Bez, M., Desaubliaux, G., Kwasniewski, A., Parize, O., Dujoncquoy, E., Salles, T., 2012. Multiple scale characterization of sand-rich distal lobe deposit variability: Examples from the Annot Sandstones Formation, Eocene–Oligocene, SE France. Sedimentary Geology 273-274, 1-18.

Ferry, S., Grosheny, D., Backert, N., Atrops, F., 2015. The base-of-slope carbonate breccia system of Céüse (Tithonian, S-E France): Occurrence of progradational stratification in the head plug of coarse granular flow deposits. Sedimentary Geology 317, 71-86.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y., Alonso, J.L., 2016. Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. Gondwana Research 39, 180-203.

Flügel, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer Science & Business Media.

Föllmi, K.B., 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. Earth-Science Reviews 40, 55-124.

France, R., 2000. PRA 436, New Caledonia : CADART-1 & CADART-1st Final Well Report (Vol. 1 : Text and enclosures, 66p.; Vol. 2 : Appendices). Victoria Petroleum.

Gaina, C., Müller, D.R., Royer, J.Y., Stock, J., Hardebeck, J., Symonds, P., 1998. The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 103, 12413-12433.

Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. AAPG bulletin 82, 569-595.

Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., Gonthier, E., 2006. Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. Marine and Petroleum Geology 23, 485-502.

Gonord, H., 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: sa place dans l'ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Universite des sciences et techniques du Languedoc.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. The geologic time scale 2012. elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Hampton, M.A., 1975. Competence of fine-grained debris flows. Journal of Sedimentary Research 45.

Hancock, H.J.L., Dickens, G.R., Strong, C.P., Hollis, C.J., Field, B.D., 2003. Foraminiferal and carbon isotope stratigraphy through the Paleocene-Eocene transition at Dee Stream, Marlborough, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 46, 1-19.

Hayes, E., Ringis, J., 1973. Seafloor Spreading in the Tasman Sea. Nature (London) 244, 454-458.

Hollis, C.J., 2007. Radiolarian faunal turnover through the Paleocene-eocene transition, Mead Stream, New Zealand. Birkhäuser Basel, Basel, pp. 79-99.

Hollis, C.J., Dickens, G.R., Field, B.D., Jones, C.M., Percy Strong, C., 2005. The Paleocene–Eocene transition at Mead Stream, New Zealand: a southern Pacific record of early Cenozoic global change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 215, 313-343.

Hornibrook, N.d.B., Brazier, R.C., Strong, C.P., 1989. Manual of New Zealand Permian to Pleistocene foraminiferal biostratigraphy. New Zealand Geological Survey.

Jenkins, D.G., 1971. New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera. Palaeont. Bull. NZ Geol. Surv. 42, 1-278.

Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 285, 198-209.

Kastens, K., Shor, A., 1985. Depositional processes of a meandering channel on Mississippi Fan. AAPG Bulletin 69, 190-202.

Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F., Saunders, A.D., 1998. The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. Tectonophysics 292, 173-188.

Lagabrielle, Y., Cannat, M., 1990. Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. Geology 18, 319-322.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300, 357-372.

Liu, Q., Kneller, B., Fallgatter, C., Buso, V.V., Milana, J.P., Baas, J., 2018. Tabularity of individual turbidite beds controlled by flow efficiency and degree of confinement. Sedimentology 0.

Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. Tectonophysics 473, 4-19.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, Proc. II Planktonic Conference, Roma 1970, Roma, Tecnoscienza, pp. 739-785.

Mason, P., Huntington, J., 2012. HyLogger 3 components and pre-processing: An overview. Northern Territory Geological Survey. Technical Note 2012-002.

Maurizot, P., 2011. First sedimentary records of the pre-obduction convergence in New Caledonia: formation of an Early Eocene accretionary complex in the north of Grande Terre and emplacement of the 'Montagnes Blanches' nappe. Bulletin de la Société Géologique de France 182, 479-491.

Maurizot, P., 2012. Palaeocene age for the Adio Limestone, New Caledonia: stratigraphic and regional context. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 56, 16-26.

Maurizot, P., 2014. Evolution and sedimentation in a forebulge environment: example of the late Eocene Uitoé Limestone, New Caledonia, Southwest Pacific. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 57, 390-401.

Maurizot, P., Bordenave, A., Cluzel, D., Collot, J., Etienne, S., In press. Late Cretaceous to Eocene cover: from rifting to convergence, in: Mortimer, N. (Ed.), Geology, geodynamics, and mineral ressources of New Caldonia. Memoir of the Geological Society of London, London.

Maurizot, P., Cluzel, D., 2014. Pre-obduction records of Eocene foreland basins in central New Caledonia: an appraisal from surface geology and Cadart-1 borehole data. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1-12.

McAlpine, K., 1990. Mesozoic Stratigraphy, Sedimentary Evolution, and Petroleum Potential of the Jeanne D'Arc Basin, Grand Banks of New Foundland. Geological Survey of Canada.

Meffre, S., 1991. Terrane analysis of New Caledonia with special reference to the Koh area. BS honors thesis, Sydney, Australia, University of Sydney.

Meffre, S., Aitchison, J.C., Crawford, A.J., 1996. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. Tectonics 15, 67-83.

Mortimer, N., Campbell, H., Tulloch, A.J., King, P.R., Stagpoole, V., Wood, R.A., Rattenbury, M.S., Sutherland, R., Adams, C.J., Collot, J., Seton, M., 2017. Zealandia: Earth's hidden continent. GSA Today accepted.

Mortimer, N., Herzer, R., Gans, P., Laporte-Magoni, C., Calvert, A., Bosch, D., 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., Raine, J.I., Cook, R.A., 2009. Correlation of basement rocks from Waka Nui-1 and Awhitu-1, and the Jurassic regional geology of Zealandia. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 52, 1-10.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269-299.

Mulder, T., Callec, Y., Parize, O., Joseph, P., Schneider, J.-L., Robin, C., Dujoncquoy, E., Salles, T., Allard, J., Bonnel, C., Ducassou, E., Etienne, S., Ferger, B., Gaudin, M., Hanquiez, V., Linares, F., Marchès, E., Toucanne, S., Zaragosi, S., 2010. High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France). Sedimentary Geology 229, 160-191.

Mulder, T., Etienne, S., 2010. Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. Sedimentary Geology 229, 75-80.

Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones. Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.

Mutti, E., Sonnino, M., 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes, International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting, Bologna, Abstracts, pp. 120-123.

Nicholson, K., Maurizot, P., Black, P., Picard, C., Simonetti, A., Stewart, A., Alexander, A., 2011. Geochemistry and age of the Nouméa Basin lavas, New Caledonia: Evidence for Cretaceous subduction beneath the eastern Gondwana margin. Lithos 125, 659-674.

Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B.P., Smewing, J.D., 1990. Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the Central and Northern Oman Mountains. Geological Society, London, Special Publications 49, 495-519.

Olsson, R.K., Berggren, W.A., Hemleben, C.-i., Huber, B.T., 1999. Atlas of Paleocene planktonic foraminifera.

Parat, F., 1996. Les laves de l'unité de Poya: traceurs géochimiques et géodynamiques de l'évolution crétacé-paléocène du SW Pacifique. Unpublished DEA Mémoire, Université Joseph Fourier.

Paris, J.-P., 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie: un essai de synthèse. BRGM.

Pearson, P., Olsson, R., Huber, B., Hemleben, C., Berggren, W., Premoli Silva, I., Coxall, H., Premec-fucek, V., Wade, B., 2005. Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Epitome 1, 274-274.

Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga New Hebrides region. Earth and Planetary Science Letters 164, 263-276.

Perch Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils., in: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch Nielsen, K. (Eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 427-554.

Pomeyrol, R., 1955. Société de Recherche et d'Exploitation de Pétrole en Nouvelle Calédonie, synthèse des résultats obtenus à la date du 30 Avril 1955. Rapport S.R.E.P.N.C.

Richards, M., Bowman, M., Reading, H., 1998. Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction. Marine and Petroleum Geology 15, 689-717.

Robaszynski, F., 1984. Atlas of Late Cretaceous globotruncanids. Rev. Micropaleont. 26, 145-305.

Robertson, A.H.F., 1987a. The transition from a passive margin to an Upper Cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman Mountains. GSA Bulletin 99, 633-653.

Robertson, A.H.F., 1987b. Upper Cretaceous Muti Formation: transition of a Mesozoic nate platform to a foreland basin in the Oman Mountains. Sedimentology 34, 1123-1142.

Robertson, A.H.F., Searle, M.P., 1990. The northern Oman Tethyan continental margin: stratigraphy, structure, concepts and controversies. Geological Society, London, Special Publications 49, 3-25.

Roduit, N., 2007. JMicroVision : un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent.

Rousseau, M., Dromart, G., Garcia, J.-P., Atrops, F., Guillocheau, F., 2005. Jurassic evolution of the Arabian carbonate platform edge in the central Oman Mountains. Journal of the Geological Society 162, 349-362.

Routhier, P., 1953. Étude Géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Mémoires de la Société Géologique de France.

Slotnick, B.S., Dickens, G.R., Hollis, C.J., Crampton, J.S., Percy Strong, C., Phillips, A., 2015. The onset of the Early Eocene Climatic Optimum at Branch Stream, Clarence River valley, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 58, 262-280.

Stow, D.A.V., 2005. Sedimentary rocks in the field: a colour guide. Manson Publishing.

Stow, D.A.V., Howell, D.G., Nelson, C.H., 1983. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls on submarine fan and slope-apron turbidite systems. Geo-Marine Letters 3, 57-64.

Sutherland, R., Collot, J., Bache, F., Henrys, S., Barker, D., Browne, G.H., Lawrence, M.J.F., Morgans, H., Hollis, C.J., Clowes, C., Mortimer, N., Rouillard, P., Gurnis, M., Etienne, S., Stratford, W., 2017. Widespread compression associated with Eocene Tonga-Kermadec subduction initiation. Geology.

Sutherland, R., Collot, J., Lafoy, Y., Logan, G.A., Hackney, R., Stagpoole, V., Uruski, C., Hashimoto, T., Higgins, K., Herzer, R.H., Wood, R., Mortimer, N., Rollet, N., 2010. Lithosphere delamination with foundering of lower crust and mantle caused permanent subsidence of New Caledonia Trough and

transient uplift of Lord Howe Rise during Eocene and Oligocene initiation of Tonga-Kermadec subduction, western Pacific. Tectonics 29, n/a-n/a.

Sutherland, R., Dickens, G., Blum, P., Scientists, E., 2018. Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. International Ocean Discovery Program. .

Tirel, C., Brun, J.-P., Burov, E., 2008. Dynamics and structural development of metamorphic core complexes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 113.

Tirel, C.l., Brun, J.-P., Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes

Gneiss Domes in Orogeny, in: Whitney, D.L., Teyssier, C., Siddoway, C.S. (Eds.). Geological Society of America, p. 0.

Tissot, B., Noesmoen, A., 1958. Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle-Calédonie). Institut français du pétrole.

Vitale-Brovarone, A., Agard, P., Monié, P., Chauvet, A., Rabaute, A., 2018. Tectonometamorphic architecture of the HP belt of New Caledonia. Earth-Science Reviews.

Weber, M.E., Reilly, B.T., 2018. Hemipelagic and turbiditic deposits constrain lower Bengal Fan depositional history through Pleistocene climate, monsoon, and sea level transitions. Quaternary Science Reviews 199, 159-173.

Weissel, J.K., Hayes, D.E., 1977. Evolution of the Tasman Sea reappraised. Earth and planetary science letters 36, 77-84.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645-648.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences 22, 108-125.

Wernicke, B., Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. Journal of Structural Geology 4, 105-115.

Wuellner, D.E., James, W.C., 1989. Braided and meandering submarine fan channel deposits, Tesnus Formation, Marathon basin, West Texas. Sedimentary Geology 62, 27-45.

FIGURES AND CAPTIONS

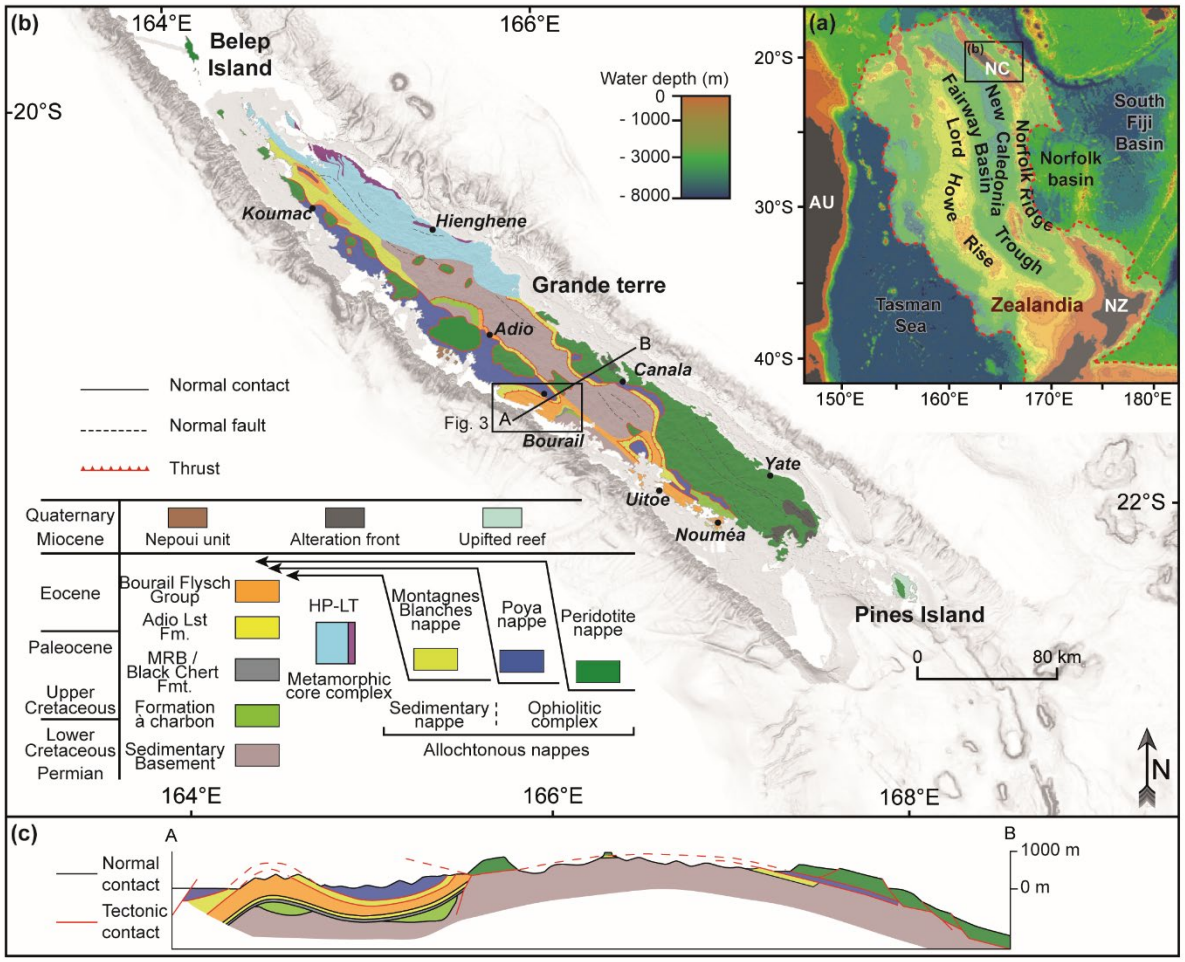


Figure. 1: (a) Regional bathymetric map of the South west pacific between New Caledonia (NC), New Zealand (NZ) and Australia (AU) with location of the main geological features. Red doted line delimitates Zealandia continent (Mortimer et al., 2017). Bathymetric data are from Global Predicted Bathymetry V18.1 (Smith and Sandwell, 1997). (b) Simplified geological map of New Caledonia modified after (Maurizot and Vendé-Leclerc, 2009). Black rectangle shows location of the study area. (c) Simplified geological cross section of Grande Terre modified after Maurizot and Vendé-Leclerc (2009).

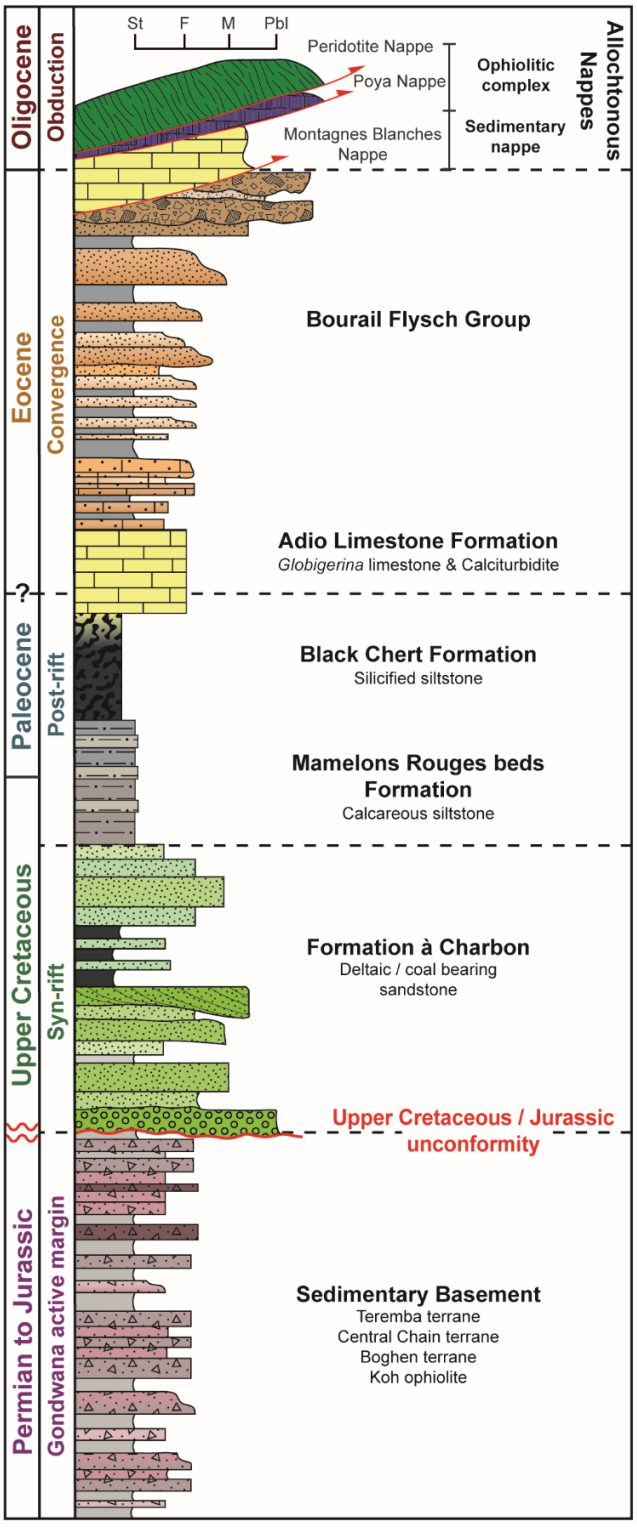


Figure. 2: Lithostratigraphy of the New Caledonian sedimentary geology from Upper Cretaceous to Oligocene (Tissot and Noesmoen, 1958; Avias, 1967; Paris, 1981; Cluzel et al., 2001; Maurizot, 2011; Maurizot and Cluzel, 2014; Cluzel et al., 2018; Maurizot et al., In press-h). Lithostratigraphic units are associated with the major tectonic events which marked New Caledonian geological history. St= silt; F= fine; M= medium; Pbl; pebble.

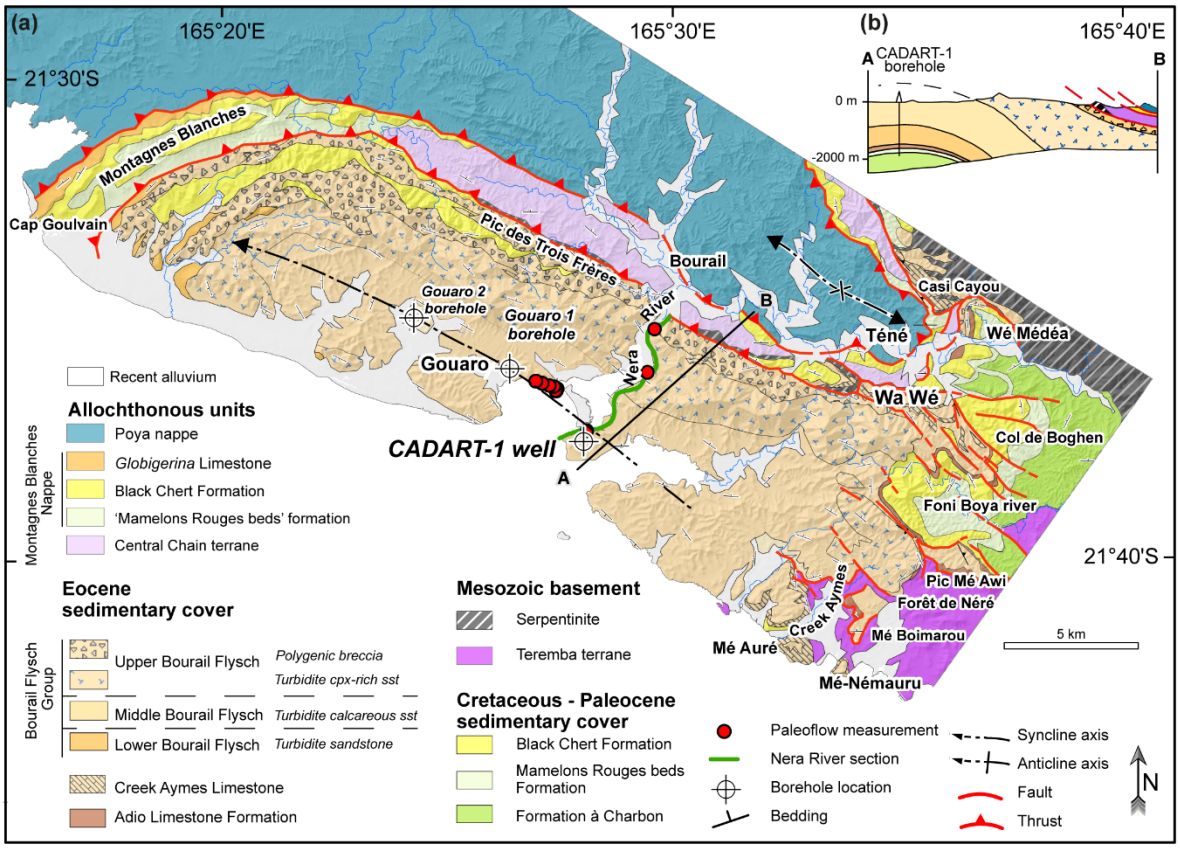


Figure. 3: (a) Geological map of the Bourail anticline and position of the CADART-1 well complemented with the Nera River section (after Maurizot et al. (In press-a)). (b) Schematic cross section of the Bourail anticline showing the CADART-1 / Nera River section.

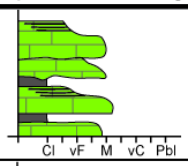
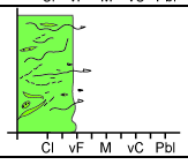
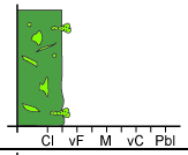
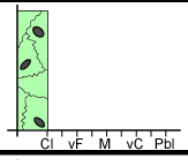
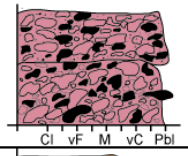
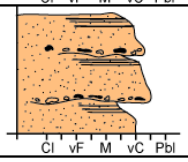
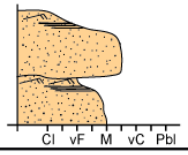
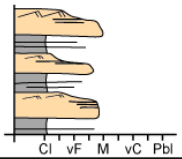
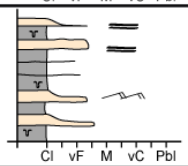
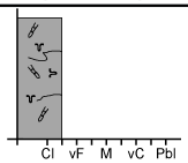
	Lithofacies	Code	Description	Flow Types	Simplified lithofacies log
Calcareous facies association	Thick bedded bioclastic grainstone	FAc1	Light-grey, thick bedded, sharp to erosional based, homogeneous to normally graded, medium to coarse-grained with some sharp grain size increase; massive to plane-laminated bioclastic limestone with a grainstone texture and preserved bed top in some case	Hyper to concen-trated flow / By-passing flow	
	Massive to normally graded bioclastic packstone	FAc2	Light-grey, heterogeneous, faint or deformed plane-lami-nated, strongly deformed by soft sediment deformation bioclastic limestone with a packstone texture. Plane laminations are marked by fine to medium grained bioclastic lamina.	?	
	Bioclastic lime-sili-ciclastic wackstone	FAc3	Dark grey homogeneous, bioturbated (Planolites) and massive calcareous siltstone with a wackstone texture and several bioclastic interval deformed by soft sediment deformation	?	
	Mudstone with planktonic foraminifera	FAc4	Massive and homogeneous micritic limestone with a mudstone texture with planktonic foraminifers. Several centimeter thick silicifieous nodules and compaction structures are present (stylolite).	Pelagic fall-out	
Calcareous / siliciclastic / clinopyroxene mixed sources facies association	Sandy matrix polygenic breccia	FAm1	Massive to normally graded, clast supported, sandy matrix breccia. Clast are poorly sorted, angular, and polygenic. Clast size varies from medium pebbles to cobbles. In some case, traction carpet are present as layer in disorga-nized breccia. Several decimeter to several meter thick bed observe erosional basal contact as amalgamated basal surface or by-pass surfaces.	Grain flow	
	Thick-bedde d granular to coarse-grained sandstone	FAm2	Normally graded or massive very coarse to coarse grained sandstone. Facies is organized as several decimeter to meter thick bed with basal erosional by-passing surfaces and centimeter thick mudclast lag. Planar laminations are observed at top of beds and dewatering structures as dishes are present.	Hypercon-centrated flow	
	Thick-bedded coarse to medium-grained sandstone	FAm3	Normally graded coarse to medium grained sandstone. Several decimeter to meter thick beds has sharp base contact or erosional base surface as amalgamation. Grain size is fining upward from medium / coarse to fine. Planar lamination overlie by ripples forms top of bed and bed caps are preserved.	Concen-trated flow	
	Interbedded sandstone and siltstone (sandy heterolithics)	FAm4	Normally graded several centimeter to decimeter thick medium grained sandstone, interbedded with several centimeter thick homogeneous and bioturbated siltstone. Sandstone beds correspond to Bouma classical turbidites sequence with top-missing sequence (td, te). Tabc Bouma terms are present. Grain size is fining upward to muddy bed caps with bioturbations. Basal contact are sharp and flute or groove cast are also preserved.	Turbidity current	
	Interbedded sandstone and siltstone (muddy heterolithic)	FAm5	Normally graded centimeter thick fine grained sandstone interbedded with several centimeter to decimeter thick homogeneous and bioturbated siltstone (Fe6). Sandstone beds correspond to Bouma classical turbidites sequence with base-missing sequence (ta). Tbcde terms are preserved. Grain size is fining upward to muddy bed caps with bioturbations. Basal contacts are sharp.	Turbidity current	
	Bioturbated massive siltstone / mudrock	FAm6	Massive and homogeneous siltstone highly bioturbated. Nereites, Zoophycos and Phycosyphon represent majority of bioturbations	Hemipelagic fall-out	

Table. 1: Table summarizing lithofacies and equivalence with Mutti facies (Mutti, 1992) and interpretations in terms of flow processes based on (Mulder and Alexander, 2001). Cl= clay; vF= very fine; M= medium; vC= very coarse; Pbl= pebbles.

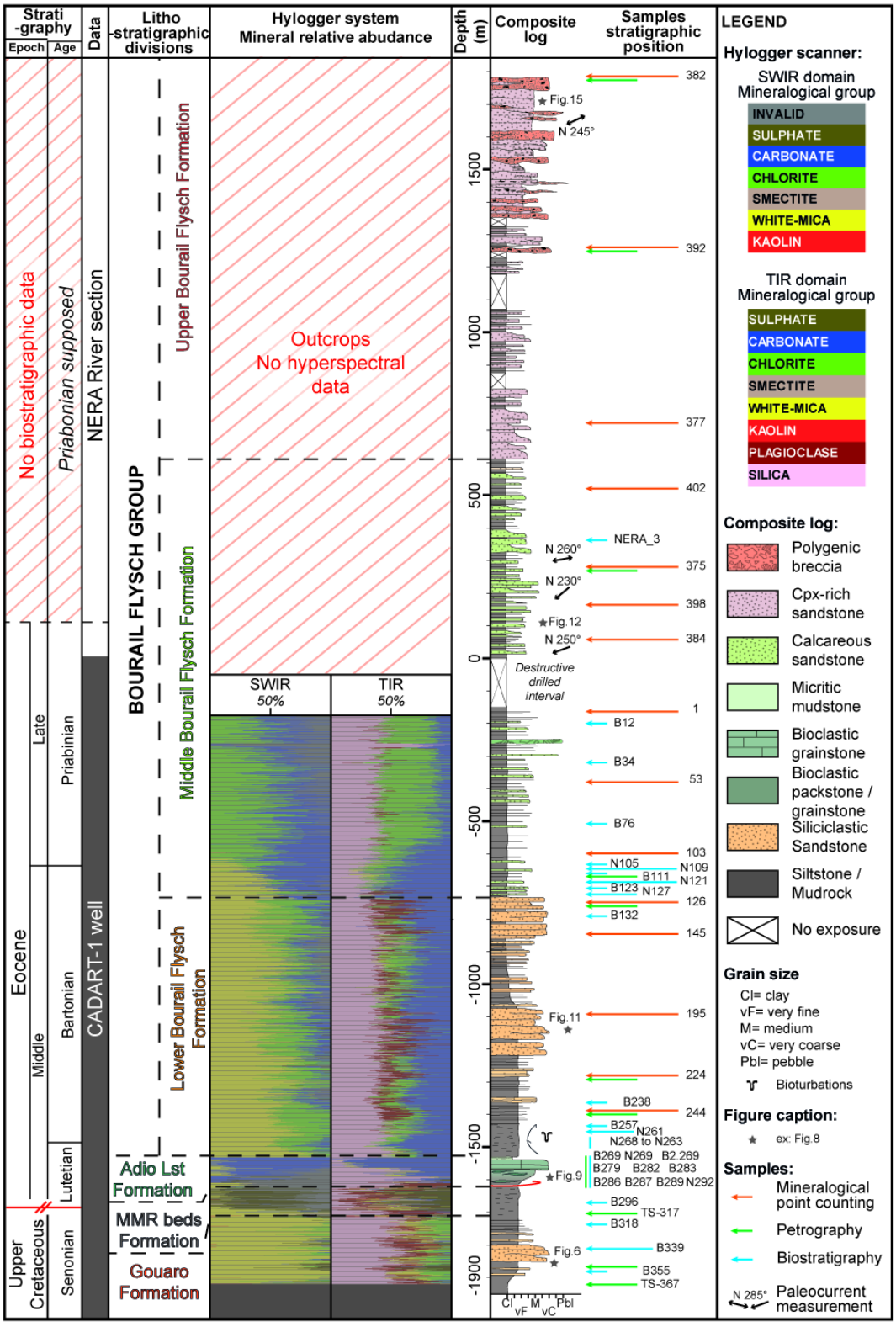


Figure. 4: Composite log of the CADART-1 well and Nera River section with new lithostratigraphic divisions and subdivisions from this study. Relative thicknesses are from bottom and top of the CADART-1 well. Samples for petrography, biostratigraphy and mineralogical point counting analysis and major paleocurrent measures are shown.

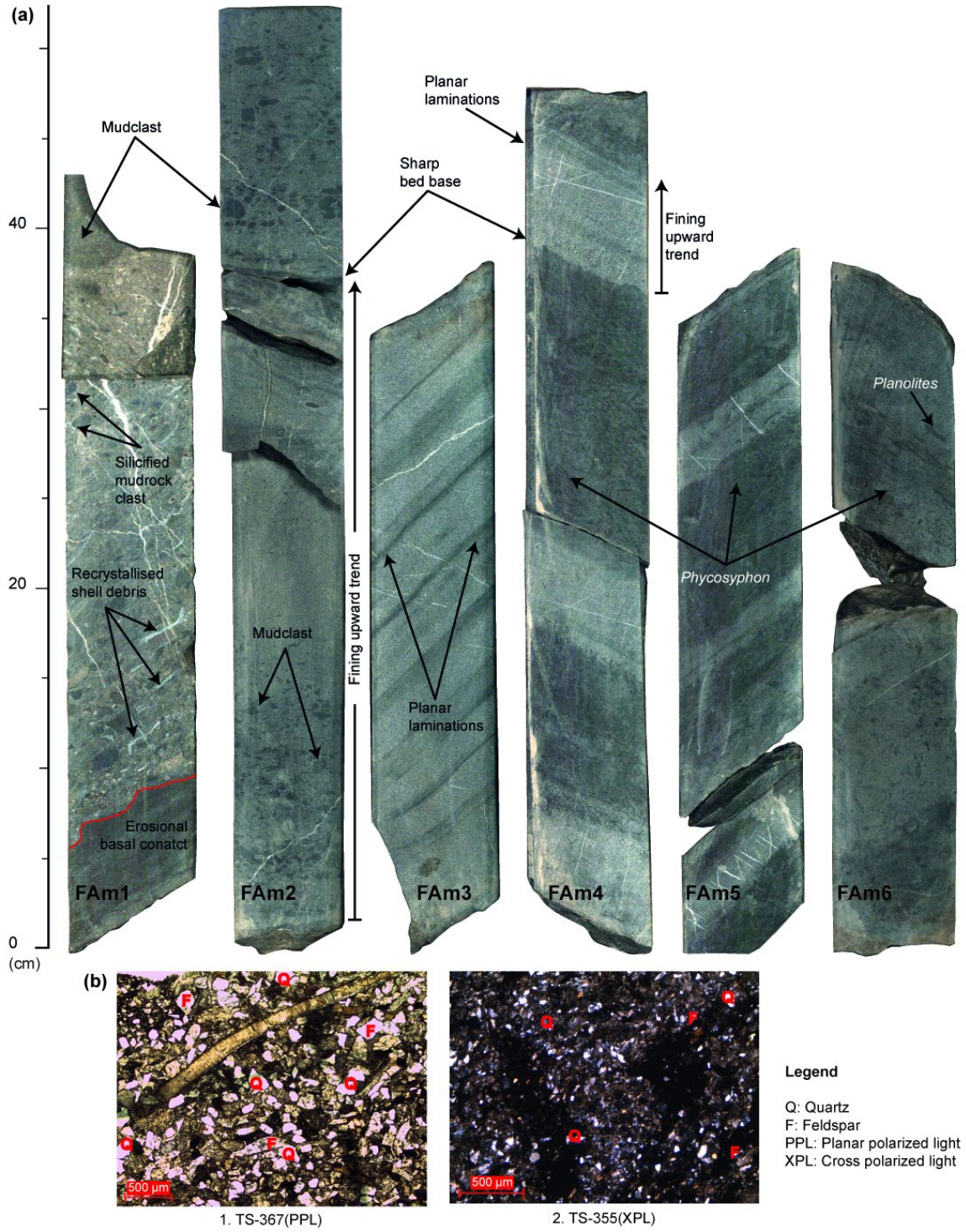


Figure. 5: (a) Core photo of the five main facies associations present in the Gouaro Formation. (b) Examples of micro-facies observed on thin sections from samples collected along the Gouaro Formation in the CADART-1 well. Stratigraphic position of each sample is indicated in Figure 4. 1: Moderately sorted, fine-grained sandstone with subangular quartz, feldspar, and biogenic debris (Inoceram?). 2: Well sorted, very-fine grained siltstone with subangular quartz and feldspar minerals and muddy matrix.

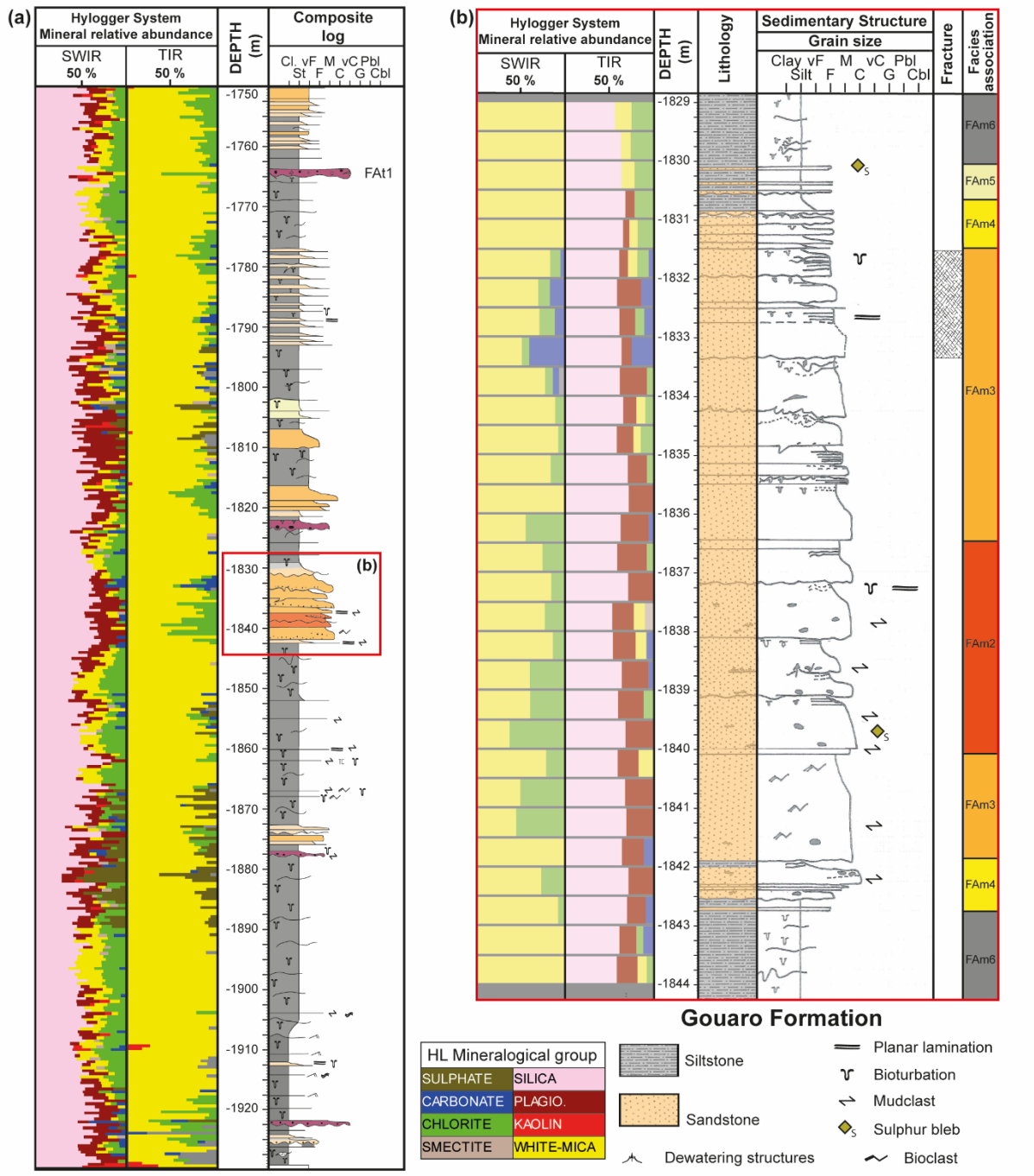


Figure. 6: (a) Synthetic sedimentological log (1:500 scale description) of the Gouaro Formation illustrating lithofacies succession. (b) Graphic sedimentary log (1:50 scale description) illustrating facies succession in a sandy package. Hyperspectral data are shown in SWIR (short-wave infrared region) and TIR (thermal infrared region) wavelength domain. Cl= clay; St= silt; vF= very fine; F= fine; M= medium; C= coarse; vC= very coarse; G= granule; Pbl= pebbles; Cbl= cobbles.

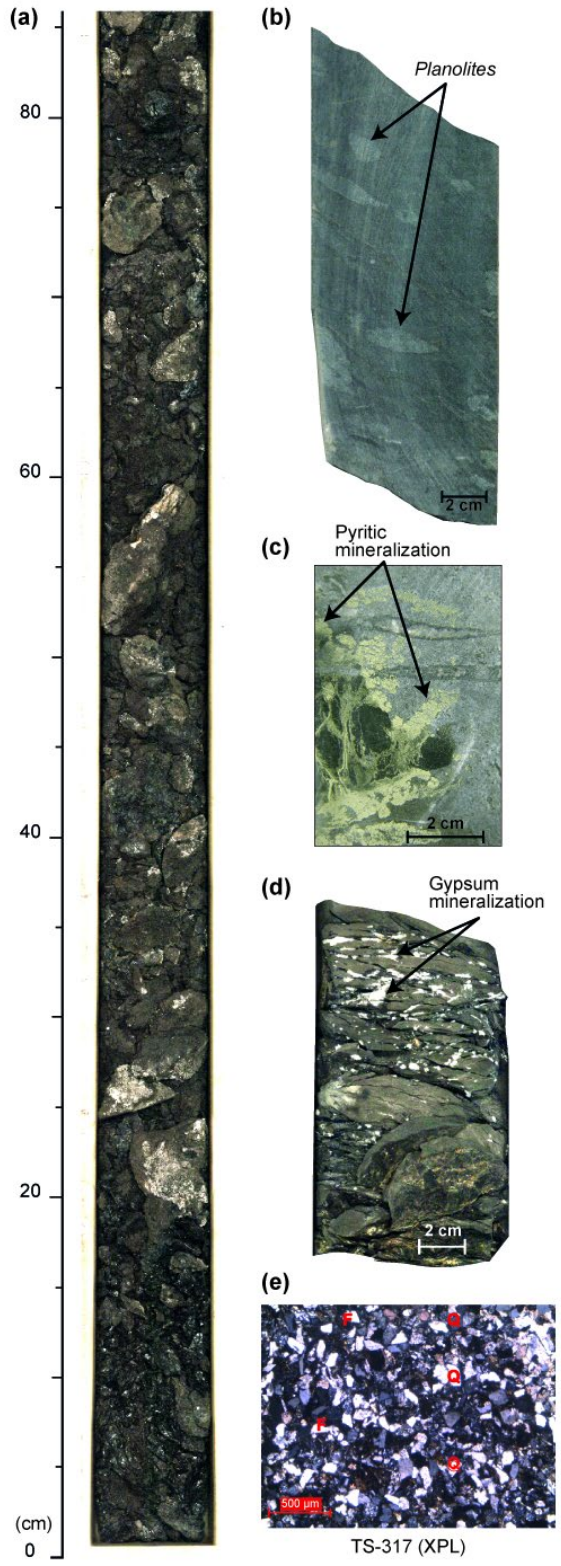


Figure. 7: Core photos of principal facies present in the Mamelons Rouges beds Formation. (a) Core photo of organic matter-rich layer. (b) Core photo of a massive siltstone with planolites bioturbations. (c) Core photo of secondary pyritic mineralization. (d) Dendritic white gypsum mineralization on core surfaces.

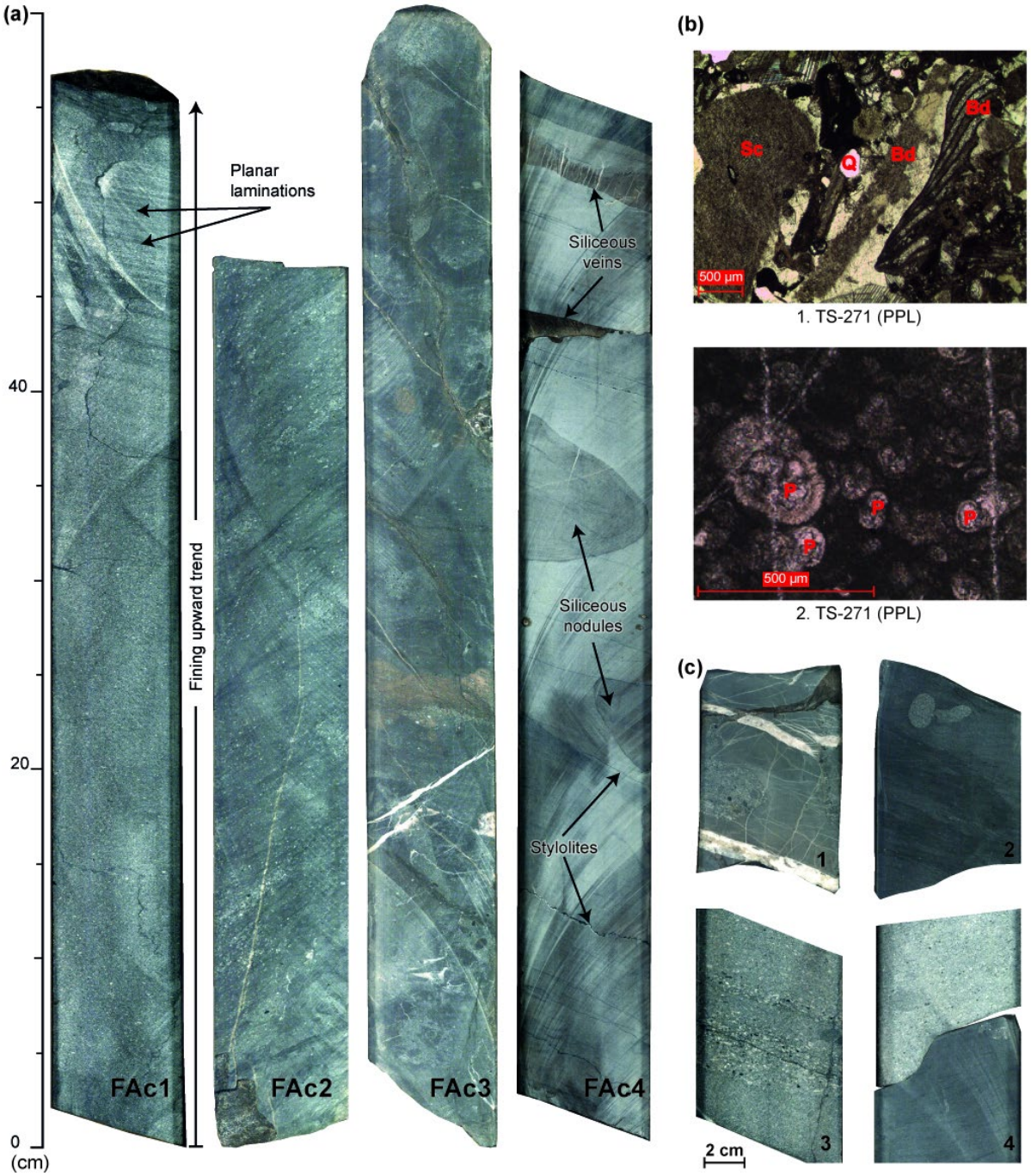


Figure. 8: (a) Well core photos of the four facies associations present in the Adio Limestone Formation. (b) Examples of micro-facies observed on thin sections from samples collected along the Adio Limestone Formation in the CADART-1 well. Stratigraphic position of each sample is indicated in Figure 4. 1: Bioclastic grainstone with shell and bryozoan debris and siliciclastic clast as subrounded quartz grain; 2: Micritic mudstone with planktonic foraminifers. (c) Well core photo zoom on particular features of this formation: 1. Soft sediment deformation; 2. burrow filled by bioclastic grainstone; 3. Sharp grain size increase in middle of FAc1; 4. Erosional basal contact of bioclastic grainstone bed.

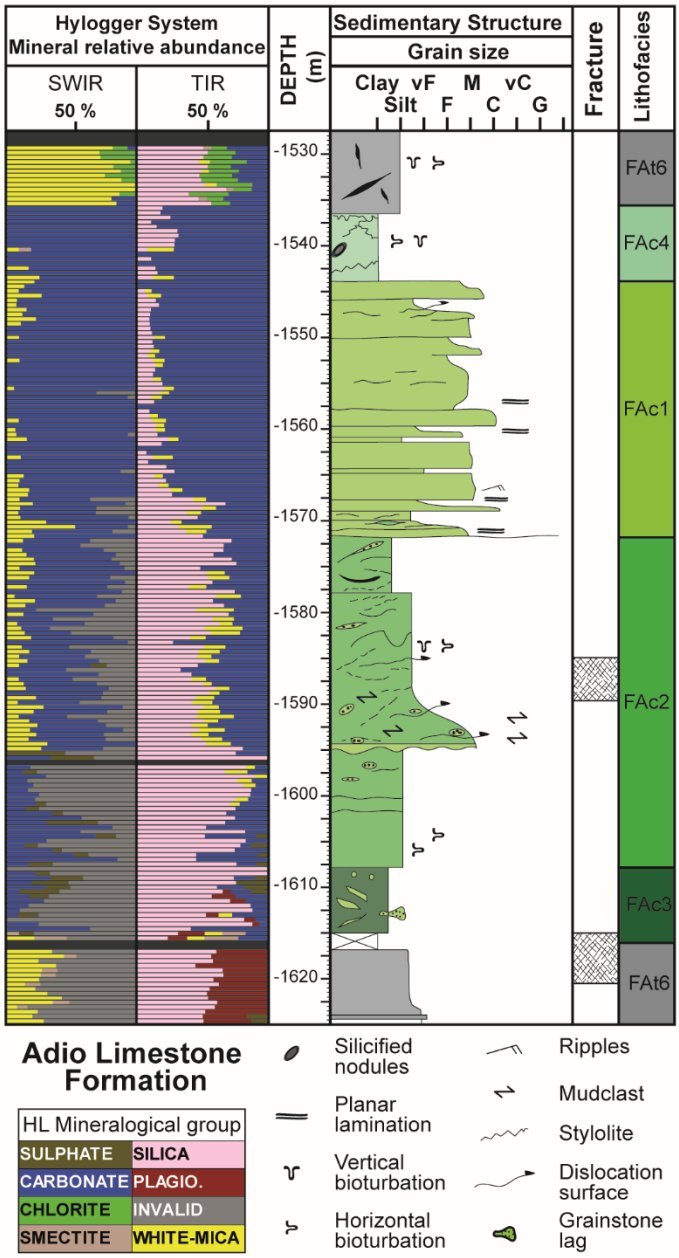


Figure. 9: Synthetic sedimentological log (1:500 scale description) of the Adio Limestone Formation illustrating lithofacies succession and mineralogical composition from hyperspectral data in the SWIR (short-wave infrared region) and TIR (thermal infrared region) wavelength domains. v.F= very fine; F= fine; M= medium; C= coarse; v.C= very coarse; G= granule.

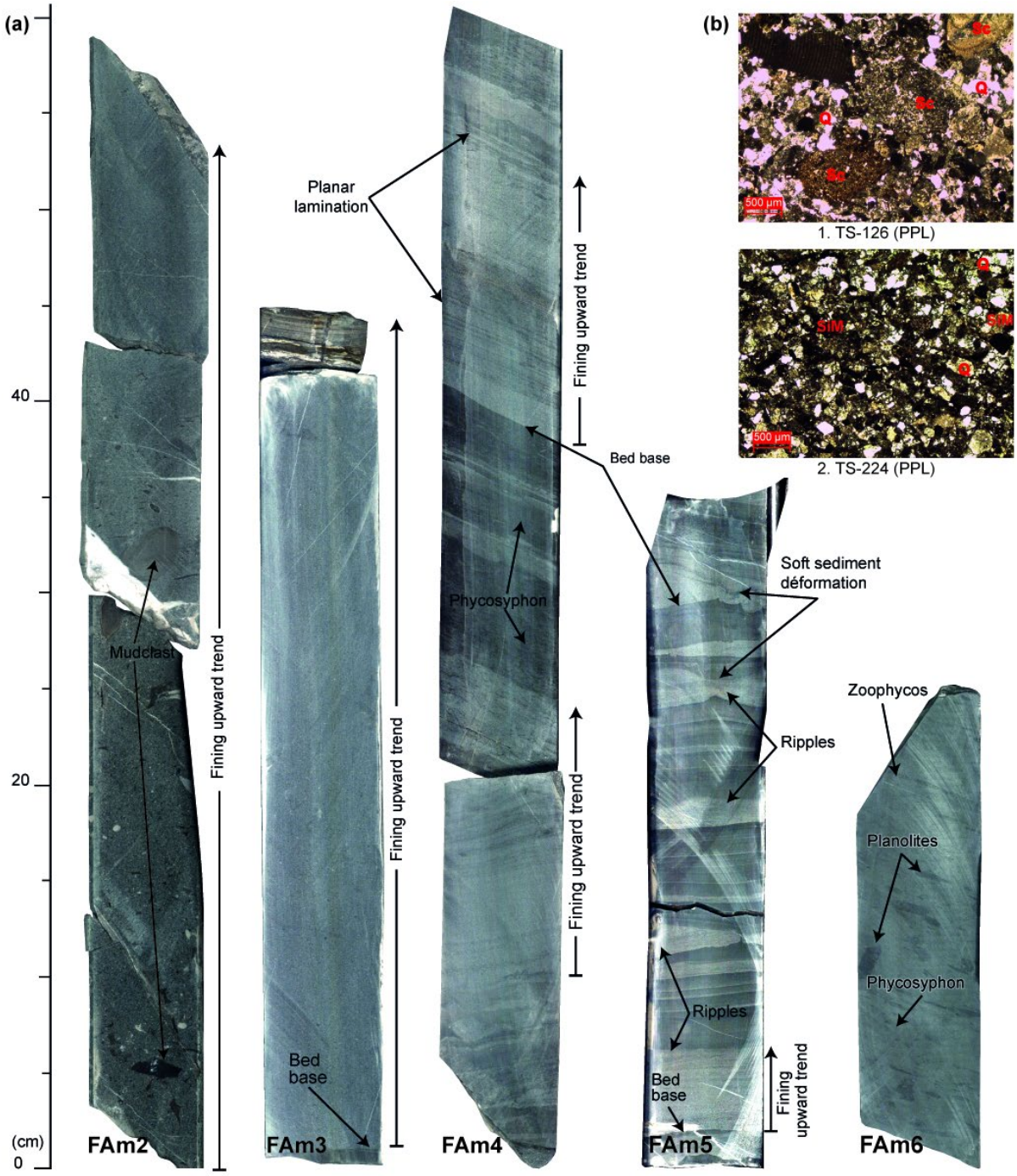


Figure. 10: (a) Well core photos of the four main facies associations present in the Lower Bourail Flysch Formation. These four facies association are described in Table 1. (b) Examples of micro-facies observed on thin sections from samples collected along the Lower Bourail Flysch Formation in the CADART-1 well. Stratigraphic position of each sample is indicated in Figure 4. 1: Poorly sorted, fine-grained sandstone with subangular quartz, sedimentary lithics and undifferentiated biogenic debris. 2: Well sorted, fine-grained sandstone with subangular quartz, feldspar and silicified mudrock clast.

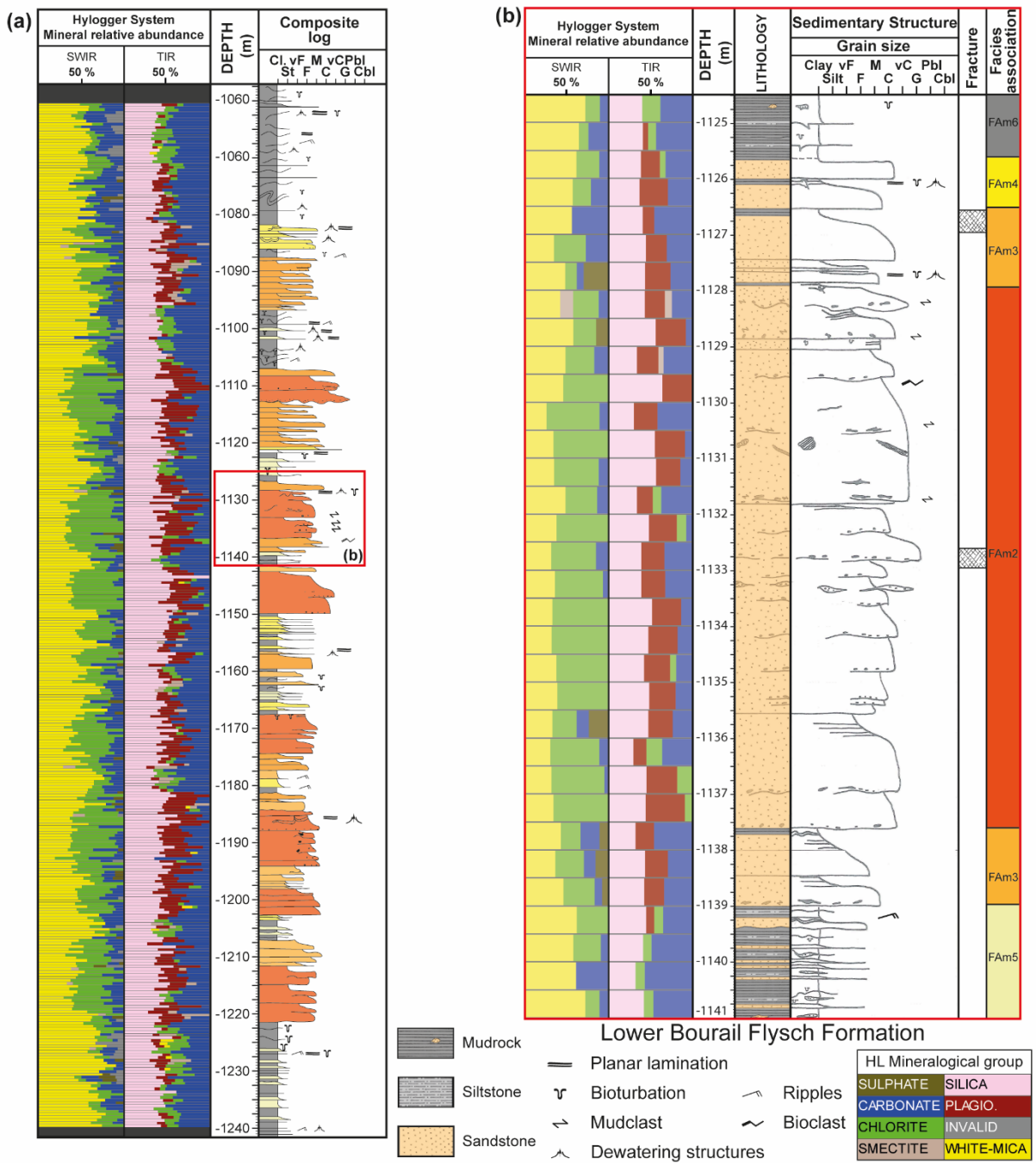


Figure. 11: (a) Synthetic sedimentological log (1:500 scale description) of the Lower Bourail Flysch Formation illustrating facies association successions in one of the sandy package. (b) Graphic sedimentary log (1:50 scale description) illustrating facies succession in a sandy-dominated interval. Hyperspectral data are shown in SWIR (short-wave infrared region) and TIR (thermal infrared region) wavelength domain. Cl= clay; St= silt; v.F= very fine; F= fine; M= medium; C= coarse; v.C= very coarse; G= granule; Pbl= pebbles; Cbl= cobbles.

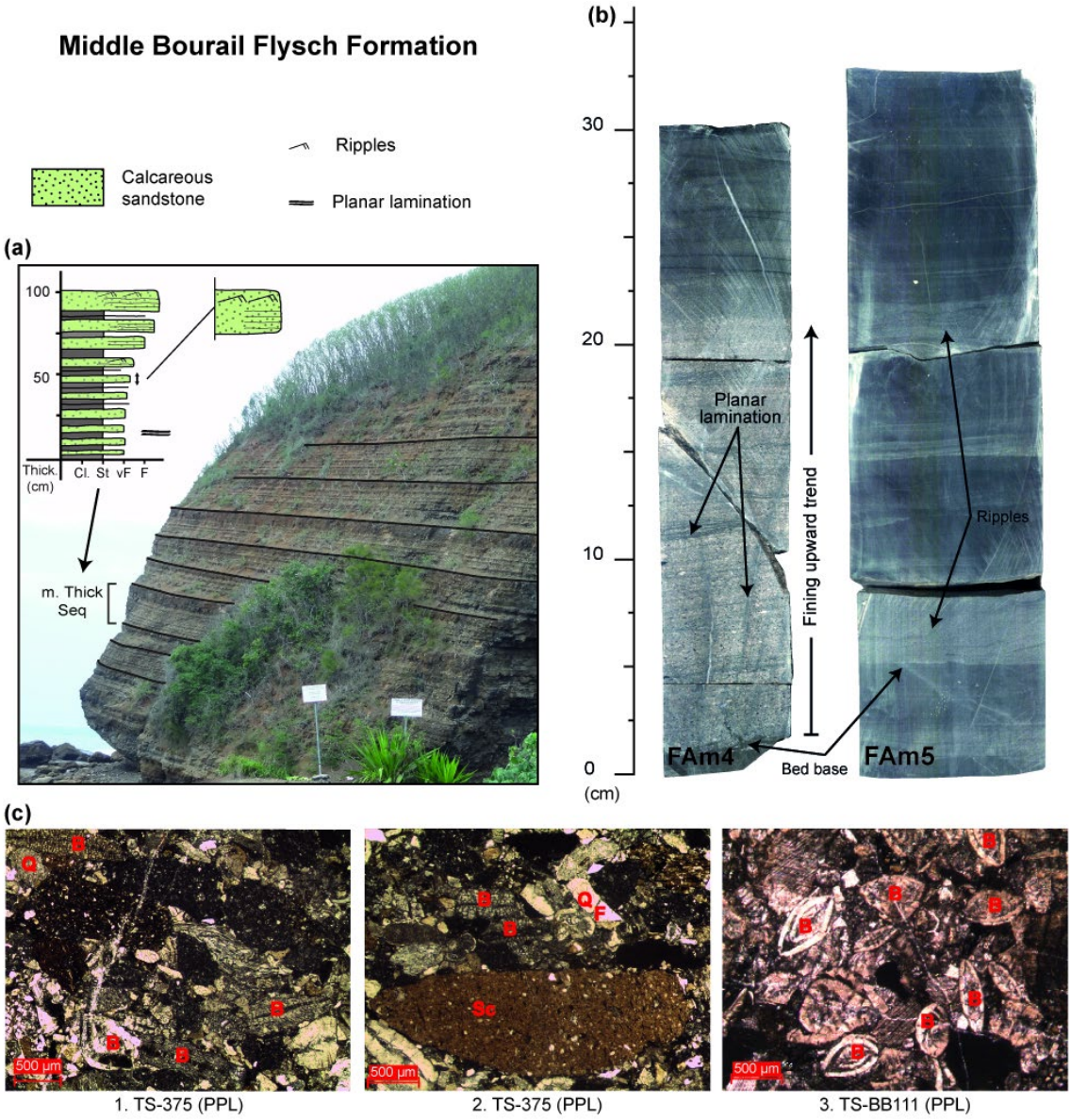
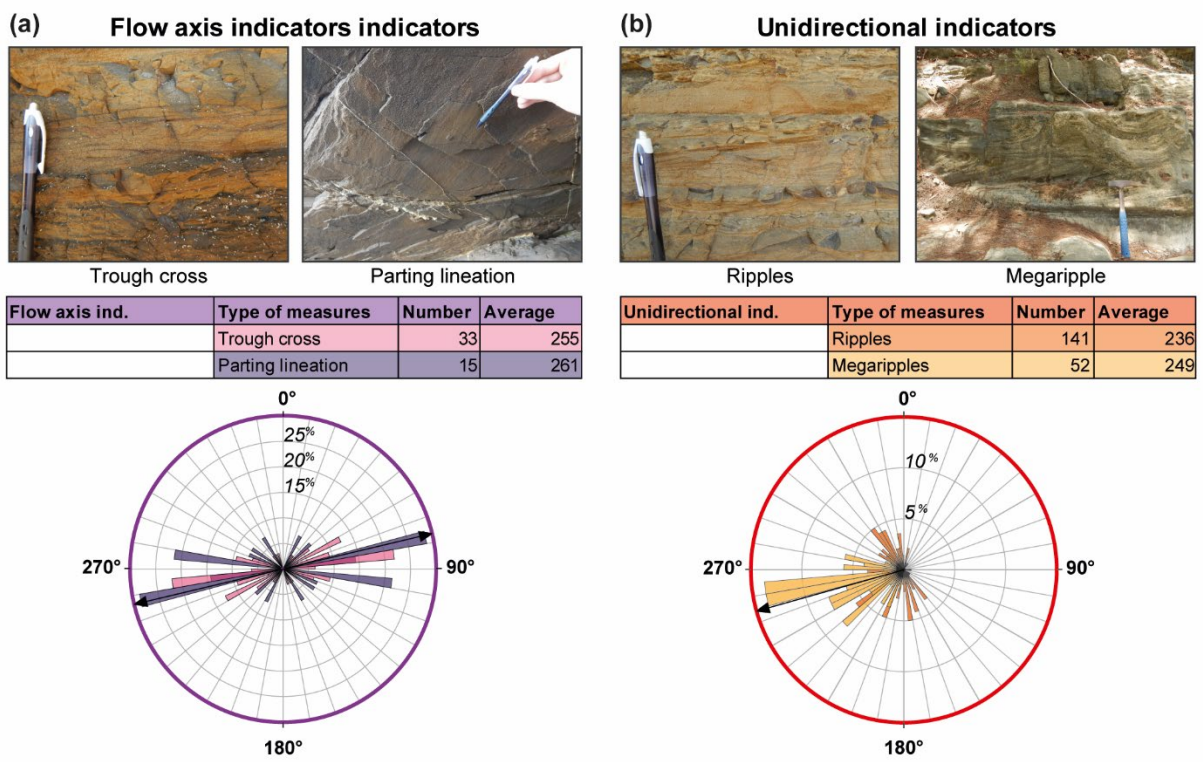


Figure. 12: (a) Typical coarsening and thickening upward metric sequence of calcareous sandstone present in the Middle Bourail Flysch Formation. (b) Photo of 2 mains facies association present in this formation. Cl= clay; St= silt; v.F= very fine; F= fine. (c) Examples of micro-facies observed on thin sections from samples collected along the Gouaro Formation in the CADART-1 well. Stratigraphic position of each sample is indicated in Figure 4. 1: Poorly sorted, medium-grained calcareous sandstone with benthic foraminifers, algae clasts and quartz grains. 2: Poorly sorted, medium to fine-grained calcareous sandstone with benthic foraminifers debris, angular to subangular quartz and feldspar grains and coarse grain size of sedimentary lithics. 3: Moderately to well sorted siliciclastic limestone with a grainstone texture and millimeter-thick benthic foraminifers (numulites). Q= Quartz; F= Feldspar; B= Benthic foraminifers; Sc= Sedimentary clast; PPL= Planar polarized light.



Flow axis ind.	Type of measures	Number	Average
	Trough cross	33	255
	Parting lineation	15	261

Unidirectional ind.	Type of measures	Number	Average
	Ripples	141	236
	Megaripples	52	249

Figure. 13: Paleocurrent measures taken on specific sedimentary structures. (a) Measures realized on flow axis indicators (Trough cross and parting lineation) with an ENE / WSW direction trend (N 78°E ± 180°). (b) Measures realized on unidirectional indicators with WSW direction trend (N242°E).

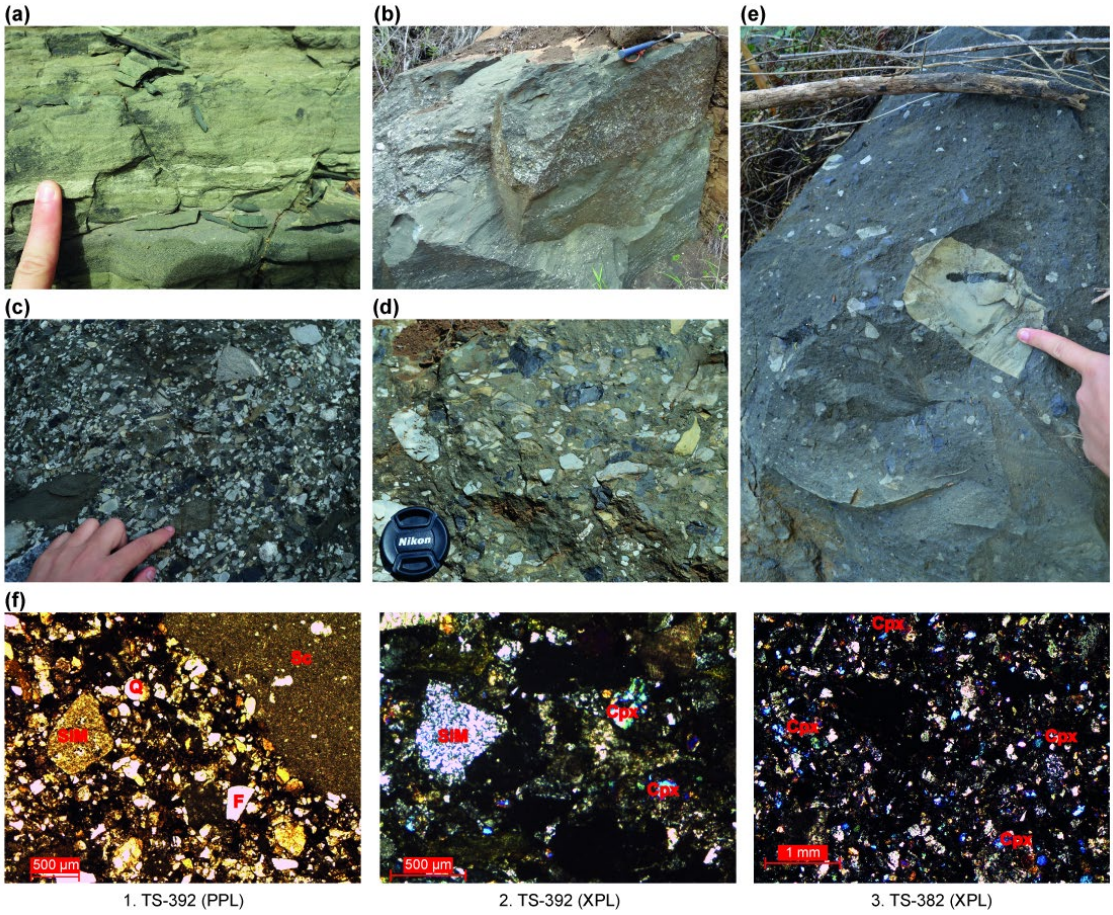


Figure. 14: Main features of the Upper Bourail Flysch Formation. (a) Centimetre-thick turbiditic bed of normal-graded, medium grained clinopyroxene-rich sandstone interbedded with argilites. (b) Meter-thick turbiditic bed of coarse grained clinopyroxene–rich sandstone with traction carpet marked by centimeter-thick sedimentary clasts. (c) Polygenic, clast supported, moderately sorted, subangular clasts breccia with a clinopyroxene-rich sandstone matrix. (d) Polygenic, matrix supported, subangular and moderately sorted breccia with micritic mudstone, silicified mudrock and sandstone clasts. (e) Poorly sorted, polygenic, matrix supported breccia with cpx-rich sandstone matrix. (f) Examples of micro-facies observed on thin sections from samples collected along the Gouaro Formation in the CADART-1 well. Stratigraphic position of each sample is indicated in Figure 4. 1: Moderately sorted, medium-grained sandstone with angular quartz and feldspar grains and subrounded sedimentary lithics as silicified mudrock clasts and siltstone clasts. 2: Well sorted, medium-grained clinopyroxene-rich sandstone with medium grain size silicified mudrock clasts. 3: Well sorted, fine-grained cpx-rich sandstone with presence of subrounded quartz, silicified mudrock clasts and micritic mudstone clasts. Q= Quartz; SiM= silicified mudrock clast; F= Feldspar; Cpx= Clinopyroxene; Sc= Sedimentary clast; PPL= Planar polarized light; XPL= Cross polarized light.

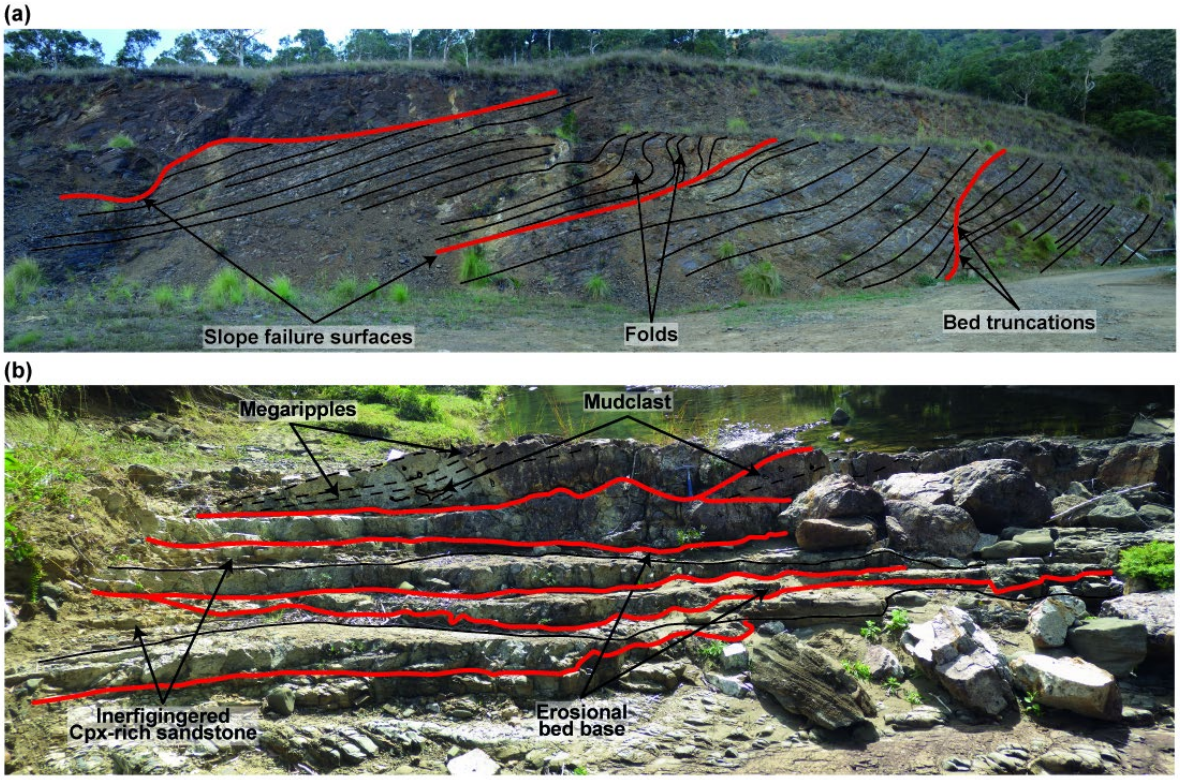


Figure. 15: Outcrops photos of different breccia facies present in the Upper Bourail Flysch Formation. (a) Outcrops panorama of the Upper Bourail Flysch member with typical cpx-rich lithofacies Ft4/Ft5 and slumped surfaces (red lines). (b) Interbedded Cpx-rich sandstone (yellow color) with thick bedded, erosional base (red line), moderately sorted, angular and polygenic clasts breccia (purple color) with megaripples (doted black line) which show a westward paleocurrent direction.

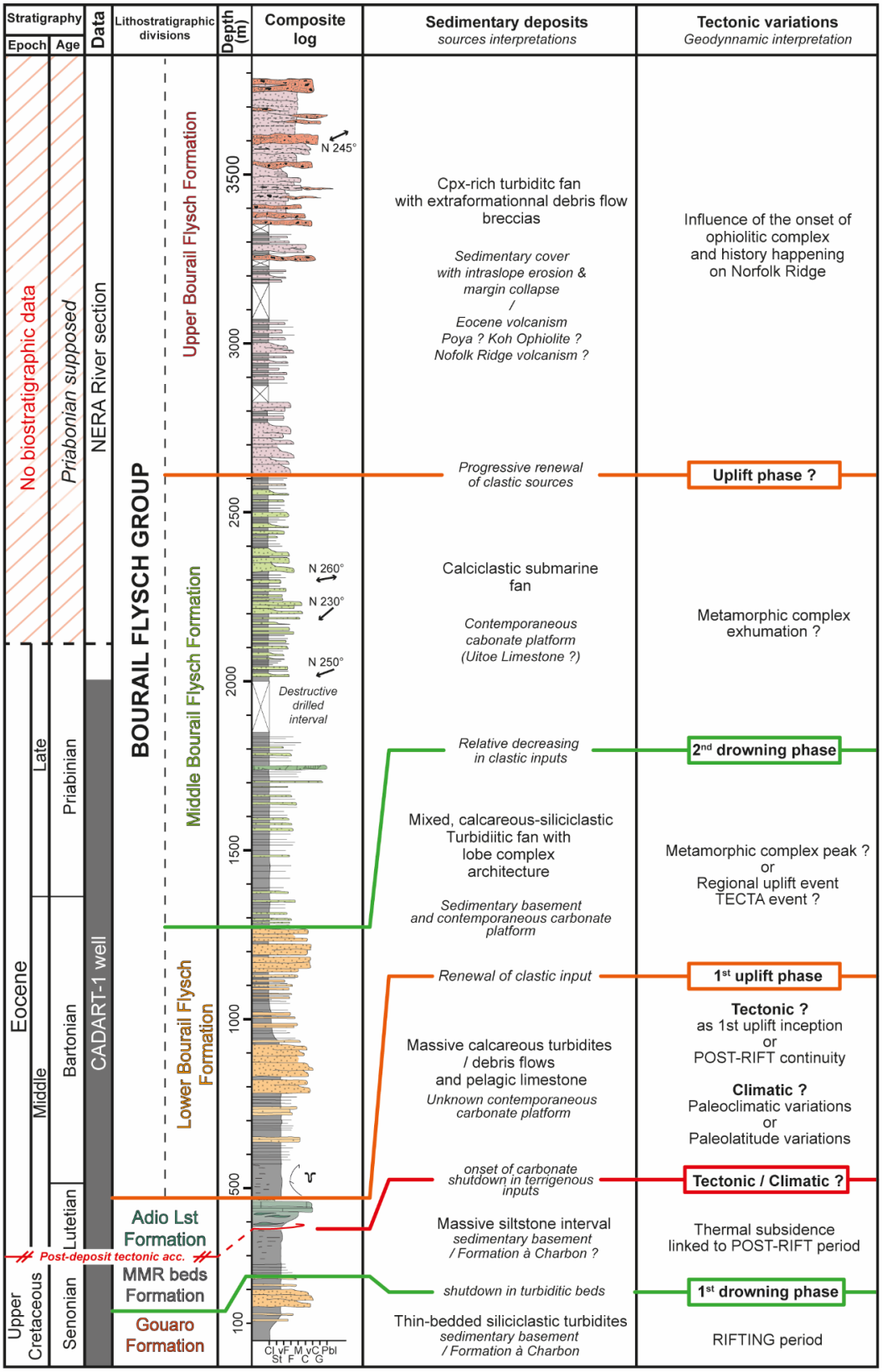


Figure. 16: Evolution of depositional change and interpretation of sedimentary processes, sources and vertical evolution of series present along the CADART-1 / Nera River section.

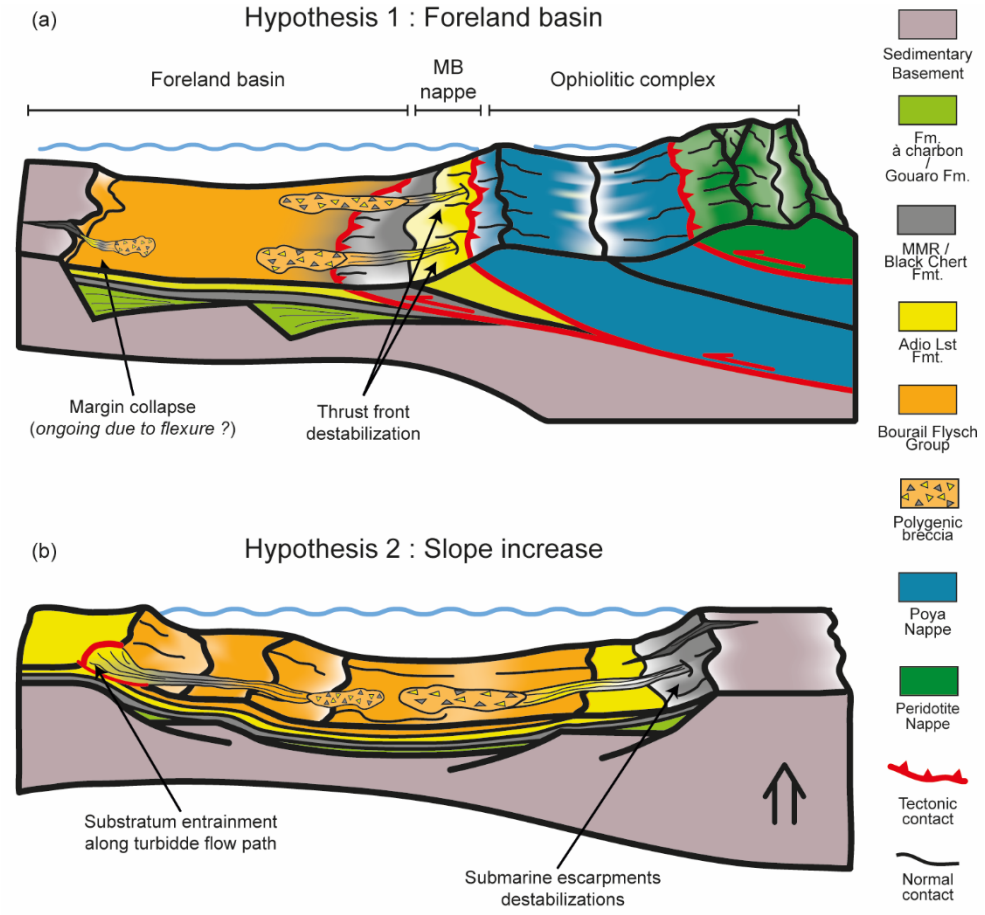


Figure. 17: Example of two geodynamic context which could generate breccia sedimentary process. (a) Breccia are formed in a foreland basin with an erosion of sedimentary nappes thrusted, as Maurizot et al. (In press-a) proposed for UBF breccia generation. (b) Breccia are formed by slope increase of Bourail basin margin which create erosion of upper cretaceous sedimentary cover.

Annexe V – Etats des connaissances des bassins sédimentaires de la Nouvelle-Calédonie et de sa ZEE entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur

Bordenave, A., Etienne, S., Maurizot, M., Razin, P., Collot, J., Patriat, M. & Grelaud, C. 2015. Etats des connaissances des bassins sédimentaires de la Nouvelle-Calédonie et de sa ZEE entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur. 15ème Congrès Français de Sédimentologie, 13-15 Octobre 2015, abstracts, Chambéry, France, 2077.

Aurelien Bordenave*[3,2,1], Samuel Etienne[1,2], Pierre Maurizot[2], Philippe Razin[3], Julien Collot[2], and Carine Grélaud[3]

[3]ENSEGID – Institut polytechnique de Bordeaux – 1 allée F. Daguin - 33607 Pessac Cedex, France
[2]Service Géologie de Nouvelle-Calédonie – Service de la Géologie de Nouvelle-Calédonie, Direction de l'Industrie, des Mines et de l'Energie de Nouvelle-Calédonie (DIMENC), B.P. 465 – 98845, Nouméa cedex, Nouvelle-Calédonie
[1]ADECAL Technopole – 1 bis, rue Berthelot, BP 2384, 98846 Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie

Résumé

La marge active Est Gondwanienne s'est développée dans un contexte de subduction de type andine entre le Permien et le Crétacé inférieur. Suite à une période de rifting régional au Crétacé supérieur, qui précède l'océanisation de la Mer de Tasman, le continent Zealandia se détache du Gondwana. A l'Eocène, une convergence majeure entraine l'obduction de matériel mantellique au Nord-Est du continent Zealandia, qui affleure aujourd'hui en Nouvelle-Calédonie (NC) sur plus d'un tiers de sa superficie. L'enregistrement sédimentaire de ces événements tectoniques est accessible 1) à l'affleurement dans la partie Ouest de la NC; 2) par un forage carotté dans la région de Bourail (sondage pétrolier CADART#1) qui a traversé les séries syn-rift à syn-obduction sur une épaisseur de plus de 1900m ; 3) par des profils sismiques dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie (BNC).
Un travail de recherche utilisant l'ensemble de ces données a été lancé afin de mieux comprendre l'architecture sédimentaire du remplissage de ces bassins entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur. Les séries sédimentaires sont aujourd'hui relativement bien cartographiées et identifiées à terre, mais une étude sédimentologique détaillée fait encore défaut. Cette analyse consistera à comprendre l'architecture des séries par l'étude des faciès et des géométries. Ces séries se mettent en place durant 3 périodes majeures :

- Entre le Coniacien et le Santonien, la sédimentation se caractérise par des dépôts syn-rift d'environnements fluvio-estuariens, dominés par des faciès gréseux aux géométries chenalisées et à structures sédimentaires témoignant d'une influence tidale, intercalés avec des niveaux à charbons (" Formation à Charbon ").
- Entre le Campanien et le Paléocène, des sédiments profonds enregistrent une phase post-rift consécutive à une subsidence thermique. Un système carbonaté (dont les faciès sont dominés par des mudstones à foraminifères planctoniques) se met en place progressivement.

- Durant tout l'Eocène, la géométrie des bassins et la sédimentation sont contraintes par la convergence qui aboutira à l'obduction avec la mise en place de plusieurs unités allochtones (Nappe des Montagnes Blanches, Unité de Poya et Nappe des Péridotites). Celles-ci engendrent un approfondissement par subsidence flexurale et une configuration de type bassin d'avant-pays. Dans la partie profonde de ce(s) bassin(s) (foredeep), un système gravitaire complexe (" Flysch Eocène ") s'installe. Localement, la présence de plates-formes carbonatées est interprétée comme témoins d'une sédimentation dans des contextes de type forebulge (e.g. Calcaires de Uitoé). Plus à l'Ouest en mer, le BNC révèle une géométrie asymétrique et des mouvements verticaux de l'ordre de plusieurs kilomètres et est interprété lui aussi comme un bassin flexural lié à l'épisode de convergence Eocène.

A terre, ce système gravitaire syntectonique, aux sources multiples, est organisée en une séquence grano et stratocroissante, avec une succession de calciturbidites, de turbidites silicoclastiques et volcanoclastiques, surmontées de brèches polygéniques issues des nappes adjacentes. Cette série est très bien conservée dans le forage carotté CADART#1 et une analyse détaillée apportera des informations cruciales sur l'identification et l'évolution des sources au cours du temps. Cela sera couplé avec des analyses hyperspectrales (scaner Hy-Logging) sur la totalité de la carotte.
La description sédimentologique détaillée de ce forage, les résultats du scanner, couplée avec les observations à l'affleurement et sur les données de sismique réflexion du Bassin de NC permettront de définir des modèles de dépôts, de reconstituer la paléogéographie détaillée et l'évolution tectono-sédimentaire de la région. Les principales questions adressées concernent la compréhension des transitions entre les différentes séries syn-rift à syn-obduction, l'identification de la provenance des dépôts sédimentaires, et l'édification de la paléogéographie régionale. Le but final est de faire la corrélation entre les observations à terre et dans le Bassin de Nouvelle-Calédonie.

Annexe VI – Paleogene sedimentary records onshore New Caledonia (south-west pacific): implications on the timing of the New Caledonian obduction

Bordenave, A., Etienne, S., Collot, J., Guillemaut, F., Maurizot, M., Razin, P., Grelaud, C., Patriat, M. & Clerc, C. 201. Paleogene sedimentary records onshore New Caledonia (South-West Pacific): implications on the timinf of the New Caledonian obduction. International Meeting of Sedimentology, 10-12 October 2017, conference paper, Toulouse, France

« International Meeting of Sedimentology 2017 – Toulouse, 10-12 October 2017 »

PALEOGENE SEDIMENTARY RECORDS ONSHORE NEW CALEDONIA (SOUTH-WEST PACIFIC): IMPLICATIONS ON THE TIMING OF THE NEW CALEDONIAN OBDUCTION

Aurélien BORDENAVE[(1,2,3,@)], Samuel ETIENNE[(2,3)], Julien COLLOT[(2)], Flora GUILLEMAUT[(1,2,3)], Pierre MAURIZOT[(2)], Philippe RAZIN[(1)], Carine GRÉLAUD[(1)], Martin PATRIAT[(4)], Camille CLERC[(5)]

[(1)] ADECAL Technopole (New Caledonia)

[(2)] Service Géologique de Nouvelle-Calédonie (New Caledonia)

[(3)] Ecole Nationale Supérieure en Environnement Géoressources et Ingénierie du Développement Durable, INP Bordeaux (France)

[(4)] IFREMER (France)

[(5)] Université de Nouvelle-Calédonie (New Caledonia)

[(@)] aurelien.bordenave@gouv.nc

Obductions are unusual tectonic events observed only in a few places over the world. The associated sedimentary records are generally poorly preserved and/or strongly tectonized. However, in New Caledonia, outcropping Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary successions and particularly Eocene “flysch-like” turbidites have been interpreted to record a major change in geodynamic regime from Late Cretaceous extension to Eocene compression, which would have led to the obduction of oceanic mantle onto the Norfolk Ridge continental ribbon. This study provides new descriptions of those successions from outcrops and from an extensively cored onshore petroleum well, CADART-1 (1700 m of cored succession from the Upper Cretaceous to the Late Eocene). Detailed sedimentological, stratigraphic and mineralogical descriptions, including facies analysis, biostratigraphic datings, petrographic point count analysis and hyperspectral core logging were performed and allow us to discuss the tectonostratigraphic evolution of New Caledonia during the Paleogene. The Upper Cretaceous comprises a transgressive syn to post-rift siliciclastic succession with deltaic

sandstones overlain by deepwater silicified mudstones. During the Paleocene, carbonate deposition prevailed with ca. 150 m-thick pelagic mudstones (*Globigerina* Limestones) and calciturbidites (Adio Limestones). At the Paleocene-Eocene boundary, these carbonates were abruptly overlain by a ca. 800 m-thick interval ranging from the Early to the Middle Eocene made up of siliciclastic, thin to medium-bedded turbidites (Lower Bourail Flysch). The resedimented material is mainly quartz, feldspar, and calcareous extraclasts likely to be derived from the pre-rift basement and cover of the Norfolk Ridge. During the Bartonian, a return to carbonate sedimentation was recorded with a 1 km-thick succession of thin-bedded bioclastic calciturbidites with benthic foraminifera (Middle Bourail Flysch), thought to be reworked from a coeval shallow water carbonate platform. In-situ shallow water carbonates are indeed known to be deposited onto the Norfolk Ridge basement during the Bartonian (Uitoé Limestones). Finally, during the Priabonian, the succession evolved into fine-grained volcaniclastic turbidites with an increasing content of clinopyroxenes, interbedded with coarsening and thickening-upward debris flow breccia (Upper Bourail Flysch) with extraformational angular clasts derived from the Upper Cretaceous and Paleogene sediments. This 4 km-thick succession has been previously interpreted to record deposition within a flexural basin, with volcaniclastic turbidites and extraformational breccia originating from thrusted nappes and calciturbidites evidencing the reworking of shallow carbonate platforms developed in a forebulge domain. However, the lack of material derived from ophiolitic nappes, the relatively distal and fine-grained character of turbidites and overall the deposition of deepwater deposits since the Late Cretaceous lead to explore alternative hypotheses. For example, the alternations between clastic-dominated and carbonate-dominated sedimentation are thought to reflect successive periods of carbonate platform development and drowning, which might be linked to subduction- related vertical movements but also to global paleoceanographic changes (eg. PETM...). We also discuss the origin of the breccia of the Upper Bourail flysch, notably whether such submarine intra-slope instabilities are derived from an active thrust front or from any other tectonic-related slope increase. Evaluating such hypotheses is key to address the origin of the Eocene flyschs of New Caledonia and ultimately should help to better understand the timing and tectonics of ophiolitic nappe emplacement.

Annexe VII – IODP 371 (Site Chapter U1507)

Sutherland, R., Dickens, G.R., Blum, P., Agnini, C., Alegret, L., Asatryan, G., Bhattacharya, J., **Bordenave, A.,** Chang, L., Collot, J., Cramwinckel, M.J., Dallanave, E., Drake, M.K., Etienne, S.J.G., Giorgioni, M., Gurnis, M., Harper, D.T., Huang, H.-H.M., Keller, A.L., Lam, A.R., Li, H., Matsui, H., Morgans, H.E.G., Newsam, C., Park, Y.-H., Pascher, K.M., Pekar, S.F., Penman, D.E., Saito, S., Stratford, W.R., Westerhold, T., Zhou, X., 2019. Site U1507. In Sutherland, R., Dickens, G.R., Blum, P., and the Expedition 371 Scientists, Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 371: College Station, TX (International Ocean Discovery Program).

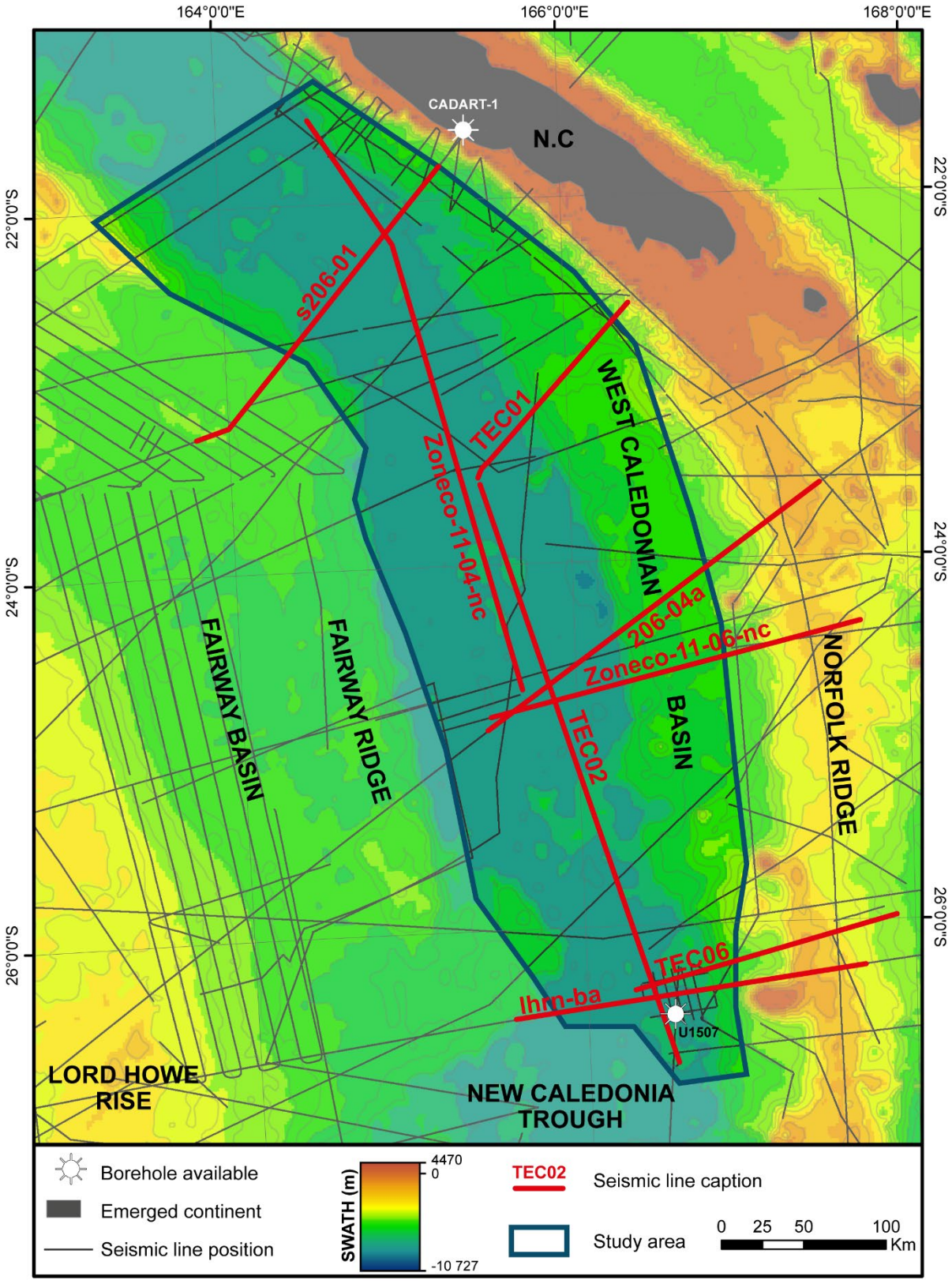
Abstract:

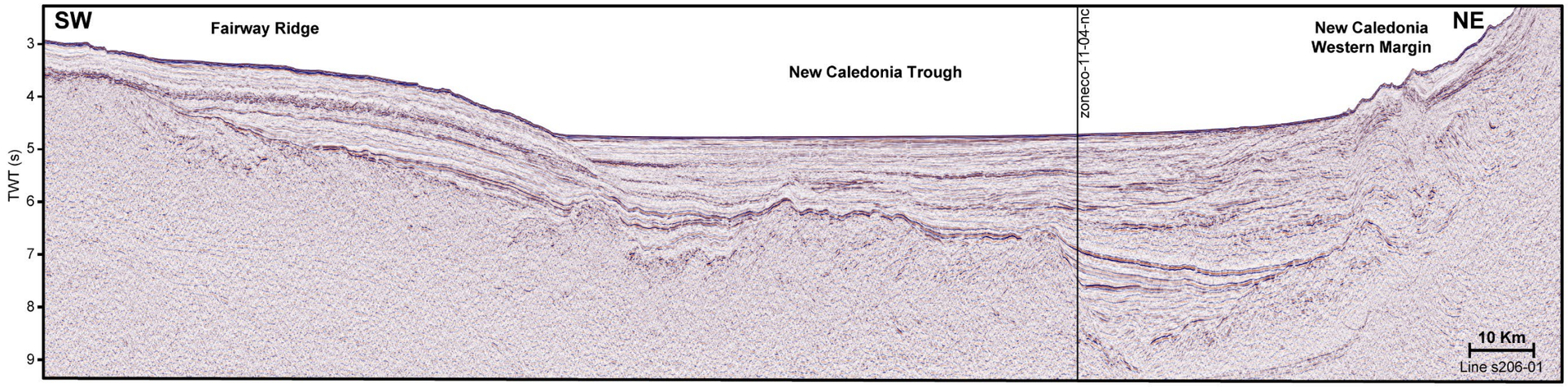
International Ocean Discovery Program (IODP) Expedition 371 drilled six sites (U1506–U1511) in the Tasman Sea, southwest Pacific, between 27 July and 26 September 2017. The primary goal was to understand Tonga-Kermadec subduction initiation through recovery of Paleogene sediment records. Secondary goals were to understand regional oceanography and climate through intervals of the Cenozoic, especially the Eocene. We recovered 2506 m of cored sediment and volcanic rock in 36.4 days of on-site drilling over a total expedition length of 58 days. The ages of strata at the base of each site were middle Eocene to Late Cretaceous. The cored intervals at five sites (U1506–U1510) sampled mostly nannofossil and foraminiferal ooze or chalk that contained volcanic or volcaniclastic intervals with variable clay content. Paleocene and Cretaceous sections at Site U1509 also contain calcareous clay and claystone. At Site U1511, a sequence of abyssal clay and diatomite was recovered with only minor amounts of carbonate. Wireline logs were collected at Sites U1507 and U1508.

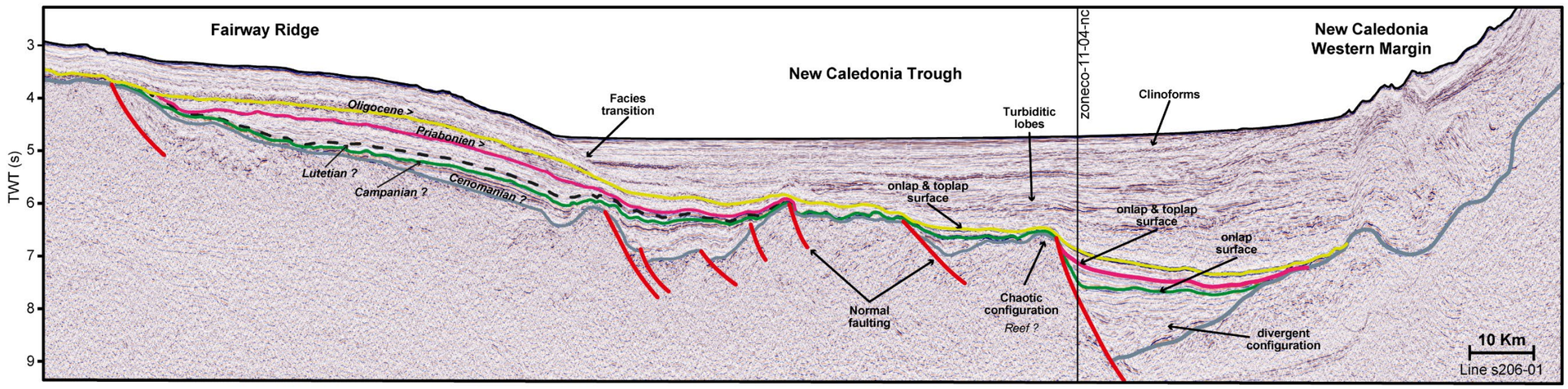
Our results provide the first firm basis for correlating lithostratigraphic units across a substantial part of northern Zealandia, including ties to onshore geology in New Caledonia and New Zealand. All six sites provide new stratigraphic and paleogeographic information that can be put into context through regional seismic stratigraphic interpretation and hence provide constraints on geodynamic models of subduction zone initiation. Evidence from Site U1507 suggests the northern New Caledonia Trough formed during an early stage of Paleogene tectonic change (before 44 Ma). Paleowater depth estimates from Site U1509 indicate that the Cretaceous Fairway-Aotea-Taranaki Basin dramatically deepened (~2000 m) at a similar time. Northern Lord Howe Rise at Site U1506 rose to sea level at ~50 Ma and subsided back to bathyal depths (600–1000 m) by 45 Ma. In contrast, southern Lord Howe Rise, at least near Site U1510, experienced its peak of transient uplift at ~40–30 Ma. A pulse of convergent plate failure took place across the southern part of the region (Sites U1508–U1511) between 45 and 35 Ma. Uplift of Lord Howe Rise was associated with intraplate volcanism, whereas volcanic activity on Norfolk Ridge near Site U1507 started at ~38 Ma and may relate to subduction.

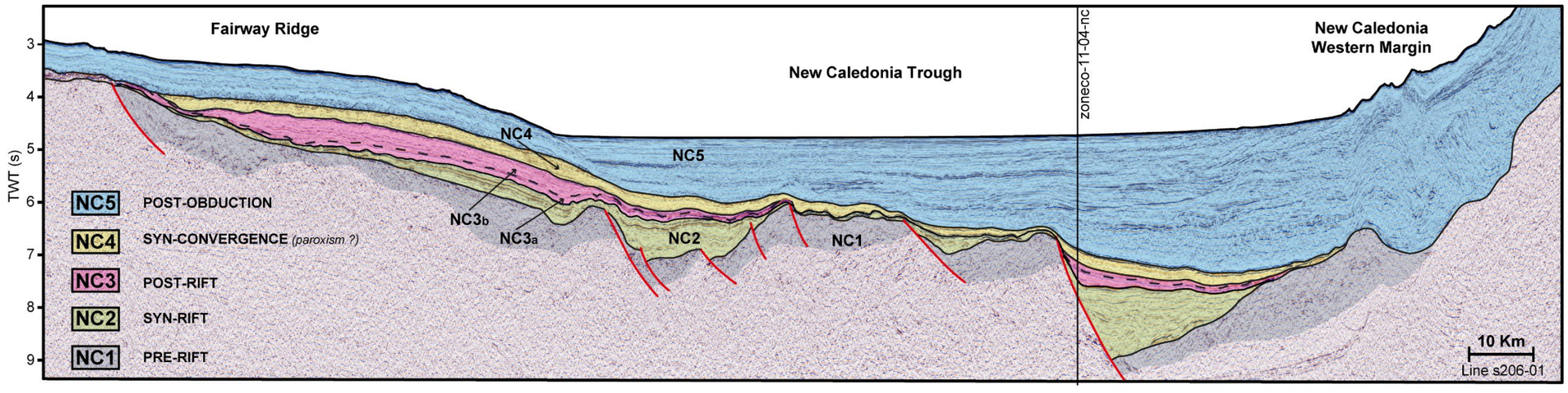
Shipboard observations made using cores and logs represent a substantial gain in fundamental knowledge about northern Zealandia. Prior to Expedition 371, only Deep Sea Drilling Project Sites 206, 207, and 208 had penetrated beneath upper Eocene strata in the region. Our samples and results provide valuable new constraints on geodynamic models of subduction initiation because they reveal the timing of plate deformation, the magnitude and timing of vertical motions, and the timing and type of volcanism. Secondary drilling objectives focused on paleoclimate topics were not fully completed, but significant new records were obtained that should contain information on Cenozoic oceanography and climate in the southwest Pacific.

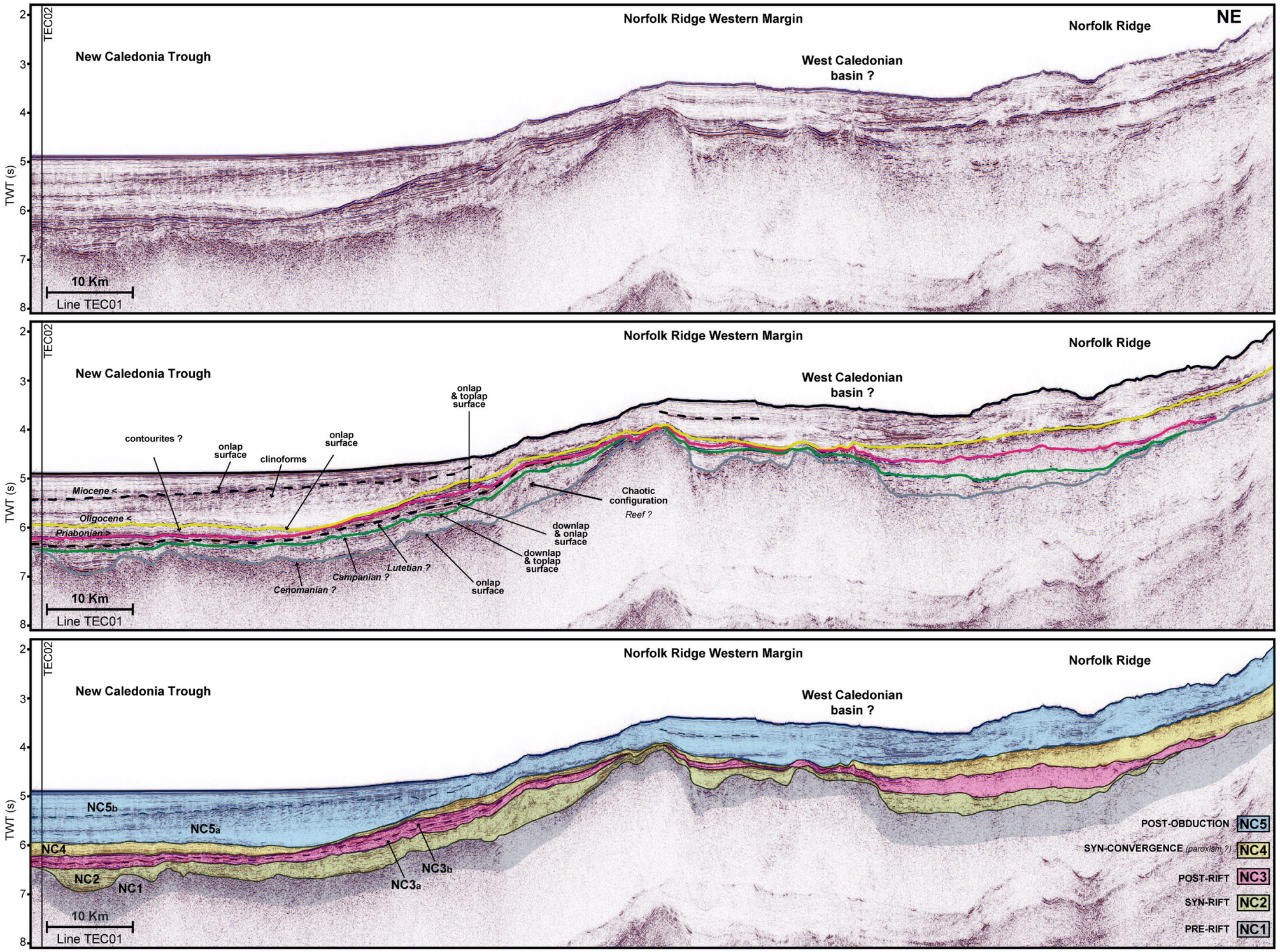
Annexe VIII – Interprétations lignes sismiques



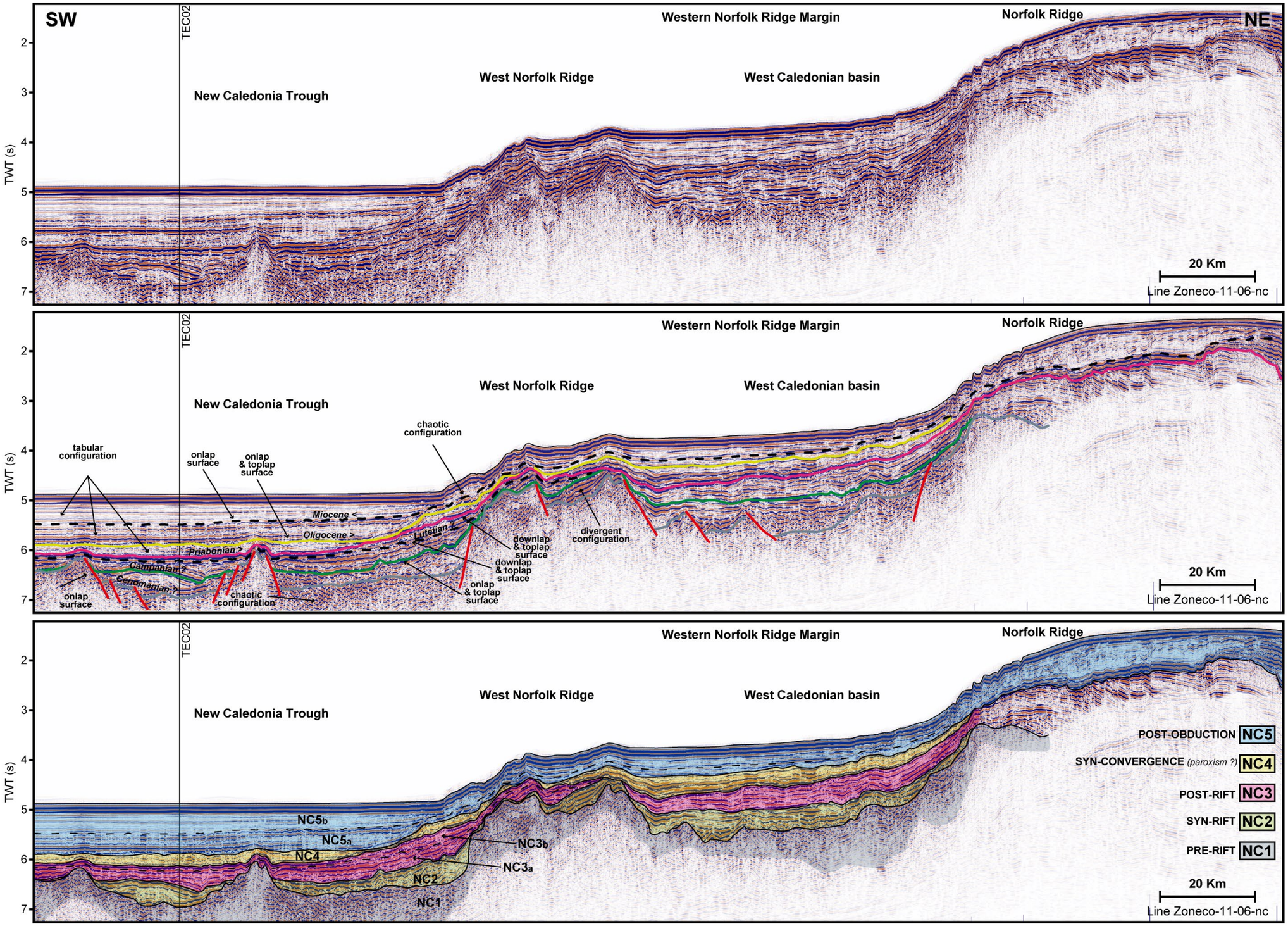

SW
Fairway Ridge
New Caledonia Trough
zoneco-11-04-nc
New Caledonia
Western Margin
NE
TWT (s)
3
4
5
6
7
8
9
10 Km
Line s206-01

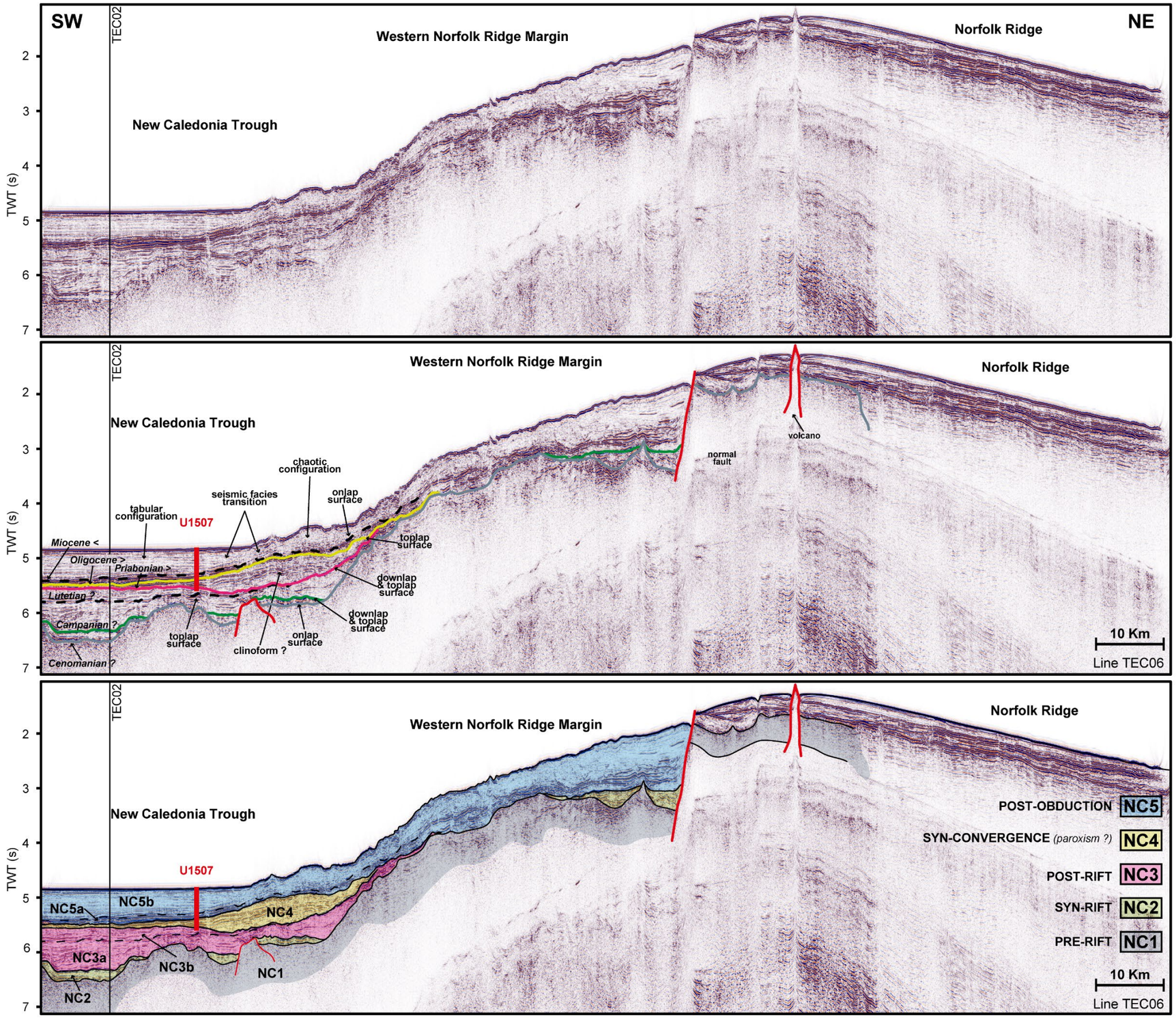

Fairway Ridge
New Caledonia Trough
zoneco-11-04-nc
New Caledonia
Western Margin
TWT (s)
Oligocene >
Priabonien >
Lutetian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
Facies
transition
Turbiditic
lobes
Clinoforms
onlap & toplap
surface
onlap & toplap
surface
onlap
surface
Normal
faulting
Chaotic
configuration
Reef ?
divergent
configuration
10 Km
Line s206-01

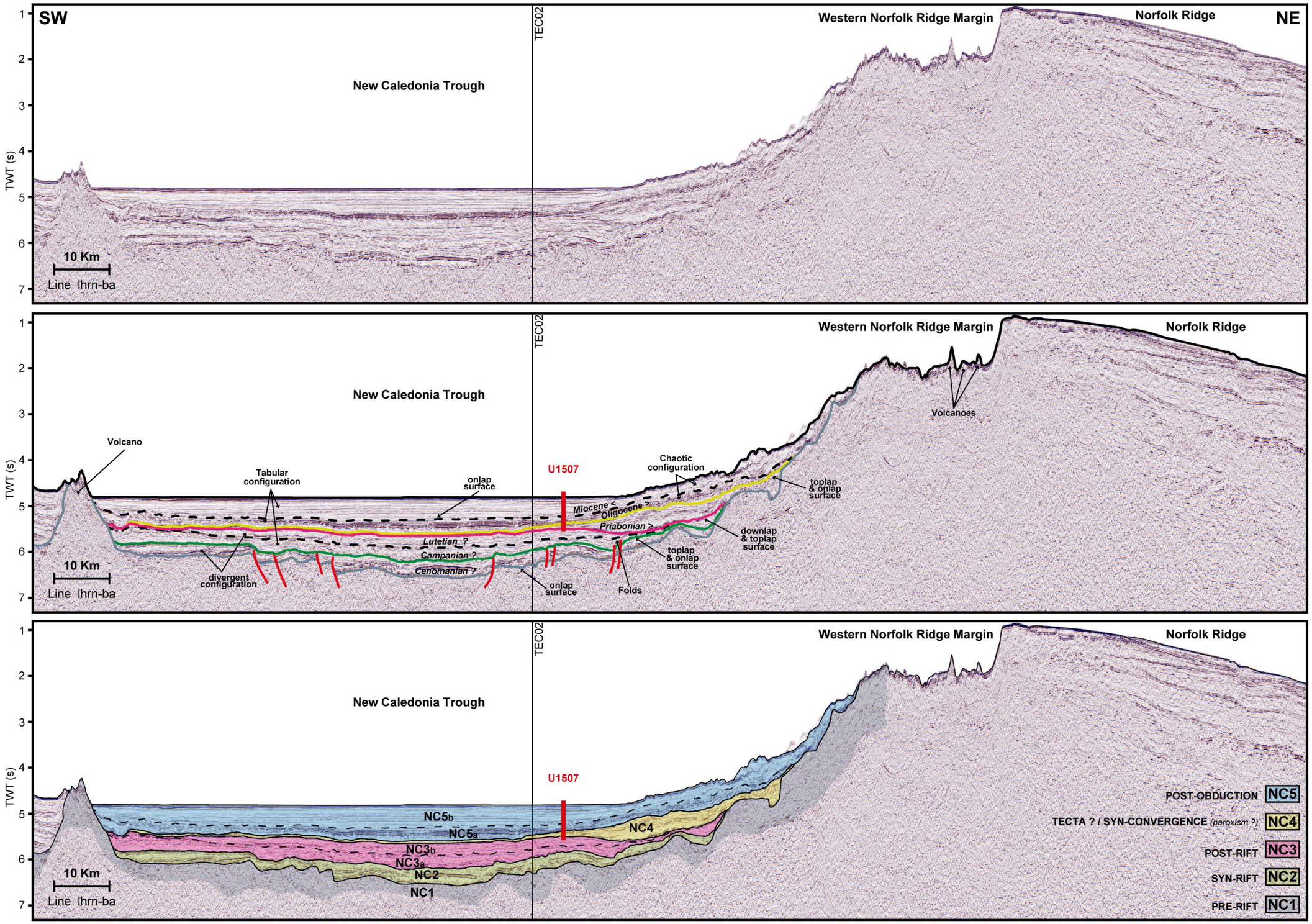

Fairway Ridge
New Caledonia Trough
zoneco-11-04-nc
New Caledonia
Western Margin
TWT (s)
NC4
NC5
NC3b
NC3a
NC2
NC1
NC5 POST-OBDUCTION
NC4 SYN-CONVERGENCE (paroxism ?)
NC3 POST-RIFT
NC2 SYN-RIFT
NC1 PRE-RIFT
10 Km
Line s206-01

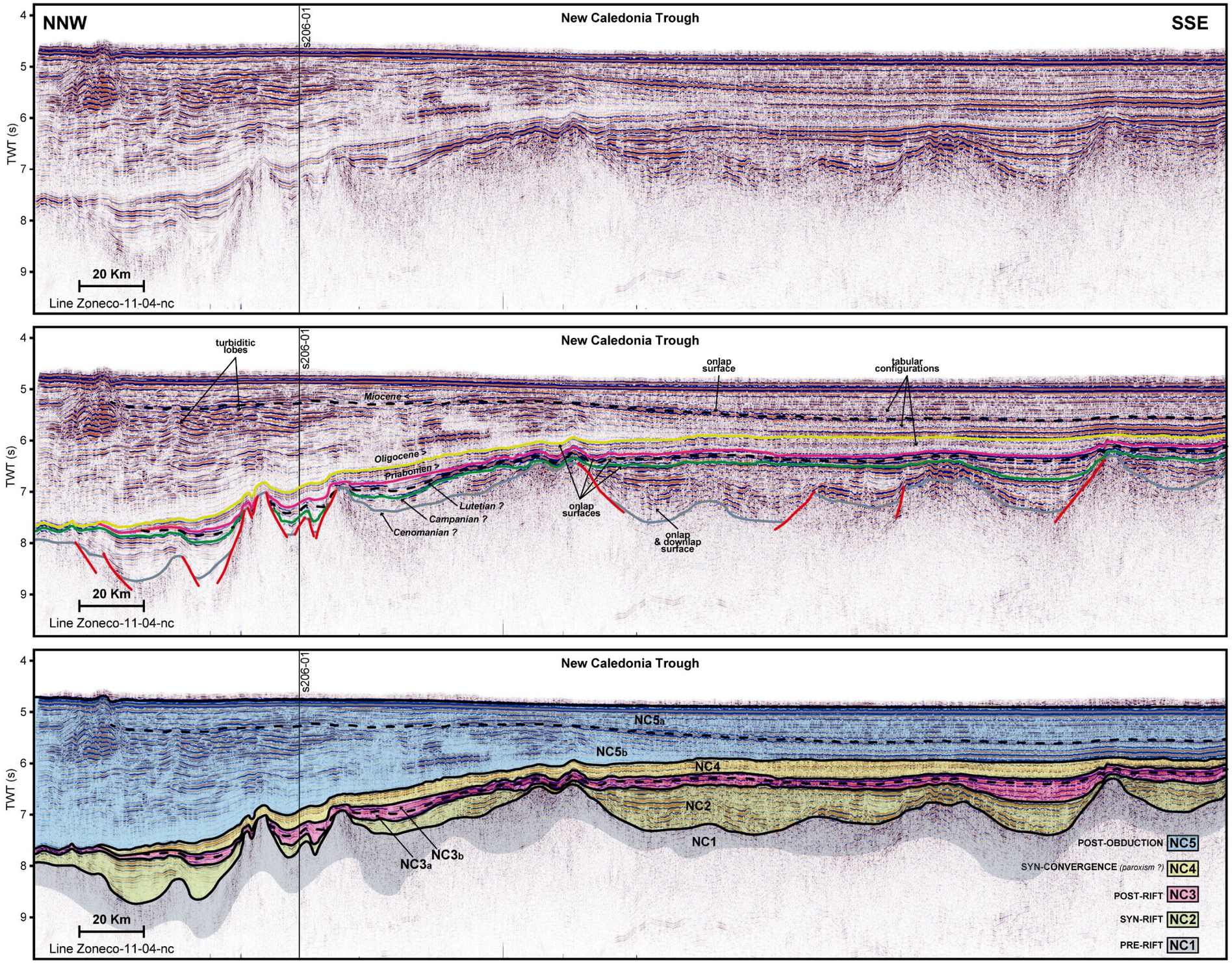

TEC02
New Caledonia Trough
Norfolk Ridge Western Margin
West Caledonian basin ?
Norfolk Ridge
NE
TWT (s)
10 Km
Line TEC01
contourites ?
onlap surface
clinoforms
onlap surface
onlap & toplap surface
Chaotic configuration
Reef ?
Miocene <
Oligocene <
Priabonian >
downlap & onlap surface
downlap & toplap surface
Lutetian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
onlap surface
NC5b
NC5a
NC4
NC2
NC1
NC3b
NC3a
POST-OBDUCTION NC5
SYN-CONVERGENCE (paroxism, ?) NC4
POST-RIFT NC3
SYN-RIFT NC2
PRE-RIFT NC1

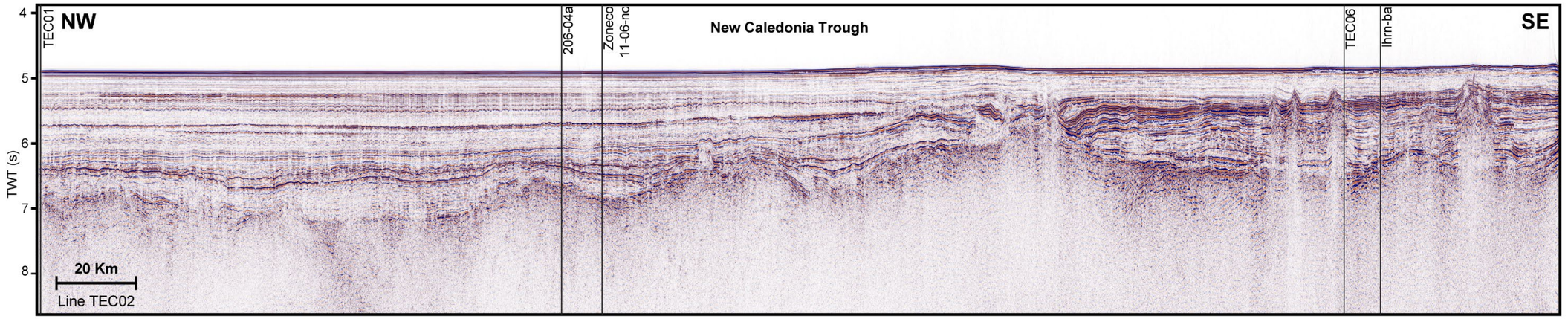
SW
NE
TEC02
Western Norfolk Ridge Margin
Norfolk Ridge
West Caledonian basin
West Norfolk Ridge
New Caledonia Trough
TWT (s)
2
3
4
5
6
7
10 Km
Line 206-04a
toplap & downlap surface
onlap surfaces
contourite
Miocene <
Oligocene >
Priabonian >
Campanian ?
Cenomanian ?
normal faults
folds ?
Lutetian ?
onlap surfaces
divergent configuration
folds
NC5b
NC5a
NC4
NC3a
NC3b
NC2
NC1
?
POST-OBDUCTION NC5
SYN-CONVERGENCE (paroxism ?) NC4
POST-RIFT NC3
SYN-RIFT NC2
PRE-RIFT NC1

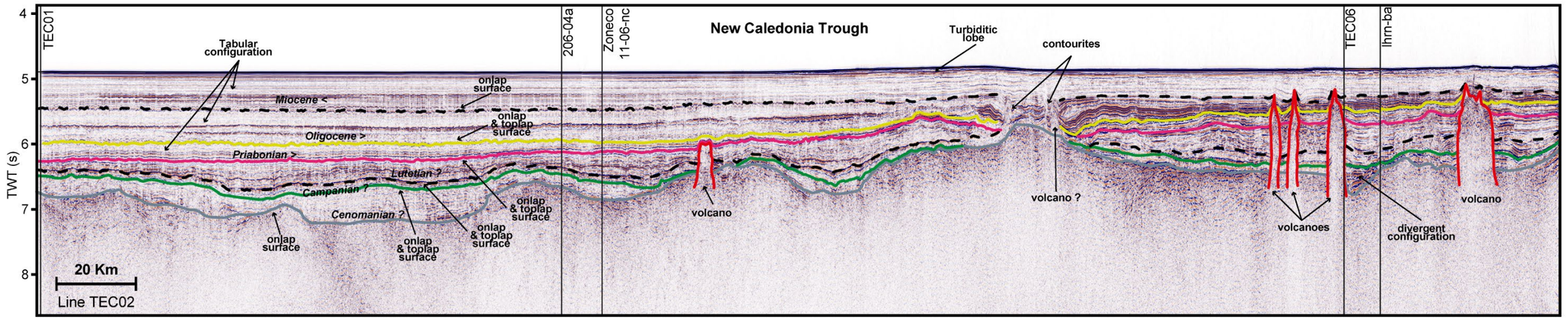

SW
NE
TEC02
Western Norfolk Ridge Margin
Norfolk Ridge
West Norfolk Ridge
West Caledonian basin
New Caledonia Trough
TWT (s)
20 Km
Line Zoneco-11-06-nc
tabular configuration
onlap surface
onlap & toplap surface
chaotic configuration
Miocene <
Oligocene >
Lutetian ?
Priabonian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
downlap & toplap surface
divergent configuration
onlap & toplap surface
NC5b
NC5a
NC4
NC3b
NC3a
NC2
NC1
POST-OBDUCTION NC5
SYN-CONVERGENCE (paroxism ?) NC4
POST-RIFT NC3
SYN-RIFT NC2
PRE-RIFT NC1

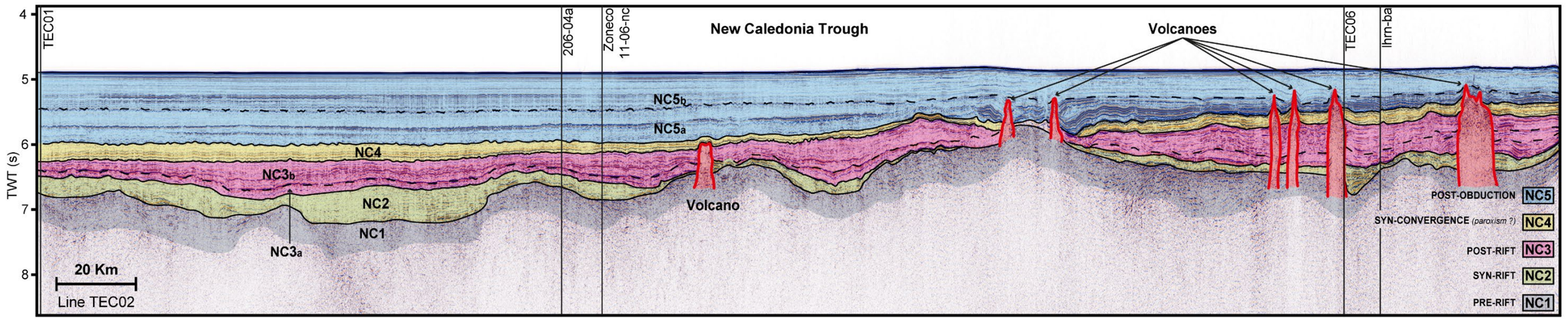

SW
NE
TEC02
Western Norfolk Ridge Margin
Norfolk Ridge
New Caledonia Trough
TWT (s)
2
3
4
5
6
7
tabular configuration
U1507
seismic facies transition
chaotic configuration
onlap surface
toplap surface
downlap & toplap surface
normal fault
volcano
Miocene <
Oligocene >
Priabonian >
Lutetian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
clinoform ?
10 Km
Line TEC06
NC5a
NC5b
NC4
NC3a
NC3b
NC2
NC1
POST-OBDUCTION
NC5
SYN-CONVERGENCE (paroxism ?)
NC4
POST-RIFT
NC3
SYN-RIFT
NC2
PRE-RIFT
NC1


SW
NE
TEC02
New Caledonia Trough
Western Norfolk Ridge Margin
Norfolk Ridge
TWT (s)
10 Km
Line Ihrn-ba
Volcano
Tabular configuration
onlap surface
divergent configuration
Lutetian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
U1507
Miocene <
Oligocene >
Priabonian >
Chaotic configuration
toplap & onlap surface
downlap & toplap surface
Volcanoes
Folds
NC5b
NC5a
NC4
NC3b
NC3a
NC2
NC1
POST-OBDUCTION NC5
TECTA ? / SYN-CONVERGENCE (paroxism ?) NC4
POST-RIFT NC3
SYN-RIFT NC2
PRE-RIFT NC1


NNW
SSE
New Caledonia Trough
s206-01
TWT (s)
4
5
6
7
8
9
20 Km
Line Zoneco-11-04-nc
turbiditic lobes
Miocene
Oligocene ?
Priabonien ?
Lutetian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
onlap surfaces
onlap surface
tabular configurations
onlap & downlap surface
NC5a
NC5b
NC4
NC2
NC1
NC3a
NC3b
POST-OBDUCTION NC5
SYN-CONVERGENCE (paroxism ?) NC4
POST-RIFT NC3
SYN-RIFT NC2
PRE-RIFT NC1


NW
SE
TEC01
206-04a
Zoneco 11-06-nc
New Caledonia Trough
TEC06
lhrn-ba
TWT (s)
4
5
6
7
8
20 Km
Line TEC02


TEC01
206-04a
Zoneco 11-06-nc
New Caledonia Trough
TEC06
lhrn-ba
TWT (s)
Tabular configuration
Miocene <
Oligocene >
Priabonian >
Lutetian ?
Campanian ?
Cenomanian ?
onlap surface
onlap & toplap surface
Turbiditic lobe
contourites
volcano
volcano ?
volcanoes
divergent configuration
20 Km
Line TEC02


TEC01
206-04a
Zoneco 11-06-nc
New Caledonia Trough
TEC06
lhrn-ba
TWT (s)
Volcanoes
NC5b
NC5a
NC4
NC3b
NC2
NC1
NC3a
Volcano
20 Km
Line TEC02
POST-OBDUCTION NC5
SYN-CONVERGENCE (paroxism ?) NC4
POST-RIFT NC3
SYN-RIFT NC2
PRE-RIFT NC1