



Présentatior

L'archipel néo-calédonien s'insère dans une zone complexe composée de bassins océaniques ou à croûte continentale amincie, de lanières continentales en grande partie immergées et de chaînes ou d'arcs volcaniques qui s'organisent entre le domaine continental australien à l'Est et le vaste domaine océanique du Pacifique à l'Ouest (Kroenke, 1984; Schellart, 2006). Les bassins se sont ouverts dès le Crétacé inférieur à l'aplomb d'une vaste zone de subduction à pendage ouest, aujourd'hui disparue, qui s'est propagée vers l'Est et le NE, entraînant la fragmentation de la marge Est gondwanienne. D'Ouest en Est on distingue (Figure 4) :

- La mer de Tasman est un bassin océanique profond ouvert en éventail depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Paléocène supérieur, imposant un mouvement de rotation antihoraire de l'ensemble situé plus à l'est et entraînant son isolement (Gaina et al., 1998; Hayes Dennis & Ringis, 1973).

- La ride de Lord Howe est un ensemble continental submergé (Klingelhoefer et al., 2007). Deux forages DSDP y ont recoupés des sédiments du Crétacé au Paléocène comparables à ceux de Nouvelle-Calédonie et de Nouvelle-Zélande. L'ensemble est recoupé par plusieurs alignements NS de volcans intraplaques (dont la chaîne des Chesterfield) résultants d'une activité volcanique de point chaud depuis l'Eocène terminal (Missègue & Collot, 1987). A l'Ouest de la ride se trouve le bassin de Middleton à croûte continentale amincie et la ride de Dampier de nature continentale (Jongsma & Mutter, 1978; McDougall et al., 1981).

- Le bassin de Fairway possède une croûte continentale amincie qui se connecte vers le Sud avec le bassin d'Aotea en Nouvelle-Zélande (Collot et al., 2009; Klingelhoefer et al., 2007)

- La ride de Fairway est de nature continentale, enfouie sous les sédiments par endroits, qui sépare le bassin de Fairway du bassin de Nouvelle-Calédonie et se connecte vers le Sud avec la ride de Norfolk ouest (Collot et al., 2009; Exon et al., 2007).

- Le bassin de Nouvelle-Calédonie repose sur une croûte continentale très amincie au droit de la Nouvelle-Calédonie (Klingelhoefer et al., 2007) et présente la structure dissymétrique d'un bassin d'avant pays penté vers le NE avec une couverture sédimentaire atteignant par endroit 6 km d'épaisseur. Cette structure est mise en relation avec la subduction éocène connue sur la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie (Collot et al., 2008). Plus au Sud, le bassin présente une croûte de type océanique en même temps que la couverture sédimentaire s'amenuise (Lafoy et al., 2005).

- La ride de Norfolk qui porte la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie et se raccorde vers le Sud à la masse continentale de Nouvelle-Zélande, est une lanière continentale, immergée pour l'essentiel.

- Le bassin sud Loyauté présente un épais recouvrement sédimentaire (jusqu'à 8 km d'épaisseur) reposant sur une croûte océanique qui se raccorde aux nappes ophiolitiques obductées sur la Grande-Terre (Collot et al., 1987). Le bassin s'est ouvert de manière synchrone avec celui de la mer de Tasman.

- La ride des Loyauté se prolonge vers le Nord dans la zone d'Entrecasteaux au prix d'une virgation importante et vers le Sud dans la ride des Trois Rois par l'intermédiaire de la fracture de Cook (Kroenke & Eade, 1982). C'est un domaine mal connu, constituée d'un alignement d'édifices volcaniques, recouvert par des formations récifales. Cependant, si l'on prend en compte son lien possible vers le Nord avec la ride d'Entrecasteaux (où dans le guyot Bougainville des andésites d'âge Eocène ont été forées ; Collot et al., 1992) et sa continuité vers le Sud avec la ride des Trois Rois (où des shoshonites éocènes ont été draguées; Bernardel et al., 2003 ; Mortimer, 1998) la ride des Loyauté est majoritairement considérée dans la littérature comme un arc insulaire volcanique éocène, en cohérence avec la géologie de la Grande-Terre de Nouvelle-Calédonie.

Le bassin nord-Loyauté et le bassin sud-Fidjien sont de nature océanique, arrière arc, ouverts selon les auteurs entre l'Eocène et le Miocène (Herzer et al., 2009 ; Maillet et al., 1983 ; Sdrolias et al., 2003. Mortimer et al., 2007).

- La fosse et l'arc volcanique du Vanuatu marquent l'une des deux limites actuelles convergentes actives entre plaque pacifique et australienne. La subduction qui remonte au Miocène est à plongement est contrairement à la logique d'ensemble de la marge ouest pacifique.

- Le bassin nord-Fidjien est apparu il y a environ 10 Ma à l'arrière de la subduction du Vanuatu (Malahoff et al., 1982 ; Pelletier et al., 1993). Avec plus de 4000 km de frontières divergentes actives (dorsales en étoiles et transformantes) dans un triangle de seulement 1500 km de côté, c'est une des zone d'expansion les plus actives du globe et un des plus haut points du géoïde (Malahoff & Larue, 1979), qui suppose l'existence d'une anomalie thermique de grande étendue du manteau sous jacent.

- Le linéament du Vitiaz (Pelletier & Auzende, 1996) représente les restes d'un système arc-fosse, à plongement sud, crétacé supérieur - paléogène, aujourd'hui inactif qui aurait donné naissance à une partie des bassins marginaux les plus anciens du Pacifique sud-ouest. Le fonctionnement de cet arc aurait été bloqué par l'arrivée du plateau océanique d'Otong Java, relayé alors par celui du Vanuatu de vergence opposée.

Si l'on fait exception des Chestefield, atolls en partie édifiés sur des volcans intra-océaniques et de Mattew et Hunter, volcans situés sur l'extrémité sud de l'arc insulaire du Vanuatu, le territoire de la Nouvelle-Calédonie émerge dans cet ensemble sur les deux rides parallèles de Norfolk et des Loyauté, séparées par une centaine de kilomètres.

Les îles qui émergent de la ride des Loyauté correspondent à d'anciens atolls construits sur un alignement d'édifices volcaniques. Les rares dragages sur les flancs de la ride ont remonté des formations volcaniques ou sédimentaires d'âge Oligocène moyen à Miocène inférieur (Pelletier, 2006). Deux minuscules pointements volcaniques sont connus sur l'île de Maré, correspondant à des basaltes alcalins OIB¹ de type point chaud, datés du Miocène supérieur (9-11 Ma; Baubron et al., 1976). Les calcaires récifaux ou à rhodolites les plus anciens sont datés du Miocène moyen (14 - 15 Ma; Maurizot & Lafoy, 2003) et sont contemporains du même type de volcanisme. La construction des atolls s'est poursuivie jusqu'à l'Holocène. Deux hypothèses sont avancées

1) La ride correspondrait à un ancien arc insulaire volcanique intraocéanique d'âge éocène, contemporain de la subduction vers le NE et du fonctionnement de la zone de convergence observée à la même époque au niveau de la Grande-Terre, réaffecté par un volcanisme de type point chaud plus récent (Maillet et al., 1983; Cluzel et al., 2001 ; Schellart et al., 2006).

2) La ride résulterait d'une activité magmatique anorogénique en contexte distensif (Rigolot et al., 1988).

La Grande-Terre qui émerge sur la terminaison nord de la ride de Norfolk est composée

1) de noyaux composites assemblés pendant une période de convergence allant du Carbonifère supérieur au Crétacé inférieur (cycle ante-sénonien, 300 - 100 Ma).

2) d'unités mises en place à partir du Sénonien et avant le Miocène (cycle néo-calédonien, 100 - 24 Ma) dans lesquelles il faut distinguer - une couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur - Paléocène déposée en contexte extensif de rift, puis à partir de l'Eocène déposée en contexte de convergence

- des unités ophiolitiques obductées à la fin de l'Eocène supérieur. 3) des formations marines et continentales du cycle post-obduction miocène à actuel.

Les unités du cycle ante-sénonien

Sous la discordance des sédiments du Crétacé supérieur on peut distinguer quatre unités accolées (au sens « terrane collage »), chaque unité ayant sa propre signature lithologique, structurale et métamorphique. Elles ont en commun une origine intra-océanique.

L'unité de Téremba (Aitchison et al., 1995), s'étend le long de la côte ouest de la baie de Saint-Vincent à la baie de Téremba (Campbell et al., 1985). Elle représente les produits de fonctionnement et de démantèlement d'un arc volcanique calco-alcalin situé plus à l'Ouest. Les terrains les plus anciens y sont datés du Permien supérieur et les plus récents du Jurassique moyen. Les sédiments s'organisent en séquences de quelques centaines de mètres d'épaisseur, inégalement répartis, séparées par des lacunes, des reprises d'érosion et des discordances locales qui évoquent un contexte de blocs faiblement mobiles. A la base, le volcanisme proximal des terrains permiens à Trias inférieur



Figure 1 – Modèle d'évolution géodynamique de la marge Est-Gondwanienne durant le Mésozoïque (d'après Cluzel et Meffre, 2002).

(coulées, dômes, dykes, sills, pyroclastites grossières) se distingue de la partie supérieure représentée par des dépôts majoritairement épiclastiques (grauwackes, cinérites), souvent fossilifères, de plateforme moyenne à externe ou de talus. Les paléofaunes et flores sont remarquablement identiques à celles de Nouvelle-Zélande. Les affinités gondwaniennes au permien disparaissent par la suite au profit d'un endémisme affirmé et d'une biodiversité faible (bio province maorie, Grant-Mackie, 2000).

Les apports détritiques d'affinité continentale sont faibles. La teneur moyenne en quartz des grauwackes ne dépasse jamais 5 %. Les zircons sont rares et sub-contemporains du volcanisme. Le chimisme des produits volcaniques est de type calco-alcalin. Les valeurs de Sm et Nd caractérisent un volcanisme d'arc insulaire intra-océanique immature avec peu ou pas de contamination crustale continentale (Meffre, 1995). Le permien de l'unité de Téremba a été comparé au Brook Street terrane de Nouvelle-Zélande (Spandler, 2005) alors que la pile sédimentaire mésozoïque a été comparée au Murihiku terrane (Campbell et al., 1985).

Les unités de type Koh (Cantaloupaï, Tarouimba-Sphynx, Pocquereux, Koh, Kouah et Nassirah) correspondent à des fragments de croûtes océaniques dont la partie profonde (cumulats gabbroïques, dolérites plagiogranites) est en contact faillé avec l'unité de la Boghen. La partie supérieure (dyke complex, pillows basaltiques, radiolarites) est souvent recouverte en accordance par les sédiments des unités volcanoclastiques permo-mésozoïques de la Chaîne centrale. Aucune de ces unités ophiolitiques n'a de base mantellique conservée. Le massif de Koh est daté du Carbonifère supérieur (302 Ma) et celui de Kouah du Permien inférieur (290 Ma ; U/Pb sur zircons, Aitchison et al., 1998). Dans le massif de Koh, un épisode de composition boninitique (Cameron, 1983; Meffre et al., 1996), s'intercale dans un ensemble majoritairement tholéiitique de type IAT² et BABB³. Ces unités ophiolitiques peuvent être interprétées comme les restes de bassins marginaux ou avant-arc intra-océanique, formés dans un contexte supra-subduction et sans relation avec le volcanisme des unités de Téremba ou de la Chaîne centrale

Les unités mésozoïques de la Chaîne centrale sont constituées par des empilements monotones de turbidites volcano-clastiques (grauwackes) épais de plusieurs milliers de mètres. Des jaspes de milieu bathyal, des tufs vitreux et des argilites noires leur sont associés. Ces sédiments reposent en accordance sur les unités ophiolitiques de type Koh. De rares occurrences de basaltes (IAT) sont connues. La succession de plusieurs cycles faisant alterner périodes d'activité (sédiments épiclastiques grossiers) et de quiescence (argilites riches en matière organique) suggère l'existence de plusieurs arcs volcaniques successifs. Déformation et métamorphisme y sont modérés.

La composition des clastes de clinopyroxènes est typique des laves basiques à intermédiaires calco-alcalines d'arc (Meffre, 1995). La paléofaune, comparable, à celle de l'unité de Téremba mais beaucoup plus diluée dans l'épaisse pile sédimentaire, a permis de reconnaître depuis le Permien supérieur jusqu'au Jurassique supérieur. La découverte de zircons d'âge crétacé inférieur a récemment repoussé cette limite supérieure (Adams et al., 2009). Ages pro parte, lithologies, géochimie et paléofaune sont donc comparables a ceux de l'unité de Téremba. Ces unités représentent les produits distaux de démantèlement d'arcs volcaniques ayant fonctionnés entre le Permien et le Crétacé inférieur et correspondent probablement à plusieurs unités tectono-stratigraphiques déposées dans des aires séparées à l'Est de l'unité de Téremba et accolées postérieurement

L'unité de la Boghen (Aitchison et al., 1995) porte l'empreinte d'une déformation et d'un métamorphisme polyphasé complexe dont le chemin P-T-t oscille entre le faciès schiste vert et le faciès schiste bleu L'unité est constamment en contact faillé avec les autres unités antésénoniennes. On peut distinguer :

- un ensemble ophiolitique (Cluzel, 1996) qui représente le probable plancher océanique des sédiments, dont les laves de type E-MORB³, parfois BABB et rarement OIB sont issues de sources magmatiques distinctes, non contaminées par du matériel continental ou des fluides issus d'une subduction (dorsale océanique et domaine intraplaque).

- un ensemble sédimentaire avec un pôle volcanoclastique (tuffs fins et quartzites à oligiste et sphène) et un pôle organo-terrigène (argilites noires à lits silto-gréseux).

La granulométrie, de la classe des silts et la stratification fine, millimétrique, soulignent l'origine distale de ces sédiments qui passent localement à des brèches intraformationelles désorganisées de type schistes à blocs.

La déformation polyphasée cumule plissements isoclinaux avec transposition de SO et crénulation pénétrative. Le métamorphisme HP - BT est le plus souvent de faible degré (pumpellyite) mais atteint localement le faciès à grenat-glaucophane ± lawsonite. Les niveaux terrigènes ont fourni des zircons d'âge Carbonifère supérieur à Lias (190 - 305 Ma, Cluzel & Meffre, 2002) ainsi que Crétacé inférieur (Cluzel, inédit) montrant que ces sédiments sont en grande partie contemporains de ceux des unités de la Chaîne centrale. La datation de l'évènement métamorphique « schiste bleu » à 150 Ma (K/Ar sur glaucophane, Blake et al., 1977) est en contradiction avec les âges les plus récents fournis par les zircons détritiques et ne peut pas être prise en compt

L'unité est interprétée comme un prisme sédimentaire déposé au large d'un arc permo-mésozoïque est-gondwanien qui aurait été subduit (« schiste bleu ») en incorporant des copeaux de croûte océanique, puis exhumé (« schiste vert ») au travers des unités de la Chaîne centrale.

Les unités amalgamées du cycle ante sénonien peuvent être replacées dans le cadre géodynamique cohérent (Cluzel & Meffre, 2002) d'une marge active est-gondwanienne depuis le Permien jusqu'à la fin du Jurassique (Figure 2). Dans ce schéma, l'unité de la Boghen représente un complexe d'accrétion, les unités de la Chaîne centrale et de Téremba représentant les produits respectivement distaux et proximaux des arcs volcaniques correspondants. Ces derniers étaient possiblement situés à l'emplacement actuel de la ride de Lord Howe ou sur la marge est australienne. Bien que le fonctionnement de tels arcs ait pu perdurer plus de 100 millions d'années, les produits de remaniement de la partie profonde, plutonique, des arcs sont absents. Les ophiolites de type Koh seraient des fragments de bassins piégés en situation d'avant arc, le complexe d'accrétion de l'unité de la Boghen, affecté par le métamorphisme de haute pression se mettant ultérieurement en place par exhumation au sein des unités de la Chaîne centrale.

Les unités du cycle néo-calédonien Ces unités discordantes ou chevauchantes sur les noyaux précédents se sont mises en place lors d'un cycle d'âge crétacé supérieur à oligocène (100 - 24 Ma). Du Crétacé au Paléocène, à l'arrière d'une subduction à plongement ouest (Figure 2 A) se propageant vers l'intérieur du Pacifique et contemporaine d'un arc volcanique inconnu situé vers le NE, s'ouvrent plusieurs bassins marginaux sur la bordure est-gondwanienne, dont (depuis le domaine continental australien jusqu'au domaine océanique pacifique) la mer de Tasman, le bassin ouest calédonien et le bassin sud loyauté. Cette période de rifting et d'expansion généralisée, est perturbée dès le Paléocène, au niveau de la future Nouvelle-Calédonie, par l'apparition d'une zone de convergence avec une subduction à plongement est (Figure 2 B) où va se résorber progressivement le bassin sud loyauté puis s'engager la ride de Norfolk (Figure 2 C).

La couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur – Paléogène de la Grande-Terre reflète successivement ces deux régimes, d'abords d'expansion avec des dépôts syn à post rift, puis de convergence avec l'accumulation de flysch.

La couverture sédimentaire Crétacé supérieur – Paléocène s'organise en une mégaséquence continue de marge passive, à caractère détritique grossier, péri-continental vers la base (syn-rift) et marin transgressif fin vers le sommet (post-rift).

La série débute par un conglomérat basal discordant sur les unités antésénoniennes amalgamées et se poursuit par des sédiments terrigènes circa-littoraux à niveaux de charbons (« Formation à charbon »). Les zircons des grés quartzeux sont soit empruntés au substrat mésozoique, soit archéens (Aronson et al., 1970). Des intercalations volcaniques prennent place dans la région de Nouméa et du Diahot. Dans la région de Nouméa, au côté des produits pyroclastiques on trouve des coulées de basalte andésitique, andésite, trachyte, rhyolite (ignimbrite) et des sills basaltiques. Ce volcanisme est de type calco-alcalin à alcalin potassique, les termes les plus acides pouvant provenir d'un mélange de manteau supérieur métasomatisé et de croûte continentale inférieure (Black, 1995). Dans le bassin du Diahot on trouve des tholéiites à affinités d'arc (IAT) et des rhyolites-dacites associées à des amas sulfurés polymétalliques à métaux de base et or.

Vers le haut de la série, les dépôts terrigènes s'affinent en une succession de siltites et argilites riches en sulfures et matière organique, à nodules fossilifères (niveau des « Mamelons rouges », Tissot & Noesmoen, 1958). Ces niveaux sont datés du Coniacien au Campanien par des faunes d'ammonites et d'inocérames (Paris, 1981). Ils passent en continuité à des cherts noirs riches en matière organique et sulfures (« phtanites » de P. Routhier, 1953) Maastrichtiens à Paléocène basal. Ces dépôts caractérisent un contexte hémipélagique à pélagique et un environnement anoxique consécutif à la subsidence thermique postrift. Dans le nord du territoire la partie sommitale de cet ensemble passe progressivement et en conformité à des micrites pélagiques à organismes planctoniques paléocènes.

Ces formations sédimentaires ont leurs équivalents en Nouvelle-Zélande : « Coal measures » pour la « Formation à charbon », «Whangai formation» pour les cherts noirs (Moore, 1988), «Amuri limestone» pour les micrites paléocènes (Hollis et al., 2005)

Le flysch éocène (Gonord, 1977) se dépose en réponse à l'entrée progressive de la ride de Norfolk dans la zone de convergence. Ces dépôts dont le caractère turbiditique est de plus en plus affirmé au cours du temps, sont en continuité sédimentaire avec les précédents au Nord et discordants sur l'avant pays au Sud. Ils correspondent à une méga-séquence de plus en plus grossière tendant vers un olistostrome sommital qui précède l'obduction des nappes ophiolitiques. Ils présentent une double alimentation caractéristique, en provenance

des unités de la plaque subduite (ride de Norfolk) et du complexe d'accrétion avant arc (unité de Poya ou bassin sud loyaltien). L'évolution verticale du flysch (successivement carbonaté, volcanoclastique et enfin wild flysch) traduit le déplacement global horizontal de la plaque chevauchée vers la zone de collision, passant par la voussure avant arc, puis plongeant vers la fosse avant d'être entraînée dans la zone de subduction (Cluzel et al., 1998).

La ride de Norfolk s'engage vers le Nord de manière oblique dans la zone de subduction (Figure 2 B, C), les dépôts du flysch se propageant en réponse vers le Sud. Une certaine proportion du flysch, le plus précoce, a probablement été entraînée dans la zone de subduction et incorporée dans le protolithe métamorphique de haute pression - basse température du Nord calédonien où il n'est plus reconnaissable. Les turbidites (calciturbidites) les plus anciennes se déposent en continuité sur les micrites paléocènes dans le Nord du territoire. A l'opposé, sur l'unité de Téremba, dernier élément à s'engager dans la collision avant blocage de la subduction, la base du flysch est soulignée par des calcaires récifaux à péri-récifaux (calcaires de Uitoé) de l'Eocène terminal - base de l'Oligocène, surmontés par des grès et conglomérats continentaux. Entre ces deux extrêmes le flysch peut atteindre locale





traduisant la mise en place d'un bassin flexural d'avant pays (foreland basin) dans le Sud (Bourail à Nouméa). Le flysch carbonaté inférieur est alimenté par la plateforme qui s'établit sur le bombement avant arc. Le flysch volcanoclastique supérieur est alimenté par des clastes dont le chimisme caractérise l'unité de Poya en cours d'écaillage dans le prisme d'accrétion avant arc. Le flysch précoce du Nord et son substrat (calciturbidites, séries Crétacé supérieur - Paléocène et lambeaux mésozoïques) sont déversées au sommet du flysch le plus récent au Sud, d'abords sédimentairement, sous forme d'olisotlithes, puis tectoniquement pour former la nappe des Montagnes blanches systématiquement coincée entre les termes supérieurs du flysch et la base des nappes ophiolitiques (Figure 3).

Localement (Népoui, Koumac) des petits bassins transportés (piggy back basins) de flysch monogéniques basaltiques se déposent sur l'unité de Poya en cours d'accrétion dans le bourrelet avant arc (Cluzel, 1998).

L'ensemble du flysch est remarquablement dépourvu d'éléments remaniés de la nappe des péridotites ou d'un arc volcanique éocène contemporain de la subduction. Le flysch est à son tour coiffé par les nappes ophiolitiques : unité ou nappe de Poya puis nappe des péridotites.

L'unité de Poya toujours située entre l'autochtone de la ride de Norfolk et la nappe des péridotites (Cluzel et al., 2001), correspond à un empilement d'écailles chevauchantes de croûte océanique (basaltes en pillow lava, dolérites, intercalations subordonnées de sédiments abyssaux: jaspes ferro-manganésifères, argilites à radiolaires, sédiments et minéralisations hydrothermales sulfurées à Mn, Ba, Cu et Au). Cette unité ophiolitique, uniquement crustale, dépourvue d'unité inférieure mantellique ou de cumulats est affectée par un métamorphisme statique de faible degré et un hydrothermalisme de type plancher océanique.

Les tholéiites E-MORB dominent sur les tholéiites IAT, les BABB et les tholéiites N-MORB⁵ appauvries. Le continuum de composition suggère un mélange d'une source superficielle appauvrie supra-subduction et d'une source plus profonde enrichie provenant d'un panache mantellique. Les âges obtenus par macrofaune et radiolaires vont du Crétacé supérieur (Campanien) au Paléocène (Cluzel et al., 2001) Les données paléomagnétiques permettent de situer le lieu de leur émission à environ 300 - 500 km au nord de leur position actuelle (Ali & Aitchison, 2000).

Localement, à Pinjen, on trouve des faciès particuliers de tufs hydroclastiques et pillows de composition alcaline (OIB), admettant des intercalations de micrites à microfaune du Paléocène supérieur. Ces occurrences sont interprétées comme des restes de monts sous marins intraplaques qui auraient été générés indépendamment par une activité de point chaud.

A la base de l'unité, sur la côte ouest, les basaltes admettent des intercalations d'argilite et de cherti-tuffites à échardes de verre, à inocérames du crétacé supérieur (faciès Koné; Routhier, 1953). Cet ensemble mal délimité, où les sédiments hémipélagiques peuvent prédominer sur les basaltes, pourrait représenter une unité distincte proche à l'origine de la marge nord de la ride de Norfolk.

Dans sa partie nord, l'unité de Poya, incorpore de nombreuses lames de serpentinite, parfois en connexion avec la semelle de la nappe des péridotites, représentant autant d'écailles de manteau arrachées au toit de la plaque chevauchante dans la zone de subduction.

Âge et mode d'emplacement de l'unité de Poya sont comparables à ceux du Tangihua Complex (Northland Allochton) et du Matakaoa Complex (East Cape allochton), unités obductées vers le SW au Miocène inférieur (Ballance & Spörli, 1979) au nord de la Nouvelle-Zélande. Il n'y a cependant pas d'analogie au niveau des compositions géochimiques (Nicholson et al., 2000). L'ouverture de ces bassins océaniques serait donc synchrone mais leurs origines seraient distinctes et leur obduction diachrone.

L'unité métamorphique de haute pression – basse température du Nord calédonien, l'une des plus grandes, des plus continues et des mieux conservée au monde, s'est formée pendant le Paléogène, lors de la subduction de la plague qui comprend la ride de Norfolk et le bassin sud Loyauté. Le protolithe métamorphique comprend :

- l'unité du Diahot – Panié (Cluzel et al., 1995), équivalente latérale pro parte de la couverture sédimentaire Crétacé supérieur - Paléogène datée et non métamorphique auxquelles elle passe transitionnellement vers le SW. Elle est représentée essentiellement par des micaschistes et gneiss à lawsonite - glaucophane (faciès « schiste bleu »). Dans la région de Poindimié, une bonne partie des formations anté-sénoniennes sont également affectées par ce métamorphisme. - l'unité de Pouébo, mélange chaotique de blocs de roches basiques à

matrice méta-sédimentaire ou serpentineuse (Maurizot et al., 1989), transformé en éclogites et glaucophanites et rétromorphosé dans le faciès « schiste bleu » puis « schiste vert ». Cette unité est l'équivalent métamorphique de l'unité de Poya avec laquelle elle partage composition géochimique (Cluzel et al., 2002) et âge (85 Ma, U/Pb sur zircons; Spandler et al., 2005).

Les deux unités ont pu avoir une évolution distincte avant d'être amalgamée dans la zone de subduction. Le chemin P-T-t des deux unités décrit un mouvement tournant horaire prograde puis rétrograde. Dans l'unité du Diahot les conditions maximales sont estimées à 1,7 GPa pour 600 °C (Fitzherbert et al., 2005). Dans l'unité de Pouébo, les conditions extrêmes ont été estimées à 2,4 GPa pour 650 °C (Clarke et al., 1997) impliquant un enfouissement à 70 km de profondeur. L'âge du pic métamorphique est de 44 - 45 Ma soit éocène inférieur à moyen (U/ Pb sur zircon néoformé, Spandler et al., 2005). Le stade rétrograde correspond à l'exhumation de l'unité de Pouébo au sein de l'unité du Diahot dénudée, en contexte distensif (Cluzel, 1995). Cette phase « schiste bleu » puis « schiste vert » est contrôlée par une tectonique distensive et par les fluides. Elle est datée entre 40 et 34 Ma soit éocène moyen à supérieur par de nombreux âges radiométriques (K/Ar, Ar/Ar, Ghent et al., 1994; Rawling, 1998) sur phengite tardive (450 ±50 °C) et par traces de fission sur apatite (80 °C, Baldwin et al, 2007).

La nappe des péridotites (Avias, 1967) qui occupe un tiers de la surface de la Grande-Terre est un élément fondamental dans le paysage, la géologie et l'économie de la Nouvelle-Calédonie. Son obduction est une conséquence du blocage de la subduction par arrivée de la ride de Norfolk, de nature continentale, dans la zone de convergence au cours de l'Eocène. Il s'en suit l'exhumation du complexe métamorphique profondément enfoui au Nord et la remontée de la ride à travers le manteau supra-subduction. Sur la côte est, la nappe des péridotites est enracinée dans le basin des Loyauté dont elle représente (Collot et al., 1987) le substrat. Sur la côte ouest le chapelet de klippes ultrabasiques pourrait représenter les restes d'une unité détachée du front de la nappe.

La séquence mantellique est de type harzburgite-dunite. Des lherzolites sont connues au Nord, dans les massifs de Thiébaghi, Poum et les Bélep (Sécher, 1981 ; Moutte, 1982). Partout ailleurs on trouve des péridotites appauvries, réfractaires, ayant subit un fort taux de fusion partielle (non cogénétique de l'unité de Poya). Dans le Sud de la Grande-Terre et à l'île des Pins, plusieurs corps de gabbros cumulats s'individualisent au sein des dunites de transition. Complexe filonien et basaltes crustaux sont absents (absence originelle, dénudation post obduction, érosion tardive ?).

Les péridotites portent la signature typique du fluage asthénosphérique, déformation ductile de haute température ou fabrique mantellique, se traduisant par une foliation planaire, une ségrégation et une linéation minérale d'étirement (affectant péridots, orthopyroxènes et spinelles). L'ensemble des marqueurs de la déformation est homogène (étirement N. 160°) à l'échelle du territoire (Prinzhofer et al., 1980) et ne subit que des fluctuations locales, preuve que les massifs aujourd'hui séparés faisaient initialement partie d'un ensemble unique, la zone d'expansion étant donc orientée perpendiculairement soit EW.

Les péridotites sont recoupées par un cortège de filons ultrabasiques, basiques, boninitiques, feldspathiques, granitoïdes qui ne se retrouve jamais (à l'exception des grano-diorites les plus récents) dans le substrat autochtone ni dans l'unité de Poya et sont donc anté-obduction. Certains faciès sont pegmatoïdes, témoignant du rôle important d'une phase fluide. D'autres filons ont des paragenèses rodingitiques caractérisant l'hydratation du manteau de la plaque chevauchante par la croûte de la plaque chevauchée. Une partie des filons présente des déformations ductiles (amphibolites). Les âges moyens dans les filons de compositions acides du massif du Sud (U/Pb sur zircon, Cluzel et al., 2006) sont de 53 Ma. Ce cortège se serait mis en place en contexte supra-subduction. Il indique un âge minimum pour le début de la convergence qui est cohérent avec celui des séquences de flysch les plus précoces.

Deux intrusifs plus importants (granite calco-alcalins de Saint-Louis à 32-27 Ma et de Koum à 27-24 Ma, U/Pb sur zircon, Cluzel et al., 2005) recoupent à la fois les péridotites obductées et leur substrat durant l'Oligocène. Leurs compositions géochimiques et isotopiques sont compatibles avec une origine mantellique dans un arc volcanique non contaminé par de la croûte continentale, reliée à une courte période de reprise de subduction sur la marge ouest de la ride de Norfolk (Cluzel et al., 2005).

En Papouasie-Nouvelle-Guinée des unités ophiolitiques comparables à celles de Nouvelle-Calédonie sont obductées vers le SW sur la zone continentale australienne (Papuan Ophiolitic Province). La Papuan Ultrabasic Belt comprend les éléments classiques d'une ophiolite avec une séquence mantellique, des gabbros isotropes et cumulats, un complexe de dyke et des basaltes en pillow. Ces derniers contiennent des intercalations de sédiments crétacés supérieur et paléocène supérieur. Des filons de compositions très variées (felsiques, boninitiques) datés de la transition Paléocène-Eocène sont mentionnés. Cet ensemble repose au SW sur un complexe métamorphique de haute-pression (Owen Stanley Metamorphic) dont le protolithe est d'âge crétacé à paléocène (Whattam, 2008).

Le cycle post obduction, Miocène à actuel, est marqué par Ie transfert de la zone de convergence vers l'Est au niveau du Vanuatu, core complex; from continental subduction to extensional exhumation, In: Proceedings of la ride de Norfolk étant désormais en domaine suturé intra-plaque.

La ride volcanique des Lovautés qui a fonctionné au moins jusqu'au Miocène s'ennoie et est progressivement recouvert par des formations récifales qui évoluent en atoll.

Sur la Grande-Terre, la période post-obduction est caractérisée par une extension généralisée (Lagabrielle et al., 2005 ; Chardon et al., 2008) qui conduit à l'effondrement des marges de la ride alors que son axe subit des mouvements d'ampleur inégale accommodés par des discontinuités. Les formations post-obduction étagées, au nombre de huit au moins (Chevillotte et al., 2006), sont représentées par des altérites continentales et des sédiments.

Le phénomène d'altération est particulièrement important sur les péridotites et a lieu dans des bassins endoréiques dont certains sont encore fonctionnels comme dans l'extrémité sud du massif du Sud. Les mouvements positifs épirogéniques exondent ces unités qui par inversion de relief forment de nombreuses surfaces d'aplanissement perchées couvertes par des profils latéritiques cuirassés à leur sommet. A leur base se concentrent des minéralisations économiques en nickel et cobalt supergènes. La distribution des latérites et des concentrations de nickel associées sont contrôlés à long terme par l'évolution eustatique et climatique, à grande échelle par la structuration cassante des péridotites et les mouvements tardifs épirogéniques (Chevillotte et al., 2006) et enfin à plus petite échelle par les phénomènes karstiques qui accompagnent l'altération (Genna et al., 2005).

Les sédiments sont représentés par plusieurs systèmes d'aggradation fluviatiles (Chardon & Chevillotte, 2006) : 1) la formation du Goa N'Doro sur la côte est (Orloff & Gonord, 1968) de l'Oligocène supérieur ; 2) la formation de Népoui sur la côte ouest, séquence deltaïque à périrécifale (Coudray, 1976) datée du Miocène inférieur à moyen ; 3) la formation fluvio-lacustre dans le massif du Sud dont l'âge n'est pas encore établi. Ces formations remanient largement les produits d'altération continentaux des péridotites : cuirasse, garniérite, silice, latérite. Sur la marge NE de la Grande-Terre le prisme détritique miocène est découpé par la tectonique extensive (Chardon et al. 2007).

L'axe de la Grande-Terre et le chapelet des îles Loyauté émergent en formant une voussure, leurs extrémités NW et SE s'ennoyant progressivement dans la mer. Cette morphologie générale résultent du bombement lithosphérique de la plaque australienne sous le poids de la plaque pacifique chevauchante à l'avant de la zone de convergence du Vanuatu (Dubois et al., 1974). Des mouvements de réajustement plus localisés parfois difficiles à distinguer des variations du niveau marin eustatiques sont enregistrés par les récifs frangeant ou barrière qui ceinturent l'archipel. Les récifs anciens exondés (Loyauté, île des Pins, Yaté) présentent un large spectre d'âges qui s'étale depuis le Miocène moyen jusqu'au Quaternaire (Cabioch et al., 1999). Les premiers systèmes carbonatés pourraient s'être installés sur la marge de la Grande-Terre dès 1,4 Ma (Cabioch et al., 2008), mais le récif barrière actuel et le lagon ne se sont établis durablement qu'à partir de 400.000 ans (Frank et al., 2006). L'éloignement centrifuge du récif barrière par rapport au littoral et le développement du lagon sont proportionnels à la subsidence des marges de la Grande-Terre à l'instar des atolls développés autour des îles volcaniques subsidentes. Pendant les périodes glaciaires du Quaternaire, le lagon a pu être asséché par l'abaissement du niveau global marin, les rivières entaillant le récif exondé. Ces mêmes rivières, dont le cours a pu changer, sont aujourd'hui ennoyées sous le lagon, les passes à travers la barrière représentant leurs anciens exutoires dans l'Océan Pacifique. (Chevillote et al., 2005)

(1023 - 1047).

177, 3-4, 153-161.

tonophysics 4, 531-541

Ballance P.F, Spörli K.B., 1979, Northland Allochton. Journal of the Royal Society of the New Zealand 9: 259-275.

4. n° 3. 165-175

oscience Australia Record. 2002/08. 1-75.

473-491

Clarke G.L., Aitchison J.C., Cluzel D., 1997, Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula,

Mine.

1 Oceanic Island Basalts 2 Island Arc Tholeiites 3 Back Arc Basin Basalts 4 Enriched Mid Oceanic Ridge Basalts 5 Normal Mid Oceanic Ridge Basalts

Références bibliographiques

Adams C.J., Cluzel D., Griffin W.L., 2009, Detrital-zircon ages and geochemistry of sedimer tary 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.

Ali J.R., Aitchison J.C., 2000, Significance of palaeomagnetic data from the oceanic Poya Terrane, New Caledonia, for SW Pacific tectonic models, Farth and Planetary Science Letters,

Aitchison J.C., Clarke G.L., Meffre S., Cluzel D., 1995, Eocene arc-continent collision in New Caledonia and implications for regional Southwest Pacific tectonic evolution. Geology v. 23,

Aitchison J.C., Ireland T.R., Clarke G.L., Cluzel D., Davis A.M., Meffre S., 1998, Regional implication of U/Pb SHRIMP age constraints on the tectonic evolution of New Caledonia Tectonophysics, 299, 333-343.

Aronson J.L., Tilton G.R., Naeser C., 1970, Probable Precambrian detrital zone zircons in New Caledonia, Eos. Transactions, American Geophysical Union, 51: 4, 434.

Avias, J., 1967, Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. Tec

Baldwin S.L., Rawling T., Fitzgerald P.G., 2007, Thermochronology of the New Caledonian high pressure terrane-Implications for the middle Tertiary plate boundary process in the SW Pacific. Geological Society of America Special Paper 419, 117-134.

Baubron J.C., Guillon J.H., Recy J., 1976, Géochronologie par la méthode K-Ar du substract volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). Bull. BRGM Fr., sect.

Bernardel, G., Carson L., Meffre S., Symonds P., Mauffret A., 2003, Geological and morphological framework of the Norfolk Ridge to Three Kings Ridge region: the FAUST-2 survey area.

Black P.M., 1995. High-Si rhvolites and shoshonitic volcanics: a Late Cretaceous bimodal association, Noumea Basin, New Caledonia. In: Proceedings of the 1995 PACRIM congress;

oloring the rim. Publication Séries - Australasian Institute of Mineralogy. Blake M.C. Jr., Brothers R.N., Lanphere M.A., 1977, Radiometric ages of blueschists in New

Caledonia. In: International symposium on geodynamics in South-West Pacific. 279-281. Cabioch G., Correge T., Turpin L., Castellaro C., Recy J., 1999, Development patterns of frin-

ging and barrier reefs in New Caledonia (southwest Pacific). Oceanologica acta, vol. 22, 6,

Cabioch G., Montaggioni L., Thouveny N., Frank N., Sato T., Chazottes V., Dalamasso H., Payri C., Pichon M., Semah AM., 2008, The chronology and structure of the western New Caledonian barrier reef tracts. Palaeogeography, doi: 10.1016/j.palaeo.2008.07.014.

Campbell, H.J., Grant-Mackie, J.A., Paris, J.P., 1985. Geology of the Moindou-Téremba area, New Caledonia. Stratigraphy and structure of the Téremba Group (Permian -Lower Triassic) and Baie de St-Vincent Group (Upper Triassic -Lower Jurassic). Géologie de la France, Paris Bureau des Recherches Géologiques et Minières, 1: 19 -36.

Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A., 1983, Boninite petrogenesis; chemical and Nd-Sr isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters. 65; 1, 75-89. Chardon D., Chevillotte V., 2006, Morphotectonic evolution of the New Caledonia ridge

(Pacific Southwest) from post-obduction tectonosedimentary record. Tectonophysics, 420,

Chardon D., Austin J.A., Cabioch G., Pelletier B., Saustrup S., Sage F., 2008, Neogene history of the northeastern New Caledonia continental margin from multichannel reflection seismic profiles. C. R. Geoscience, 340, 68-73.

Chevillotte V., Douillet P., Cabioch G., Lafoy Y., Lagabrielle Y., Maurizot P., 2005, Evolution géomorphologique de l'avant-pays du Sud-Ouest de la Nouvelle-Calédonie durant les derniers cycles glaciaires. C R Géoscience 337, 695-701.

Chevillotte V. Chardon D., Beauvais A., Maurizot P., Colin F., 2006, Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and imate change. Geomorphology 81, 361-375

NE New Caledonia; a reappraisal. Journal of Petrology. 38; 7, 843-876. Cluzel, D., Aitchison, J., Clarke, G., Meffre, S., Picard, C., 1994, Point de vue sur l'évolutior tectonique et géodynamique de la Nouvelle Calédonie (Pacifique, France). C. R. Acad. Sci.

Cluzel D., 1995. Dénudation tectonique du complexe à novau métamorphique de haute pression d'âge tertiaire (Nord de la Nouvelle-Calédonie, Pacifique, France). Données cinématiques. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, série II a, 57 à 64.

Cluzel D., Clarke G., Aitchison J., 1995, Northern New Caledonia high-pressure metamorphic the 1995 PACRIM congress; Exploring the rim. Publication Series -Australasian Institute of



Cluzel D., 1996, Affinités intra-océaniques des métavolcanites de l'unité de la Boghen (e »ante-Permien» de Nouvelle-Calédonie (Pacifique sud-ouest) : conséquences paléogéogra phiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des lanètes. 323; 8, 657-664. luzel 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 sudouest). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes. 327; 6, 419-424. Cluzel D., Chiron D., Courme M.D., 1998, Discordance de l'Eocène supérieur et évènements

pré-obduction en Nouvelle-Calédonie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série I. Sciences de la Terre et des Planètes. 327; 7, 485-491. 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., Meffre S., 2002, L'unité de la Boghen (Nouvelle-Calédonie, Pacifique sud-ouest) un complexe d'accrétion jurassigue. Données radiochronologiques préliminaires U-Pb sur les zircons détritiques. C. R. Géoscience, 334, 867-874. Cluzel D., Bosch D., Paquette J.L., Lemennicier Y., Montjoie P., Ménot R.P., 2005, Late Oligo

cene post-obduction granitoids of New Caledonia : A case for reactivated subduction and slab break-off. The Island Arc, 14, 254-271. Cluzel D., Meffre S., Maurizot P. Crawford A.J., 2006. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in

the Southwest Pacific; evidence from preobduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. Ferra Nova. Doi: 10.1111./j.1365-3121.2006.00704.x. Collot J., Herzer R. H., Lafoy Y., Géli L., 2009, Mesozoic history of the Fairway -Aotea Basin:

implications regarding the early stages of Gondwana fragmentation. Geochemistry Geo physics Geosystems. In press. ollot J., Géli L., Lafoy Y., Vially R., Cluzel D., Klingelhöefer D., Nouzé H, 2008, Tectonic

nistory of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relatio to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific. Tectonics, 27(TC6006), doi:10.1029/2008TC02263. Collot J. Y., Malahoff A., Recy J., Latham G., Missegue F., 1987, Overthrust emplacement o

New Caledonia ophiolite: geophysical evidence. Tectonics. 6(3), 215-232. ollot J. Y., Greene H. G., Stokking L., 1992, Site 831. Proceedings of the Ocean Drilling rogram. Scientific Results.

oudray J., 1976, Recherches sur le Néogene et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calé donie; contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire Géologique post-éocene. In: Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie; volume Huitième. 5-275. 1976. Thèse Doct. D'Etat, Montpellier.

Dubois J., Launay J., Récy J., 1974, Uplift movements in New Caledonia-Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. Tectonophysics. 24; 1-2, 133-150.

Dubois J., Deplus C., Diament M., Daniel J., Collot J.Y., 1988, Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu); mechanical and geodynamic implications. Tectonophysics 149, 111

Exon N. F., Lafoy Y., Hill P. J., Dickens G.R., Pecher I., 2007, Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea, Australian Journal of Earth Sciences, 54:5, 629

Fitzherbert J.A., Clarke G.L., Powell R., 2005. Preferential retrogression of high-P metasedi ments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia. Lithos 83, 67-96.

Frank N., Turpin L., Cabioch G., Blamart D., Tressens-Fedou M., Colin C., Jean-Baptiste P., 2006, Open system U-series ages of corals from a subsiding reef in New Caledonia: Implications for sea level changes, and subsidence rate. Earth and Planetary Science Letters 249, 274-289.

Gaina C., Muller D.R., Royer J., Stock J., Hardebeck J., Symonds P., 1998, The tectonic history of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. J. Geophys. Res. 103, 12413-12433.

Genna A. Maurizot P., Lafoy Y., Augé T., 2005, Contrôle karstique de minéralisations nickélifères de Nouvelle-Calédonie. C. R. Géoscience. Paris, 337, 367 - 374.

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

ionord H., 1977, Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie: sa place dans l'ensem ble structural du Pacifique sud-ouest. Thèse de Doctorat. Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc. Languedoc, France: 310.

irant-Mackie J.A., Aita Y., Balme B.E., Campbell H.J., Challinor A.B., McFarlan D.A.B., Molnar R.E., Stevens G.R., Thulborn R.A., 2000, Jurassic palaeobiogeography of Australasia. Memoir of the Association of Australasia Paleontologists 23. 311 -353. In Palaeobiogeography of Australasian faunas and floras. Ed. Wrights A.J., Young G.C., Talent J.A., Laurie J.R.

Hayes D. E., Ringis J., 1973, Seafloor Spreading in the Tasman Sea. Nature (London), 244(5408), 454-458, Herzer R. H., Barker D., Roest W., Mortimer N., 2009. Seafloor spreading in the tertiar

backarc basins north of New Zealand - New Results, paper presented at New Zealand Geophysical Society Joint Annual Conference, Geological Society of NZ Miscellaneous Publication, amaru, 23-27 Nov 2009.

Hollis C.J., Dickens G.R., Field B.D., Jones C.M., Strong C.P., 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.

longsma D., Mutter J. C., 1978, Non-axial breaching of a rift valley: evidence from the Lord Howe Rise and the southeastern Australian margin. Earth and Planetary Science Letters, 39. 226-234.

Klingelhoefer F., Lafov Y., Collot J., Cosquer F., Géli L., Nouzé H., Vially R., 2007, Crustal structure of the basin and ridge system west of New Caledonia (southwest Pacific) from vide-angle and reflection seismic data. Journal of Geophysical Research, 112

Kroenke L. W., Eade J. V., 1982, Geomorphology, Structure and Geochemestry of North Fij Basin Triple Junction, AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, 66(7)

Kroenke L.W., 1984, Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific, Technica ulletin - 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., Brodien I., Vially R., Exon N.F., 2005, Structure of the basin and ridge system west intraoceanic magmatic arc construction and near-coeval emplacement along the Australia-

Lagabrielle Y., Maurizot P., Lafoy Y., Cabioch G., Pelletier B., Régnier M., Wabete I., Calman S., 2005, Post-Eocene extensional tectonics in Southern New Caledonia (SW Pacific): Insight from onshore fault analysis and offshore seismic data. Tectonophysics, Vol. 403, Issues 1-4

Malahoff A., Larue B., 1979, Origin of the geoidal high in the south-west Pacific, in IUGO General Assembly, edited, IASA Symposium Canberra Malahoff A., Feden R. H., Fleming H. S., 1982. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. Journal of Geophysical Research -Solid Earth, 87(5 4109-4125

Maillet P., Monzier M., Selo M., Storzer D., 1983, The D'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific) a petrological and geochronological reappraisal. Marine Geology. 53; 3, 179-197. Maurizot P., Eberlé J.M., Habault C., Tessarolo C., 1989, Carte géol. Territoires d'Outre-Mer Nouvelle-Calédonie (1/ 50000), feuille Pam-Ouégoa, 2e édition, B.R.G.M. Notice explicative

par Maurizot P., Eberlé J.M., Habault C., Tessarolo C., 81 Maurizot P., Lafov Y., 2003. Notice explicative. Carte géol. Nouvelle-Calédonie (1 / 50 000) feuille Maré, Îles Lovauté, Nouméa : Service des Mines et de l'Energie, Bureau de Recherches

McDougall I., Embleton B. J. J., Stone D. B., 1981, Origin and evolution of Lord Howe Island, Southwest Pacific. Journal of the Geological Society of Australia, 28, 155-176. Meffre S., 1995. The developpement of arc-related ophiolites and sedimentary sequence

in New Caledonia, PhD Thesis Univ. of Sydney, 236. Meffre S., Aitchison J.C., Crawford A.J., 1996. Geochemical stratigraphy of boninites and

tholeiites from the Permo-Triassic Koh Ophiolite, New Caledonia. Tectonics, 15: 67-83. Missègue F., Collot J. Y., 1987, Etude géophysique du plateau des Chesterfield (Pacifique Sud

de l'Académie des Sciences, Série 2, 279-283. Moore P.R., 1988, Stratigraphy, composition, and environment of deposition of the Whan gai Formation and associated Late Cretaceous-Paleocene rocks, eastern North Island, New

Zealand. N.Z. Geol. Surv. Bull., 100, 1-82. Mortimer N., Herzer R.H., Gans P.B., Laporte-Magoni C., Calvert A.T., Bosch D., 2007, Oligo cene-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 H., 1998, Basement geology from the Three King Ridge to West Norfolk Ridge, SW pacific ocean: evidence from petrology, geochemistry and isotopic dating. Marine Geology 148.135-162.

Moutte J., 1982, Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 77; 3. Nicholson K.N., Picard C., Black P.M., 2000, A comparative study of Late Cretaceous ophiolitie basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the

Orloff O., Gonord H., 1968. Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentai continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadiitra (région cotières à l'est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte su l'âge des fractures. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles. 267; 1, 5-8.

SW Pacific. Tectonophysics 327, 157-171.

Paris J.P., 1981, Géologie de la Nouvelle-Calédonie, Un essai de synthèse, Mémoires du B.R.G.M. N°113, 279, 2 cartes HT

Pelletier B., Lafoy Y., Missègue F., 1993, Morphostructure and magnetic fabric of the northwestern North Fiji Basin. Geophysical Research Letters, 20, 1151-1154.

Pelletier B., Auzende J.M, 1996, Geometry and structure of the Vitiaz trench lineament (SW Pacific). Marine Geophys. Res., 18, 305-335.

Pelletier B., 2006, Geology of the New Caledonia region and its implications for the study of the New Caledonian biodiversity. In Compendium of marines species from New Caledonia (C. Payri and B. Richer de Forges Edts), Forum BIOdiversité des Ecosystèmes Coralliens, 30 octobre -4 novembre 2006. Nouméa. Nouvelle-Calédonie. Doc. Sci. Tech. IRD. II 7. Octobre 2006, 17-30.

Prinzhofer A., Nicolas A., Cassard D., Moutte J., Leblanc M., Paris J.P., Rabinovitch M., 1980 Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros; implications for oceanic mantle and crust. Tectonophysics. 69; 1-2, 85-112.

Rawling T.J., 1998, Oscillating orogenesis and exhumation of high-pressure rocks in New Caledonia, SW Pacific. Phd, Monash University, Department of Earth Sciences, Melbourne

Rigolot P., 1988. Prolongement méridional des grandes structures de Nouvelle-Calédonie et découvertes des monts sous-marins interprétés comme un jalon dans un alignement de hot spot. C.R. Acad. Sci. Paris 307, II, 965-972.

Routhier P., 1953, Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. Mémoire de la Société Géologique de France n° 67, tome XXXII, fasc. 1-3, feuilles 1 -34, 1-271.

Schellart W.P., Lister G.S., Toy V.G., 2006, A late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the southwest pacific region: tectonic controlled by subduction and slab rollback process Earth Science Reviews, 76, 191-233.

Sdrolias M., Müller R.D., Gaina C., 2003, Tectonic evolution of the southwest Pacific using constraints from backarc basins. Geological Society of Australia Special Publication, 22 343-359.

Sdrolias M., Müller R.D., Mauffret A., Bernardel G., 2004, Enigmatic formation of the Nor folk Basin, SW Pacific - A plume influence on back-arc extension. Geochemistry Geophysics Geosystems, Volume 5, Number 6, 1-28.

Sécher D., 1981. Les lherzolites ophiolitiques de Nouvelle-Calédonie et leur gisements de chromite. Déformation de la chromite. Thèse Institut des Sciences de la Nature de l'Univer sité de Nantes.

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, Vol. 24, TC3003, doi:10.1029/2004TC001709

Tissot B., Noesmen A., 1958, Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle-Calédonie). Revue de l'IFP, 539-569.

of New Caledonia (Southwest Pacific) - A synthesis. Marine Geophysical Researches. 1-13. Pacific margin in the Cenozoic, Geochem. Geophys. Geosyst., 9, Q03021.

