

Michel Picard

L'archipel néo-calédonien

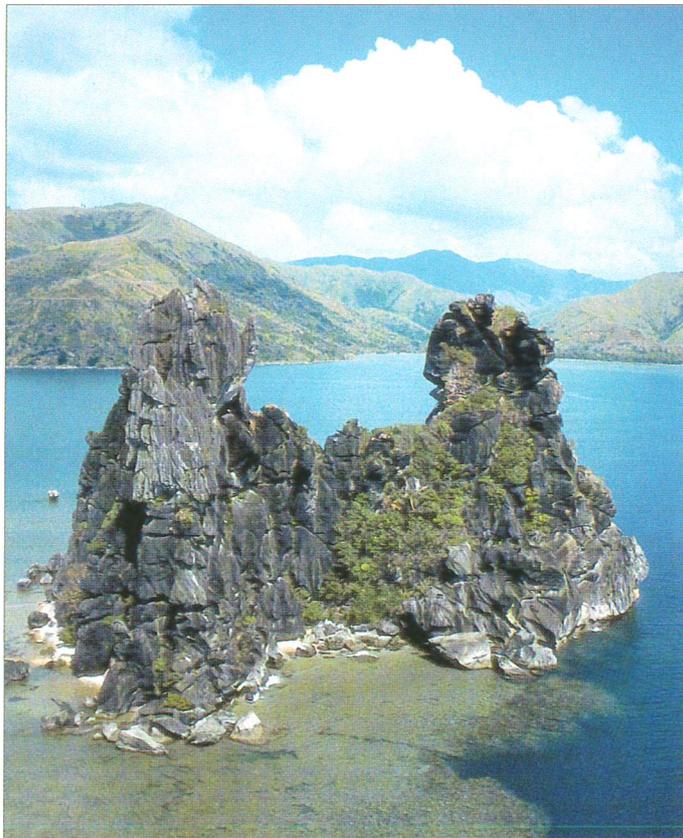
**300 millions d'années pour assembler
les pièces d'un puzzle géologique**

**Centre de Documentation Pédagogique
Nouvelle-Calédonie**

Michel Picard

L'archipel néo-calédonien

*300 millions d'années pour assembler
les pièces d'un puzzle géologique*



*Centre de Documentation Pédagogique
Nouvelle-Calédonie*

ISBN 2-913090-23-0

Remerciements

L'idée d'un ouvrage accessible au plus grand nombre de lecteurs est née il y a quelques années de la concertation de trois personnes, toutes géologues à l'Université Française du Pacifique. Il s'agit de Christian Picard, Dominique Cluzel et Michel Allenbach.

Sans l'encouragement de certains de mes amis et collègues de Sciences de la Vie et de la Terre, dont Vincent Cornuet et Éric Sanchez, mon enthousiasme aurait peut-être failli.

Sollicité à plusieurs reprises pour la collecte de données scientifiques, la lecture du manuscrit et la mise à ma disposition d'une partie de l'illustration, Dominique Cluzel m'a été d'un grand soutien tout au long de la réalisation de ce travail.

Par le temps qu'elle a bien voulu me consacrer et grâce à ses remarques directes et pertinentes, Anne-Claire Roudaut a apporté le regard critique du « néophyte éclairé », indispensable lorsque on désire s'adresser à tous.

Les moyens informatiques dont j'ai eu besoin pour ce travail ont été apportés par le laboratoire de Géosciences de l'UFP. Merci à toute l'équipe.

Jean-Sébastien Baille m'a ouvert en grand les portes du musée du Service des Mines et de l'Énergie. Il m'a ainsi permis de photographier quelques fossiles de la collection.

Enfin, la patience dont ont fait preuve Yann Postic et Éliane Jechoux, tous deux rouages incontournables de la production au Centre de Documentation Pédagogique, a été essentielle au cours des dernières étapes de la réalisation de ce travail, celles-là même qui vous permettent de lire ces quelques pages.

Pour compléter la liste des remerciements, j'aimerais mentionner le lecteur vers qui l'attention de tous les participants s'est tournée à un moment ou à un autre.

Crédit photographique

Vue aérienne de Maré p. 15, Chutes de la Madeleine p. 60, Récif Aboré p. 67, Falaises de Lékiné p. 79, et photographie de couverture (Poule de Hienghène) appartiennent à Yann Postic.

Toutes les autres photographies sont de Michel Picard.

La géologie de la Nouvelle-Calédonie

Durant douze années passées sur ce territoire, j'ai rencontré bon nombre de personnes intéressées par le milieu naturel de la Nouvelle-Calédonie. Se documenter sur la faune est relativement aisé en raison d'un nombre important d'ouvrages accessibles au grand public. Les passionnés du monde végétal vous diront qu'ils ont plus de difficultés à trouver des réponses à leurs interrogations. Il existe cependant quelques références en la matière. Malheureusement, les choses se gâtent si vous vous intéressez au sous-sol et aux paysages géologiques.

Si la flore est si particulière en Nouvelle-Calédonie c'est en grande partie à cause de la nature de son sous-sol et de son histoire géologique. Si la Nouvelle-Calédonie exploite ses minerais de nickel, si elle a exploité par le passé ses minerais de plomb, de cuivre, de zinc, d'or..., elle le doit à ses particularités géologiques. La documentation scientifique disponible est abondante et fait état des travaux de recherche menés depuis plusieurs décennies. Actuellement, des équipes de géologues français mais également australiens, néo-zélandais, américains s'intéressent à des problèmes géologiques non résolus ou s'attachent à éclaircir, moderniser des conceptions quelque peu dépassées. Le but de cet ouvrage n'est pas de se substituer à cette bibliographie détaillée mais d'apporter une vision synthétique tenant compte des derniers développements de la recherche scientifique et dont la lecture pourra satisfaire le plus grand nombre.

Au travers de ce travail, j'aimerais m'adresser particulièrement aux étudiants et enseignants des Sciences de la Vie et de la Terre, comme à ceux de Géographie. Une bonne compréhension de la biodiversité et des paysages passe par une bonne connaissance de la nature et du passé géologique de la Grande Terre et des Iles Loyauté.

Voilà pour justifier la naissance d'un ouvrage permettant de déchiffrer un peu mieux la diversité du monde minéral en Nouvelle-Calédonie.

Dans un premier temps la Nouvelle-Calédonie sera replacée dans le contexte général du Pacifique sud-ouest. Ce sera l'occasion d'expliquer pourquoi la région suscite un tel intérêt auprès des géologues.

Vous trouverez ensuite quelques informations, assez générales, sur les grands types de roches rencontrés sur la Grande Terre et les îles.

Le corps de l'ouvrage sera consacré à une approche en grande partie chronologique de la Grande Terre. Les événements les plus anciens seront d'abord relatés. Puis nous progresserons vers des périodes de plus en plus récentes pour évoquer en dernier lieu des événements presque contemporains de l'installation humaine en Nouvelle-Calédonie. Dans tous les cas, priorité sera donnée à l'illustration (photographies, schémas, coupes géologiques...) et aux

données scientifiques les plus récentes possible. Le texte apportera les éléments indispensables à la compréhension de la genèse et de la mise en place de certains types de roches. Certains points n'étant pas totalement élucidés par les géologues, ils seront évoqués en fonction des hypothèses le plus souvent avancées. Ainsi sera abordée la géologie des îles Loyauté en faisant état des controverses actuelles pour montrer au lecteur que tout n'est pas encore très clair. Cet ouvrage n'est pas un guide, il a pour but de présenter des faits géologiques très variés dont les manifestations sont visibles sur l'ensemble du territoire, dans les trois provinces.

Le choix des sites sera également lié à leur intérêt touristique. Qui ne s'est jamais posé de questions devant la majesté de la poule de Hienghène ou au pied des falaises de Léline à Ouvéa?

Cet ouvrage espère répondre à l'objectif qu'il s'est fixé : faire comprendre les paysages de Nouvelle-Calédonie en les rendant plus lisibles et plus explicites.

Michel Picard

SOMMAIRE

Première partie

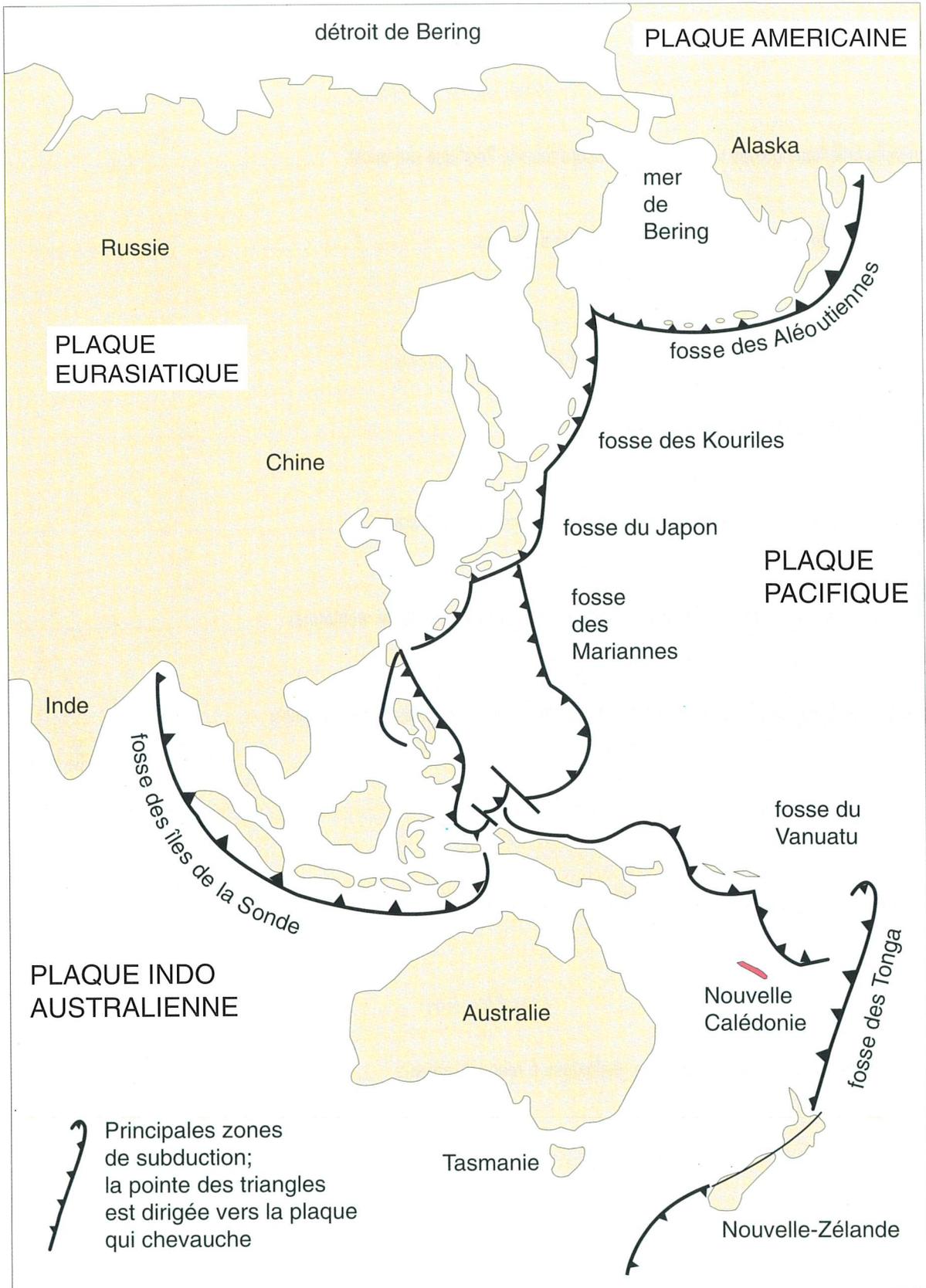
La Nouvelle-Calédonie occupe une place particulière dans le Pacifique sud-ouest.	P. 9
La Nouvelle-Calédonie présente une grande diversité de roches.	P. 10

Deuxième partie

Le «noyau» de la Grande Terre est très ancien	P. 16
La Nouvelle-Calédonie et ses relations avec le super-continent du Gondwana	P. 19
Les reliefs de la Grande Terre s'édifient pour former une véritable chaîne de montagnes	P. 29
Les gisement métalliques de nickel, chrome, cuivre, plomb, zinc, or... se mettent en place	P. 54
Les grands édifices coralliens se construisent autour de la Grande Terre	P. 62
Comment explique-t-on aujourd'hui la naissance et l'évolution des îles Loyauté ?	P. 68

Conclusion

La Nouvelle-Calédonie a connu une histoire géologique à rebondissements	P. 82
Glossaire	P. 85
Références bibliographiques	P. 100



La bordure ouest de l'océan Pacifique marque la limite entre deux grands ensembles : un puzzle de plaques continentales et (ou) océaniques et un vaste domaine océanique (Pacifique). Cette frontière est le siège d'une activité volcanique et sismique connue et redoutée par les populations japonaises, philippines, indonésiennes aussi bien que vanuataises et néo-zélandaises. Le long de cette limite, les fonds sous-marins atteignent des profondeurs record (6 000 à 11 000 mètres) sous la forme de fosses océaniques. C'est à leur niveau qu'une plaque plonge sous une autre. On parle de subduction.

La Nouvelle-Calédonie occupe une place particulière dans le Pacifique sud-ouest

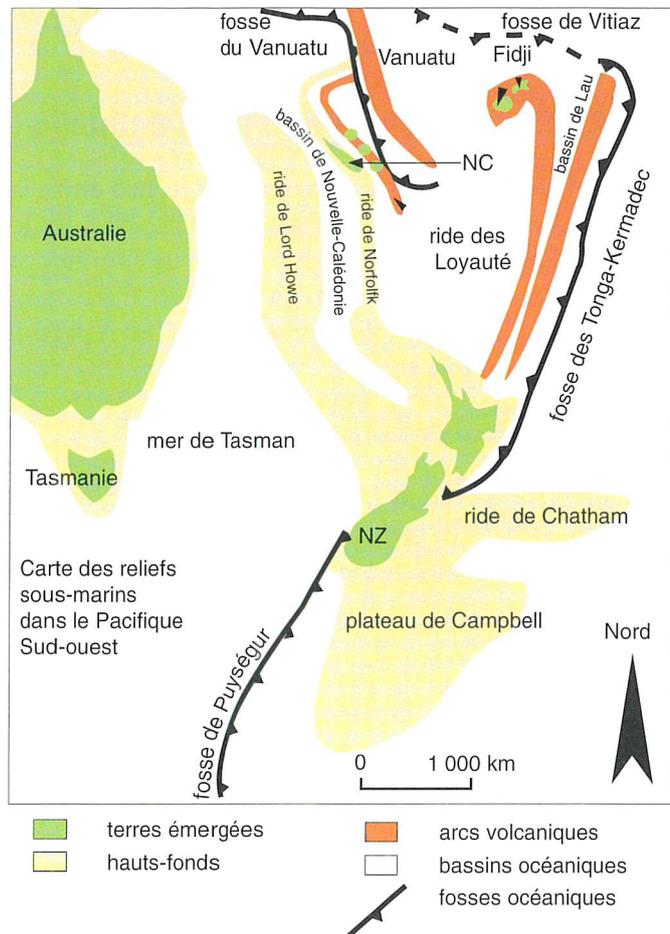
Des îles Aléoutiennes au nord, à la Nouvelle-Zélande au sud, la bordure ouest du Pacifique a toujours intéressé les géologues parce qu'elle est le siège d'une forte activité sismique et volcanique. On parle en l'évoquant de la ceinture de feu du Pacifique. Tout le monde a entendu parler des séismes qui secouent le Japon, les Philippines et plus près de nous le Vanuatu et la Nouvelle-Zélande. Des noms tels que Fuji-Yama, Unzen, Pinatubo, Yasur, Ruapehu, Egmont... rappellent par ailleurs que la menace volcanique est partout présente dans cette région.

À 2 000 kilomètres des côtes australiennes et néo-zélandaises, la Nouvelle-Calédonie fait partie de ce dispositif complexe, où tous les ingrédients de la tectonique des plaques sont réunis. L'Australie constitue l'élément le plus stable de la région. C'est un vaste continent, très ancien, témoin d'un âge où les masses continentales aujourd'hui dispersées étaient contiguës et formaient un super-continent : le Gondwana. Cette énorme masse continentale est maintenant morcelée et on en retrouve des lambeaux en Nouvelle-Zélande et en Nouvelle-Calédonie.

Aujourd'hui, seules ses bordures présentent une activité sismique et volcanique. Par exemple le nord du continent australien plonge sous l'Indonésie comme le fait l'océan Atlantique sous les Antilles. Les volcans de l'archipel indonésien tels que le Mérapi, le Tambo et le fameux Krakatoa sont nés de cet affrontement.

La plupart des îles du Pacifique sud-ouest ont une histoire plus récente que la Nouvelle-Calédonie et encore très mouvementée. C'est le cas de l'archipel du Vanuatu, de celui des Tonga-Kermadec, de Wallis-Futuna et des Fidji. Ces îles sont de nature volcanique, certaines d'entre elles portent des volcans actifs. Rappelons enfin que c'est dans l'archipel des Tonga-Kermadec que l'on a mesuré les plus grandes vitesses de déplacement d'une plaque tectonique par rapport à une autre (vingt centimètres par an entre la plaque Pacifique et la plaque qui porte l'Australie).

Une observation plus attentive de la carte des fonds océaniques entre l'Australie et les îles Tonga-Kermadec fait apparaître une alternance de dépressions et de rides. Les premières forment des bassins quand leur largeur dépasse



La mer de Tasman et certains petits bassins océaniques étroits (bassin de Nouvelle-Calédonie, bassin des Loyauté, bassin de Lau...) en s'ouvrant ont participé à l'expansion des fonds océaniques à l'échelle du globe. Les zones de subduction comme celles qui longent l'archipel du Vanuatu ou des Tonga-Kermadec permettent à une partie des fonds de disparaître par subduction. Certaines de ces zones sont fonctionnelles et génèrent de nos jours une forte activité volcanique et sismique. D'autres (Vitiiaz) sont mortes depuis plusieurs millions d'années.

La position géographique actuelle des reliefs émergés (rides), des bassins et des fosses résulte de mouvements horizontaux sur de grandes distances, depuis au moins 40 millions d'années, dans le cadre de la tectonique des plaques.

quelques dizaines de kilomètres (bassin de Nouvelle-Calédonie, bassin des îles Loyauté, mer de Tasman, bassin sud et nord fidjien...). Souvent ils sont comblés par plusieurs milliers de mètres de matériaux ou sédiments déposés sur leurs fonds depuis des millions d'années.

Quand ces dépressions sont profondes, étroites et très allongées on parle de fosses, comme celles qui longent l'archipel du Vanuatu ou celui des Tonga-Kermadec.

Les rides ne sont pas forcément émergées, elles sont simplement moins profondes que les fosses et bassins environnants. Signalons celles de Norfolk, des îles Loyauté, de Lord Howe... Ces reliefs portent des terres émergées comme la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande ; les îles Loyauté (Maré, Tiga, Lifou, Ouvéa) ; les îles Chesterfield et Lord Howe.

Ces rides suggèrent qu'il existe sous l'eau à quelques milliers de mètres de profondeur une certaine continuité entre des terres aujourd'hui éloignées et isolées les unes des autres par les eaux de l'océan Pacifique.

La disposition actuelle des rides, des fosses et des terres émergées est le jeu d'une histoire géologique et tectonique qui débute il y a environ une centaine de millions d'années, au bon vieux temps des dinosaures.

La Nouvelle-Calédonie a bien entendu participé à cette histoire comme en témoigne la diversité de ses roches, nature et âge compris.

La Nouvelle-Calédonie présente une grande diversité de roches

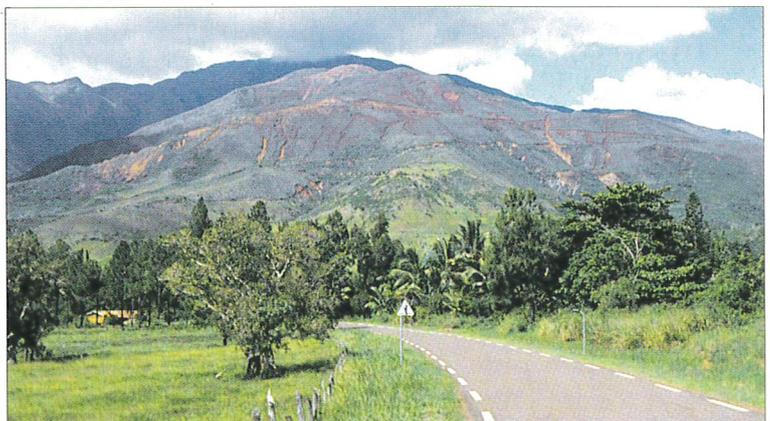
D'emblée nous devons faire une différence entre la Grande Terre (y compris ses prolongements vers le nord comme les îles Bélep et vers le sud comme l'île des Pins) et les îles Loyauté. Ces deux ensembles n'ont rien de commun. Leur géologie et leur histoire sont très différentes. Commençons par la Grande Terre. Nous nous rapporterons à une série de cartes géologiques simplifiées montrant la répartition par grands types des principales roches rencontrées à terre.

Un rapide survol de la nature du sous-sol

Le tiers de la Grande Terre est recouvert par un ensemble de roches formant la plupart des plus hauts reliefs (monts Dore, Humboldt, Kouakoué, Mou, Koghis...). Le couvert végétal typique est un maquis plus ou moins dense (maquis minier). Parfois sur les sommets persistent des lambeaux de forêt primaire pluviale. Ces roches sont des roches cristallines, d'origine profonde. On les nomme péridotites en référence au nom que l'on donnait jadis à un de leurs constituants, le péridot, terme remplacé aujourd'hui par olivine.

Dans le sud de la Grande Terre, elles forment un grand massif unique de Goro à Canala. Seules dans le sud, l'île Ouen et l'île des Pins font bande à part en s'isolant du reste de la Grande Terre. Tout le long de la côte ouest, en partant du grand nord, s'égrènent de petits massifs de péridotites, isolés les uns des autres (îles Bélep, Poum, Tiébaghi, Kaala, Ouazangou-Taom, Boulinda, Kopéto, Mé-Maoya...).

De temps en temps, comme à l'île Ouen, dans la partie est de la baie de Prony ou au col de Mourange, ces péridotites sont surmontées par d'autres roches magmatiques bien cristallisées mais d'origine un peu moins profonde.



RP4, massif minier, Thio.

Le sommet des reliefs est formé de péridotites recouvertes d'une végétation de type "maquis minier" grisâtre. À mi-pente, la végétation change et passe à une savane clairsemée, vert-jaune. La nature du sous-sol a également changé et sans transition. La base du relief est formée de roches sédimentaires anciennes, sans rapport avec les péridotites sus-jacentes.

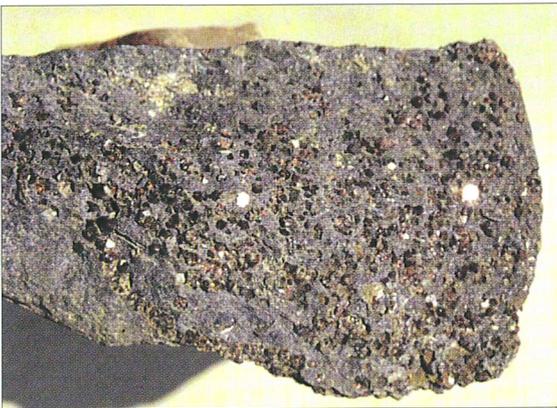
Ce sont des gabbros. Leur altération par l'eau et le temps qui passe leur donne une couleur rose bien visible dans une vaste cuvette, au-delà du col de Mourange en direction de Yaté.

Au pied de ces massifs de péridotites on rencontre souvent un autre type de matériaux, formant des reliefs nettement plus mous. Ces collines sont recouvertes d'une savane à niaoulis ou à gaiacs. Les roches présentes ici ont une origine relativement superficielle.

Elles montrent parfois une organisation particulière évoquant l'empilement de coussins sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres (plage de Gatope à Voh ou île Ouen). Ce sont des basaltes, laves sombres dans lesquelles les minéraux sont peu visibles.

Le long de la route qui mène à Plum ou en bordure de la RT1, à la hauteur de Nandaï, de Poya..., ces roches forment des talus brunâtres en raison de leur très forte altération par les eaux de pluie depuis leur émergence tectonique.

Parfois, intercalées entre ces niveaux basaltiques, des roches lie-de-vin forment un empilement de couches plus ou moins horizontales (strates). Ce sont des roches sédimentaires d'origine marine et déposées sur les basaltes précités. Elles renferment des restes de microfossiles (radiolaires) qui, s'ils sont nombreux, rendent ces roches très dures, difficiles à travailler pour un lapidaire. On parle alors de jaspes ou de radiolarites. Les surfaces occupées par les péridotites et les basaltes sont telles qu'elles laissent peu de place aux autres. Cependant, en cherchant bien, on peut encore découvrir une multitude de roches.



Glaucophanite à grenat.

Dans le nord-est de la Grande Terre, de Poum à Hienghène, vous trouverez sûrement les plus belles roches du caillou. Belles parce que montrant souvent de beaux cristaux de micas blancs, de grenats, d'amphiboles bleues (glaucophane) et vertes (actinote). Si ces roches sont très compactes, cohérentes comme au col d'Amos ou sur la péninsule de Pam où elles forment de gros blocs sombres, vous avez affaire à des glaucophanites à grenat. Par contre si elles se débitent en feuillets comme certaines pâtisseries vous avez affaire à des schistes bleus (car riches en amphibole bleue ou glaucophane) avec ou sans grenat. Ces deux roches sont toutes les deux métamorphiques, c'est-à-dire résultant de la transformation sous l'effet de la pression et de la température de roches préexistantes magmatiques ou sédimentaires.



Presqu'île de Ouémo, au pied de l'esplanade qui porte les canons. L'organisation de ces roches sédimentaires détritiques rappelle les affleurements de la Roche Percée et du Bonhomme (Bourail). Leurs dépôts sont également contemporains. Les strates de matériaux les plus grossiers sont en relief par rapport aux niveaux les plus fins.

Dans le sud de la Grande Terre, on rencontre souvent des roches bien stratifiées mais qui ont pu être malmenées (inclinées, plissées, faillées). Ce sont des roches essentiellement sédimentaires dont l'âge de dépôt s'étale de la fin de l'ère primaire (Permien de la région de Téremba) à la fin de l'ère tertiaire (Miocène de la région de Népoui). C'est entre Nouméa et Bourail que ces roches sont le mieux représentées. Le long de la Savexpress et sur la presqu'île nouméenne, vous trouverez sans peine de beaux affleurements montrant toutes les caractéristiques des roches sédimentaires (grès de Magenta, calcaires et flyschs de Nouville, flyschs de Montravel, du parc forestier et de Sainte-Marie, phtanites du Ouen-Toro...). Ailleurs, des roches sédimentaires sont également visibles. La région de Bourail est particulièrement bien servie grâce à de très belles falaises de flyschs (Col des Arabes, Roche percée, Gouaro...).

La région de Bourail est particulièrement bien servie grâce à de très belles falaises de flyschs (Col des Arabes, Roche percée, Gouaro...).

Plus au nord, le long de la RT1 entre Pouembout et Koné, vous suivez des niveaux à peu près horizontaux de roches sédimentaires d'origine marine. À Koumac, le littoral situé entre l'aérodrome et la marina est constitué de flyschs parfois très fins, parfois au contraire extrêmement grossiers comme les matériaux visibles au Wharf de Pandope. Les grottes de Koumac sont creusées dans des calcaires fins très semblables à ceux que l'on trouve à Nouméa (Nouvelle : pointe Denouel, Fort Téréka ; Baie des citrons, Rocher à la voile).



RT1, entre Koné et Pouembout, côte ouest, nord de la Grande Terre.

La base du talus montre des roches sédimentaires organisées en couches quasiment horizontales. Les géologues parlent aussi de strates. Ces dernières sont quelquefois interrompues par des failles qui les décalent. Ces roches résultent de l'accumulation de débris très fins arrachés à des édifices volcaniques et déposés en mer il y a 60 à 70 millions d'années.

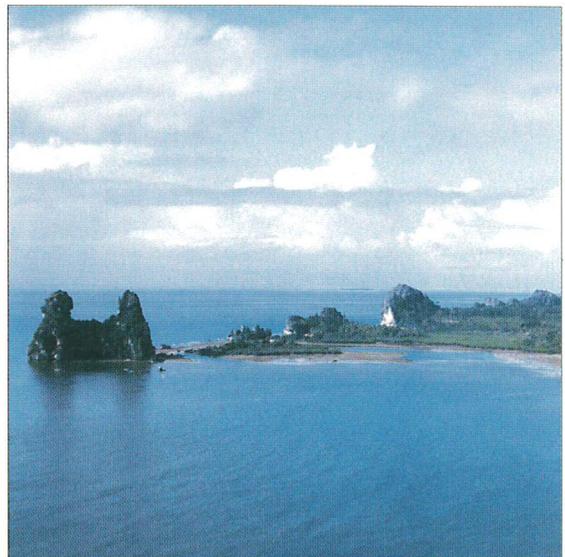
Une organisation complexe

Si la diversité des roches rencontrées est si grande c'est que l'histoire de la Grande Terre est longue et complexe. Pour mieux la cerner, il est nécessaire de regrouper entre elles des roches qui ont des affinités. Ces ensembles de roches parfois différentes les unes des autres (association entre basaltes et radiolarites ou association entre péridotites et gabbros) nous renseignent davantage que si on les considère séparément.

Ces regroupements sont appelés des unités lithostratigraphiques par les géologues. Cette dénomination un peu barbare signifie que les roches que l'on associe au sein d'une même unité se sont formées dans un contexte géologique bien précis, que leur âge est sensiblement le même et qu'elles permettent de reconstituer une partie de la géographie d'antan (ou paléogéographie).

C'est ainsi que des études récentes menées par des géologues de l'université de Nouméa, en collaboration avec certains de leurs homologues australiens et néo-zélandais, ont abouti à la reconnaissance de sept ou huit grands ensembles de roches :

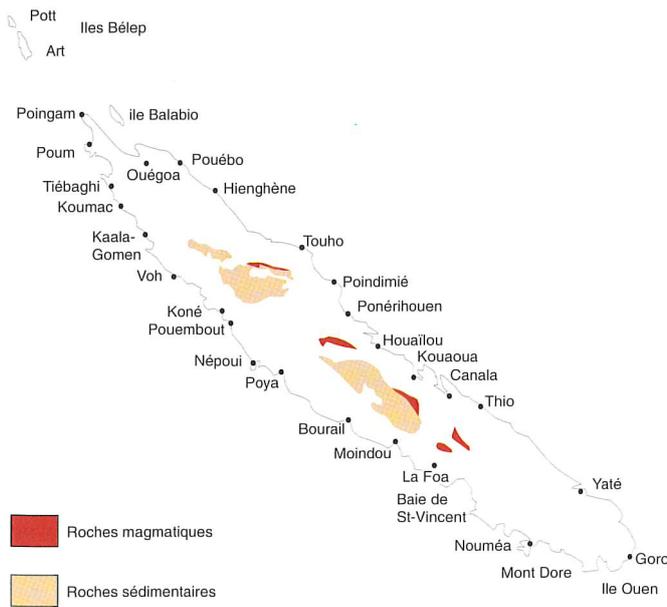
l'unité de la Boghen : longtemps, son âge considéré comme "vénérable" en a fait l'ensemble le plus ancien de Nouvelle-Calédonie. Actuellement et par manque d'éléments précis de datation, cette affirmation est largement sujette à caution. C'est dans la vallée de la Boghen en direction de la tribu de Table Unio et un peu avant le col d'Amieu (entre La Foa et Canala) que les représentants de cette unité sont les plus accessibles. On y rencontre des roches magmatiques et sédimentaires, déformées par plusieurs épisodes tectoniques. Plus au nord, dans le massif de Ouango-Netchaot, que l'on attribue à l'unité de la Boghen, les chutes de Pombèi ont façonné vasques et trous d'eau dans les roches métamorphiques de cette unité.



RPN3, panorama au sud-ouest de Hienghène.

La Poule, l'un des symboles touristiques de la Grande Terre, ainsi que ses prolongements vers le sud (Lindéralique...) sont taillés dans des roches sédimentaires vieilles de 45 à 60 millions d'années. Ce sont des calcaires d'origine biologique et déposés en domaine franchement marin. Ils ont leur équivalent aux grottes de Koumac, et sur la presqu'île de Nouville ou au Rocher à la Voile.





l'unité de Téremba : dans la baie de Saint-Vincent, la région de Moindou, la presqu'île Lebris non loin de La Foa, on rencontre des roches bien stratifiées aux teintes vives. Ce sont des matériaux provenant du démantèlement de reliefs volcaniques et déposés à proximité d'un rivage comme en atteste l'existence de débris végétaux carbonneux. Les quelques fossiles (coraux, mollusques gastéropodes, ammonites, brachiopodes) que l'on y a découverts indiquent une tranche d'âge allant de plus de 240 (Permien) à moins de 140 millions d'années (Jurassique supérieur).

l'unité de Koh : elle s'égrène en plusieurs petits massifs (Koh, Sphinx, Cantaloupaï ...) le long de la chaîne centrale. Chacun de ces

massifs est constitué par l'association de roches magmatiques telles que des basaltes (datés de 300 Ma, Carbonifère) prenant l'allure de coussins empilés, des gabbros... Le tout est surmonté d'une épaisse couverture de roches sédimentaires (plus de 3000 m).

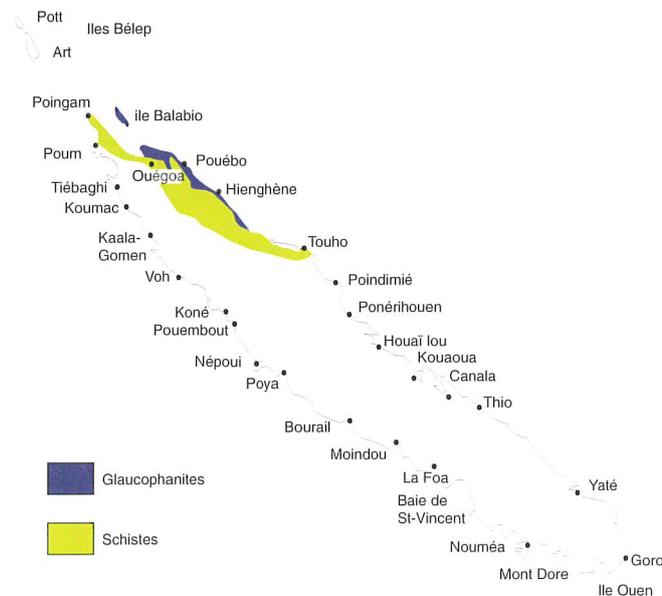
L'âge de leur dépôt nous amène au Trias moyen soit il y a 220 millions d'années. Certains considèrent que l'unité de la chaîne centrale n'est rien d'autre qu'une couverture de sédiments provenant du démantèlement de reliefs volcaniques (sédiments volcano-clastiques) déposés sur les basaltes de l'unité de Koh. Nous pouvons regrouper ces deux ensembles pour en faire un seul.

l'unité de Pouébo : bien représentée sur la péninsule de Pam (extrême nord de la Grande Terre) et le long de la côte est du col d'Amos à Pouébo, elle se caractérise par de gros blocs noirs de roches métamorphiques (glaucophanites, anciens basaltes) disséminés dans un emballage tendre, plus clair et moins résistant à l'érosion.

C'est dans cet emballage qu'ont été ouvertes des carrières de pierres «savon». L'association des deux types de roches évoque pour les spécialistes le démantèlement complet du plancher d'un petit océan aujourd'hui refermé, disparu.

l'unité du Diahot : le contraste avec l'unité précédente est saisissant au col d'Amos. Le bassin où coule la rivière le Diahot et qui accueille la localité de Ouégoa est une cuvette dominée par l'unité de Pouébo.

On y trouve des roches rappelant les ardoises de la région d'Angers. Fraîches, elles sont grises, débitables en feuillets. Altérées, elles deviennent beiges et sans consistance car transformées en argiles. Une savane herbacée parsemée de quelques niaoulis les recouvre. Par



endroits, ces schistes renferment des concentrations de plomb, de cuivre, de zinc et... d'or. Des années 1870 aux années trente ces gisements ont été exploités et ont contribué au développement économique du village de Ouégoa. Systématiquement associés à ces gisements métalliques, des niveaux de roches volcaniques (basaltes et rhyolites) rappellent la forte activité magmatique de ce petit bassin sédimentaire il y a environ 80 à 65 millions d'années.

l'unité de Poya : elle est reconnue tout le long de la côte ouest de l'île Ouen à Koumac. On en retrouve des équivalents sur la côte est à Poindimié, entre Canala et Houailou... Elle montre une épaisseur variable de sédiments d'origine marine profonde surmontant des basaltes qui montrent çà et là des structures en coussins. Les plus spectaculaires sont visibles sur la plage de Gatope à Voh. L'ensemble évoque le fond d'un océan aujourd'hui disparu.

l'unité des péridotites : c'est elle qui forme l'essentiel des reliefs, dans le sud et le long de la côte ouest à partir de Bourail. Puisque cette unité se développe sur l'ensemble de la Grande Terre, elle n'a pas reçu le nom d'un lieu mais celui des matériaux principaux qui la constituent.

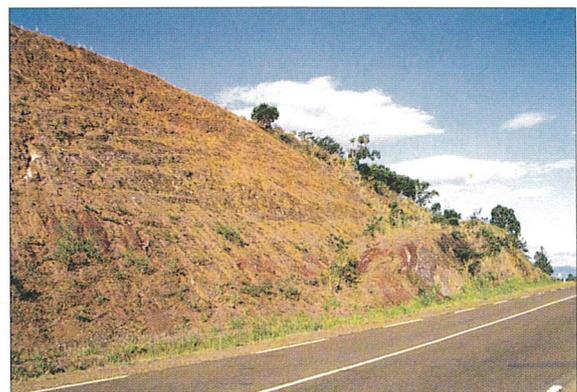
On rencontre essentiellement des roches cristallines d'origine profonde, représentant une infime partie du manteau supérieur du globe terrestre (péridotites). Cette unité recouvre toutes les autres et sa mise en place a été la plus récente (moins de 40 millions d'années). Beaucoup de données géologiques à terre et en mer ont montré une continuité entre cet ensemble et le fond d'un petit océan. Ce dernier n'est autre que le bassin des Loyauté (entre les îles du même nom et la côte est de la Grande Terre) dont le fond est recouvert de plusieurs milliers de mètres de sédiments et de 2 000 mètres d'eau.

Ne soyez pas surpris de rencontrer des ensembles si disparates sur une surface aussi réduite que celle de la Grande Terre. La juxtaposition d'ensembles de roches formées dans des contextes géographiques différents suppose des déplacements horizontaux sur de grandes distances. C'est une des conséquences de la tectonique des plaques. Elle rend compte de la mobilité de plaques rigides de taille très variable sur des centaines de kilomètres et à des vitesses de quelques centimètres par an. C'est dans cet esprit qu'il faut envisager l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie.



RPN3, rive gauche de l'embouchure de la Ouaième, 200 mètres du bac, au nord de Hienghène.

Les reliefs du revers oriental du mont Panié (schistes métamorphiques) sont vigoureux. Ils marquent la transition brutale entre les plus hauts sommets de la Grande-Terre (1600 mètres) et le fond du bassin des Loyauté, sous quelques milliers de mètres d'eau. L'érosion des reliefs est importante et aboutit à un gros apport de matériel détritico. Un petit delta s'est formé à l'embouchure de la Ouaième.



RT1, quelques kilomètres au nord de Nandäi.

Le long de la côte ouest, la RT1 traverse souvent des talus brunâtres taillés dans des basaltes altérés et les roches sédimentaires qui leur sont associées (radiolarites, argilites des grands fonds...). Ces roches sont presque toujours altérées sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres. Saines, elles laissent apparaître leurs teintes naturelles (gris-noir pour les basaltes et lie-de-vin pour les argilites). Cette association entre roches magmatiques et sédimentaires est typique de l'Unité de Poya.

Que dire des îles Loyauté ?

Celui ou celle qui met le pied à Ouvéa, Lifou, Tiga ou Maré prend conscience des différences géologiques qui séparent les Loyauté de la Grande Terre. Leur altitude croît de la première (40 mètres) à la dernière (140 mètres). Exception faite d'Ouvéa, les autres présentent une dépression centrale très plate entourée d'un rempart abrupt discontinu. Les falaises qui limitent ce rempart sont aussi marquées vers l'extérieur, en direction du grand large, que vers l'intérieur.

Les roches rencontrées sont essentiellement des calcaires d'origine biologique. Ils résultent de la formation de squelettes calcaires par des animaux (coraux, bryozoaires, microfossiles) ou des végétaux (algues vertes ou rouges). Il s'ensuit une accumulation sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres de matériaux riches en fossiles. De nombreux gouffres parsèment ces calcaires et donnent parfois accès à une immense réserve d'eau souterraine utilisée pour la consommation des loyaltiens.

Seuls quelques affleurements de roches magmatiques sont signalés à Maré. Ce sont des basaltes parfois finement cristallisés, perçant au travers de l'épaisse couche de calcaire.

En prenant un peu de recul, on s'aperçoit que ces quatre îles sont alignées parallèlement à la Grande Terre dont elles sont séparées par le bassin des Loyauté. C'est la fermeture partielle de ce bassin qui amène l'unité des péridotites à chevaucher le bâti calédonien. Si la fermeture se poursuivait encore quelques millions d'années, nous n'aurions besoin ni de bateaux ni d'avions pour nous rendre aux îles Loyauté.



Maré : vue aérienne du littoral Est (Dranine).

La bordure externe du bourrelet périphérique présente une succession de gradins, limités par des falaises verticales. À leurs pieds la plate-forme corallienne récente forme le rivage actuel.

Le noyau de la Grande Terre est très ancien

Cette appellation de “noyau ancien” est pratique car elle regroupe un ensemble de formations géologiques disparates, anciennes, qui supportent les unités lithostratigraphiques mises en place plus récemment. Le noyau ancien, ou socle, peut être scindé en trois ensembles.

Tout d’abord, les roches supposées être les plus anciennes sont des sédiments détritiques riches en quartz et en feldspaths. Ils sont souvent fins, on parle de schistes quartzo-feldspathiques. Ils forment deux massifs que les géologues regroupent sous le nom d’unité de la Boghen. Au nord le massif de Ouango-Netchaot est traversé par la Koné-Tiwaka et abrite les tribus de Bopope, Até, Pombéi... Dans le sud, entre Farino, Sarraméa et la région de Poya, le massif de Boghen forme l’essentiel des reliefs de la chaîne centrale.

Les schistes quartzo-feldspathiques reposent sur un “socle” de roches volcaniques (basaltes) dont la disposition en coussins est en grande partie oblitérée par d’importantes déformations. Les coussins très étirés ressemblent davantage à des galettes, entre lesquelles on trouve un matériau rouge ou vert, très dur, que l’on appelle du jaspe. Cette roche, de nature sédimentaire, révèle le dépôt en plein océan d’une très grande quantité de restes d’organismes microscopiques ou radiolaires. Le jaspe est donc une variété de radiolarite. Malheureusement ici, les microfossiles éventuels n’ont pas supporté les mauvaises conditions imposées par un ou plusieurs événements tectoniques. Forte pression et température élevée les ont fait disparaître. La datation de ces événements pose problème. Aucune information ne peut être tirée des fossiles et les mesures déduites de la désintégration d’éléments radioactifs dans certains minéraux ne sont pas plus fiables. Certains les attribuent néanmoins à une période très reculée de la fin de l’ère primaire.

L’association entre des basaltes en coussins et des sédiments marins de ce type suggère le fond d’un océan aujourd’hui disparu, idée qui sera développée ultérieurement. Selon une interprétation récente, sur ce fond océanique se sont déposés des matériaux détritiques comme en charrient actuellement les grands deltas sous-marins (Gange, Indus).

Juxtaposées ou “collées” à cet ensemble et présentes le long de la côte ouest (Moindou, baie de Saint-Vincent et Teremba...), des formations géologiques plus récentes renferment à la fois des sédiments fossilifères et les témoins d’une activité magmatique en relation avec le fonctionnement d’une zone de subduction (ancienne et aujourd’hui inactive). Ces terrains se sont déposés entre la fin de l’ère primaire (Permien) et le milieu de l’ère secondaire (Jurassique). De grandes ressemblances dans la nature des roches et les fossiles qu’elles contiennent existent entre ces matériaux et ceux trouvés en Nouvelle-Zélande près de la localité de Murihiku (île



Chutes de Pombéi



RP4, à quelques kilomètres du versant ouest du col de Nassirah.

Les sédiments permotriassiques sont parfaitement stratifiés bien que bousculés par les effets de la tectonique. Des failles presque verticales décalent certaines strates de roches sédimentaires détritiques montrant une alternance de niveaux grossiers (en relief) et de niveaux fins (silteux) plus sensibles à l’érosion.



Plage, quelques kilomètres au sud du fort de Térémba.
Ces sédiments grossiers ou conglomérats, ont été déposés lors d'une transgression marine il y a 210 millions d'années (Trias supérieur). Ils reposent, en discordance, sur des matériaux plus anciens desquels ils tirent une bonne part de leur constituants (galets de roches volcaniques...).



Plage de Bouraké, Bouloupari.
Le long de la plage affleurent des roches sédimentaires riches en restes de mollusques fossiles du genre *Monotis*. Ce sont des bivalves, ressemblant à des peccans et ayant vécu il y a 230 millions d'années (Trias, Lias).

du Nord). Il s'agit d'une alternance de sédiments détritiques plus ou moins grossiers, parfois riches en matière organique, et de dépôts de nature volcanique (projections, produits du démantèlement de reliefs volcaniques). Des fossiles d'organismes marins tels que mollusques gastéropodes, brachiopodes et "coraux" ont été retrouvés et permettent de déduire un environnement marin peu éloigné du littoral.

Durant toute cette époque un des éléments qui constituent actuellement le bâti de la Grande Terre et un élément du microcontinent néo-zélandais devaient appartenir à un vaste bassin sédimentaire, en bordure du super-continent du Gondwana. Il devait être le siège d'une activité magmatique comme en connaît la cordillère des Andes. Une zone de subduction devait engloutir un pan de l'océan paléo-pacifique, plongeant vers l'ouest ou le nord-ouest sous le Gondwana.



RP5, route du col d'Amieu, entre Sarraméa et Canala.
Les structures arrondies ("pillow" ou oreillers, quelques décimètres de diamètre) résultent de l'interaction entre l'eau de mer froide et des laves basaltiques chaudes (1 200°C) qui s'épanchèrent sur le plancher d'un océan, il y a 300 millions d'années. Les reliques de cet océan, aujourd'hui disparu, sont regroupées sous le nom d'ophiolite de Koh, du nom d'un petit village situé entre Sarraméa et Kouaoua (RPN3).

Le troisième élément du noyau ancien affleure sous la forme de reliefs vigoureux et peu accessibles, au cœur de la chaîne centrale. Du nord au sud, cette formation s'égrène en plusieurs petits massifs (Cantaloupai, Tarouimba, Sphinx, Koh, Koua). Celui de Koh, du nom d'un petit village entre Canala et Houailou, offre un empilement de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur de sédiments marins reposant là encore sur les fonds supposés d'un océan refermé depuis très longtemps. Contrairement aux massifs de Boghen et de Ouango-Netchaot, aucune transformation profonde ne vient oblitérer l'organisation en coussins des basaltes de ce fond océanique. Des roches sédimentaires siliceuses ou radiolarites, d'origine marine, leur sont associées. Cette disposition est commune à tous les massifs cités plus haut, même si la superposition n'est pas aussi complète que dans le massif de Koh.

Au moment de leur formation, les trois unités lithostratigraphiques du noyau ancien occupaient des régions géographiques éloignées d'une distance probablement importante mais inconnue. Leur rapprochement, leur juxtaposition se sont faits lors d'une phase tecto-

nique qui a également intéressé certaines unités de Nouvelle-Zélande. On parle de phase tectonique ou orogénèse "Rangitata". Elle a dû se dérouler pendant le Crétacé inférieur car aucun terrain de cet âge n'a été découvert sur le territoire. Les terrains plus anciens (Trias, Lias, Jurassique) sont souvent très plissés alors que les plus récents (Crétacé supérieur) sont souvent peu déformés et déposés à plat sur les précédents. Nous reparlerons de cet aspect historique et chronologique un peu plus tard.



RP5, route du col d'Amieu, entre Sarraméa et Canala.

Entre les pillows se déposent des matériaux riches en silice et en oxydes de fer (et d'autres métaux). Ce sont des jaspes. Ils résultent de réactions chimiques entre les basaltes fraîchement émis par l'activité volcanique sous-marine et l'eau de mer. Elle circule au travers de fractures ménagées dans toute l'épaisseur de la croûte océanique et trouve là l'occasion de se réchauffer pour mieux réagir avec les roches qu'elle traverse.

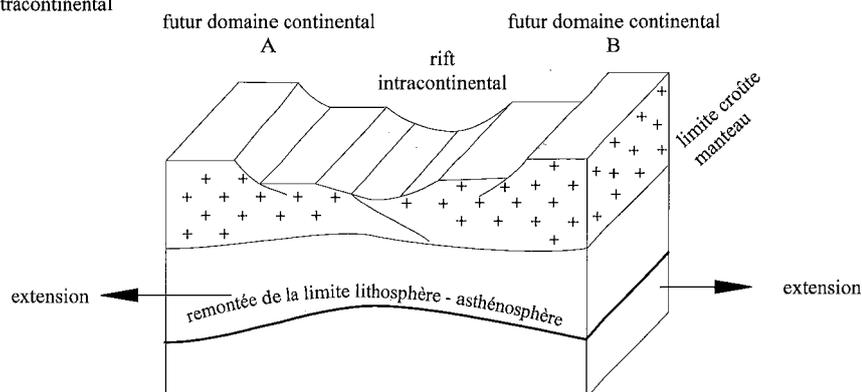
La Nouvelle-Calédonie et ses relations avec le super-continent du Gondwana

Comme le mentionnent certains ouvrages traitant de l'environnement néo-calédonien, la particularité de la flore et de certains éléments de la faune terrestre s'explique mieux si l'on tient compte de rapports étroits et anciens entre la Grande Terre et le continent australien. Ces relations ont dû exister mais il y a bien longtemps, car ces deux territoires sont actuellement séparés par la mer de Tasman large de près de 2 000 kilomètres.

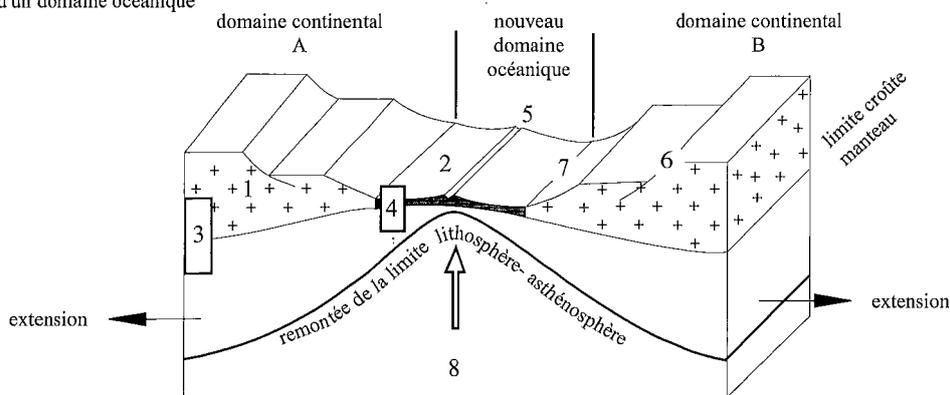
Celle-ci s'est ouverte il y a 80 millions d'années, c'est-à-dire à la fin du Crétacé. Un mécanisme bien connu des géologues, l'expansion des fonds océaniques, aboutit à la fabrication d'un plancher, d'une croûte au niveau d'une zone spécialisée dans cet office que l'on appelle une ride. La première étape consiste en une fracturation de la lithosphère (croûte et manteau supérieur) située entre deux masses continentales en train de diverger. Un fossé ou rift se creuse. Il est limité par des failles dites normales car traduisant un étirement, une extension à l'échelle de la région considérée.

Ce fossé est très vite comblé par les produits du démantèlement des reliefs en cours de surrection. Plus tard et si l'extension de la lithosphère se poursuit, cette dernière deviendra si mince qu'elle disparaîtra. Mais comme la nature a horreur du vide, la lithosphère continentale fera place à son homologue océanique.

1^{ère} étape :
formation d'un rift intracontinental



2^{ème} étape :
formation d'un domaine océanique



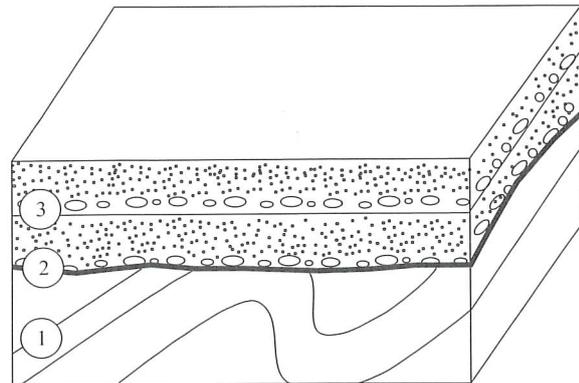
- | | |
|----------------------------|------------------------------|
| 1 croûte continentale | 5 ride médio-océanique |
| 2 croûte océanique | 6 faille normale |
| 3 lithosphère continentale | 7 marge continentale passive |
| 4 lithosphère océanique | 8 asthénosphère |

Structures accompagnant la fragmentation de la lithosphère quand deux masses continentales se séparent

On remarquera que toutes les formations de la chaîne centrale sont assemblées pour former un ensemble hétéroclite : le noyau ancien. C'est sur un bâti composite, déformé par plusieurs épisodes tectoniques et entièrement érodé que se sont déposés les sédiments du Crétacé supérieur. Leur disposition ne respecte pas celle des formations antérieures. Un tel dispositif porte le nom de discordance ; les sédiments du Crétacé supérieur reposent en discordance sur d'autres plus anciens.

Une discordance est marquée sur le terrain ou sur les cartes par une différence dans la disposition géométrique des terrains situés au-dessous et en dessus. Un tel marqueur constitue un jalon important dans l'histoire géologique d'une région. Il y a eu avant la discordance, il y aura après.

Entre les deux il existe un hiatus, une pause dans la continuité des dépôts sédimentaires. Les géologues parlent de lacune stratigraphique quand l'enregistrement de l'histoire par les sédiments s'est interrompu pendant une période plus ou moins longue. Ajoutons une remarque importante. Si une discordance s'accompagne toujours d'une lacune stratigraphique, une lacune n'est pas systématiquement associée à une discordance.



- 1 : dépôt, érosion et plissement de roches sédimentaires anciennes
- 2 : surface d'érosion
- 3 : dépôt en discordance de terrains postérieurs au plissement.

Après un épisode tectonique les terrains plissés et faillés sont érodés. Le nouveau relief est une surface d'érosion presque horizontale qui correspond au dépôt des matériaux arrachés à la chaîne de montagne érigée quelques temps auparavant.

La disposition des terrains de part et d'autre de cette surface n'est pas la même, on parle de discordance. Sur une carte ou sur le terrain, une discordance est un marqueur chronologique, historique, très précieux.

La nature des sédiments nous renseigne sur les conditions régnant pendant le dépôt.

Les géologues qui se sont intéressés à la Nouvelle-Calédonie ont très tôt divisé les dépôts du Crétacé supérieur en trois ensembles correspondant à des conditions de dépôt différentes.

Les dépôts les plus anciens à la base de la série sont constitués de particules assez grossières. La roche sédimentaire ainsi constituée porte le nom de conglomérat. On parle aussi de poudingue car les éléments sont arrondis. Leur nature rappelle qu'ils ont été arrachés au soubassement plus ancien par la mer qui avance, par transgression, sur un littoral en cours d'érosion.

Par exemple dans la région de Moindou, ce sont des galets issus du socle métamorphique de la formation de la Boghen. À La Foa, les éléments arrondis proviennent

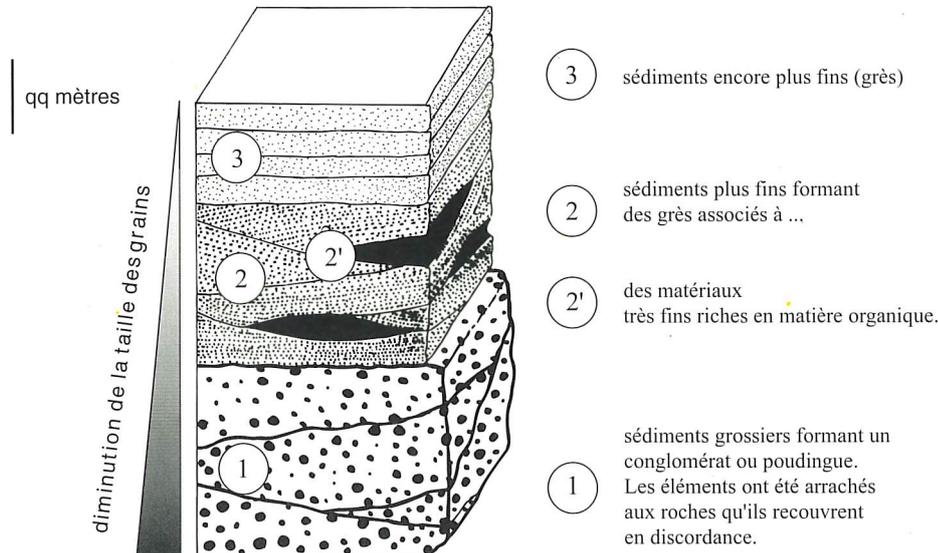


Nouméa, RP 14, face à l'aérodrome de Magenta.

Les grès déposés au Crétacé supérieur, riches en débris de feldspath, prennent ici une teinte rouille en raison de l'oxydation de nombreux grains de pyrite. Celle-ci est présente dans les niveaux riches en matière organique. La stratification est quasiment horizontale, seulement interrompue par des failles. Quelques niveaux plus grossiers apparaissent en relief.

des formations volcano-sédimentaires datées du Trias au Jurassique. Leur présence dans les niveaux de base du Crétacé supérieur signe une période de démantèlement efficace de reliefs vigoureux.

Sur les conglomérats se sont déposés des sédiments également détritiques mais nettement plus fins. Il s'agit de grès et de shales riches en matière organique fossile (charbon).



Au Crétacé supérieur, l'ouverture de petits bassins marginaux en périphérie du continent australien (ou gondwanien) est enregistrée dans la sédimentation du bassin de Nouméa. La diminution de la taille moyenne des particules détritiques suppose une diminution de l'importance des apports et (ou) une augmentation de la distance entre la source et l'aire de dépôt.

Les grès renferment des grains de micas, de feldspaths et de quartz cimentés par de la calcite. Cette association, hormis la calcite, rappelle celle rencontrée dans des roches magmatiques appartenant à la grande famille des granites. Pour tenter une comparaison avec une situation actuelle, signalons que les sédiments déposés dans le lit de la rivière la Thi (Saint-Louis) sont constitués d'un mélange de quartz, de feldspaths et de micas. Rien de surprenant car cette rivière a creusé son lit au cœur d'un des rares massifs granitiques de Nouvelle-Calédonie. Pourquoi ne pas envisager que les grès cités plus haut proviennent de l'abrasion de reliefs de nature équivalente ?

En plus de ces constituants arrachés à un relief probablement continental, certains géologues ont signalé la présence de débris d'origine volcanique. Serait-ce la preuve qu'une telle activité a régné pendant une partie du dépôt des sédiments du Crétacé supérieur ?

Associés à ces grès riches en débris de feldspaths, on rencontre des niveaux argileux riches en matière organique (shales). Ils ne forment pas de véritables strates mais plutôt des lentilles d'extension horizontale limitée à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres. Les débris organiques sont identifiés comme ceux de végétaux terrestres !

Les derniers niveaux attribuables au Crétacé supérieur sont des grès très fins



RT1, entre Moindou et La Foa.

La sédimentation deltaïque, au Crétacé supérieur, a permis le développement, le piégeage et la conservation de la matière organique. Celle-ci est parvenue jusqu'à nous sous une forme fossilisée : le charbon. Entre deux niveaux gréseux plus ou moins grossiers apparaît nettement un banc de quelques mètres d'épaisseur de sédiments plus sombres car enrichis en matière organique.



Route des rochers d'Adio (entre la RT1 et la tribu de Goapin).
 Dans les sédiments fins et riches en matière organique du Crétacé supérieur, on rencontre des structures qui rappellent des œufs d'autruche. Ce sont des nodules formés au moment de la transformation des sédiments en roche (diagénèse) et qui peuvent renfermer des fossiles de bivalves (*Inocérames*) ou d'ammonites.



Musée du Service des Mines, Nouméa.
 Le nom de ce fossile, *Caledonites néocalédonicus*, indique clairement sa provenance géographique. C'est une ammonite qui a vécu au Crétacé supérieur, il y a environ 80 millions d'années.

repérables dans le paysage grâce à la couleur qu'ils prennent après altération (gris violacé, beige, blanc). Ils renferment souvent des nodules fossilifères contenant des ammonites (*Caledonites caledonicus*) et des mollusques bivalves (*Inocérames*) semblables à ceux que l'on trouve de nos jours dans les marais côtiers (baie de Canala) et qui renferment des restes de crabes et de bivalves.

Cette remarque supplémentaire permet de mieux cerner l'environnement sédimentaire au Crétacé supérieur. Il s'agirait d'une région littorale, peu profonde, d'une mosaïque de zones permettant le dépôt de particules sableuses et de zones favorables à l'accumulation et la préservation de la matière organique. En effet la présence de nombreux débris de végétaux et de fossiles d'animaux vivant en zones littorales peu profondes comme les bivalves suggèrent la proximité d'un delta. Comme tous les deltas actuels celui-ci devait être constitué de nombreux bras ou chenaux plus ou moins divagants entre lesquels aurait pu se développer une végétation terrestre ou lagunaire (mangroves actuelles).



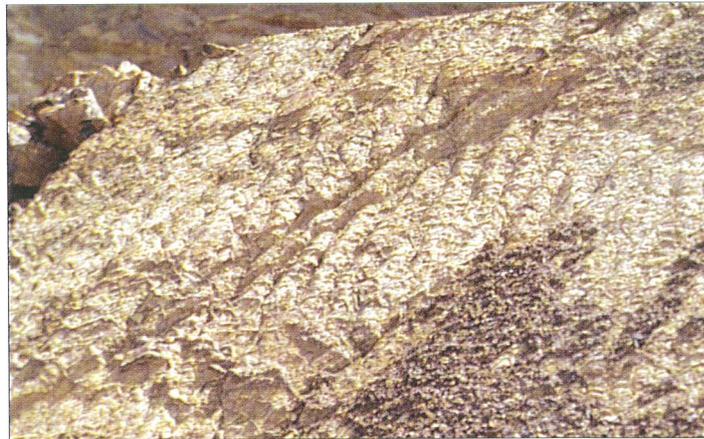
Musée du Service des Mines, Nouméa.
 Dans les mêmes matériaux que ceux où l'on trouve des fossiles de mollusques bivalves, des restes de végétaux terrestres (dont des fougères, visibles sur l'échantillon) indiquent que la région était en partie exondée au Crétacé supérieur (- 80 millions d'années). On peut imaginer une zone deltaïque parcourue par des chenaux entre lesquels des îlots de végétation auraient pu se développer. Pure spéculation ? Non. Simplement un essai de reconstitution d'un paysage ancien.



Musée du Service des Mines, Nouméa.
 Dans les matériaux détritiques les plus fins (siltis sombres, riches en matière organique) déposés au Crétacé supérieur, la conservation des fossiles fournit les restes de mollusques bivalves nommés *Inocérames*. Cet échantillon présente un moulage interne. Les structures courbes ou côtes ornant les coquilles sont ici bien marquées.

L'examen rapide de la sédimentation au cours du Crétacé supérieur montre une diminution générale de la taille des particules déposées. Ceci peut être attribué à une baisse de l'intensité de l'érosion des reliefs et (ou) à une augmentation de la distance entre la source d'apports détritiques (reliefs en cours de démantèlement) et la zone de sédimentation. Ces deux situations ne sont pas incompatibles.

Mais que sait-on de la source qui fournit les sédiments pendant le Crétacé supérieur ? Dans certaines roches magmatiques ou métamorphiques, composants essentiels de la croûte continentale, il existe des minéraux très résistants à des causes de dégradation aussi variées que l'altération par les eaux de pluie, les pressions et températures élevées développées au cours d'événements tectoniques... Ils sont mêmes réfractaires à la fusion. Ce sont des zircons (association de zirconium et de silice) qui comptent parmi les plus vieux minéraux du monde. Certains sont presque aussi âgés que notre planète (4.2 milliards d'années pour des cristaux trouvés en Australie). D'autres ont été découverts dans les sédiments déposés au cours du Crétacé supérieur, en Nouvelle-Calédonie. Ils proviendraient de l'érosion de reliefs continentaux, granitiques et métamorphiques, appartenant à la bordure est du continent Australien et situés à la latitude des Nouvelles Galles du Sud. Cela implique une dérive du bâti calédonien vers le nord-est, depuis la fin du Crétacé. La géologie marine nous apprend qu'à cette époque, l'ouverture de la mer de Tasman et du bassin de Nouvelle-Calédonie isolent progressivement les aires de dépôts situées à la périphérie du Gondwana, les privant de leur approvisionnement en produits détritiques.



RP 2, route du Mont Dore, versant ouest.

La surface de certains bancs de grès du Crétacé supérieur est parcourue de vaguelettes ou "ripple-marks". Ces figures rappellent celles laissées sur le sable des plages par des remous (courants, vagues). Cette observation suggère que, lors de leur dépôt il y a 80 millions d'années, ces grès étaient soumis à des conditions analogues. Le littoral ne devait pas être loin.

L'association de sédiments détritiques et de produits volcaniques suggère une intense activité tectonique et magmatique au Crétacé supérieur.

Du Mont Dore à la vallée de la Tamoia (entre le col de la Pirogue et La Tontouta), des roches volcaniques s'intercalent dans les sédiments du Crétacé supérieur. Elles sont repérables dans le paysage parce qu'elles forment des reliefs allongés plus abrupts que ceux formés par les sédiments environnants. Le pic Malaoui ou Chapeau de Gendarme est remarquable à cet égard. Sur les hauteurs de Koutio et de Yahoué ces falaises de matériaux volcaniques apparaissent très nettement.

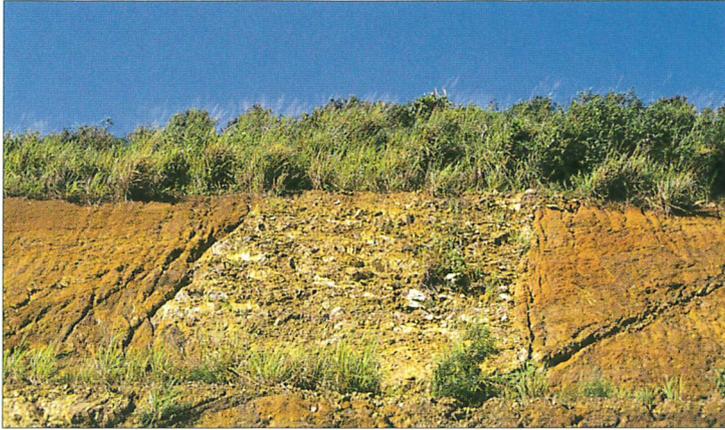


Savexpress, quelques kilomètres avant le péage et la sortie.

La savane à niaoulis repose sur des formations sédimentaires du Lias. En arrière-plan, la végétation change car elle est installée sur des grès du Crétacé supérieur. Ceux-ci sont surmontés d'une falaise de matériaux volcaniques intercalés au sein des sédiments. La présence de cette barre rocheuse indique que les roches volcaniques (rhyolites ou rhyodacites) résistent mieux à l'érosion que les grès qui les encadrent.

Sur une carte géologique ces formations se suivent sur plusieurs kilomètres, parallèles entre elles et à la direction principale de la Grande Terre (nord-ouest / sud-est).

Certains sites (lotissement FSH, Yaouhé, commune de Dumbéa) laissent apparaître les relations entre les sédiments détritiques et les produits d'une activité volcanique.



Lotissement FSH, Yaouhé.

Au travers des sédiments du Crétacé supérieur (bruns car altérés, stratification horizontale), des roches plus claires, de nature volcanique (rhyolites), forment un filon de 10 à 15 mètres de large.

Ces derniers recourent la stratification horizontale à cet endroit sous la forme de filons de quelques mètres de largeur. Ces roches magmatiques sont assez claires à l'affleurement et verdâtres en sections fraîches. Une observation plus minutieuse permet d'y reconnaître des cristaux blancs de feldspaths bien formés noyés dans une pâte qui donne sa couleur à la roche. La disposition géométrique et l'organisation intime de ces roches magmatiques montrent qu'elles se sont mises en place dans un état partiellement liquide en suivant des fissures découpant les roches sédimentaires environnantes.

Le passage du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur (Paléocène et Éocène moyen) enregistre les premières étapes de la dislocation de la marge est du Gondwana.

Partout dans le monde, les géologues traquent les indices du passage de l'ère secondaire à l'ère tertiaire. En effet, les roches sédimentaires qui ont enregistré cette transition livrent des informations précieuses sur les causes de la disparition de grands groupes zoologiques comme les dinosaures à terre ou les ammonites en mer. Cette crise biologique majeure a intéressé toute la planète et on la met de plus en plus sur le compte de la collision, il y a 65 millions d'années, entre notre bonne vieille Terre et une météorite. En Nouvelle-Calédonie se sont déposés à cette période des sédiments littoraux puis franchement marins. Malheureusement ces derniers n'ont encore apporté aucune information sur la manière dont avait été vécue la crise dans la région.

Le col de Boghen, entre Moindou et Bourail, traverse les derniers terrains déposés au Crétacé supérieur et les premiers dépôts du Tertiaire. Les cartes géologiques de la région montrent une continuité entre les dépôts du Crétacé supérieur et ceux plus récents du Tertiaire inférieur. Aucune lacune stratigraphique ni discordance n'y ont été mises en évidence. Cela signifie que la sédimentation s'est déroulée sans interruption notable de - 90 à - 45 millions d'années. Pendant tout ce temps, le bassin sédimentaire qui a réceptionné ces sédiments est resté à peu près tranquille tout en s'approfondissant.

Les dépôts du Tertiaire inférieur ont une origine marine incontestée.

Ces terrains affleurent assez fréquemment sur la côte ouest comme sur la côte est. Dans la région de Nouméa, on les rencontre au Ouen-Toro, au Mont Vénus, à Nouville (pointe Denouel, Kuendu-Beach, fort de Téréka...). Sur la RT1, depuis le col de la Pirogue, on aperçoit des collines semblant couvertes de neige. Ce sont des dépôts du tertiaire inférieur ou paléocène. À l'ouest de Bourail, ils forment les reliefs des Montagnes Blanches. Enfin entre Koumac et Kaala-Gomen, ils forment des falaises abruptes rehaussant des collines nettement plus molles. Les grottes et la corne de Koumac sont également de bons exemples.

À l'affleurement le matériau qui prédomine est très dur, souvent plissé, montrant une stratification ondulée. C'est une roche sédimentaire siliceuse formée de très petits grains de

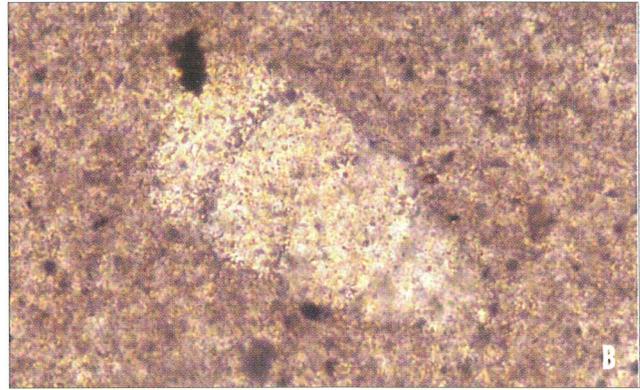
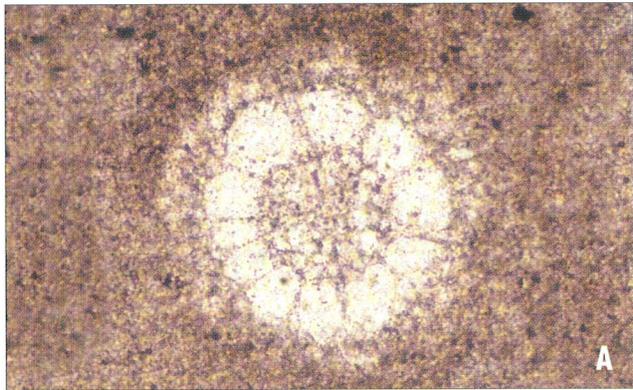
quartz, invisibles à l'œil nu. Dans les milieux bien informés on parle de phtanites. L'examen au microscope révèle l'existence de petites aiguilles siliceuses, éléments du squelette de certaines espèces d'éponges, et de rares restes de microfossiles (radiolaires). L'altération des phtanites leur fait prendre une couleur blanche, bien visible le long des routes qui, depuis Koumac, mènent à Poum ou à Ouégoa.

Intimement associées aux phtanites, d'autres roches forment souvent des reliefs verticaux comme les falaises calcaires de Lindéralique ou de la poule de Hienghène.



Nouméa, Ouen-Toro, entre la piscine et la côte blanche.

Les roches plissées sont ici des phtanites, roches sédimentaires riches en silice, d'origine biologique et déposées en milieu marin profond. Leur dépôt est contemporain de celui des calcaires de Nouville, c'est-à-dire vieux de 60 à 45 millions d'années.



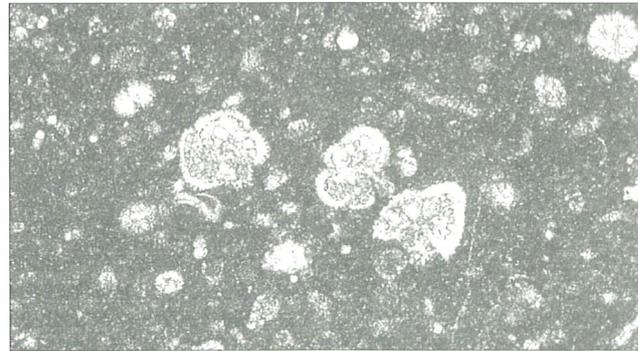
Microscope de pétrographie, lumière polarisée, grossissement de 100 fois.

Les fossiles que l'on rencontre dans les phtanites sont rares et de très petite taille. Ils sont constitués d'une coque siliceuse (ou test) qui protégeait l'animal vivant. Ce sont des radiolaires. Leur forme évoque soit une petite sphère hérissée de prolongements fins et fragiles (radiolaires spumellaires, A), soit une petite nasse, également porteuse de prolongements (radiolaires nassellaires, B).

Sur la presqu'île de Nouville, l'ancienne carrière de la pointe Denouel (à proximité du stand de tir de la police) est creusée dans des matériaux blancs, se débitant en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur et moins durs que les phtanites. Ce sont des calcaires formés de très petits cristaux de calcite. Ils sont très fins et renferment d'innombrables restes de foraminifères (globigérines) qui ont permis de les dater. Les matériaux qui forment les roches déposées pendant cette période, c'est-à-dire la silice et le calcaire, sont apportés par l'activité biologique qui règne dans les eaux de surface à l'aplomb des fonds océaniques qui collecteront les squelettes calcaires et siliceux des organismes morts. Leur accumulation

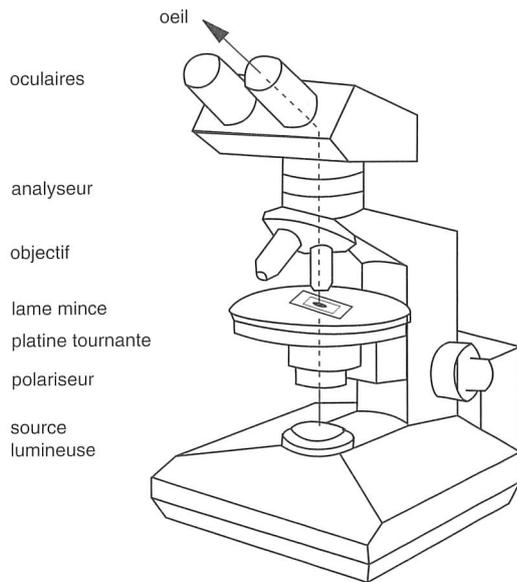


Nouméa, presqu'île de Nouville, pointe Denouel, un kilomètre au-delà du centre pénitentiaire. Dans les calcaires "de Nouville", la stratification apparaît clairement sous la forme de bancs pluricentimétriques, légèrement ondulés.



Microscope de pétrographie, lumière polarisée, grossissement de 50 fois.

Les calcaires affleurant à Nouville, au Rocher à la voile, à Koumac ou à Hienghène (la Poule)... renferment d'innombrables restes de microfossiles du groupe des foraminifères, globigérinidés. Ce sont des animaux qui vivent en suspension dans l'eau de mer et qui se déposent à leur mort sur le fond des océans comme des flocons de neige.



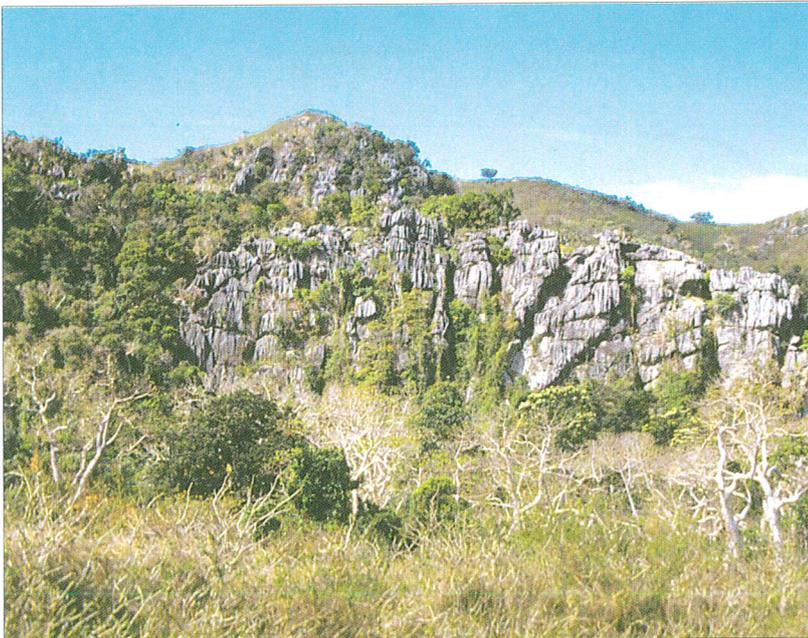
Le microscope de pétrographie est l'un des outils indispensables aux géologues. Il permet l'observation de lames minces de roches pour définir l'agencement des minéraux, leur nature, fournir des éléments de classification et des informations sur la genèse de ces roches. La lumière subit un traitement simple ou double selon qu'elle traverse un ou deux des systèmes de polarisation. C'est la façon dont les minéraux traversés agissent sur cette lumière qui fournit à l'observateur des informations sur leur nature.

permet tout d'abord le dépôt d'un matériau meuble, stratifié et riche en eau. Celui-ci va se compacter, durcir au cours du temps et se transformer en roche sédimentaire.

Les spécialistes en micropaléontologie - discipline qui étudie les microfossiles - pensent que ces calcaires se sont déposés du Paléocène à l'Éocène moyen, soit de - 65 à - 40 millions d'années.

Nous retiendrons de ce qui précède que la sédimentation au Tertiaire inférieur est typiquement marine et qu'elle s'est déroulée dans un milieu calme sans interruption pendant une vingtaine de millions d'années. Elle ne doit rien à un quelconque apport détritique car les particules arrachées par l'érosion aux terres émergées ne parviennent qu'en très faible proportion à de telles distances (plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres). Le cadre géologique proposé est celui d'une lanière étroite, allongée, qui s'est détachée de la bordure du plateau continental "gondwanien" au moment de l'ouverture de bassins océaniques (mer de Tasman et bassin de Nouvelle-Calédonie).

Les géologues marins reconnaissent en elle la future ride de Norfolk. Elle s'affaisse en même temps qu'elle se couvre de sédiments et atteint progressivement une profondeur qui interdit aux sédiments calcaires de se déposer. Les molécules de calcite, constituant les tests de foraminifères, ne supportent pas les fortes pressions exercées par plus de 3 500 mètres d'eau. Au-delà de cette profondeur, elles sont dissoutes, alors que les molécules de silice,

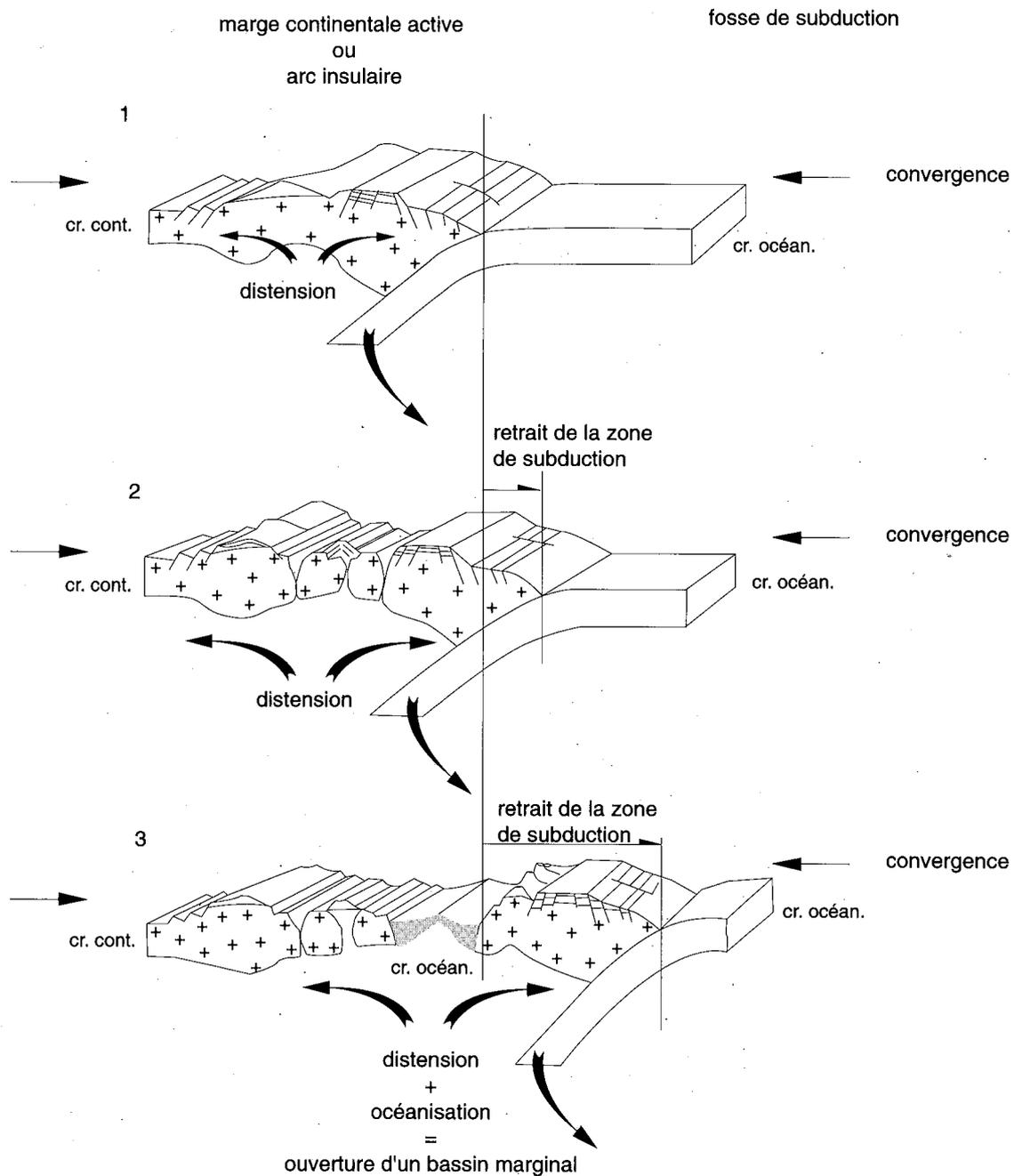


Koumac, route qui mène aux grottes.

Les falaises grises de calcaires vieux de 60 à 45 millions d'années sont fréquentes dans la région (Koumac, Kaala-Gomen, route de Ouégoa...). Les traces horizontales marquent approximativement la stratification de ces roches sédimentaires. Les stries verticales résultent de la dissolution partielle des calcaires par les eaux de ruissellement. On parle de "griffes du diable" comme si ces entailles avaient été creusées par une créature surnaturelle. L'arrière-plan montre des reliefs plus mous, modelés dans les phanites et quelquefois rehaussés de petites barres calcaires.

constituant les tests de radiolaires, résistent tout à fait bien. Il en résulte une prédominance des dépôts siliceux et une disparition progressive des calcaires au fur et mesure de l'augmentation de profondeur de l'aire de dépôt, en l'occurrence ici la ride de Norfolk.

La période comprise entre - 135 et - 45 millions d'années est riche d'informations. Elle s'inscrit dans la logique évoquée au début de ce chapitre ; celle de la fragmentation de la bordure est du super-continent du Gondwana. C'est à cette époque que la mer de Tasman, le bassin de Nouvelle-Calédonie... s'ouvrent, avec pour conséquence l'isolement progressif de ce qui deviendra la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie des influences sédimentaires, faunistiques et floristiques du grand frère gondwanien.



Une des caractéristiques géologiques de la bordure ouest de l'océan Pacifique est la permanence de petits bassins océaniques plus ou moins larges, associés systématiquement à des zones de subduction. Cette situation est paradoxale car elle associe des structures typiques de mouvements divergents (bassins limités par des failles normales) à des signes évidents de convergence (fosse de subduction). Le paradoxe n'est qu'apparent. Dans cette région, le panneau de lithosphère océanique plonge avec une très forte inclinaison, occasionnant très peu de frottement entre les deux plaques, alors que la vitesse de convergence est parmi les plus fortes enregistrées au monde (plus de 15 cm/an). La distension dont est l'objet la plaque supérieure s'explique par un déplacement de la zone de subduction (retrait de fosse) vers l'extérieur du dispositif, créant ainsi un "vide", un espace comblé par un étirement de la croûte et la naissance de failles normales. En réponse à cet étirement, de petites dépressions, parallèles à la zone de subduction, vont se creuser. Ces petits bassins sont qualifiés de "marginiaux" car générés le long de marges actives séparant deux domaines convergents.

La mer de Tasman, le bassin de Nouvelle-Calédonie au début de son histoire, le bassin du Diahot aujourd'hui très déformé, sont nés dans de telles conditions.

Les reliefs de la Grande Terre s'édifient pour former une véritable chaîne de montagnes.

Les cartes de la Grande Terre font apparaître deux points culminants dans la topographie de l'île. Les monts Humboldt et Panié dépassent 1600 mètres. L'un est constitué de péridotites et appartient à la nappe ophiolitique. Le second est un vaste dôme fait de roches métamorphiques. Il existe donc plusieurs manières de créer des reliefs équivalents. Nous allons les présenter successivement pour nous apercevoir enfin qu'ils participent du même grand principe : celui de la convergence de plaques dans le cadre de la tectonique globale.

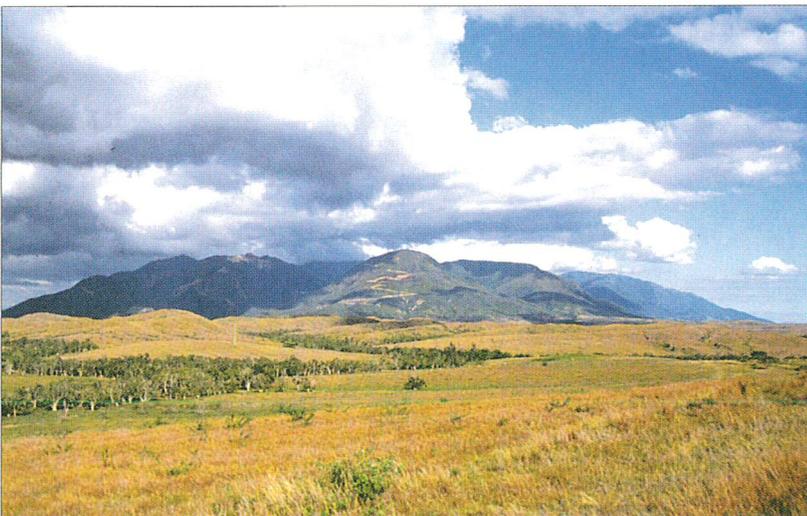
Les roches qui constituent les massifs miniers et celles qui forment l'unité de Poya ont parcouru de grandes distances pour édifier une bonne part des reliefs calédoniens.

Dans le paysage et sur les cartes géologiques, ces deux ensembles sont bien distincts. Les péridotites forment les reliefs parmi les plus élevés et les plus abrupts que l'on rencontre sur la Grande Terre. Au contraire, les basaltes qui forment l'essentiel de l'unité de Poya apparaissent sous la forme de petites collines herbeuses d'altitude modeste. Le contraste est saisissant surtout le long de la côte ouest et de la RT 1 où les deux unités sont visibles depuis les mêmes points de vue. Plusieurs questions se posent :

- quelles relations géométriques entretiennent-elles ?
- pourquoi les rencontre-t-on souvent ensemble ?
- comment se sont-elles mises en place ?
- quelle est leur signification en terme de tectonique des plaques ?

Des matériaux venus d'ailleurs et qui se superposent par le jeu de la tectonique des plaques

C'est probablement dans la région de Poya que l'on trouve les arguments géologiques les plus probants pour répondre à la première question. Les paysages montrent clairement que les péridotites (massifs miniers de Mé Maoya...) surmontent les collines de basaltes. Le passage de l'une à l'autre de ces unités est si brutal qu'il suggère la présence d'un contact anormal à la base des péridotites et (ou) au sommet des basaltes. Les géologues y voient une grande faille séparant les deux unités.



RT1, Poya, côte ouest.

Le massif minier de Mé Maoya dresse ses reliefs au-dessus de ceux, plus modestes, des représentants de l'unité de Poya. La superposition tectonique des deux unités, bien visible dans le paysage, est une constante de la géologie de toute la Grande Terre.

Celle-ci se suit sur des dizaines de kilomètres le long de la côte ouest, du nord au sud de la Grande Terre. En effet, plus au nord entre Koumac et Kaala-Gomen on retrouve le même dispositif. Cette remarque est valable dans le sud, pour les relations entre le Mont Dore et son soubassement basaltique.

La géométrie d'un tel accident est relativement simple. L'horizontalité paraît la solution qui s'accorde le mieux avec les observations précédentes.

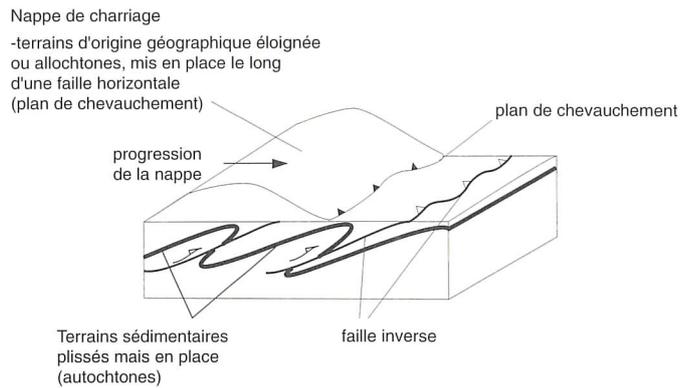
C'est un plan qui permet à une unité de surmonter ou d'en chevaucher une autre. On utilise le terme de

plan de chevauchement et l'on dit que l'unité des péridotites chevauche celle des basaltes de Poya (voir schéma). Selon ce point de vue, l'unité en position supérieure est une nappe. Mais cette nappe n'a pas été simplement posée sur son support (unité de Poya).

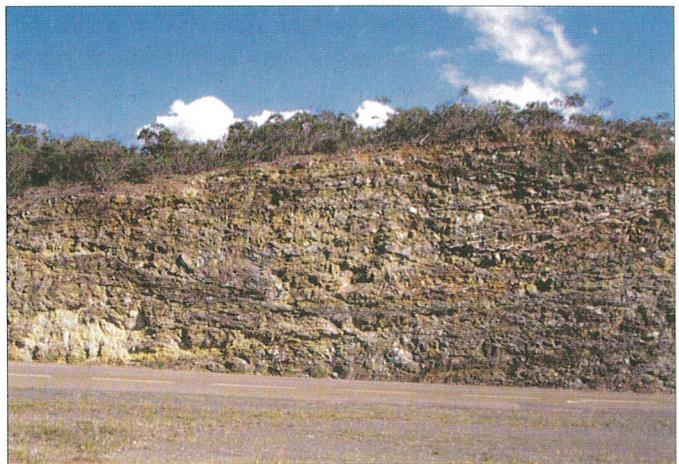
Des observations détaillées entreprises à la base de la nappe des péridotites révèlent l'existence de matériaux broyés, laminés. Ils sont bien visibles au col de Plum (commune du Mont-Dore) sous la forme de blocs de péridotites (souvent très serpentinisées) écrasés et emballés dans une matrice plus fine, tendre, très sensible à l'érosion. Au col de Muéo, de grands plans presque horizontaux découpent le talus creusé pour laisser passer la route. Ils donnent une idée de la géométrie du plan de chevauchement à l'échelle régionale.

À l'extrémité de la Grande Terre entre Paagoumène et Koumac (ruisseau des Gaïacs) des serpentinites se débitent en feuillets horizontaux. Ce sont des plans de schistosité, témoins des déformations engendrées par le glissement à l'horizontale de la nappe des péridotites sur un substratum supposé fixe (souvent les basaltes de l'unité de Poya). Ce mouvement suggère un déplacement de masses considérables de matériaux sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres. Seule la mobilité de la lithosphère dans le cadre de la tectonique des plaques peut rendre compte de phénomènes d'une telle ampleur. Il faut admettre que la position géographique actuelle des péridotites n'est pas celle qu'elles occupaient avant leur mise en place. Elles viennent d'ailleurs, en l'occurrence du nord-est de la position actuelle de la Grande Terre. On dit pour cette raison qu'elles sont allochtones. Par rapport à elles, les basaltes de l'unité de Poya paraissent en place, ou autochtones. Mais est-ce bien le cas ?

L'organisation intime de l'unité de Poya montre qu'elle a été fortement chahutée. Plis et failles inverses perturbent la continuité des strates de roches sédimentaires (radiolarites) reposant sur les basaltes. Quand elle est visible, la base de cette unité repose sur un soubassement de nature et d'âge variés à la faveur d'accidents semblables à celui évoqué plus haut. Il faut admettre que les basaltes ne sont pas non plus à leur place et qu'ils chevauchent un substratum composite formé de roches sédimentaires et



La mise en place d'une nappe de charriage aboutit à la superposition de deux ensembles séparés par un accident tectonique horizontal ou plan de chevauchement. La progression d'une nappe peut atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. Souvent à la base de la nappe et au sommet de l'ensemble chevauché, on note de fortes déformations ; les roches peuvent être écrasées et présenter une organisation en feuillet (schistosité).



RT1, col de Muéo, côté ouest.

La base de la nappe des péridotites a supporté une grande partie des déformations occasionnées par son déplacement. Les serpentinites sont laminées, broyées comme par le passage d'un rouleau compresseur. Des plans horizontaux, faisant partie du plan principal de chevauchement, rappellent que celui-ci n'est pas aussi mince qu'une feuille de papier.



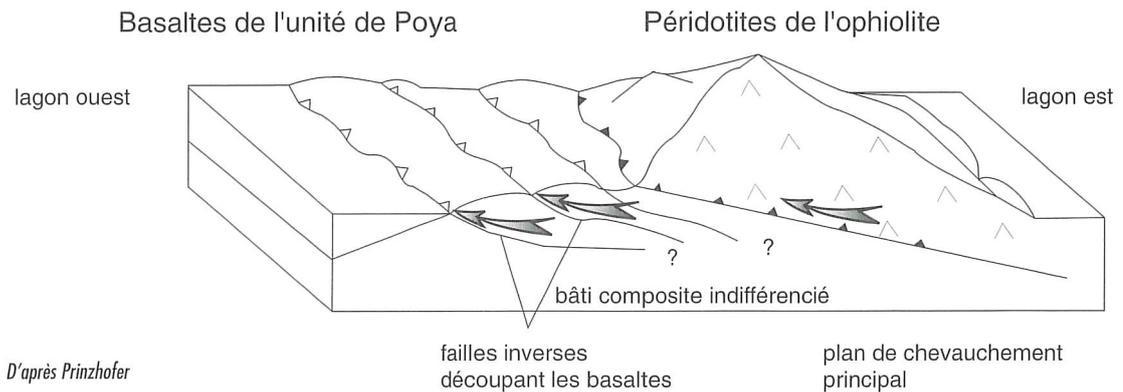
Mont-Dore, quelques kilomètres avant Plum.

Ce talus offre une coupe dans l'unité de Poya. Les teintes brunes correspondent à l'altération des basaltes, au sein desquels se trouvent intercalés des niveaux rougeâtres de roches sédimentaires (argilites, jaspes...). Comme partout ailleurs sur la côte ouest, cette association rappelle que l'unité de Poya est un fragment de fond océanique ou ophiolite. Le redressement des niveaux sédimentaires et leur décalage vers le sud-ouest (vers la gauche du cliché) par des failles horizontales (failles inverses, plans de chevauchement) résultent d'une activité tectonique, il y a moins de 40 millions d'années.

métamorphiques. Ils constituent vis-à-vis de cet ensemble hétérogène un matériel allochtone dont l'origine géographique est à rechercher, là encore, au nord-est de la position actuelle de la Grande Terre.

Plus malmenés que les péridotites, nous considérerons néanmoins les basaltes de l'unité de Poya comme une nappe. Le dispositif est simple. Trois éléments sont superposés :

- un bâti composite ancien, sédimentaire et métamorphique (table)
- l'unité de Poya (nappe)
- l'unité des péridotites (sur-nappe)



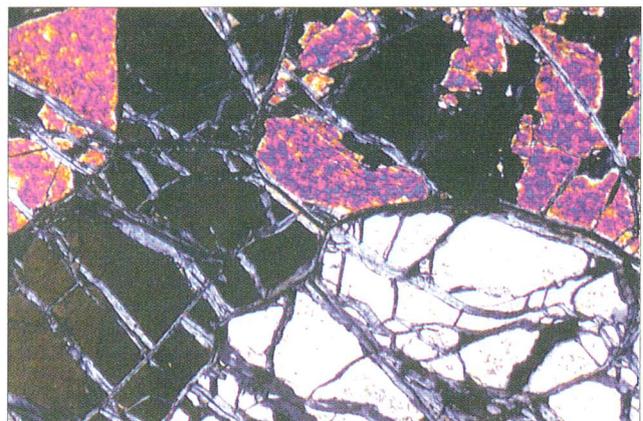
Péridotites et basaltes constituent le fond des océans actuels

Cette affirmation est le fruit du travail effectué depuis plusieurs décennies par des géologues à terre et leurs homologues embarqués sur des navires océanographiques. Nous ne réécrivons pas ce pan essentiel de l'histoire de la géologie, nous nous contenterons d'en retenir les faits essentiels pour appréhender la signification des unités de Poya et des péridotites. Le cadre est fixé. Nous allons essayer de démontrer que ces deux ensembles formaient, il y a longtemps, le fond d'un ou de plusieurs petits océans. Pour ne pas compromettre la clarté de l'exposé, nous n'évoquerons la genèse des minerais de nickel, par essence associés aux péridotites, que plus tard dans un chapitre réservé aux ressources minérales présentes sur le territoire.



Carotte d'un forage réalisé sur le plateau de Thio.

La partie la plus profonde du forage donne accès à des péridotites saines. La teinte verte, assez sombre, est due à la transformation des grains d'olivine en serpentine. Les taches plus claires sont des cristaux de pyroxène, plus résistants à la serpentinisation



Microscopie de pétrographie, lumière polarisée et analysée, grossissement de 10 fois.

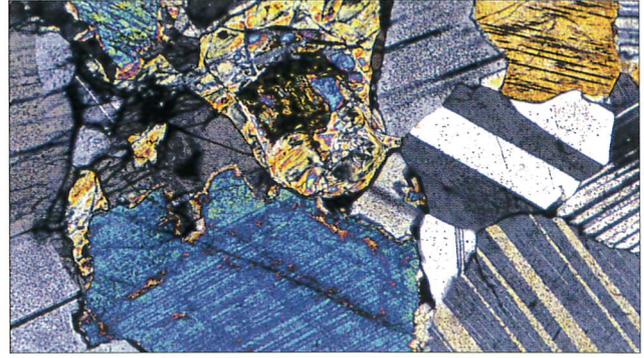
Péridotite (dunite) serpentinisée. Les 4 ou 5 cristaux d'olivine sont parcourus par un réseau de micro-filons de serpentine (gris) qui semble les découper en un grand nombre de petits cristaux

Les excursions géologiques dans le grand massif du sud ou sur tout autre massif minier sont assez monotones. Les roches qui prédominent sont des péridotites et plus particulièrement des harzburgites. En de rares sites de la Grande Terre, d'autres roches leur sont associées.



Échantillon de gabbro, ile Ouen.

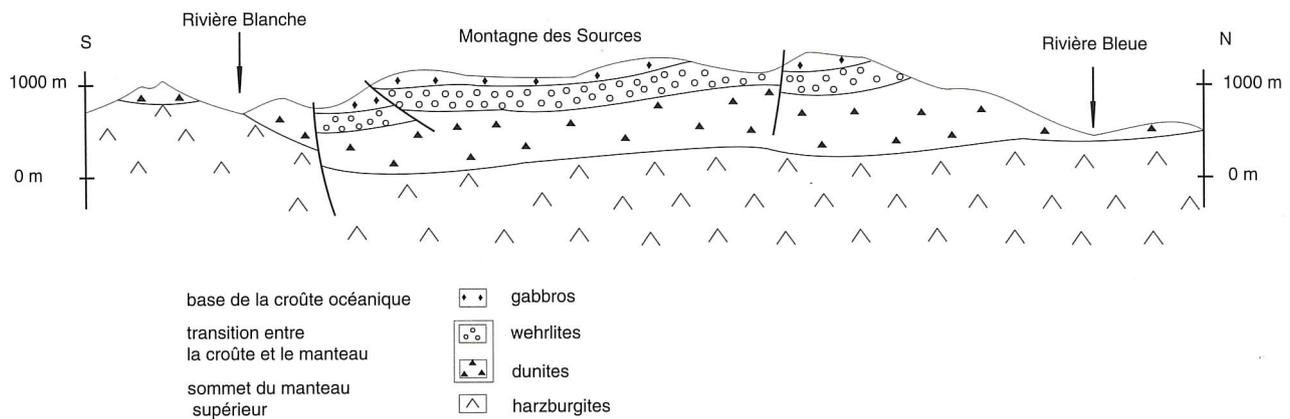
Les gabbros sont des roches magmatiques entièrement cristallisées (plutoniques) faites de trois minéraux principaux (feldspaths plagioclases blancs, olivine vert-jaune et pyroxènes verts ou bruns). Noter le contraste entre une face altérée (seule visible sur le terrain, et à gauche sur la photo) et une cassure fraîche.



Microscope de pétrographie, lumière polarisée et analysée, grossissement de 10 fois.

Gabbro de la Montagne des Sources. En gris et hachurés ce sont des cristaux de plagioclases. Le cristal bleu et le brun (coin inférieur droit) sont des pyroxènes dans lesquels apparaît une striation (une des deux familles de plans de clivage). L'olivine, en bas au centre, montre une section parcourue par un réseau de micro-filons de serpentinite.

Ainsi, l'ascension de la Montagne des Sources offre-t-elle l'image la plus complète de cette association. Carte géologique et coupe montrent la superposition en continuité de deux ensembles de roches magmatiques. Les péridotites occupent les altitudes les plus basses tandis que gabbros et roches assimilées constituent les points hauts. Le passage progressif entre les deux indique leur appartenance au même objet géologique. Aucune faille majeure ne vient le perturber.



Le massif de la Montagne des Sources offre une coupe assez complète des niveaux profonds de la croûte océanique et de la partie superficielle du manteau supérieur. Celui-ci est surmonté d'une zone qui marque la transition avec la croûte. La base de la nappe ophiolitique n'est pas visible ici et serait à rechercher quelque 2 kilomètres plus bas.

Dans le petit état du sultanat d'Oman, sur la côte est de la péninsule arabique, on retrouve, en mieux et plus complète, l'association précédemment décrite à la Montagne des Sources. Là-bas, elle est surmontée d'une grande épaisseur de basaltes en coussins et d'une couverture de sédiments marins tels que des radiolarites, des calcaires... Dans les manuels un peu anciens, on parlait de roches vertes en référence à la couleur des péridotites serpentinisées, typique de cet environnement géologique. Plus tard, le terme "ophiolite" est né. Signifiant "la pierre-serpent" car évoquant la peau écailleuse de ces charmants reptiles, il nous est resté. La communauté des géologues l'utilise chaque fois qu'elle décrit ou évoque un empilement plus ou moins complet de roches ultrabasiques (péridotites, très pauvres en silice) et basiques (gabbros et basaltes, pauvres en silice) surmontées d'une couverture de sédiments marins. Ainsi retrouve-t-on des ophiolites à Chypre, dans les Alpes, en Corse, dans la grande chaîne himalayenne, au sultanat d'Oman et ...en Nouvelle-Calédonie où l'empilement est cependant incomplet. Il manque la couverture sédimentaire et les basaltes, c'est-à-dire toute la croûte océanique supérieure. L'acharnement scientifique dont certaines

ophiolites ont été l'objet depuis une trentaine d'années a permis de mieux comprendre le fonctionnement des océans actuels et de ceux qui ont aujourd'hui disparu. En effet, en collaboration avec leurs homologues marins, les géologues "terrestres" mènent des comparaisons fructueuses entre ce qu'ils parcourent à pied sec, souvent à des altitudes élevées, et les fonds océaniques qui se cachent sous plusieurs milliers de mètres d'eau. La cause est entendue dès 1971, lors d'une conférence internationale sur la signification des ophiolites découvertes dans le monde. Ce sont des fragments de lithosphère océanique portés tectoniquement à des altitudes élevées et intégrés dans des chaînes de montagnes. Leur mise à nu nécessite des mouvements horizontaux et verticaux de grande ampleur que seule la tectonique des plaques peut expliquer.

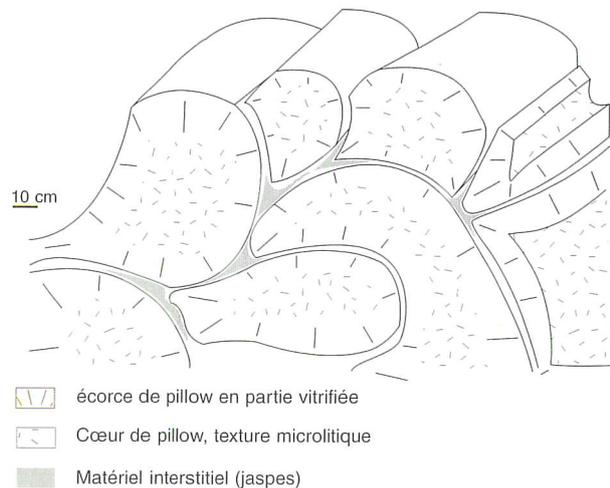
L'examen détaillé d'une série ophiolitique répond à deux questions :

- comment se forme le fond d'un océan ?
- par quels moyens ces fonds vont-ils disparaître ?

Avant de tout dévoiler, penchons-nous sur l'unité de Poya. Elle a sa place dans la discussion concernant la géologie des océans actuels et fossiles .

L'association entre des basaltes, parfois organisés en coussins, et leur couverture sédimentaire (radiolarites stratifiées) est une constante dans toute l'unité de Poya. On a déterminé que les sédiments qui recouvrent les basaltes de Poya sont vieux de près de 80 millions d'années. Çà et là on rencontre de petits affleurements de gabbros ou de dolérites, roches magmatiques entièrement cristallisées, contrairement aux basaltes qui montrent souvent une certaine proportion de verre volcanique.

Des dragages effectués en certains points de l'océan Atlantique montrent la même association. Cette observation nous autorise à faire des comparaisons entre des structures actuelles et des objets géologiques nettement anciens.



Wharf de l'île Ouen, 40 kilomètres au sud-est de Nouméa.

Vous débarquez sur les restes d'un ancien fond océanique, représentés ici par des basaltes montrant une disposition en coussins (pillow-lavas). Celle-ci témoigne de l'épanchement, il y a une soixantaine de millions d'années, de laves basaltiques, sur le plancher d'un océan, par plus de mille mètres de fond. Ces roches appartiennent à l'unité de Poya, que l'on suit tout le long de la côte ouest. Les interstices séparant les coussins sont remplis par les produits de l'activité hydrothermale qui règne à l'aplomb des dorsales océaniques.

Au fond d'un océan la pression exercée par l'eau de mer est telle que les éruptions volcaniques sont calmes et passent totalement inaperçues. Elles aboutissent à l'émission de laves en coussins (formant en réalité des tubes) empilés sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Leur périphérie, riche en verre volcanique, a été figée par le refroidissement rapide de la lave (1 200°C) au contact de l'eau de mer (3°C). L'intérieur perd sa chaleur plus lentement, de très petits cristaux (microlites) ont le temps de se former.

D'autre part, la chute incessante de restes de micro-organismes depuis les eaux de surface tapisse le fond océanique en cours de formation d'un manteau de sédiment. Ceci nous éclaire sur l'origine et la signification géologique des roches qui forment l'essentiel de l'unité de Poya. Cet ensemble, actuellement recouvert d'une savane à niaouli, est le témoin d'un océan perdu ayant fonctionné il y a 80 millions d'années et maintenant exondé, émergé par la tectonique des plaques. Pour utiliser des termes plus précis, nous dirons que l'unité de Poya constitue, comme les péridotites précédemment étudiées, "un fragment de lithosphère océanique chevauchant un ensemble composite ou socle à la faveur de failles horizontales". C'est donc une ophiolite ! Cependant, il ne reste ici que la partie la plus superficielle de la croûte océanique. Il serait tentant de remettre à l'endroit (les péridotites sous les basaltes) cet empilement "anormal" et de reconstituer une coupe complète de la lithosphère océanique depuis la surface, recouverte de sédiments, jusqu'au manteau supérieur.

Malheureusement, ces deux ensembles ne semblent pas provenir du même fond océanique. À l'un, l'unité des péridotites, il manque l'essentiel de la croûte océanique, à l'autre, l'unité de Poya, il manque les représentants du manteau supérieur et de la croûte inférieure.

Une meilleure connaissance des océans actuels passe par une étude détaillée, à terre, des ophiolites.

La tectonique des plaques nous apprend que les océans naissent, grandissent puis disparaissent. Les plaques qui les portent se déplacent à des vitesses de quelques centimètres par an.

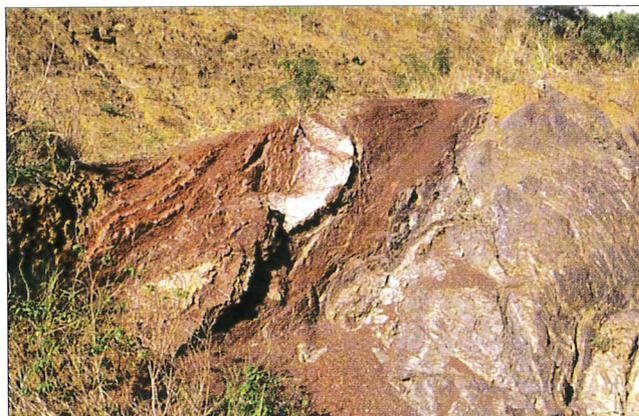
Lorsque une plaque continentale se scinde en deux, l'espace nouvellement formé est très vite occupé par un océan qui s'élargira si la scission entre les deux éléments de la plaque se poursuit. Ainsi explique-t-on la naissance de la mer Rouge entre l'Afrique de l'est et la péninsule arabique. Le fond de cette dépression est un plancher basaltique très jeune recouvert d'une fine pellicule de sédiments marins, évoquant fortement l'association si typique de l'unité de Poya. Parfois, au centre de ce petit bassin océanique en formation, les basaltes sont si récents qu'ils montrent de belles structures en coussins, dépourvus de toute couverture sédimentaire. En s'éloignant de l'axe central de la mer Rouge, la couverture sédimentaire s'épaissit, les basaltes sont de plus en plus anciens.

Ceci indique que la fabrication d'un fond océanique est restreinte à une région relativement étroite où est concentrée toute son activité sismique et volcanique.

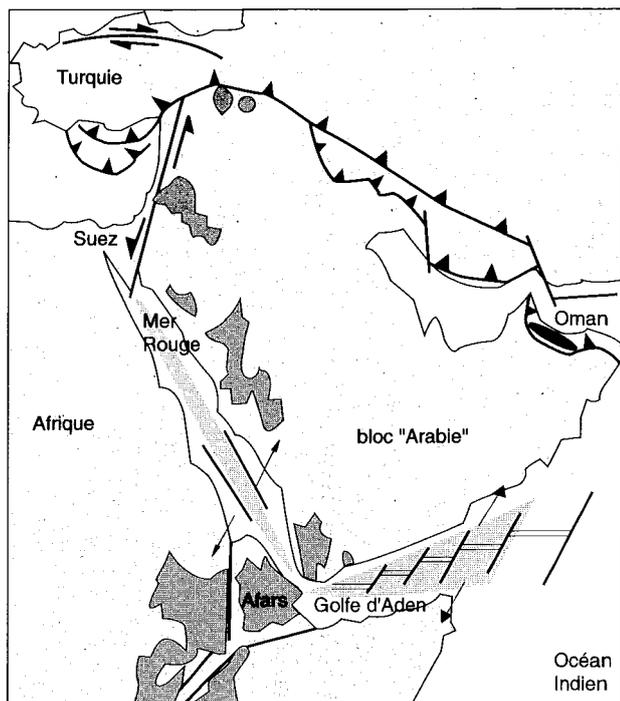
Que se passera-t-il si la divergence entre Afrique et Arabie se poursuit pendant encore des dizaines de millions d'années ?

Depuis 50 ans de nombreuses campagnes océanographiques ont eu pour but de préciser les reliefs, les structures et d'élucider le fonctionnement des grands océans de la planète (Pacifique, Atlantique, Indien, Antarctique).

Ils sont évidemment plus larges et plus profonds que la mer Rouge parce qu'ils sont plus vieux et ouverts depuis plus longtemps. Par exemple, l'océan Atlantique résulte de la sépara-



RT1, quelques kilomètres au nord de Nandaï, côte ouest.
Quelques affleurements permettent de voir l'association entre les basaltes de l'unité de Poya (gris, massifs) et leur couverture sédimentaire (jaspes et argilites rouges et stratifiées).



- croûte océanique nouvelle
- basaltes associés à la fragmentation de la croûte continentale
- ophiolite d'Oman (fragment de lithosphère océanique)
- mouvements divergents
- mouvements coulissants
- failles inverses et chevauchements
- ride océanique (sens strict)

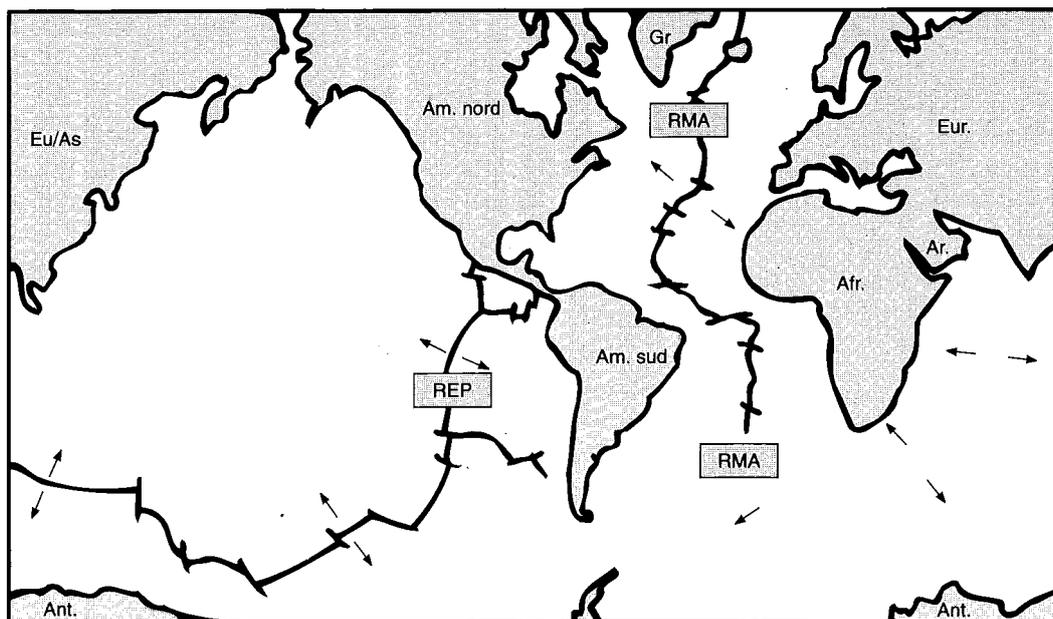
tion il y a 160 millions d'années de l'Amérique du sud et de l'Afrique.

Les premières informations fournies par les campagnes océanographiques concernaient les reliefs sous-marins. On découvrit l'existence d'une immense chaîne de montagnes parcourant le fond des grands océans à 2 500 mètres de profondeur en moyenne. On lui donna le nom de ride ou de dorsale. Une carte du monde rend compte de l'étendue et de la sinuosité de ce relief. Sa longueur totale est estimée à 70 000 kilomètres. Parfois, comme au fond de l'Atlantique, elle occupe une position centrale. On parle alors de dorsale médio-atlantique. Dans l'océan Pacifique sa position orientale déportée près des côtes sud-américaines justifie qu'on parle de dorsale est-pacifique.

Dans le détail, cette ride mondiale est découpée en tronçons. Chacun d'eux représente la limite entre deux plaques lithosphériques qui divergent. La vitesse de divergence est faible entre l'Afrique et l'Amérique du sud (3 à 4 cm/an) alors qu'elle est de 10 à 20 cm/an au niveau de la dorsale est-pacifique. En revanche, les informations concernant les dessous de la ride océanique mondiale sont restées longtemps très fragmentaires et acquises uniquement depuis la surface. L'ère des bathyscaphes, au

début des années 70, a permis l'accès à des données "de terrain", à des observations directes, malheureusement là encore, parcellaires. Les dragages ne remontent vers la surface que des blocs de roches récoltées dans des éboulis au pied des reliefs sous-marins. Quant aux forages, ils n'atteignent que des profondeurs modestes. Celui qui fait référence en la matière, situé à 700 kilomètres à l'est des îles Galapagos (puits 504 B), dans l'océan Pacifique est profond de 2 000 mètres, à peine de quoi égratigner la croûte océanique.

La dorsale médio-océanique est un relief sous-marin de plus de 60 000 kilomètres. Elle parcourt tous les océans du globe. Cette structure, active sur une largeur de quelques kilomètres, fournit chaque année 3 km² de fonds océaniques tout frais, exempts de toute couverture sédimentaire. Cette dernière ne viendra les empâter qu'au fil des millions d'années. Dans le détail, la dorsale mondiale est divisée en segments au niveau desquels la vitesse de fabrication des fonds (expansion) varie du simple au quintuple. Enfin son tracé marque les limites divergentes entre les grandes plaques lithosphériques.

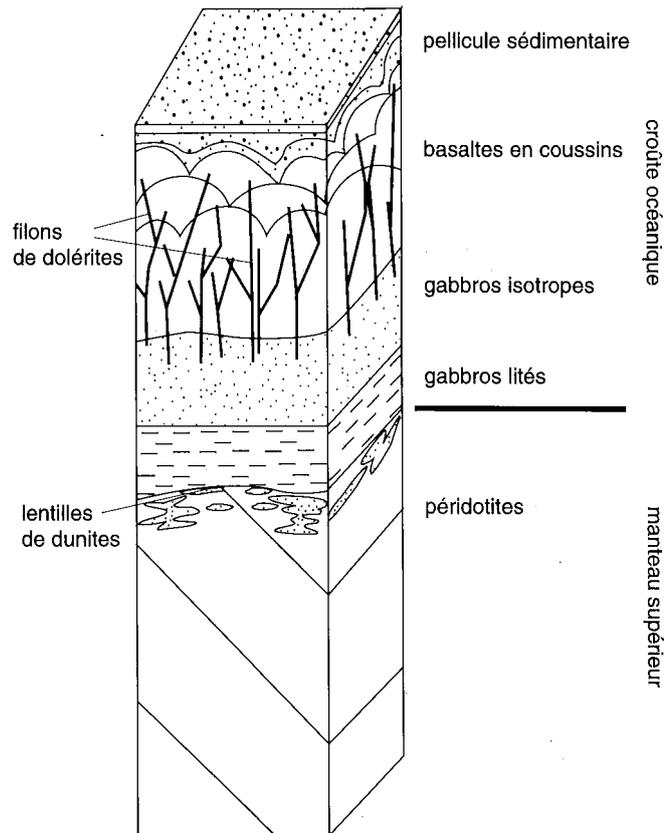


REP : ride est-Pacifique RMA : ride médio-atlantique
 ← → divergence entre deux plaques de part et d'autre d'une dorsale

Pour appréhender les structures profondes de la lithosphère océanique et comprendre le fonctionnement des océans actuels, les géologues ont dû recourir à l'analyse des ophiolites intégrées dans des chaînes de montagnes qu'ils considèrent comme des homologues de la lithosphère océanique normalement cachée sous plusieurs milliers de mètres d'eau. Ainsi depuis le début des années 70, plusieurs propositions ont été faites pour rendre compte de l'organisation en profondeur de la lithosphère océanique. La diversité des modèles proposés révèle la complexité et la diversité des ophiolites étudiées mais également la progression des connaissances acquises en mer. Plus celles-ci avancent, plus il est difficile de généraliser les observations faites à terre à l'ensemble des océans. Cependant, les mêmes ingrédients se retrouvent d'un modèle à l'autre, seule leur importance relative et leur géométrie varient :

- une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse,
- une chape de basaltes en coussins, représentant plusieurs coulées de laves empilées,
- un réseau plus ou moins dense de filons remplis de roches magmatiques appelées dolérites,
- un niveau plus ou moins continu de roches magmatiques bien cristallisées et homogènes (gabbros),
- un niveau plus ou moins continu de gabbros organisés en lits, leur donnant l'aspect de roches sédimentaires,
- des lentilles discontinues de péridotites riches en olivine ou dunites,
- un "socle" de péridotites à olivine et pyroxènes ou harzburgites, représentant la partie la plus externe du manteau supérieur.

Tous les composants magmatiques d'un fragment de lithosphère ou d'ophiolite (gabbros, dolérites, basaltes) ont la même composition chimique. C'est le signe d'une origine commune.



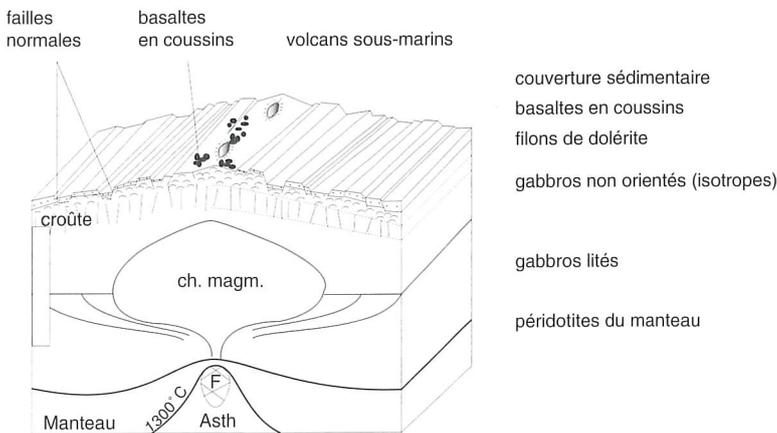
Rappelons que l'activité sismique et volcanique d'un océan, quelle que soit sa taille, est limitée à quelques kilomètres de part et d'autre de la dorsale. Cette structure est donc le siège de la genèse des fonds océaniques et donc de leur expansion. Comment une structure aussi étroite peut-elle engendrer des fonds océaniques aussi vastes que ceux du Pacifique, de l'Atlantique ou ceux plus modestes des deux petits océans qui nous intéressent ?

Les basaltes sont des roches magmatiques c'est-à-dire qu'elles proviennent du refroidissement d'un liquide chaud (magma) composé de silice, de magnésium, de fer, de calcium, d'aluminium....

Ce magma doit provenir de la fusion d'un matériau disponible en suffisamment grande quantité pour alimenter le volcanisme sous-marin pendant des millions d'années. Recherchons un candidat potentiel.

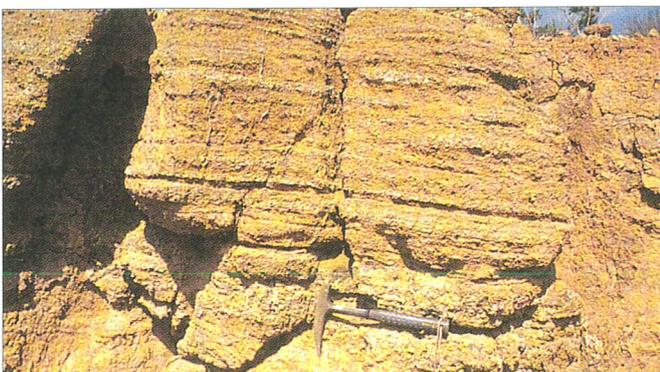
À des milliers de kilomètres d'une dorsale océanique, les péridotites du manteau supérieur sont solides et très résistantes jusqu'à une profondeur de 70 kilomètres. À cette profondeur qui correspond à l'épaisseur moyenne de la lithosphère la température est de 1 200 degrés. Au-delà, et jusqu'à 120 kilomètres, les péridotites sont un peu plus souples, plus

malléables et forment une enveloppe nommée asthénosphère. Elles ne sont absolument pas liquides. Elles sont même plus résistantes que la plupart des matériaux disponibles à la surface du globe. Elles peuvent néanmoins se déformer si de très grandes forces leur sont appliquées suffisamment longtemps. Pensez à la glace qui casse sous le coup du marteau ou qui s'écoule le long des pentes des grands glaciers alpins.



La fabrication de nouveaux fonds océaniques est localisée à la zone axiale des dorsales océaniques, quelle que soit la largeur des océans. La fusion partielle des péridotites du manteau supérieur alimente un réservoir magmatique. Les basaltes qui se mettent en place au centre de la ride sont transportés de part et d'autre au fur et à mesure du fonctionnement de la ride. L'épaisseur et l'âge des sédiments qui les recouvrent augmentent lorsque l'on s'éloigne de la dorsale. Sur certaines ophiolites on retrouve la trace d'anciennes chambres magmatiques emboîtées.

qui fond, contrairement à la glace qui donne de l'eau. Le magma qui se forme a la composition chimique d'un basalte, c'est-à-dire qu'il s'est enrichi en silice, en fer, en calcium et en aluminium par rapport aux péridotites dont il est issu. Si la fusion est conséquente, le liquide magmatique va être extrait du lieu où il est né pour migrer vers la surface à la manière de l'eau qu'on expulse d'une éponge en exerçant une pression. Au cours de son ascension, le magma peut stationner à quelques kilomètres sous la surface dans l'épaisseur de la croûte et former un réservoir ou chambre magmatique. Attention, une chambre magmatique n'est pas une immense salle remplie de magma. C'est plutôt une vaste éponge fortement imprégnée d'un mélange de liquide magmatique et de cristaux en cours de croissance. Le fond de la "chambre" est le siège de processus complexes aboutissant à un tri des minéraux (olivines, pyroxènes, feldspaths plagioclases) en fonction de leur densité, de la viscosité du magma... Il en résulte le développement d'un litage dans certaines roches magmatiques telles que les gabbros.



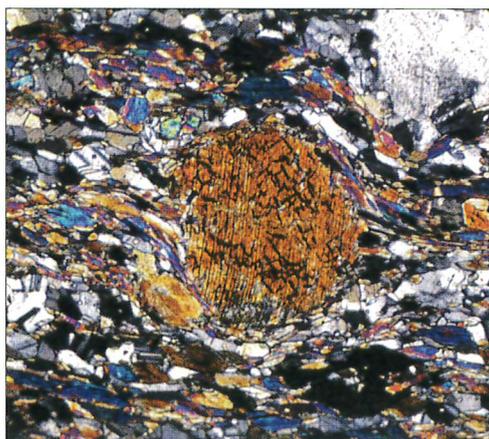
Baie de Prony.

Le fond des chambres magmatiques est le siège d'un tri parmi des minéraux tels que les pyroxènes et les feldspaths plagioclases. Certains niveaux sont enrichis en pyroxène alors que d'autres sont essentiellement constitués de plagioclases. Cette organisation rappelle la stratification des roches sédimentaires.

La dernière étape des pérégrinations du magma produit à 60 kilomètres de profondeur l'amène à la surface de la croûte en formation, à la faveur de conduits étroits, rectilignes qui forment les filons évoqués plus haut. Le contact avec l'eau de mer équivaut à la trempe d'un objet métallique chauffé à blanc et que l'on plonge dans un bac rempli d'eau. Les cristaux n'ont pas le temps de se former et la roche consolidée présente une proportion importante de verre volcanique.

Voici, résumés en quelques étapes, la genèse et le cheminement du magma qui, en se refroidissant, donne les basaltes qui tapissent le fond de tous les océans actuels.

Ceux qui sont à l'origine des ophiolites néo-calédoniennes n'ont pas fonctionné autrement. Bien sûr, il est inutile d'attendre que des coulées se forment sous nos yeux. Ce genre d'activité a cessé il y a 70 millions d'années. Les magmas sont refroidis depuis cette époque. La présence de gabbros lités ou non, solides comme du roc, témoigne de l'emplacement de chambres magmatiques fossiles.

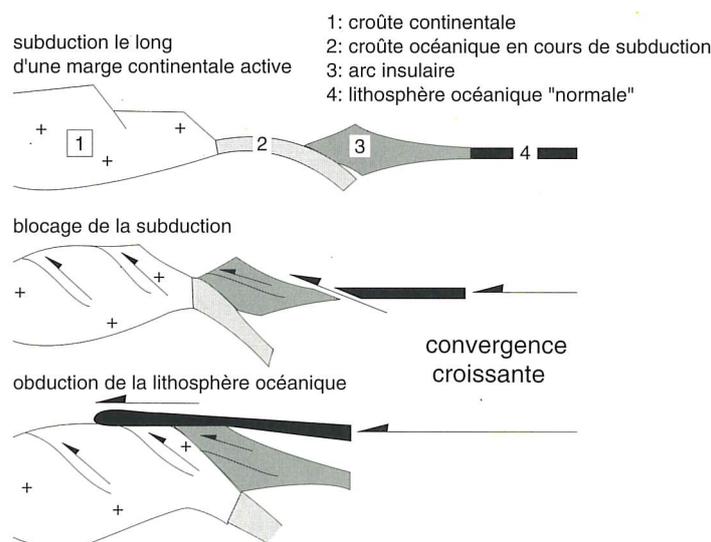


Microscope de pétrographie, lumière polarisée et analysée, grossissement de 10 fois. Le jade de l'île Ouvea est une roche métamorphique. Le gros cristal (au centre) est une relique de pyroxène magmatique (deux clivages orthogonaux et un troisième oblique, plus fin) rappelant que le jade dérive d'un gabbro. Les petits cristaux colorés, formés dans les conditions du métamorphisme, sont des amphiboles (néphrite) qui donnent sa couleur verte à la roche. Une organisation en feuillets montre que ces matériaux ont subi quelques contraintes mécaniques au cours de leur histoire métamorphique.

La mise en place des unités de Poya et des péridotites illustre un mode de disparition des fonds océaniques.

Le long de la dorsale océanique mondiale plus de 3 km² de fonds océaniques se forment tous les ans. La surface du globe étant constante - les données astronomiques le prouvent - une surface équivalente doit disparaître pendant la même période. Une partie infime est absorbée dans les chaînes de montagnes grâce à la formation de plis, de failles...

Une très grande part l'est par le plongement (subduction), en de multiples points du globe, d'une plaque océanique sous une autre. Par exemple la plaque qui porte la Grande Terre et les îles Loyauté disparaît à l'aplomb de l'archipel du Vanuatu à la vitesse de 15 cm par an. Enfin une petite fraction de lithosphère échappe au devenir inéluctable des océans. En plusieurs sites, au lieu de plonger sous une plaque, un copeau de lithosphère peut venir chevaucher la bordure d'un continent ou un arc insulaire. L'obduction est le terme consacré pour rendre compte de ce mécanisme assez rare et encore mal compris. Ainsi explique-t-on la mise en place de l'immense nappe des péridotites du sultanat d'Oman et de celle, plus petite, de Nouvelle-Calédonie. Seul le mouvement convergent de deux plaques lithosphériques peut déplacer des volumes et des masses aussi considérables.

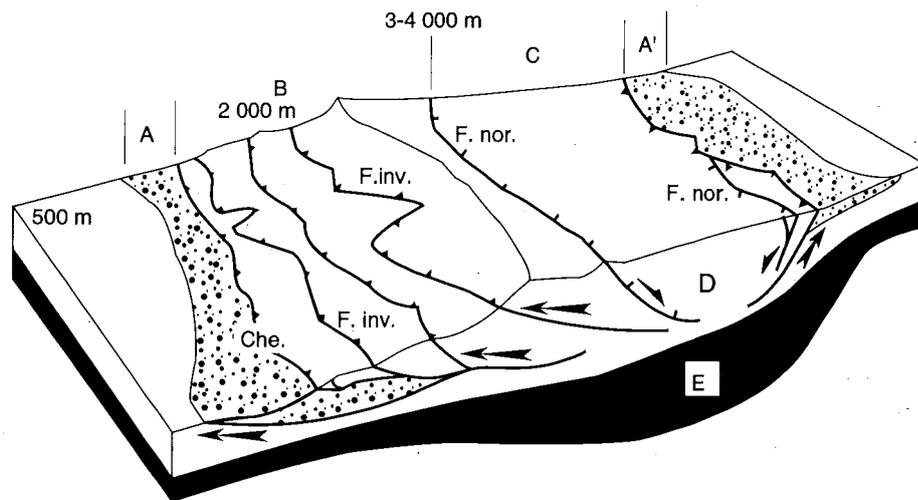


En conclusion des pages précédentes, nous dirons que les massifs miniers et l'unité de Poya s'intègrent parfaitement dans la théorie de la tectonique des plaques. Leur genèse se fait au niveau de dorsales océaniques qui matérialisent la limite divergente entre deux plaques alors que leur mise en place fait appel à de grands mouvements convergents responsables, aussi, de l'édification des grands massifs montagneux du nord de la Grande Terre.

De Balade à Koumac, on traverse une chaîne de montagnes miniature.

Une chaîne de montagnes est probablement l'objet géologique le plus complexe. Mais son organisation peut se résumer en quelques points essentiels :

Les reliefs sont plus ou moins élevés en fonction de la taille de la chaîne et de son âge. La Grande Terre, large de 50 kilomètres - 100 kilomètres en englobant la ride de Norfolk dans sa totalité - culmine à 1 600 mètres alors que les Alpes, larges de plus de 200 kilomètres, offrent les plus hauts sommets d'Europe, à 4 800 mètres. L'âge de ces deux chaînes de montagnes étant à peu près équivalent, soit 40 millions d'années. Le Massif Central, vieux de plus de 300 millions d'années, montre des reliefs arrondis dont l'altitude ne dépasse pas 1 000 mètres.



A, A' : dépression périphérique ou bassin d'avant pays

B : zone des plis et des failles inverses

C : zone interne métamorphisée, cœur de la chaîne

Che. : chevauchement

D : zone d'effondrement de la chaîne

E : épaissement de la croûte et de la lithosphère sous les reliefs les plus élevés

F. nor. : faille normale

F. inv. : faille inverse

D'après Jolivet

Une chaîne de montagnes naît de la collision de deux masses continentales. C'est un édifice complexe.

Les roches sédimentaires et magmatiques qui constituent le corps d'une chaîne de montagnes ont subi des déformations importantes. Certaines sont tellement transformées, métamorphosées qu'elles ne ressemblent plus aux matériaux d'origine. On parle alors de roches métamorphiques.

En parcourant une chaîne de montagnes on note une évolution dans l'intensité des déformations et des transformations citées précédemment. Le cœur de la chaîne qui correspond aux zones les plus élevées exhibe les roches les plus déformées et les plus métamorphosées. La périphérie de cette même chaîne, nettement moins élevée, montre des roches simplement plissées ou/et faillées.

En bordure d'une chaîne de montagnes, une dépression étroite et parallèle à cette dernière collecte les produits du démantèlement des reliefs. C'est un bassin sédimentaire d'avant-pays.

La genèse de reliefs élevés est toujours corrélée à une augmentation de l'épaisseur de la croûte qui porte l'édifice montagneux. Sous la chaîne himalayenne cette dernière a presque 90 kilomètres d'épaisseur, sous les Alpes cette valeur passe à 50 km, alors que sous le continent australien d'altitude modeste, la croûte retrouve son épaisseur moyenne de 35 kilomètres.

Dans le Nord de la Grande Terre, entre Pouébo et Koumac, on retrouve certains des ingrédients évoqués plus haut.

De Pouébo à l'extrémité de la péninsule de Pam et entre Balade et Ouégoa, le paysage offre un curieux chaos de gros blocs noirs comme posés sur les reliefs. Ces éléments de taille très variable montrent une association peu banale de minéraux parfois très spectaculaires. Les plus visibles sont des cristaux de grenat, rouges, globuleux, aux facettes bien marquées. La couleur gris-bleu de la roche signale la présence d'un minéral de la famille des amphiboles bleues : le glaucophane. La roche ainsi décrite porte le nom de glaucophanite à grenat. Nous passerons sous silence la présence d'autres minéraux, annexes.

Signalons que ces gros blocs de glaucophanite sont parfois "noyés" dans une matière beaucoup plus tendre de laquelle ils ressortent. Cette roche a donné lieu à l'ouverture de petites carrières pour l'exploitation de la pierre-savon.

La facilité avec laquelle certains artisans la taillent indique une grande richesse en talc, minéral proche des serpentines et des argiles et le plus tendre qui soit.



Pied du col d'Amos, péninsule de Pam, côte nord-est de la Grande Terre.
La péninsule de Pam offre à l'affleurement les roches les plus métamorphisées (éclogites et glaucophanites à grenat) de Nouvelle-Calédonie. Dans le paysage ces roches forment un chaos de gros blocs sombres, parfois disséminés dans la savane à niaoulis.



RPN 7, Col d'Amos, mine de Balade
Les glaucophanites sont des roches métamorphiques riches en grenat (petits grains rouge-sombre), en mica blanc (paillettes brillantes) et en glaucophane qui teinte la roche en gris-bleu.

Quelle est la signification géologique de l'association intime entre glaucophanites et pierre-savon ?

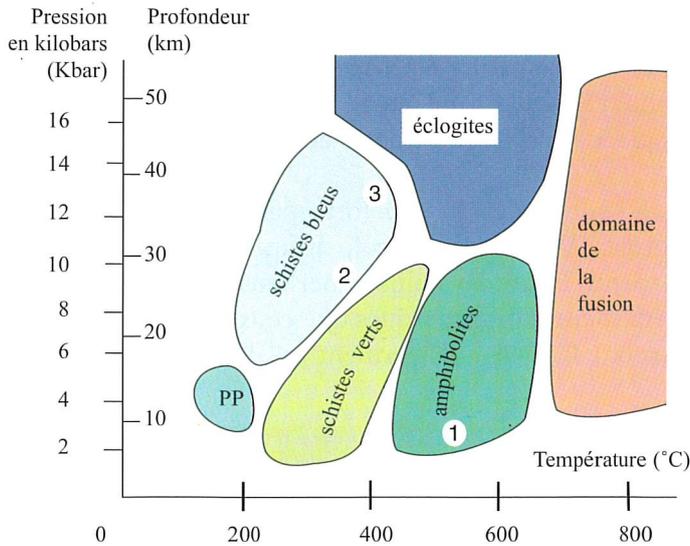
Une étude plus détaillée de la pierre-savon montre que c'est un équivalent, modifié, des serpentines. Selon cette affirmation, on peut faire le parallèle entre ces roches et celles que l'on retrouve actuellement sur les massifs miniers et y voir les restes de roches du manteau supérieur (péridotites), et peut-être d'un domaine océanique aujourd'hui disparu.

Pour aller plus loin, intéressons-nous aux glaucophanites à grenat, mieux étudiées et plus riches d'enseignement.

Leur composition chimique est, à quelques détails près, celle des roches magmatiques que l'on trouve actuellement sur le plancher des domaines océaniques. Il s'agit de basaltes tapissant le fond d'un océan quelque peu différent des modèles classiques.

Pour qui se rappelle la composition minéralogique d'un basalte (olivine, pyroxènes, feldspaths plagioclases), celle des glaucophanites semblera bien différente. Comment alors expliquer des compositions chimiques si semblables ? Par des transformations minéralogiques radicales ne laissant aucune trace de l'état antérieur. Les basaltes n'existent plus, ils ont été transformés, métamorphisés disent les géologues, en glaucophanites. Ils sont le produit d'une transformation, à l'état solide (sans passer par la fusion) et sans variation de la composition chimique, ce que l'on appelle le métamorphisme. Les basaltes sont aux glaucophanites ce que le têtard est à la grenouille !!!

Quel phénomène géologique peut rendre compte de telles transformations ?

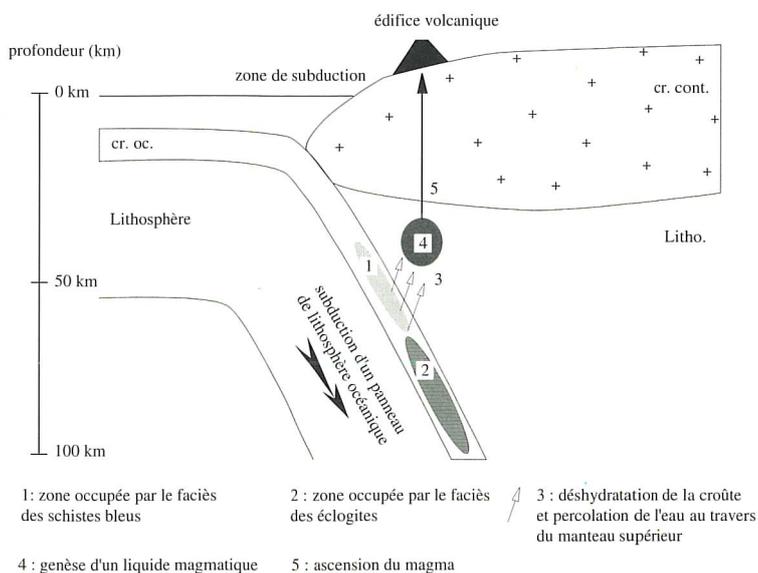


Les assemblages de minéraux qui caractérisent une roche métamorphique permettent de définir un "faciès métamorphique" qui reflète les conditions de pression et de température subies par une roche. Les minéraux typiques du faciès des schistes verts (chlorite, actinote...) se développent dans des conditions moins traumatisantes que l'association grenat-pyroxène du faciès "éclogite". (1) Jade, (2) Schistes du Diahot, (3) Glaucofanites du col d'Amos.

mètres. Les températures sont estimées à 600 degrés. Les lois de la chimie interdisent tout retour en arrière. Sauf si la nouvelle roche subit une fusion, mais alors nous quittons les mécanismes qui régissent le métamorphisme pour rejoindre ceux qui expliquent la naissance d'un liquide magmatique.

La tectonique des plaques peut-elle expliquer de telles augmentations de pression de température ?

Lorsque deux plaques tectoniques se rapprochent l'une peut passer sous l'autre, comme c'est le cas actuellement pour la plaque australienne qui plonge par subduction sous un des éléments de la plaque Pacifique. Le résultat sensible pour des observateurs de surface est une forte activité sismique et volcanique. Que se passe-t-il en profondeur? Comment réagit la plaque qui plonge ?



Des études expérimentales ont permis de réaliser des transformations analogues en laboratoire. Passons sur la démarche utilisée. Nous retiendrons qu'il suffit de placer expérimentalement et suffisamment longtemps une association de minéraux (donc une roche) dans des conditions de pression et de température très éloignées de celles qui lui ont donné naissance pour lui imprimer des modifications irréversibles.

Dans le cas qui nous intéresse, l'association olivine - pyroxène - feldspath plagioclase... s'est transformée en association glaucophane - grenat - quartz - mica blanc... sous des pressions équivalent à 25 000 fois la pression atmosphérique (25 kilobars) soit une profondeur de 70 kilo-

La plaque océanique qui plonge sous une autre subit une rapide augmentation de pression, en relation avec l'augmentation de la profondeur. Par contre, l'augmentation de température est moins spectaculaire car la plaque qui plonge est froide au moment où débute la subduction. Elle s'enfonce plus vite qu'elle ne se réchauffe. Les roches qui forment la péninsule de Pam et que l'on peut suivre au-delà de Pouébo constituent un ensemble relativement homogène, l'unité de Pouébo. On y trouve des matériaux ayant subi un métamorphisme sous des conditions de haute pression et de basse température. Les matériaux originaux, avant transformation, étaient des basaltes et des serpenti-

nites. On interprète cette association comme les reliques du fond d'un océan aujourd'hui entièrement refermé. Sa fermeture a dû débuter par un épisode de subduction, engageant un panneau de lithosphère à une profondeur évaluée à 70 kilomètres. Cette valeur n'a cependant rien d'exceptionnel car sous l'archipel du Vanuatu, la répartition des séismes montre que la subduction atteint plus de 300 kilomètres. On estime que cet épisode de l'histoire des reliefs du grand nord calédonien a pris place il y a 37 millions d'années environ.

Depuis le col d'Amos en se dirigeant vers le sud on dévale une forte pente que les cyclistes du Tour de Nouvelle-Calédonie redoutent. Au pied de ce col, jusqu'à celui de Crève-cœur en passant par Ouégoa, la route serpente entre des collines herbeuses recouvertes d'une savane à niaouli. Les reliefs sont nettement moins marqués que ceux de l'unité de Pouébo. Sauf bien sûr dans la région du mont Panié où ils forment un des massifs montagneux les plus élevés de la Grande Terre.



RPN9, col d'Arama, entre Koumac et Poum, nord de la Grande Terre.

Les monts Ninndo (ou mts Arama) sont sculptés dans les schistes que l'on retrouve ailleurs dans le bassin du Diahot (entre Ouégoa et Poum). Le premier plan est également constitué de matériaux équivalents. L'érosion y est cependant plus sensible.



RPN1, entre Poum et Koumac

Les talus de la route sont creusés dans les schistes du bassin du Diahot. Ce sont d'anciennes roches sédimentaires, déposées au Crétacé supérieur, plus ou moins riches en matière organique et métamorphisées après leur dépôt, lors des événements tectoniques qui ont édifié la plupart des reliefs de la Grande Terre.

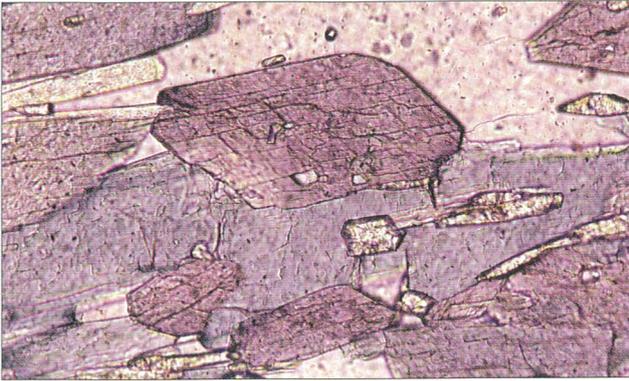
Les roches que l'on rencontre dans toute la vallée du Diahot appartiennent à un même ensemble : l'unité du Diahot. Ce sont des schistes ou roches métamorphiques dans lesquelles l'intensité des déformations s'exprime par un fort débit en feuillettes ou schistosité. Ils sont bien visibles également le long de talus creusés le long de la route de Koumac à Poum.

Les Monts Arama sont aussi taillés dans les mêmes matériaux. Dans toute cette région l'eau de pluie s'infiltre aisément entre les plans de schistosité quasiment verticaux et altère ces matériaux sur de grandes épaisseurs, ce qui rend pénible l'ascension du mont Panié, après de fortes précipitations. Par endroit les schistes sont parcourus par des veines de quartz larges parfois de plusieurs dizaines de centimètres. Ce minéral étant presque inaltérable alors que les schistes le sont, il subsiste en surface du sol une épaisseur de quartz très blanc dont la couleur contraste avec le brun-rouille des matériaux sous-jacents fortement altérés.

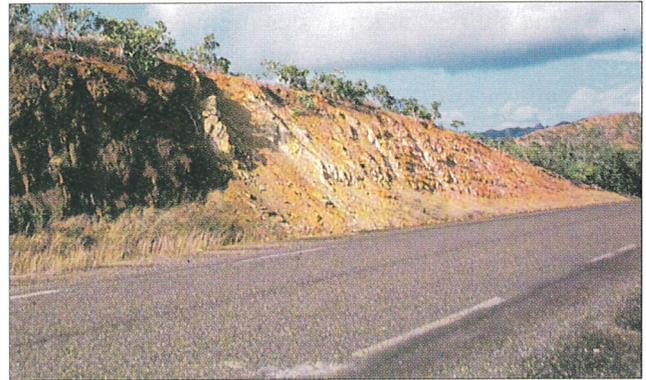
Sporadiquement, dans tout le bassin du Diahot, on rencontre des intercalations de roches magmatiques tantôt pauvres en silice (basaltes) tantôt riches en silice (rhyolites). Les premières résistent mieux aux efforts tectoniques que les secondes et que les schistes environnants.

Les mêmes questions que vis-à-vis de l'unité de Pouébo se posent sur l'origine et la signification des roches de l'unité du Diahot :

- qu'étaient ces matériaux avant transformation métamorphique ?
- quelles conditions de pression et de température ont-ils subi ?
- peut-on reconstituer l'histoire tectonique de cette unité ?
- quelles sont ses relations avec l'unité de Pouébo ?



Microscope de pétrographie, lumière polarisée, grossissement de 10 fois.
Les schistes bleus du bassin du Diahot n'ont pas pris cette couleur par hasard. Ils sont chargés de petites baguettes d'une amphibole dont la couleur, en lumière polarisée, varie du bleu au violet. Les sections transversales, perpendiculaires à l'axe d'allongement des baguettes, font apparaître deux familles de microfissures (plans de clivage), disposées selon un angle de 120°.



RPN1, entre Koumac et Poum, Malabou-beach, nord de la Grande Terre.
Dans les schistes du bassin de l'unité du Diahot (zone claire du talus) sont intercalés des basaltes métamorphisés (zone sombre du talus). Ces deux matériaux réagissent différemment aux contraintes mécaniques développées lors des événements tectoniques. Les schistes présentent un débit caractéristique en feuillets alors que les basaltes sont simplement fracturés

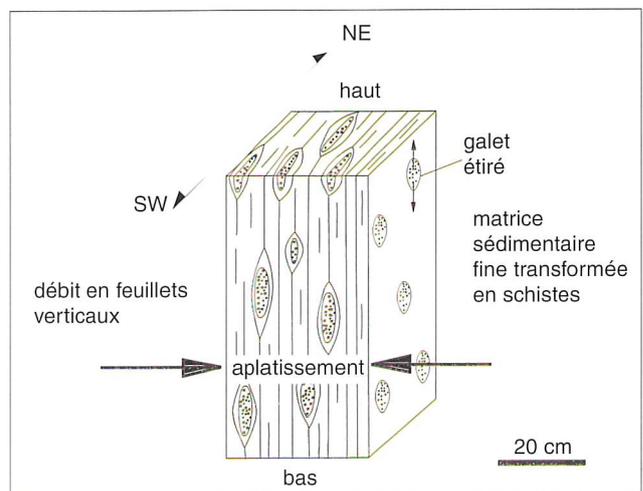
Sur la plage de Nénon, entre la tribu de Tiabet et Poum, un affleurement de schistes montre des galets centimétriques très déformés, étirés et emballés dans un matériel beaucoup plus fin. On peut suspecter une origine sédimentaire. Il s'agit d'une roche détritique plus ou moins grossière proche d'un conglomérat. Le plus souvent la texture est nettement moins grossière, rappelant celle des grès fins ou des silts. Parfois, comme à proximité de la tribu de Bondé, les schistes sont très sombres. Ils sont parsemés de petits grains de graphite (minéral constitué uniquement de carbone), témoins de la richesse en matière organique des sédiments. D'autre part, quelques fossiles sont attribués à des mollusques proches des huîtres (*Inocérames*).

Ils ont permis de dater du Crétacé supérieur (100 à 65 millions d'années) le dépôt de ces sédiments détritiques et riches en matière organique.



Plage de Nénon, 5 kilomètres au sud-ouest de Poingam, nord de la Grande Terre.

D'anciennes roches sédimentaires (micro-conglomérats à galet de quartzite) ont encaissé de fortes déformations. Des plans de schistosité, verticaux, orientés est-ouest découpent le matériel en feuillets. Ils sont perpendiculaires à la direction générale nord-sud de l'aplatissement de la roche. De plus, certains galets (dont on ne voit que la section), pourtant très résistants, sont étirés verticalement dans la direction principale des mouvements de matière au sein de la roche.

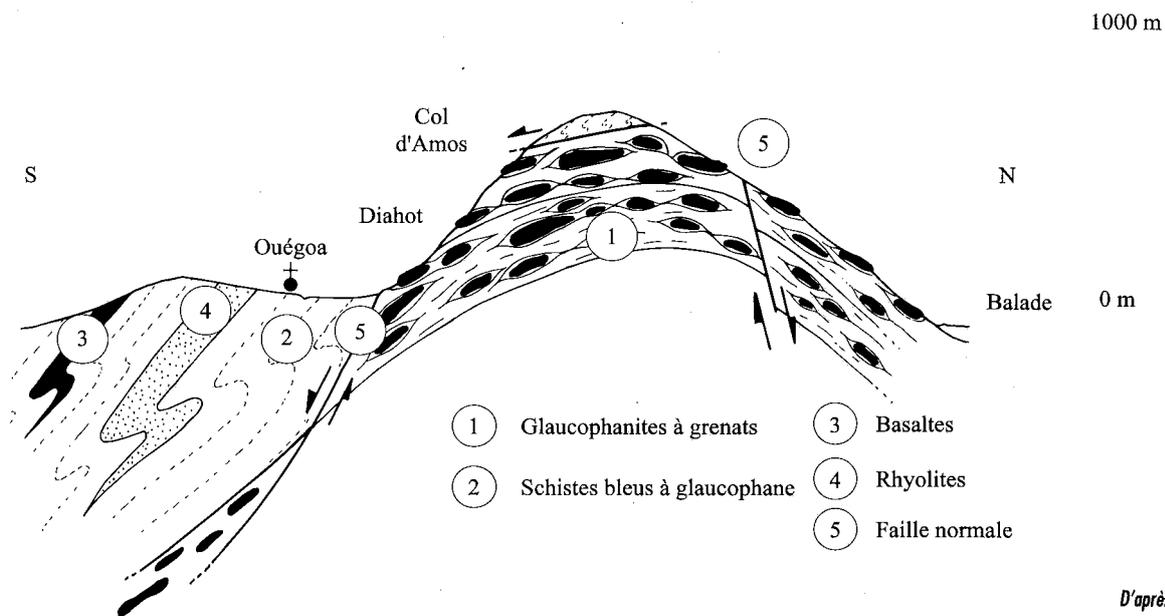


Toutes ces observations concourent à interpréter l'unité du Diahot, avant l'action du métamorphisme, comme un bassin sédimentaire étroit recevant des matériaux provenant de l'érosion de reliefs aujourd'hui disparus. Le bassin était occupé par de l'eau de mer (*Inocérames*) mais pas forcément ouvert sur le grand large (lagune, milieu deltaïque). Une végétation devait se développer sur le rivage ou entre les chenaux d'un delta. Un tel environnement rappelle celui du dépôt des sédiments du Crétacé supérieur du sud de la Grande Terre.

Même s'il ne s'agit pas des mêmes bassins sédimentaires, leur fonctionnement a dû être comparable (type de sédiments, volcanisme associé). Par contre l'un n'est affecté que de plis et de failles, visibles à Nouméa, au Mont Dore... alors que son homologue septentrional a essuyé un épisode tectonique nettement plus traumatisant (métamorphisme de haute pression et de température relativement "basse"). La subduction d'une partie du bâti calédonien dans une fosse n'a en fait intéressé que la moitié nord de la Grande Terre. Le mouvement a dû être bloqué par un obstacle suffisamment gros pour ne pas passer dans la zone de subduction.

Même si les effets du métamorphisme sont sensibles dans toute l'unité du Diahot, ils ont été moins intenses que ceux subis par l'unité de Pouébo. Pression et température maximales exercées sur les schistes ne sont plus que de 10 kilobars (10 000 fois la pression atmosphérique) et de 400 degrés. C'était il y a 40 millions d'années, à l'Éocène supérieur. Trois millions d'années séparent donc l'entrée dans une zone de subduction des deux unités métamorphiques. Celle du Diahot ayant été la plus précoce.

Comme nous l'avons signalé plus haut, l'intensité des transformations diminue du cœur d'une chaîne de montagnes vers sa périphérie. C'est bien le cas ici. Cependant cette évolution est loin d'être progressive. La pression saute de 25 kilobars (enfouissement à 70 kilomètres) à 10 kilobars (enfouissement à 30 kilomètres) quand on passe de l'une à l'autre des deux unités métamorphiques du nord.



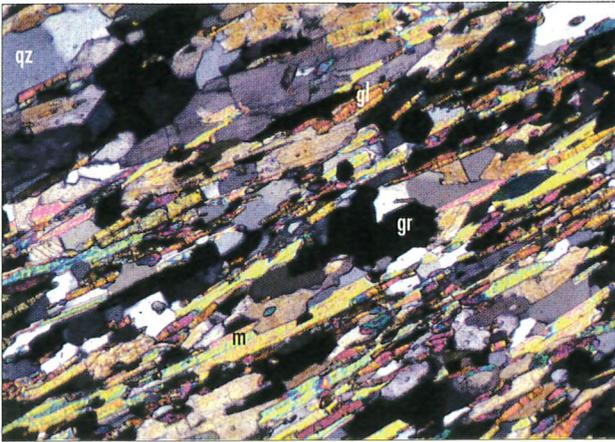
La péninsule de Pam représente le cœur d'un dispositif formant un vaste dôme. Sur les flancs de cette voûte, les schistes de l'unité du Diahot qui se suivent jusqu'au mont Panié, sont juxtaposés aux glaucophanites de l'unité de Pouébo par le jeu d'un ensemble de failles normales, extensives. La mise à nu de roches venues de grandes profondeurs (70 km) telles que les glaucophanites (anciens basaltes) nécessite une remontée rapide favorisée par ces grands accidents (ici des failles normales).

Leur juxtaposition actuelle ne reflète pas leur relation au moment le plus fort du métamorphisme. Elles sont en effet séparées par un ou plusieurs contacts anormaux dont un passe au pied du col d'Amos. Il s'agit d'une grande faille qui n'est plus active. Ce genre de faille dite "normale" traduit une extension. Cette situation peut paraître étonnante dans une chaîne de montagnes où la tendance est plutôt au raccourcissement. Le paradoxe n'est qu'apparent.

En effet, lors de la création de reliefs, la stabilité et la rigidité de la croûte épaissie qui supporte la chaîne de montagnes sont amoindries. Il en résulte un écroulement de cette dernière sur elle-même, facilité par l'apparition de grandes failles normales. Une des conséquences de l'affaissement des reliefs est la mise à nu, au cœur de la chaîne, des roches les plus métamorphisées.

Apparaissent alors à l'air libre à 500 mètres d'altitude des matériaux qui, à un moment de leur histoire, ont plongé à plus de 70 kilomètres dans les profondeurs de la croûte ou de la lithosphère. La remontée vers la surface, grâce aux failles précédemment citées, est très rapide (12 millimètres par an pendant 5 à 7 millions d'années).

C'est au cours de cette remontée que certains minéraux se forment. En particulier ceux que les lapidaires exposent sous le nom d'actinote. Ce sont des amphiboles d'un beau vert-sombre cristallisées sous la forme de petites baguettes disposées en gerbes sur un fond clair riche en talc, très tendre et parfois associées à un mica vert : la chlorite.



Microscopie de pétrographie, lumière polarisée et analysée, grossissement de 10 fois. La roche est un schiste bleu à glaucophane et à grenat, fréquent dans toute l'unité du Diahot, jusqu'au Mont Panié. Les minéraux colorés en jaune (teintes de polarisation vives) sont des baguettes d'une amphibole bleue (glaucophane) caractéristique de transformations métamorphiques à haute pression. Les autres minéraux vivement colorés sont des paillettes de micas. Ces deux minéraux montrent une orientation préférentielle qui détermine une organisation en feuillets. Des cristaux noirs de grenats ponctuent cette roche.

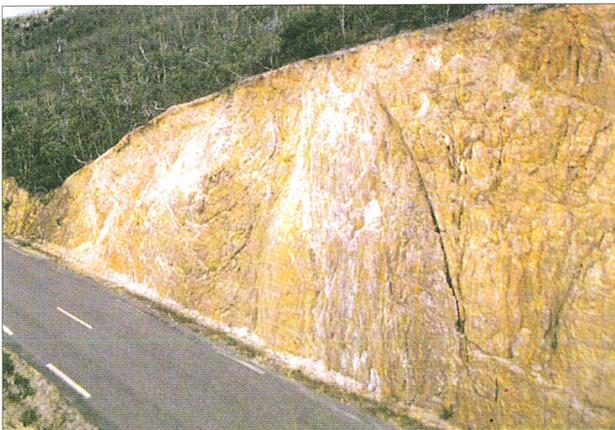
Les schistes de l'unité du Diahot ont entrepris un voyage de seulement 30 kilomètres qu'ils ont gardé en mémoire. Cet enregistrement prend la forme d'une organisation en feuillets parallèles les uns aux autres (schistosité) et d'une orientation préférentielle des baguettes de glaucophane ou des paillettes de mica.

Dans le cas des schistes de l'unité du Diahot, la schistosité est très redressée, presque verticale sur certains affleurements. Par endroits (plage de Nénon, entre Poum et Poingam), des galets sont étirés verticalement, dans un plan parallèle à la schistosité (schéma page 43). D'autres indices de déformation ne sont visibles qu'au microscope.

Toutes ces observations, faites à des échelles différentes, permettent aux géologues de reconstituer l'orientation des "forces" ou contraintes qui agissent sur les roches pendant tel ou tel événement tectonique.

Les reliefs métamorphiques du Nord de la Grande Terre appartiennent à deux ensembles clairement distincts :

- les schistes et roches magmatiques associées dans lesquelles le Diahot a creusé son lit sont les reliques d'un petit bassin sédimentaire rempli de matériaux détritiques et siège d'une activité magmatique au Crétacé supérieur. Cette structure pouvait, à une époque où la bordure du continent gondwanien se disloquait, se situer en périphérie de ce dernier. Elle a été ensuite portée à une profondeur de 30 kilomètres dans un mouvement général de convergence entre plaques lithosphériques, entamé il y a 40 millions d'années environ.



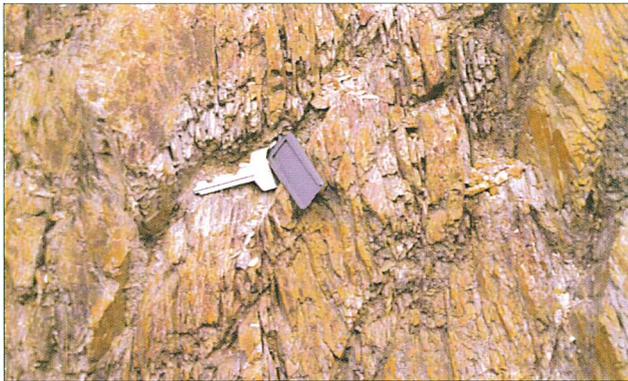
RPN7, entre Koumac et le col de Crève-cœur, nord de la Grande Terre. Le talus est creusé dans des roches sédimentaires siliceuses, stratifiées. Ce sont des phthanites semblables à celles rencontrées à Nouméa (Ouen-Toro, Nouvelle, Mont Vénus). Ici elles sont plissées, faillées. Au centre du cliché apparaît un pli en cuvette et, à droite, une faille est visible.

- les glaucophanites de l'unité de Pouébo sont les restes d'un fond océanique aujourd'hui démantelé et engagé dans une zone de subduction il y a 37 millions d'années.

De très récentes études tendraient à montrer que ces restes pourraient appartenir au même bassin océanique que les basaltes de l'unité de Poya. L'unité de Pouébo ne représente donc pas le "socle" de l'unité du Diahot, comme cela fut suggéré il y a quelques années. Leur juxtaposition actuelle est le résultat d'une longue évolution tectonique.

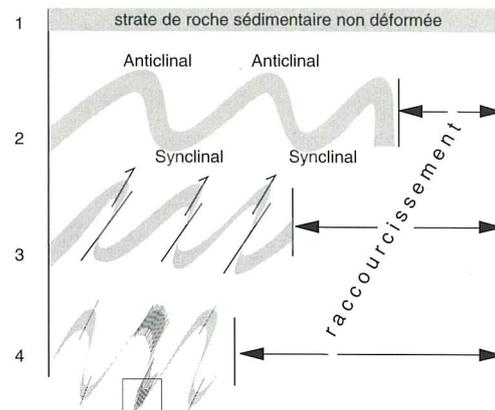
À partir du col de Crève-cœur, jusqu'à Koumac, la route est taillée dans des matériaux nettement moins affectés par le métamorphisme. Néanmoins, les signes d'une déformation importante sont toujours visibles dans des roches comme les phthanites débitées

en feuillets par une schistosité, accompagnant plis et failles. Plus au sud, la schistosité disparaît, l'intensité des déformations s'amointrit, seuls persistent plis et failles, visibles notamment dans les calcaires des grottes de Koumac.



RPN7, entre Koumac et le col de Crève-cœur.

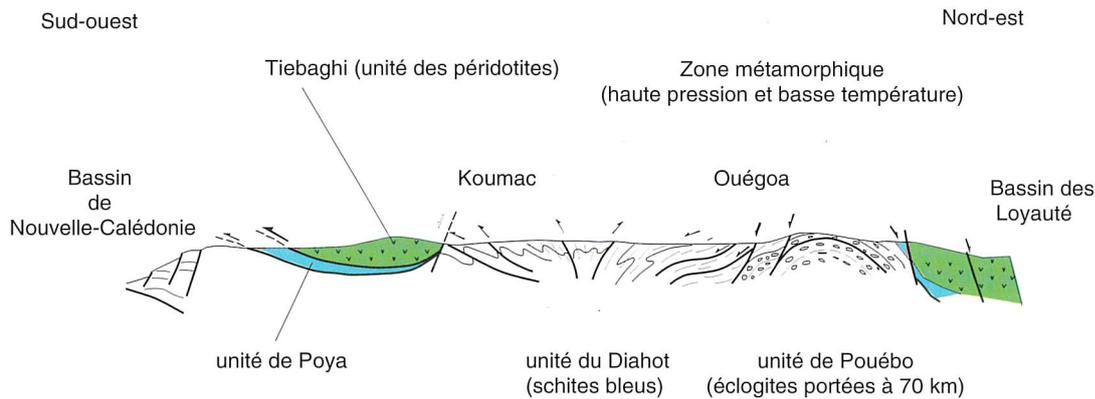
À l'affleurement, la stratification des phanites montre une surface ondulée. Elle est recoupée par des plans serrés, parallèles entre eux et quasiment verticaux. L'accroissement des déformations subies par une roche sédimentaire aboutit à un raccourcissement de plus en plus grand et au développement de structures telles que plis, plis-failles et enfin plans de schistosité. Les phanites visibles entre Koumac et Ouégoa illustrent cette évolution.



voir affleurement de phanites

L'accroissement des déformations subies par une roche sédimentaire aboutit à un raccourcissement de plus en plus grand et au développement de structures telles que plis, plis-failles et enfin plans de schistosité.

Comme nous l'avions signalé plus haut, l'intensité du métamorphisme et des déformations diminue du cœur de la chaîne (péninsule de Pam) à sa périphérie (Koumac et ses environs).



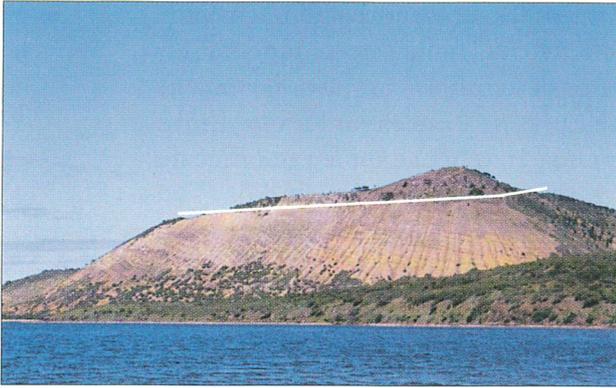
D'après D. Cluzel

Les événements que nous venons de relater ont pris place à l'Éocène supérieur, il y a 37 millions d'années. Or, un peu partout sur la Grande Terre on rencontre des roches sédimentaires détritiques du même âge. Leurs caractéristiques ou faciès n'ont rien à voir avec ceux des roches plus anciennes, déposées au Crétacé supérieur ou au Tertiaire ancien (Paléocène à Éocène moyen). Ces dernières résultaient d'une sédimentation dans un environnement à caractère marin de plus en plus marqué, allant de pair avec une augmentation de la profondeur et une diminution de l'agitation causée par les vagues et la houle.

Pendant l'Éocène supérieur, entre - 40 et - 36 millions d'années, la sédimentation enregistre les événements tectoniques majeurs qui vont structurer la Grande Terre. Rien à voir avec la sédimentation tranquille qui a précédé.

Parmi les plus dignes représentants de cet épisode sédimentaire, citons :

- les flyschs de Bourail et de Gouaro
- les calcaires qui forment les falaises d'Adio
- les "schistes" visibles sur la presqu'île de Nouméa (Aquarium, rond point du parc forestier, ...)
- les flyschs de Montravel, du parc forestier ou de Ouémo
- les grès plus ou moins calcaires visibles au pied de la cathédrale...



Plage de Bouraké, Bouloupari.

L'îlot Leprédour permet d'observer la discordance entre les sédiments bien stratifiés du Trias supérieur et ceux de l'Éocène supérieur, recouverts d'une maigre végétation et formant ici le sommet des reliefs. Ces derniers se sont déposés à plat sur une surface d'érosion.

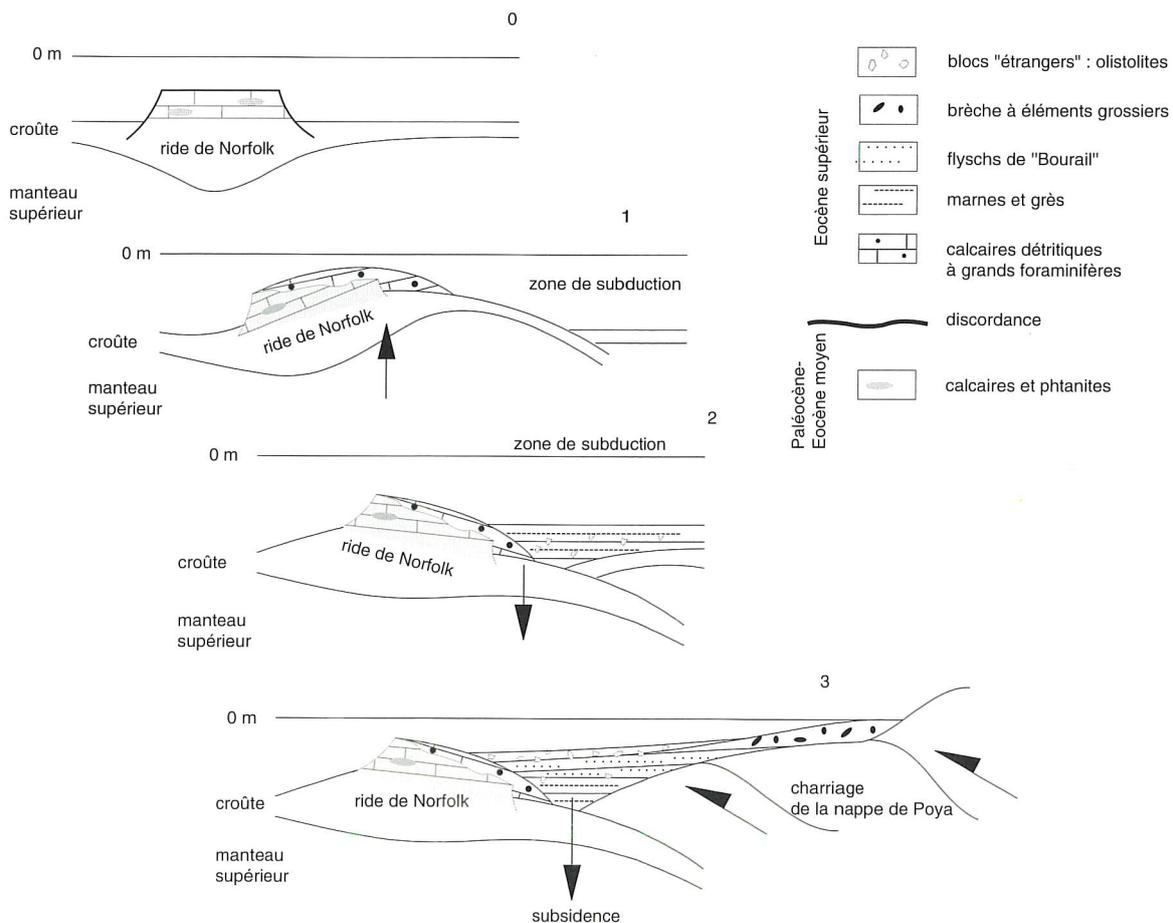
Sur une carte géologique, on constate que les dépôts de l'Éocène supérieur ne reposent jamais sur le même support :

- Lias à l'îlot Leprédour
- Trias et Jurassique supérieur à Uitoé
- Trias et Crétacé supérieur entre Bouloupari et Ouano ainsi qu'à Thio entre St Pierre et St Michel
- Permo-Trias au col de Nassirah
- Éocène inférieur des Montagnes Blanches entre Bourail et Nandaï...).

À l'instar du Crétacé supérieur qui reposait sur des formations de nature et d'âge différents, l'Éocène supérieur s'est déposé en discordance (voir la signification de ce terme plus haut) sur des terrains plus

anciens. Cependant, l'arrêt de l'enregistrement sédimentaire n'a été que de courte durée. Les derniers terrains déposés avant la discordance (calcaires et phtanites) sont datés de l'Éocène moyen. Quoi qu'il en soit, un ou plusieurs événements ont été enregistrés par le dépôt des terrains de l'Éocène supérieur. Nous allons tenter une reconstitution des faits.

Malgré une grande variété de roches et leur dispersion sur tout le territoire, une chronologie a pu être établie.



Les dépôts sédimentaires de l'Éocène supérieur ont enregistré les événements tectoniques majeurs qui ont structuré la Grande Terre. Après un épisode de relative tranquillité et le dépôt des calcaires et des phtanites, la ride de Norfolk subit une surrection et une érosion, avant de s'engager dans la zone de subduction des îles Loyauté. Une sédimentation en grande partie détritique se met en place. La diminution de profondeur, par bombement de la plaque australienne, se traduit par le dépôt de calcaires riches en débris d'organismes (1). Le plongement vers la fosse de subduction permet à des marnes et des grès de se déposer (2). Des reliefs tectoniques, en relation avec le début de l'obduction de la nappe des basaltes de Poya, commencent à s'éduifier mais aussi à se démanteler. Leur destruction fournit une grande quantité de matériaux très grossiers qui viennent remplir une dépression ou bassin d'avant-pays (3).

Les premiers dépôts sont des calcaires riches en microfossiles de grandes tailles, en échinodermes et autres fragments d'algues calcifiées, et reflètent un milieu de sédimentation marin, peu profond et soumis à l'action des vagues. Cette description contraste fortement avec celle du milieu calme ayant présidé au dépôt des calcaires de l'Éocène inférieur. Entre les deux, la profondeur du bassin sédimentaire a dû diminuer, en réponse à une remontée de la croûte qui le supporte. Ces roches forment les falaises abruptes des grottes d'Adio.



Les rochers d'Adio, piste entre la RT1 et la tribu de Goapin. Semblables à ceux de Koumar, les calcaires qui forment ces falaises sont plus jeunes (éocène supérieur au lieu de paléocène-éocène moyen). Leur dissolution par les eaux de pluies légèrement acides aboutit à un élargissement des fractures et à l'édification de reliefs ruiniformes, dits karstiques.



Microscope de pétrographie, lumière polarisée, grossissement de 40 fois. Les calcaires déposés à l'Éocène supérieur sont très riches en débris biologiques (ou bioclastes). Ils renferment également des fragments de feldspath et plus rarement de quartz arrachés à des reliefs "continentaux". Parmi les restes biologiques les plus identifiables on trouve des tests de grands foraminifères benthiques vivants posés sur le fond tels que des Actinocyclus et des Rotalidés.

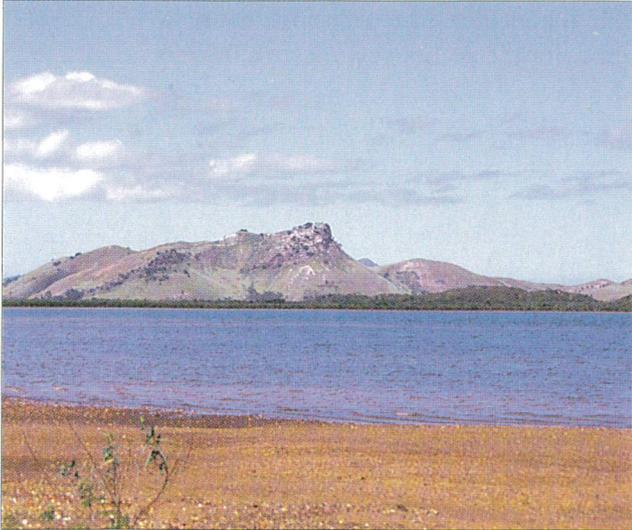
Plus haut dans la série, ces calcaires laissent place à d'autres qui s'enrichissent en argiles. Si la proportion en argiles est importante, ce ne sont plus des calcaires mais des marnes. On les rencontre dans les quartiers sud de Nouméa (Val Plaisance, Motor-Pool, Receiving) où elles forment des talus d'une stabilité toute relative. Elles peuvent s'associer à des grès pour former l'essentiel des falaises du pied de la cathédrale de Nouméa. La présence de particules argileuses, la diminution de la proportion de calcaires et l'existence de microfossiles du grand large, suggèrent un nouvel approfondissement du domaine de dépôt. Ces roches sont actuellement plissées, faillées. Certaines de ces déformations suivraient de peu le dépôt. L'aire de sédimentation au moment de leur dépôt n'était pas d'une grande stabilité. Ces bordures devaient être le siège de glissements de terrain, de coulées charriant des blocs parfois énormes (hectométriques). Certains d'entre eux sont visibles au Rocher à la Voile, sur la presqu'île de Nouville (fort de Téréka, Kuendu-Beach, pointe Denouel..).



Pied de la cathédrale de Nouméa, boulevard Vauban. Ces roches sédimentaires, déposées il y a 40 millions d'années, sont des grès plus ou moins grossiers associés à des marnes (matériaux contenant de l'argile). Leur stratification est perturbée par des failles. L'une d'elles apparaît clairement en bas et à gauche de la vue.

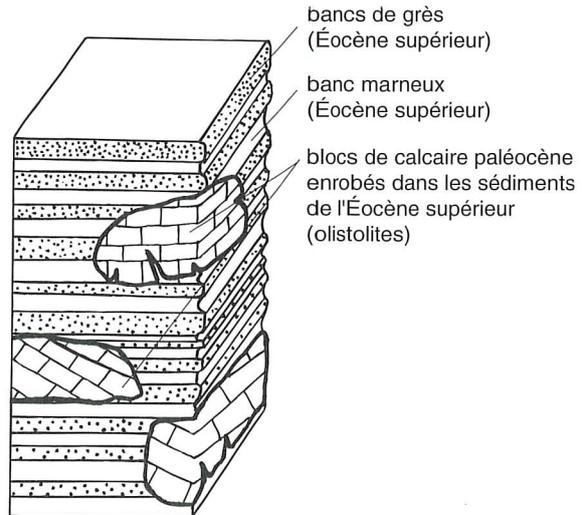
Les relations entre les calcaires et les phanites et les formations de l'Éocène supérieur s'interprètent en ces termes. De gros blocs (ou olistolites), se sont détachés des reliefs créés à l'Éocène moyen, pour finir leur course dans un bassin, une dépression se remplissant de matériaux détritiques nettement plus fins (grès et marnes cités plus haut).

Le dernier terme de cette série sédimentaire est le plus connu et le plus spectaculaire. Il forme entre autres les falaises du Bonhomme à la Roche Percée, de Gouaro... La stratification quasiment horizontale traduit l'accumulation, en milieu marin, et sur plusieurs milliers de mètres, de grès plus ou moins grossiers. Une telle formation est connue sous le nom de "flyschs".



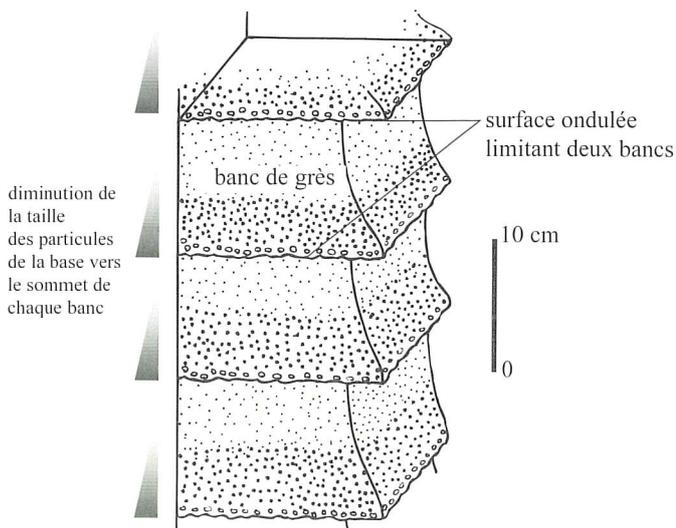
RT1, wharf de Tomo, côte ouest.

Les blocs de calcaires paléocène-éocène inférieur (60 à 45 millions d'années) se détachent dans le paysage des matériaux environnants. Ils représentent des éléments étrangers ayant glissé dans le bassin sédimentaire qui accueillait les marnes et les grès de l'éocène supérieur. Ce sont des olistolites, noyés dans des sédiments plus récents.

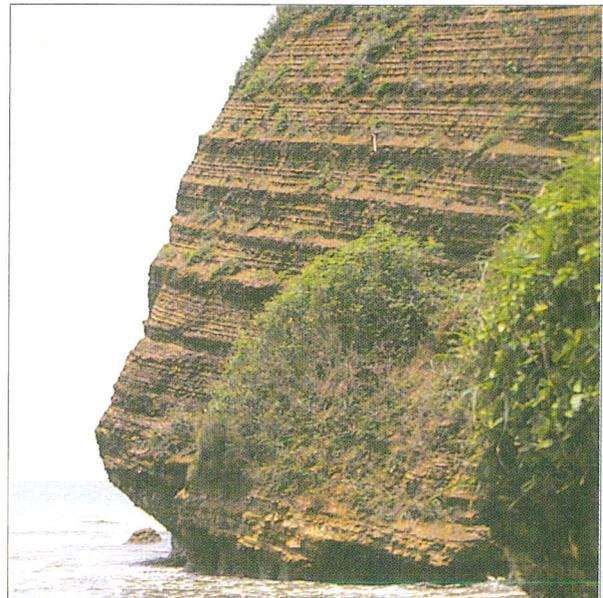


Au cours de l'Éocène moyen et supérieur, le bassin sédimentaire de Nouméa-Bourail accueille des sédiments détritiques fins (marnes, grès calcaires) ou très grossiers. Des blocs de taille variable ont dévalé la pente des bordures du bassin et fini leur course au sein de sédiments bien stratifiés. Une telle formation sédimentaire associant des particules de très petite taille à des blocs de la taille d'un immeuble porte le nom d'olistostrome. Elle caractérise des zones à forte activité tectonique.

Ce sont des roches sédimentaires détritiques. À ce titre elles renferment, sous la forme de particules de taille et de nature variées, des informations sur les reliefs démantelés. Dans les flyschs de Bourail, on annonce la présence de petits fragments de minéraux (pyroxènes), ou de roches (gabbros, basaltes, jaspes). En rappelant que les pyroxènes sont des minéraux essentiels des basaltes, cette énumération évoque les différentes composantes magmatiques et sédimentaires de l'unité de Poya. Une partie des matériaux qui alimentent la sédimentation de type flysch est fournie par l'érosion des reliefs nés de l'obduction de la nappe de Poya, sur un socle autochtone qui fournit le reste du matériel détritique.



Les roches stratifiées de la région de Bourail (Roche Percée - Gouaro) sont un exemple de régularité, de rythmicité. Les géologues parlent de flyschs et les datent de l'Éocène supérieur. Ce sont des grès dont la taille des grains diminue de la base vers le sommet de chaque strate. Le passage du sommet d'une strate à la base de la suivante est brutal ; le sommet tronqué est raboté par le dépôt de la strate supérieure. On passe progressivement de la base au sommet d'une même strate. Chaque strate correspond à un épisode de dépôt sous la forme d'une avalanche sous-marine.



Site de la Roche Percée, Bourail.

La stratification régulière des flyschs de "Bourail" trahit une certaine rythmicité dans le dépôt des matériaux détritiques qui leur ont donné naissance. Chaque banc ou strate correspond à l'arrivée dans le bassin de réception d'une grande quantité de particules arrachées à des reliefs en cours de surrection...et d'érosion.

La réception et l'accumulation d'une telle quantité de matériel sédimentaire nécessite la présence d'une aire suffisamment profonde ou qui s'approfondit au fur et à mesure de son remplissage, grâce à un mécanisme appelé subsidence.

Lors de l'obduction, la surcharge pondérale occasionnée par la progression de la nappe ophiolitique fait fléchir la lithosphère sur laquelle elle avance. Il se forme alors une cuvette, un bassin dit "d'avant-pays", à l'avant de la chaîne de montagne. On le qualifie aussi de "flexural" pour rappeler son origine (schéma page 47).

Étrangement, aucun élément appartenant à la nappe des péridotites n'a été détecté dans les sédiments décrits plus haut. Le bassin sédimentaire qui a recueilli les produits de l'érosion de la nappe de Poya n'a pas enregistré l'obduction des péridotites. Un laps de temps a dû séparer la mise en place des deux nappes, celle de Poya étant la plus précoce.

La sédimentation, au cours de l'Éocène supérieur, a enregistré plusieurs événements tectoniques majeurs :

- une diminution puis une augmentation de la profondeur de l'aire de dépôt qui avait accueilli les calcaires et les phanites au tout début de l'ère tertiaire (Paléocène à Éocène moyen).
- l'obduction de la nappe ophiolitique de Poya dont les produits de démantèlement arrivent dans le bassin sédimentaire dit de "Nouméa-Bourail".

Si l'essentiel des reliefs s'édifie au cours de l'Éocène supérieur, l'activité tectonique au voisinage de la Grande Terre se poursuit au-delà de cette époque.

Lors de campagnes océanographiques (1987), des études ont été menées tout le long de la côte ouest de la Grande Terre. Elles avaient pour but de mieux comprendre le fonctionnement de la transition entre le domaine océanique représenté par le bassin de Nouvelle-Calédonie et le micro-continent néo-calédonien. Située en mer, cette limite n'est accessible qu'à des méthodes d'investigation indirectes. L'étude du comportement d'ondes sonores, émises depuis un navire océanographique et assimilables à des ondes sismiques, renseigne les géologues sur la nature et l'organisation des dépôts qui comblent le fond du bassin de Nouvelle-Calédonie.

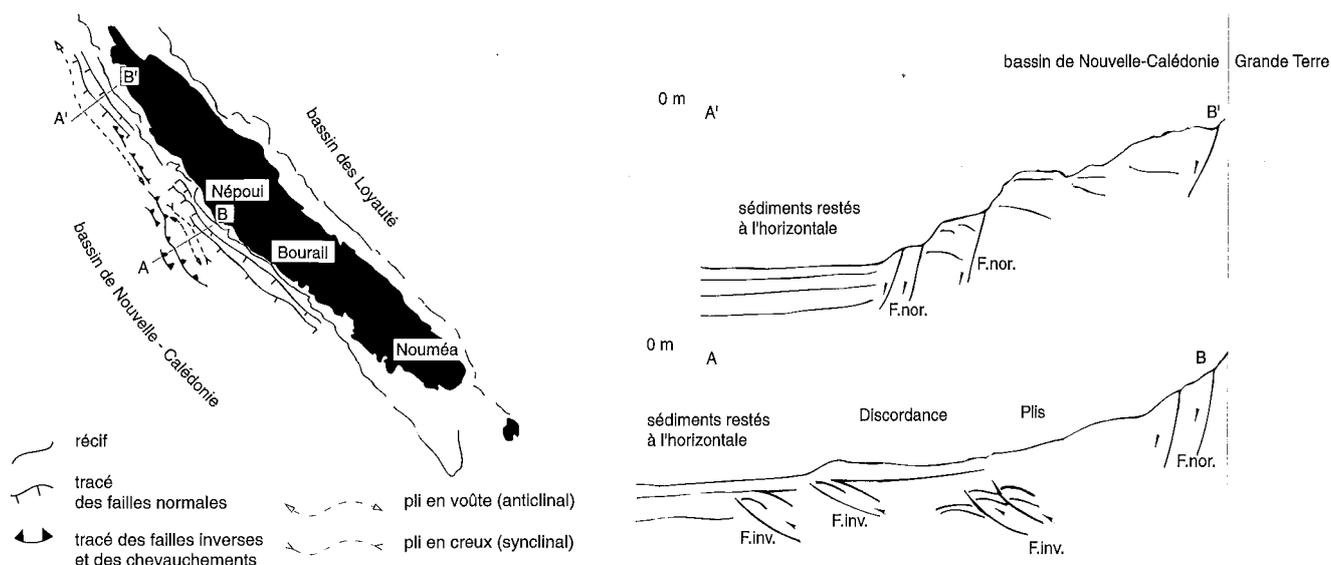
Tous s'accordent à dire que les produits du démantèlement des nappes ophiolitiques (péridotites et basaltes) s'y sont déposés, sur une épaisseur de plusieurs milliers de mètres, depuis plus de 35 millions d'années.

Que nous apportent les campagnes de recherche sismique ?

L'horizontalité des sédiments déposés dans le bassin de Nouvelle-Calédonie est de rigueur sur presque toute la longueur de la Grande Terre, sauf entre Bourail et Népoui. Dans cette région, une partie des sédiments est perturbée par des plis et des failles inverses, signes évidents d'une activité tectonique suivant de peu leur dépôt. Les structures reconnues ici témoignent d'un épisode récent de raccourcissement, de "compression". Plis et failles sont recouverts, en discordance, d'une pellicule de sédiments restés en position horizontale.



Presqu'île de Ouémo, au pied de la plate-forme qui porte les canons. Les flyschs, déposés à l'éocène supérieur (35 millions d'années), ont subi les effets d'une tectonique contemporaine de la mise en place de la nappe des péridotites. Des plis parfois très serrés traduisent un raccourcissement important.



Au large de la côte ouest de la Grande Terre, les sédiments déposés dans le bassin de Nouvelle-Calédonie ont enregistré les événements tectoniques parmi les plus récents de la région. Plis, failles inverses (tracé de coupe selon l'axe A - B) sont à mettre en relation avec la disparition, par subduction sous la Grande Terre, d'une partie du fond de ce bassin. Une couverture de sédiments plus récents non déformés repose en discordance sur ceux qui sont déformés. Plus au nord (tracé A' -B'), seules des structures en extension telles que des failles normales sont visibles.

L'âge de l'événement tectonique qui a généré des structures compressives a pu être déterminé grâce à une évaluation de la vitesse de dépôt des sédiments postérieurs à cet épisode. Le long d'un forage effectué dans le sud du bassin de Nouvelle-Calédonie on obtient des valeurs qui montrent l'efficacité de l'érosion des reliefs en cours de surrection :

- 15 mètres par million d'années au Miocène,
- 30 mètres par million d'années au Pliocène,
- 50 mètres par million d'années au Quaternaire ancien.

D'après cette étude, le chiffre de cinq millions d'années paraît une estimation raisonnable de l'âge de l'arrêt des déformations citées plus haut. La géologie marine a donc mis en évidence un événement tectonique très récent dans toute l'histoire géologique de la Grande Terre.

Cela sous-entend que le mouvement régional de convergence et de fermeture de bassins océaniques, engagé il y a 40 millions d'années, ne s'est pas arrêté avec l'obduction des deux nappes ophiolitiques. Il semblerait que le bassin de Nouvelle-Calédonie ait subi le même sort que son proche cousin des Loyauté. Il s'est en partie refermé.

Comment ?

Les plis et les failles inverses, détectés grâce aux outils de la géologie marine, ont une amplitude assez modeste qui s'accorde mal avec l'ampleur de la disparition d'une partie des fonds du bassin en question. Un mécanisme complémentaire a dû participer à sa résorption.

Aucune preuve de la présence d'une ophiolite n'a été détectée le long de la côte ouest. L'obduction ne peut être avancée ici. Par contre, des études géophysiques menées par l'Orstom en 1987 montrent, sous la côte ouest, le plongement d'un panneau de lithosphère océanique.

Cet élément du bassin de Nouvelle-Calédonie a été repéré à 50 kilomètres à l'aplomb de Nouméa. Ces observations évoquent tout à fait la disparition d'un fond océanique par subduction, comme le fait la plaque qui porte les îles Loyauté et la Grande Terre sous l'archipel du Vanuatu.

Qui dit subduction dit genèse d'un arc volcanique. Or c'est là que le bât blesse. Aucune structure de ce type ne peut être rapportée au fonctionnement, à cette époque, d'une zone de subduction. L'hypothèse avancée est-elle à rejeter ? Ou bien la subduction incriminée a-t-elle

fonctionné trop peu de temps pour avoir généré un magmatisme suffisamment important pour avoir subsisté jusqu'à nous ?

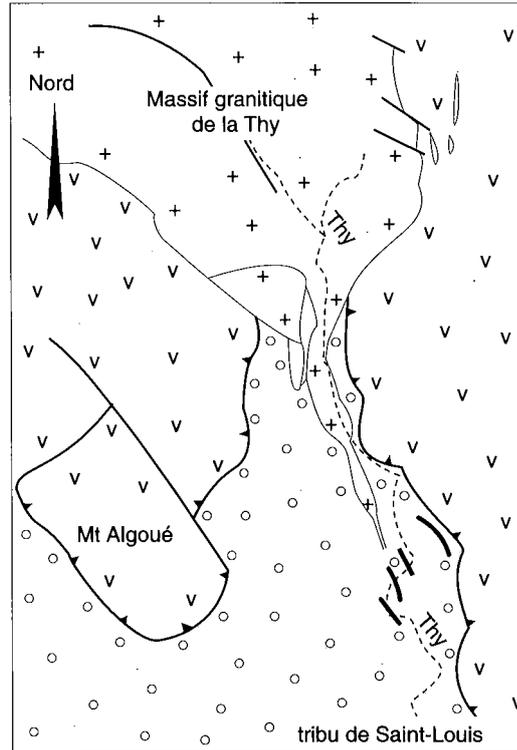
Une promenade à la forêt de la Thy (tribu de Saint-Louis, commune du Mont-Dore) vous amènera au cœur d'un des rares massifs "granitiques" de Nouvelle-Calédonie. Il pointe au travers des roches environnantes qu'il recoupe à l'emporte-pièce. Vers le sud, en direction de la tribu, des filons de roches affiliées aux "granites" traversent la couverture sédimentaire du Crétacé supérieur.

Manifestement, les relations entre les granites et leur environnement géologique tiennent plus de l'intrusion en force que de la cohabitation pacifique. Les géologues parlent de massif plutonique intrusif.

Sa mise en place provoque une transformation des roches qui l'encadrent. Par exemple, les grès du crétacé supérieur sont transformés en matériaux très durs, très finement cristallisés qu'on appelle des quartzites. Des minéraux nouveaux tels que l'andalousite apparaissent. Ils prouvent que ces roches ont enregistré une élévation de température d'autant plus forte qu'elles étaient proches du massif granitique lors de son intrusion. Ces effets disparaissent sur des distances de quelques centaines de mètres. Lors de la mise en place du pluton, sa température moyenne était de 600°C. Le réchauffement des roches encaissant le massif granitique ne dure que le temps nécessaire (quelques millions d'années) à la dissipation, par ce dernier, d'une grande quantité de chaleur.

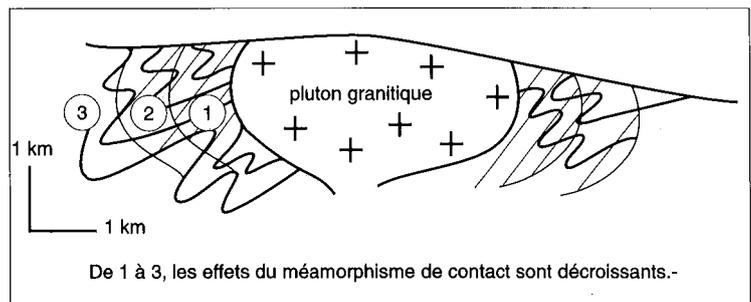
Le refroidissement de cette bulle de magma provoque sa solidification et bloque sa progression vers la surface à quelques kilomètres de profondeur. Seule une portion minime du magma continue son ascension vers la surface, sans l'atteindre, en empruntant des fractures ménagées dans les roches environnantes. C'est ainsi que l'on explique la présence, autour du massif principal, d'un réseau de filons remplis de roches magmatiques dont l'organisation interne ou texture est intermédiaire entre celle d'une roche plutonique et une roche volcanique.

Bien qu'également recoupées par le pluton granitique, les péridotites ont mieux encaissé son intrusion. Leurs relations géométriques avec ce massif prou-



- | | |
|------------------------------|---|
| péridotites | chevauchement des péridotites sur les grès du Crétacé supérieur |
| grès (crétacé supérieur) | filons de quartz |
| granites et roches associées | failles |
| | filons de roches granitiques à grains fins |

Le massif de granodiorites de la Thy, à Saint-Louis, traverse les terrains sédimentaires du Crétacé supérieur et la nappe ophiolitique. Il est intrusif et sa mise en place s'est faite alors qu'il était encore chaud et partiellement liquide. Vers le sud, en direction de la tribu, le lit de la rivière dégage quelques filons de roches magmatiques à grains plus fins que celui des granodiorites. Le refroidissement dans les fissures a été plus rapide qu'au sein de la masse principale du pluton.



La mise en place d'un massif de roches plutoniques entraîne des perturbations dans les matériaux traversés. Le magma, chaud, visqueux, peut "digérer" une partie des roches encaissantes.

vent que ce dernier s'est mis en place après l'obduction. Or, seuls les événements tectoniques qui ont laissé leur empreinte dans le bassin de Nouvelle-Calédonie sont postérieurs à la mise en place des nappes ophiolitiques. La relation entre la subduction d'une partie de ce bassin sous la Grande Terre et le magmatisme associé aux granites de la Thy est de plus en plus évoquée.

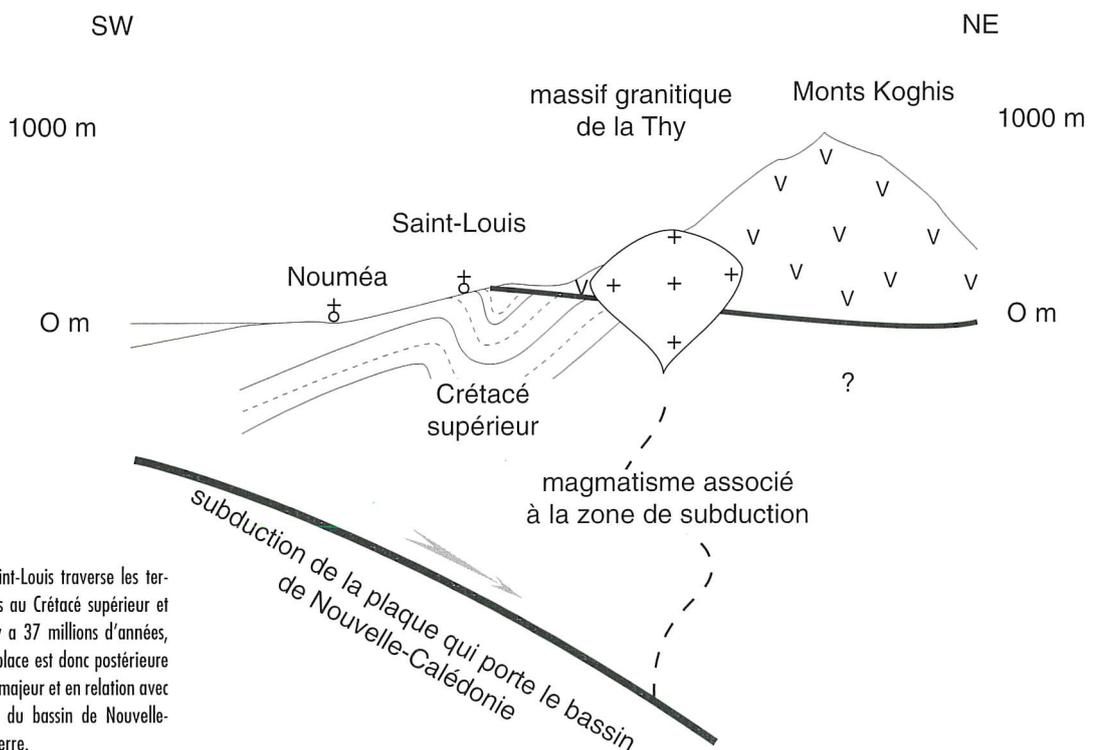


Forêt de la Thy, tribu de Saint-Louis, Mont Dore.

La granodiorite est une roche magmatique claire car riche en silice. Quatre espèces minérales principales se côtoient : du mica noir et de l'amphibole (cristaux noirs), du feldspath (blanc) et du quartz (translucide, gris).

La composition minéralogique des granites de Saint-Louis (quartz, feldspath plagioclase, amphibole, mica) évoque celle de grands plutons connus le long de la côte occidentale de l'Amérique du sud. Il s'agit non pas de vrais granites mais de granodiorites. Partout où elles sont mentionnées, ces roches signent le fonctionnement d'une zone de subduction. Les analyses chimiques fines, réalisées très récemment, confirment sans ambiguïté cette hypothèse. L'environnement géologique qui a présidé à la genèse des "granites" de la Thy rappelle celui qui est responsable du volcanisme de la cordillère des Andes : il s'agit de la subduction d'un panneau de lithosphère océanique sous un fragment de croûte de nature partiellement continentale.

Le magmatisme associé à la disparition d'une partie du bassin de Nouvelle-Calédonie ne s'exprime que par la composante qui a cristallisé en profondeur sous la forme de roches plutoniques et de quelques filons. Aucun appareil volcanique n'y est associé. Est-ce parce que l'érosion n'a laissé subsister que les roches les plus profondes ? Est-ce parce que les liquides magmatiques n'ont pas pu parvenir à l'état liquide jusqu'à la surface et se sont totalement solidifiés en profondeur ? L'état actuel de nos connaissances n'offre pas de réponse satisfaisante.



Le massif granitique de Saint-Louis traverse les terrains sédimentaires déposés au Crétacé supérieur et les péridotites, arrivées il y a 37 millions d'années, par obduction. Sa mise en place est donc postérieure à cet événement tectonique majeur et en relation avec la subduction d'une partie du bassin de Nouvelle-Calédonie, sous la Grande Terre.

Les gisements métalliques de nickel et de chrome ou de cuivre, de plomb, de zinc, d'or... se mettent en place

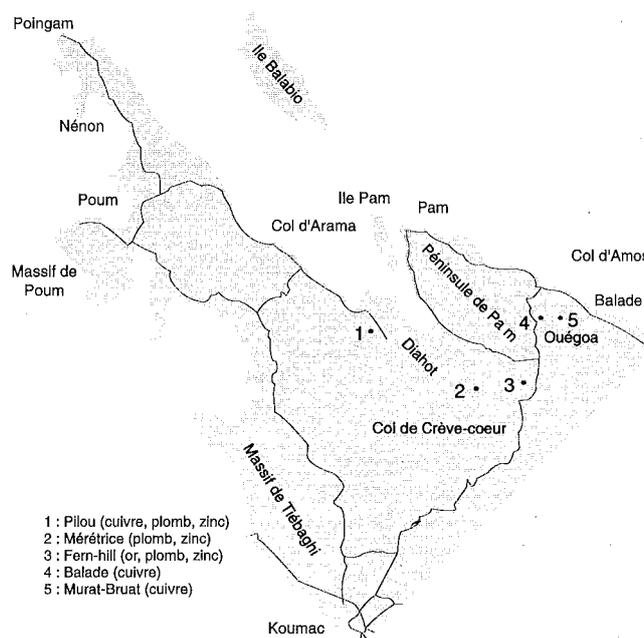
La diversité des roches présentes en Nouvelle-Calédonie recèle une richesse économique. En plusieurs endroits et dans des unités lithostratigraphiques différentes, on rencontre des concentrations en certains éléments chimiques qui n'ont rien de commun avec les valeurs moyennes connues pour la croûte et la lithosphère. Par exemple, dans les péridotites et donc dans la lithosphère, les teneurs en nickel sont voisines de 0,3%. De telles valeurs ne présentent aucun intérêt économique. Par contre, les minerais actuellement exploités titrent aux alentours de 2 à 3%. C'est ce que les mineurs appellent la teneur de coupure. On peut faire les mêmes remarques à propos du chrome, du plomb... et de l'or. Les teneurs moyennes, à l'échelle de la croûte terrestre, sont beaucoup trop faibles pour être exploitables. Cela sous-entend la mise en œuvre, par la nature, de mécanismes aboutissant à une très forte concentration en des lieux précis, circonscrits et souvent très discrets. Tout l'enjeu de la prospection minière est de découvrir ces gîtes. Dans cette partie de l'ouvrage, nous insisterons sur la genèse des minerais de nickel bien sûr mais aussi de ceux de chrome, de plomb, de cuivre et d'or aujourd'hui délaissés. Nous verrons comment la nature concentre ces éléments et sous quelles formes on les rencontre actuellement. À part peut-être l'or et quelques autres, ces métaux utiles sont associés à d'autres éléments chimiques pour former des minéraux particuliers. Ainsi le plomb et le soufre sont associés pour former de la galène (PbS).

Ouégoa à l'heure de la ruée vers l'or.

Cette région du nord de la Grande Terre est située à mi-chemin des deux côtes. Elle forme une dépression au fond de laquelle coule le Diahot. Elle s'étend entre les reliefs formés par l'unité de Pouébo et les premières collines de phtanites de la région de Koumac. Cette petite province géographique forme l'extrémité nord de l'unité du Diahot que l'on peut suivre jusqu'à Hienghène.

Un peu d'histoire.

C'est le "golden rush" australien qui est à l'origine de la recherche et de la découverte du district métallifère du bassin du Diahot. La prospection minière s'y développe au début des années 1870 et permet en 15 ans la découverte des quatre gisements les plus importants parmi la soixantaine connue à ce jour (Fern-hill en 1869 pour l'or ; Balade et Murat-Bruat en 1872 pour le cuivre ; Pilou-Mérétrice en 1884 pour le cuivre, le plomb et le zinc). La période d'activité principale s'étend de 1870 à la première guerre mondiale, dotant le grand nord calédonien d'un pôle économique actif. La petite localité de Ouégoa, aujourd'hui très calme, prit alors les allures d'une capitale régionale. Un réseau routier fut construit entre Ouégoa et Pam.



Cette localité était même le siège d'une activité portuaire plus importante qu'à Nouméa. Depuis, quelques sursauts ont eu lieu entre les deux guerres puis au cours de trois périodes de 1950 à 1987, durant lesquelles le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) procéda à une réévaluation du potentiel minier du bassin.

Quelques données économiques et minéralogiques.

Voici quelques précisions techniques à propos de deux gisements particulièrement bien connus : Mérétrice et Fern-hill (la colline aux fougères). Entre 1887 et 1930 la mine de Mérétrice a livré 15 000 tonnes d'un minerai tout d'abord riche en plomb (15 à 25 %) puis contenant de plus en plus de zinc (jusqu'à 25 %) au fur et à mesure que l'exploitation progressait en profondeur. Le plomb est présent soit dans de la cérusite de formule chimique ($PbCO_3$) soit dans de la galène (PbS). Ce dernier minéral peut contenir de petites quantités d'argent. On parle alors de "plomb argentifère". Le zinc a été exploité exclusivement sous la forme de son sulfure, la blende (ZnS).

En 1870 quatre prospecteurs australiens découvrent le gisement de Manguine qu'ils baptisent Fern-hill. De 1871 à 1875, une première phase d'exploitation produit 128 kilogrammes d'or. Ce sont au total 213 kilogrammes qui seront extraits de la mine de la colline aux fougères. De 1969 à 1975, le syndicat nord calédonien en charge de l'activité minière de cette région relance l'exploration en creusant de nouvelles tranchées. De 1975 à 1986, l'exploration est menée par des mineurs australiens.

Comment se forment de tels gisements métallifères ?

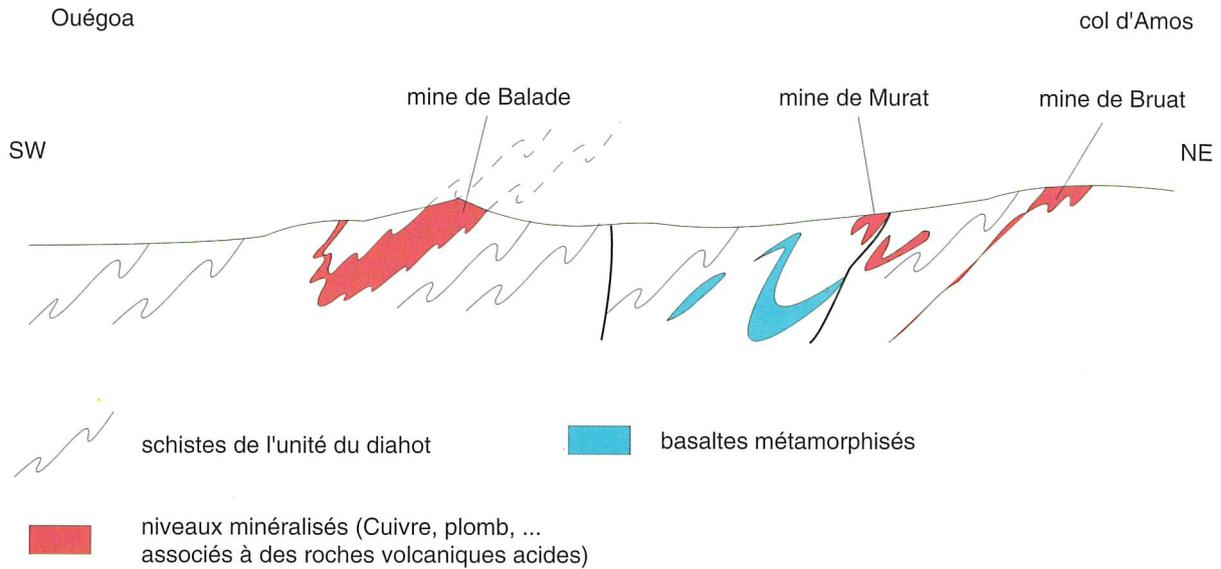
Tous les gîtes exploités ou simplement explorés présentent des caractéristiques géologiques proches. Les roches qui constituent l'essentiel du bassin du Diahot sont d'anciens sédiments détritiques (grès, argilites sombres et riches en matière organique) transformés sous l'action de fortes pressions. On dit qu'ils ont été métamorphisés. Ils présentent très souvent les traces de plusieurs étapes de déformation. On retrouve en outre les témoins d'une activité volcanique sous la forme de basaltes et de rhyolites, (roches volcaniques acides riches en silice). Les plus importantes coulées de rhyolites sont situées sur la rive gauche du

Diahot entre les mines de Pilou-Mérétrice et le col de Crève-cœur. On s'est aperçu très tôt que les minéralisations exploitables suivaient ces niveaux de roches volcaniques. En plus des coulées rhyolitiques, on retrouve la marque d'une activité volcanique explosive projetant des cendres et d'autres particules de taille variable. Ces matériaux ainsi que les anciennes coulées rhyolitiques sont très souvent imprégnés de métaux tels que du cuivre, du plomb, du zinc, et ... de l'or. Il existe dans le monde des équivalents géologiques des minéralisations du bassin du Diahot. Au Japon, mais aussi en Grèce, aux îles Fiji où ils ont été beaucoup mieux étudiés qu'en Nouvelle-Calédonie - parce que plus importants en taille - ont leur donne le nom de gisements de type Kuroko ou volcanogènes stratiformes.



Mine de Balade, versant sud du col d'Amos, nord de la Grande Terre.

Les minéralisations à cuivre, plomb, zinc... du bassin du Diahot sont associées aux produits d'un volcanisme acide. Ces roches ont été déformées au cours des événements tectoniques de la fin de l'Éocène (35 millions d'années).

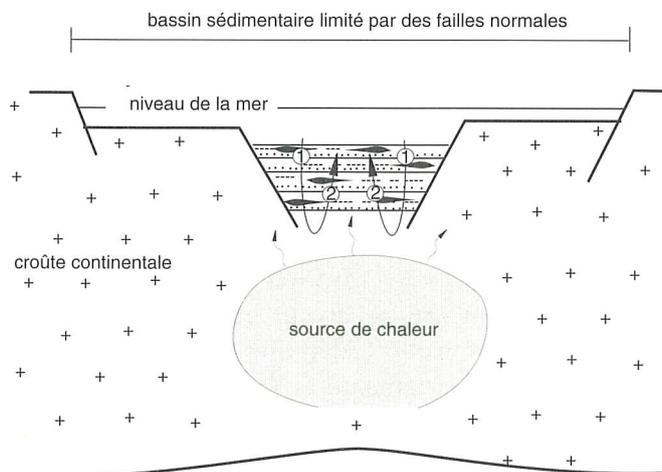


Les minéralisations à cuivre, plomb, zinc du bassin métallifère du Diahot sont associées à des niveaux de roches volcaniques (rhyolites, riches en silice) et aujourd'hui entièrement métamorphisées. Les déformations (plissement, étirement...) enregistrées par ces matériaux et par les schistes rendent difficiles le suivi des niveaux enrichis et leur exploitation.

Cette expression, un peu hermétique, signifie que ces gisements sont intimement liés à des matériaux stratifiés d'origine volcanique (projections, coulées ou produits du démantèlement de reliefs volcaniques). La concentration en des lieux précis des métaux cités plus haut (plomb, cuivre...) implique la circulation d'eau chaude (250 à 300° C) au travers des matériaux d'origine volcanique. On parle de circulation hydrothermale (hydro = eau et thermos = chaleur). Mais cette circulation n'est possible que grâce à une source d'énergie qui met l'eau en mouvement. Dans toutes les régions volcaniques du monde, la température du sous-sol est anormalement élevée pendant et longtemps après l'arrêt de l'activité magmatique.

Le cas de l'hydrothermalisme en Nouvelle-Zélande illustre bien ces propos. Les eaux de pluie ou de mer qui percolent au travers des sédiments d'un bassin surchauffé voient leur température augmenter (à plus de 250°C).

Des réactions chimiques entre ces eaux et les roches qu'elles traversent vont permettre la mise en solution de métaux tels que le plomb, le zinc, le cuivre... très faiblement concentrés dans les roches magmatiques et les produits associés. Atteignant une certaine température, les eaux circulant vers le bas et chargées d'éléments en solution remontent vers la surface du fait de leur faible densité.



Les minéralisations du bassin du Diahot ont une longue histoire. Tout débute il y a 80 millions d'années par l'ouverture, à la périphérie du Gondwana, de petits bassins marginaux, qui se remplissent de matériaux détritiques riches en matière organique. L'activité magmatique aboutit au dépôt de roches volcaniques acides (rhyolites) et au développement d'une zone anormalement chaude en profondeur, à l'aplomb du bassin. L'eau de mer froide va circuler au sein de ces produits et réagir avec eux alors qu'elle se réchauffe. Elle se charge de certains métaux (cuivre, plomb, zinc...). Plus tard, au cours de sa remontée vers la surface et de son refroidissement, les métaux qu'elle contient vont précipiter en s'associant à du soufre emprunté à la matière organique des sédiments environnants. Des minéraux tels que la pyrite, la chalcopryrite, la galène se forment pour constituer des gisements métalliques. Depuis, tous ces matériaux ont subi des déformations et un métamorphisme importants.

En remontant, leur température chute à cause de l'éloignement de la source de chaleur et de la diminution des échanges thermiques avec les roches environnantes. Les métaux qu'elles renferment vont précipiter pour passer sous une forme beaucoup moins soluble donnant naissance à des minéraux qui n'existaient pas dans les roches volcaniques d'origine (galène, blende, pyrite...). Dans la grande majorité les minéraux formés sont sulfurés, c'est-à-dire contenant du soufre. Ce dernier proviendrait de la décomposition de la matière organique contenue dans les matériaux remplissant le bassin sédimentaire du Diahot.

Au Japon, dans des gisements équivalents (type Kuroko), on a montré qu'il fallait peu de temps, quelques dizaines de milliers d'années, pour concentrer suffisamment les métaux au sein des sédiments. Cela signifie que ce processus est en relation directe avec un phénomène géologique à caractère "éphémère" comme peut l'être l'activité volcanique d'une région déterminée et le géothermalisme qui lui est associé.

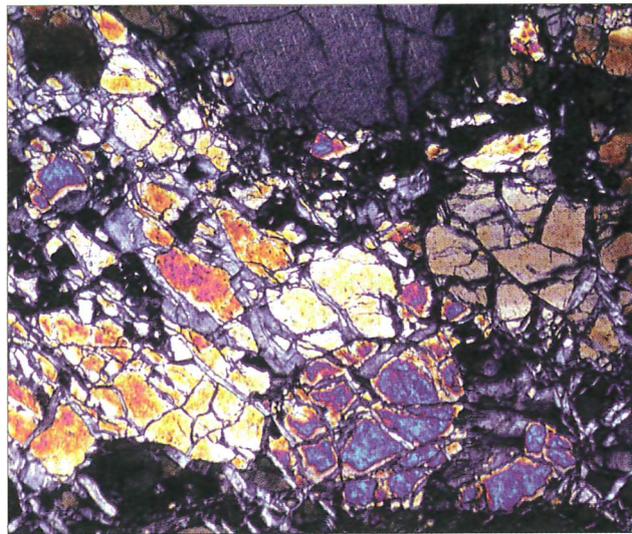
Les minerais de nickel sont nés d'une interaction entre la lithosphère et l'atmosphère.

Un rapide survol des massifs de péridotites (grand massif du sud, Kopéto, Koniambo, Étoile du nord...) montre que l'exploitation des minerais de nickel s'effectue à ciel ouvert le long de banquettes ou de gradins horizontaux de 5 à 8 mètres d'épaisseur. Si les concentrations en nickel sont superficielles, leur genèse l'est probablement. Quel processus géologique externe parvient à faire passer la teneur en nickel de 0,3 % dans les péridotites serpentinisées à presque 3% dans les matériaux exploités ?



Site minier de L'Étoile du nord.

Les traces d'une activité minière ancienne font apparaître un mode d'élimination des produits stériles qui n'a plus cours aujourd'hui. Ces matériaux étaient simplement déversés en haut d'une pente et dévalaient celle-ci à l'occasion de précipitations un peu fortes. La pollution minérale des rivières coulant en aval était inévitable. Depuis une vingtaine d'années les sociétés minières adoptent la technique de la décharge contrôlée qui consiste à stocker les stériles en bancs successifs, horizontaux et maintenus par un rempart de gros blocs de péridotites.



Microscope de pétrographie, lumière polarisée et analysée, grossissement de 20 fois.

La serpentinisation des péridotites a été un processus préalable nécessaire à la genèse des minerais de nickel. Les grains d'olivine, aux teintes de polarisation vives, sont découpés par un réseau de filaments de serpentines (grises). Le gros cristal de pyroxène, presque noir, est exempt de serpentinisation.

Les minéraux, quels qu'ils soient, se forment sous des conditions de température et de pression bien définies. Par exemple l'olivine demande plus de 1 000°C et des profondeurs de quelques dizaines de kilomètres. Les argiles au contraire se forment dans des conditions beaucoup moins sévères (moins de 100°C, souvent à la surface du sol). Si un processus géologique place des minéraux dans des conditions différentes de leur genèse, ils vont petit à petit se déstabiliser, s'altérer pour donner quelque chose d'autre. Par exemple les feldspaths contenus dans les granites, exposés à l'air libre, vont s'altérer en argiles si le climat est suffisamment chaud et humide. Dans la lithosphère qui forme le fond d'un océan, les cristaux

d'olivine, contenus dans les péridotites, sont soumis à une circulation d'eau de mer chauffée à plus de 100 degrés. Cette eau profite d'innombrables fissures présentes dans les roches du manteau supérieur pour altérer des minéraux aussi fragiles que les olivines. Il en résulte une transformation en serpentines.

Au cours et après l'obduction de la nappe des péridotites serpentinisées, ces minéraux nouvellement formés ont été portés à l'air libre et soumis à des pressions et des températures faibles (celles qui règnent à la surface du globe) et soumises à l'action des eaux de pluie. Comment vont réagir les serpentines qui constituent une part importante de la masse des péridotites ? En s'altérant bien sûr !



RP3, col de Yaté, versant est.

La fracturation des péridotites permet aux eaux de pluie de les dissoudre sur de grandes profondeurs. Les fissures s'élargissent, l'eau circule de mieux en mieux, son action est de plus en plus efficace. À la surface vont s'accumuler les produits de l'altération des péridotites (mélange d'oxy-hydroxydes de fer, argiles...) pour former une pellicule de latérites, recouverte elle-même d'une végétation de type maquis minier.



RPN8, entre Koumac et Paagoumène, ruisseau des gaiacs, versant ouest du massif de Tiébaghi.

Ce ruisseau coule au travers des serpentinites broyées et soumises à une forte altération. Le magnésium, en grande quantité dans ces matériaux, est un élément chimique très soluble. Il se retrouve dissous dans l'eau des rivières et peut précipiter sous forme de carbonate (magnésite, $MgCO_3$), couronne blanchâtre autour des galets pendant les périodes de forte évaporation.

Lors de certaines phases d'exploration, les géologues miniers effectuent des forages sur le futur site d'exploitation. Le but de cette opération est de connaître en profondeur la nature des roches rencontrées ainsi que leur teneur en nickel. Un sondage réalisé à Thio et sur une profondeur d'une quinzaine de mètres va nous permettre de suivre pas à pas les transformations subies par la roche mère (serpentinite) au cours du temps et sous l'action des agents atmosphériques.

Les premières carottes, également les plus profondes, sont sombres, denses et très cohérentes. Il s'agit de la roche initiale (serpentinite) pas encore altérée. On la voit rarement ainsi à l'affleurement parce qu'en profondeur elle est encore à l'abri de l'eau de ruissellement. La serpentinitisation est essentielle au bon déroulement des opérations suivantes.

Plus haut dans le sondage, les carottes prennent un aspect terreux, elles sont moins denses et présentent les traces d'une altération plus ou moins avancée. Elles sont notamment plus friables et plus poreuses. Mais la structure de la roche initiale est encore reconnaissable. Les pyroxènes par exemple montrent toujours leurs plans de clivage. La diminution de la densité des matériaux forés résulte de la dissolution des péridotites. Les serpentines qu'elles renferment sont en effet en cours d'altération et laissent échapper certains éléments chimiques (magnésium, silicium...et nickel). Ces roches sont appelées des saprolites (sapos = en décomposition, lithos = pierre). Le nickel, libéré au cours de la dégradation d'une partie des serpentines, est piégé, retenu par celles qui sont encore en "bon état" (on parle de serpentines résiduelles). Leur teneur en nickel peut atteindre et dépasser 3%. On voit ici toute l'importance d'un matériel déjà fortement serpentinisé. Actuellement en Nouvelle-Calédonie ces matériaux représentent l'essentiel des minerais extraits dits silicatés.

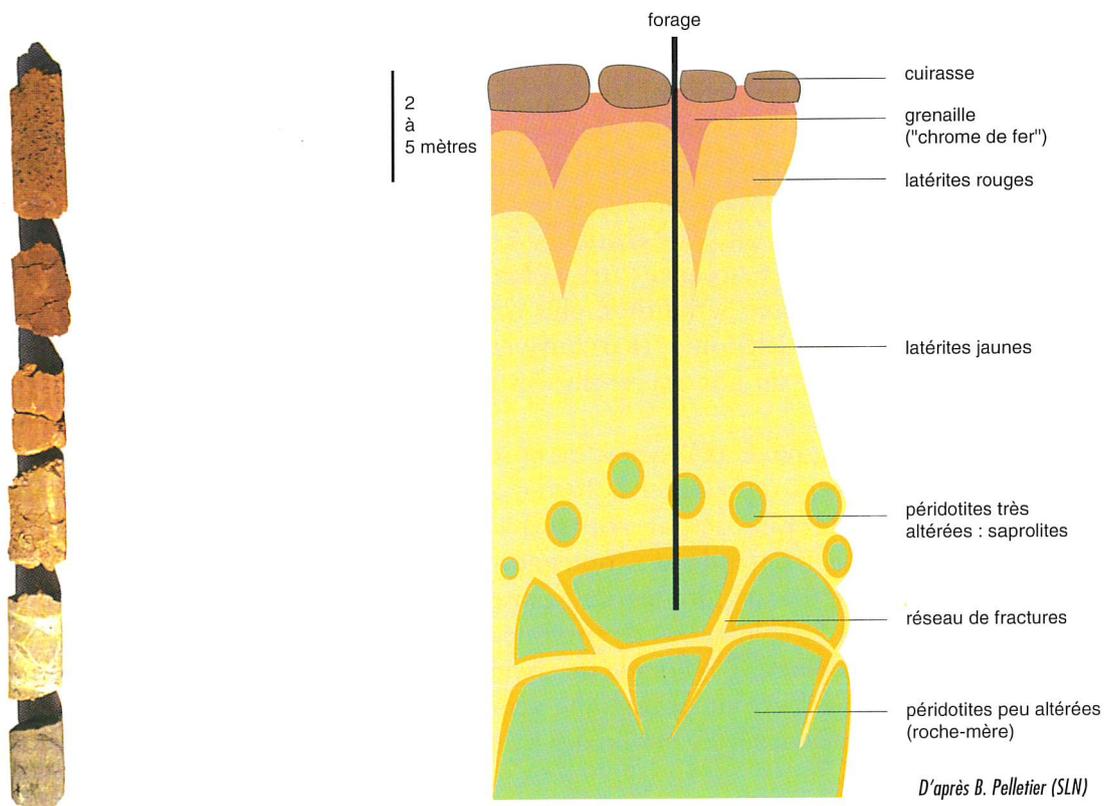
La terminologie impropre de minerais “garniéritiques” est encore utilisée. La garniérite ne représente plus qu’une curiosité minéralogique sans valeur économique.

Dans les niveaux plus élevés du sondage, donc plus proches de la surface, les caractéristiques de la roche initiale ont totalement disparu. Ces matériaux sont des latérites. Les minéraux tels que les serpentines ou les pyroxènes sont remplacés par des minéraux riches en fer (oxydes et hydroxydes) mal cristallisés et renfermant une quantité d’eau non négligeable. Ce sont des limonites, donnant une teinte orangée aux latérites. Seuls subsistent de la roche originelle quelques grains de chromite quasiment inaltérables.

Soulignons ici que certaines latérites présentent des teneurs en nickel de l’ordre de 1 à 1,5 %, de quoi en faire des minerais (dits oxydés) intéressants dans un avenir très proche. Ils vont probablement supplanter les minerais silicatés car ils représentent des tonnages nettement plus importants. Dans les latérites, le piégeage du nickel est réalisé par les limonites elles-mêmes.

Plus haut encore, les latérites prennent une teinte rouge, car elles s’enrichissent en minéraux ferriques. Certains éléments chimiques tels que le magnésium, le silicium, le nickel ont pratiquement disparu de ces niveaux. Le fer qui reste se combine à l’oxygène de l’air, libre ou dissous dans l’eau de pluie. Il peut également s’allier à un dérivé de l’eau (OH⁻). Se formeront alors des oxy-hydroxydes de fer bien cristallisés parmi lesquels la goéthite et l’hématite occupent une place privilégiée.

Ce niveau latéritique est parfois surmonté d’une cuirasse ferrugineuse épaisse de quelques mètres, d’un rouge très sombre presque noir et de très forte densité. Elle représente l’étape ultime de l’altération des péridotites en climat tropical humide. Le ressaut qui constitue les chutes de la Madeleine est taillé dans cette cuirasse. Le plus souvent, cette dernière n’existe plus que sous la forme de panneaux disloqués, disjoints ou sous la forme d’un revêtement de grenaille (chrome de fer cher aux Calédoniens).



Dès leur émergence, les serpentinites sont soumises à l’action des eaux de pluie, dans une ambiance chaude typique du climat tropical humide. Elles vont s’altérer sur de grandes profondeurs. Une pellicule va se développer et s’organiser en niveaux allant du moins altéré en profondeur au plus altéré en surface. Cette évolution s’effectue en continu, pourvu que les conditions climatiques restent les mêmes pendant suffisamment longtemps.

La description d'un sondage effectué sur un massif minier montre mieux comment s'opère dans le temps et en profondeur la transformation des péridotites. C'est en surface, là où l'eau a agi depuis plus longtemps, que l'altération est la plus poussée. Il ne reste que du fer et pratiquement aucune trace de nickel. En profondeur, l'altération est moins forte, préservant certains minéraux tels que les serpentines résiduelles (ou éventuellement les limonites), celles-là même qui piègent le nickel dans les saprolites et certains types de latérites. La roche d'origine (ou roche mère) se rencontre à des profondeurs variables en fonction de l'intensité de l'altération, du relief et de l'existence de failles qui favorisent la circulation de l'eau. Pour finir, disons que la genèse des minerais de nickel en Nouvelle-Calédonie résulte d'une altération modérée, encore incomplète des péridotites sous un climat tropical humide, et probablement plus humide qu'à l'heure actuelle.



Chutes de la Madeleine, sud de la Grande Terre. Le ressaut topographique qui forme les chutes est taillé dans la cuirasse ferrugineuse, un des éléments de la pellicule d'altération des péridotites.

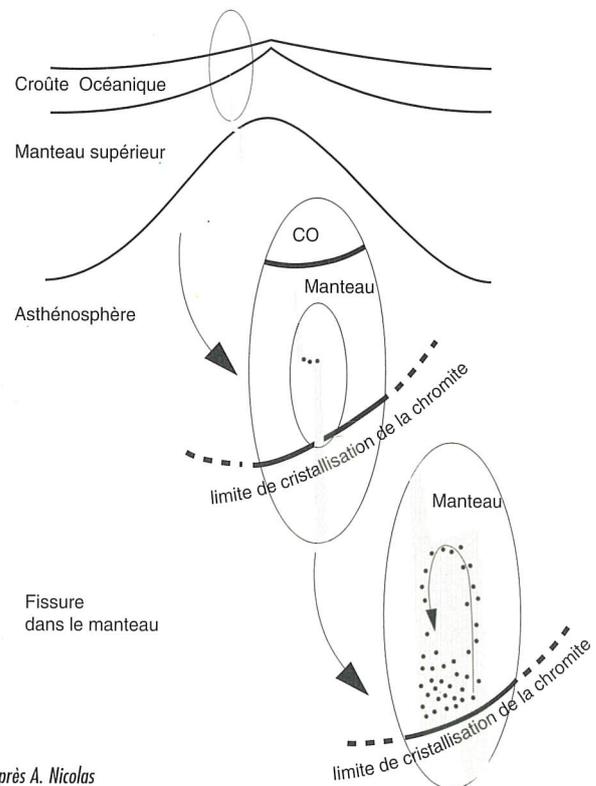
La constitution d'un manteau d'altération de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur demande beaucoup de temps et a probablement débuté dès l'émergence tectonique par obduction, il y a 37 millions d'années.

Les minerais de chrome : une autre conséquence de la présence en surface de roches du manteau.

L'objet géologique à l'origine des minerais de chrome est là encore un fragment du manteau supérieur. Mais cette fois-ci les mécanismes mis en jeu sont moins superficiels. Nous nous intéresserons à une nouvelle variété de péridotites, appelée dunite et contenant essentiellement de l'olivine et un peu de pyroxène et de la chromite (minéral à base de fer, d'aluminium et... de chrome). Elles couvrent des étendues et occupent des volumes plus restreints que d'autres péridotites, plus communes en Nouvelle-Calédonie (harzburgites). Que les dunites soient ou non serpentinisées n'a aucune importance.

De nos jours l'origine de ces roches est encore débattue. Elles peuvent représenter la base d'une chambre magmatique. Elles seront alors surmontées par des gabbros (coupe de la Montagne des Sources). La fusion des péridotites du manteau supérieur survient à 70 kilomètres de profondeur au sein de l'asthénosphère. Un liquide de composition basaltique en est extrait. Il remonte vers la surface par des fissures ouvertes au sein des roches du manteau.

Lors de cette ascension, la température du liquide magmatique chute et passe au dessous de



D'après A. Nicolas

Les gisements primaires de chrome résultent de la cristallisation précoce et de l'accumulation de cristaux de chromite dans le manteau supérieur. Les liquides basaltiques, nés en profondeur, s'insinuent dans des fissures de la lithosphère. En s'élargissant, elles forment de véritables pièges à chromite et éventuellement de futurs gisements exploitables.

1 200 °C ce qui permet la formation des premiers cristaux. Ce sont, par ordre d'apparition le plus souvent constaté : la chromite et un peu plus tard l'olivine. L'association des deux donne une dunite plus ou moins riche en chrome.

Une autre origine est reconnue aux dunites. Lors de son ascension vers la surface, le magma basaltique chaud peut réagir avec les roches du manteau supérieur qu'il traverse. De cette interaction peuvent naître des volumes non négligeables de dunites où les proportions de chromite varient.

Dans les deux cas, l'exploitabilité des dunites comme minerais de chrome tient aux fortes concentrations de la chromite dans des poches de dimension et de géométrie variables (quelques centaines de mètres de longueur pour quelques mètres d'épaisseur). Ces poches remplissent d'anciennes fissures dans le manteau supérieur à l'intérieur desquelles s'est insinué du liquide magmatique. Cette disposition a permis le piégeage et la concentration des cristaux de chromite au sein de volumes relativement restreints.

Le prospecteur devra repérer, en surface, l'existence de dunites particulièrement riches en chromite. Ce mécanisme de concentration d'origine profonde explique la genèse des gisements de Tiébaghi, Anna-Madeleine, GR2H....considérés comme des gisements primaires.

Cela sous-entend l'existence de gisements secondaires, où une étape supplémentaire est nécessaire pour rendre compte de leur formation. Imaginons l'altération d'un massif de dunite riche en chromite, pendant des centaines de milliers d'années. Si le ruissellement des eaux de pluies est suffisant, les produits d'altération seront transportés et triés en fonction de leur taille et de leur densité. Parmi les plus résistants et les plus denses on trouve les cristaux de chromite. Ces derniers pourront s'accumuler au pied des massifs en cours d'érosion et y constituer des réserves de chrome pour l'avenir. Les grains de chromite sont souvent associés à de la grenaille, provenant du démantèlement de la cuirasse latéritique. Les géologues miniers parleront de placers, de gisements secondaires. Ainsi se sont constitués de petits gisements comme celui d'Alice Louise dans le grand massif du sud.

Il n'est pas rare de rencontrer au pied de certains massifs de péridotites des sables presque noirs car riches en petits grains de chromite (plages de Plum à l'embouchure de la rivière des pirogues, plages de la côte ouest des îles Bélep...



Mine Anna-Madeleine, à l'est des chutes de la Madeleine, sud de la Grande Terre. Les concentrations de chromite (noire) trouvent place au sein de péridotites presque dépourvues de pyroxène (dunites). Les filons prennent parfois des formes très contournées, faisant apparaître des "plis". Ils traduisent la déformation, à très haute température (plus de 1 000 °C) d'une partie des matériaux situés à la limite entre la croûte océanique et le manteau.



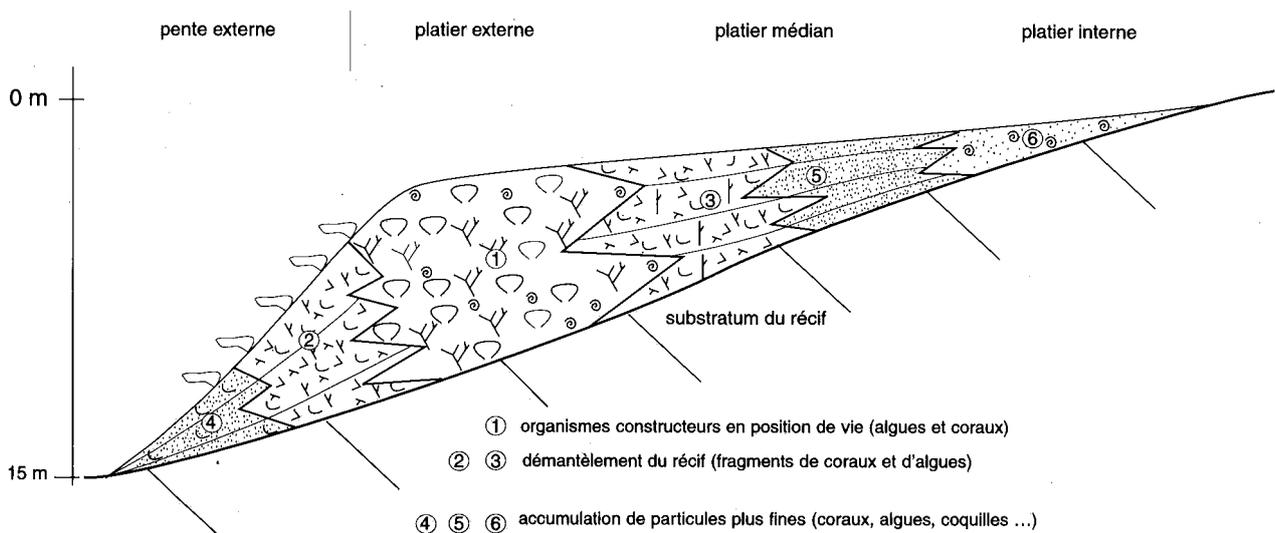
Ruisseau des Gaiacs, entre Koumac et Paagoumène, nord de la Grande Terre. L'érosion des massifs de péridotites provoque la concentration de minéraux lourds tels que la chromite, quasiment inaltérable. Ceux-ci forment l'élément essentiel de certains sables de rivière ou de plage. Si le volume de sable chromifère est suffisant, son exploitation comme minerai de chrome est envisageable.

Les grands édifices coralliens se construisent autour de la Grande Terre

La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie est entourée d'un des plus vastes lagons du monde séparé lui-même du grand bleu par un récif corallien de plus de 1 000 kilomètres de long, presque continu et ouvert à ses deux extrémités (au large des îles Bélep et au large de l'île des Pins). Les interruptions dans la continuité du récif le long des côtes est et ouest font face à l'embouchure de rivières dont le cours inférieur a été envahi par la mer.

Qu'est-ce qu'un récif corallien ?

C'est un édifice construit par des organismes (coraux et certains types d'algues). Les uns comme les autres prélèvent une petite part du carbonate de calcium dissous dans l'eau de mer pour en faire un squelette dur, résistant au temps et à l'action des vagues. Ce mécanisme biologique que l'on appelle la calcification est efficace puisqu'il permet une croissance verticale du récif de plusieurs millimètres par an. Mais cette vitesse varie selon les conditions de vie dans lesquelles sont placés les organismes constructeurs. La température optimale se situe entre 21 et 28 °C. Une augmentation comme une diminution de ces valeurs provoquent un ralentissement de l'activité biologique et même la mort des organismes constructeurs.



D'après G. Cabioch

L'organisation d'un récif frangeant montre une zonation des dépôts sédimentaires à partir du platier externe. Les matériaux détritiques déposés à l'avant et à l'arrière de celui-ci proviennent essentiellement du démantèlement des colonies d'organismes constructeurs (algues et coraux).

La vie sur une île nous apporte régulièrement des preuves que le niveau de la mer change en fonction des marées, de la saison. Mais ces variations ne sont en fait que des oscillations autour d'un niveau moyen, stable à l'échelle humaine. Au cours des temps géologiques, des variations du niveau marin ont laissé des traces dans le paysage. En témoignent les encoches creusées à la base de certaines falaises aux îles Loyauté, au pied de la Poule et des roches de Lindéralique à Hienghène... En témoigne également la mise à nu des platiers coralliens de la région de Yaté. De telles traces indiquent que le niveau marin actuel a changé par rapport à un repère : le littoral. Il est difficile d'évaluer l'amplitude de ces variations car le repère (littoral) n'est pas forcément plus fiable ni plus stable que le niveau marin lui-même. Il existe beaucoup de raisons pour que le littoral oscille. Les mouvements tectoniques en font partie.

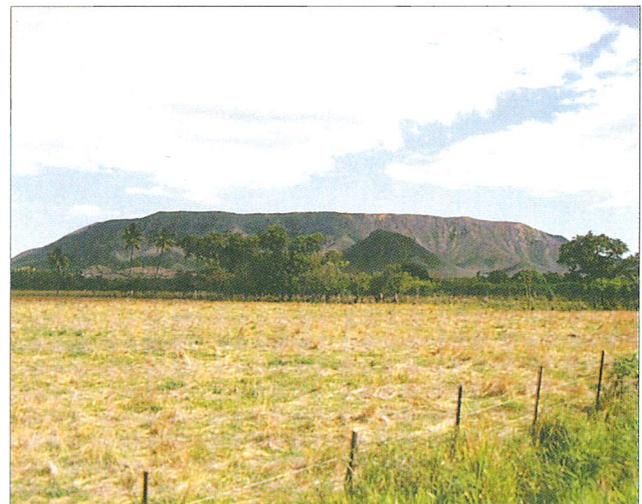
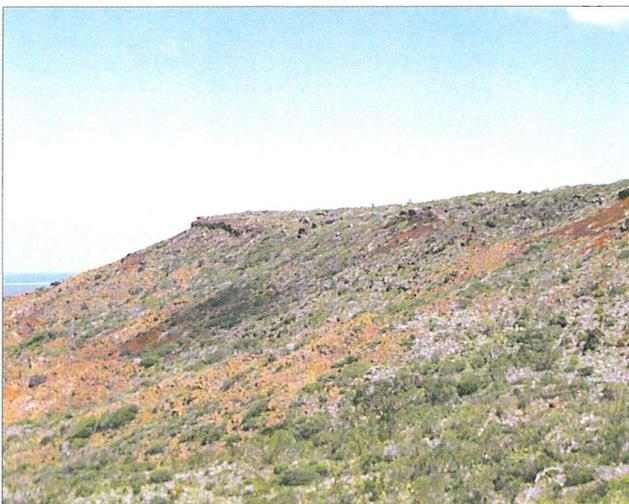
On préfère parler de variations relatives du niveau marin par rapport au littoral supposé fixe.

Seules les variations relatives durables et irréversibles influencent à long terme l'activité des coraux. Une élévation du niveau marin se traduit par une avancée ou transgression du milieu marin sur le littoral. Si elle n'est pas trop rapide, elle peut provoquer une accélération de la croissance verticale des organismes constructeurs. La partie vivante du récif est ainsi maintenue à une profondeur optimale. Au contraire une baisse du niveau relatif des mers ou régression (retrait du domaine marin par rapport au littoral) ralentit l'édification du récif. Une émergence provoque un arrêt de la croissance et bientôt la mort du récif.

Les géologues ont très vite compris qu'une bonne connaissance de la structure et de l'évolution des récifs néo-calédoniens les renseignerait sur l'évolution du climat, du niveau des mers et des mouvements tectoniques pendant les périodes les plus récentes de l'histoire géologique du territoire. Cette approche a débuté dans les années soixante (forage sur l'îlot Ténia, 1966). Ensuite de 1981 à 1987, l'Orstom a procédé à une quarantaine de forages sur différents types d'édifices coralliens longeant la Grande Terre (récif frangeant, îlots du lagon, récif-barrière). Les résultats de ces études permettent de retracer l'historique de l'édification du récif néo-calédonien.

Rappelons que le récif est dépendant des variations relatives du niveau de la mer. Elles sont souvent imputées à des mouvements tectoniques verticaux de la Grande Terre. Dans ce domaine, plusieurs temps forts ont été reconnus.

L'érosion très intense de la nappe des péridotites aboutit à un aplanissement des reliefs. Dans le paysage, l'observateur averti reconnaîtra des surfaces de pénépléation, peu inclinées vers la mer, contrastant avec l'allure déchiquetée d'autres massifs miniers. L'érosion chimique (altération) enlève, en moyenne, 40 millimètres de matériaux en 1 000 ans. L'érosion mécanique (transport par les cours d'eau, éboulis) ne décape que 11 millimètres de roches pendant la même période. Ainsi entre - 40 et - 20 millions d'années, ce sont donc au moins 700 à 800 mètres de péridotites qui furent érodés et transportés dans les deux bassins voisins qui encadrent la Grande Terre (bassin de Nouvelle-Calédonie à l'ouest et bassin des Loyauté à l'est).



A) Ile Art, archipel des Belep, 50 kilomètres au nord de la Grande-Terre.

B) RT1, plateau de Tia, sortie sud de Pouembout, côte ouest.

L'érosion des massifs miniers depuis leur mise en place, il y a 40 millions d'années, a façonné une surface plane ou pénéplaine, souvent légèrement inclinée vers la mer. Sur l'île Art, la petite falaise qui borde le plateau est taillée dans la cuirasse ferrugineuse dont certains éléments se détachent et dévalent la pente (chaos de blocs très sombres).

La conséquence de cette abrasion est une diminution de la charge appliquée à l'ensemble du bâti calédonien et une remontée de ce dernier. Selon certains calculs l'enveloppe profonde du manteau supérieur (asthénosphère) aurait réagi en faisant remonter l'ensemble de la Grande Terre d'environ 120 mètres en 20 millions d'années.

Mais des indices de terrain suggèrent une surrection de près de 1 000 mètres qui correspondrait, dans l'hypothèse d'une remontée uniquement due à l'érosion chimique et

mécanique, à la disparition de plus de 6 000 mètres de matériaux. Selon certains auteurs, un phénomène complémentaire, de nature tectonique, devrait entrer en jeu pour rendre compte de telles vitesses d'érosion. On suspecte un mécanisme équivalent pour expliquer l'émergence récente des îles Loyauté, Maré en tête. Nous y reviendrons plus longuement à l'occasion de la présentation de la géologie de ces îles.

Cette phase de surrection a dû s'interrompre pour reprendre à une époque récente et probablement actuelle. En effet la forte pente de la plupart des cours d'eau prouve qu'ils n'ont pas encore atteint l'âge de la maturité marqué par l'acquisition d'un profil plus doux, moins abrupt, dit "profil d'équilibre". Les vallées sont donc encore jeunes.

Vient ensuite une période d'invasion des basses vallées par la mer. Cela signifie que le niveau relatif de la mer remonte. On assiste à une transgression. C'est à cette époque que se mettent en place les grands édifices coralliens autour de la Grande Terre. Un forage sur l'îlot Ténia en baie de Saint-Vincent atteint le soubassement du récif-barrière à 226 mètres (phtanites du Paléocène). Cette profondeur souligne l'ampleur du mouvement relatif entre le niveau de la mer et le bâti calédonien pendant l'installation du récif. Comme aucune trace d'une telle remontée des eaux n'est visible dans la région, on attribue cette transgression à un affaissement du bâti calédonien. Les géologues parlent de subsidence.

Les traces d'une surélévation récente (moins de 125 000 ans) sont connues depuis longtemps (Davis, 1925). Sur la côte sud-est, dans la région de Yaté, une terrasse corallienne culmine à 10 mètres d'altitude. Elle correspond à la mise en place d'un récif au Pléistocène. La vitesse de surrection est de 0,03 millimètres par an soit 30 centimètres en 10 000 ans en ce point de la Grande Terre. Par contre, à l'île des Pins le soulèvement est évalué à 0,12 millimètres par an soit 1,2 mètres en 10 000 ans.

Cette même terrasse culmine à 20 mètres. C'est peu mais significatif et cela montre que le bâti calédonien est toujours instable.



Baie de Kanuméra, île des Pins.

La base du rocher est entaillée d'une double encoche d'érosion.

Le niveau marin actuel est marqué par l'encoche la plus basse, visible également sur le bloc de calcaire, détaché et manifestement effondré. Notons que ce dernier ne montre qu'une seule encoche. L'encoche située 1 ou 2 mètres plus haut témoigne d'une période où le niveau de la mer était sensiblement plus élevé.



Baie d'Upi, île des Pins :

La plate-forme corallienne est portée à une altitude de 20 mètres. Ce qu'il en reste apparaît sous la forme de nombreux rochers isolés et systématiquement entaillés à leur base par une encoche d'érosion, témoin du niveau marin actuel. Le pic Ngéa, visible en arrière plan, rappelle que le soubassement de l'île des Pins est fait de périclites, comme à l'île Owen.

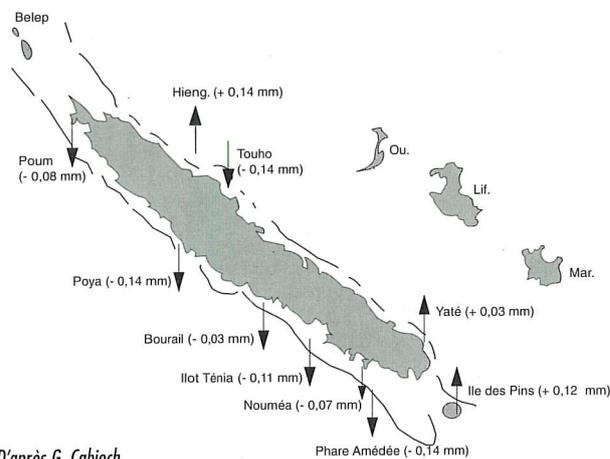
Ailleurs, le long des deux côtes, c'est le plus souvent la situation inverse qui prévaut, c'est-à-dire un enfoncement ou subsidence. Le récif pléistocène vieux de 125 000 ans est recouvert par le récif moderne (moins de 8 300 ans) et la profondeur à laquelle il faut forer pour retrouver le récif pléistocène varie d'un point à l'autre de la côte. La subsidence récente n'a donc pas la même ampleur partout.

À Pouébo, Hienghène, Touho, Poya et sur l'îlot Amédée elle est de plus de 0,14 millimètres par an, soit près de 1,5 mètres en 10 000 ans. Alors que sur le platier Ricaudy à Nouméa elle n'est que de 70 centimètres pour 10 000 ans.

De telles différences sur d'aussi courtes distances (20 kilomètres entre le phare Amédée et Nouméa) s'explique par le jeu de failles qui permettent à deux compartiments proches de jouer l'un par rapport à l'autre. Certaines de ces failles ont été reconnues sur le terrain ou par photographies aériennes. Il semble qu'une partie fonctionne encore de nos jours car une très discrète activité sismique y est enregistrée depuis plusieurs années par l'Orstom de Nouméa. Les secousses sont si faibles qu'elles ne sont perçues et enregistrées que par des appareils très sensibles.



Presqu'île de Kuen-Beni, tribu de Touaourou, Yaté, sud de la Grande Terre.
Dans le sud de la Grande Terre, les récifs coralliens édifiés au début du quaternaire (Pléistocène) sont en partie émergés. Le groupe de marcheurs se déplace sur une plate-forme taillée dans ce récif ancien. Dans la petite falaise (à droite) on remarque une encoche reflétant le niveau marin actuel. Le fait que le sommet de l'ancien récif soit aujourd'hui à plusieurs mètres d'altitude traduit une surrection du substratum qui le porte.



D'après G. Cabioch

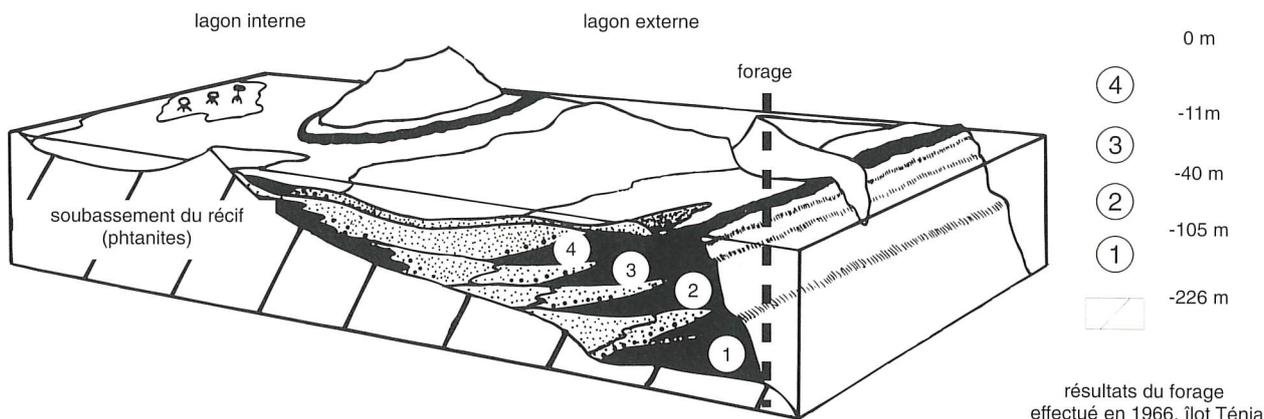
Depuis 125 000 ans, les édifices récifaux ont enregistré les mouvements du socle calédonien par rapport au niveau marin. La tendance générale est à l'enfoncement par subsidence, sauf dans le sud de la Grande Terre et à l'île des Pins où un soulèvement a été noté, ainsi qu'à Hienghène.

En dehors de tout mouvement tectonique, les variations relatives du niveau marin trouvent d'autres explications.

L'alternance à l'échelle globale de périodes froides (glaciaires) et plus chaudes (interglaciaires) provoque respectivement une chute ou une remontée du niveau moyen des océans. En effet, pendant les phases glaciaires, une partie de l'eau des océans est stockée sous forme de glaces dans les calottes polaires et les grands glaciers ; le niveau marin est alors au plus bas. Au contraire, au cours d'un épisode de réchauffement (période interglaciaire) les glaciers et les calottes polaires fondent en libérant de grandes quantités d'eau ; le niveau des mers remonte.

La manifestation des variations globales du niveau marin pendant le Quaternaire est bien illustrée par la structure du récif-barrière néo-calédonien reconnue grâce à un forage réalisé en 1966. À cette époque la fondation scientifique Singer-Polignac entreprend de réaliser un sondage en arrière de la barrière sur un petit îlot en baie de Saint-Vincent : l'îlot Ténia. Le soubassement constitué de phanites du Paléocène a été atteint après que 226 mètres de sédiments récifaux aient été traversés.

Le corps principal de ce récif-barrière est formé par la superposition de quatre édifices correspondant chacun à un épisode propice au développement d'organismes constructeurs. Chaque édifice est séparé du suivant par une surface marquant l'arrêt de la construction du récif. Ces surfaces ont été rencontrées par le forage à 105, 40 et 11 mètres de profondeur. Les conditions étaient alors devenues moins propices. Ceci indique qu'au quaternaire ancien, le grand récif a enregistré l'alternance de conditions optimales et de conditions défavorables à la croissance du corail. Ailleurs dans la région (Vanuatu, Australie) les mêmes observations ont été faites. Le phénomène responsable ne concerne donc pas uniquement les eaux calédoniennes mais traduit des variations globales du niveau marin.



D'après G. Cabioch

Pendant les périodes relativement chaudes dites interglaciaires le niveau marin est élevé. Les conditions sont favorables à l'édification d'un récif corallien. Pendant les périodes glaciaires, les eaux sont froides et le niveau marin est bas. Le récif ne se développe pas et la surface de la plate-forme précédente se trouve émergée et subit une érosion.

Les récifs modernes, qui constituent la barrière actuelle, ne se sont réinstallés sur le pourtour de la Grande Terre que depuis environ 8 300 ans, date qui correspond à la dernière déglaciation et à un réchauffement de quelques degrés des eaux de surface.

On peut observer d'autres marqueurs des variations relatives du niveau marin sur certaines plages de la Grande Terre et des îlots du lagon. Ce sont des dalles de sable consolidé exondées et souvent démantelées. On parle de beach-rocks, ou de grès de plage. Comment se forment-ils? Pourquoi les trouve-t-on à 1 mètre ou 1,5 mètre au-dessus du niveau actuel de la mer?

Sur les plages, le sable est soumis à la double influence de l'eau douce, apportée par les précipitations, et de l'eau de mer. Entre les grains de sable la circulation et la composition chimique de ces eaux sont réglées par l'abondance des précipitations et de l'évaporation en pleine journée, par de fortes chaleurs.

D'autre part les marées entraînent, deux fois par jour, une variation de la quantité d'eau de mer disponible.

La salinité de l'eau qui circule sera faible si les précipitations sont fortes au moment d'une marée basse.

Elle sera forte si les précipitations sont faibles et la température élevée lors d'une marée haute. Entre ces deux situations extrêmes, tous les intermédiaires sont possibles.

À cela il faut ajouter le rôle des bactéries qui vivent entre les grains et qui font varier la teneur en gaz carbonique. Toutes ces conditions provoquent la formation d'un ciment calcaire entre les grains transformant peu à peu un sable en un grèsde plage ou beach-rock.

La formation du ciment ayant lieu en profondeur dans le sable, retrouver une dalle de beach-rock à 1 mètre ou 1,5 mètre au-dessus du niveau actuel de la mer implique l'existence de mouvements verticaux récents.



Îlot Maître sud de Nouméa

La bande noirâtre qui sépare la plage sableuse de la mer, est constituée de sable consolidé (grès de sable ou beach-rock). La cimentation des grains se déroule à quelques mètres de profondeur. L'émergence de la dalle de grès indique un soulèvement de l'îlot ou une baisse du niveau marin.

Certaines dalles de beach-rock datent de 5 500 ans. Leur émergence actuelle est attribuée à un réajustement tardif de la plaque lithosphérique qui porte la Nouvelle-Calédonie après la dernière période de réchauffement des mers.

En résumé, l'histoire géologique récente vue au travers des récifs coralliens anciens (125 000 et plus) ou plus récents (moins 8 500 ans) combine deux phénomènes géologiques de nature et d'ampleur différentes. Les mouvements tectoniques verticaux sont lents et d'amplitude variable d'un point à l'autre de la Grande Terre. Ils traduisent une réponse mécanique à l'érosion des péridotites et au remplissage des bassins sédimentaires voisins. Certains épisodes de soulèvement, enregistrés dans le sud de la Grande Terre par les récifs holocènes et pléistocènes, révèlent un phénomène plus régional qui concerne également les îles Loyauté. Les variations eustatiques du niveau marin sont plus rapides, plus générales (ampleur régionale ou globale). Elles traduisent la réponse des océans à des variations de la température du globe et soulignent les oscillations climatiques pendant l'ère quaternaire.



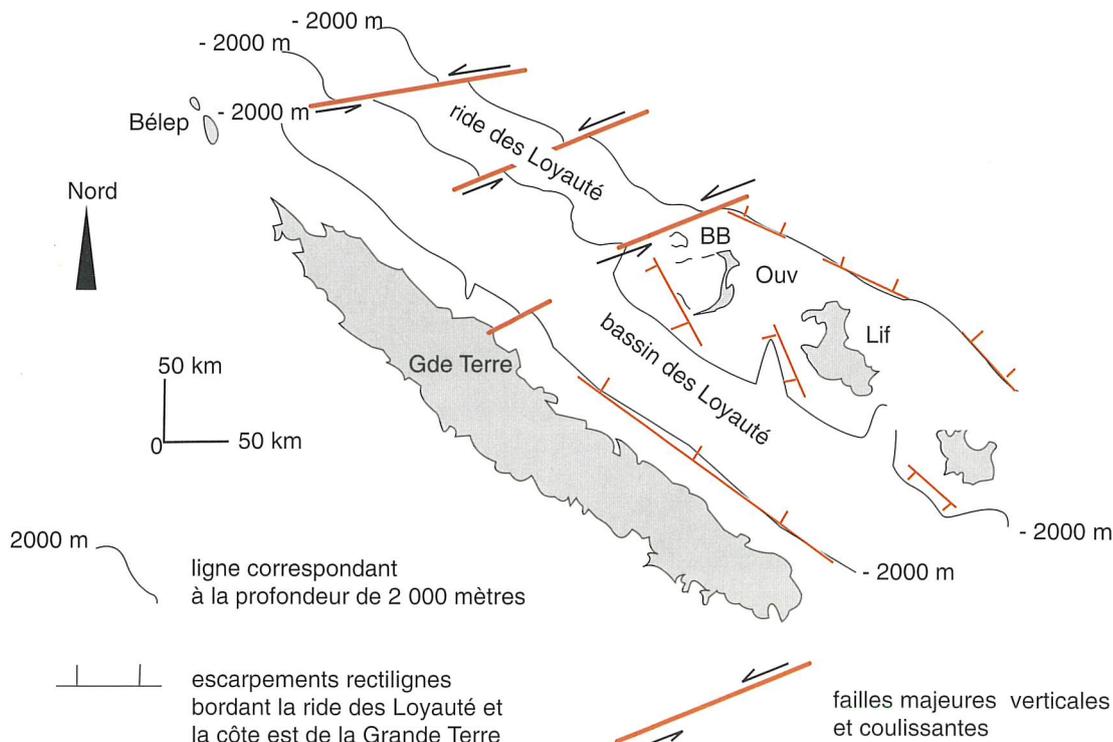
Récif Aboré, sud de Nouméa.

Le grand récif constitue une barrière entre l'océan (à droite) et le lagon (à gauche). Les organismes qui l'ont édifié sont principalement des coraux et des algues.

Comment explique-t-on aujourd'hui la naissance et l'évolution des îles Loyauté ?

Entre la ride des Loyauté et le bassin qui sépare ces îles de la Grande Terre les liens sont étroits.

Les îles Loyauté forment un alignement parallèle à la Grande Terre. Elles sont portées par un relief sous-marin que les océanographes appellent la ride des Loyauté. Cette ride est séparée de la Grande Terre par un bassin océanique à fond presque plat et profond d'environ 2 000 mètres. Le plancher de ce petit domaine océanique est en continuité avec la nappe des péridotites mise en place par obduction il y a 37 millions d'années. Entre le fond en place et son prolongement sur la Grande Terre, il existe néanmoins un décalage vertical de plusieurs kilomètres marqué en mer, le long de la côte est, par un escarpement rectiligne. Cette structure correspond à une grande faille normale, générée par l'effondrement de la bordure ouest du bassin des Loyauté et postérieure à l'obduction. Depuis, le fond du bassin s'est rempli de sédiments provenant du démantèlement des reliefs émergés alors que ces derniers s'érodaient.



D'après Y. Lafoy *et al.*

Les campagnes océaniques récentes ont apporté beaucoup de renseignement sur la géologie profonde de la ride des Loyauté. Parallèle à la Grande Terre sur pratiquement tout son tracé, elle prend elle aussi une orientation NE-SW entre les récifs de l'Astrolabe et Maré. Ce segment est un haut-fond qui émerge au niveau des îles d'Ouvéa, de Lifou et de Maré. La morphologie sous-marine (isobathe des 2000 mètres) montre une continuité entre les domaines émergés et des domaines immergés. D'autres part, la ride est limitée sur ses deux flancs par des escarpements tectoniques. Ce sont de grands accidents (failles), rectilignes, quelquefois parallèles aux grandes structures régionales. Entre Maré et Lifou ainsi qu'entre Lifou et Ouvéa, deux canyons sous-marins ont été mis en évidence. Des structures équivalentes marquent la limite entre le bassin des Loyauté et la marge est de la Grande Terre. D'autres, transverses, ont l'air de fonctionner comme des failles coulissantes (décrochement) découpant la ride des Loyauté en petits tronçons décalés l'un par rapport à l'autre.

La ride proprement dite est en grande partie émergée. Elle se suit sur 1 000 kilomètres et prend des directions différentes en fonction de la latitude. En résumé, on peut dire qu'elle forme un S très ouvert qui suit la ride de Norfolk qui porte la Nouvelle-Calédonie. Le tronçon qui nous intéresse le plus est celui qui porte les îles de Maré, Tiga, Lifou et Ouvéa.

De récentes campagnes océanographiques (Zonéco, 1994-1997) ont affiné nos connaissances à son sujet. Les reliefs émergés ne sont pas isolés les uns des autres comme le sont les îles de Polynésie française ou d'Hawaii mais constituent les points hauts d'une structure

allongée, étroite, découpée par une série de failles tantôt normales tantôt décrochantes. Perpendiculairement à l'allongement de la ride, certaines de ces failles délimitent des blocs d'une croûte épaisse de 25 kilomètres.

Certains blocs sont en position haute (horst) et portés à l'émergence (îles Loyauté). D'autres sont en position basse (graben) et totalement immergés. Pour qualifier l'alternance de horsts et de graben, les géologues parlent de disposition en touches de piano. La couche de calcaire, si caractéristique des îles Loyauté, a une épaisseur mal connue mais sûrement très grande (plusieurs centaines de mètres).

L'érosion de cette couverture carbonatée amène à des reliefs curieux, complexes dans le détail et qui évoluent d'une île à l'autre. En effet, des récifs de l'Astrolabe jusqu'à Maré en passant par l'archipel Beautemps-Beaupré, les reliefs évoluent.

L'altitude maximale augmente en parcourant la ride du nord-ouest au sud-est. Les récifs de l'Astrolabe affleurent à peine alors que ceux de Beautemps-Beaupré culminent à 4 mètres. Ouvéa atteint l'altitude maximale de 46 mètres. Lifou et Maré dominent l'ensemble de leur hauteur respective de 104 et de 138 mètres. C'est sur ces dernières que la diversité des reliefs est la plus grande en raison d'une action prolongée de l'érosion.

Maré nous servira d'exemple pour illustrer cette variété. C'est la plus orientale de l'archipel des Loyauté. Elle couvre une surface de 650 km². Les renseignements que nous apporteront sa morphologie et sa géologie pourront être généralisés, à quelques réserves près, aux autres îles de l'archipel.

Maré présente un relief tout à fait étonnant.

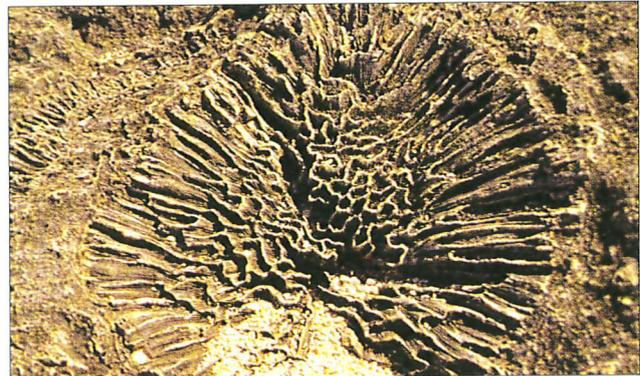
De par la nature de son sous-sol et ses reliefs, Maré appartient au groupe des îles carbonatées hautes que l'on retrouve dans tout le Pacifique sud-ouest.

Schématiquement on reconnaît un plateau central d'une altitude moyenne de 50 mètres et un rempart périphérique qui le domine de près de 60 mètres. C'est dans le sud de l'île, près de la tribu d'Eni que se situe le point culminant de Maré.



Île de Maré, Loyauté, panorama depuis la butte Titi, La Roche.

Le plateau central, d'altitude moyenne comprise entre 50 et 60 mètres, est dominé par un bourrelet périphérique qui culmine à 140 mètres dans le sud de l'île (tribu d'Eni). Ce rempart s'interrompt par endroits. On entend parfois dire que ce rempart est une ancienne couronne récifale, que les interruptions sont d'anciennes passes et que le plateau central est un ancien lagon. Cette version séduisante déforme quelque peu la réalité.



Île de Maré, Loyauté, littoral sud-est.

Coupe dans une colonie de coraux fossiles.

La plate-forme récifale édiflée au quaternaire ancien (pléistocène) se trouve émergée à une altitude de quelques mètres. Depuis elle subit une érosion importante. Une encoche, taillée à sa base, marque le niveau marin actuel qui immerge le platier sous quelques décimètres d'eau seulement. On y trouve des coraux fossiles, très semblables aux formes contemporaines, et qui vivaient dans les mêmes conditions.

Sa caractéristique essentielle est de présenter des falaises aussi abruptes face à la mer que face à la dépression centrale. Il s'agit de falaises à double regard. L'étude détaillée du bourrelet montre qu'il se dédouble, formant ainsi une dépression étroite et circulaire sans relation avec le plateau central. L'image du château fort avec son mur d'enceinte et ses créneaux est assez représentative du relief de Maré.

Vers le grand bleu la chute d'altitude (plus de 100 mètres à 0) se fait par gradins successifs, par de grandes marches d'escalier. L'arrivée au niveau de la mer est l'occasion de marcher sur une plateforme corallienne édiflée au début de l'ère quaternaire et située entre 0 et 10 mètres au-dessus du niveau zéro. On y trouve des mollusques lamelli-branches et des coraux fossilisés. La surface de cette ancienne plate-forme calcaire est érodée. Les fissures (anciennes fractures élargies par la dissolution du calcaire) sont parfois remplies de matériaux d'origine non marine. Ce sont des calcaires continentaux (caliches) déposés au cours de périodes d'émersion, témoins des oscillations climatiques du quaternaire. Avec un peu de chance, vous y trouverez les restes fossilisés d'escargots semblables aux bulimes actuels.



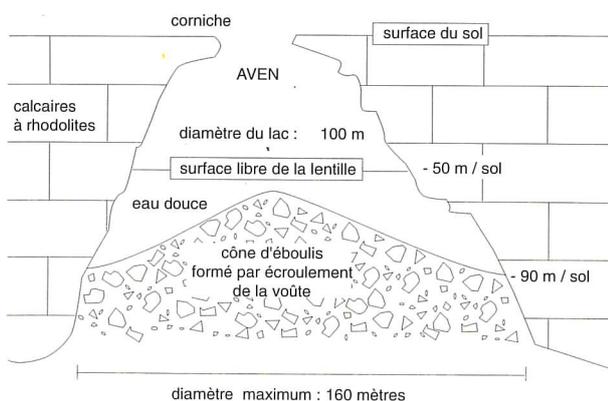
Ile de Maré, Loyauté, Saut du Guerrier, Wakoné, nord-ouest de l'île. Les fissures ménagées dans les calcaires à rhodolites sont remplies d'un matériel d'origine non marine ("continentale"). Ces calcaires que l'on appelle des caliches ont enregistré une phase d'émersion datée d'il y a 80 000 à 60 000 ans. Les restes de gastéropodes terrestres (bulimes) indiquent qu'un climat tropical devait régner à cette époque.

Vers l'intérieur, l'altitude varie également par paliers jusqu'au plateau central. Très plat, d'altitude comprise entre 40 et 60 mètres, ce dernier est parsemé de gouffres circulaires.

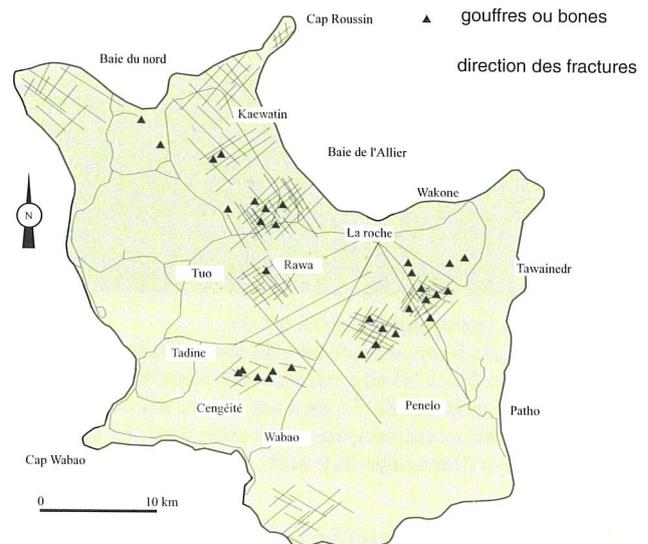
Les Maréens disposent d'une énorme réserve d'eau douce.

Les gouffres ne sont pas répartis au hasard mais à l'intersection de lignes de fractures, bien visibles sur les photographies aériennes. Parmi les plus connus on trouve celui de la Léproserie au centre de Maré.

Il s'évase très rapidement vers le bas, ne laissant subsister qu'un surplomb vertigineux. Sa profondeur est difficile à estimer car le fond est comblé par un énorme éboulis de blocs de calcaire provenant de l'effondrement de la voûte du gouffre. À 50 mètres sous la surface du sol, apparaît la surface d'un lac d'eau douce. Sa profondeur est de 40 mètres, sur les bords du cône d'éboulis.



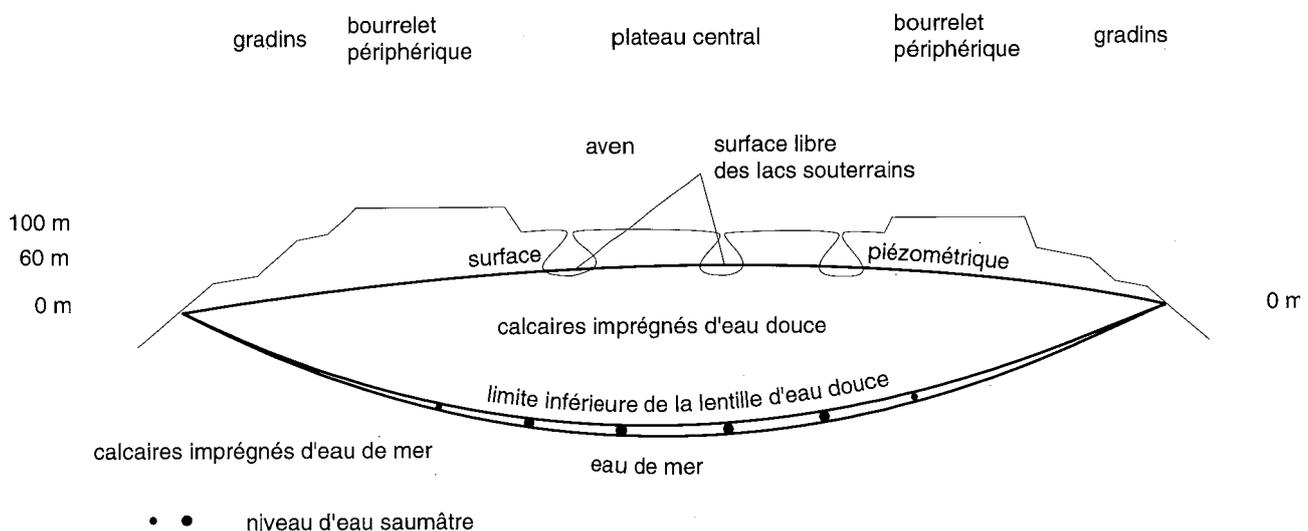
Le gouffre de la Léproserie représente un énorme volume d'eau douce. La dissolution des calcaires aboutit au creusement de grandes cavités ou "salles" pour reprendre le vocabulaire des spéléologues. Il arrive que le toit d'une salle s'effondre et que ses restes s'accumulent au fond de la cavité pour former un cône d'éboulis. Ce gouffre à ciel ouvert laisse apparaître la surface libre de la lentille d'eau douce dont l'extension dépasse largement les limites du lac souterrain.



Les calcaires des îles Loyauté sont parcourus par des fractures orientées selon deux directions privilégiées. À Maré, c'est à l'intersection de deux familles de fractures que l'on rencontre l'essentiel des gouffres ou bones. C'est là que les eaux de pluies circulent le mieux et que leur action de dissolution est la plus efficace.

Des lacs souterrains identiques se retrouvent au fond d'autres gouffres. Leur surface est presque toujours à la même altitude avec cependant de faibles variations qu'il faut prendre en compte. La surface des lacs souterrains est à une profondeur d'autant plus forte que l'on se rapproche de la périphérie. En les reliant toutes on dessine une surface légèrement bombée vers le haut. C'est ce que les géologues spécialisés dans les histoires d'eau appellent une surface piézométrique. Plusieurs forages ont été réalisés pour appréhender la géométrie de cette réserve d'eau douce en profondeur. À environ 50 mètres sous la surface piézométrique, on rencontre une couche de quelques mètres d'épaisseur de calcaires gorgés d'eau saumâtre, puis le sondage arrive dans des calcaires saturés d'eau de mer. La profondeur à laquelle on passe de l'eau douce à l'eau de mer diminue lorsque l'on se rapproche de la périphérie de l'île.

La réserve d'eau douce repose sur une cuvette d'eau de mer, dont elle est séparée par une pellicule d'eau saumâtre. Les eaux douces, donc légères, et salées ont du mal à se mélanger. L'eau provenant des pluies flotte sur l'eau de mer plus dense. La forme doublement bombée de la réserve d'eau du sous-sol de Maré évoque celle d'une lentille.



La réserve d'eau douce présente dans le sous-sol de Maré a la forme d'une lentille. La face supérieure, bombée vers le haut, constitue la limite entre des calcaires gorgés d'eau douce et les calcaires "secs" de surface. La face supérieure marque la limite, constituée d'eau saumâtre, entre les calcaires imprégnés d'eau douce et ceux, plus profonds, gorgés d'eau de mer.

Ce n'est pas une immense cavité remplie d'eau mais plutôt une grosse éponge calcaire gorgée d'eau. Le niveau des lacs souterrains correspond à la surface libre de la lentille.

Un tel dispositif existe également à Lifou. Cela suppose, pour ces deux îles, une période d'émersion assez longue. Cette richesse, fragile car soumise à une exploitation de plus en plus lourde, s'est constituée lentement par accumulation des eaux de pluie ayant circulé au travers de la couverture carbonatée à la fois poreuse et fracturée. Ouvéa en est malheureusement dépourvue. Le plateau central est sous le niveau de la mer depuis longtemps. Difficile ainsi de constituer une réserve d'eau douce.

On recherche les traces d'une activité volcanique sur l'île de Maré.

Une caractéristique que Maré ne partage apparemment avec aucune autre île, c'est la présence de roches magmatiques à l'affleurement. Au sud-ouest de la Roche des blocs de basalte dont certains sont finement cristallisés rappellent qu'il y a longtemps - 10 à 29 millions d'années selon les auteurs - la région était le siège d'une activité volcanique.

Contrairement à une idée trop facilement admise, les relations entre ces roches et les calcaires environnants ne sont pas claires. Certains pensent que les basaltes constituent le sous-bassement volcanique de l'île et utilisent cet argument pour dater de 10 millions d'années le

début de l'édification d'un récif autour d'un centre volcanique. Cette affirmation repose sur la découverte d'un affleurement de 200 mètres de long formant un promontoire de quelques mètres au beau milieu de sédiments calcaires. Certains auteurs n'hésitent pas à en déduire la géométrie en profondeur de l'édifice volcanique qui a produit ces épanchements magmatiques. Le pointement basaltique de Rawa en constituerait le sommet.

En Polynésie française, sur l'atoll de Mururoa et son voisin de Fangataufa, de nombreux forages montrent clairement que le récif corallien repose sur un édifice volcanique. Les sondages traversent une épaisseur de 500 mètres de calcaires récifaux, déposés depuis 4 millions d'années seulement. Aux îles Loyauté aucun forage de ce type n'a été réalisé. Seuls ont été réalisés des forages profonds de quelques dizaines de mètres pour déterminer la géométrie de la lentille d'eau douce.

Au fond du gouffre de Rawa, à 30 mètres de profondeur, des matériaux d'origine volcanique ont été prélevés et interprétés comme le contact entre le soubassement volcanique et la couverture carbonatée. L'altération des matériaux récoltés est telle que toute affirmation quant à leur nature est délicate. Cependant, ces matériaux, en partie détritiques, renferment des galets de basalte, rappelant ceux que l'on rencontre ailleurs à l'affleurement.

Les quelques pointements de basalte ou de dolérite finement cristallisées pourraient représenter des filons de roches magmatiques recoupant les calcaires qui deviendraient du même coup plus âgés que les basaltes eux-mêmes. En 1928 Monsieur Lacroix, spécialiste des roches magmatiques, signalait des calcaires transformés au contact des basaltes. La mise en place de ces derniers devient alors postérieure au dépôt des calcaires. Il est clair qu'il existe en profondeur les restes d'un édifice volcanique, mais sa géométrie est pour l'instant inconnue. Une vision tenant compte de toutes les données de terrain impose une certaine réserve.

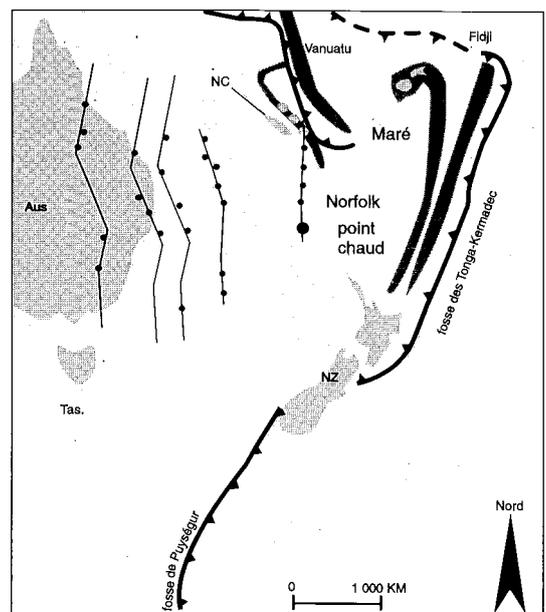
On peut tenter un parallèle entre le volcanisme de Polynésie française ou d'Hawaii et celui rencontré à Maré.

On entend souvent dire que le volcanisme de Maré vieux de 10 (ou 29) millions d'années résulte du fonctionnement d'un point chaud comme c'est le cas en Polynésie à Hawaii ou à la Réunion. Qu'en est-il réellement ?

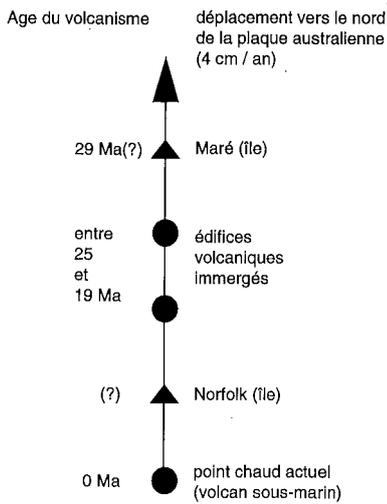
Un point chaud est une sorte de bulle de matériel solide en provenance du manteau profond du globe terrestre. Cette bulle plus chaude est moins dense que les roches du manteau environnant. Elle va donc remonter en direction de la surface du globe et fondre très légèrement pour produire un liquide magmatique. Ce liquide magmatique de composition basaltique va percer la lithosphère qui fait obstacle à sa progression à l'air libre.

On explique ainsi la naissance de certaines îles volcaniques perdues en plein océan. Elles sont qualifiées "d'intra-plaques" car situées au milieu d'une plaque tectonique. L'alignement que présentent les îles de la Société en Polynésie (Tahiti Iti, Tahiti Nui, Moorea, Raiatea-Ta'a...) est le résultat du défilement de la plaque tectonique qui les porte au-dessus d'un point chaud supposé fixe. La direction de l'alignement correspond à la direction du déplacement de la plaque (ici la plaque Pacifique). Si on considère le trio Maré, Lifou et Ouvéa on note effectivement un alignement selon une direction nord-ouest / sud-est.

Serait-ce le signe du fonctionnement d'un point chaud ?



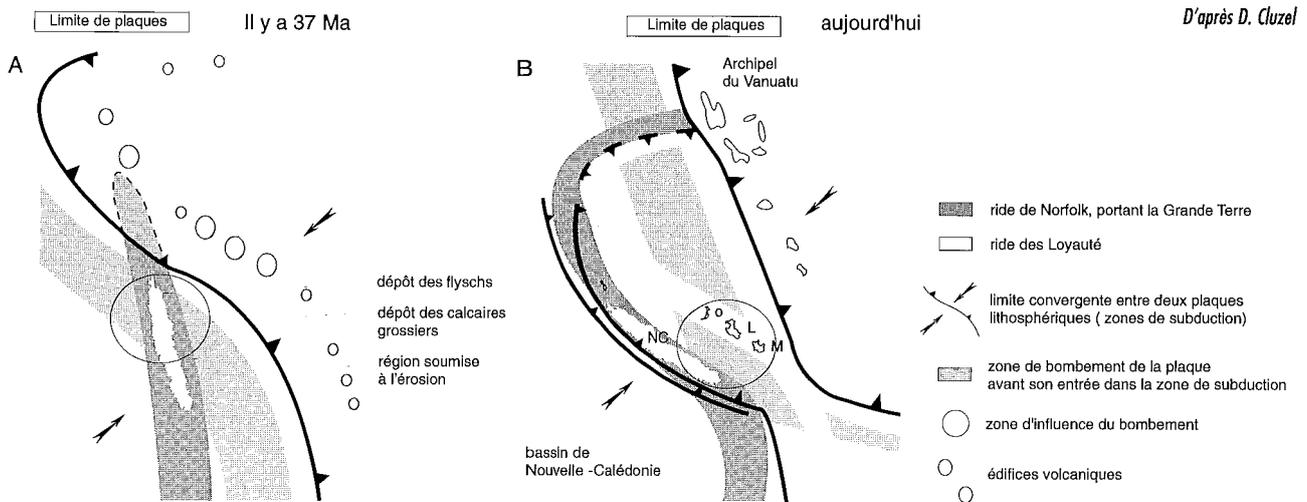
D'après P. Rigolot



En 1988, une étude révèle l'existence et la nature d'une dizaine de volcans sous-marins, alignés selon une direction nord-sud, entre l'archipel de Nouvelle-Calédonie et l'île de Norfolk, et à la longitude approximative de Maré. Les basaltes échantillonnés sur ces structures ont la même composition que ceux émis par les grands volcans d'Hawaï, de la Réunion, que ceux récoltés à Norfolk et à Maré. Sachant que ces matériaux révèlent le fonctionnement d'un point chaud, on en déduit aisément que la partie sud de la ride des Loyauté est passée, il y a 10 ou 29 millions d'années, à l'aplomb d'un tel dispositif. Cependant l'orientation nord-sud de l'alignement décrit par ces travaux est incompatible avec l'idée que le segment de la ride compris entre Ouvéa et Maré résulte d'un défilement au-dessus d'un point chaud. Il faut donc admettre que seule Maré a enregistré cet événement.

Un problème reste cependant posé ; celui de l'âge des basaltes récoltés sur cette île. Le point chaud incriminé est actuellement situé au sud de Norfolk. Les datations réalisées sur les basaltes sous-marins (entre 19 et 25 Ma) aboutissent à une vitesse de défilement vers le nord de la plaque Australienne de 4 cm / an. Les basaltes de Maré doivent impérativement être plus vieux que 19 Ma. Il faut donc rejeter le chiffre de 10 Ma et retenir un âge de 29 Ma.

La ride des Loyauté trouve son équivalent actuel dans l'archipel du Vanuatu.



Depuis plus de 40 millions d'années, la région comprise entre les Îles Fidji et la Nouvelle-Calédonie constitue une limite de plaques complexe. La ride des Loyauté est le signe du fonctionnement il y a 40 millions d'années d'une zone de subduction qui fait disparaître une partie de la ride de Norfolk. Actuellement la convergence entre la plaque Pacifique et la plaque Australienne se poursuit. C'est la zone de subduction du Vanuatu qui absorbe ce mouvement à la vitesse de 10 à 15 cm par an.

Au nord comme au sud de l'archipel des Loyauté (au sens strict) plusieurs monts sous-marins évoquant des volcans ont été mis en évidence. Mais ils ne sont pas alignés selon la même direction que les trois îles qui nous intéressent. Comment expliquer, dans le cas du fonctionnement d'un point chaud, les changements brutaux de direction et la forme en S très ouvert de la ride des Loyauté ? Il faudrait imaginer que le point chaud, situé dans le manteau, ait divagué pendant des millions d'années.

Même si notre vision du comportement des points chauds a évolué ces dernières années, ils sont encore considérés comme des repères fixes par rapport aux plaques lithosphériques nettement plus mobiles.

Actuellement la ride des Loyauté, relief sous-marin qui porte les îles du même nom, est de plus en plus souvent considérée comme un équivalent aujourd'hui inactif de l'archipel du

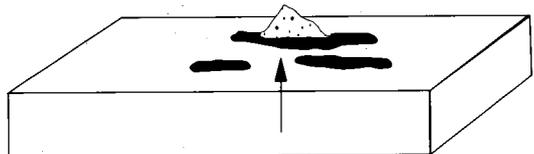
Vanuatu. En effet la forme doublement arquée de la ride (S très ouvert) s'explique mieux si on l'assimile à un arc insulaire que si on y cherche le signe de l'activité d'un point chaud. Les édifices volcaniques jalonnant la ride des Loyauté, immergés pour la plupart, sont autant de preuves du fonctionnement pendant l'Éocène supérieur (40 millions d'années) d'une zone de subduction. Elle devait plonger sous la ride des Loyauté, en direction du nord-est. À cette époque ce relief, en partie sous-marin, devait constituer la limite entre deux plaques convergentes. Aujourd'hui, la convergence se poursuit mais plus à l'est, là où la plaque qui porte la Grande Terre et les îles plonge sous l'archipel du Vanuatu.

Déjà à cette période, les îles Loyauté participaient directement à l'activité tectonique de la région.

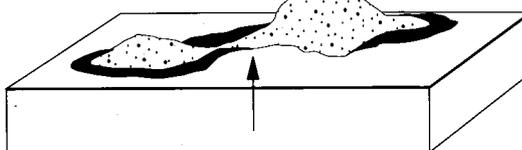
Maré atoll soulevé : vrai ou faux ?

En abordant cette question nous mettons le doigt sur un débat concernant l'origine du relief des îles Loyauté. Beaucoup d'articles de vulgarisation et certains travaux scientifiques font appel à un terme source de certaines confusions. Il s'agit du terme d'atoll. Quand on pense "atoll" on pense à la Polynésie et à ses lagons ceints d'une barrière corallienne circulaire, entrecoupée de passes. On pense également, comme Charles Darwin au siècle dernier, à la genèse de telles structures. On peut en quelques lignes et quelques figures résumer la théorie de Darwin sur l'édification des atolls de Polynésie.

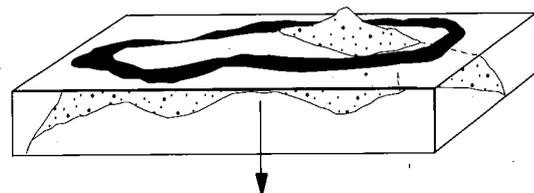
stade 1 : émergence d'une île volcanique et installation d'une couronne récifale à sa périphérie



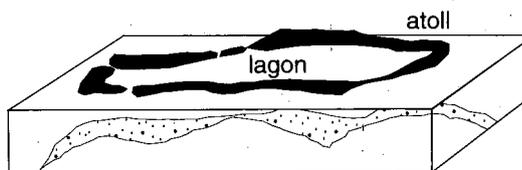
stade 2 : poursuite de l'édification du volcan et du récif frangeant



stade 3 : enfoncement du volcan (subsidence) et croissance verticale du récif pour compenser l'augmentation de profondeur



stade 4 : disparition du sommet du volcan sous l'eau et maintien d'un anneau récifal délimitant un lagon circulaire



D'après G. Guille

Selon une théorie développée par Charles Darwin (un des pères des idées sur l'évolution des espèces vivantes), la naissance et l'évolution d'un atoll à partir d'une île volcanique se résument en quelques étapes. Tous ces stades se rencontrent actuellement dans l'archipel de la Société, en Polynésie Française.

La première étape met en jeu un édifice volcanique jeune aux pentes abruptes. Celui-ci est la proie d'une érosion intense. Sur les surfaces les plus stables commencent à s'installer des colonies récifales au départ dispersées et qui se rejoignent pour former une couronne autour du volcan, juste au-dessous du niveau de la mer.

Plus tard, la lithosphère océanique s'enfonce dans le manteau asthénosphérique, plus souple. Deux raisons expliquent ce comportement. D'une part, l'édifice volcanique représente une surcharge pondérale que la lithosphère transmet à l'enveloppe sous-jacente.

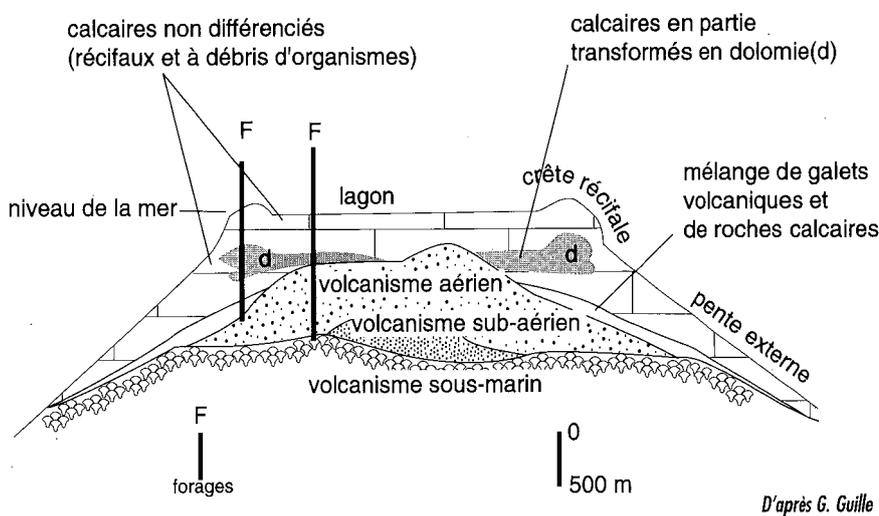
D'autre part, en s'éloignant du point chaud, la plaque lithosphérique se refroidit, sa densité augmente et la pression qu'elle exerce sur l'asthénosphère aussi. Le volcan entre donc en subsidence. Pour survivre les colonies récifales doivent rattraper la subsidence par une croissance verticale au moins aussi rapide. L'anneau récifal va s'éloigner du littoral volcanique pour laisser place à un lagon.

Quelques millions d'années plus tard, la subsidence s'atténue, l'île volcanique est très érodée, la couronne continue à s'édifier mais plus lentement. Si le centre de l'île est immergé, la structure qui persiste est un atoll véritable. Le centre est occupé par un lagon fermé au fond duquel vont s'accumuler des sédiments d'origine biologique. Ce scénario s'applique à plusieurs archipel de Polynésie. Peut-on l'appliquer à Maré et par extension aux autres îles de la ride des Loyauté?

Cette vision et l'utilisation du terme "atoll" sous-entendent que la morphologie actuelle de Maré et de Lifou résulte de l'émersion d'un atoll comme on en rencontre en Polynésie. Les pentes externes et internes du bourrelet rappellent les pentes du récif couronnant l'atoll fossile. Les interruptions dans le bourrelet périphérique correspondraient à d'anciennes passes. La dépression centrale, très plate, ferait office d'ancien lagon.

Tout irait pour le mieux si quelques observations contradictoires n'étaient venues bousculer ce schéma séduisant basé sur l'utilisation d'une terminologie ambiguë

Les calcaires de Maré ont la réputation d'avoir une d'origine récifale.



Les essais nucléaires dans les atolls de Polynésie ont nécessité un grand nombre de forages dont certains ont atteint le soubassement volcanique. La couverture sédimentaire calcaire, d'origine récifale, est épaisse de près de 400 mètres. Certaines fois elle renferme des galets de roches volcaniques, témoignant de l'existence et de l'érosion d'un édifice volcanique.

Les forages effectués sur les atolls de Mururoa et de Fangataufa en Polynésie montrent la superposition de plusieurs édifices récifaux, tous construits sur le modèle classique et commun à toutes les structures du même type. De la périphérie vers le centre de l'atoll on note une évolution de la nature des dépôts calcaires. La couronne est formée par l'association d'organismes constructeurs (coraux et algues encroûtantes), correspondant au récif proprement dit. Vers le centre de l'atoll, le fond du lagon est comblé par des dépôts

détritiques, correspondant au démantèlement du récif par les vagues, la houle, les cyclones et à l'accumulation de tests de foraminifères vivants posés sur le sable (on les qualifie de benthiques). Enfin, de temps à autre, le fond du lagon laisse apparaître des têtes de corail communément appelées pinacles.

Qu'en est-il aux îles Loyauté ?

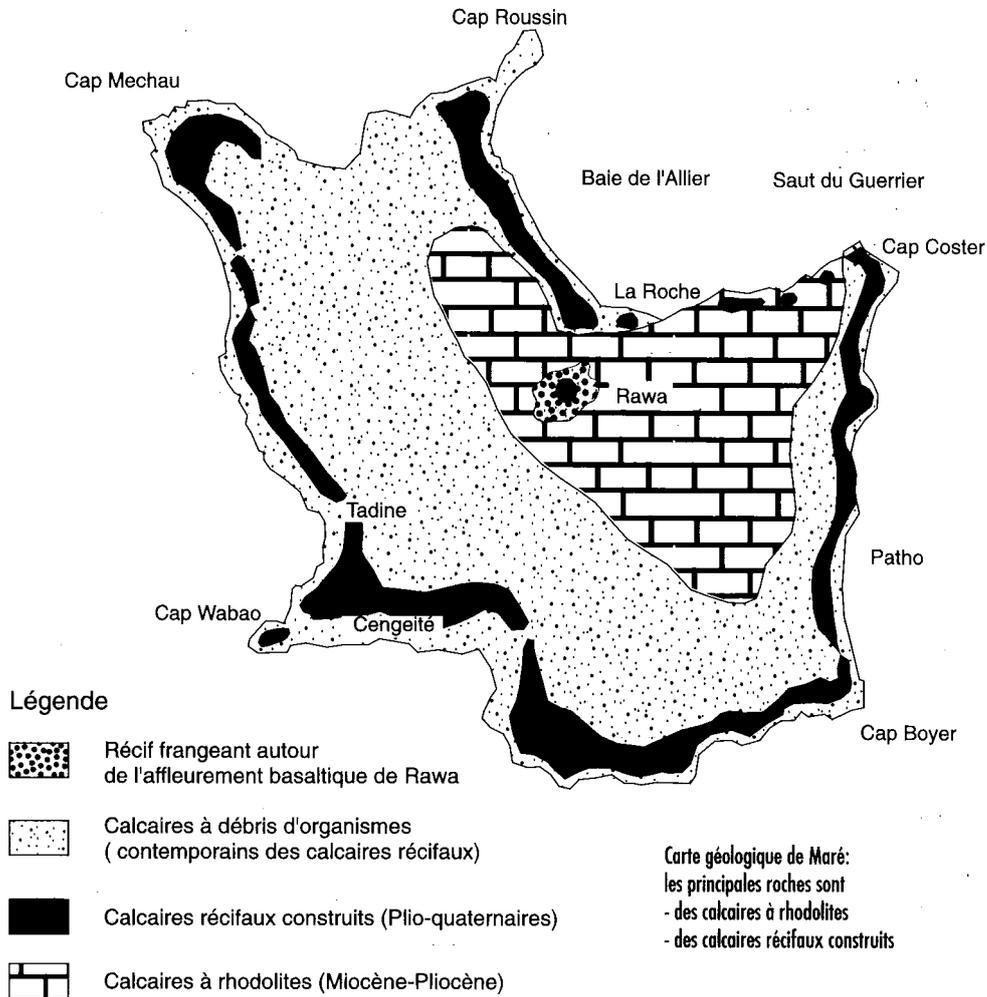
Entre 1985 et 1987, une étude détaillée de la nature des sédiments calcaires déposés à Maré a permis d'établir une carte précise des faciès présents. Les conclusions que l'on en tirera pourront être étendues aux autres îles. Trois grands types de dépôts ont été recensés.

Les roches les plus communes à l'affleurement et en sondage sont des calcaires riches en restes d'organismes en position de vie. Les fossiles qu'on y trouve sont ceux d'algues rouges capables de piéger le carbonate de calcium et souvent associées à de grands foraminifères. Ce couple forme de petits tonnelets ou rhodolithes montrant une organisation concentrique. Des cernes de croissance sont en effet visibles sur des coupes transversales.

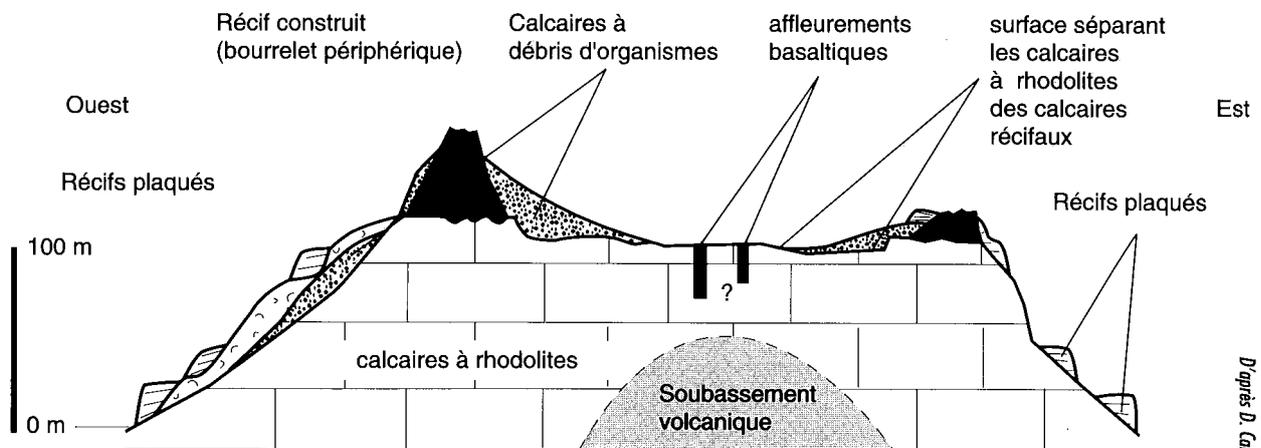
Les conditions optimum du développement des rhodolithes sont des profondeurs allant de 20 à 60 mètres et des températures voisines de 15 à 18 °. Difficile d'imaginer alors une croissance efficace pour des coraux qui, rappelons-le, prolifèrent dans des eaux chaudes (21-25°C)

à des profondeurs de 0 à 30 mètres. Les fossiles le plus souvent rencontrés dans la couverture carbonatée sont plutôt symptomatiques d'un dépôt sur une plate-forme que d'un environnement purement récifal (atolls de Polynésie française).

Souvent les calcaires qui constituent 95% du volume des îles Loyauté sont attribués, à tort, à l'activité d'organismes récifaux.

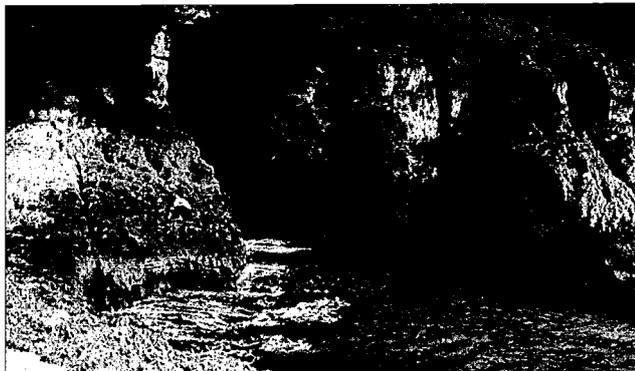


D'après D. Carrière

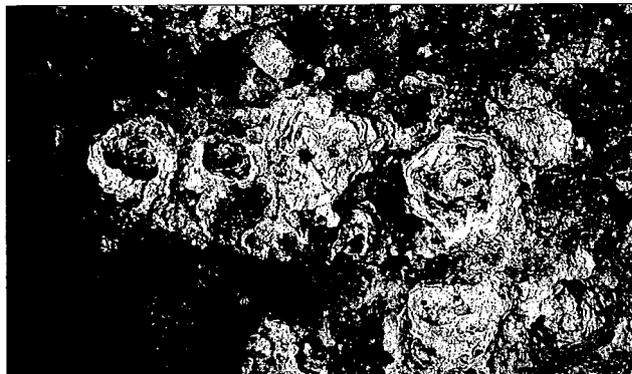


La géologie de l'île de Maré rappelle celle de Lifou et, moyennant réserves, celle d'Ouvéa. Le soubassement est constitué de calcaires à rhodolites, épais de plusieurs centaines de mètres, probablement. C'est sur cette plate-forme calcaire, plus érodée en son centre qu'à sa périphérie, que vont s'installer des colonies récifales formant actuellement la part essentielle du rempart qui ceint ces îles. Maré se distingue cependant par quelques affleurement de roches magmatiques.

Pour dater le dépôt de ces sédiments on procède à un examen des microfossiles. L'âge retenu est le Miocène supérieur (-11 à -6,5 millions d'années). On sait depuis peu que les rhodolithes se sont déposées jusqu'à il y a -3,1 millions d'années.



Île de Maré, Loyauté, Saut du Guerrier, Wakoné, nord-ouest de l'île.
Ce site, parmi les plus visités de l'île, expose une falaise de 30 mètres taillée dans des calcaires à rhodolithes. L'épaisseur totale de ces dépôts dépasse plusieurs centaines de mètres. On remarquera également des fractures verticales qui découpent la falaise et favorisent son érosion.



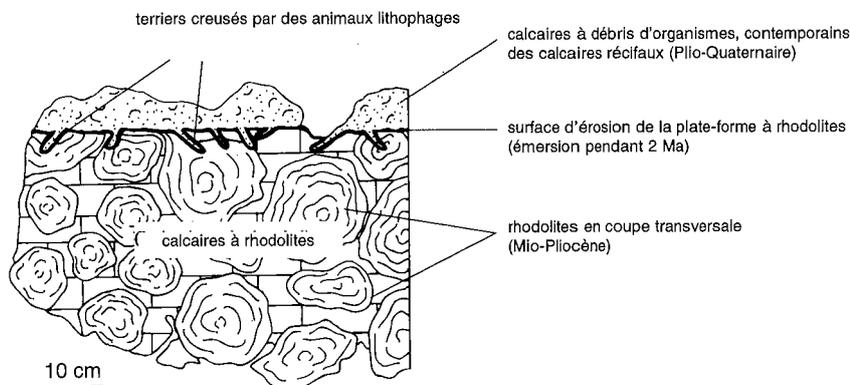
Calcaires à rhodolithes
L'essentiel des îles Loyauté est constitué de calcaires associant des algues rouges et des grands foraminifères : les rhodolithes. Ces fossiles, accumulés sur une grande épaisseur, ont commencé à se développer il y a une quinzaine de millions d'années à une époque où la température des eaux de surface, plus basse qu'actuellement de 5 degrés, interdisait l'installation des coraux.

Le faciès à rhodolithes forme fréquemment des falaises comme celles du saut du Guerrier dans le nord-est de l'île. Ailleurs, où elles n'affleurent pas, ces roches ont été retrouvées par sondage. Elles sont alors recouvertes par des formations plus récentes, déposées dans des conditions très différentes.

Les formations récifales proprement dites ne sont présentes que sur le bourrelet périphérique et ... autour de l'affleurement basaltique de Rawa. Ces calcaires construits ont un caractère franchement récifal. On y trouve des colonies de coraux en position de vie. En arrière de ce rempart on rencontre des matériaux provenant du démantèlement du récif cité précédemment. Sur la Grande Terre, vous trouverez le même type de dépôt au fond du lagon près de la barrière ou autour de la plupart des têtes de corail. On retrouve une distribution des faciès analogue à celle décrite dans les vrais atolls actuels de Polynésie française.

Partout à Maré, ces calcaires construits, témoins d'un récif en partie détruit et émergé, reposent sur les calcaires de la plate-forme à rhodolithes. Le contact entre les deux types de roches est irrégulier et plonge légèrement vers le nord-est. La partie supérieure des calcaires à rhodolithes présente des perforations dues au travail de gastéropodes mangeurs de pierre (lithophages). Ces organismes vivent à des profondeurs très faibles (quelques mètres) sur des

supports rocheux qu'ils forent. De telles traces d'activité biologique prouvent que la plate-forme était alors sous une faible épaisseur d'eau. Des indices d'émergence sous la forme d'une surface érodée et durcie montrent nettement un arrêt de la sédimentation carbonatée. Cette sortie des eaux aurait duré près de 2 millions d'années. Cela signifie que les calcaires récifaux et les calcaires détritiques qui leur sont associés se sont déposés bien plus tard, sur une plate-forme carbonatée émergée ou recouverte sous une faible tranche d'eau.



D'après D. Carrière

L'émergence de la plate-forme des calcaires à rhodolithes est marquée par une surface d'érosion que l'on peut suivre sur presque toute l'île de Maré. Cette limite marque un arrêt dans le dépôt des matériaux calcaires pendant lequel les mollusques littoraux, lithophages, sont venus forer la surface qui leur était offerte.

La plate-forme calcaire est livrée à l'action mécanique et chimique des eaux pluviales et marines.

Dans les années 75, une étude précise des reliefs a été menée sur plusieurs îles hautes carbonatées du Pacifique sud-ouest. Le but était de mieux comprendre les relations entre la nature des dépôts calcaires, le rôle des eaux douces et marines dans la transformation de ces calcaires et les formes de relief obtenues.

L'émersion d'une plate-forme carbonatée provoque son érosion par les eaux de pluie.

Celles-ci sont légèrement acides et provoquent une lente dissolution des calcaires. Un relief karstique, typique des régions calcaires, est façonné avec son lot bien connu d'avens, de grottes et de gouffres.

Le long d'une bonne partie du littoral se dressent des falaises verticales. Elles résultent de l'action mécanique des vagues et des fortes houles cycloniques. En effet, celles-ci viennent saper un matériau calcaire prédécoupé par un réseau de fractures elles-mêmes verticales. Au saut du Guerrier, les deux falaises en vis-à-vis, distantes d'une dizaine de mètres, sont parallèles à une des deux directions prises par les lignes de fractures. Dans le sud de l'île entre le cap Wabao et Cengéité, le tracé du littoral montre de courts tronçons rectilignes décalés par des lignes prenant la même direction que les fractures évoquées plus haut.

Les gradins visibles sur le rebord externe du bourrelet correspondent à des épisodes de stagnation du niveau relatif de la mer. Chaque replat marque une étape de l'émersion et de la stabilisation de l'île par rapport au niveau marin. Ils servent de repère pour évaluer l'importance des mouvements verticaux enregistrés à Maré et ailleurs.

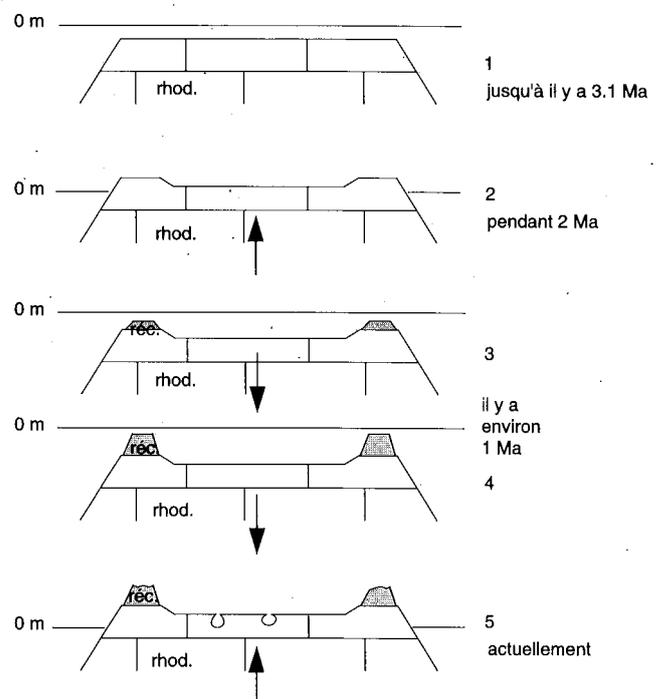
On peut expliquer la morphologie de type "atoll" par un double mécanisme.

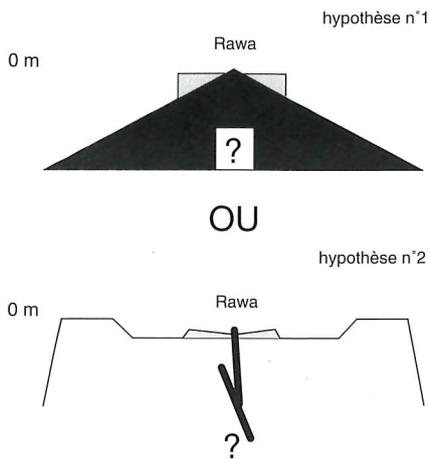
Une étude détaillée de la limite entre les calcaires à rhodolites et les calcaires récifaux indique que les premiers, déposés au Miocène supérieur, ont subi, depuis, une érosion plus forte au centre de l'île qu'à sa périphérie. Voilà de quoi alimenter notre réflexion sur la genèse des reliefs des îles Loyauté.

La plate-forme carbonatée est soumise à une émersion par soulèvement. Par le jeu combiné de l'eau douce qui circule de haut en bas et l'eau de mer dont la circulation est plus complexe, la surface est soumise à une attaque chimique variant d'un point à l'autre. La dissolution des calcaires enrichis en magnésium et en partie transformés en dolomie est plus marquée au centre de l'île, laissant persister un rebord porté comme une couronne par la plate-forme.

Voilà comment se modèle la surface d'érosion sur laquelle vont s'installer les coraux. Ils vont coloniser les points hauts de la plate-forme érodée et édifier un récif là où la topographie du moment le permet. Le dénivelé entre la dépression centrale et le sommet du bourrelet va s'accroître au fur et mesure de la croissance récifale pour aboutir à la morphologie actuelle.

C'est donc en premier lieu l'érosion inégale de la plate-forme qui aboutit secondairement au développement localisé des récifs coralliens. N'oublions pas la petite couronne récifale



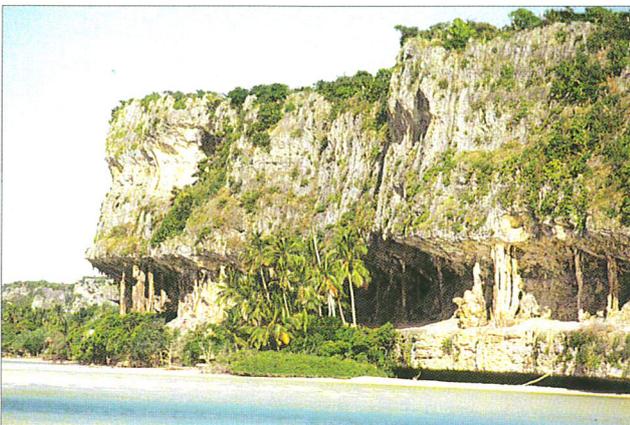


autour de l’affleurement volcanique de Rawa. Certains auteurs y voient l’installation précoce, contemporaine des basaltes, d’une couronne récifale au sommet de l’édifice volcanique déjà évoqué (hyp. n° 1). On pourrait y voir aussi l’installation tardive d’une structure équivalente autour d’un pointement de roches magmatiques résistant mieux à l’érosion que les calcaires à rhodolithes environnants. Ce petit récif serait alors contemporain non pas de l’émission des basaltes mais de la fin de l’érosion de la plate-forme carbonatée (hyp. n° 2). Pour tirer cela au clair il faudrait des datations précises, indisponibles actuellement.

La morphologie de l’île de Lifou s’explique de la même manière, l’altitude de cette dernière étant cependant plus faible. Pour expliquer la morphologie actuelle d’Ouvéa, encore plus basse, il faudrait faire abstraction de son lagon et éliminer l’eau qui s’y trouve. Nous ferions apparaître une dépression centrale entourée d’un rempart semblable à celui que l’on connaît sur les autres îles Loyauté. La hauteur de ce rempart correspond à celle des falaises de Lékine.

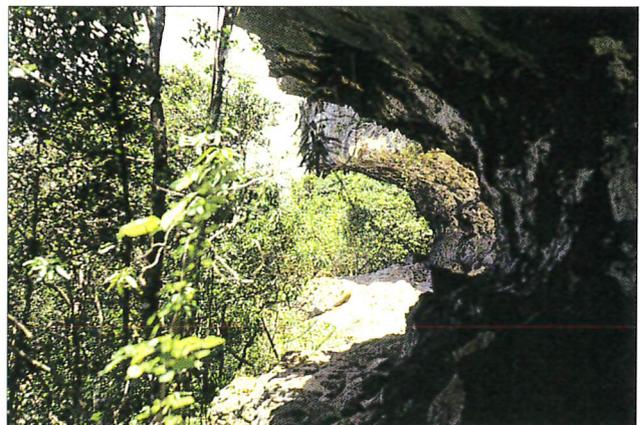
Les îles Loyauté au cœur de la tectonique des plaques.

Les encoches creusées au pied de certaines falaises ou perchées à plus de 10 mètres d’altitude constituent la preuve irréfutable de variations relatives du niveau de la mer par rapport au littoral de Maré (ou d’une autre île où l’on rencontre les mêmes figures). Certaines de ces fluctuations sont dues à une surrection des îles. D’autres s’expliquent au contraire par une variations générale du niveau marin en relation avec des modifications climatiques.



Falaises de Lékine, sud d’Ouvéa, Loyauté.

D’une hauteur de 35 mètres environ, les falaises de Lékine sont entaillées par plusieurs encoches, à 0, 5 et 20 mètres du niveau de la mer. Chacune d’elles résulte de l’action érosive des vagues pendant une période suffisamment longue. L’encoche la plus basse correspond au niveau marin actuel. Les deux autres suggèrent une variation relative du niveau marin par rapport à l’île d’Ouvéa. Les concrétions calcaires verticales ont dû se développer après le creusement des encoches, elles n’auraient pas résisté au travail de sappe de la mer.



Nécé, ouest de l’île de Maré, Loyauté.

L’encoche marine, creusée dans des falaises calcaires, est à environ 10 mètres au-dessus du niveau marin actuel. Sa présence à une telle altitude donne la mesure des mouvements verticaux qui ont affecté la partie sud de la ride des Loyauté.

Selon certains calculs, Maré était à l’altitude d’Ouvéa il y a 1,4 à 2 millions d’années. Il faut expliquer une surrection d’environ 100 mètres (différence d’altitude entre ces deux îles) pendant cette période. Le nord de la Grande Terre et de la ride des Loyauté n’étant pas encore concernés, il faut rechercher l’origine de ce soulèvement dans un phénomène rapide et localisé.

La pente moyenne entre chaque île diminue du nord-ouest vers le sud-est. Entre Beautemps-Beaupré et Ouvéa la pente est de 80 centimètres par kilomètre, 60 centimètres

par kilomètre entre Ouvéa et Lifou. Sur le dernier tronçon allant de Lifou à Maré, la pente n'est plus que de 40 centimètres par kilomètre.

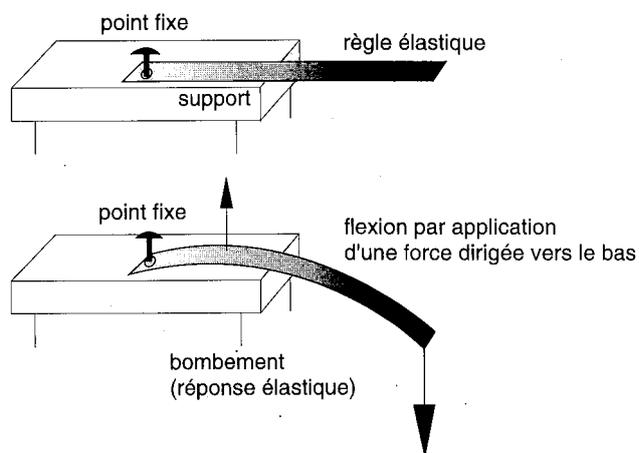
Ces terres émergées sont portées par une vaste voûte, un vaste bombement dont l'axe passe plus près de Maré que de Lifou. Maré est déjà sur la pente descendante comme l'île de Walpole, plus à l'est et encore plus basse.

Plus haut, dans la sixième partie, nous avons évoqué les mouvements verticaux de la Grande Terre. La surrection présente son amplitude maximum dans le sud de la Grande Terre (région de Yaté-Goro) et à l'île de Pins où une terrasse corallienne se retrouve à plus de 20 mètres au dessus du niveau marin actuel. Le bombement qui affecte le sud de la ride des Loyauté concerne également et, pour le moment, le sud de la Grande Terre.

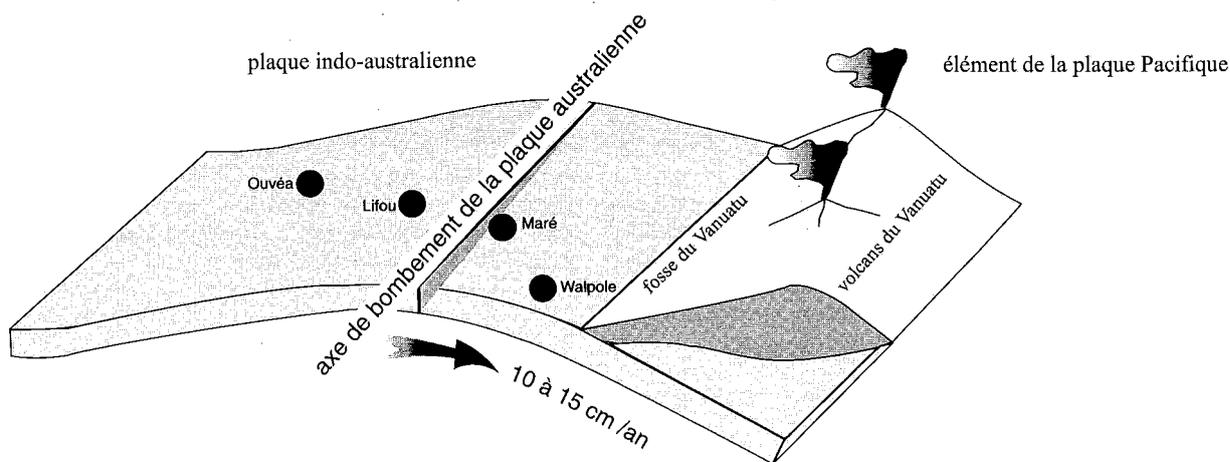
Comment interpréter ces observations en termes de tectonique des plaques.

La fosse du Vanuatu qui longe l'arc insulaire du même nom marque le plongement, sous ce dernier, de la plaque lithosphérique qui porte l'archipel néo-calédonien. La réaction mécanique d'une plaque à une torsion vers le bas est un bombement vers le haut en avant de la zone de subduction.

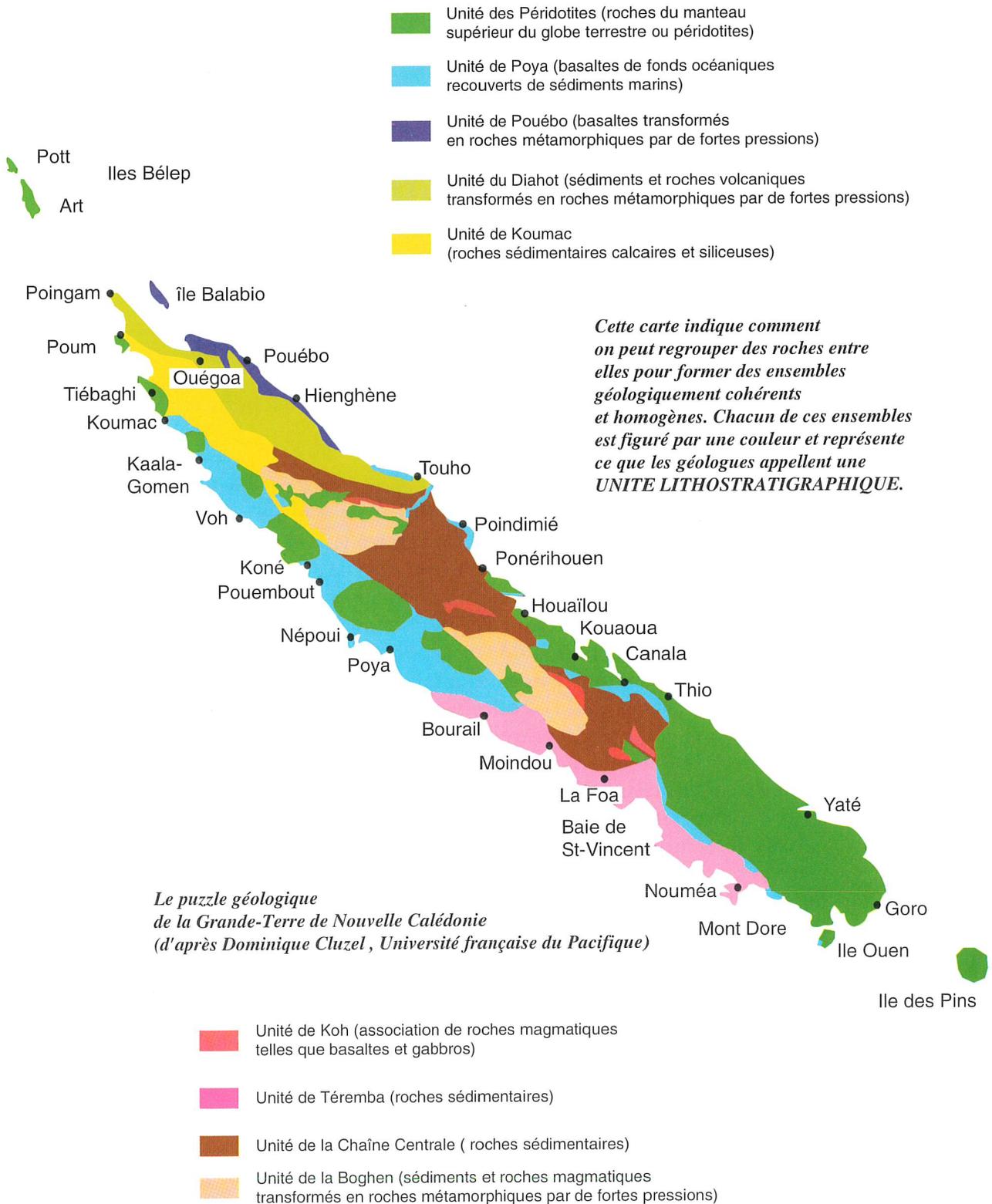
Une expérience permet de visualiser ce comportement. Prenez une règle en plastique, posez-la à plat sur le bord d'une table en laissant déborder la moitié de sa longueur. Appuyer légèrement sur l'extrémité libre pour simuler un enfoncement par subduction. La réponse du segment situé sur la table est un bombement vers le haut d'autant plus marqué que la pression exercée sur le bord libre est forte.



La lithosphère qui porte la ride des Loyauté entre les récifs de l'Astrolabe et la fosse de subduction réagira de la même manière. Pour une vitesse de déplacement vers l'est de 10 cm par an de la plaque australienne, Maré située sur le bombement mettra 1 million d'années pour parvenir jusqu'à la fosse. Lifou attendra 1,4 million d'années, Ouvéa 1,85 million d'années.



Mais il se peut que la vitesse de la subduction chute car la ride des Loyauté forme une grosse aspérité à la surface de la plaque australienne. Son engagement dans la fosse ne se fera pas sans dégâts, ni manifestation mécanique. En effet, une activité sismique et tectonique mettant en jeu des failles a été reconnue là où la ride et l'arc s'affrontent.



La géologie de la Grande Terre commence à être bien comprise et les géologues appréhendent de mieux en mieux son évolution dans le temps. Plutôt que de présenter une carte "classique", on peut regrouper des formations géologiques en fonction des affinités qu'elles présentent entre elles. Ce regroupement aboutit à des ensembles composites mais d'origine et de signification paléogéographique homogènes. Les géologues parlent d'unités lithostratigraphiques. Cette carte est l'interprétation des relations entre les différentes pièces du puzzle géologique néo-calédonien.

La Nouvelle-Calédonie a connu une histoire géologique à rebondissements

A la périphérie du Gondwana, il y a plus de 300 millions d'années, naissaient de petits bassins sédimentaires à fond typiquement océanique.

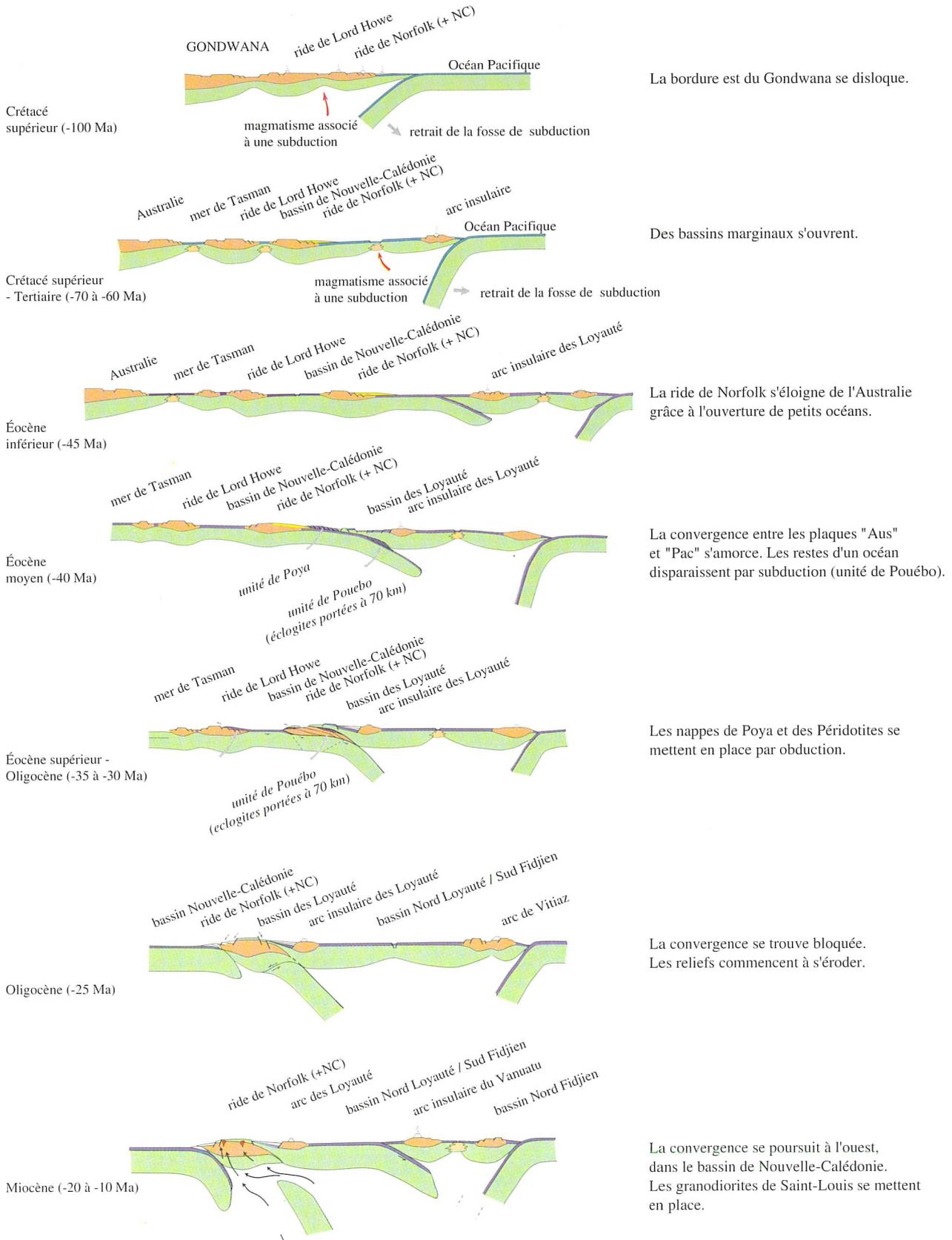
Plus tard, ces bassins se referment et les éléments qui les constituent viennent se "coller" à la bordure orientale du Gondwana. Cet événement tectonique majeur dans la région, notamment en Nouvelle-Zélande, est connu sous le nom d'orogénèse Rangitata.

Il y a 100 millions d'années survenait un épisode essentiel de la fragmentation du Gondwana. La mer de Tasman et d'autres bassins situés en périphérie du super-continent s'ouvrent et se remplissent de sédiments (grès du Crétacé supérieur et calcaires-phtanites du Tertiaire inférieur). Ils isolent plusieurs lanières de croûte "continentale" dont la ride de Lord Howe, celle de Norfolk qui porte la Grande Terre et celle des Loyauté.

Un nouvel épisode de convergence entre plusieurs petites plaques lithosphériques aboutit à la disposition actuelle des principales unités lithostratigraphiques reconnues sur la Grande Terre. La double obduction de la nappe de Poya et de celle des péridotites témoigne de la fermeture d'un domaine océanique dont le bassin des Loyauté représente un vestige. L'enregistrement de cette phase tectonique essentielle utilise plusieurs supports. Les roches métamorphiques du nord ont gardé l'empreinte du fonctionnement d'une zone de subduction. Les calcaires, les grès et les marnes de l'Éocène supérieur ont enregistré l'arrivée du bâti néo-calédonien dans cette même zone de subduction. Les flyschs de Bourail et de Nouméa enregistrent l'obduction de la nappe de Poya. Les plis et les failles inverses reconnus en mer au large de la côte ouest de la Grande Terre montrent que la convergence touchait encore récemment le bassin de Nouvelle-Calédonie. C'est dans cet environnement où la tendance est au rétrécissement des domaines océaniques situés en périphérie du Gondwana, que naîtra, un peu plus tard, la zone de subduction qui fait disparaître une partie du bassin de Nouvelle-Calédonie sous la Grande Terre.

Des mouvements verticaux de surrection et d'affaissement provoquent une forte érosion des reliefs et l'édification d'une immense barrière de corail.

Les mouvements actuels, liés au bombement de la plaque australienne, entraînent une surrection d'une partie de la ride des Loyauté et du sud de la Grande Terre.



D'après D. Cluzel

Glossaire

Les roches sédimentaires

Roches formées par le dépôt, l'accumulation et la cimentation de particules d'origine biologique ou détritique. Ces processus se déroulent dans des structures géologiques prévues à cet effet : des bassins sédimentaires. Les grès et les calcaires sont parmi les meilleurs représentants de cette catégorie de roches.

- Calcaires :** roches sédimentaires dont le composant minéral essentiel est la calcite (CaCO_3). Les calcaires ont souvent une origine en partie biologique (calcaire récifaux). D'autres sont détritiques et correspondent au démantèlement de calcaires préexistants. Les calcaires renferment de nombreux fossiles (mollusques, foraminifères). Ils se forment aussi bien en milieu marin qu'en eau douce (calcaires lacustres).
- Diagénèse :** ensemble des processus physiques et chimiques qui amènent des sédiments meubles (boue calcaire, sable) à se transformer en roche dure et cohérente (calcaire, grès). La perte de volume par compaction et la cimentation des particules sédimentaires sont des étapes essentielles de la diagénèse.
- Faciès sédimentaire :** ensemble des caractéristiques d'une roche sédimentaire permettant de la décrire, de la classer et de lui attribuer un mode de formation. La nature des particules détritiques, les fossiles présents, certains minéraux marqueurs...sont autant d'éléments pris en compte pour définir le faciès. Ex : calcaire à faciès récifal ; grès à faciès littoral ; radiolarite à faciès pélagique.
- Flyschs :** roches sédimentaires détritiques formées par l'alternance de grès assez grossiers et de grès plus fins. Le dépôt est marqué par une grande rythmicité. La mise en place d'un niveau de flysch rappelle le mécanisme des avalanches. Une série de type flysch est symptomatique de l'activité tectonique d'une région proche du bassin sédimentaire qui accueille ces dépôts. On trouve ce genre de bassin à l'avant d'une chaîne de montagnes en cours de surrection (bassin de Bourail, de Népoui).
- Grès :** roches sédimentaires détritiques dont la taille des éléments est comprise entre 2 millimètres et 63 millièmes de millimètres (63 microns). Les sédimentologues parlent d'arénites. Les grès du Crétacé supérieur (Magenta, Pont des Français, Plum...) constituent un bon exemple. Leur dépôt s'effectue souvent au voisinage du littoral.
- Marnes :** roches sédimentaires associant calcaires et argiles dans des proportions variables. Tous les intermédiaires existent entre calcaires purs et argiles pures. Un vocabulaire précis rend compte de la gamme de composition (calcaires marneux, marnes, marno-calcaires...)
- Olistostrome :** formation sédimentaire résultant de l'accumulation de gros blocs de roches dans un bassin sédimentaire à l'avant d'un relief tectonique en surrection. La mise en place de cette masse chaotique se fait par gravité et correspond au démantèlement de reliefs actifs. Chacun des gros blocs porte le nom d'olistolithe et il est emballé dans un matériau généralement plus fin. Les calcaires du Rocher à la Voile (baie des citrons) et ceux de la pointe Denouel à Nouville sont de bons exemples d'olistolithes. Ils sont noyés dans une matrice plus fine constituée de grès, de marnes visibles notamment au pied de la cathédrale de Nouméa ou dans les quartiers sud de Nouméa (Val Plaisance, Motor-Pool).

- Pélites (silts) :** roches sédimentaires détritiques constituées de grains très fins dont la taille est inférieure à 63 millièmes de millimètres (63 microns).
- Phthanites :** roches sédimentaires siliceuses, à grains très fins, invisibles à l'œil, à peine discernables au microscope. Leur origine est pélagique, profonde et en partie biologique. Elles résultent de l'accumulation de microfossiles à tests siliceux. Quand on les casse, leur couleur sombre traduit la présence de matière organique et d'un peu de soufre. On les rencontre au Ouen-Toro, à Nouville... dans le nord de la Grande-Terre, sur la route qui mène de Koumac à Ouégoa
- Radiolarites :** roches sédimentaires formées par l'accumulation en plein océan de restes de petits organismes tels que des radiolaires et de particules argileuses. Elles sont souvent associées à des roches volcaniques émises au fond des océans. Elles ont une origine marine profonde. La silicification qui les rend si dures a eu lieu secondairement grâce à l'activité hydrothermale qui règne le long des dorsales océaniques.
- Reliefs karstiques :** ils résultent de la dissolution des roches calcaires par les eaux de pluie légèrement acides. Avens, grottes, rivières et lacs souterrains sont les éléments les plus remarquables d'un relief karstique.
- Roches sédimentaires détritiques :** roches provenant de l'accumulation dans une aire de dépôt des produits du démantèlement de reliefs.
- Roches sédimentaires littorales :** roches provenant de matériaux déposés à proximité du littoral (delta, plage, lagune, lagon...)
- Roches sédimentaires pélagiques :** roches formées par le dépôt loin des côtes, en plein domaine océanique, de matériaux souvent très fins.
- Schistes (sédimentaires) :** roches à grains très fin, souvent riches en argiles. Leur débit en feuillets n'implique aucunement une origine métamorphique mais seulement la compaction d'une vase initiale très fine.
- Silts (pélites) :** roches sédimentaires détritiques constituées de particules très fines et souvent associées à de la matière organique sous la forme de très petits grains de charbon. On parle également d'argilites (ou de shales).

Les roches magmatiques

Roches nées du refroidissement et de la solidification d'un liquide magmatique. Le refroidissement peut avoir lieu à des profondeurs variables et donner naissance à :

- des roches plutoniques, si elle est grande,
- des roches volcaniques, si elle est faible.

- Basaltes :** roches volcaniques sombres, denses (2,8) et pauvres en cristaux visibles. Leur mise en place se fait sous forme de coulées, fluides, chaudes ou de projections (bombes, scories, cendres). Le refroidissement de ces produits est très rapide, les gros cristaux ont rarement le temps de se former. Parfois, lors d'une éruption sous-marine, des tubes de laves se forment et s'empilent à la manière de sacs de sable ou de coussins (pillow-lavas). Les basaltes constituent l'essentiel des fonds océaniques.
- Dolérites :** roches magmatiques filoniennes, ayant la composition chimique et minéralogique d'un basalte ou d'un gabbro mais présentant une organisation intermédiaire. Les dolérites sont entièrement mais très finement cristallisées. Le refroidissement dans un conduit filonien est plus rapide que dans une chambre magmatique mais plus lent qu'à la surface du sol ou au contact de l'eau. Le cœur des coulées basaltiques épaisses se refroidit plus lentement que la périphérie et peut présenter une organisation doléritique.
- Dunités :** roches cristallines de la famille des péridotites formées essentiellement d'olivine et chromite. Les pyroxènes y sont accessoires. Ce sont des représentants du manteau supérieur du globe mais elles peuvent également prendre place à la base de la croûte océanique.
- Gabbros :** roches plutoniques entièrement cristallisées à base de feldspaths plagioclases, pyroxènes et olivine. Dans la croûte océanique ils se situent sous les basaltes et forment des massifs interprétés comme d'anciennes chambres magmatiques.
- Granitoïde(s) :** famille de roches plutoniques entièrement cristallisées, riches en quartz, en feldspaths et en micas. Les granites font partie de cette grande famille.
- Granodiorites :** granitoïdes constitués de quartz, de feldspath plagioclase, de mica et d'un peu d'amphibole. Ces roches forment souvent de grands masses circonscrites, ou plutons, pointant au travers d'une couverture sédimentaire, métamorphique..., comme à Saint-Louis. Ce sont des roches plutoniques.
- Harzburgites :** roches cristallines de la famille des péridotites associant une variété de pyroxènes et de l'olivine.
- Lehrzolithes :** roches cristallines de la famille des péridotites, très proches des harzburgites, composées de quatre minéraux : deux pyroxènes, de l'olivine et un minéral qui concentre tout l'aluminium. La nature de ce dernier varie en fonction de la profondeur d'origine de la roche (feldspath plagioclase si moins de 30 km ; chromite entre 70 et 30 km ; grenat au-delà de 70 km.)
- Magma :** état correspondant à la fusion des roches. Les magmas trouvent leur origine dans la fusion partielle à grande profondeur de certains matériaux formant la croûte terrestre ou le manteau supérieur.

- Péridotites :** roches cristallines formées par de l'olivine, des pyroxènes et un peu de chromite. Ce sont des représentants du manteau supérieur du globe terrestre. Ce terme regroupe une grande variété de roches dont la classification dépend des proportions respectives de l'olivine et des pyroxènes.
- Pyroxénites :** roches cristallines formées essentiellement de pyroxènes. On les trouve dans le fond de certaines chambres magmatiques ou sous forme de filons recoupant les péridotites.
- Rhyolites :** roches volcaniques claires et riches en silice. On dit pour cette raison qu'elles sont acides. Elles présentent les caractéristiques de toutes les roches magmatiques qui parviennent en surface assez brutalement, à savoir très peu de gros cristaux et du verre. Leur épanchement à la surface est beaucoup plus explosif que celui des basaltes car elles sont très visqueuses et riches en gaz.
- Roches magmatiques plutoniques :** roches provenant de la cristallisation lente d'un magma piégé à quelques kilomètres de profondeur dans la croûte terrestre. L'affleurement de telles roches n'est possible qu'après érosion des roches qui les recouvrent.
- Roches magmatiques volcaniques :** roches provenant de la cristallisation rapide d'un magma et arrivant à la surface en grande partie liquides (lave basaltique).
- Roches magmatiques acides :** leur teneur en silice est supérieure à 60 %. Les deux roches typiques de ce groupe sont les granites au sens large, entièrement cristallisés, et la rhyolite riche en verre.
- Roches magmatiques basiques :** leur teneur en silice varie de 47 à 55 %. Les deux roches typiques sont les basaltes et les gabbros. Ce sont souvent des roches riches en fer, en magnésium et en calcium. En revanche elles sont pauvres en aluminium, en sodium et en potassium.
- Roches ultrabasiques :** roches cristallines dont la teneur en silice est inférieure à 50%. On y rencontre les péridotites et autres pyroxénites. Rares parmi ce groupe sont celles qui ne sont pas entièrement cristallisées. À l'heure actuelle, seules quelques régions au monde ont donné accès à des coulées de roches ultrabasiques.
- Serpentinites :** péridotites plus ou moins transformées par une hydratation à chaud (entre 100 et 400°C) du plancher océanique où les olivines disparaissent pour laisser la place aux serpentines.

Les roches métamorphiques

Ensemble très hétérogène de roches produites par de profondes transformations, à l'état solide, d'autres roches magmatiques ou sédimentaires. Par exemple, une roche sédimentaire riche en argile peut se transformer en schiste sous l'effet d'une augmentation conjuguée de la pression et de la température.

- Éclogites :** roches rares, sombres, très dures et denses. Leur composition minéralogique fait apparaître un type particulier de grenat et un pyroxène que l'on ne rencontre pas dans les roches magmatiques. Pressions et températures sont les plus fortes que peuvent subir des roches au cours du métamorphisme. La pression correspond à une profondeur de plus de 30 kilomètres et la température à environ 600°C. Malheureusement, ces roches sont très rares, car elles sont déstabilisées au cours de leur remontée tectonique vers la surface, là où l'on aurait des chances de les rencontrer.
- Glaucophanites :** roches métamorphiques gris-bleu, riches en amphibole de la famille du glaucophane. Au côté de cette amphibole bleue on trouve du grenat, du mica, de la lawsonite et éventuellement un peu de quartz.
- Jade :** roche métamorphique d'un beau vert parfois assez sombre. En Nouvelle-Calédonie, le minéral prédominant est une amphibole vert-jaune de la famille des actinotes (la néphrite). À côté de ce minéral on trouve des reliques de pyroxènes identiques à ceux trouvés dans un gabbro. Le jade résulte d'une transformation des gabbros, au sein même de la croûte océanique, dans des conditions de haute température (plus de 600°C) et de basse pression (quelques kilomètres de profondeur). On parle de métamorphisme de type HT-B.P.
- Métamorphisme :** ensemble des transformations affectant la composition minéralogique et l'organisation intime d'une roche sédimentaire ou magmatique. Elles traduisent une augmentation de la pression et de la température lors d'un épisode tectonique. Cette adaptation de la roche initiale à de nouvelles conditions se réalise toujours à l'état solide. Si la température est telle qu'elle déclenche la fusion des matériaux, on quitte le domaine du métamorphisme pour entrer dans celui du magmatisme.
- Schistes bleus :** ou plutôt «roches appartenant au faciès des schistes bleus». Ce sont des roches contenant des minéraux bleus tels que du glaucophane. Elles ont subi de fortes pressions (fortes profondeurs) et des températures relativement faibles. On parle de conditions de haute pression et basse température (HP-BT). Les schistes que l'on rencontre dans le Nord de la Grande Terre (Ouégoa, Poingam, Mont Panié...) répondent à cette définition générale.
- Schistes verts :** Les roches qui appartiennent au faciès des schistes verts sont riches en minéraux verts tels que la chlorite, des amphiboles vertes (actinotes) et l'épidote. Elles ont subi de fortes températures sous des pressions (profondeurs) modestes. On parle de métamorphisme de basse pression et de haute température (HT-BP). La transformation des basaltes des planchers océaniques fait intervenir des conditions qui placent les minéraux magmatiques dans le faciès des schistes verts. Elle nécessite une circulation active de l'eau de mer dans toute l'épaisseur de la croûte océanique et une partie du manteau supérieur. Le mouvement de l'eau est facilité par une forte fracturation de tous ces matériaux.

Les minéraux

- Actinotes :** minéraux verts en baguettes ou en aiguilles et appartenant à la grande famille des amphiboles. On les rencontre dans les roches métamorphiques ayant enregistré des températures élevées (plus de 500 degrés) et des pressions modérées à faibles.
- Amphiboles :** la plupart des amphiboles se présentent sous forme de baguettes plus ou moins fines. Si elles sont très fines on préfère parler d'aiguilles. La coloration des amphiboles est un bon critère de reconnaissance (bleues = glaucophane ; vert-clair = actinotes ; vert plus sombre = hornblendes vertes ; brunes = hornblendes brunes). Les deux premières catégories sont symptomatiques du métamorphisme. Les autres se rencontrent dans les roches magmatiques telles que certains granitoïdes (granodiorite de Saint-Louis). Leur composition chimique les place dans la catégorie des silicates complexes de fer-magnésium-calcium, de fer-magnésium et de sodium-magnésium-aluminium. De très beaux cristaux (gerbes de baguettes) d'actinotes sont signalés sur la route qui mène de Ouégoa à Balade.
- Andalousite :** minéral constitué de silice et d'aluminium, symptomatique d'un métamorphisme de haute température et de basse pression, souvent associé à la mise en place d'un pluton granitique.
- Argiles :** terme désignant à la fois une famille de minéraux en feuillets de très petite dimension et des particules détritiques microscopiques de minéralogie variée. Les minéraux argileux sont construits sur le même modèle que les micas, c'est-à-dire qu'ils résultent de l'empilement de feuillets très fins, invisibles même avec de bons microscopes optiques. Ces minéraux se forment principalement au cours de l'altération des olivines, des serpentines, des feldspaths... La malléabilité des argiles fraîches et gorgées d'eau en fait un matériel de choix pour l'industrie de la faïence et de la porcelaine. Les transformations induites par la cuisson rendent ces matériaux quasiment inaltérables.
- Blende :** minéral sombre d'aspect parfois cireux, dense, dans lequel le soufre se combine au zinc et au fer. La blende est souvent associée à la galène dans des gisements métallifères mixtes à plomb et zinc.
- Calcite :** minéral essentiel très commun entrant dans la composition des calcaires. C'est un carbonate de calcium (CaCO_3) le plus souvent blanc ou beige. De beaux cristaux remplissent des fissures ménagées dans les blocs de calcaires pélagiques (carrrière de la pointe Denouel sur la presqu'île de Nouville, Rocher à la Voile...).
- Chalcopyrite :** certains l'appellent l'or des fous. Ce minéral jaune d'or pourrait passer pour le métal précieux aux yeux des non-initiés. Mais sa densité est nettement plus faible. La chalcopyrite est formée de cuivre, de fer et de soufre. Un temps, ce minéral fut exploité comme minerai de cuivre dans le nord de la Grande Terre.
- Chlorite :** minéral vert assez sombre en paillettes comme les micas dont il est proche. Les chlorites sont caractéristiques d'un métamorphisme de basse pression et de température faible à modérée.
- Chromite :** c'est un minéral sombre (gris anthracite), très dense comme le sont tous les oxydes métalliques. En effet l'oxygène y est associé au fer, à l'aluminium et au chrome. La chromite est, avec l'olivine, le composant des dunités (une catégorie

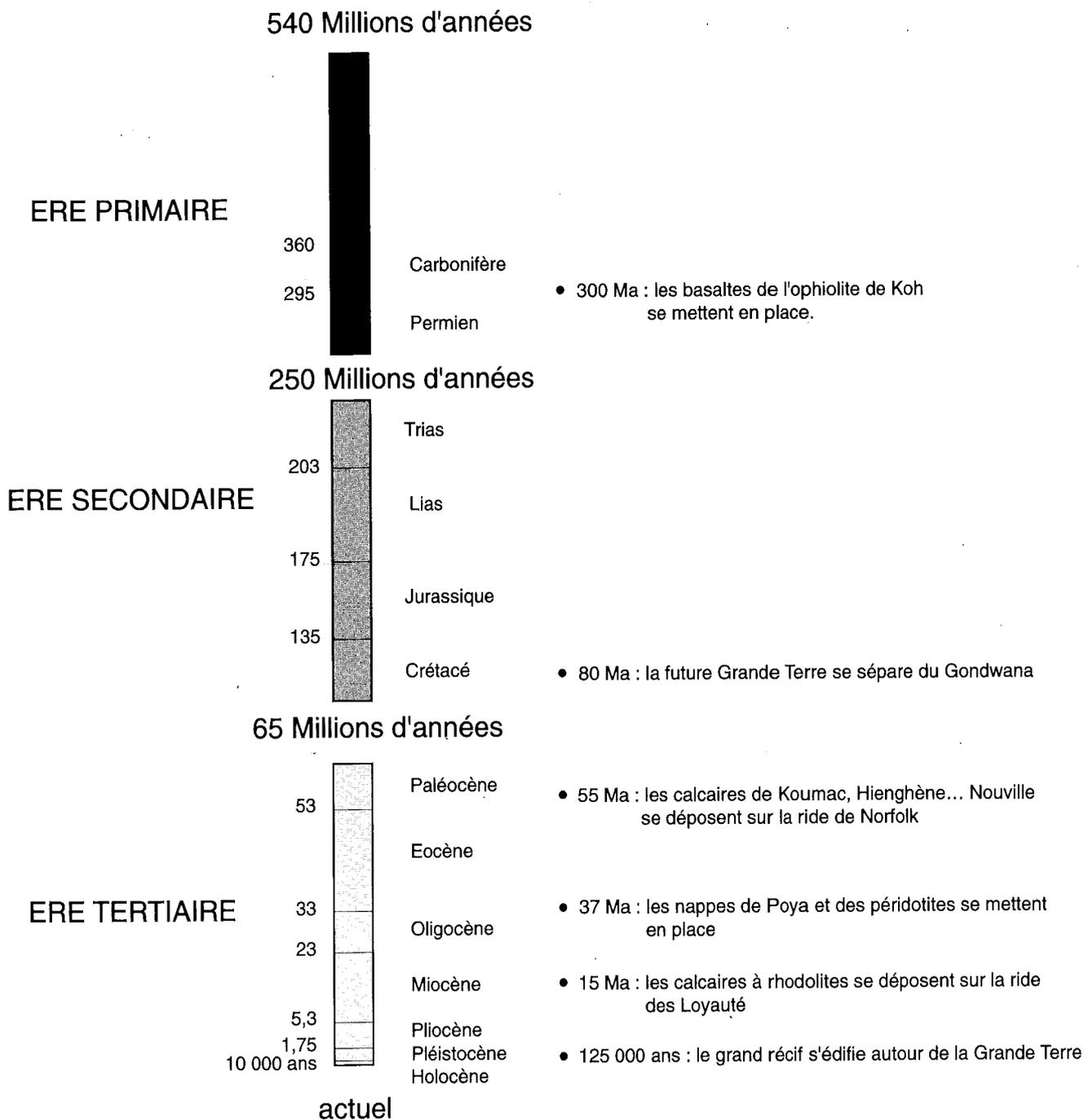
de péridotites). C'est un minéral résistant parfaitement à l'altération, c'est la raison pour laquelle on en trouve de grandes concentrations le long de certaines plages situées au pied ou non loin des massifs de péridotites. Certaines de ces accumulations ont d'ailleurs été exploitées (mine Alice-Louise dans le grand massif du sud)

- Dolomite, dolomie :** c'est un carbonate de magnésium et de calcium (Ca, Mg CO_3)₂, de couleur claire (blanc, rose, beige), assez dure et de même densité que la calcite. La dolomite provient souvent de la transformation des calcaires par action de l'eau de mer. Une roche riche en dolomite est une dolomie.
- Feldspaths alcalins :** ce sont des alumino-silicates de sodium et (ou) de potassium blancs, roses... On les trouve souvent dans la composition des granitoïdes au côté du quartz et des micas.
- Feldspaths plagioclases :** minéraux caractéristiques de certaines roches magmatiques et métamorphiques, blancs et plus ou moins translucides suivant leur état de fraîcheur. On peut les confondre avec la calcite, mais leur dureté est plus grande. Ce sont des alumino-silicates de calcium-sodium. Ils appartiennent à l'une des familles minérales les plus représentées dans l'écorce terrestre. Ils sont omniprésents dans les gabbros, fréquents dans les basaltes (parfois en très petits cristaux ou microlites).
- Galène :** minéral gris et brillant (éclat métallique). Souvent les cristaux laissent apparaître de petites faces orthogonales entre elles (plans de clivage) délimitant de petits cubes. L'association entre du plomb et du soufre fait de la galène un minéral très dense et un minerai potentiel de plomb, autrefois exploité dans le nord de la Grande Terre.
- Garniérite :** symbole minéralogique de la Nouvelle-Calédonie, c'est avant tout un produit indirect de l'altération des péridotites au cours de longues périodes et sous un climat tropical humide. C'est un minéral de composition et de structure proches de celles des serpentines. Sa richesse en nickel (plus de 10%) en a fait autrefois son intérêt. On rencontre ce minéral d'un vert vif surtout sous une forme pelliculaire marquant alors la présence d'une faille ou le remplissage de fissures.
- Goethite :** c'est un oxyde-hydroxyde de fer dense et bien cristallisé présent en grande quantité dans les cuirasses ferrugineuses du sud de la Grande Terre. Grise à l'état frais, la goethite prend une teinte rouille si elle est exposée à l'air.
- Grenats :** globuleux, presque sphériques, rouges ou bruns s'ils sont altérés, ils ponctuent certaines roches métamorphiques (glaucophanites ou schistes bleus à grenat). Ce sont des silicates d'aluminium de fer, de magnésium et (ou) de calcium. Ils révèlent des conditions métamorphiques de hautes pressions, donc de fortes profondeurs. Schistes bleus et glaucophanites en renferment si leur composition chimique le permet.
- Limonite :** ce n'est pas un minéral mais un mélange d'oxydes et hydroxydes de fer le plus souvent mal cristallisés et de ce fait difficiles à identifier. Ces matériaux donnent une teinte brun-jaune aux latérites jaunes du profil d'altération des péridotites.

- Malachite :** ce minéral vert est repérable de loin dans les gisements de cuivre. Il résulte de l'oxydation, dans des conditions superficielles, de la chalcopryrite. C'est en effet un carbonate de cuivre riche en eau. Le fer et le soufre présents dans la chalcopryrite ont disparu.
- Magnésite :** minéral blanc présentant l'aspect extérieur d'un chou-fleur. C'est un carbonate de magnésium ($MgCO_3$) résultant de l'altération des péridotites elles-mêmes riches en magnésium. On trouve ce minéral là où les eaux de pluie ont concentré le magnésium, c'est-à-dire au pied des massifs miniers. Il est souvent associé à de la serpentine altérée.
- Micas :** minéraux formant des paillettes brillantes donnant un éclat très particulier à certaines roches métamorphiques. Leurs cristaux se délitent très facilement en feuillets avec la pointe d'un couteau. Ce sont des silicates complexes de fer, de magnésium ... Ils sont incolores (mica blanc, riche en aluminium, potassium, fer et magnésium) ou d'un brun très sombre (mica noir, riche en fer et magnésium). Dans les glaucophanites du col d'Amos on rencontre une variété métamorphique de mica blanc, la phengite.
- Olivine :** minéral de forte densité (3,3), c'est, avec les pyroxènes, un des composants incontournables des péridotites. Fraîche, sa couleur est le vert-bouteille ou vert-olive, d'où son nom. Jadis ces minéraux portaient le nom de péridot (pierre semi-précieuse) C'est un silicate de fer et de magnésium. La proportion entre ces deux éléments chimiques détermine une grande variété parmi les olivines. Sur le plancher d'un océan en cours d'ouverture, l'altération des roches du manteau supérieur par la chaleur (entre 100 et 400°C) et l'eau de mer transforme les olivines en serpentines et les péridotites en serpentinites. On parle de serpentinisation.
- Pyrite :** minéral jaune d'or, souvent bien cristallisé sous la forme de cubes parfaits. C'est un sulfure de fer (FeS_2) de forte densité (environ 5), associé à d'autres dont la chalcopryrite à laquelle il ressemble.
- Pyroxène :** minéral de densité élevée (environ 3), sombre, souvent en baguettes ou en prismes courts et trapus. C'est un silicate de fer, de magnésium et de calcium. Il entre dans la composition de bon nombre de roches magmatiques (gabbros, basaltes, péridotites).
- Quartz :** minéral dur très fréquent dans un grand nombre de roches (magmatiques, métamorphiques et sédimentaires). On le trouve fréquemment dans la composition des granitoïdes au côté des feldspaths alcalins et des micas. C'est de la silice pure (SiO_2). D'une grande variété de teintes, il peut former de beaux cristaux en remplissage de fentes ou de fissures (comme la calcite). Des filons de quartz sont exploités en bordure du massif granitique de la Thy à Saint-Louis.
- Serpentines :** famille très complexe de minéraux résultant de la transformation de l'olivine des péridotites, à chaud et en présence d'eau. Elles appartiennent à la grande famille des silicates à structure feuilletée comme les argiles et les micas. La variabilité de leur composition chimique est un casse-tête pour qui veut les classer. Certaines ont concentré de telles quantités de nickel qu'elles constituent une catégorie à part : les garniérites.

La stratigraphie

**ÉCHELLE DES TEMPS GÉOLOGIQUES DES TERRAINS RENCONTRÉS
EN
NOUVELLE-CALÉDONIE**



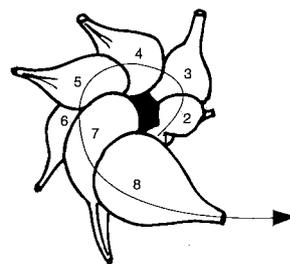
Les fossiles

Bryozoaires : animaux protégés par une enveloppe rigide (squelette externe) mais sans squelette interne et vivant en colonies, comme les coraux. Leur nom évoque les mousses (bryon = mousse, zoo = animal) avec lesquelles ils ne partagent qu'une vague ressemblance. En effet les colonies de bryozoaires sont souvent ramifiées, finement dentelées et fragiles. Ce sont des organismes marins vivant accrochés à des supports aussi variés qu'un fragment de coquille, de roche ou d'algue.

Échinodermes : animaux sans squelette interne, protégés par un assemblage plus ou moins jointif de plaques rigides (riches en calcite). Dans l'immense majorité des cas, leur symétrie n'est pas de type gauche-droite comme chez nous mais de type radiaire comme celle d'une étoile à cinq branches. Les oursins, les étoiles de mer, les holothuries (ou biches) et lys de mer sont les plus dignes représentants de ce groupe zoologique. La plupart des Échinodermes sont des animaux marins vivant dans des milieux ouverts, bien oxygénés.

Microfossiles : fossiles de petite taille (quelques millimètres à quelques micromètres) appartenant à des groupes d'êtres vivants très variés tant animaux (foraminifères...) que végétaux (diatomées, spores, grains de pollen...) ou bactériens.

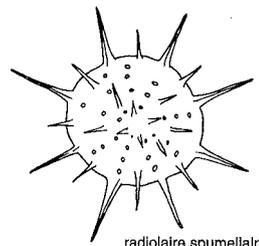
Foraminifères : animaux unicellulaires fabriquant un squelette externe le plus souvent calcaire, percé ou non d'une multitude de petits orifices (foramen). Ces animaux vivent exclusivement dans les eaux marines. Certaines espèces (5% du total) flottent au gré des courants et vivent dans des profondeurs d'eau allant de 5 à 100-200 mètres. Elles



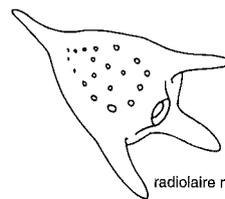
De 1 à 8, loges d'âge décroissant ; l'animal vit dans la dernière.

sont qualifiées de pélagiques. D'autres (95 % du total et dites benthiques) vivent posées ou fixées à la surface des sédiments (petits disques percés d'un orifice central trouvés sur certaines plages), dans des eaux peu profondes, riches en algues unicellulaires dont elles se nourrissent. Ce groupe zoologique est très apprécié des géologues en charge de dater les sédiments marins. Leur évolution biologique dans le temps est assez rapide et continue pour constituer un bon chronomètre comme les ammonites chez les mollusques.

Radiolaires : animaux marins unicellulaires fabriquant un squelette externe siliceux (test). Les prolongements fins et fragiles qu'ils émettent les font ressembler à de petits oursins. Ces animaux vivent essentiellement dans des eaux superficielles, chaudes, entre 0 et 100 mètres. Ils peuvent en s'accumulant sur le fond des océans donner des roches



radiolaire spumellaire



radiolaire nassellaire

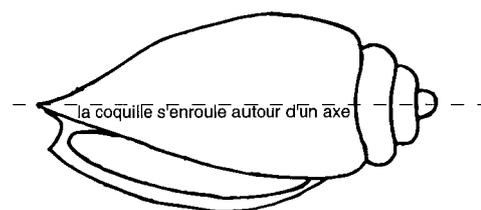
appelées des radiolarites dont les jaspes rouges, verts sont des variétés recherchées. De telles roches peuvent être associées à des coulées basaltiques ou à des empilements de laves en coussin, comme dans la formation de Poya.

Diatomées : algues unicellulaires dont le squelette ou test siliceux est constitué de deux valves qui s'emboîtent à la manière d'un récipient et de son couvercle. L'ensemble des deux valves forme une frustule. L'ornementation souvent très riche et très fine de chacune des valves est un critère de détermination pour les biologistes et un matériel de démonstration fort apprécié des vendeurs de microscopes. L'accumulation de très grandes quantités de tests de diatomées donne naissance à des roches sédimentaires appelées diatomites (proches des radiolarites). Ces algues le plus souvent marines mais également présentes en eau douce aiment les basses températures.

Mollusques bivalves (ou lamellibranches) : groupe zoologique formé d'animaux au corps mou enfermé dans une coquille à deux valves. On y rencontre les moules, les huîtres, les grisettes, les bénitiers.
Parmi les bivalves fossiles citons les *Inocerames* fréquents dans les sédiments du Crétacé supérieur (Nouméa, Koné...) et les *Monotis* connus dans les dépôts du Trias et du Lias (Moindou, Pouembout...) Ils sont connus sur Terre depuis le début de l'ère primaire (500 Ma).

Mollusques céphalopodes : mollusques dont la coquille est enroulée dans un plan et non autour d'un axe vertical comme celle de l'escargot. Ils ont la particularité de porter une couronne de tentacules autour de la tête. D'où leur nom (képhalê = tête; podia = pieds) C'est un groupe très ancien dont certains représentants, les ammonites, ont disparu en même temps que les dinosaures, il y a 65 millions d'années. D'autres, leurs cousins les nautilus, ont eu plus de chance et sont parvenus jusqu'à nous sans grand changement. Il existe un grand nombre d'espèces d'ammonites permettant de dater les terrains qui les renferment. Ex : *Caledonites neocaledonicus* du Crétacé supérieur, trouvée dans la région de Moindou. Ce sont des animaux franchement marins et préférant les eaux profondes de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres.

Mollusques gastéropodes : groupe zoologique renfermant des animaux au corps mou, sans squelette mais souvent pourvus d'une coquille et se déplaçant grâce à un pied musculeux. C'est dans ce pied que se loge une partie du tube digestif de l'animal. D'où le nom de ce groupe (gaster = estomac, podia = pieds). Parmi eux citons les escargots, les cônes, les porcelaines et autres bulimes. Les gastéropodes se rencontrent depuis la nuit des temps dans des milieux aussi variés que les sols forestiers (100 Ma, Crétacé), les eaux douces (350 Ma, Carbonifère) et le littoral (280 Ma, Permien).

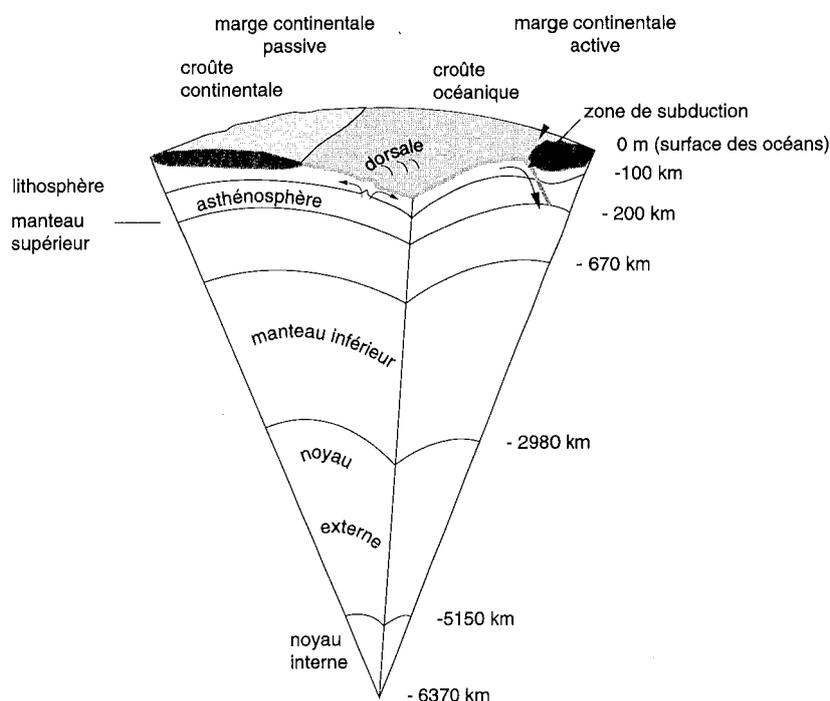


La tectonique et les déformations

- Chevauchement :** mouvement tectonique aboutissant à la superposition de terrains provenant d'ailleurs (allochtones) sur des terrains en place (autochtones). Le mouvement se fait de part et d'autre d'une grande faille horizontale, presque plate, ou plan de chevauchement. Le déplacement de l'ensemble allochtone peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres.
- Décrochement :** mouvement tectonique aboutissant au glissement de deux compartiments le long d'une faille verticale. Le mouvement est globalement horizontal. On rencontre de tels mouvements dans l'île sud de la Nouvelle-Zélande (faille alpine) et en Californie (réseau de failles de San Andréas). Le déplacement peut atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres.
- Faille :** objet géologique résultant de la déformation par rupture nette des matériaux de l'écorce terrestre. Les terrains affectés par des failles montrent des discontinuités. Par exemple, une strate «repère» sera interrompue et décalée par le mouvement relatif de deux compartiments. Les failles normales se forment lorsque les roches sont soumises à une extension, les failles inverses caractérisent un raccourcissement.
- Nappe de charriage :** ensemble géologique allochtone reposant par un contact anormal horizontal sur d'autres ensembles (autochtones) à la manière d'une nappe que vous placez sur une table. Le charriage des péridotites sur toutes les autres formations du bâti calédonien illustre parfaitement cette notion.
- Pli :** objet géologique résultant d'une déformation sans rupture de roches stratifiées telles que les roches sédimentaires. La continuité des strates est conservée, seule leur géométrie a changé.
- Schistosité :** ensemble de plans (petites fissures, petites discontinuités) souvent parallèles entre eux et qui découpent une roche en feuillets. Une roche affectée par une forte schistosité est un schiste. La schistosité est une réponse assez fréquente des roches à des déformations intenses de la matière.

La tectonique des plaques et la structure du globe terrestre

La structure du globe terrestre:



Asthénosphère :

enveloppe du globe terrestre sur laquelle repose la lithosphère. Sa limite supérieure est à une profondeur de 70 kilomètres tandis que sa base se situe à 120 kilomètres environ. Son nom vient du grec «asthenos» (sans force, sans résistance). C'est la sismologie qui a permis sa découverte car sa consistance plus «souple» que celle de la lithosphère, plus externe, provoque un ralentissement de la vitesse de propagation des ondes sismiques.

Croûte océanique, croûte continentale :

enveloppe la plus externe du globe terrestre et partie supérieure de la lithosphère surmontant le manteau. La croûte continentale a une épaisseur moyenne de 35 kilomètres et une altitude moyenne de 300 mètres. Elle renferme les roches les plus âgées disponibles à la surface de notre planète. Son homologue océanique, sans cesse renouvelée, n'est épaisse que de 7 à 10 kilomètres. Elle forme des dépressions (profondeur moyenne = 4,8 km) remplies d'eau salée. Elle constitue le fond des océans.

Dorsale :

relief sous-marin large d'une centaine de kilomètres et long d'environ 70 000 kilomètres. Ce gigantesque relief sous-marin marque le lieu de fabrication d'un nouveau plancher océanique. La dorsale médio-atlantique partage cet océan en deux parties à peu près égales du Groenland aux îles Malouines.

Lithosphère :

ensemble rigide (du grec lithos = pierre) comprenant la croûte et la partie la plus externe du manteau (manteau supérieur). À la surface du globe, la lithosphère constitue un véritable puzzle de plus d'une dizaine d'éléments appelés plaques lithosphériques. Au cours du temps ces plaques se déplacent les unes par rapport aux autres à la vitesse de quelques centimètres par an.

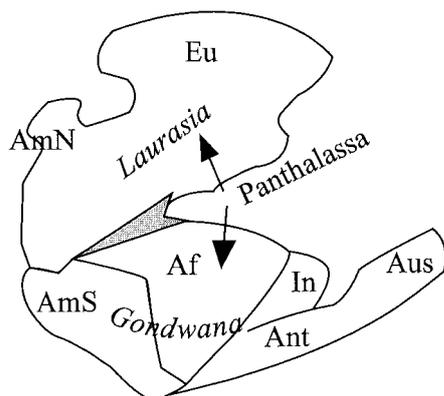
- Manteau :** enveloppe du globe terrestre qui s'étend de la base de la croûte (océanique ou continentale) jusqu'à une profondeur de 2 890 kilomètres. Sauf dans sa partie superficielle lithosphérique, il est animé de mouvements de convection à la manière de l'eau qui chauffe dans une casserole. Mais attention, il est d'une rigidité nettement plus grande que la plupart des matériaux communs.
- Noyau :** constituant le plus interne du globe terrestre (-2 890 km à -6 350 km). Il est constitué de deux enveloppes : le noyau externe (-2 890 à -5 150 km), liquide, est animé de mouvements encore plus complexes que ceux du manteau et responsables du champ magnétique terrestre. Le noyau interne (jusqu'au centre de la Terre) est solide. Son diamètre augmente sans cesse grâce à des apports en provenance du noyau liquide. Bientôt ce dernier n'existera plus et emportera avec lui la composante principale du champ magnétique terrestre et toute possibilité de navigation à la boussole.
- Obduction :** mécanisme par lequel un panneau de lithosphère océanique (future ophiolite) vient chevaucher un élément de nature variable (océanique ou continentale). En Nouvelle-Calédonie, la nappe des péridotites s'est mise en place par obduction sur un bâti composite dont elle est séparée par une grande faille horizontale.
- Ophiolite :** ensemble des roches intégrées dans une chaîne de montagnes et provenant de la mise à nu d'un fragment de lithosphère océanique (croûte et partie externe du manteau supérieur). Les roches les plus communes au sein des ophiolites sont des péridotites, des gabbros, des basaltes et des roches sédimentaires siliceuses telles que des radiolarites. Elle représentent le fond d'un océan refermé à l'heure actuelle. La première étape de la mise en place d'une ophiolite est son obduction sur une portion de croûte océanique ou continentale.
- Plan de Benioff-Wadati :** surface imaginaire sur laquelle sont disposés les foyers des séismes sous une zone de subduction active. Cette surface plonge avec une inclinaison de 20 à 70 ° par rapport à l'horizontale, le plus souvent sous un arc insulaire ou une cordillère, et marque la limite entre deux plaques lithosphériques qui convergent. De tels plans ont été reconnus sous l'archipel du Vanuatu, la cordillère des Andes, le Japon ...
- Plaque lithosphérique :** portion de la lithosphère (croûte + manteau supérieur) séparée de ses voisines par une frontière sinueuse à la manière des pièces d'un puzzle. Une plaque est caractérisée par la nature de sa croûte. Elle peut être mixte (continentale et océanique) comme les grandes plaques d'Amérique du nord et du sud, d'Afrique et d'Australie. Elle peut être océanique comme la plaque Pacifique.
- Rifting :** mécanisme tectonique par lequel une masse continentale se scinde en deux éléments. L'illustration actuelle la plus spectaculaire de cette conséquence de la dérive des continents est l'ouverture de la mer Rouge qui sépare l'Afrique de l'Arabie. Le mouvement qui anime les plaques est alors divergent.

Séisme : (ou tremblement de terre) vibration du sol provoquée par le relâchement brutal d'énergie mécanique au niveau d'une faille.

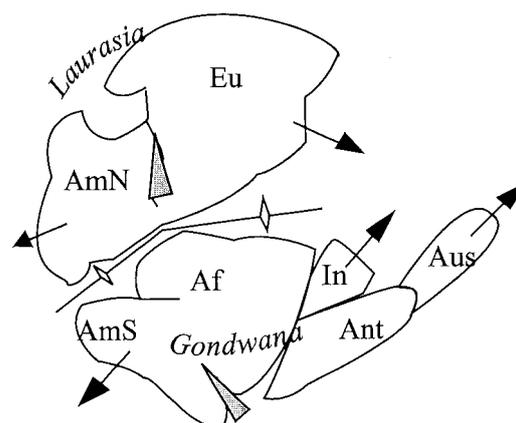
Sismologie : branche de la géologie qui étudie la nature des séismes, leur répartition et la prévision de leur déclenchement. Elle étudie également le comportement mécanique des ondes sismiques vis-à-vis des différentes enveloppes du globe terrestre qu'elles traversent lors de leur propagation. C'est la sismologie qui donne accès indirectement à la structure interne de la Terre.

Subduction : mécanisme par lequel une plaque lithosphérique disparaît sous une autre. La subduction peut se faire entre deux plaques océaniques (Vanuatu, Tonga-Kermadec) ou entre une plaque océanique et une autre d'origine continentale (cordillère des Andes). La disparition d'une plaque continentale sous une autre de même nature est plus difficile mais nullement impossible. Le mouvement des plaques est alors convergent.

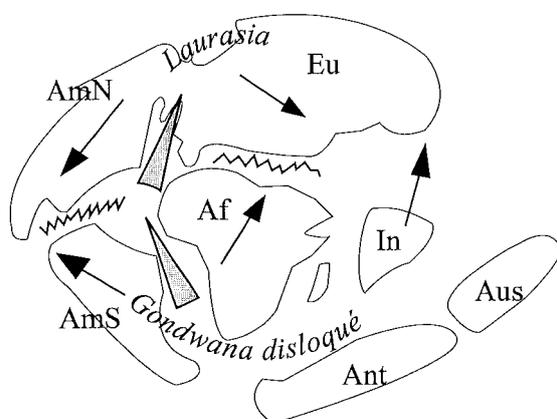
Super-continent du Gondwana : masse continentale regroupant à la fin de l'ère primaire : l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Australie, l'Inde, Madagascar, l'Antarctique, et une partie de la Nouvelle-Zélande et de la Nouvelle-Calédonie. La dislocation du Gondwana au début de l'ère secondaire aboutit à la disposition actuelle des terres émergées dans l'hémisphère Sud.



La position des continents à la fin du Primaire (-245 Ma)



La position des continents au Jurassique (entre -180 et -160 Ma)



La position des continents à la fin du Secondaire (-65 Ma)

↗ : mouvement des plaques
 ↘ : ouverture d'océans

~~~~~ : naissance de chaînes de montagnes

## Références bibliographiques

### Ouvrages de géologie générale :

- Caron J-M., Gauthier A., ... : *Comprendre et enseigner la planète Terre*. Ophrys, 1989.
- Collections pratiques pédagogiques : *Enseigner la géologie au Collège et au Lycée*. Nathan, 1992.
- Dercourt J. et Paquet J. : *Géologie ; objets et méthodes*. Dunod, 1995
- Pomerol Ch. et Renard M. : *Eléments de géologie*. Colin, 1995.

### Ouvrages spécialisés :

- Cojan I. et Renard M. : *Sédimentologie*. Masson, 1997.
- Debelmas J. et Mascle G. : *Les grandes structures géologiques*. Masson, 1995.
- Elmi S. et Babin C. : *Histoire de la Terre*. Masson, 1994.
- Guille G.... : *Les atolls de Mururoa et Fangataufa. Vol 1 (Géologie, Pétrologie, Hydrogéologie)*. Masson, 1993.
- Jolivet L. : *La déformation des continents*. Hermann, 1995.
- Juteau Th. et Maury R. : *Géologie de la croûte océanique (pétrologie et dynamique endogènes)*. Masson, 1997.
- Kornprobst J. : *Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique (précis de pétrologie)*. Masson, 1994.
- Mehier B. : *Magmatisme et tectonique des plaques*. Ellipses, 1995.
- Nicolas A. : *Les montagnes sous la mer*. BRGM, 1995.

### Publications scientifiques :

- Bourrouilh F. : *Géomorphologie de quelques atolls dits "soulevés" du Pacifique W et SW, origine et évolution des formes récifales actuelles*. Mémoire du BRGM n° 89, 1977.
- Bourrouilh-Le Jan F., ... : *Occurrence of rhodolites in the tropical Pacific - a consequence of Mid-Miocene paleo - oceanographic change*. Sedimentary geology, 1988.
- Cabioch G. : *Récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-ouest). Structure interne et influence de l'eustatisme et de la néotectonique*. Université de Provence, 1988.
- Cabioch G., Montaggioni L.F., ... : *Holocene initiation and development of new caledonian fringing reefs, SW Pacific*. Coral reefs, 1995.
- Cabioch G., Récy J., ... : *Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal*. Bulletin de la Société Géologique de France, 1996.
- Carrière D. : *Sédimentation, diagenèse et cadre géodynamique de l'atoll de Maré, Nouvelle-Calédonie*. Thèse présentée à l'Université de Paris-Sud, 1987.

Cluzel D., Aitchison J, ... : *Point de vue sur l'évolution tectonique et géodynamique de la Nouvelle-Calédonie*. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1994

Cluzel D. : *Dénudation tectonique du complexe à noyau métamorphique de haute pression d'âge tertiaire (Nouvelle-Calédonie, Pacifique, France)*. Données cinématiques. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1995.

Cluzel D. : *Affinités intra-océaniques des métavolcanites de la Boghen (ex anté-Permien de Nouvelle-Calédonie, Pacifique Sud-Ouest)*. Conséquences paléogéographiques. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1996.

Cluzel D., Picard C., ... : *La nappe de Poya (ex-formation des basaltes) de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest) : un plateau océanique Campanien-Paléocène supérieur obducté à l'Eocène supérieur*. Compte-rendu de l'Académie des sciences, 1997.

Cluzel D. : *Discordance de l'Eocène supérieur et événements pré-obduction en Nouvelle-Calédonie*. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1998.

Dubois J., Launay J., ... : *Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté et interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques*. Cahiers de l'ORSTOM, 1973.

Dupont J., Lafoy Y . ... : *Étude morphostructurale de la zone sud des rides Nouvelle-Calédonie et Loyauté (Zone Economique Exclusive de Nouvelle-Calédonie, Pacifique Sud-Ouest)*. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1995.

Équipe de Géologie-Géophysique de l'ORSTOM de Nouméa : *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*. Travaux et documents de L'ORSTOM, 1982.

Ferrière J. et Chanier F. : *La tectonique des plaques à l'épreuve de la réalité (SW Pacifique et Nouvelle-Zélande)*. Géochronique, 1993.

Gyuomard T.S. et Aïssaoui D.M. : *Magnetostratigraphic dating of the uplifted atoll of Maré : Geodynamics of the Loyalty Ridge, SW Pacific*. Journal of Geophysical Research, 1996.

Lafoy Y., Pelletier B . ... : *Tectonique cénozoïque sur les rides de Fairway et Lord Howe, entre Nouvelle-Calédonie et Australie*. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1994.

Lafoy Y. : *The Loyalty - New Hebrides Arc Collision : Effects on the Loyalty Ridge and Basin system, South-West Pacific (First results of the ZoNéCo Program)*. Marine Geophysical Researches, 1996.

Maurizot P., Eberlé J-M., ... : *Notice et carte au 1/50000 ème de Pam-Ouégoa, Nord de la Nouvelle-Calédonie*. BRGM, 1989.

Meffre S. : *Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Kob ophiolite, New Caledonia*. Tectonics, 1996.

Monzier M. : *Un modèle de collision arc insulaire - ride océanique....* Thèse présentée à l'Université Française du Pacifique, 1993.

Paris J-P. : *Géologie de la Nouvelle-Calédonie ; essai de synthèse*. Mémoire du BRGM, 1981.

Pelletier B. : *Les minerais de nickel silicatés de Nouvelle-Calédonie*. Brochure rédigée à l'attention des étudiants en sciences de la Terre de l'Université Française du Pacifique, 1989.

Pelletier B. : *Serpentinities in nickel ore from New Caledonia*. 1996.

Rigolot P. : *Prolongement méridional des grandes structures géologiques de Nouvelle-Calédonie et découverte de monts sous-marins interprétés comme un jalon d'un nouvel alignement de hot-spot*. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, 1988.

Rigolot P. : *Tectonique compressive récente le long de la marge Ouest de la Nouvelle-Calédonie/ Résultats de la campagne ZOE 400 du N/O Vauban (mars 1987)*. Compte-rendu de l'Académie des sciences, 1988.

Trotet F. : *Exhumation des roches de haute pression en Nouvelle-Calédonie (étude pétrologique et structurale, implications géodynamiques)*. Magistère, ENS, 1996. (non publié)



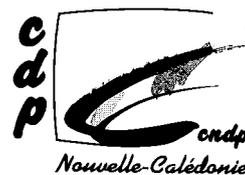
© CDP de Nouvelle-Calédonie, août 1999  
B.P. 215 - 98 845 Nouméa cédex  
Tél : (687) 24 28 28 - Fax : (687) 28 31 13

Tous les droits de traduction, de reproduction et d'adaptation réservés pour tous pays.

En application du code de la propriété intellectuelle, il est interdit de reproduire intégralement ou partiellement le présent ouvrage sans autorisation de l'éditeur. Cette reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait un délit de contrefaçon.

Directeur de publication : G. Dubrulle

Maquette et couverture : Yann Postic  
Coordination éditoriale : Éliane Jechoux  
Impression : Graphoprint - Nouméa



Réf : 976 B 125N - ISBN 2-913090-23-0

Dépôt légal août 1999



**Depuis plus de 300 millions d'années, une partie de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie évolue à la frontière entre deux grands ensembles géologiques : le continent du Gondwana qui, depuis, a dispersé ses pièces et l'océan Pacifique. Une position aussi stratégique a permis le développement, la mise en place et souvent la juxtaposition d'une grande diversité de roches volcaniques, sédimentaires, métamorphiques.**

**Certaines d'entre elles ont engagé le territoire de Nouvelle-Calédonie dans l'aventure minière dès le milieu du siècle dernier. D'autres, moins médiatiques, font des envieux parmi les géologues métropolitains et étrangers car elles posent de réels problèmes scientifiques. Leur étude approfondie devrait éclairer la communauté des spécialistes en sciences de la Terre sur certaines des conséquences de la tectonique des plaques et sur la genèse des grandes chaînes de montagnes.**

**Dans cet ouvrage, l'essentiel des grandes questions concernant la géologie de la Grande Terre et des îles Loyauté est abordé. Les notions générales, nécessaires à la bonne compréhension des phénomènes exposés, sont définies sur le moment ou dans un lexique.**

**Une illustration variée (cartes, coupes géologiques, schémas explicatifs, photographies de sites, de roches...) guide le lecteur tout au long d'un texte basé à la fois sur la chronologie des faits et sur leur interprétation qui tient compte des derniers développements de la recherche. Parfois, pour des questions non encore élucidées, plusieurs hypothèses sont proposées.**

**Cette remontée dans le temps nous éclaire sur le passé mouvementé de l'archipel néo-calédonien, responsable de la diversité de ses paysages et de sa flore.**

**Michel Picard, professeur de Sciences de la Vie et de la Terre, a enseigné la géologie à l'Université Française du Pacifique.**



**CENTRE DE  
DOCUMENTATION  
PÉDAGOGIQUE  
NOUVELLE-CALÉDONIE**



Réf : 976B125N  
ISBN 2-913090-23-0