

Cette planche dérive de la carte géologique d'ensemble à 1 : 200 000 de la Nouvelle-Calédonie dressée par le B. R. G. M. dans le cadre des travaux de synthèse (PARIS - 1980) effectués de 1977 à 1979 pour le compte de ce Territoire.

Cette synthèse et a fortiori la carte simplifiée qui en découle font le point des connaissances actuelles et intègrent dans un tout cohérent depuis les premières explorations géologiques (GARNIER - 1867; GLASSER - 1903; PIROUTET - 1917) les travaux essentiels de ARNOULD, AVIAS, ROUTHIER, ceux des chercheurs de l'ORSTOM et des Universités françaises et néo-zélandaises, jusqu'aux résultats les plus récents dont beaucoup sont encore inédits. Ces travaux récents ont été notamment réalisés par le B. R. G. M. à l'occasion du levé systématique de la carte géologique à 1 : 50 000, et par les groupes de travail du projet P. I. C. G. de corrélation stratigraphique Nouvelle-Calédonie/Nouvelle-Zélande d'une part, et de l'Action concertée D. G. R. S. T. « chromites primaires » d'autre part.

L'ensemble des données stratigraphiques, lithologiques comme les principaux événements tectoniques, volcaniques ou métamorphiques ont été résumés dans le tableau I.

La Nouvelle-Calédonie occupe une des dorsales situées entre le continent australien et les arcs insulaires actifs qui se relaient des îles Salomon jusqu'aux Nouvelles-Hébrides et des îles Samoa jusqu'à la Nouvelle-Zélande (planche 5).

Les terres émergées actuelles occupent le centre d'une structure large en moyenne de 70 km, longue de 800 km et puissante au maximum de 35 km dans sa région axiale (DUBOIS - 1979). Elles comportent, outre la nappe des ultrabasites, trois grandes régions correspondant à trois ensembles structuraux majeurs :

- le nord calédonien
- la Chaîne centrale
- la côte Ouest.

I. - LES PREMIERS ÉPISODES

A. - L'anté-permien

Cette formation constitue le noyau axial de la Grande Terre. Elle affleure dans les massifs de Karagreu - Boghen au sud et de Ouango - Netchaot au nord.

Ses assises sont faites de matériaux fins quartzo-feldspathiques, dominant généralement sur les minéraux ferromagnésiens. La structure pseudo varvée fine soulignée par des lits d'oligiste est caractéristique. Hormis de rares Radiolaires, aucune biophasse n'y est connue. Cette série ne montre pas de constituants détritiques grossiers ni d'apports continentaux.

En revanche, les restes de textures volcano-sédimentaires (feldspaths ou pyroxènes clastiques en particulier) sont parfois apparents. En intercalation dans cette série de tuffites, on rencontre des coulées basaltiques sous-marines à pillow-lavas, associées à des jaspes et tufs. Avant le Permien, cette série a été affectée par un métamorphisme à faciès schiste vert suivi d'un métamorphisme HP/BT (haute pression/basse température) à faciès schiste bleu. Ces métamorphismes sont synchrones d'un microplissement isoclinal qui semble avoir engendré essentiellement des structures tangentielles millimétriques ou centimétriques, à l'exclusion de grands plis.

B. - Permien et Trias inférieur

Permien et Trias inférieur sont cantonnés à la zone côtière occidentale et à la partie de la Chaîne centrale comprise entre Canala et Bouloupari. Dans la Chaîne centrale, Permien et Trias inférieur sont représentés par des tufs fins remaniés, issus d'un volcanisme-basalto-andésitique,

associés à des jaspes voisins de coulées sous-marines basiques. Quelques passées plus grossières de tufs polycolors peuvent leur être associées.

Sur la côte Ouest, si l'on retrouve des tufs remaniés et un volcanisme sous-marin basaltique (Téremba - Ourai), on observe également la présence d'un volcanisme acide avec dacites, rhyolites, ignimbrites, tufs rhyolitiques et andésitiques (AVIAS - 1953).

Les tufs remaniés, plus grossiers que dans la chaîne, sont généralement polycolors. Les gîtes fossilifères sont plus nombreux : le Permien a été daté par une faune à *Atomodesma* et *Attenuatella*, le Trias inférieur par une faune d'Ammonoides. Certains niveaux ont livré des empreintes végétales.

Avec les termes volcano-sédimentaires du Permien et du Trias inférieur, une paléogéographie se dessine entre la Chaîne centrale et la côte Ouest. Sur la côte Ouest, Permien et Trias inférieur, avec un volcanisme rhyolitique et andésitique, une faune épicontinentale et des débris végétaux, pourraient appartenir à un arc volcanique actif en partie émergé, situé en bordure d'une terre émergée occidentale. La série volcano-sédimentaire indifférenciée de la Chaîne centrale, avec de fortes épaisseurs de sédiments remaniés très fins, distaux par rapport à la source d'alimentation (arc volcanique occidental), une faune rare et un volcanisme moins bien différencié, se situerait au large du système d'arc volcanique envisagé. Un bassin d'avant-fosse (« arc trench gap ») pourrait être évoqué pour cette zone de sédimentation.

Du Dévonien au Carbonifère, la bordure orientale du Gondwana est décrite comme une marge continentale en cours d'accrétion (PACKHAM - 1973). Volcanisme d'arc et bassins marins permien sont connus sur la bordure sud-est de l'Australie (bassins de Gympie et de Maryborough, Nouvelle Galles du Sud). Nous pouvons concevoir que le segment volcanique et volcano-sédimentaire néo-calédonien soit né il y a 280 Ma environ sur la marge externe du Gondwana, dans le prolongement nord de ce système, au nord-est du Queensland actuel.

Au Trias inférieur, volcano-sédimentaire, fait suite une formation terrigène azoïque : la formation de Moméa. Faites de siltites et d'arénites, elle peut appartenir au Trias moyen ou encore être rapportée p.p. au Trias inférieur. Les conditions de dépôt de cette période annoncent un régime de sédimentation qui va se poursuivre en s'affirmant durant tout le Mésozoïque.

II. - LES GRANDES ÉTAPES DU SECONDAIRE

A. - Trias moyen p.p. à Jurassique supérieur

Cet ensemble (figuré en rose sur la carte) constitue l'une des unités lithostratigraphiques majeures de l'échelle néo-calédonienne.

On peut y reconnaître trois mégaséquences bien calées par macrofaune. Les termes sédimentologiques extrêmes de chaque séquence (formation volcano-sédimentaire et formation terrigène dite « à charbon ») résultent du mélange en proportion variable de matériaux provenant d'une part d'une source volcanique (arc volcanique), d'autre part d'apports détritiques issus de terres émergées.

- la première séquence s'étage du Ladino-Carnien au Norien supérieur-Rhétien ;
- la seconde s'amorce avec le Lias et tend au Dogger vers le pôle terrigène qui n'est pas atteint ;
- une lacune importante du Callovien au Kimméridgien lui succède ;
- la troisième mégaséquence s'inscrit entièrement dans le Jurassique supérieur, où coexistent formation volcano-sédimentaire et formation « à charbon ».

Ces séquences se retrouvent à la fois sur la côte Ouest et dans la Chaîne centrale, où la présence de biotopes en place, liée à celle des formations « à charbon », interdit de voir une fosse profonde, ce qui implique pour ces deux zones des conditions paléogéographiques similaires et une même position géotectonique.

Sur la côte Ouest, la présence de tufs remaniés à ciment carbonaté fréquent et parfois abondant, de biseaux stratigraphiques nombreux, de ravinelements et de riches gisements fossilifères, liés à l'épaisseur réduite des séquences, situe ces faciès sur la marge littorale du bassin de sédimentation.

Dans la Chaîne centrale, l'on s'éloigne de cette bordure. Les gîtes fossilifères sont rares et l'épaisseur des séquences est plus importante. L'abondance des formations volcano-sédimentaires, tufs remaniés ou conglomérats volcaniques à ciment rare ou absent, dénote, dans la partie méridionale de cette entité structurale, le voisinage de la source volcanique. Les formations « à charbon » constituent, comme sur la côte, le terme ultime des mégaséquences.

Compte tenu de cette évolution des faciès et du jeu décrochant de la faille ouest-calédonienne lors de l'orogénèse du Crétacé inférieur, nous considérons que l'essentiel de la zone de sédimentation néo-calédonienne pourrait se situer au nord d'un arc volcanique et être assimilable à un bassin d'avant-fosse (« arc trench gap basin »). Elle correspondrait alors, dans les reconstitutions envisagées pour le Trias et le Jurassique néo-zélandais, aux bassins dans lesquels se déposaient les sédiments du Murihiku supergroup et du Morrinsville faciès (BRADSHAW et al. - 1979).

La zone littorale occidentale aurait pu se situer dans le prolongement de l'arc volcanique pressenti et constituer une portion insulaire de cette guirlande volcanique.

Dans le bassin, sur l'emplacement de la Nouvelle-Calédonie, après le dépôt du Trias inférieur et des assises terrigènes de Moméa, interviennent des mouvements nettement perceptibles sur la côte Ouest. Ces mouvements provoquent sur sa bordure l'individualisation d'un haut-fond de Moindou à la baie de Saint-Vincent, en rejetant vers le centre du bassin les dépôts du Ladinien (?). Ce haut-fond avoisinant des terres émergées est progressivement envahi et surmonté par les dépôts du Carnien, puis du Norien, période à laquelle la transgression sur le haut-fond occidental se généralise. Dans la Chaîne centrale, la série est plus complète et les strates sont concordantes.

La mégaséquence qui débute au Lias témoigne encore de mouvements du substrat, comme l'attestent les faciès généralement grossiers de cette époque et les ravinelements observés localement.

Au Dogger interviennent des changements, tant sur la côte Ouest que dans la chaîne. Dans les régions occidentales, le caractère grossier des sédiments, la présence de nombreuses figures sédimentaires (slumps etc...), ainsi que l'évolution de la séquence vers le pôle terrigène, témoignent de l'instabilité de cette zone. L'absence de Dogger dans la majeure partie de la Chaîne centrale laisse présumer l'existence sur son emplacement d'un mouvement positif et la création d'un haut-fond.

Au Tithonique, la mer transgresse sur ce haut-fond, comme en témoigne la discordance cartographique de la formation « à charbon » de cet âge sur le substrat triasico-liasique. La disposition de ces terrains met en évidence dans cette zone l'existence de deux bombements anté-tithoniques sur l'emplacement des massifs de Ouango-Netchaot et Karagreu-Boghen.

Ces mouvements précèdent l'importante phase orogénique du Crétacé (Rangitata Orogeny), responsable en Nouvelle-Calédonie de la lacune du Crétacé anté-sénonien.

B. - L'orogénèse néo-cimmérienne (Crétacé inférieur) ou Rangitata

La tectogénèse néo-cimmérienne responsable de l'émersion généralisée de l'ensemble du bâti s'est traduite par un plissement accompagné par un métamorphisme de faible degré. Dans les assises mésozoïques anté-sénoniennes, les plis de vaste amplitude transversale et horizontale, droits ou plus généralement déversés vers le sud-ouest, ont une direction moyenne N 100° à N 120°. En outre, l'existence, sous la discordance du Sénonien transgressif, de plusieurs blocs structuraux juxtaposés le long de grandes lignes de fractures implique un jeu décrochant de ces dernières, parmi lesquelles l'« accident ouest-calédonien », déjà esquissé au Jurassique moyen. Des contraintes transversales postérieures au plissement majeur sont perceptibles. Dans les terrains anté-permiens, un plissement d'amplitude variable, de même style que celui des plis observés dans la série mésozoïque, succède à un plissement régulier en chevrons. Dans les terrains indifférenciés du nord du Territoire, il est impossible de faire la part des déformations anté-sénoniennes masquées par les déformations tertiaires.

Au cours de ces déformations ont été extrudés les massifs plutono-volcaniques centraux de Pocquereux, Koh, Tarouimba-Sphinx et Cantaloupai. Le volcanisme de ces massifs qui comportent gabbrs, dolérites, basaltes à pillow-lavas, tufs et roches acides (rhyolites, andésites) est à rapporter pour certains (Koh-Tarouimba) au Permio-Trias, pour d'autres (Pocquereux) au Trias-Lias.

Cette orogénèse est connue en Nouvelle-Zélande sous le nom de Rangitata Orogeny (GRINDLEY - 1961 ; FLEMING - 1970).

C. - Le Sénonien

Les dépôts transgressifs et discordants du Sénonien fossilisent les structures de l'orogénèse néo-cimmérienne et en particulier l'« accident ouest-calédonien ».

Les premiers sédiments datés par fossiles se distribuent dans des zones externes par rapport au bâti axial : nord Calédonie (Diahot), bassin de Nouméa et formation des basaltes. La transgression campano-maestrichtienne s'étend ensuite sur la zone axiale qui est partiellement envahie.

Le Sénonien associé à la formation des basaltes (cf. infra) a un faciès particulier fait d'argilites kakis et de tufs fins remaniés fossilifères.

La majorité des faciès transgressifs est, par contre, représentée par des dépôts détritiques terrigènes : conglomérats fluvio-deltaïques, siltites, arénites. Les débris végétaux sont fréquents. L'on y rencontre également de véritables assises charbonneuses (Tiéta - Ouaté - Moindou - Nouméa).

Dans la région de Nouméa, sont associées à ces faciès des passées éruptives rhyolitiques et doléritiques que l'on retrouve également dans le bassin du Diahot (ESPIRAT - 1953). Dans cette région, le Sénonien se caractérise par la disparition de la faune saumâtre et un épaississement de la série liée à une homogénéisation des faciès due à la rarefaction des produits détritiques grossiers. La macrofaune d'Inocérames récoltée dans cette série s'étage du Coniacien au Campanien.

La transgression crétacée n'a pas laissé de témoins sur le haut-fond occidental (Moindou - Saint-Vincent). Elle a longtemps épargné, dans la région centrale, les zones hautes émergées que constituaient les massifs de Karagreu - Boghen et Ouango-Netchaot comme en témoigne la présence, sur leur revers occidental, des conglomérats continentaux à fluvio-deltaïques de la Congo (ROUTHIER - 1953), de la Mécouagna et du Mé Pin (GONORD - 1977).

Les zones d'alimentation de la sédimentation sénonienne sont à rechercher, non seulement sur place, par érosion des reliefs créés lors de l'orogénèse crétacée, mais également à partir d'une terre émergée occidentale, comme en témoignent la polarité sédimentaire observée dans le « prisme sédimentaire » du nord et la présence, au sein des sédiments, d'éléments d'un socle précambrien (ARONSON, TILTON - 1971) inconnu dans le bâti émergé actuel.

D. - La formation des basaltes

Cette formation affleure largement sur la côte occidentale de l'île, depuis Koumac jusqu'à Bourail. Plus au sud, on la trouve, d'une part en affleurements discontinus depuis Bouloupari jusqu'à Païta, d'autre part en un liseré d'écaïles chevauchantes sur le front de la nappe des péridotites, depuis l'île Ouen jusqu'au col de Nassirah ainsi que sur la côte Est.

Il s'agit d'un ensemble qui comporte des gabbrs, des dolérites, des basaltes associés à de nombreuses intercalations sédimentaires.

Cette formation est accidentée de petits dykes ou stocks dioritiques très subordonnés ; des intercalations de cinérites, ou de tufs rhyolitiques, peuvent y être également observés.

Elle présente des caractères magmatiques de séries tholéitiques et calco-alcalines qui pourraient les situer sur une marge continentale dans un environnement d'arc insulaire.

Étages Internationaux		Étages Néo-zélandais (Mésozoïque)	Age en M.A.	CÔTE OUEST	CHAÎNE CENTRALE	NORD CALÉDONIEN	Fossiles caractéristiques	Volcanisme	Orogénèses	Métamorphismes	Événements majeurs dans le pacifique S. O.
QUATÉNAIRE	HOLOCÈNE			- 11m - - 40m - - 105 - - 221 -	Retour de la mer au niveau actuel - Transgression marine holocène (2m au-dessus de l'actuel) - Variations eustatiques encoches littorales - marais exondés - Edification - Gauchissements et soulèvements des récifs de Goro et de l'île des Pins - Subsidence - Formation détritique - Littorale de Mucio						
	PLEISTOCÈNE										
TERTIAIRE	NÉOGENE	PLIOCÈNE		1.8							
		Supérieur	5								
	MIOCÈNE	Inférieur		22.5							
	PALÉOGENE	OLIGOCÈNE		37							
		Supérieur									
		ÉOCÈNE									
		Moyen									
		Inférieur		55							
	PALÉO-CÈNE		65								
CRÉTACÉ	SUPÉRIEUR	Maestrichtien	Haumurien								
		Campanien	Piripauan								
		Santonien	Teratan								
		Coniacien	Mangaotanean								
		Turonien	Arrowhanan								
	INF.	Cénomane	Ngaterian								
		Albien	Motuan								
		Urtawan									
		Aptien	Korangan								
		Néocomien	Mokoiwan								
JURASSIQUE	SUPÉRIEUR	Puroan		140							
		Ohanan									
		Heterian									
	MOYEN	Kiméridgien									
		Oxfordien									
		Callovien									
		Bathonien									
		Bajocien									
TRIAS	LIAS	Aalénien	Uruoran	170							
		Toarcien									
		Pléinsbachien									
		Sinemurien	Aratauran								
		Hettangien									
	SUP.	Rhétien	Waprian	195							
		Norien	Otamitan								
		Carnien	Oretian								
		Ladinien	Kalkuan								
		Anisien	Etalian	210							
PERMIEN	INF.	Spathien									
		Dienierien	Malakovian								
ANTÉ-PERMIEN (âge indéterminé)	Supérieur			230							
	Moyen			270							
	Inférieur			280							

TABLEAU I - RÉCAPITULATION DES GRANDS TRAITS DE LA LITHOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE.

Certaines argilites (faciès Koné) ont fourni une faune d’Inocérames du Sénonien et des micrites, associées à des coulées volcaniques sous-marines, ont livré une faune de Globigérines du Paléocène. Certaines passées volcaniques intrastratifiées avec les sédiments de l’Eocène moyen seraient à rattacher à ces formations qui s’étageraient ainsi du Crétacé à l’Eocène moyen.

Si très souvent l’allure des contacts de cette formation avec les séries encaissantes a pu donner lieu à des hypothèses allochtonistes (GONORD - 1977) confortées par le caractère sous-marin des coulées et par leur chimisme aberrant proche de celui des tholéites océaniques, les données analytiques et celles de terrain nous permettent d’envisager une autre hypothèse: sur la côte Ouest, le volcanisme pourrait s’apparenter aux manifestations éruptives sous-marines, nées lors de l’ouverture de petits fossés d’arrière arc comparables par leurs dimensions aux fossés hébridaïs récemment étudiés (DUBOIS et al. - 1975).

Ces épanchements se seraient faits du Sénonien à l’Eocène, au voisinage du site de la géosuture ouest-calédonienne, lors des mouvements en dis-tension, au cours desquels ont été également engendrés les bassins du flysch.

III. - LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE

A. - Paléocène - Eocène supérieur : l’orogénèse alpine

Les principaux affleurements de cette période se distribuent essen-tiellement dans la partie occidentale de la Grande Terre (cf. sillon de ROUTHIER - 1953). On en trouve des témoins isolés sur la côte Est et dans la Chaîne centrale.

Trois ensembles (GONORD - 1977) lithostratigraphiques (indifférenciés sur cette planche), séparés par des surfaces d’érosion et des discor-dances locales, se succèdent.

1. - Paléocène-Eocène inférieur

A des sédiments détritiques fins siliceux (arérites siliceuses plus que véritables phtanites) s’associent parfois des lentilles de micrites à Globigérines. Ils sont datés du Paléocène-Eocène inférieur, essentiellement par la faune de Globigérinides et par leur position relative entre Maestrichtien et Eocène moyen fossilifères.

Cette formation « phtanitique » correspond à une sédimentation en eau profonde durant une période de calme orogénique.

2. - Eocène moyen à supérieur p.p.

A l’Eocène moyen et supérieur, la mer envahit le bâti calédonien en grande partie émergé et érodé après le dépôt de la série phtanitique et la régression de la fin de l’Eocène inférieur, avec laquelle débutent les mou-vements alpins.

Cette transgression laisse subsister deux zones hautes, localisées sur l’emplacement de la Chaîne centrale d’une part, et de la paléostructure permo-jurassique Moindou-Saint-Vincent d’autre part.

En bordure de ces reliefs s’instaure une sédimentation épicontinentale carbonatée. L’on assiste dans cette zone à des tentatives d’édifications récifales témoignant d’un climat chaud et d’eaux agitées peu profondes. Au sud du haut-fond « Chaîne centrale », de part et d’autre d’un seuil situé au droit de la culmination axiale du paléorelief Moindou-Saint-Vincent (seuil de Oua-Tom), naissent des bassins subsidents, dans lesquels s’accumule une série détritique carbonatée de type flysch.

Le bassin subsident de Bourail s’ouvre au sud de la paléostructure de Bourail-cap Goulvain, active à cette période, limite sud de la partie épi-continentale du bassin.

Dans le bassin de Nouméa-Bouloupari, deux zones isopiques s’indi-vidualisent de part et d’autre d’une paléostructure (faille flexure), axée sur une ligne Magenta - Gadji - Bouloupari, prolongement possible de la paléostructure Bourail-cap Goulvain.

Les épanchements basaltiques qui ont débuté au Sénonien, après s’être poursuivis durant le Paléocène, continuent à se manifester, jusqu’à cette période (cf. supra).

Sédimentation et paléogéographie traduisent l’existence à l’Eocène moyen et supérieur de mouvements importants à composante essen-tiellement verticale. Ils sont associés à une intense activité tectonique qui s’inscrit dans l’orogénèse alpine, dont l’apogée, avec l’obduction et le charriage des péridotites, est contemporaine du dépôt des sédiments tec-togènes de l’Eocène terminal.

3. - Eocène terminal

A l’Eocène terminal, de grands changements interviennent dans la paléogéographie d’ensemble.

La Chaîne centrale est émergée et recouverte en partie par la nappe des péridotites, dont le charriage en cours n’atteindra sa position définitive dans le sud du Territoire qu’après cette période. Cet ensemble structural a joué le rôle de môle rigide lors de l’orogénèse alpine: les structures acquises lors de l’orogénèse néo-cimmérienne ont été peu perturbées par le charriage des ultrabasites.

Les dépôts marins transgressifs sont alors cantonnés à la côte Ouest du Territoire. Caractérisés par le remaniement de formations volcaniques essentiellement basaltiques, ces dépôts apparaissent à Népoui, Bourail et entre Bouloupari et Nouméa, dans des diverticules de bassins marins subsidents ouverts à l’ouest.

A Népoui, l’un de ces diverticules a laissé des témoins marins trans-gressifs sur les ultrabasites du massif de Kopéto, datant ainsi avec préci-sion en ce point le charriage des péridotites (PARIS et al. - 1979). Sous l’influence des mouvements d’avancée de la nappe des péridotites, la for-mation des basaltes de Poya-Bourail, pincée entre les blocs sialiques côte Ouest et Chaîne centrale, se déplace du nord-ouest vers le sud-est et participe aux mouvements de la paléostructure Bourail-cap Goulvain.

Celle-ci se moule sur le paléorelief anticlinal ennoyé de Moindou et acquiert ainsi sa structure arquée si caractéristique. Cette paléostructure émergée, limite nord du bassin subsident de Bourail, est progressivement transgressée par la mer de l’Eocène supérieur. Les mouvements synsédi-mentaires provoquent l’accumulation à son voisinage des produits détri-tiques grossiers qui viennent s’indenter dans la série flysch du remplis-sage du bassin.

Entre Bouloupari et Nouméa, les mouvements tectoniques postérieurs au dépôt de l’Eocène carbonaté sont responsables d’une émerision généra-lisée antérieure à la transgression de l’Eocène terminal. Cette transgre-sion se déplace sur une surface d’érosion. Un bassin subsident se déve-loppe, dont les dépôts de type flysch fossilisent les structures plissées antérieures et les épanchements volcaniques de la même région. Au sein de ce bassin subsident, des mouvements synsédimentaires font rejoiner les paléostructures et accumulent à leur voisinage des dépôts brécho-conglomératiques qui les soulignent.

L’absence de faciès de bordure de bassin, au voisinage de la paléo-structure Moindou-Saint-Vincent, nous conduit à penser que celle-ci était alors immergée.

C’est postérieurement au dépôt de l’Eocène supérieur que, dans le sud du Territoire, les péridotites se sont mises en place sur leur site actuel (massif du sud). En effet, c’est à ce charriage ultime vers l’ouest que l’on peut penser attribuer l’exagération des déversements et l’écaillage des séries sédimentaires entre la baie de Saint-Vincent et Nouméa, écaillage dans lequel sont impliquées des formations de l’Eocène terminal.

Dans le nord du Territoire, un métamorphisme de haute pression (ESPIRAT - 1963 ; BLACK - 1970, 1973 ; BROTHERS - 1974 ; BRIGGS - 1977) est contemporain de cette période et de la mise en place des ultrabasites. Ce métamorphisme affecte les séries paléozoïques, méso-zoïques et tertiaires de la partie nord orientale de la Grande Terre : d’où le nom d’arc métamorphique septentrional. Le gradient va du sud-ouest vers le nord-est. Le faciès à glaucophane avec grenats, albite et amphibole calcique est atteint dans la série des micaschistes du mont Panié. Des plis isoclinaux synmétamorphiques à axes de direction nord-nord-est/sud-sud-ouest, subhorizontaux ou faiblement pentés vers le sud-ouest à l’origine, apparaissent dans la partie la plus profonde de ce bâti métamorphique. Ces plis sont synchrones dans la zone moins métamorphique (au sud-ouest du bas Diahot) de plis de direction nord-nord-ouest/sud-sud-est et à schistosité de plan axial conforme à celle des plis précédents. Le contraste dans les directions de ces défor-mations entre ces deux régions témoignerait du réajustement de contraintes le long, soit d’une suture active intraplaque, soit de la limite entre plaque Pacifique et Australienne (BRIGGS et al. - 1978).

B. - Remarques sur la nappe des péridotites

Les massifs de péridotites de Nouvelle-Calédonie sont actuellement interprétés comme un copeau de lithosphère océanique, charrié à l’Eocène supérieur depuis le nord-est de l’île, sur le socle sialique néo-calédonien et disséqué par l’érosion. La nappe des péridotites est principalement constituée de harzburgite massive, avec intercalation de niveaux rubanés harzburgitiques et pyroxénitiques. D’abondantes masses dunitiques, d’importance très variée, forment des poches aux limites digi-tées ou non, auréolées de cheveux et d’excroissances dunitiques. Les plus volumineuses de ces masses affleurent uniquement au sud de l’île et sont parfois surmontées de roches ultramafiques à mafiques (dunites, gabbros), aux structures de cumulats (Montagne des Sources, Nahoué, Prony).

Un important cortège de filons, plus abondants sur la partie est de la nappe, est associé aux poches dunitiques ; ces filons présentent des termes ultramafiques à mafiques. Enfin, des intrusions tardives acides recoupent la nappe ultramafique et parfois son substratum (granodiorites de Koum et de Saint-Louis).

Dans le massif de Tiébaghi affleurent des lherzolites et des lherzolites à feldspath (MOUTTE - 1979). Ces roches se placeraient, pour certains auteurs, à la partie supérieure du complexe ophiolitique, dans une posi-tion analogue aux cumulats du massif du Sud. D’importantes concentra-tions de chromite (mines Tiébaghi, Fantoche) se situent là au contact harzburgites-lherzolites.

Hormis les roches à structure cumulatique, la nappe ultramafique est affectée par une déformation plastique « pénétrative », engendrant folia-tions et linéations. L’ensemble est par la suite déformé par des plis ouverts métriques à kilométriques et faillé par un système de fractures complexes qui ont joué à plusieurs reprises après le charriage.

Si les directions des plans de foliation sont assez dispersées, les linéations, grossièrement perpendiculaires aux filons de pyroxénites in situ, conservent une direction remarquablement homogène sur l’ensemble des massifs de Nouvelle-Calédonie : elles montrent une orientation moyenne assez constante nord-sud (PRINZHOFFER et al. - 1980). Ces linéations seraient perpendiculaires à la ride océanique, d’où seraient originaires les péridotites de Nouvelle-Calédonie (NICOLAS et al. - 1972, 1973), et dont la direction serait ici est-ouest.

C. - Oligo-miocène

Après le dépôt des sédiments tectogènes du flysch de l’Eocène supé-rieur, synchrone de la mise en place de la nappe des péridotites, survient un épisode régressif marqué par la lacune de l’Oligocène, lié à la surrec-tion d’ensemble du bâti sialique.

C’est au Miocène inférieur que la mer envahit à nouveau le bâti émergé, soumis à l’érosion et à l’altération continentales. Dans la région de Népoui, où affleurent les témoins marins de cette période, cette trans-gression débute par des conglomérats fluvio-deltaïques, alimentés par le substrat et par les produits d’altération des massifs de péridotites voisins.

Ces décharges détritiques persistent et gênent le développement des constructions récifales pendant le dépôt des calcaires marins transgre-sifs qui constituent, à Népoui, le dernier terme affleurant de la séquence miocène. Dans cette zone, plusieurs épisodes pédogénétiques, accom-pagnés de cuirassement, témoignent de variations du niveau de base, liées à la grande instabilité de ce domaine côtier.

Ces altérations et cuirassements néogènes sont à mettre en rapport avec les processus qui, à cette époque, et probablement depuis la surrection

oligocène, ont affecté les massifs de péridotites et sont responsables de la formation des gisements de nickel (planches 40 et 41).

Aux îles Loyauté, une sédimentation récifale s’installe également au Miocène inférieur sur le substrat volcanique (BAUBRON et al. - 1976), alors qu’ont lieu les dernières manifestations éruptives (île Maré). Des mouvements différentiels et des gauchissements importants affectent, dès cette période, le bâti sialique.

Ces mouvements expliquent la présence à plus de 450 m de profondeur (DANIEL et al. - 1976) au sud de l’île des Pins, de calcaires récifaux du Miocène supérieur et la position actuelle du pointement calcaire marin de la même période à l’île Art dans l’archipel des Belep.

Ces déformations post-charriage et leur suite se marquent essen-tiellement au sein de la nappe et du bâti sialique par une succession de phases en extension-compression, puis extension, qui peuvent expliquer la reprise d’éléments de la nappe le long d’accidents du socle, comme l’effondrement d’importants panneaux d’ultrabasites entre de grandes zones de fractures : à la faveur d’un de ces effondrements ont été conser-vés, dans la partie méridionale du massif du Sud (Montagne des Sources, Nahoué, Prony), des témoins des termes supérieurs dunito-gabbroïques du complexe ophiolitique.

D. - Du Miocène à l’actuel

Après l’envahissement partiel du bâti calédonien par la mer du Miocène inférieur, faisant suite à l’émerision généralisée probable de l’Oligo-Miocène, le mouvement de surrection reprend et se poursuit durant la période mio-piocène.

Seuls quelques témoins continentaux et littoraux très localisés peuvent avec précaution être rapportés à cette période (formation de Muéo et du Goa N’Doro). Des gauchissements de la lithosphère sont accompagnés d’une fracturation à mettre en relation avec l’extension induite par cette surrection. La limite du bâti émergé est alors repoussée au-delà du récif-barrière actuel.

Celui-ci se développe ensuite durant le Pléistocène et l’Holocène (COUDRAY - 1975) lors d’un mouvement de subsidence d’au moins 226 m d’amplitude, entrecoupé de périodes d’émerision. Celles-ci sont corrélées avec les périodes « arides » de régression des grandes phases glaciaires, au cours desquelles ont pu s’édifier au Würm et au Riss des cordons dunaire ou littoraux (éolianites). Le développement du récif-barrière est, quant à lui, contemporain des périodes chaudes inter-glaciaires.

Au cours du Pléistocène, et surtout à la fin de cette période, des mouve-ments tectoniques sont responsables en particulier de la surrection des récifs de Yaté, de l’île des Pins et des îles Loyauté. Ces mouvements sont mis en relation (DUBOIS et al. - 1973) avec le bombardement de la plaque Australienne avant son plongement sous la plaque Pacifique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Toutefois, il semble que les mouve-ments tectoniques locaux (LAUNAY - com. pers.) aient été prépondérants dans la zone Mamié-Goro-île des Pins.

A l’Holocène, les côtes de la Nouvelle-Calédonie portent la trace de varia-tions eustatiques d’un niveau marin généralisé contemporain du dépôt alluvial récent des vallées actuelles (encoches, terrasses marines, platiers, marais et placages coralliens exondés). Ce niveau marin aurait atteint son optimum il y a environ 2 000 ans, en régressant ensuite pour s’abaisser de 2 m environ jusqu’à atteindre le niveau actuel.

Ainsi finit d’être façonné l’édifice néo-calédonien actuel constitué dès le Permien, il y a 280 millions d’années, sur la marge externe du continent de Gondwana.

L’histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie comporte encore nombre d’interprétations et d’hypothèses à étayer qui devraient permettre d’orienter les recherches futures.

J.-P. PARIS
B. R. G. M.

Orientation bibliographique

ARNOULD (A.) - 1958. Etude géologique de la partie nord-est de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Univ. Paris*. t. 29. n° 3, pp. 475-479 (Résumé de Thèse).

AVIAS (J.) - 1953. Contribution à l’étude stratigraphique et paléonto-logique des formations antécétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. *Sc. Terre*. t. 1. n° 1-2. Nancy, 276 p.

BRIGGS (R.-M.), LILLIE (A.-R.), BROTHERS (R.-N.) - 1978. High pressure regional metamorphism in the Diahot area. New-Caledonia. *Bull. BRGM*. sect. IV. n° 3, pp. 171-189.

ESPIRAT (J.-J.) - 1963. Etude géologique de régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémité nord et versant est). Thèse doct. Etat. Clermont-Ferrand, 217 p.

GONORD (H.) - 1977. Recherches sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie, sa place dans l’ensemble structural du Pacifique sud-ouest. Thèse doct. Etat. Montpellier, 341 p.

GUILLON (J.-H.) - 1975. Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d’appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mémoire ORSTOM*. n° 76., pp. 11-120.

PARIS (J.-P.) - 1981. Géologie de la Nouvelle-Calédonie : un essai de synthèse. *Mémoire BRGM*. n° 113.

ROUTHIER (P.) - 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Bogenh et la pointe d’Arama. *Mém. Soc. Géol. Fr.* N. S. t. 32. n° 67. Paris, pp. 1-127.

TRESCASES (J.-J.) - 1975. L’évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickéli-fères de Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. Etat. 1973. *Mémoire ORSTOM*. n° 78. pp. 1-278.

– les cartes et notices explicatives de la Nouvelle-Calédonie à l’échelle du 1 : 40 000 et du 1 : 100 000 (Mission ORSTOM), à l’échelle du 1 : 50 000 (B. R. G. M.).

– la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l’échelle du 1 : 200 000 (B. R. G. M.).

GÉOLOGIE

GEOLOGY

New Caledonia emerged on a ridge situated between the australian continent and the eastern active island arcs (Solomon, Vanuatu, Tonga, Kermadec).

The construction of the present sialic pile began before the Permian, 280 Million years ago on the outer limit of the Gondwana land.

I. - The first stages

The oldest terranes wich constitute the axial core of the island are quartzo-felspathic schists, foliated, folded and metamorphosed during a major tectonic event before Permian. Remains of Permian and Lower Triassic deposits are represented in the central Chain and West coast by volcanoclastic sediments and acid volcanics.

II. - The major stages of the Mesozoic

The sedimentary pile from Middle Triassic to Upper Jurassic consti-tutes one of the major stratigraphic units and shows three major sequences. Each sequence initiates by a volcano-sedimentary lower unit grading upwards into a detrital terrigenous upper unit.

The volcanoclastic elements derive from an active island arc located in the southern edge of the sedimentary basin (arc trench gap basin). The terrigenous elements come from the emerged part of the island arc and perhaps from a western continental mass. As a result of intratriassic and Jurassic movements sedimentary gaps and local unconformities appear mainly on the West coast. Then the major cretaceous orogenic phase (Rangitata orogeny) occurs with folding, faulting and light metamorphism ; a general emersion follows.

The West coast volcanic formation is cretaceous to Middle Eocene in age. This volcanism could be linked with an eruptive underwater activi-ty.

III. - The Tertiary and Quaternary period

The formations corresponding to this period, are mainly found on the west side of the island. Sedimentation was associated with an intense tectonic activity in connection with alpine orogeny. The paroxysmal phase of these movements was marked by the obductions and overthrust of a peridotite nappe and was contemporaneous with the deposit of Upper Eocene tectogenic sediments (flysch). In the northern part of the island, this phase was accompanied by high pressure metamorphism.

The peridotite sheet is regarded as a tectonic slab of oceanic lithos-phere (i. e. an ophiolitic complex) overthrust from the north-east of the island on to the sialic pile during the Upper Eocene. This mass is composed of harzburgite with overlying dunito-gabbroic patches out-cropping in some down faulted blocks. The oligocene gap is a result of the uplift of the whole sialic structure. Sedimentation started again during the Miocene along the present shore line.

In the Loyalty islands a Miocene reef complex was built up during the last activity of this volcanic chain.

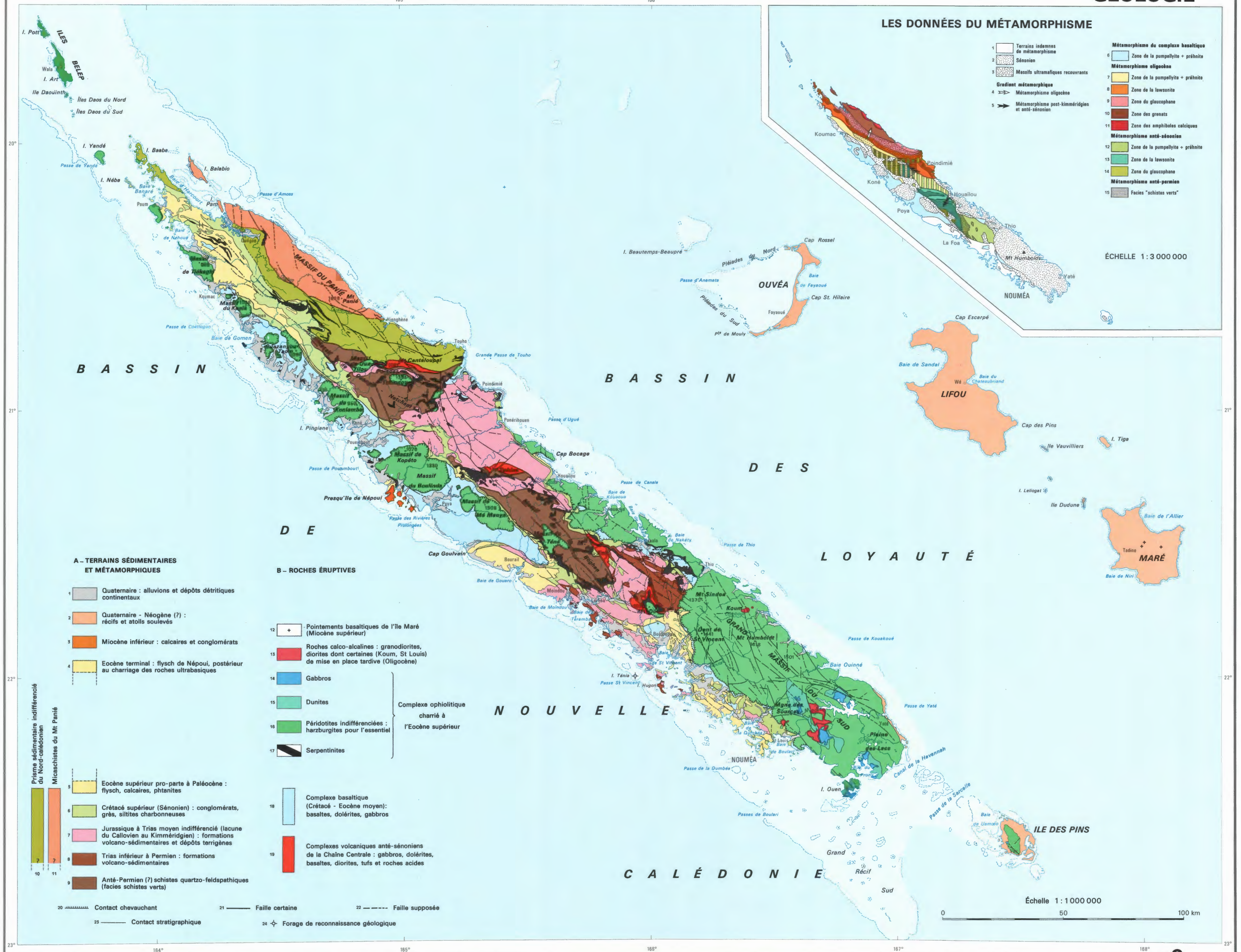
The present barrier reef grew during Pleistocene and Holocene. Tec-tonic movements again gave rise to the uplift of reefs at Yaté, Isle of Pines and around the Loyalty islands.

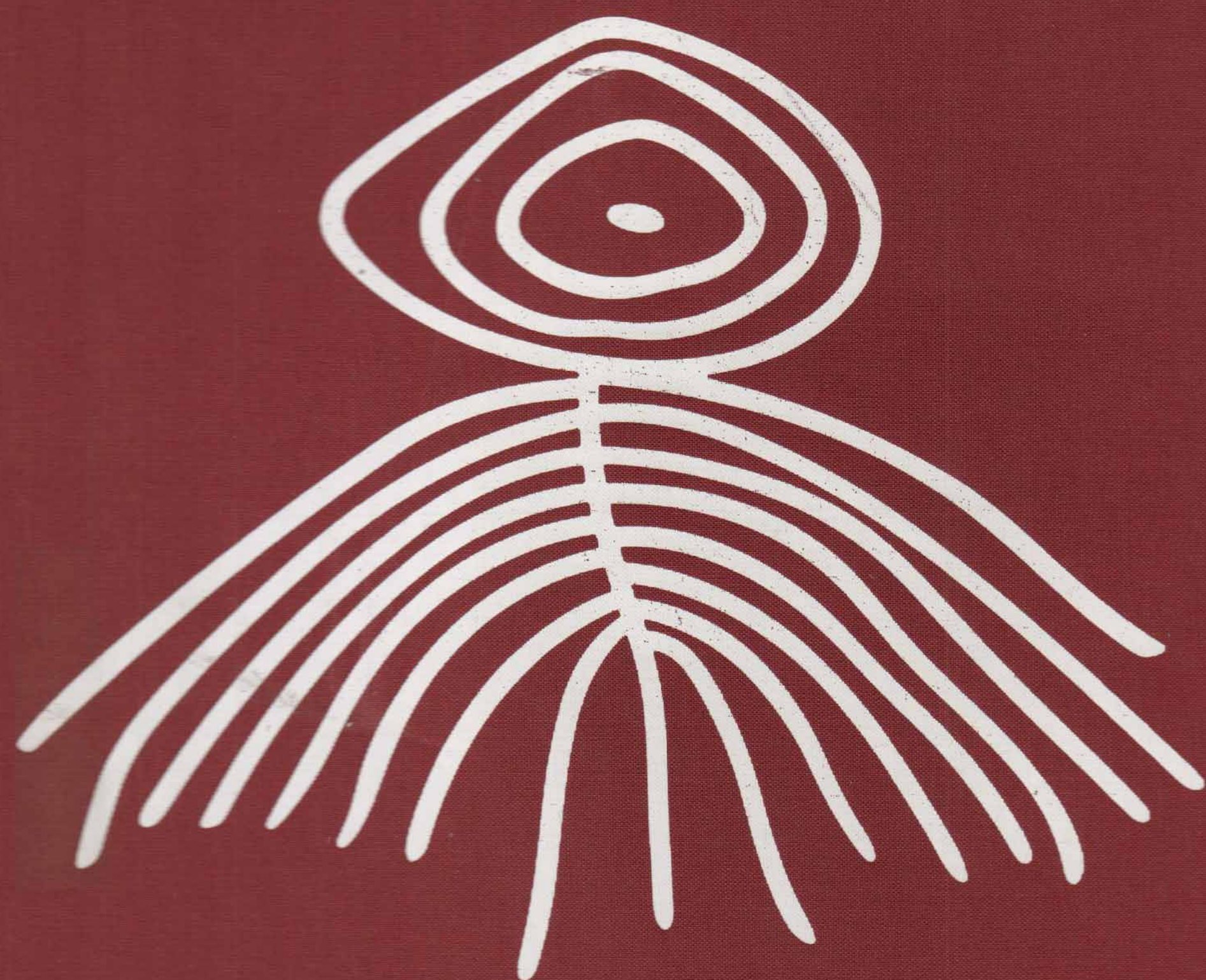
KEY A. - METAMORPHIC AND SEDIMENTARY FORMATIONS - Quaternary : alluvium and continental detrital deposits - Quaternary : Neogene (?) uplifted reefs and atolls - Lower Miocene : limestones and conglomerates - Terminal Eocene : Népoui flysch, post dating the overthrust of the ultrabasic rocks - Upper Eocene (pro-parte) to Paleocene : flysch, limestones, phthanites - Upper Cretaceous (Senonian) : conglomerates, sandstones, Coal bearing siltstones - Undifferentiated Middle Triassic to Jurassic (Gap from Calloven to Kimmeridgian) : volcano-sedimentary and terrigenous deposits - Permian to Lower Triassic : volcano-sedimentary formations - Pre Permian (?) quartzo feldspathic schists (green schist facies) - North Caledonian undifferentiated sedimentary prism - Mont-Panié micaschists B. - IGNEOUS ROCKS - Basaltic occurrence of Mare Island (Upper Miocene) - Calco-alkaline rocks : granodiorites, diontes. Some of them (Koum, Saint-Louis) are late intrusive (oligocene) - Gabbros - Dunites - Undifferentiated peridotites : mainly harzburgites ; ophiolitic complex overthrust during the Upper Eocene - Serpentinites - Basaltic complex (Cretaceous to Middle Eocene) : basalts, dolerites, gabbros - Pre-senonian volcanic complexes of the central Chain : gabbros, dolerites, basalts, diontes, tuffs and acidic rocks - Overthrust or thrust - Fault - Fault inferred - Normal contact - Exploration drill hole	METAMORPHIC DATA - Unmetamorphosed formations (except Senonian) - Senonian - Overthrust ultramafic massifs Metamorphic gradient - Oligocene metamorphism - Pre-senonian and post-Kimmeridgian metamorphism Metamorphism in the occidental basaltic complex - Pumpellyite - prehnite zone Oligocene metamorphism <table> <tr> <td>7 Pumpellyite - prehnite zone</td><td>12 Limit of the garnet appearance</td></tr> <tr> <td>8 Limit of the lawsonite appearance</td><td>13 Garnet zone</td></tr> <tr> <td>9 Lawsonite zone</td><td>14 Limit of the calcium bearing amphibole appearance</td></tr> <tr> <td>10 Limit of the glaucophane appearance</td><td>15 Calcium bearing amphibole zone</td></tr> <tr> <td>11 Glaucophane zone</td><td></td></tr> </table> Pre-Senonian metamorphism <table> <tr> <td>16 Pumpellyite - Prehnite zone</td><td>19 Limit of the glaucophane appearance</td></tr> <tr> <td>17 Limit of the lawsonite appearance</td><td>20 Glaucophane zone</td></tr> <tr> <td>18 Lawsonite zone</td><td></td></tr> </table> Pre-Permian metamorphism « green schist » facies	7 Pumpellyite - prehnite zone	12 Limit of the garnet appearance	8 Limit of the lawsonite appearance	13 Garnet zone	9 Lawsonite zone	14 Limit of the calcium bearing amphibole appearance	10 Limit of the glaucophane appearance	15 Calcium bearing amphibole zone	11 Glaucophane zone		16 Pumpellyite - Prehnite zone	19 Limit of the glaucophane appearance	17 Limit of the lawsonite appearance	20 Glaucophane zone	18 Lawsonite zone	
7 Pumpellyite - prehnite zone	12 Limit of the garnet appearance																
8 Limit of the lawsonite appearance	13 Garnet zone																
9 Lawsonite zone	14 Limit of the calcium bearing amphibole appearance																
10 Limit of the glaucophane appearance	15 Calcium bearing amphibole zone																
11 Glaucophane zone																	
16 Pumpellyite - Prehnite zone	19 Limit of the glaucophane appearance																
17 Limit of the lawsonite appearance	20 Glaucophane zone																
18 Lawsonite zone																	

LES DONNÉES DU MÉTAMORPHISME

- 1 Terrains indemnes de métamorphisme
2 Sénonien
3 Massifs ultramafiques recouvrants
4 Gradient métamorphique
5 Métamorphisme post-kimmeridgien et anti-sénonien
- Métamorphisme du complexe basaltique
6 Zone de la pumpellyite + prénite
Métamorphisme oligocène
7 Zone de la pumpellyite + prénite
8 Zone de la lawsonite
9 Zone de la glaucophane
10 Zone des grenats
11 Zone des amphiboles calciques
Métamorphisme anti-sénonien
12 Zone de la pumpellyite + prénite
13 Zone de la lawsonite
14 Zone de la glaucophane
Métamorphisme anti-permien
15 Facies "schistes verts"

ÉCHELLE 1:3 000 000





ATLAS
de la
nouvelle
CALEDONIE
et
dépendances



© *ORSTOM* - 1981 - *RÉIMPRESSION 1983*

ISBN 2-7099-0601-5

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

Direction générale : 24, rue Bayard, 75008 Paris - France

Service des Editions : 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy - France

Centre de Nouméa : Boite Postale n° A 5, Nouméa Cédex - Nouvelle-Calédonie

rédaction de l'atlas

Direction scientifique

Alain HUETZ de LEMPS
Professeur de Géographie à l'Université de Bordeaux III

Michel LEGAND
Inspecteur Général de Recherches
Délégué Général de l'ORSTOM pour le Pacifique Sud

Gilles SAUTTER
Membre du Comité Technique de l'ORSTOM
Professeur de Géographie à l'Université de Paris I

Jean SEVERAC
Directeur Général adjoint honoraire de l'ORSTOM

Coordination générale

Gilles SAUTTER
Membre du Comité Technique de l'ORSTOM
Professeur de Géographie à l'Université de Paris I

Conseil scientifique permanent Conception - Réalisation

Benoît ANTHEAUME Géographe, ORSTOM
Jean COMBROUX Ingénieur cartographe, ORSTOM
Jean-Paul DUBOIS Géographe, ORSTOM
Jean-François DUPON Géographe, ORSTOM
Danielle LAIDET Cartographe-géographe, ORSTOM

Secrétariat scientifique

Jean-Paul DUCHEMIN Géographe, ORSTOM
André FRANQUEVILLE Géographe, ORSTOM

Auteurs

ANTHEAUME Benoît Géographe, ORSTOM
BAUDUIN Daniel Hydrologue, ORSTOM
BENSA Alban Ethnologue, Université de Paris V-CNRS
BEUSTES Pierre Service Topographique
BONNEMAISON Joël Géographe, ORSTOM
BOURRET Dominique Botaniste, ORSTOM
BRUEL Roland Vice-Recteur de Nouvelle-Calédonie
BRUNEL Jean-Pierre Hydrologue, ORSTOM
CHARPIN Max Médecin Général
DANDONNEAU Yves Océanographe, ORSTOM
DANIEL Jacques Géologue, ORSTOM
DEBENAY Jean-Pierre Professeur agrégé du second degré
DONGUY Jean-René Océanographe, ORSTOM

DOUMENGE Jean-Pierre Géographe, CEGET-CNRS
DUBOIS Jean-Paul Géographe, ORSTOM
DUGAS François Géologue, ORSTOM
DUPON Jean-François Géographe, ORSTOM
DUPONT Jacques Géologue, ORSTOM
FAGES Jean Géographe, ORSTOM
FARRUGIA Roland Médecin en chef
FAURE Jean-Luc Université Bordeaux III
FOURMANOIR Pierre Océanographe, ORSTOM
FRIMIGACCI Daniel Archéologue, ORSTOM-CNRS
GUIART Jean Ethnologue, Musée de l'Homme
HENIN Christian Océanographe, ORSTOM
ILTIS Jacques Géomorphologue, ORSTOM
ITIER Françoise Géographe, Université Bordeaux III

JAFFRE Tanguy Botaniste, ORSTOM
JEGAT Jean-Pierre Service des Mines
KOHLER Jean-Marie Sociologue, ORSTOM
LAPOUILLE André Géophysicien, ORSTOM
LATHAM Marc Pédologue, ORSTOM
LE GONIDEC Georges Médecin en chef
MAC KEE Hugh S. Botaniste, CNRS
MAGNIER Yves Océanographe, ORSTOM
MAITRE Jean-Pierre Archéologue, ORSTOM-CNRS
MISSEGUE François Géophysicien, ORSTOM
MORAT Philippe Botaniste, ORSTOM
PARIS Jean-Pierre Géologue, BRGM
PISIER Georges Société d'Etudes Historiques de Nouvelle-Calédonie

RECY Jacques Géologue, ORSTOM
RIVIERRE Jean-Claude Linguiste, CNRS
ROUGERIE Francis Océanographe, ORSTOM
ROUX Jean-Claude Géographe, ORSTOM
SAUSSOL Alain Géographe, Université Paul Valéry - Montpellier
SOMNY Jean-Marie Service de Législation et des Etudes
TALON Bernard Service des Mines
VEILLON Jean-Marie Botaniste, ORSTOM
ZELDINE Georges Médecin en chef

EQUIPE GEOLOGIE-GEOPHYSIQUE ORSTOM
SERVICE HYDROLOGIQUE ORSTOM
SERVICE METEOROLOGIQUE Nouvelle-Calédonie

Réalisation technique

Cartes

ARQUIER Michel
DANARD Michel **MEUNIER François**
DAUTELOUP Jean **PELLETIER Françoise**
GOULIN Daniel **PENVERN Yves**
HARDY Bernard **RIBERE Philippe**
LAMOLERE Philippe **ROUSSEAU Marie-Christine**
LE CORRE Marika **SALADIN Odette**
LE ROUGET Georges **SEGUIN Lucien**

Jean COMBROUX
Chef du Service Cartographique de l'ORSTOM

Danielle LAIDET
Cartographe-géographe, ORSTOM

Commentaires

DUPON Jean-François
RUINEAU Bernard

DAYDE Colette
DESARD Yolande
DEYBER Mireille
DUGNAS Edwina
FORREST Judith
HEBERT Josette