

MINISTÈRE DE LA FRANCE D'OUTRE-MER
**OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER**

CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE

à l'échelle du 100.000°

dressée avec la collaboration de l'Inspection Générale
des Mines et de la Géologie de la France d'Outre-Mer et
avec celle du Centre National de la Recherche Scientifique

Feuille N° 4 : TOUHO-KONÉ

NOTICE EXPLICATIVE

Géologie par Jacques AVIAS et Pierre ROUTHIER

Gisements minéraux :

Rédaction générale par Pierre ROUTHIER



PARIS

20, rue Monsieur (7^e)

1958

AN01/NOT
00666

MINISTÈRE DE LA FRANCE D'OUTRE-MER
OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE

à l'échelle du 100.000^e

dressée avec la collaboration de l'Inspection Générale
des Mines et de la Géologie de la France d'Outre-Mer et
avec celle du Centre National de la Recherche Scientifique

Feuille N° 4 : TOUHO-KONÉ

NOTICE EXPLICATIVE

Géologie par Jacques AVIAS et Pierre ROUTHIER

Gisements minéraux :

Rédaction générale par Pierre ROUTHIER

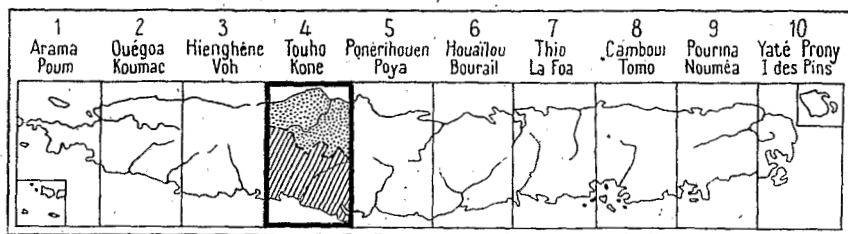


PARIS

20, rue Monsieur (7^e)

1958





Avertissements

1. Chacune des dix feuilles de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, à l'échelle du 100 000^e, est accompagnée d'une notice explicative. Le but de ces notices est de permettre à des usagers très variés une mise en œuvre rationnelle de la carte. Pour trouver les justifications scientifiques et les détails qui n'ont pu être inclus dans les notices, on se reportera aux mémoires parus de J. AVIAS (généralités et formations antécétacées) et de P. ROUTHIER (toutes formations, mais principalement tertiaires).

2. Sur cette feuille, les levés géologiques ont été exécutés, de 1946 à 1949, par J. AVIAS et P. ROUTHIER. Quelques compléments dans la région de la Forêt Plate, au fond du bassin de Pouembout, ont été exécutés par A. ARNOULD.

La complexité de la feuille, les problèmes scientifiques qu'elle pose, l'importance de ses ressources minérales auraient pu justifier un exposé plus détaillé. Toutes les observations faites par les auteurs n'ont donc pu être relatées. Nous avons voulu donner une description aussi objective que possible et avons sacrifié la discussion de certains grands problèmes théoriques comme la mise en place des péridotites et serpentines. Cependant, nous avons souligné l'intérêt que semble présenter cette feuille pour la compréhension du métamorphisme en général.

3. Il y a lieu de noter l'extrême pauvreté du fond topographique initial (1/40 000) sur de larges surfaces, dans la partie axiale de

la feuille. Sur cette trame dispersée, et très approximative, ne tombaient, d'autre part, que des photographies aériennes obliques américaines. Si l'on ajoute la densité du couvert forestier, on comprendra que certains contours, en particulier ceux des terrains métamorphiques, ne soient que très grossièrement schématiques.

4. Signalons que des copies de tous les levés au 40 000^e, qui ont servi de base à l'établissement de cette série de cartes au 100 000^e sont, depuis le début de 1952, à la disposition de tous les services et missions officiels.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de cette région reste fort mal connue. L'existence de terrains paléozoïques n'est pas prouvée. On peut admettre qu'une partie de la région fut le siège d'une sédimentation marine continue durant au moins une part du Secondaire (formation des grauwackes et formation à charbon) et du Tertiaire (Éocène I).

Enfin, une dissymétrie marquée caractérise les versants est et ouest.

Sur la côte est la série sédimentaire sous-jacente aux formations volcaniques et sédimentaires paléogènes, principalement grauwackes fines et schistes, a une épaisseur minimum de 6 000 mètres. L'épaisseur des formations volcaniques et sédimentaires paléogènes *visibles* y est, par contre, réduite à quelques centaines de mètres seulement.

Sur la côte ouest, au contraire, les affleurements de formations volcaniques et sédimentaires paléogènes sont largement prépondérants et leur épaisseur peut être de l'ordre de plusieurs kilomètres. Les anomalies gravimétriques et magnétiques suggèrent d'ailleurs un accroissement d'épaisseur des basaltes, en allant vers le sud-ouest (Y. CRENN, 1953).

Lors des plissements d'âge alpin qui ont affecté la Nouvelle-Calédonie et qui ont sans doute été précédés de mouvements antécétacés et anté-oligocènes, un double feston a affecté les formations sédimentaires, volcaniques et métamorphiques de la feuille. Sa charnière fracturée et métamorphisée (cf. fig. 1A) a un axe de direction approximative N 10° E et passe par l'actuelle embouchure de la Ponandou. C'est également au cours ou à la suite de ces plissements que se sont mis en place les deux grands massifs péridotiques du

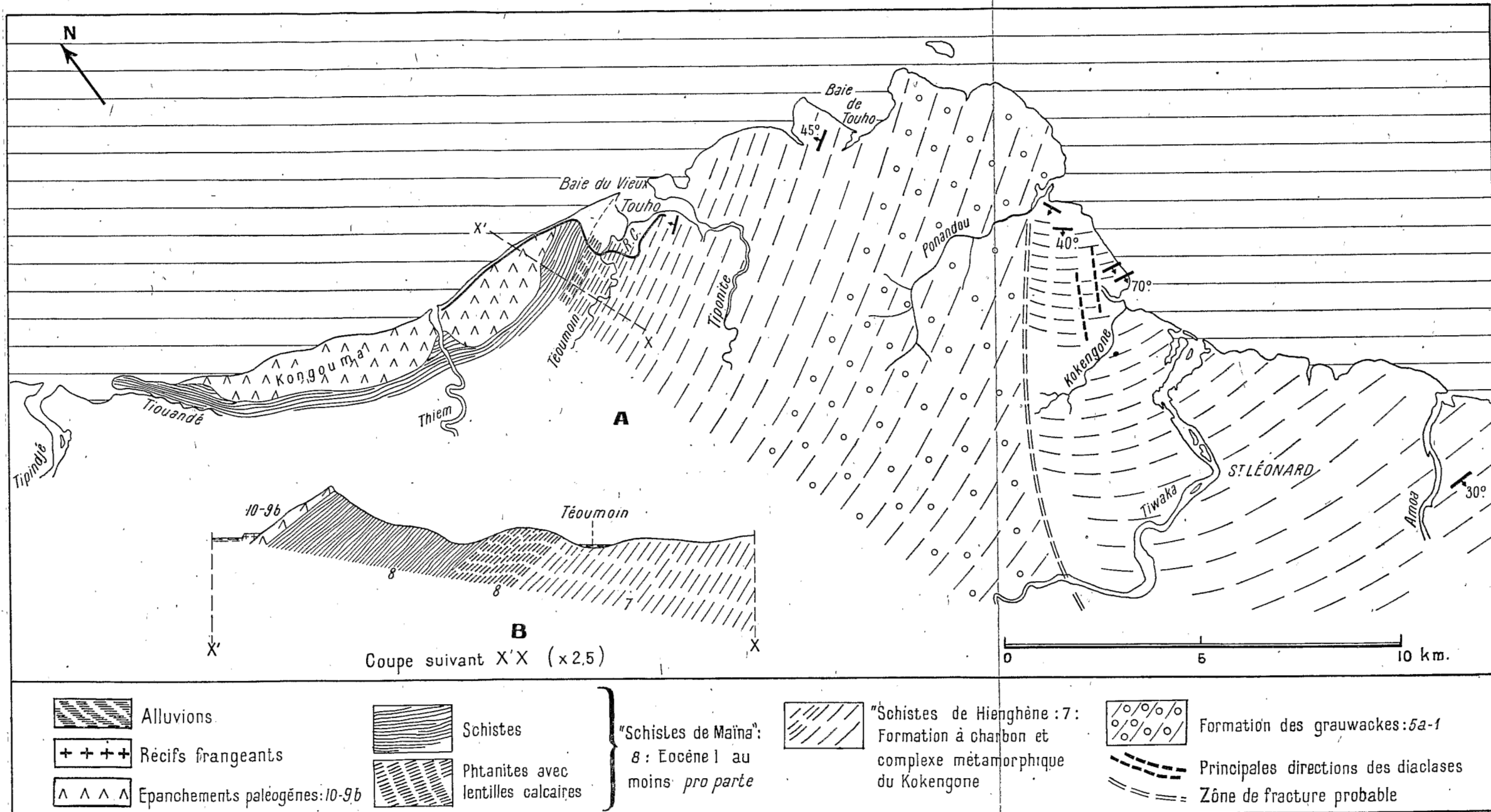


FIG. 1. — A. Schéma structural du feston Tipindjé-Touho et de la charnière de la Tiwaka (J. A., 1956)
 B. Coupe XX'

Koniambo et du Kopéto, sur la côte ouest, du Tchingou et du Oua Tilou dans la chaîne, ainsi que les nombreux massifs et fils serpentineux particulièrement développés dans le bassin de la Tiwaka.

Au Miocène se sont déposées les belles formations fluviomarines de la presqu'île de Népoui.

Au Pliocène et au Quaternaire, le jeu de l'érosion et des variations relatives du niveau de base (consécutives aux mouvements épirogéniques ou aux variations de niveau marin) ont achevé de donner à la région sa configuration actuelle.

Dans le détail, les deux versants ne montrent pas le même Jéroulement historique.

I. Versant occidental.

Sur le versant occidental, la formation des grauwackes (5a-1) non métamorphisée est très discontinue. En deux points seulement, on y a découvert des fossiles, d'âge triasique supérieur (vallée de la Kamendoua) et liasique moyen (St Grao).

La formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo (6) se prolonge ici dans la vallée de la Kamendoua. Elle peut être datée comme post-norienne et anté-sénonienne. Elle correspond à une phase orogénique et à une émergence d'âge jurassique ou crétacé, suivis d'un démantèlement.

La formation à charbon (7) n'est pas datée ici. Sur la rivière Poualoo, de mauvaises empreintes, dans des nodules siliceux, représentent peut-être des *Kossmaticeras*. La présence de terrains anté-sénoniens dans la formation n'est pas prouvée.

On remarquera que, sur une longueur de plus de 25 kilomètres, la formation à charbon vient au contact direct d'un axe de terrains métamorphiques, sans interposition de grauwackes ni de masses importantes de conglomérats. L'interprétation la plus plausible de ce fait serait la *transgressivité* de la formation à charbon sur les terrains métamorphiques antérieurement plissés et érodés. Dans cette hypothèse, les conglomérats provenant du démantèlement de ces terrains métamorphiques seraient enfouis, plus au sud-ouest, sous la formation à charbon. Mais, pour vérifier cette interprétation, il faudra serrer de beaucoup plus près la chronologie et étudier en détail les contacts.

De la même manière, et dans le même segment de la chaîne, on notera l'absence de l'Éocène I entre la formation à charbon et les épanchements paléogènes. Ce fait semble encore impliquer une

transgressivité des épanchements, donc des mouvements d'âge approximativement éocène « moyen ».

Ce segment de la chaîne calédonienne aurait donc été le siège de plusieurs phases orogéniques. La première importante, d'âge jurassique ou crétacé, a donné naissance à un arc plus ou moins continu qui, érodé, a livré les conglomérats de la Congo. Une deuxième aurait pris place à l'Éocène « moyen », une troisième à l'Oligocène, après l'épanchement des basalt-andésites. Elle a été suivie par la mise en place des péridotites dont la surface basale, calme et légèrement inclinée au sud-ouest, montre également une disposition transgressive sur les terrains antérieurs (voir les massifs du Koniambo et du Kopéto).

Durant le Miocène inférieur se déposèrent, au pied occidental des massifs péridotiques, dans la région de Népoui, de puissants arrivages détritiques intriqués avec des formations récifales frangeantes.

2. Versant oriental.

Sur celui-ci, jusqu'au cap Toubo, les formations se disposent en bandes continues. On n'y connaît pas de puissantes formations conglomératiques. Les déformations anté-oligocènes y ont probablement été très limitées.

*
**

L'âge des terrains métamorphiques reste à préciser. *Sur le versant occidental*, certains d'entre eux sont, avec les grauwackes, remaniés dans les conglomérats de la Kamendoua. D'autre part, sur la feuille 3, on a observé des symptômes d'un passage entre métamorphique et grauwackes. Les terrains métamorphiques englobent donc une part de la formation des grauwackes, et montent ainsi au moins jusque dans la base du Mésozoïque. Mais, si la présence de Paléozoïque n'y est pas prouvée, elle ne peut être exclue. Quant à l'âge du métamorphisme, il est nécessairement antérieur aux conglomérats de la Congo et de la Kamendoua, donc au Sénonien et, *a fortiori*, à l'Éocène.

Par contre, *sur le versant oriental*, il a monté jusque dans les phanites éocènes et même les épanchements paléogènes (Kongouma) donc a atteint l'Oligocène. *La répartition du métamorphisme nous montre ainsi la même dissymétrie entre les deux versants que la stratigraphie et la lithologie sédimentaire.*

Tous ces faits suggèrent une idée d'un grand intérêt général en ce qui concerne le métamorphisme. Sur la bordure sud-ouest, le métamorphisme aurait pris fin au moment de la première déformation et du surgissement de l'arc, alors qu'au nord-est, dans une aire calme où les sédiments continuaient de se déposer sans notable discontinuité, le métamorphisme prolongeait sa montée dans la colonne stratigraphique.

Dès lors, le métamorphisme serait bien ici un phénomène prolongé, lié à la subsidence géosynclinale et se terminant avec l'orogénèse, et non un phénomène bref, accompagnateur de celle-ci.

Nous en venons donc à présenter de façon plus affirmative la suggestion faite antérieurement par P. ROUTHIER (1953, p. 169-170).

Enfin, la dissymétrie entre les deux versants se traduit par le déversement vers le sud-est de l'arc métamorphique. De ce côté, son contact avec la formation à charbon est très fréquemment fort redressé et même déversé. Or c'est précisément sur ce bord que se présentent les conglomérats de la Kamendoua, eux-mêmes déversés. Il faut donc admettre une dissymétrie précoce de l'arc, dès le moment de sa surrection; les conglomérats ne se formaient qu'au pied de son flanc le plus abrupt.

En conclusion, on voit que cette feuille, malheureusement l'une des moins étudiées par les deux auteurs, pose des problèmes du plus haut intérêt pour la Géologie générale et dépasse ainsi largement le cadre régional.

ÉVOLUTION PHYSIOGRAPHIQUE

Nous la retraçons suivant le schéma général donné par W. M. DAVIS (1925). Pour une vue générale, on pourra consulter la *Géographie de la Nouvelle-Calédonie* (1955, p. 27 à 35). La datation des étapes de cette évolution n'a pas été objectivement possible. On sait seulement, grâce aux informations fournies par le Miocène de Népoui, qu'elle a probablement commencé dès le début du Miocène.

I. Après la mise en place des péridotites, un cycle d'érosion complet (cycle I), en partie *miocène*, aboutit à la formation d'une péné-

plaine dont les témoins sont aujourd'hui conservés, sous forme de couvertures latéritiques, sur les massifs péridotiques (1).

Nous avons admis que la formation détritique et corallienne de Népoui s'est déposée durant ce cycle I. En effet, on y rencontre, non seulement des galets de péridotites, mais aussi des passées d'argiles nickélifères, où la teneur en Ni(+ Co) est du même ordre de grandeur que dans beaucoup de latérites éluviales.

II. A la suite d'un abaissement du niveau de base dû à un soulèvement de l'île, ou à un abaissement du niveau marin consécutif aux glaciations du Quaternaire ancien, la pénéplaine fut incisée et les grandes lignes du réseau hydrographique se dessinèrent (phase II).

Notons que, par l'étude de massifs péridotiques plus méridionaux, J. AVIAS (1953) a pu distinguer deux niveaux correspondant à deux stades d'érosion, qu'il a numérotés II et III. Dès lors, tandis que DAVIS et ROUTHIER découpent l'évolution physiographique en quatre phases, AVIAS la découpe en cinq. Comme les phases II et III d'AVIAS ne sont que deux étapes d'un même mouvement général, nous proposons de les dénommer IIA et IIB. Pour dissiper toute équivoque, nous donnerons le tableau suivant de corrélations.

DAVIS (1925) ROUTHIER (1953)	AVIAS (1953)	Notice de cette feuille
Cycle I.....	I.....	I. Pénéplaine.
Phase II.....	II.....	IIA { Abaissement du niveau de base.
	III.....	IIB { Érosion modérée; bossè- lement de la pénéplaine.
Phase III.....	IV.....	III Érosion brutale.
Phase IV.....	V.....	IV Élévation du niveau de base.
		IV Abaissement du niveau de base.

(1) Signalons que la silice libérée par l'altération des péridotites s'est souvent fixée sur des végétaux. Ces bois silicifiés, fréquents dans les latérites alluviales, peuvent se rencontrer dans les latérites élevées. Sur cette feuille nous avons observé, près du S^t 177 du bassin de la Népoui, non loin des anciennes carrières de nickel « Statue » et « Amélie », des morceaux d'*Acacia spirorbis* (« faux gaïac ») épigénisés par de l'opale blanche.

IIA. L'érosion est d'abord modérée et se traduit par un bossellement de la pénéplaine, très caractéristique à la périphérie des ouvertures latéritiques, sur les massifs péridotiques.

IIb. Puis un abaissement plus brutal du niveau de base entraîne une érosion intense et la formation de cimes déchiquetées à lignes de crêtes souvent en lames. Des cours d'eau, divaguant à la surface de la pénéplaine à la fin du cycle I, s'encastrent rapidement, sans tenir compte de la nature du substratum; ils se *surimposent*.

L'érosion isole ainsi des « buttes-témoins » péridotiques. Tel, ici, le plateau de Tiéa, qui n'est plus rattaché au massif du Kopéto que par un pédoncule.

*
**

Durant cette phase, ont été entaillées de hautes falaises à forte pente. Celles-ci, comme partout dans l'île, n'existent que sur la côte orientale. Il en résulte une profonde dissymétrie des côtes : côte orientale escarpée; côte occidentale le plus souvent basse et marécageuse, sauf dans la baie de Népoui, où les couches calcaires sont entaillées de hautes falaises verticales. Cette dissymétrie peut être, comme l'a fait DAVIS, interprétée par un gauchissement transversal. Mais elle pourrait également s'expliquer par une dissymétrie morphologique d'origine structurale (affaissement possible de la zone bordière orientale) au moment de l'abaissement du niveau marin.

III. Puis une élévation du niveau de base, due à un affaissement terrestre, ou à une remontée du niveau marin consécutive à la fusion des glaciers au Quaternaire moyen (?), provoqua la submersion du cours inférieur des rivières (formation de la baie de Népoui, de celle de Touho, etc.) et des basses terres, la croissance en hauteur du récif-barrière et le développement de nombreux récifs dans le lagon. Les vallées et les estuaires se combleront peu à peu.

IV. Enfin, un abaissement du niveau de base a eu lieu, sans doute en plusieurs étapes. Il a entraîné l'assèchement des golfes de la côte ouest et le dépôt de gypse, par exemple près de « Montagne Blanche », dans la plaine des Gaïacs, et aux gisements « Ellis » et « Pétain », au sud de Koné. On peut provisoirement évaluer l'amplitude de cette oscillation d'après l'altitude des argiles à gypse les plus élevées : soit environ 15-20 mètres à la concession « Ellis » près de Koné (comme dans la région d'Ouaco, feuille 3).

Du même mouvement date le soulèvement de certaines terrasses alluviales : 12_a, entre Baco et le Pic Koné.

Des plages soulevées au niveau de 1,50-2 mètres, formées souvent de sables coquilliers et de débris coralliens, marquent la dernière étape, très générale dans l'île. Signalons les plages à concentrations chromifères bordant la Plaine des Gaiacs, depuis « Franco » jusqu'à « Montagne Blanche ». C'est le seul niveau très constant que l'on puisse rapporter certainement au seul effet d'un abaissement eustatique du niveau marin et qui a d'ailleurs été décrit dans de nombreuses autres régions du Pacifique. En même temps, les marais côtiers, avec leurs vases à palétuviers, s'assèchent peu à peu. Au total, lors de cette phase IV, la côte tend à se régulariser, par colmatage de ses rentrants.

De cette phase IV datent les petites falaises verticales entaillées dans les matériaux cohérents, par exemple dans les basaltes de Pinjen, de la presqu'île de Foué et de l'île Koniène.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Observation préliminaire.

La plupart des ensembles sédimentaires étant très compréhensifs et ne pouvant être rapportés à coup sûr à des divisions stratigraphiques européennes ou même pacifiques, et leurs cadres chronologiques restant provisoires, il n'a pas paru légitime de leur affecter des symboles stratigraphiques. On a préféré attribuer un numéro, de 1 à 14, à chaque « formation » sédimentaire, les numéros les plus élevés correspondant aux formations les plus récentes (1). Deux numéros méritent mention particulière; 6 : formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo, dont l'âge est mal déterminé, et 13 : éluvions, dont l'âge peut remonter jusqu'au Miocène, mais être aussi plus récent.

La cartographie de « formations » : unités lithologiques, avec prédominance marquée d'un faciès, est justifiée, et c'est même la

(1) Le même principe a été appliqué à la carte à 1/1.000.000 de Nouvelle-Zélande.

seule possible, à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Mais elle suppose que les variations latérales de faciès soient très minimes. Or ce n'est pas le cas ici pour la « formation des grauwackes » (5a-1) dont la distinction avec la formation à charbon (7) devient pratiquement impossible en l'absence de jalons chronologiques serrés. On ne pouvait cependant adopter sur cette feuille un principe cartographique différent de celui adopté ailleurs. Ces difficultés et les motifs de certaines options, partiellement exposés plus loin, n'échapperont pas à un géologue averti.

Formation des grauwackes (5a-1).

Permien, Trias, Jurassique indifférenciés

D'une manière générale, cette formation est particulièrement bien caractérisée sur la côte sud-ouest de l'île, dans la région de Moin-dou-La Foa (voir notices des feuilles 6 à 8). Là, elle s'est sédimentée à peu de distance d'une terre, la « Tasmantia », qui limitait, à l'ouest, le géosynclinal néocalédonien. Le faciès de cette zone bordière correspond à l'« Hokonui faciès » de Nouvelle-Zélande. Il s'agit surtout de *grauwackes*, au sens anglo-saxon du terme (cf. KRUMBEIN et SLOSS, 1951), c'est-à-dire de roches détritiques à matériaux volcaniques basiques : plagioclases, augite, fragments d'andésite. Le quartz y reste, en général, subordonné par rapport aux plagioclases et ces grauwackes sont donc rarement gréseuses.

Dans ces grauwackes s'intercalent des schistes argileux ou argillites noires, de faible volume sur la côte occidentale, et des roches basiques (dolérites).

Les nombreuses assises fossilifères qu'on y rencontre sont, le plus souvent, d'âge triasique ou jurassique et, plus particulièrement, liasique.

*
**

Du point de vue pétrographique, ont pu être distingués (voir notices des feuilles 6 à 8 et J. AVIAS, 1953) les faciès suivants : 1° grauwackes plus ou moins grossières (Permien et Trias moyen); 2° grauwackes avec passées de lumachelles de Lamellibranches, le plus souvent très fines, à cassure conchoïdale (Trias supérieur et Rhétien); 3° grauwackes très feldspathiques avec grès fins et calcaires grauwackeux à Ammonites (Hettangien et Sinémurien); 4° grauwackes tuffacées andésitiques ou poudingues à Lamellibranches; 5° grauwackes et tufs bréchiques andésitiques très indurés,

dit « de Sarraméa », à fragments et intercalations d'argillites et de schistes noirs fins, plus ou moins irisés, présentant un faciès voisin de celui des schistes noirs très communs dans la « formation à charbon ».

*
**

Sur cette feuille, on a attribué de larges étendues à la formation les grauwackes. Mais cette attribution comporte des difficultés. La première est d'ordre lithologique. Ici, le faciès « schiste noir » prend un développement considérable par rapport au faciès « grauwacke », en particulier sur le versant oriental. Par ailleurs, sur ce versant oriental, le faciès « grauwacke » est, d'une manière générale, plus fin que sur le versant occidental.

En Nouvelle-Calédonie, le faciès de schistes ou argillites noirs semble débiter de plus en plus tôt à mesure que l'on se déplace vers l'Est, c'est-à-dire que l'on s'éloigne des côtes probables les plus voisines de la terre (« Tasmantia »).

Nous retrouvons ici l'« alpine faciès » de Nouvelle-Zélande, distingué du « Hokonui faciès ». Cet « alpine faciès » est considéré aussi, en Nouvelle-Zélande, comme « Permien, Trias, Jurassique indifférenciés ».

Comme la formation à charbon (7), qui comporte surtout du Crétacé, est représentée essentiellement sous le faciès schiste noir, sa distinction d'avec la formation des grauwackes devient souvent fort arbitraire et difficile. La limite est alors fondée sur la disparition des bancs à faciès grauwacke, c'est-à-dire sur la disparition des feldspaths.

De plus, ces formations sont ici légèrement métamorphisées en schistes noirs sériciteux, avec très nombreuses veines de quartz ou de quartz et feldspath (albite ?). Mais ce métamorphisme n'oblitére pas, en général, leurs caractères primitifs, sauf dans la vallée de la Congo (voir à « Terrains métamorphiques »).

La deuxième difficulté réside dans la rareté des jalons chronologiques, qui sont cités plus loin.

1. Sur le versant oriental de la feuille, la formation, plus ou moins métamorphisée (voir plus loin), est assez largement représentée.

Étant mises à part les grauwackes de type « Sarraméa », assez peu abondantes mais caractéristiques, affleurant vers l'intérieur en amont du St Timbounou, sur la rivière Amoa, on a surtout affaire à des roches de faciès plus fin que dans les localités classiques de

la côte ouest (La Foa), comprenant essentiellement des phyllades bleu sombre ou chloriteuses, parfois gréseuses ou avec passées grauwackeuses gris-vert à petites taches blanchâtres (feldspaths altérés), alternant avec des schistes quartzeux ou des schistes noirs plus ou moins fins, légèrement irisés, dont le faciès évoque celui des schistes de la formation à charbon.

On y trouve également des passées plus gréseuses, très feldspathiques, parfois légèrement psammitiques gris-bleu ou gris-vert, généralement très altérées et présentant alors une couleur jaune pâle ou jaune verdâtre.

Un seul gîte fossilifère a été signalé, et n'a pas été retrouvé par nous, dans cette formation sur le versant est (PIROUTET, 1917). Il s'agit du gîte de Saint-Léonard, localité située sur la rive droite de la Tiwaka, à 3 kilomètres environ de son embouchure où, dans des schistes argileux noirs légèrement sériciteux, de faciès « schistes de Hienghène », PIROUTET a trouvé plusieurs empreintes de *Monotida* du groupe *ochotica* caractérisant le Trias supérieur (Norien). Il résulte de cette découverte qu'une partie des « schistes de Hienghène » pourrait appartenir au Trias, bien que leur faciès et leurs relations avec les autres termes stratigraphiques évoquent plutôt la formation à charbon. Aussi, en l'absence d'études cartographiques suffisamment détaillées pour pouvoir démêler la tectonique réelle de la série très redressée et souvent isoclinale de la « formation des grauwackes », et en l'absence presque totale de fossiles, cette formation peut très bien, dans toute la région centrale de l'île, comprendre à la fois des formations permianes et des formations triasiques et jurassiques. De plus, le faciès grauwacke peut s'y réduire beaucoup et même disparaître au bénéfice du faciès schiste noir, comme c'est le cas à Saint-Léonard. Ces indéterminations expliquent la cartographie nécessairement lithologique et compréhensive qui a dû être employée et qui correspond d'ailleurs à la difficulté de même ordre rencontrée par les géologues néo-zélandais, pour les formations d'« Hokonui », cartographiées par eux comme « undifferentiated Permian-Trias-Jurassic ».

2. Sur le versant occidental, les grauwackes n'apparaissent qu'aux deux bords de la feuille.

Sur la rivière Kamendoua, ce sont des grauwackes à grain très fin, avec mauvaises empreintes étirées de cf. *Daonella indica* BITTNER. Il s'agit de Trias supérieur et, probablement, de Norien car, sur la feuille voisine, dans le haut de la rivière Nounin, ce fossile voisine avec des *Monotida* du groupe *ochotica*.

Dans le fond du bassin de Pouembout, près du St Grao, contrefort du Mt Katepouenda (situé sur la f. 5), dans des grauwackes assez grossières, à andésine, augite abondante et hornblende brune (« commune », non basaltique), nous avons découvert *Pseudaucella marshalli* TRECHMANN. C'est le seul point de l'intérieur de la chaîne où soit actuellement connu ce Lamellibranche, par ailleurs si fréquent dans la région entre le creek Aymes et Moindou, sur la côte occidentale.

Ce fossile qui, en dehors de la Nouvelle-Calédonie, n'est connu qu'en Nouvelle-Zélande, a pu y être daté par rapport à des Ammonites. Il indique le Lias post-hettangien et anté-toarcien (P. R., 1953, p. 26).

Noter que la représentation cartographique de la formation des grauwackes sur cette bordure sud-est de la feuille est tout à fait approximative.

Signalons qu'aux grauwackes s'associent certainement des diorites et gabbros à structure doléritique, du type décrit in P. R. 1953, p. 70 à 73, et reconnus surtout sur la feuille 5.

Une de ces roches, récoltée sur la rivière Pabané, contient de l'andésine à environ 35 % d'An, remplacée par épidote et calcite, de la chlorite (mais pas d'autre minéral ferro-magnésien), du quartz, de l'ilménite et du leucoxène.

Formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo (6).

Cette formation présente ici une extension très limitée et dépasse peu au Sud la rivière Kamendoua. Elle a été présentée dans la notice de la f. 3 et on trouvera des détails et une coupe de la vallée de la Kamendoua in P. R., 1953, p. 34-36...

Ici, contre les grauwackes du Trias supérieur, viennent des conglomérats rouges grossiers, puis des conglomérats gris-bleu, où s'intercalent progressivement de fines passées de schistes noirs argileux et argilo-gréseux, annonçant la formation à charbon.

L'examen pétrographique a montré que les conglomérats remanient les séricitoschistes de l'axe métamorphique voisin ainsi que des grauwackes à grain fin identiques à celles du Trias supérieur proche. Cette formation est donc postérieure au Trias supérieur. De plus, sur la feuille 3, elle est certainement antérieure au Sénonien à *Kosmaticeras* de la Faténaoué, et peut-être au Mésoécétacé (Albien ?) de Tiéta, dans le bassin de Voh; mais cette dernière

datation reste assez douteuse et elle serait infirmée par les recherches récentes du Service des Mines et de la Géologie (1).

Tout ce que l'on peut affirmer est l'âge post-triasique et anté-sénonien, donc *jurassique* ou *crétacé*, de la formation. Il serait bon d'y rechercher des fossiles et, en particulier, des Végétaux, dont nous avons trouvé de fort mauvaises empreintes dans des passées de schistes argileux, sur la Kamendoua.

Cette formation détritique a pris naissance par destruction d'un arc, peut-être insulaire, érigé lors d'une phase orogénique précoce, au Jurassique ou au Crétacé.

Formation à charbon (7).

Du point de vue lithologique, cette formation se présente comme sur les feuilles précédentes, avec une dominante de « schistes » argileux noirs (plus exactement de « pélites » ou argillites ou, en anglais, mudstone, car pas de schistosité marquée en général). Les grès et arkoses y, paraissent assez sporadiques. Notons leur présence dans la longue bande du versant occidental, entre le Saint-Poindala et le Pic Poigni. Des conglomérats fins, avec passées d'argillites rouges (cf. vallée de la Congo, f. 3) s'y intercalent.

Situées au contact de l'axe métamorphique et de la formation à charbon, ces arkoses pourraient bien être des équivalents latéraux des conglomérats de la Kamendoua, mais on a préféré ne pas traduire cette hypothèse sur la carte.

Comme partout ailleurs, la formation contient des nodules de composition variée. A signaler, dans le haut-bassin de Pouembout, vers le confluent de la Poualooa et de la Pabané, l'abondance de nodules de calcaire pyriteux, pouvant atteindre 1 mètre de diamètre.

Nous n'avons pu, sur cette feuille, nous livrer à la recherche de fossiles. Sur la haute Poualooa, un nodule a livré de mauvais fragments dont l'attribution au g. *Kosmaticeras* reste très douteuses. Les données chronologiques sur la formation méritent d'être recherchées attentivement, en particulier sur cette feuille.

Au paragraphe « Histoire géologique », on a indiqué que la formation à charbon pourrait être ici transgressive sur la lisière sud de l'axe métamorphique. Dans cette interprétation, elle comporterait des *lacunes* très importantes.

(1) Dont nous n'avons pas encore eu communication et que nous ne pouvons donc commenter ici.

Sur le versant oriental, appartient très probablement à cette formation une partie au moins de la formation légèrement métamorphique des schistes noirs dits « schistes de Hienghène » (cf. notice de la feuille n° 3) que l'on trouve entre l'embouchure de la Téoumoin et la baie de Touho. Y appartiennent aussi très probablement une partie des schistes noirs de même faciès situés entre l'embouchure de la Kokengone et la basse Tiwaka, schistes dont la base est, d'après la découverte, par PIROUTET, de *Monotidae* à Saint-Léonard, au plus triasique.

Formation phtanitique et calcaire : Eocène I (3).

Du point de vue lithologique, *du moins sur le versant occidental*, cette formation se présente comme sur les feuilles précédentes (pour une description générale, voir en particulier la notice de la feuille 2).

Sur la feuille 3 nous l'avons vue se réduire et même disparaître au niveau de la rivière Pouanlotch. Seuls les calcaires du pic Vert, près de Témala, en représentaient le prolongement. Le même dispositif se prolonge sur la feuille 4, où les phtanites restent extrêmement subordonnés par rapport aux calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Ceux-ci apparaissent en gros rochers isolés près de la bordure des épanchements paléogènes : pic de Koné, rocher de Kovéi (ou Groateu de la carte, ou Grostens de PIROUTET). Par exemple, au pic de Koné, on observe des accidents et des lits siliceux plissotés, de quelques centimètres d'épaisseur. Sur son flanc nord, intimement mêlée au calcaire, se présente une masse de quelques mètres cubes de jaspe rouge à enduits noirâtres (manganésés ?); ce type lithologique n'est pas du tout habituel dans les calcaires éocènes et nous n'en connaissons pas la signification.

Par contre, dans une ligne d'affleurements, orientés N.W.-S.E., près de la station de Boutana, les phtanites redeviennent abondants.

Cette répartition sporadique de l'Eocène I, et le contact direct des épanchements paléogènes avec la formation à charbon sur une longueur de plus de 50 kilomètres ne peuvent s'expliquer par le seul jeu d'étirements tectoniques. Il faut admettre que les épanchements paléogènes sont transgressifs sur les formations antérieures déjà plissées ce qui suppose une phase de plissement postérieure à l'Eocène I, donc d'âge approximativement éocène « moyen ». Cette phase sera mieux démontrée dans le bassin de Bourail (feuille 6).

Sur le versant oriental on a rapporté à l'Eocène I et en partie à des couches de passage du Crétacé à l'Eocène — fond de jaune

éocène à ronds verts évoquant la formation à charbon — une formation qualifiée par nous « *schistes de Maïna* » (du nom d'une léproserie située près de l'embouchure de la Tipindjé). Une surcharge de tirités indique le léger métamorphisme de ces couches.

Ce sont des schistes noirs, souvent fortement sériciteux, très rubéfiés en surface comme certains schistes crétacés; ils n'ont encore livré aucune trace de fossile. Ils présentent vers la base des intercalations de petits lits (épaisseur moyenne 2 à 5 cm) de *quartzite* blanc laiteux à taches résiduelles bleu foncé. Ces intercalations presque toujours plissotées, peuvent devenir prédominantes et les délits schisteux plus ou moins gréseux. Cette formation évoque alors les « *caillasses siliceuses* », qui auraient été légèrement métamorphosées, de l'Eocène I. Comme dans l'Eocène I non métamorphique, on y rencontre d'ailleurs des lentilles calcaires. Ces roches calcaires ruini-formes se suivent le long de la dépression, partiellement envahie par la mer à ses deux extrémités, qui joint l'embouchure de la Tiouandé à la baie du vieux Touho, derrière l'arc côtier montagneux de Kongouma, recoupé en cluse par la basse Thiem. Cette formation est très souvent rubéfiée aux affleurements; sur le rouge tranchent les petits lits siliceux blancs — dépigmentés — que l'altération a rendu plus ou moins spongieux ou pulvérulents. Sa constitution lithologique est déjà assez démonstrative. L'assimilation à l'Eocène I est confirmée par le contexte stratigraphique de la région de la Thiem (cf. fig. 1; cette coupe modifie une partie de la coupe 1 tracée sur la feuille et donnée fig. 6, p. 24, in J. A., 1952). Dans cette région la formation de Maïna est, en effet, surmontée par des « *dolérites* » à intercalations d'argillites rouges et de jaspés ou radiolarites, dont l'attribution aux épanchements paléogènes ne paraît pas douteuse.

Épanchements paléogènes sous-marins (10-9 b).

REMARQUE. — On a montré (PR, 1953, p. 101), que ces épanchements, en partie synchrones de l'Eocène II (supérieur) peuvent se prolonger durant l'Oligocène. D'où la dénomination: épanchements « *paléogènes* » qui est peut-être un peu troublante, mais est bien préférable à « *éo-oligocène* » ou à « *nummulitique* ».

Du point de vue lithologique, du moins sur le *versant occidental*, cette formation volcanique se présente comme sur les feuilles précédentes (pour une description générale, voir la notice de la feuille 2). Notons qu'à côté de la microstructure intergranulaire ou intersertale

habituelle des basaltes ou basalt-andésites, on peut rencontrer la structure doléritique d'ailleurs imparfaite; par exemple près de Boutana, dans le bassin de Pouembout.

Parmi les intercalations sédimentaires, qui prouvent l'épanchement sous-marin, les tufs jaunâtres, kakis, brun-verdâtre, sont parfois très abondants, comme par exemple sur le bord nord-est du pic de Koné, sur la route coloniale entre Koné et Pouembout, etc.

Des passées de jaspes et d'argillites, de couleur rouge, chocolat, parfois verte, sont assez fréquentes: col de Muéo (cf. fig. 13 B, p. 129 in PR, 1953), route menant de Koné aux exploitations de gypse Ellis et Pétain.

Comme partout ailleurs dans l'île, la structure en coussinets ou oreillers (pillow-lavas) est peu répandue. Notons cependant que, sur cette feuille, se trouve le très bel affleurement de pillow-lavas bulleuses, qui forme toute l'extrémité de la presqu'île de Pinjen (ou Pindjène) [fig. 2].

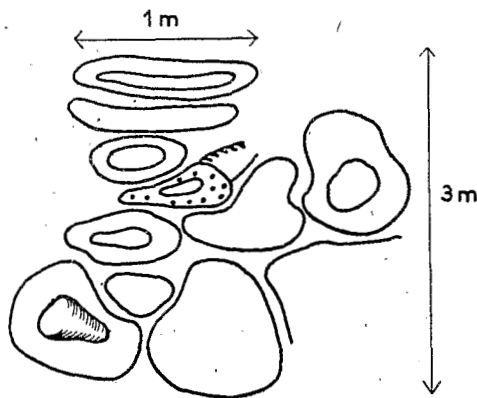


FIG. 2. — Pillow lavas de Pinjen; croquis pris sur plan horizontal du littoral. Les coussinets sont bulleux dans toute leur masse; la mer en a parfois érodé le cœur en vasques.

Ce sont peut être des *spilites*, au sens chimique du terme, mais ce détail n'a pas encore été vérifié.

Des laves bulleuses ont également été observées un peu au Sud des Cornes de Goyeta, à l'endroit où la carte porte le pendage 60°.

Aux épanchements paléogènes sont associés quelques indices de manganèse, du type défini antérieurement comme « volcano-sédimentaire », et des dépôts de cuivre aurifère dans les laves (« Edison », près Pouembout).

Nous avons déjà noté plus haut (p. 6) que les épanchements basaltiques sont transgressifs et viennent tantôt au contact de l'Eocène I — succession normale — tantôt au contact de la formation à charbon.

Si l'on tient compte d'observations faites sur la feuille 3, on peut se demander si les roches basiques, gabbroïques, formant une bande entre Tipindjé et St. Cantaloupaï, et semblant relayer longitudinalement les péridotites du Oua-Tilou, ne représenteraient pas, en réalité d'anciennes laves plus ou moins recristallisées. La bande Oua-Tilou-Cantaloupaï serait alors un témoin de l'ancienne extension des roches volcaniques, et un jalon entre les épanchements de la côte ouest et ceux, métamorphisés, de la côte est. Cette hypothèse serait assez conforme à l'allure synclinale de la bande. Pour vérifier son exactitude il conviendrait de rechercher, dans cette bande, les preuves d'une origine extrusive : basaltes et intercalations sédimentaires de tufs et de jaspes.

Si l'hypothèse s'avérait exacte on devrait donc renoncer à celle, admise antérieurement par P. R. (1953), d'une mise en place intrusive des péridotites et gabbros dans l'arc métamorphique.

Sur le versant oriental, on peut rattacher aux épanchements paléogènes, vu le faciès et la position stratigraphique et géographique, la portion externe du feston Touho-Hienghène. Elle est, en effet, formée principalement de « roches vertes », anciennes dolérites ou même gabbros plus ou moins transformés, à lentilles d'argillites et de jaspes rouges, associées par endroits à des quartzites ou à des schistes chloriteux.

Ces jaspes rouges diffèrent de ceux qui s'intercalent dans les épanchements paléogènes non métamorphiques. Ils sont souvent recristallisés. Au microscope, on peut cependant y observer assez souvent, surtout dans les parties ayant conservé une cassure conchoïdale, la forme assez précise de nombreux tests de Radiolaires Spumellariés et Nassellariés. C'est le cas, en particulier, des lentilles de véritables radiolarites observées près de la cluse de la Thiem.

En dehors de ces analogies de faciès avec les épanchements paléogènes normaux, la succession des formations dans le feston Touho-Hienghène est très remarquable. De l'intérieur vers l'extérieur on rencontre : grauwackes — schistes noirs (« schistes de Hienghène »)

— « caillasses siliceuses » et séricitoschistes à lentilles de calcaires silicifiés (« schistes de Maïna ») — enfin roches basiques avec intercalations d'argillites et de jaspes rouges. Cette succession ressemble étonnamment à la succession habituelle des régions non métamorphiques, allant du Trias à l'Eocène et aux épanchements paléogènes, et elle justifie amplement les assimilations stratigraphiques que nous avons proposées.

Nous donnons ici une version cartographique plus précise (J. A., 1956) de cette région (fig. 1 a) et une coupe de la série qui vient d'être décrite (fig. 1 b).

Ajoutons que l'ensemble de schistes, tufs et dolérites fortement transformés, avec filets et lentilles de talc et de serpentine, que la route coloniale traverse entre les embouchures de la Kokengone et de la Ponandou, appartient sans doute aussi à cette formation. Il bute très probablement par faille (cf. fig. 1 a) contre la formation des grauwackes du cap Touho.

Formation de la rivière Poualoo (9 a ? Eocène II ?).

Cette formation reste très incomplètement étudiée et assez énigmatique.

Elle se présente en lits bien réguliers, à faible pendage (10 à 20°), parfois quasi-horizontaux (flanc ouest du mont Pamengou), de couleur bleue dans les rivières, et peut mimer plus ou moins les grauwackes fines ou certains faciès du flysch de Bourail (cf. feuille 6). Elle forme des collines souvent arrondies et molles, couvertes de Graminées et ressemblant beaucoup aux collines d'épanchements paléogènes. Dans les régions élevées et forestières ses altérations, donnant une terre jaune-orange, la font aisément confondre avec les grauwackes altérées. Ainsi, aussi bien sur son bord sud-ouest que sur son bord nord-est, les limites de cette formation sont difficiles à individualiser.

Du point de vue lithologique elle se compose de grès fins, à lamelles de chlorite ou de mica brunâtre, avec quelques plagioclases, à ciment argileux ou calcaire, de calcaires marneux ou marno-gréseux, avec des intercalations de *conglomérats* (parfois brèches), dont certains au moins remanient la formation elle-même ou des calcaires.

Nous n'y avons observé que de mauvaises *Globigerina* et aucune faune ou microfaune caractéristique. La formation ne peut donc être datée directement. Une certaine ressemblance avec le flysch de Bourail et ses relations avec les épanchements paléogènes nous ont

conduit à la paralléliser avec l'Eocène II (ou, dans la liste par numéros, 9 a). Une série de pointements phanitiques et calcaires, assimilés à l'Eocène I, apparaissent non loin de sa limite avec les épanchements basaltiques; nous avons qualifié cet alignement d'« anticlinal de Boutana » (P.R., 1953, p. 106-108). Aux alentours de cette limite il nous a paru très difficile de différencier les tufs, accompagnant normalement les coulées, de la formation de la Poualoo. Et il pourrait bien y avoir là un passage latéral de faciès, se faisant à peu près à l'aplomb de la ride d'Eocène I. On aurait, en somme, une disjonction en deux domaines, comparable à celle du bassin de Bourail durant l'Eocène II : domaine à coulées volcaniques sous-marines, domaine sédimentaire, avec des engrenements à la limite.

Pendant ces considérations restent très hypothétiques. En particulier l'absence quasi totale d'augite dans la formation de la Poualoo — augite si abondante dans le flysch de Bourail — ne confirme pas l'analogie.

Formations littorales et fluvio-marines néogènes (II).

Avertissement. — L'étude d'ensemble des formations marines, lagunaires (à gypse) et fluviales postérieures aux plissements tertiaires, n'a pas encore permis d'y établir de divisions chronologiques autres que : Néogène et Plio-Quaternaire. Le « recouvrement » de ces deux divisions, qui englobent toutes deux le Pliocène, exprime le degré d'incertitude nécessaire pour celles de ces formations qui ne sont ni miocènes, ni très récentes. Des études beaucoup plus systématiques et détaillées restent à entreprendre, en combinant les méthodes géologiques et géomorphologiques.

Miocène inférieur de Népoui (II).

Il est représenté dans les presqu'îles de Népoui et de Muéo.

Les formations de cet âge sont quasi horizontales, et sont entaillées en hautes falaises verticales; leur couleur générale est jaune-clair. Une coupe détaillée dans la presqu'île de Népoui a été donnée par P.R. (1953, p. 135). A Népoui, on note une alternance de niveaux sableux ou à galets, à stratification entrecroisée, de calcaires fossilifères, et d'argiles de couleur verdâtre ou chocolat.

La macrofaune des calcaires, qui comporte : Polypiers, Lamellibranches, Gastéropodes, Oursins, n'a pas été déterminée, à l'exception de deux Oursins. La microfaune a fait l'objet d'études plus

détaillées. On y trouve notamment : *Austrotrillina*, *Flosculinella*, *Miogypsina*.

D'après les connaissances actuelles, ces trois genres dateraient la formation du « Tertiaire *e-f* » (plus spécialement de *e* à *e*¹), des Indes orientales, qui correspondrait à peu près à l'*Aquitainien* et au *Burdigalien* européens, c'est-à-dire à la base du Miocène. Cette attribution mériterait d'être vérifiée par une étude plus poussée.

On notera que les galets de péridotites sont très abondants dans la formation, qui est transgressive sur les basaltes et les roches ultrabasiques. Cette observation permet d'encadrer l'âge de la mise en place la plus tardive des basaltes et de celle des péridotites : *Oligocène* plus ou moins tardif. L'abrasion des péridotites et le début du cycle, I, qui aboutit à la pénéplanation, aurait donc commencé dès le début du Miocène.

Les intercalations argileuses de Népoui peuvent contenir plus de 1 % de nickel. Ce fait montre que tout le nickel n'est pas resté en place sur les massifs péridotiques sous la forme de concentrations résiduelles.

Formations littorales et fluviales plio-quaternaires (12 a-b).

a. Non ferrugineuses (12 a).

Argiles, gypsifères ou non.

Sur le versant ouest, des argiles de couleur verdâtre, ou jaune-vertâtre, ou brunâtre, colmatent les zones basses. Elles ne sont guère visibles que dans les berges des rivières ou les rigoles d'érosion, car elles sont fréquemment couvertes d'un manteau plus ou moins épais de latérites ferrugineuses alluviales et de cailloutis siliceux.

L'étude minéralogique de ces argiles n'a pas été effectuée. On n'y connaît pas encore de faune. Dans ces conditions, il est difficile de reconstituer leur « milieu générateur ».

Cependant, il semble bien que les *argiles à gypse* ne soient qu'un équivalent latéral de ces argiles non gypsifères. Les unes et les autres présentent sensiblement la même couleur et se situent au même niveau — ne dépassant guère 15 mètres (indication approximative, faute d'un nivellement précis).

Dans ces conditions les argiles, gypsifères ou non, représentent probablement toutes le colmatage de nombreux golfes, lors de la phase terminale IV, marquée par un abaissement relatif du niveau marin.

Comme pour les argiles à gypse du Bassin Parisien, on peut admettre que le milieu de dépôt n'était pas isolé du milieu marin par une barre, mais était un « milieu différencié », un golfe très peu profond où l'évaporation se trouvait favorisée, tant par le manque de profondeur que par un climat chaud (cf. Deicha, 1952). Il est probable que l'évaporation, donc le dépôt de gypse, atteignait le maximum d'intensité là où la lame d'eau était la plus mince, c'est-à-dire sur la bordure des golfes.

On s'expliquerait ainsi que tous les gisements de gypse connus ou exploités — et ceci est vrai au moins jusqu'au cap Goulvain (feuille 5) se situent vers la lisière de collines; sur cette feuille : aux périmètres « Ellis » et « Pétain », près de Koné, et au nord de la Montagne Blanche, dans la plaine des Gaïacs.

Plages et récifs soulevés.

Les plages soulevées les plus récentes se situent au niveau de 1,50-2 mètres. Elles peuvent être constituées de véritables faluns (dépôts coquilliers), ou de sables de débris coquilliers, parfois riches en chromite sur la côte occidentale : « Franco » et « Montagne Blanche », dans la plaine des Gaïacs.

Sur la côte est, des plages caillouteuses ou coralliennes sont constituées principalement de débris du récif frangeant qui borde la côte en de nombreux points, et notamment entre Touho et l'estuaire de la Tiouandé. Localement ces débris peuvent être accumulés sous forme de cordons plus ou moins élevés barrant les plages : formation de « rempart » des anglo-saxons (cf. notice feuille 3). Ils peuvent être agglomérés par un ciment calciteux en formant de véritables dalles (« beach rocks »); ces dalles se rencontrent sur les deux côtes.

Alluvions fluviales.

Versant est.

Ces formations y sont relativement peu abondantes et limitées à :

a. Quelques surfaces deltaïques de l'embouchure de la Tiwaka. Elles sont constituées principalement de terres argileuses jaunes de décomposition des schistes, plus ou moins mêlées de graviers ou de formations de petits galets plats (schistes) ou plus ou moins arrondis (dolérites, grauwackes), souvent légèrement surélevées (+ 1,50 m à + 2 m) par rapport au niveau actuel de l'eau du lagon.

b. Quelques rares petites plaines alluviales plus ou moins caillouteuses jalonnant les principaux méandres de la Tipindjé, de la Tiwaka et de l'Amoa.

Versant ouest.

Les terrasses alluviales les plus vastes sont celles des rivières Koné et Pouembout, à leur traversée des basaltes. Noter, sur la rive gauche de la Koné, près de Baco, une terrasse élevée (12 a¹).

b. Ferrugineuses (12 b).

Il s'agit de latérites alluviales, descendues des grands massifs péridotiques et étalées à leur pied. A ces « terres rouges » latéritiques s'associent des « grenailles » ferrugineuses, des fragments et plaquettes de silice colorée (jaune, rouge), souvent cavernueuses, provenant de l'altération superficielle des péridotites, des rognons de giobertite, enfin de la chromite détritique en petits grains.

Ces latérites alluviales ne se localisent pas toujours sur les bords des rivières, en chenaux étroits. Elles forment surtout de très vastes surfaces d'épandage, faiblement inclinées vers la mer, au pied des massifs péridotiques occidentaux, masquant alors toutes les autres formations récentes.

Sur le versant est, les latérites alluviales n'ont pas été cartographiées, car elles sont limitées à quelques lambeaux de faible importance dans la haute Kokengone ou dans le lit des autres « creeks » descendant des rares petits massifs péridotiques.

Sur le versant ouest, par contre, elles occupent des surfaces importantes au pied du massif du Koniambo et surtout de celui du Kopéto : plaine des Gaïacs. Dans cette plaine elles forment, avec des galets péridotiques et siliceux, une mince pellicule masquant presque partout les argiles vertes.

Leur surface parfaitement plane a permis l'aménagement d'un aérodrome, utilisé pendant la deuxième guerre mondiale.

Eluvions (13 b).

a. Latérites ferrugineuses.

On les rencontre presque exclusivement sur les péridotites (harzburgites) incomplètement serpentinisées des grands massifs : Koniambo, Kopéto, Tchingou, crête du mont Grandié au mont Groata,

etc. Elles sont pratiquement absentes sur les petites masses ultrabasiqnes presque complètement serpentinesuses.

Ces latérites ne constituent que les reliques d'une pénéplaine autrefois beaucoup plus étendue à laquelle a abouti le cycle I de l'évolution physiographique. Dans la région de Népoui et dans la baie de Saint-Vincent (feuille 8) des indices laissent à penser que l'âge de ce cycle serait miocène. Cependant cette attribution reste hypothétique et l'on n'a pas cru devoir suggérer la contemporanéité de toutes les latérites avec le Néogène marin daté. On a donc préféré les numéroter à la suite des dernières formations fossiles, mais ce numéro ne présente pas de signification chronologique rigoureuse.

La coupe complète d'une ouverture latéritique comporte, de la base au sommet :

1° Une zone de départ très peu épaisse, où l'élimination de la silice et de la magnésie de la péridotite est extrêmement rapide; cette zone de départ présente une couleur verdâtre;

2° Des terres essentiellement composées d'hydroxyde de fer : jaunes à la base, rouges et violacées vers le haut; dans ces terres se rencontrent des concrétions ou des filets d'asbolite (oxydes de fer, manganèse et cobalt);

3° Une cuirasse comportant plusieurs zones : zone « scoriacée » à la base, « pisolithique » au sommet; cette cuirasse est fréquemment couverte de vastes champs de « grenailles » ferrugineuses.

Cette coupe complète est rarement observable car l'érosion torrentielle fragmente cette couverture latéritique, les panneaux de la cuirasse glissent sur les terres, celles-ci et les grenailles descendent sur les pentes; de telle sorte que le manteau latéritique primitivement continu, horizontal ou à très faible pente, est peu à peu disséqué.

N'ont été représentés, sur cette carte, que les plaquages latéritiques qui présentaient une certaine continuité, témoins d'une plus importante « couverture » maintenant démantelée. Il va sans dire que des terres rouges peuvent être rencontrées en dehors de celles qui ont été figurées; elles constituaient des plaquages disséminés, peu épais, et de configuration géographique telle que tout essai de traduction graphique s'avérait illusoire. En dehors du fer, le nickel, le chrome et le cobalt sont présents en proportions variables dans ces formations (voir à Gisements minéraux).

Ces latérites éluviales descendent parfois avec des éboulis péridotiques ou serpentineux, par exemple sur tout le flanc nord de la

vallée de l'Amoa, à l'endroit où celle-ci est dominée par le massif péridotique de Grandié-Groata.

b. *Éluvions non ferrugineuses.*

Signalons quelques placages particulièrement épais de terres argileuses jaunes plus ou moins sableuses — notamment sur les séricitochistes du plateau de Tango et dans les collines dominant vers le Nord-Est la rivière Téoumoin. Leur formation semble relever du cycle I ou de la phase II.

Ils n'ont pas été cartographiés parce que, leur épaisseur mise à part, ils sont le plus souvent très difficiles à distinguer des terres d'altération plus récentes.

Marais côtiers (14).

Ils sont immergés de façon constante ou temporaire, peuplés ou non d'une mangrove. Ces distinctions n'étaient guère possibles sur la carte.

Sur la côte est, ces marais n'ont une certaine importance qu'à l'embouchure de quelques grosses rivières (Tipindjé) et qu'aux affleurements côtiers de schistes sériciteux à lentilles calcaires (baie du vieux Touho, estuaire de la Tiouandé, dépressions côtières et marécages au Nord de la route coloniale n° 3 entre Hienghène et l'embouchure de la Tipindjé). Les côtes plus ou moins rocheuses ou sableuses et frangées d'importantes cocoteraies prédominent en effet presque partout ailleurs.

A signaler qu'un puits situé sur la rive droite de la Tiwaka, à environ 1,800 kilomètre de l'embranchement de la route coloniale n° 3, puits dont la cote de départ se trouve à environ 3 mètres du niveau de la rivière, aurait, d'après un colon, montré sous les alluvions argileuses jaunâtres de la rivière, à 6 mètres environ de profondeur, une boue noire avec bois et débris de palétuviers. Ce fait témoignerait d'un intense remblaiement estuarien, ainsi peut-être que d'une légère variation relative récente du niveau marin.

Sur la côte ouest, les marais côtiers sont presque continus. Ils ne sont interrompus que par quelques saillants rocheux : presqu'îles de Pinjen, de Foué, Koniène et surtout presqu'île de Népoui.

ROCHES « IGNEES »

Épanchements paléogènes sous-marins : basaltes α ou basalt-andésites (10-9 b).

Ils ont été décrits précédemment (p. 17).

Roches basiques, métamorphisées ou non.

En de nombreux points de l'arc métamorphique, on rencontre des amphibolites, à structure variable, avec : hornblende, chlorite, feldspath albitique, épidote, qui dérivent tous vraisemblablement d'anciennes roches basiques : gabbros, dolérites ou anciennes laves (voir aussi à terrains métamorphiques). En effet, des roches basiques reconnaissables sont connues dans la formation des grauwackes, là où elle n'est pas métamorphisée; par exemple sur la rivière Pabané, au fond du bassin de Pouembout (voir p. 14).

Quelques galets de gabbros à très gros éléments (de l'ordre de plusieurs centimètres) existent dans les alluvions de la Thiem; assez fortement roulés, ils pourraient provenir d'assez loin, probablement du massif du Tonine.

On a observé des amphibolites à épidote par exemple près du St 436 sur la Kamendoua, dans la falaise dominant la tribu d'Atéou (haute Kamendoua), au-dessus de la tribu de Panaki, etc. Ces lentilles d'amphibolites à épidote, souvent de petites dimensions, et dont l'altération superficielle ne se distingue guère de celle des terrains encaissants, n'ont pas été cartographiées.

Entre la rivière Tipindjé et le mont Cantaloupaï, dans le prolongement exact des péridotites du Oua-Tilou, s'étend une bande de roches basiques, dont le tracé sur la carte est certainement très schématique. La coupe suivant la Tipindjé montre des variations de grain considérables dans ces roches basiques. Il s'agit de gabbros, de dolérites (avec pyrite et filets de quartz) et, semble-t-il, de roches à grain plus fin, présentant la même altération que les basaltes de la côte ouest, et qui pourraient bien en être les équivalents. Il est difficile de préciser les relations géométriques entre les péridotites et serpentines et les roches basiques situées plus à l'Est. Elles ne sont vraisemblablement pas pourtant normales car certains gabbros

et dolérites sont chloriteux et laminés, ainsi que les langues serpentineuses. Il se pourrait que les roches basiques soient les représentants des épanchements basalt-andésitiques paléogènes, ici riches en roches largement grenues, qui pourraient très bien représenter des portions profondes de coulées.

Pour vérifier l'exactitude de cette hypothèse, il faudrait étudier les variations de grain de ces roches et y rechercher les passées de jaspes et argillités sédimentaires, meilleure preuve d'une mise en place par épanchement sous-marin. Il reste aussi à préciser les relations géométriques entre roches ultrabasiques et basiques. Si notre hypothèse est exacte, les péridotites et serpentines devraient normalement passer par-dessus les roches basiques, à moins d'accidents.

Notons que cet ensemble ultrabasique et basique plonge en sens inverse sur ses deux bords, et se dispose bien en synclinal.

Il serait intéressant de rechercher, à la périphérie (à la base) du massif péridotique du Tchingou, s'il n'y existerait pas de roches basiques en quelques points.

Péridotites et serpentines.

Les roches ultrabasiques sont pour l'essentiel des harzburgites plus ou moins serpentinisées, surtout abondantes dans les grands massifs : Koniambo, Kopéto, Oua-Tilou, Tchingou, Grandié-Groata, et des serpentines surtout abondantes dans les petites masses lenticulaires et les « fils » ou réseaux arachnoïdiens de la Haute-Kamendoua et de la zone de charnière de la Tiwaka. Ces fils sont particulièrement abondants dans la charnière de la Tiwaka, où ils sont souvent associés aux dolérites altérées en « roches vertes », à chlorite et épidote, aux schistes chloriteux et aux amphibolites. Souvent très minces (quelques mètres ou même quelques décimètres ou centimètres de largeur), ils n'auraient souvent pas été cartographiables à l'échelle de la carte. Mais leur longueur souvent considérable méritait une représentation. Leur largeur réelle ne peut donc être déduite de la carte.

Il existe certainement dans les harzburgites de petites masses non serpentinisées, par exemple aux carrières de nickel *Pierrette*, dans le massif du Kopéto. Des gabbro-diorites à hornblende s'y retrouvent comme dans tous les massifs, car on en observe des galets dans la rivière de Népoui, notamment en aval du confluent de l'Oua-Péoué, avec d'autres types lithologiques du cortège ultrabasique : serpentine talqueuse, chlorite en grandes lames, roche leucocrate.

*
**

Des types lithologiques particuliers ont été observés, mais non étudiés en détail, dans les contacts des serpentines et des terrains métamorphiques.

Ce sont : du talc massif, plus rarement en grandes lames palmées, de la chlorite, de l'actinote ou de la trémolite en grandes baguettes. Ces minéraux peuvent s'associer mais forment parfois de très belles roches mono-minérales; voir par exemple sur la rivière Kamendoua, à la traversée des langues serpentineuses dépendant du massif du S^t 436.

Une chlorite vert vif chromifère a été observée dans les serpentines entre le S^t Kalégane et le Pic Poigni. Beaucoup de ces minéraux (chlorite, actinote, trémolite, talc) peuvent s'expliquer par une réaction entre serpentines et roches encaissantes alumineuses, ou par des migrations d'éléments à l'intérieur des terrains métamorphiques (cf. théorie métagénétique de J. A.).

Certaines bordures de serpentines montrent des concentrations minérales plus rares, traduisant pareillement, soit des « apports » par la serpentine, soit des migrations internes, de sodium (albite), de bore (idocrase).

Par exemple, sous la Station Devaud, au confluent de la Kamendoua et de la Né Ouendé (qui descend du S^t Poanishaleu), on observe (fig. 3) de la serpentine laminée, frangée par du talc, puis par une roche verte à surface très lisse, mamelonnée, avec baguettes d'idocrase jaune verdâtre (albite, épidote sensu-stricto, chlorite, idocrase), puis par un filet d'une roche très riche en albite et chlorite en accordéon; enfin vient le schiste chloriteux banal.

De telles concentrations bordières rappellent beaucoup celles connues dans la zone alpine des schistes lustrés, par exemple dans le Queyras, où P. R. a observé des liserés très riches en albite au contact des ophiolites, de l'idocrase à la bordure des serpentines du massif du M^t Viso, de la tourmaline dans les schistes lustrés au contact.

La Nouvelle-Calédonie offre donc également de belles possibilités d'études pétrographiques fines sur les migrations ou les apports d'éléments en liaison avec les ophiolites.

*
**

Cette feuille montre à l'évidence la position géométrique des grands massifs péridotiques, que P.R. (1953) a montré être « recouvrants ». Les lobes flottant sur les basaltes, tels que celui du Kafate, avancée du massif du Koniambo, et celui du plateau

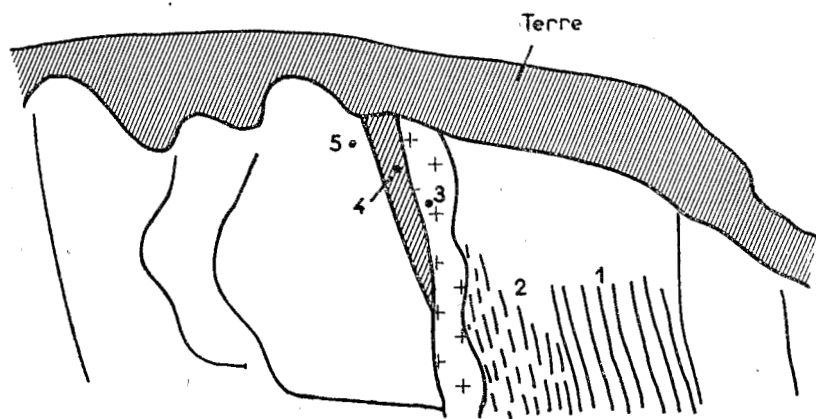


FIG. 3. — Contact de serpentinite. Confluent de la Kamendoua et de Né Ouendé, sous la station Devaud

1. Serpentine laminée.
2. Talc.
3. Roche à albite, épidote, chlorite, idocrase.
4. Albite à chlorite.
5. Schiste chloriteux.

de Tiea, avancée du massif du Kopéto, sont particulièrement démonstratifs à cet égard (1). Ce ne sont là que des témoins, respectés par l'érosion, d'un énorme feuillet péridotique qui s'étalait autrefois beaucoup plus largement sur les basaltes et même sur d'autres formations. Par exemple le Koniambo vient localement, sur son bord nord, en contact avec la formation à charbon et le Kopéto semble « transgresser » sur la limite basaltes-formation de la Poulaloa (9 a).

(1) Les anomalies gravimétriques et magnétiques (Y. CRENN, 1953, fig. 4) peuvent, dans cette région, s'interpréter, au moins dans leurs grandes lignes, en se fondant sur cette disposition.

La surface basale de ces massifs est faiblement inclinée au Sud-Ouest (R., 1953, fig. 20 A et B, p. 188) et est fort peu ondulée. Cependant la large apparition des basaltes entre le Koniambo et le Kopéto nous semble due à une ondulation transversale, orientée Ouest-Est, comme l'arc métamorphique et les terrains sédimentaires. A la faveur de cette ondulation les péridotites auraient été plus rapidement érodées. Les massifs de Koniambo et du Kopéto représentent ainsi, vraisemblablement, de grandes vasques synclinales à très faible rayon de courbure.

Notons d'ailleurs que les directions structurales dans les épanchements paléogènes sont également proches de l'Ouest-Est, par exemple entre Pouembout et Koné; les vallées de la Pouembout et de la Koné sont nettement contrôlées par cette direction.

Le massif composite, péridotique et basique, du Oua-Tilou-Cantaloupai semble bien représenter un « synclinal » reposant sur les terrains métamorphiques. Le massif du *Tchingou* présente apparemment la même disposition, en synclinal plus plat (fig. 4). Aussi nous ne pensons plus (cf. P. R., 1953) devoir les considérer comme « intrusifs ».

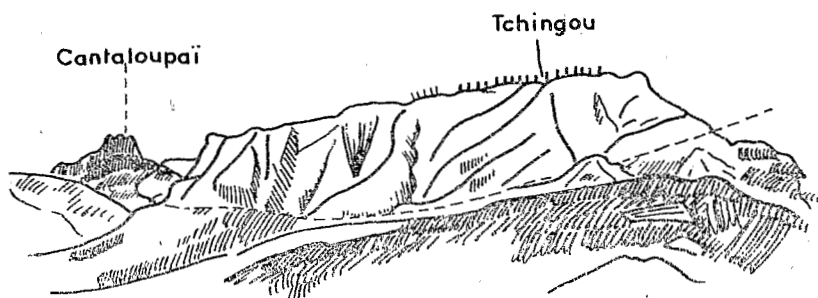


FIG. 4. — Le massif péridotique du Tchingou
Vue prise d'environ 4,500 km à l'W.-S.-W. Le tireté indique la surface de base:
en avant, forêt sur terrains métamorphiques

En effet, à l'époque, nous ne croyions pas pouvoir raccorder les basaltes de la côte ouest et ceux de la côte est. Aujourd'hui que nous semble établie la transgressivité des basaltes, il nous paraît très plausible de raccorder les basaltes orientaux et occidentaux par-dessus la chaîne (voir feuille 3). Il en va de même pour les

péridotites. *Celles-ci ont dû s'étendre pratiquement sur toute la surface de l'île.* Si, dans l'axe, on n'en observe plus que des témoins réduits, comme le Oua-Tilou et le Tchingou, c'est qu'un plissement « post-péridotique » aurait été en moyenne ici beaucoup plus intense que dans la portion occidentale.

*
**

La structure interne de ces massifs n'a pas été étudiée (cf. dôme de Tiébaghi, P. R., 1953).

L'âge des péridotites néocalédoniennes (au moins des grands massifs recouvrants) a été en partie fixé sur cette feuille. Elles sont remaniées dans le Miocène inférieur de Népoui. De plus elles sont postérieures à l'Éocène 1 et à la formation de la Poualoo, considérée hypothétiquement comme équivalente du « flysch » de Bourail (feuille 6), donc peut-être d'âge éocène supérieur.

Une certaine indépendance des péridotites par rapport aux basaltes, visible ici au bord nord du Kopéto, semble démontrer la « transgressivité » et la postériorité des péridotites par rapport à ceux-ci. Or, dans la région de Bourail (feuille 6), les basaltes sont *au plus tôt* synchrones du flysch éocène supérieur.

Il est donc très vraisemblable d'admettre que la mise en place des péridotites eut lieu durant l'Oligocène. Nous rejetons donc les affirmations suivant lesquelles, sur la base d'observations mal précisées dans le bassin de Koumac, les péridotites seraient miocènes (R. POMEYROL, 1954): Pour les « rajeunir » il faudrait d'abord rajeunir le « Miocène inférieur » de Népoui.

*
**

En ce qui concerne le mode de mise en place, nous rappellerons que deux hypothèses ont été proposées. L'une est « métasomatiste » (J. A., 1949, 1955). L'autre considère les péridotites comme un énorme épanchement dont la « racine » redressée se situerait sur la côte orientale ou, très près d'elle, sous la mer (P. R., 1953). Cette zone « radulaire » commencera à apparaître sur la feuille 5. P. R. précise que les phénomènes bordiers de « serpentisation » décrits par J. A. ne lui paraissent nullement contradictoires avec l'hypothèse de l'épanchement. Ces phénomènes peuvent bien s'expliquer par des pénétrations des terrains juxtaposés ou sous-jacents par des « solutions serpentineuses ».

Quant à l'hypothèse d'une mise en place purement mécanique par un « charriage », elle ne paraît pas à retenir. Qu'une masse figée ait pu se translater transversalement sur ou moins de 50 kilomètres — et ceci tout au long des 400 kilomètres de l'île — sans se disloquer profondément paraît hautement invraisemblable. Cette remarque n'exclut pas d'éventuels petits phénomènes « mécaniques » à la base (serpentes, « feuilletées », etc.). Notons par exemple que de la serpentine très disloquée s'observe entre la rivière Népoui et le col de Muéo, donc à la base du massif du Kopéto. Ce phénomène rappelle celui observé, sur la feuille 2, sur le bord sud-ouest du Siounda. Il mériterait un examen plus poussé.

Quartz.

1. *A la lisière des péridotites nous n'avons figuré de quartz qu'au pied de la Kataviti (massif de Koniambo). Mais il en existe ailleurs, par exemple en bordure du lambeau de Tiewa, un peu au sud des Cornes de Goyeta. Sous la Kataviti il s'agit de deux grosses buttes de quartz carié ferrugineux; l'une est à 300 mètres de la route coloniale. Ces quartz se situent dans la même position bordière par rapport au massif de Koniambo que le « Pain de Sucre », situé plus au Nord-Ouest, sur la feuille 3.*

Il est fort possible que ce liseré siliceux soit beaucoup plus continu et de puissance irrégulière et il serait intéressant de le tracer.

2. *Dans les terrains métamorphiques les veines de quartz sont abondantes mais les filons puissants et longs semblent rares. Un filon de quartz particulièrement important se manifestant par des blocs de quartz laiteux blanc pouvant dépasser la taille du mètre cube, est à signaler dans la vallée moyenne de l'Amoa, qu'il recoupe à peu près à mi-distance entre les Monts Groatti et Timbounou, près de la tribu de Saint-Thomas. Pour autant que nous avons eu la possibilité de l'examiner, aucune minéralisation n'a pu y être décelée.*

Il convient de signaler également, 150 mètres environ après la confluence de l'Ondou et de la Tiwaka, sensiblement dans l'alignement du gros filon de quartz précédent, non loin de la tribu de Pombaye, l'affleurement, dans le lit d'un creek descendant du massif

de l'Inédète, de rochers ruiniformes (1) d'une sorte de quartzite tectonisé à traînées chloriteuses, qui ne sont peut-être pas sans rapports avec les filons de quartz de l'Amoa.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Sur cette feuille s'étend l'arc Congo-Tiwaka, formé de terrains franchement métamorphiques, flanqué au Nord de terrains moins métamorphiques, s'échelonnant dans l'ordre stratigraphique normal, de la formation des grauwackes aux épanchements paléogènes.

I. Lithologie

Dans la partie axiale les terrains métamorphiques se rangent :

a. Dans les séricitoschistes et le « faciès des schistes verts » (« green schist facies »), caractérisés essentiellement par quartz, muscovite (séricite) et *chlorite*;

b. Dans le « faciès épidote-amphibolite », avec *épidote*, *amphiboles*, *albite-oligoclase* et talc (en relation avec serpentine).

Ces deux faciès correspondent, du point de vue de la classification zonale, à l'« épizone » de Grubenmann, à la zone des mica-schistes supérieurs de Jung et Roques, c'est-à-dire à un métamorphisme relativement peu intense.

Le gros de ces roches représente certainement une série sédimentaire à l'origine, mais certaines correspondent à d'anciennes roches ignées basiques intercalées dans cette série. Quelquefois les formations sédimentaires initiales sont encore identifiables; on les a figurées alors par leur couleur habituelle avec une surcharge de tiretés bistre indiquant un métamorphisme léger. Dans un seul cas on n'a pas tenté d'assimilation et on a laissé le fond en blanc : bande de la Haute-Tipindjé.

(1) Ce sont sans doute ces rochers ruiniformes qui ont été pris par J. GARNIER pour des lentilles de calcaire silicifié, dont ils évoquent d'ailleurs bien les formes habituelles.

A. Phyllades, séricitoschistes et « schistes verts ».

Nous examinerons d'abord les schistes à mica blanc (séricite) largement dominant.

Des *phyllades*, contenant souvent des traînées lenticulaires de quartz, parallèles à la schistosité.

Certaines *phyllades*, riches en veines de quartz laiteux qui recoupe généralement la schistosité, donnent naissance par altération superficielle à des champs de cailloutis blancs; exemple : plateau de Tango.

Les *séricitoschistes*, très abondants sur cette feuille, sont, ou bien satinés, à schistosité bien parallèle, ou bien lustrés, et alors souvent gaufrés. Il arrive que la cristallinité de leur mica soit assez large et qu'ils montrent des transitions vers les véritables micaschistes; par exemple au-dessus de la tribu d'Atéou.

Certains *séricitoschistes* présentent un aspect « tacheté », car ils contiennent de petits nodules noirâtres de quartz, plus ou moins amygdalaires, dont la grosseur peut atteindre celle d'un pois.

Les « *schistes de Hienghène* » sont des schistes noirs, assez peu sériciteux, sans feldspaths, ce qui les distingue des *grauwackes*, parfois pyriteux. Ils présentent sur les parties soumises aux embruns marins une érosion alvéolaire très caractéristique (alvéoles profondes à bords tranchants, fréquemment disposées en files). Ils blanchissent à l'affleurement.

Ils sont parfois plissotés et très souvent zébrés de petites veines de quartz laiteux recoupant la schistosité, et dont l'orientation statistique est Nord-Sud.

Presque azoïques ils n'ont fourni aucune trace de fossiles sur cette feuille. Rappelons que, sur la feuille n° 3, à Ouayagette, ont été découvertes des empreintes probables de grands Inocérames évoquant un âge jurassique supérieur ou crétacé.

De plus, leur position dans la série lithologique et la présence de schistes analogues datés, plus à l'Est, font penser qu'il s'agit très probablement d'un équivalent de la « formation à charbon », encore qu'un âge au moins *pro-parte* jurassique inférieur ou triasique ne puisse être partout exclu. Nous savons, en effet, que le faciès de schistes noirs semble, d'une manière générale, débiter de plus en plus tôt à mesure que l'on s'éloigne vers l'Est, c'est-à-dire que l'on s'éloigne des côtes probables les plus voisines des terres alors émergées (Tasmania).

Stratigraphiquement ces schistes surmontent en continuité et concordance la formation des grauwackes, d'âge très probablement triasique, et en tout cas permo-jurassique, qui forme les hauteurs barrant l'horizon vers l'intérieur. De plus ils s'enfoncent sous les « schistes de Maïna », qui représentent, au moins *grosso-modo*, l'Éocène I.

En vérité, la dénomination de « schistes de Hienghène », adoptée primitivement et encore au moment de la rédaction de la légende, nous paraît superflue maintenant que l'analogie stratigraphique entre le versant oriental et le versant occidental est établie (observations de J. A., 1956).

Les « schistes de Maïna » sont des séricitoschistes, souvent très sériciteux. Très rubéfiés en surface ils n'ont encore livré aucune trace de macro-fossile. Ils présentent des intercalations de petits lits (ép. moyenne : 2 à 5 cm) de quartzites blanchis (dépigmentés), ou « caillasses siliceuses » à taches résiduelles bleu foncé.

Ces intercalations presque toujours plissotées peuvent devenir prédominantes et les délits schisteux plus ou moins gréseux. Cette formation correspond certainement à la formation phtanitique et calcaire (8 ou Éocène I), légèrement métamorphisée. D'ailleurs cette assimilation est d'autant plus évidente que, dans ces « caillasses siliceuses », s'intercalent des lentilles calcaires, ici recristallisées et plus ou moins silicifiées.

Cette formation, ou plus exactement les schistes noirs de sa base, sont en *continuité*, vers l'intérieur, avec la formation des « schistes de Hienghène ». Aussi faut-il réserver la possibilité qu'il y ait là des couches de passage du Crétacé à l'Éocène.

Comme celle de « schistes de Hienghène », la dénomination de « schistes de Maïna » nous paraît désormais superflue.

Bande de la Haute-Tipindjé.

Une bande de terrains a été laissée en blanc, ce qui signifie que l'on n'a pas osé la rapporter à une formation sédimentaire. Il s'agit de schistes ardoisiers, en dalles, où l'on reconnaît encore les lamelles isolées de mica blanc détitique; il n'y apparaît pas de plans micacés continus. Ces terrains ne sont pratiquement pas métamorphiques.

A la vérité, ils pourraient très bien représenter la formation à charbon repliée dans la formation des grauwackes métamorphisée en séricitoschistes et schistes chloriteux. D'ailleurs ils ne se distinguent de la formation à charbon que par une schistosité régulière.

Comme cette formation, ils s'altèrent en une terre rose ne portant qu'une maigre couverture végétale.

Dans la partie axiale de l'arc métamorphique, dans toute l'aire figurée en ξ^2 , s'adjoignent aux séricitoschistes des *schistes chloriteux*, contenant habituellement de l'épidote (quartz, chlorite, épidote; plus rares sont : albite, hornblende aciculaire, calcite).

Entre les séricitoschistes et les schistes chloriteux il n'y a pas de coupure franche. Le passage se faisant par des schistes à mica blanc et chlorite, plutôt pauvres en épidote.

Dans toutes les coupes observées, ils s'associent par alternances, évoquant ainsi d'anciens lits sédimentaires de composition différente.

Dans la partie occidentale de l'arc, la représentation par un tireté vert (omis dans le cartouche ξ^2 de la légende) des schistes chloriteux est purement indicative et nullement limitative. Une distinction cartographique des séricitoschistes et des schistes chloriteux ne paraît d'ailleurs guère possible.

L'abondance, dans beaucoup de ces roches, de la chlorite et de l'épidote (*sensu-stricto*) est un caractère remarquable. Elle ne peut s'expliquer que par une composition calco-ferro-magnésienne des sédiments originels, qui étaient des grauwackes. C'est une différence sensible avec l'arc cristallophyllien du Nord-Est, où la zoïsité est si largement répandue.

Notons encore la rareté de la *lawsonite*; et la subordination de la glaucophane à l'amphibole verte. Nous avons cependant rencontré la glaucophane dans un schiste chloriteux entre Koné et Poindah et, en plusieurs points du lit de la Kamendoua, des galets de glaucophanites, certaines à grenat. Il est donc certain que des roches à glaucophane pourraient être retrouvées, et leur position zonéographique peut être précisée. En tout cas, elles sont ici beaucoup moins abondantes que dans l'arc cristallophyllien du Nord-Est (feuilles 1, 2 et 3).

Une variété de schistes chloriteux mérite d'être signalée : ce sont des schistes rouges, lie-de-vin et verts, à chlorite et à oligiste. Ils forment sans doute des passées étroites car on ne les observe que rarement en place; exemple : Tipindjé, un peu au Sud de l'entrée dans les roches basiques du Oua-Tilou - Cantaloupaï. Par contre, ils sont fréquemment en galets dans les torrents (ex. : haute Tipindjé). A titre d'hypothèse, on pourrait peut-être les mettre en parallèle avec ceux de la vallée de la Temala (feuille 3), qui sont des radiolarites schisteuses, au contact de « roches vertes » (anciens épanchements). Mais leur association à des roches vertes n'est peut-être pas constante et ce point mérite examen.

Enfin, il faut mentionner un type particulier de schistes chloriteux et ferrugineux, très riches en *oligiste*, et qui ressemblent assez aux « itabirites » du Brésil ou, plus généralement, aux « jaspillites ferrières » des vieux boucliers. Nous ne les connaissons en place qu'au St Poanishaleu (concession pour fer « Bataille », voir p. 63). Ils peuvent bien représenter des passées particulièrement riches en fer comparables aux schistes rouges que nous venons de citer.

Notons enfin la grande abondance des veines quartzieuses d'exsudation dans toute cette série de schistes métamorphiques. Certains de ces quartz contiennent de l'épidote, comme on peut le voir dans les galets de la haute Congo, de la haute Tipindjé, dans le col de Kokengone, etc.

B. Roches du faciès « épidote-amphibolite ».

Bien qu'abondantes, elles n'ont pu, vu l'échelle du levé et l'absence fréquente de fond topographique, être cartographiées. Elles comprennent :

— des « roches vertes », macroscopiquement massives, montrant encore, au microscope, des reliques de structure doléritique (ou gabbrôïque), mais sont plus ou moins chloritisées et chargées en épidote. Elles sont particulièrement abondantes dans la partie orientale de l'arc (Kongouma, région du Kokengone), où elles proviennent de la transformation des épanchements paléogènes. Des lentilles de radiolarites rouges, parfois recoupées de veines de quartz laiteux, s'y intercalent.

Les autres roches sont localisées d'une façon irrégulière dans l'axe Congo-Tiwaka. Elles se rapportent aux types suivants :

— *amphibolites* à *épidote* et albite, à structure variable (hornblende, chlorite, feldspath albitique, épidote *sensu-stricto*, très peu de quartz, ilménite et leucoxène);

— véritables épidotites, parfois chargées en calcite;

— talcschistes en lentilles dans les roches vertes, les schistes chloriteux et les séricitoschistes. Le talc est fréquemment en relation avec de la serpentine, dont il constitue alors la bordure;

— schistes à trémolite, celle-ci pouvant se présenter en faisceaux de plus de 10 centimètres de longueur. A propos de ces derniers types lithologiques, qui apparaissent dans les contacts de serpentine, voir aussi p. 29.

Notons que les amphibolites à épidote et albite, tout à fait comparables aux « prasinites » alpines, dérivent sans doute essentiellement d'anciennes lentilles de roches basiques (dolérites, gabbros) intercalées dans la série sédimentaire initiale. D'ailleurs, dans la formation des grauwackes d'autres régions (surtout feuille 5) ces roches basiques sont connues.

Sur le versant ouest on a observé des amphibolites, par exemple près du S^t 436 sur la Kamendoua, dans la falaise dominant la tribu d'Atéou (haute Kamendoua), au-dessus de la tribu de Panaki, etc. Ces lentilles d'amphibolites à épidote, souvent de petites dimensions, et dont l'altération superficielle ne se distingue guère de celles des terrains encaissants, n'ont pas été cartographiées. Nous avons déjà indiqué la rareté de la glaucophané (voir p. 37).

Enfin, on notera que les lentilles de serpentine incluses dans cette série métamorphique sont très fréquemment bordées de talc.

2. Origine et âge des terrains métamorphiques.

Plusieurs faits sont significatifs quant à l'origine des schistes chloriteux et épidotiques.

a. Les couches triasiques datées par des fossiles (sur les feuilles 3 et 5) semblent en continuité avec les terrains métamorphisés. Ici, sur la Kamendoua, cette continuité est masquée par les serpentines du S^t 436.

Dans le bassin de la Poualoua le passage entre métamorphique et grauwackes n'a pas été étudié. Sur son affluent de droite, la Pabané (anciennement Papaná), un banc de conglomérat, épais de deux mètres, s'intercale dans des schistes ardoisiers alternant avec de petits lits de grauwackes. Ce conglomérat ne peut pas, actuellement, être parallélisé avec ceux de la Congo et de la Kamendoua.

b. La formation de schistes riches en chlorite et en épidote ne peut s'expliquer qu'à partir d'un matériel sédimentaire assez riche en Ca, Mg et Fe. Or, ce matériel peut précisément être trouvé dans les grauwackes, riches en plagioclases et minéraux ferro-magnésiens. D'ailleurs, il serait sans doute possible de suivre la transformation des grauwackes en schistes chloriteux. Entre autres points favorables, nous signalerons, sur la Tipindjé, un peu au sud-est de la bande basique du Cantaloupaï, des lits de grauwackes qui paraissent faire partie de l'ensemble de schistes métamorphiques chloriteux.

Enfin le « rythme » même, avec alternance de séricitoschistes et de schistes chloriteux à épidote, évoque l'alternance de sédiments argileux et de grauwackes, c'est-à-dire la « formation des grauwackes ».

On voit donc qu'il faut considérer la partie axiale des terrains métamorphiques de l'arc Congo-Tiwaka comme dérivant de la formation des grauwackes. Ainsi, en Nouvelle-Calédonie comme dans l'île du Sud de la Nouvelle-Zélande (TURNER, 1933, et HUTTON, 1940) la formation des grauwackes a été métamorphisée.

Les terrains que nous avons décrits ici correspondent essentiellement à la « chlorite-zone » (zone 1) de Nouvelle-Zélande. Nous n'y connaissons pas les zones à biotite.

L'âge des terrains métamorphiques n'est pas pour autant fixé avec précision. On pourrait dire en général « Permien-Trias-Jurassique ». Mais on remarquera que, dans la Kamendoua, le métamorphisme n'a pas atteint, ou seulement d'une manière très faible, les couches du Trias supérieur. Les terrains métamorphiques représenteraient donc, pour l'essentiel, la colonne anténorienne. A vrai dire, *ceci n'est vrai que sur une partie de la lisière occidentale de l'arc*. Si l'on se déplace vers le Nord-Est, il est fort possible, et même probable, que le métamorphisme « chloriteux » monte plus haut dans la colonne. En effet, de ce côté, un métamorphisme général léger monte jusque dans l'Éocène I et même les épanchements paléogènes. Nous reviendrons sur cette dissymétrie du métamorphisme, liée à une dissymétrie dans l'histoire géologique des deux versants.

Nous voudrions souligner enfin que tous les problèmes « résiduels » posés ici par le métamorphisme sont liés au défaut d'informations stratigraphiques (ceci est d'ailleurs vrai partout dans le monde). La découverte de fossiles dans les diverses formations, en particulier dans celle des grauwackes et dans celle à charbon) et une cartographie beaucoup plus soignée conduiraient à une meilleure compréhension, non seulement de la tectonique, mais aussi du métamorphisme, de ses zones et de ses fronts. Aussi engageons-nous nos successeurs éventuels à serrer de plus près la stratigraphie, surtout dans les régions internes et orientales.

3. Âge du métamorphisme

Ne pas confondre ce problème avec celui de l'âge des terrains métamorphiques. Il se présente de façon différente sur les deux versants.

Du côté occidental, les schistes métamorphiques sont remaniés dans les « conglomérats de la Congo », qui sont post-noriens et anté-sénoniens. Le métamorphisme est donc à coup sûr anté-éocène. De ce côté, il n'a pas atteint la formation à charbon mais a touché légèrement les couches à Monotis (feuille 3). On peut donc dire qu'il s'est vraisemblablement terminé — et non qu'il a eu lieu — entre le Norien et le Crétacé supérieur. Pour préciser, il faudrait serrer de plus près l'âge des conglomérats de la Congo.

Du côté oriental au contraire, le métamorphisme monte au moins jusque dans l'Éocène I : « schistes de Maïna », et même jusque dans les épanchements paléogènes. Il s'est donc achevé au plus tôt à cette époque.

Cette dissymétrie dans l'âge du métamorphisme doit être mise en parallèle avec la dissymétrie de l'évolution tectonique des deux versants : à l'Ouest érection d'un arc et formation de conglomérats, à l'Est pas de conglomérats, et sédimentation apparemment continue, sans trouble orogénique notable.

Conclusion.

Si les grandes lignes de nos observations et de notre carte sont exactes, on est conduit à une seule interprétation, d'un grand intérêt pour la Géologie générale.

Le métamorphisme serait bien ici, pour l'essentiel, un phénomène prolongé, qui prend place durant la subsidence géosynclinale et l'empilement des sédiments et cesse au moment de l'orogénèse (conception classique mais non démontrée avec rigueur), et non un phénomène bref accompagnant celle-ci.

Nous en venons donc à présenter de façon plus affirmative l'idée suggérée antérieurement par P. ROUTHIER (1953, p. 169-170).

TECTONIQUE

Allure en festons.

On a affaire ici à un segment festonné de la chaîne néocalédonienne.

Dans sa partie orientale, il comporte un feston très régulier à concavité tournée vers le Nord (feston Hienghène-Touho) et l'amorce d'un deuxième feston (Amoa-Cap Bayes).

Au raccordement de ces deux festons se place ce que nous appelons la « charnière » de la Tiwaka ou du Kokengone.

L'absence presque totale de fond topographique dans le bassin de la Tiwaka n'a pas permis une cartographie de détail. Il semble toutefois qu'une grande fracture, légèrement courbe, passant sensiblement par l'embouchure de la Ponandou et s'infléchissant vers le Sud, sépare les formations du Kokengone (épandements paléogènes un peu métamorphiques) de la formation des grauwackes du Cap Touho (fig. 1). Nous n'avons cependant pas eu le loisir de faire les études qui auraient été nécessaires pour que sa présence soit incontestablement établie.

Signalons aussi la possibilité de failles dans les « schistes de Hienghène » (cf. *J. A.*, 1953, pl. XXVI, fig. 2) et d'un système de failles, non figuré, de direction approximative N. 145° E., traversant la moyenne vallée de l'Amoa, au voisinage du Mont Groatti.

Le serrage des formations a été extrêmement intense. Les pendages sont généralement très élevés; ils oscillent entre 40° Nord au Sud et la verticale, les plus élevés s'observant dans la charnière de la Tiwaka, les plus faibles (40 à 50° Nord) dans le feston Hienghène-Touho.

Dans la partie occidentale, on observe la réplique de la charnière de la Tiwaka dans la torsion du M^t Propuri et du M^t Grouba, où la direction des couches passe de l'Ouest-Est au Nord-Sud. Il est très vraisemblable que des recherches plus poussées entre la basse Tiwaka et cette région montreraient la grande complexité de toute cette charnière, et éclaireraient la relation avec elle des massifs et fils serpentins qui s'y placent.

Coupe en « éventail multiple ». Dissymétrie. — En large approximation, la coupe est celle d'un large bombement à axe métamorphique flanqué sensiblement, de part et d'autre, par les mêmes formations.

Mais nous avons déjà indiqué la dissymétrie structurale de la chaîne dans cette région.

On notera que dans la majeure partie de l'axe métamorphique Congo-Tiwaka, les pendages sont au Nord. Sur son bord occidental, cet axe est souvent déversé sur les formations sédimentaires; voir en particulier sur la rivière Kamendoua, où le déversement des conglomérats prolonge celui de la Congo (PR, 1953, fig. 6, p. 37). La formation à charbon du S^t Poa Iti plonge sous le métamorphique. Dans le haut du creek Tiendiga, on peut observer un contact glissé entre formation à charbon et métamorphique; dans ce contact ne

s'interposent pas de conglomérats. Le même déversement s'observe encore beaucoup plus loin à l'Est, sous le St Poiloup. Ce bord apparaît donc comme une sorte de « genou » enveloppé par les formations sédimentaires.

Au Nord de Koniambo, on note également le déversement de la formation à charbon sur les basaltes paléogènes.

Mais, dans ceux-ci s'établit très vite un pendage au Sud-Ouest ou au Sud : sorte de vaste demi-synclinal. Les péridotites surmontent ces basaltes et leur surface de base est très peu déformée. Il semble donc qu'en allant vers l'Ouest, c'est-à-dire en se rapprochant de la Tasmantia, la mobilité, surtout vers la fin de l'activité orogénique, fut moins grande que dans la partie interne.

Du côté nord-est, la disposition « type » est celle indiquée par la coupe de la figure 1b, où toutes les couches plongent au nord-est. Mais, en réalité, elle peut être relayée longitudinalement par des déversements locaux : voir, par exemple, le déversement au nord-est sur la moyenne Tipindjé.

Dans l'axe métamorphique existent vraisemblablement des replis, comme l'attestent les probables « synclinaux » de roches basiques et péridotites du Oua-Tilou et du Tchingou.

Au total, on voit qu'une coupe complète de l'île, au moins dans ce segment, ne se réduit pas à un bombement anticlinal ou à un éventail simple. La plupart du temps, on aurait plutôt affaire à un dispositif en « éventails » multiples : anticlinorium.

Nous noterons enfin que la direction structurale voisine de l'ouest-est a joué encore légèrement après la mise en place des péridotites sur la côte ouest. L'érosion qui met à nu les basaltes dans la région de Pouembout et Koné coïncide avec le segment ouest-est se terminant au Mont Grouba. On peut donc imaginer une ondulation transversale légère des péridotites, grâce à laquelle le substratum basaltique aurait été plus rapidement atteint par l'érosion.

GISEMENTS ET INDICES MINÉRAUX

Avertissement. — La Nouvelle-Calédonie étant en plein essor minier, notamment en ce qui concerne le nickel, l'usager local ne doit pas s'attendre à trouver sur la carte un inventaire complet des indices et des gisements exploités au moment où il la lit. Pour la localisation, au moins approximative, de certains indices et gisements, le lecteur intéressé devra consulter les cartes au 1/40.000, avec cadres des concessions et permis de recherches, tenues à jour au Service topographique de Nouméa.

Le lecteur qui désirerait une introduction générale aux gisements minéraux néocalédoniens, en particulier de nickel, pourra s'adresser à la « Géographie de la Nouvelle-Calédonie » [1955]. On notera que, sur cette feuille, n'ont pas été relevés d'indices de charbon.

1° *Gisements associés aux péridotites et serpentines.*

Nickel.

Les processus de formation des minerais de nickel ont été résumés précédemment (voir notice feuille 1). Ces gisements sont du type « résiduel », liés à la formation des latérites ferrugineuses.

Sur cette feuille, deux grands massifs péridotiques (ou « miniers ») ont contribué à la production du nickel : le massif de Koniambo et celui du Kopéto. Ils sont actuellement inexploités. Le massif de Koniambo est relativement peu dégradé. Il a conservé de vastes vestiges, d'ailleurs bosselés, de la pénéplaine initiale et, en conséquence, des gisements de nickel très étendus (R. 1953, pl. XXII, fig. 2). *Les chiffres de production illustrent de façon frappante cette règle morphologique.* Le massif de Koniambo a fourni environ le quart du tonnage global depuis l'origine.

Massif de Koniambo. — Il n'a cessé son activité qu'à la fin de la deuxième guerre mondiale. En notant sur la carte des noms tels que les Guérioum, Trazy, Kataviti, on a voulu rappeler seulement quelques noms prestigieux dans l'exploitation du nickel, mais les exploitations furent en réalité beaucoup plus nombreuses.

On ne peut scinder la production du massif qui s'étend sur les feuilles 3 et 4. D'après une estimation au 31 décembre 1955, il a fourni au total 2 624 936 tonnes de minerai, soit 24,2 % du tonnage global de l'île. Dans ce massif, ont été exploités des gisements différant par le « type » de leur minéralisation et par leur importance.

Les minerais du type « terreux pulvérulent » étaient particulièrement abondants, par exemple à la *Guérioum 181* (point numéroté 181). Exceptionnellement, on y a suivi la minéralisation en profondeur; à la *Kataviti*, jusqu'à 40 mètres, derrière une « barrière » de quartz carié; à la *Boum II*, on a exploité un gisement « pseudo-filonien » de 40 mètres de longueur, 20 mètres de hauteur et 5 à 6 mètres de puissance maximum. De ce dernier, on a extrait 20 000 tonnes à 6-7 %; ce serait le plus gros tonnage fourni par un gisement pseudo-filonien en Nouvelle-Calédonie. On a vérifié

ici que le volume des gisements est bien fonction de leur pente moyenne. Les gros gisements présentent une pente variant entre 10 et 30°; par exemple, 25° à la *Guérioum 181* qui a fourni 354 000 tonnes.

La *Trazy* appartient à une catégorie de gisements moins importants, à pente plus forte : 30 à 50°. Sur pente supérieure à 50°, on ne rencontre plus que de petits gisements, de l'ordre de quelques dizaines de milliers de tonnes; exemple : les « Grandes Crêtes » à la *Kataviti*.

Ces faits montrent bien que la grande phase de concentration du nickel est liée à la pénéplation du cycle I.

Massif du Kopéto. — Nous désignons sous ce nom tout le massif péridotique s'étendant jusqu'à la baie de Népoui et se prolongeant sur la feuille voisine (n° 5) par le massif du Boulinda. Il inclut donc les gisements de nickel du massif du Kopéto (au sens strict) et ceux situés dans le haut de la vallée de Népoui et de son affluent : la Péoué. Ce groupe de gisements de nickel est habituellement dénommé : groupe de Népoui. Il était desservi par deux voies ferrées remontant la Népoui et la Péoué. Un village minier était établi au confluent de ces deux rivières.

Nous avons reporté, dans leurs positions approximatives, les noms des anciennes exploitations importantes, antérieures à 1902 ou en activité à cette date (elles sont indiquées dans l'ouvrage d'E. GLASSER).

Ce groupe n'a produit que 482 483 tonnes de minerai, soit 4,5 % du tonnage total. Mais on doit prendre garde, si l'on veut faire une comparaison exacte avec le massif de Koniambo ou avec d'autres, que ces chiffres ne traduisent pas du tout les tonnages métal. En effet, le massif du Kopéto a été exploité dès avant 1900 et, dans l'ensemble, bien avant celui de Koniambo, c'est-à-dire à une époque où l'on extrayait des minerais beaucoup plus riches (de 1875 à 1899 : entre 15 et 7,5 %; de 1930 à 1939 : entre 5 et 4 %). C'est d'ailleurs dans le massif du Kopéto que GLASSER (1904, p. 79 et 81) a mentionné des échantillons de silicate de nickel extraordinairement riches : 44,7 % de NiO aux carrières *Pierrette*, 42,1 % aux carrières *Hélène*.

Dans le groupe du Kopéto proprement dit, mentionnons les exploitations du Mont Vert, du Mont Krane (coulées de déblais notées sur la carte à l'ouest du Mont Vert), de Ou-Mango (REIS, n° 1). Ces exploitations évacuaient leur minerai par la vallée de Pouembout, qu'elles dominent.

Dans le groupe de Népoui ont été ouvertes de nombreuses carrières, dont le minerai fut évacué à partir de la fin du siècle dernier par la voie ferrée (établie de 1896 à 1899). Nous avons reporté leur position approximative sur la carte.

A la Pierrette, exploitée lors du passage de Glasser, le minerai était d'un type assez particulier. Autour de blocs de harzburgite *non serpentinisée*, on trouvait des croûtes très nettes, *sans transition régulière* au noyau stérile, de couleur jaune orangé, séparées par des enduits silicatés verts. Ces blocs étaient noyés dans des poudres rougeâtres ou jaunâtres, à fragments de minerai vert. Ce type de minerai, à noyaux de péridotite fraîche, relativement rare, mais figuré par GLASSER (fig. 5, pl. III), est pourtant passé dans les traités classiques...

Notons, sur cet exemple, combien la formation des silicates de nickel, phénomène d'altération superficielle, est indépendante de la serpentinitisation, phénomène beaucoup plus ancien, qui a affecté les péridotites dans l'essentiel de leur masse et est lié de près à leur mise en place. Même, lorsque la serpentinitisation est trop poussée, elle est hostile à la latéritisation et à la concentration du nickel.

*
**

Si l'on tient compte que, dans le massif du Kopéto, on a exploité des minerais riches, il est vraisemblable que des réserves très importantes y subsistent, ainsi que dans le massif du Boulinda (feuille 5).

Sur le versant est de l'île, on ne connaît guère que des indices de bien moindre importance, en particulier sur les massifs de péridotite de la Tiwaka, sur le massif de Grandié-Groata et sur quelques autres petits massifs de cette région, mais le peu d'étendue des massifs ainsi que la quasi-impossibilité actuelle d'accès, rendent ces indices sans grand intérêt pratique, au moins dans la conjoncture présente.

Au centre de l'île, le gros massif du *Tchingou*, dont la prospection est assez avancée, présente très probablement d'importantes réserves de minerai de nickel, notamment sur ses flancs nord et nord-ouest, du type « bréchoïde superficiel » (*Nicklopolis*). Mais, d'un accès difficile, il est et restera sans doute encore longtemps vierge de toute exploitation.

Cobalt.

A la différence du nickel, il se concentre fort rarement sur le fond rocheux péridotique. Il reste, en général, réparti de façon plus capricieuse dans les latérites, sous forme de concrétions mais aussi de filets (« fumées ») d'asbolite ou asbolane (oxyde de fer, manganèse et cobalt), et dispersé à faible teneur dans les latérites. Cependant, nous allons voir que cette répartition comporte des exceptions.

Sur cette feuille, plusieurs plateaux latéritiques ont été exploités pour cobalt. Ils sont tous situés dans la partie basse, occidentale, du massif du Kopéto. Ce sont les plateaux du Kaféate, de Tiéa, de « Bolbos », de « Courage », un peu en amont de la presqu'île de Népoui et de « Francia » qui lui fait pendant sur la rive gauche de la Népoui. Le fait que toutes ces anciennes exploitations pour cobalt se situent à basse altitude ne paraît pas très significatif. Il n'y a pas lieu actuellement d'y soupçonner une règle de répartition et de migration du cobalt; il est plus vraisemblable de penser que les « cobaleurs » se sont attaqués de préférence aux gisements les plus proches de la côte. Mais, lorsque les prospections pour cobalt à faible teneur (0,25 à 0,50 %) seront beaucoup plus avancées, on verra peut-être apparaître quelque règle de répartition.

On a souligné (Rapport Service des Mines, 1955) que les gros centres producteurs de cobalt ne semblent pas avoir été particulièrement nickélicifères. Cela semble vrai en particulier sur cette feuille. Les comportements respectifs du cobalt et du nickel, leurs migrations différentielles ne pourront être élucidés que par des prospections très poussées et des études géochimiques approfondies.

**

Au *Kaféate*, dans une faible épaisseur de latérites, les concrétions se rencontraient jusqu'au bed-rock très altéré; l'asbolane recouvrait même sa surface et s'insinuait dans ses fissures. La production semble avoir été peu importante (en 1901, une exploitation, 21 tonnes de minerai à 4-5 % de CoO).

Le *plateau de Tiéa*, par contre, a été un des gros producteurs de l'île. Dans d'épaisses latérites (jusqu'à 30 mètres), tout un réseau de galeries a suivi des « traînées » ramifiées et irrégulières (fig. 1 et 2, pl. IV, in GLASSER) de rognons caverneux, d'une couleur bleue semi-métallique. Ces traînées auraient été parfois accompagnées de

« sable *siliceux* »; le terme de « sable » semble peu approprié, mais ce point reste à examiner.

Le minerai était lavé au pied du plateau et amené à environ 5 % de CoO. Le plateau de Tiéa portait, en 1901, cinq exploitations qui avaient produit, cette année-là, 215 tonnes de minerai lavé, soit près du dixième de la production de l'île la même année. On y avait déclaré dix concessions sur 800 hectares.

A *Courage* et à *Francia*, on a exploité des concrétions mame-lonnées, des enduits et des remplissages de fissures dans la *serpentine*. Le cobalt était, ici encore, fréquemment associé à de la silice (quartz et calcédoine).

Cette association du cobalt à de la silice a été mentionnée à plusieurs reprises par GLASSER, de même que sa concentration vers le fond de sortes de « vasques ». De plus, dans le dernier exemple, nous voyons le cobalt sur un substratum *serpentineux* qui, à notre avis, ne doit pas être son substratum d'origine, puisque la libération du nickel et du cobalt par l'altération superficielle a lieu à partir de péridotites incomplètement serpentinisées. (GLASSER a d'ailleurs vérifié qu'ici la serpentine n'était pas cobaltifère.)

Tous ces faits s'expliquent si l'on admet une certaine *migration* du cobalt, et c'est peut-être elle qui expliquerait aussi sa concentration dans les parties les plus basses des massifs. On n'oubliera pas, cependant, que des exploitations importantes ont eu lieu à plus haute altitude, et au sommet des massifs, à Poum, sur le dôme de Tiébaghi.

Rappelons que l'exploitation des minerais de cobalt a cessé en 1910.

Fer.

Les latérites ferrugineuses (terres et cuirasse) pourraient toutes constituer un minerai de fer, sous réserve des limitations des teneurs en nickel, chrome, alumine, limitations qui sont fonction des besoins et de la technique des utilisateurs éventuels. Un seul périmètre a été déclaré : l'Asahi, en amont de la plaine des Gaïacs.

Chrome.

Les gîtes de chromite se rapportent à deux types : gîtes en roches, gîtes détritiques (surtout alluviaux).

Aucun gîte en roche de quelque importance ne semble avoir été exploité ici. Un indice de chrome semblant intéressant se place dans les serpentines qui dominent l'Amoa sur sa rive droite, un peu à l'est du Timbounou (ancienne concession « Brumaire »). De plus, nous croyons savoir qu'il en existerait en amont de la plaine des Gaïacs, entre Tiaoué et l'Asahi, dans le haut de la rivière Encaissée. Cette indication est d'ailleurs vraisemblable si l'on tient compte de la richesse en chromite des alluvions des rivières descendant dans cette plaine.

L'indice de chrome figuré un peu au sud du périmètre « Courage » est constitué de terre rouge chromée qui, en 1949, était exploitée en gradins. Nous ignorons si l'on y a mis en évidence de la chromite en roche.

Un autre indice de chromite assez proche de son lieu d'origine, que nous avons eu l'occasion d'examiner, est le périmètre *Les Copains*, sur le bord sud du massif du *Oua-Tilou*.

A la fin de 1948, on y voyait trois prospectes échelonnés sur 15 mètres de long, à la surface d'un plateau ferrugineux. Ils ont rencontré, à une profondeur de 0,50 mètre, des morceaux de chromite emballés dans la latérite; à 1 mètre de profondeur, ils n'ont pas atteint le dur. Des morceaux de chromite arrondis jonchent la surface de la latérite. Cet indice ne semble donc pas en place.

*
**

Les rivières descendant dans la plaine des Gaïacs : rivière Blanche, rivière Rouge, rivière Encaissée, charrient toutes beaucoup de chromite. A la rivière Blanche, par exemple, dans des alluvions visibles sur 4 mètres d'épaisseur, on peut observer, dans les portions les plus fines, pauvres en galets, des filets de chromite détritique (premier remaniement). Cette chromite a été enrichie dans le lit actuel de la rivière (deuxième remaniement). En outre, beaucoup de chromite s'est épandue avec les latérites alluviales dans la plaine des Gaïacs et a été enrichie sur le littoral (*Franco et Montagne-Blanche*). Il est difficile d'établir une coupure précise entre des chromites « éluviales », peu déplacées, et des chromites alluviales, longuement transportées. Du point de vue pratique, ce qui importe, c'est le matériau qui enrobe la chromite : terre ou sable.

Terres chromifères.

a. Sur le périmètre « *Math* », en bordure mais assez haut au-dessus de la rivière Encaissée, on a exploité des terres chromifères. A notre avis il ne s'agissait pas ici de chromite alluviale. En effet, dans ces terres, on a rencontré à plusieurs reprises de gros morceaux de chromite « piquée » (mêlée de serpentine); on a même pu, en un point, en grouper 80 tonnes. En un autre point on aurait mis à jour un peu de chromite en place dans la serpentine sous-jacente. Cependant les terres ne sont pas rouges, mais grises ou gris jaunâtre.

Il est donc probable que la terre ait été en grande partie alluviale, mais que la chromite contenue provenait d'une source très proche, et doit être considérée plutôt comme éluviale.

L'épaisseur de la terre était faible : en moyenne de 0,40 à 0,50 mètre.

En 1949 on traitait ces terres dans une petite laverie dont l'originalité résidait en un plan incliné vibreur, à deux tamis superposés, aspergés en permanence, et alimentant trois petites tables à secousses.

D'après les renseignements donnés par l'exploitant (P. VIDEAULT), d'une terre à 10-20 % en Cr_2O_3 on parvenait, en un seul lavage, à un concentré à 55-57 %. En dix mois on avait produit plus de 2 000 tonnes de ce concentré.

Notons que le rapport Cr/Fe était de l'ordre de 2,4, donc bas, comme dans toutes les terres, latéritiques ou non et, d'une façon générale, dans toutes les chromites détritiques.

b. Cette petite exploitation encourageait à examiner la possibilité plus générale d'exploiter des terres chromifères dans la plaine de *Gaiacs*.

Ce fut l'objectif de la *Calmet* (Compagnie Calédonienne des Métaux) qui pensait pouvoir réaliser des concentrés à 58-60 % Cr_2O_3 à partir de terres à 4-8 %, suivant un rythme de production de l'ordre de 80 000 tonnes par an au minimum. Mais le contrat passé avec l'E. C. A. prévoyait un « ratio » (Cr/Fe) ne s'abaissant pas au-dessous de 2,8. L'animateur de la *Calmet* prétendait disposer des moyens d'obtenir ce ratio. Cela paraissait douteux *a priori*, car, à notre connaissance, il n'est jamais atteint dans les chromites alluviales néocalédoniennes.

L'exploitation (usine mobile de lavage) débuta en avril 1952 sur le périmètre *Math-Niaoulis*. L'exploitation commença sur des terres superficielles dont la puissance était de l'ordre du mètre (1). En fait elle ne put jamais atteindre 1 000 tonnes par mois. D'avril à décembre 1952 elle produisit seulement 5 500 tonnes de concentrés à 53,7 %, avec un ratio de 2,4.

Les engins de traitement étaient mal adaptés au lavage de produits argileux très compacts, et le rendement était désastreux. En ce point cependant les concentrés obtenus étaient d'assez bonne qualité : 55-56 %, avec un ratio de l'ordre de 2,5 à 2,8.

Pour essayer d'augmenter la production, l'usine mobile de lavage fut transportée sur les sables côtiers de la *Franco 5¹* dont la teneur est plus élevée, réputée entre 10 et 20 %. Le rendement était meilleur que pour les terres mais le ratio plus mauvais : 2,4.

Il paraît utile d'indiquer la méthode d'exploitation, précisément parce qu'elle n'était pas adaptée.

1. Sur le lieu de l'extraction : une *laverie mobile Bodinson* de 93 tonnes montée sur chenilles, alimentée par un drag-line à godet d'environ 1 800 litres; ce drag-line était lui-même alimenté par deux bulldozers. La laverie mobile comprenait : un trommel — débourbeur et quatre batteries de deux *jigs*, fournissant un pré-concentré à 20-25 %, un épaisseur à spirale donnant un produit transportable en camion à l'usine fixe de Népoui.

Notons donc que cette laverie mobile, d'un type bien classique pour le lavage des graviers aurifères ou stannifères, s'est révélée *tout à fait normalement* incapable de traiter des *chromites fines dans un produit très argileux*.

2. A Népoui, en bordure du plateau, à la verticale du wharf, l'usine fixe de finissage comprenait trois étages de spirales Humphrey et un séparateur magnétique conçu pour éliminer la magnétite (qui a d'ailleurs toujours très mal fonctionné).

Nous tirerons plus loin les enseignements de cette expérience.

(1) Il faut déplorer que l'on n'ait pas profité de cette exploitation pour étudier la géologie des formations superficielles et en particulier les relations entre les latérites alluviales et argiles de la plaine des Caïacs et les sables côtiers.

Sables marins chromifères.

Sur le littoral occidental la chromite, reprise aux alluvions latéritiques, a souvent été concentrée en *placers marins*.

Franco. Près de l'embouchure d'un arroyo à Palétuviers, flèche sableuse coquillière. Sur la plage actuelle on observe des traînées chromifères superficielles riches; mais il y a encore de la chromite dans le sable plus profond. On note la formation de « *dalles* », le sable mou commençant à s'agglomérer en plaques. Le gisement véritable est constitué de sables du niveau de 1,50 mètre. Ces sables sont couverts d'herbe et de Lantana; on note que les Lantanas disparaissent dès que l'on entre plus vers l'intérieur, dans les alluvions latéritiques.

La longueur de cette terrasse marine exondée est d'au moins 500 mètres. Ce placer chromifère a été exploité, sans aucune prospection préalable, à partir de 1939. La teneur moyenne du brut (sable) serait de l'ordre de 10 %. On lava les sables, d'abord sur une petite table et deux sluices (extraction de 700 tonnes à 52 % de Cr_2O_3). Puis (Société *Franco*, H. LAFLEUR) dans un trommel à ailettes alimentant des tables; enfin on a utilisé un jig suivi de trois tables.

La production au cours de cette deuxième phase (1940-1948) a été de 38 241 tonnes de concentré à environ 52 % de Cr_2O_3 , avec un ratio de 2,25. Le rendement du lavage était mauvais.

Après l'arrêt de l'exploitation (mars 1948) on a fait, à la « Montagne Blanche », l'essai de spirales Humphrey, utilisées en Oregon pour le traitement de sables chromifères. Ce premier essai aurait été plutôt favorable mais peu démonstratif, car nous a-t-il été dit, les conditions opératoires auraient été trop mauvaises. C'est également sur le tard (1948) que la prospection du placer a été effectuée, suivant une maille de 50 mètres. Nous n'en avons pas connu les résultats.

Enfin l'exploitation de la Calmet a eu recours, sur la fin, aux sables de la *Franco 5*, située au sud-est de la *Franco*.

Montagne Blanche (concession Franco 3).

En ce point, situé à la base de la presqu'île de Népoui, une terrasse coquillière, du niveau de 1,50-2 mètres, pénètre d'environ 200 mètres dans l'intérieur. Il y avait là des *sables* et des *dalles* coquilliers et chromifères.

Sur le littoral actuel on voit, comme à la *Franco*, un liseré de chromite riche, qui résulte de la concentration de la chromite de la plage ancienne.

La laverie comprenait trois bassins débourbeurs, alimentés par tapis roulant, cinq tables à secousses et une grande table Deiser, installée tardivement pour le lavage des rejets.

Cette exploitation a été arrêtée en octobre 1948. Nous ne connaissons pas la production.

Discussion sur le ratio des chromites détritiques et l'échec de la Calmet

Nous voudrions attirer l'attention sur deux faits, relatifs à ces exploitations de chromite détritique.

1. Toutes ont été sporadiques, de peu d'importance, plus ou moins artisanales et aucune n'a été précédée d'études de concentration vraiment approfondies. La seule chose que l'on sache est que les sables sont plus faciles à laver que les terres (rouges ou non), ce qui était évident *a priori*.

2. Le ratio Cr/Fe est toujours d'assez loin inférieur à 3. Fait remarquable, aussi bien dans l'exploitation première de la Math, que dans celle de la Calmet, il s'est établi en moyenne à 2,4-2,5. À la Franco, sur le littoral, plus loin de la « source » de la chromite, il s'abaissait à 2,25 (il est vrai que la Calmet a obtenu un ratio de 2,4 sur Franco 5).

D'une façon générale en Nouvelle-Calédonie, il semble que les chromites détritiques montrent un ratio systématiquement inférieur à celui des chromites en roche. Ce fait était d'ailleurs connu d'après les petites exploitations antérieures à la Calmet. Ces chiffres soulèvent un problème important du point de vue théorique et pratique, et qui ne semble pas avoir été encore très sérieusement abordé.

Deux explications peuvent être suggérées :

a. La chromite détritique proviendrait *essentiellement* de grains dispersés dans les péridotites. Ces grains dispersés n'auraient pas la même composition que la chromite concentrée en gisements. À notre avis cette proposition est douteuse. L'observation microscopique des péridotites montre souvent, en effet, des chromites plutôt plus translucides, donc moins riches en fer, que celle des gisements. À tout le moins cette explication devrait-elle s'appuyer sur des données de terrain et des analyses précises.

b. *La chromite subirait des modifications chimiques* dans les latérites et, d'une façon générale, dès qu'elle se trouve soumise aux conditions d'altération superficielle.

C'est l'explication vers laquelle nous inclinons (P. R.). Notons en passant que la chromite de Franco, à ratio : 2,25, a précisément subi des vicissitudes plus longues que celle de la Math, à ratio : 2,4. Mais cette indication reste bien légère.

Nous savons aussi que, lors de la serpentinisation des péridotites (dunites) chromifères, le fer de la chromite se concentre à la périphérie des grains et le long des fissures serpentineuses qui les traversent (voir par exemple photos 4 et 5, pl. XXIV in P. R., 1953, et publication de MAXWELL, 1949). Il est vrai que la serpentinisation est le plus souvent un phénomène hypogène et non d'altération superficielle. Mais, dans un milieu humide, dans les conditions superficielles, des phénomènes du même genre, provoquant un enrichissement relatif en fer de la chromite, ont bien pu se dérouler.

D'ailleurs, à la mine Tiébaghi (feuille 2), il est remarquable que les colonnes chromifères dont le ratio est le plus bas soient précisément celles qui sont gainées et « barrées » de terre rouge.

Les affleurements ou grains de chromite dans les latérites sont rubéfiés à leur périphérie et dans des fissures; c'est le « chrome rouge ou chrome ferreux » des mineurs locaux. Enfin, depuis longtemps, A. LACROIX (*Latérites de Guinée*, 1913) a signalé, dans des latérites sur péridotites, la présence de *chrome soluble* dans l'acide chlorhydrique (jusqu'à 2,50 % ?). Des analyses anciennes de latérites de Nouvelle-Calédonie laissent aussi soupçonner la présence de ce « chrome soluble » (voir analyses 1, 2, 4, 5 in P. R., *Les gisements de fer...*, 1952). LACROIX a admis que ce chrome soluble serait à l'état colloïdal (« hydrate de sesquioxyde de chrome » ?). En tout état de cause ce chrome ne semble guère pouvoir provenir de l'altération des silicates, qui admettent dans leur structure essentielle nickel et cobalt. Il provient vraisemblablement surtout de l'altération de la chromite.

Conclusions.

On voit qu'on a là un ensemble de « soupçons » convergents. Il est assez vraisemblable que les chromites détritiques de Nouvelle-Calédonie, qui ont presque toutes subi une phase d'altération avant d'être mécaniquement concentrées, doivent à cette altération leur bas rapport Cr/Fe. *S'il en est bien ainsi il n'y a aucun espoir de*

relever ce ratio par des moyens mécaniques (1) et ces chromites sont définitivement vouées à l'utilisation chimique, qui exige d'ailleurs une teneur en silice basse, donc en général un très bon lavage.

Avec ces remarques nous ne prétendons nullement avoir résolu la question. Les moyens matériels ne nous ont pas été donnés pour attaquer ces problèmes et poursuivre nos recherches dans cette voie.

En dehors du problème du ratio, d'autres problèmes se sont posés à la Calmet : mettre en suspension les terres argileuses et obtenir un rendement correct malgré la granulométrie très fine. Ces problèmes méritaient une étude expérimentale.

Ainsi, de l'histoire de la Calmet, nous pouvons tirer deux enseignements :

— aucun flow-sheet ne peut être directement appliqué, sans au moins une transposition, à un matériau différent de celui pour lequel il a été conçu (cet enseignement est classique, mais il n'est pas inutile de le répéter) ;

— l'échec de cette société a été dû à une insuffisance notoire, sinon à l'absence, d'essais préliminaires à l'échelle du laboratoire d'essai. Également à une méconnaissance étonnante des résultats obtenus par les petites exploitations antérieures (notamment en ce qui concerne le ratio). Une étude minéralogique et des expériences physico-chimiques eussent été nécessaires avant toute chose. Plutôt que d'adopter un langage « officiel » n'est-il pas préférable de dire ce qu'il en faut penser ?

On reste étonné de cette légèreté, mais ce genre d'expériences coûteuses n'est pas tellement exceptionnel, *les milieux financiers préférant fréquemment risquer des centaines de millions dans du matériel, que de confier quelques millions aux hommes de laboratoires, aux chercheurs, aux expérimentateurs.*

(1) Le rapport du Service des Mines pour 1955 relate d'intéressants essais sur des chromites détritiques. Par lavage à l'acide chlorhydrique concentré (parfois à l'acide fluorhydrique) pendant plusieurs heures, on a pu, à partir d'un concentré à ratio 2,8, élever le ratio jusqu'à 3,6, 3,8. Il eût été intéressant de suivre ces essais au microscope pour voir les modifications subies par les grains de chromite. En tout cas on voit assez mal actuellement comment un procédé mécanique et magnétique pourrait éliminer les enveloppes ferrugineuses sans un broyage préalable.

Il appartient donc aux ingénieurs qui conseillent les financiers et ont leur audience de leur faire entendre la nécessité de ces recherches préliminaires et le danger des entreprises précipitées. Pour qu'ils puissent défendre ce point de vue il est nécessaire qu'ils aient eux-mêmes, soit l'« usage », soit au moins le respect de la recherche et de l'expérimentation.

Giobertite.

En dehors de rares petits filons ou filets dans les péridotites (giobertite « autochtone »), probablement formés *per descensum*, toute la giobertite provient de l'expulsion de la magnésie lors de la latéritisation des grands massifs péridotiques, ou de l'altération des petits affleurements, essentiellement serpentineux, surtout inclus dans les épanchements basaltiques.

Sur ces derniers se forment, dans les régions basses, à écoulement lent, des champs de rognons de giobertite « autochtone ». Quant à la magnésie expulsée lors de la latéritisation des grands massifs, elle est entraînée jusqu'à leur pied, et quelquefois loin de celui-ci, et forme, dans les alluvions de piedmont, soit des lits de carbonate de magnésium pulvérent et impur, soit des rognons de giobertite : gisements chimiquement « allochtones ».

a. Giobertite « autochtone » dans serpentines.

Les « filons » importants de giobertite *dans* les serpentines semblent rares en Nouvelle-Calédonie et aucun n'a été, en tout cas, l'objet d'une tentative d'exploitation.

On rencontre des veines de giobertite sur cette feuille. Sur la Rivière rouge (Plaine des Gaïacs), à environ 100 mètres en aval du pont de la route coloniale, une serpentine rougeâtre contient des amas lenticulaires de giobertite de plusieurs mètres de longueur (1).

Au lieu-dit « Bolbos » (ou « Belles Bosses »), kilomètre 256,400 de la route coloniale, une carrière blanche est entaillée dans un mamelon constitué de *Gabbros* et roches plus leucocrates, de serpentine et de giobertite. Celle-ci s'insinue en filets dans les fissures de ces roches.

(1) Nous avons observé également des veines de giobertite au niveau 393 de la mine Tiébaghi et au niveau 0 de la mine Chagrin, près du treuil du « nouveau puits » (feuille 2).

Plusieurs déclarations, aujourd'hui abandonnées, ont couvert autrefois les giobertites de la région des « Belles Bosses ».

A la giobertite des « Belles Bosses » correspond une analyse (2) pour laquelle nous ne connaissons pas le volume de l'échantillonnage. D'une façon générale nous avons pu regrouper 43 analyses de giobertites néocalédoniennes, dont 14 situées entre Pinjen et Népoui; mais, très souvent, elles ne peuvent être utilisées d'une façon rationnelle car nous n'en connaissons ni le gisement précis ni le mode de gisement (au sens géologique), ni le mode d'échantillonnage.

b. Giobertite « autochtone » sur serpentines.

Elle est fréquente ici. Notons, par exemple, près de Pinjen et aux kilomètres 292-293, plusieurs champs de rognons de giobertite, avec blocs de quartz jaune carié, couvert de « bois de fer », sur serpentine très laminée.

Ces affleurements de Pinjen sont couverts par les périmètres « Giobertite n^{os} 27 à 38 ». Une partie de cette giobertite serait peut-être utilisable (voir analyse 1).

c. Giobertite « allochtone » dans et sur alluvions et dépôts de piedmont des grands massifs péridotiques.

Se placent dans cette catégorie (avec des doutes pour certaines) les indications suivantes. Un peu au nord-ouest de Koné, le périmètre « Giobertite n^o 40 »; dans le bassin de Pouembout, vers le haut du creek Papaynda, et à 800 mètres en aval de la concession Bonanza, giobertite sur alluvions (rognons à craquelures profondes).

A l'aérodrome de la Plaine des Gaïacs, dans des rigoles d'érosion récente, on peut observer, au-dessous de 0,75 à 1 mètre de terre rouge, grenailles ferrugineuses et argile verdâtre, un niveau d'une formation blanche, pulvérulente, d'aspect crayeux, qui est du carbonate de magnésium impur, très siliceux (analyse 14).

L'examen microscopique y met en évidence, dans un fond de granules de carbonate extrêmement ténus ($< 1/100$ mm), sans formes régulières, de petits grains de quartz (de l'ordre de $7/100$ mm), quelques plages d'une phyllite verdâtre et peut-être quelques fragments de baguettes amphiboliques.

Quartz et silicates expliquent, au moins en partie, la teneur élevée en SiO_2 et la présence d'alumine et de fer.

La faible teneur en eau combinée montre que cette giobertite ne peut pas contenir une forte proportion d'hydromagnésite (1); le microscope n'en montre d'ailleurs pas.

L'examen microscopique d'un morceau de giobertite dure et porcelanée provenant du concrétionnement de cette giobertite meuble ne montre aucune différence dans la structure et la taille des grains de carbonate. Nous ne disposons pas d'analyse de ces concrétions mais, d'une façon générale la giobertite concrétionnée semble moins riche en silice, et, corrélativement plus riche en magnésie que la giobertite meuble. Il serait intéressant d'entreprendre une étude minéralogique des giobertites en parallèle avec des analyses chimiques.

La giobertite meuble de la plaine des Gaïacs présente sans doute des chances d'extension. Elle n'a jamais été prospectée. Sa composition n'est guère engageante et il serait très difficile de l'extraire sans la souiller d'argile. Mais on peut se demander si, le long d'un tel niveau on ne rencontrerait pas une proportion de concrétions compactes qui, si elles présentaient une composition acceptable, pourraient être aisément extraites et lavées à la lance.

Dans les alluvions de la *vallée de Népoui* sont connus aussi des rognons de giobertite : périmètres « Népoui 7 et 8 », et un peu en aval, au confluent de la Népoui et de l'Oua Péoué.

Sur la rive sud-est de la baie de Népoui, près de l'ancien wharf de la Société « Le Nickel », un front de taille de 6 mètres de hauteur entamé dans des latérites alluviales recouvrant la formation de Népoui, montre, à côté de nombreux morceaux de péridotite pourrie, de gros rognons de giobertite à craquelures régulières.

Nous sommes loin d'avoir épuisé tous les affleurements de giobertite de cette feuille. Au total il faut insister sur l'insuffisance des études faites sur ce minéral.

Jusqu'ici on n'a récolté et vendu que de très petits tonnages de rognons provenant des gisements du type *b* (sur serpentines). Ils sont propres et faciles à glaner. Des travaux assez peu importants et des échantillonnages systématiques sur un niveau tel que celui

(1) A. LACROIX (*Minéralogie France*, t. III, p. 792-793), a signalé l'*Hydromagnésite* en Nouvelle-Calédonie, soit associée à la giobertite compacte, sous forme fibro-lamellaire ou compacte. Nous ne l'avons pas rencontrée dans nos quelques plaques minces, mais en avons, par contre, récolté un bel échantillon fibro-radié sur un morceau de serpentine provenant des déblais de la mine de chrome « Fantoche » (feuille I).

de la plaine des Gaïacs nous éclaireraient sur les possibilités d'extension et la composition des rognons dans un tel niveau.

Comportent-ils en moyenne une teneur en silice rédhibitoire ? Par contre leur teneur en chaux est-elle aussi bonne en moyenne que celle de la giobertite pulvérulente (voir analyse 14) ?

Composition de giobertites prises entre Pinjen et Népoui

1. Pinjen, kilomètres 292-293. — Concession « Giobertite n° 38 ».
2. « Belles Bosses » (Bolbos). — Carrière du kilomètre 256,400. Blocs et terre.
2. Koné.
4. Pouembout. — Échantillon superficiel.
5. Sud-est de Pouembout, carrière kilomètre 267. — Échantillon terreux.
6. Goyeta, à 1 kilomètre au sud-est du pont sur la rivière Pouembout. — Blocs superficiels.
7. Goyeta. — Rognons.
8. *Id.* — Blocs.
9. *Id.* — Poudre.
10. Rivière Encaissée, kilomètre 259, à 400 mètres en amont du pont. — Blocs.
11. Népoui.
12. Népoui.
13. Lieudit « Terres Blanches » (sans doute à Népoui), dans carrière au bord de la route.
14. Plaine des Gaïacs, rigole près de l'Aérodrome. — Niveau blanc, friable.

Les analyses 1 à 13 sont extraites d'un rapport du Service des Mines (1946).

L'analyse 14 a été effectuée par le Laboratoire de Chimie du C.N.R.S. (An. Patureau, septembre 1951).

REMARQUE. — 1° On notera que les échantillons terreux sont particulièrement riches en silice et déficitaires en carbonate de magnésium (analyses 5, 13 et 14).

Or ils correspondent aux seules giobertites susceptibles d'une extension notable. L'échantillon 13, tout à fait aberrant par sa très haute teneur en CaO, correspond probablement à une croûte carbonatée formée sur les dépôts calcaires miocènes de Népoui et n'a peut-être rien à voir avec les conditions de formation de la giobertite.

2° Si l'on prend les spécifications du Comptoir des Produits magnésiens de Paris pour la fabrication de réfractaires de qualité, soit 2 % comme teneur

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
MgO...	45,31	44,90	43,53	44,80	30,01	45,33	45,35	44,03	43,61	46,09	45,21	47,00	22,50	38,70	
CaO...	1,25	0,20	"	0,70	11,20	0,55	-	-	-	0,84	-	-	37,20	0,45	
Al ₂ O ₃ ...	0,32	0,68	2,06	1,45	7,25	0,38	-	-	-	1,28	-	-	1,12	1,00	
Fe ₂ O ₃ ...															-
SiO ₂ ...	2,66	4,20	6,52	2,82	17,42	3,10	3,76	6,24	6,25	0,76	4,84	1,12	13,22	12,40	
CO ₂	49,86	49,40	47,89	?	33,02	49,87	49,90	48,45	47,99	50,71	49,75	51,70	24,76	40,50	
														3,30	H ₂ O 100°
														1,70	H ₂ O comb.
														0,15	TiO ₂
														0,06	MnO
														0,11	Cr ₂ O ₃
														traces	P ₂ O ₅

maximum pour SiO_2 et CaO , on voit que deux échantillons seulement (10 et 12) rentrent dans le cadre de ces spécifications.

Asbeste et talc.

Nous ne connaissons pas d'indice d'asbeste (au sens commercial) sur cette feuille.

Le talc est fort répandu, en lentilles et en fils, souvent associé à la serpentinite, dans les terrains les plus métamorphiques de l'arc Congo Tiwaka et dans la région du Kokengone. On ne s'est jamais préoccupé d'en rechercher des gisements exploitables.

Mercuré ? Nous signalerons pour mémoire une indication verbale (de M. J. BRUNELLET, 1949). Dans la plaine des Gaïacs, entre le pont de Népoui et la rivière Blanche, au lieudit « pointe de Pindaï », on aurait rencontré, en grattant la latérite lors de travaux d'aménagement de la route, du cinabre. Nous n'avons pas eu la possibilité de contrôler cette indication mais elle n'est pas dépourvue d'intérêt car, en Nouvelle-Calédonie comme en d'autres régions du monde, l'affiliation du mercure aux roches ultra-basiques est, sinon absolument prouvée, du moins très vraisemblable (cf. région de Nakéty, antimoine et mercure).

2° Indices dans les terrains métamorphiques

Nous ne connaissons plus ici d'indices d'or et de titane, comme ceux de la feuille 3. Le cuivre, le zinc et le plomb, si fréquents sur la feuille 2, sembleraient l'être peu ici. Mais il faut s'exprimer avec beaucoup de doute car l'arc métamorphique Congo-Tiwaka, très forestier, a été fort peu prospecté. Il n'y a pas de raison *a priori* pour que ces terrains soient dépourvus de filons métallifères intéressants, d'autant qu'ils renferment, eux aussi, des roches basiques métamorphisées avec lesquelles les gisements sulfurés du Nord sont en relation.

Cuivre.

Sur la côte orientale de beaux indices ont été rencontrés lors du tracé de la route coloniale n° 3, quelques centaines de mètres après le passage de la petite rivière Tipoinidié. L'établissement de la route ne permet malheureusement plus de se rendre compte de

la nature exacte du gîte qui semble cependant devoir être lié aux dolérites et aux « roches vertes » (épanchements paléogènes) de la basse Amoa. Cet indice serait donc plutôt à rapprocher de ceux situés dans les épanchements paléogènes non métamorphisés de la côte ouest (cf. EDISON).

Plusieurs permis de recherches pour cuivre ou or ont été autrefois déclarés dans le fond du bassin de Koné (Bruges, Hérodiade, Destinée... etc.). Nous n'avons pas eu la possibilité de vérifier le bien-fondé de ces déclarations, dont on trouvera trace sur les feuilles originales au 40 000^e du Service Topographique.

Pyrite.

Dans les schistes sériciteux et phyllades du bassin de l'Amoa existent quelques indices de pyrite de fer. On y a tenté une prospection, mais ils sont trop disséminés pour qu'une exploitation semble susceptible d'être rentable.

A Poindah, au sud de la Station Devillers, nous avons observé des « calcaires » — dont nous n'avons pas eu le loisir de faire une diagnose plus précise — en tout cas des roches carbonatées, pincées dans les schistes chloriteux. Ces carbonates traversent la rivière de Koné. Ils contiennent par places des travées de quartz; leur patine d'altération est ocre jaune.

Ici et là on y rencontre quelques mouches pyriteuses et des enduits vert clair (mais aucun minéral carbonaté de cuivre); par exemple sur la rive droite de la Koné, à 200 mètres de la Station Devillers. Une ligne de blocs des mêmes roches marque sensiblement le contact métamorphique — formation à charbon sur la crête entre Station Devillers et Kovéi (Groateu).

Ces divers affleurements ont attiré l'attention et, en un point on y a même creusé une petite tranchée. Ils ne présentent d'intérêt, ni pour pyrite, ni pour cuivre. Nous ne les signalons que parce qu'ils posent un problème lithologique : s'agit-il d'un ancien niveau sédimentaire ou de « carbonatites » (hydrothermales) comparables aux carbonatites magnésiennes de la feuille 3 ?

Un peu plus loin au sud-ouest, marquant vraisemblablement le contact entre métamorphique et formation à charbon, une colline est composée uniquement de gros blocs de quartz un peu rouillés, avec faibles traces vertes. Le diamètre de cet amoncellement est bien de 200 mètres. Ici il doit bien s'agir d'une formation hydrother-

male. Ce point est dit « la mine à Billet » et aurait été déclaré autrefois pour *or*; nous n'avons pas vérifié le bien-fondé de cette déclaration.

Fer (oligiste).

Une particularité des terrains métamorphiques de cette feuille est de contenir des *quartzites à oligiste*, que nous avons signalés il y a plusieurs années (P.R., 1952) et dont l'examen ne semble pas avoir été complété.

Nous n'en avons observé qu'un gisement en place, près du S^t Poanishaleu, sur la ligne de partage des eaux entre les rivières Congo, Kamendoua et Tipindjé. Ce point a été déclaré pour fer sous le nom de « Bataille » et un autre périmètre, du nom de « Pierrette » a été déclaré non loin de là; nous n'avons pas eu l'occasion de l'explorer. Sur le périmètre « Bataille » le couvert forestier rend les observations difficiles. Sur au moins 300 mètres de longueur nous avons observé des plaquettes de quartzite à oligiste et, en certains points, surtout à l'extrémité nord-ouest des affleurements, d'énormes blocs de quartz carié ferrugineux, ressemblant à des fragments de « chapeau ».

Les plaquettes ferrugineuses, finement schisteuses, sont composées de lames orientées d'oligiste, de chlorite très ferrugineuse et de quartz en mosaïque, disposé en petits lits plus ou moins amygdalaires.

Ces roches ressemblent passablement aux itabirites brésiliennes et, plus généralement à beaucoup de quartzites ferrugineux rubannés des terrains métamorphiques des vieux boucliers.

Sur leurs conditions de gisement précises nous n'avons rien pu observer. Nous ne possédons pas d'analyses chimiques et ignorons donc si ces roches très ferrugineuses peuvent être considérées comme minerais.

Nous avons observé une plaquette volante identique près du S^t 154, non loin des serpentines, sur la haute rive gauche de la Tipindjé. Mais il est fort probable qu'elle a été transportée par l'homme. Les quartzites à oligistes mériteraient un examen plus sérieux. Même s'ils ne présentent pas actuellement d'intérêt économique ils constituent, en Nouvelle-Calédonie, une singularité lithologique qui semble pouvoir être liée à ces schistes rouges mentionnés à propos des terrains métamorphiques (p. 37 et 38).

Par ce biais on ferait peut-être d'intéressantes découvertes sur la stratigraphie de ces terrains.

Barytine.

De beaux indices de barytine sont connus dans la série des « schistes de Hienghène », sur la rive gauche de la basse Tipindjé (périmètre « Paulette »). Ces indices semblent n'avoir jamais été sérieusement prospectés et nous n'avons pas connaissance d'une évaluation des réserves. Les failles figurées ici restant hypothétiques on ne peut assurer que la barytine soit en relation avec l'une d'elles. Sur ce périmètre on n'a pas observé le gisement véritablement en place, mais seulement de gros blocs, pouvant atteindre 50 centimètres de diamètre, dont beaucoup sont pauvres en quartz, d'une barytine parfois rubannée, à bandes brun clair, parfois blanche et cristalline grenue. Une analyse (laboratoire de Nouméa) indique SO_4Ba : 96,84 — Fe_2O_3 : 0,84 — Al_2O_3 : 1,05 — SiO_2 : 0,80 — H_2O : 0,58.

Bien qu'une analyse ne soit pas du tout significative il nous semble que cette barytine soit en moyenne meilleure, moins siliceuse que celle de l'île Tanlaï (feuille 11).

Or.

Les filons de quartz blanc, assez abondants dans la « charnière de la Tiwaka » (voir à roches « ignées ») ne nous ont pas montré d'indice aurifère. Mais on relate que Sangarnié aurait trouvé, un peu en amont de la zone à affleurements de quartz bréchique de la Tiwaka, dans un affluent du Ti Baraban, trois pépites dont une aurait atteint la taille d'un œuf de poule (! ?). Malgré ses efforts il n'aurait d'ailleurs pu en retrouver d'autres.

L'amoncellement quartzueux situé au sud-ouest de Poindah, dit « la mine à Billet » aurait été déclaré autrefois pour or (voir p. 62). Plusieurs permis de recherches pour cuivre ou or ont été autrefois déclarés dans le fond du bassin de Koné (Bruges, Hérodiate, Destinée, etc.). Nous n'avons pas eu la possibilité de vérifier le bien-fondé de ces déclarations, dont on trouvera trace sur les feuilles originales au 1/40 000 du Service topographique.

Matériaux de construction.

Signalons un essai d'utilisation de phyllades plus ou moins ardoisières qu'auraient tenté, d'une façon éphémère, des trappistes installés entre l'embouchure de l'Amoa et celle de la Tiwaka, non loin de la tribu de Wagap.

3° *Gisements et indices associés aux épanchements paléogènes*

A ces épanchements sont associés, dans l'île, des gisements et indices de manganèse, de cuivre et de pyrite un peu aurifère et, très exceptionnellement, de tungstène (scheelite).

Manganèse.

Les gisements de manganèse néocalédoniens sont presque tous du type « volcano-sédimentaire », d'abord défini par P. ROUTHIER (1953, p. 131, et 1954) puis précisé par A. ARNOULD et P. ROUTHIER (XX^e Congrès géol. international, Mexico, Symposium sur le manganèse, 1956). Pour quelques précisions sur la genèse de ces gisements nous renvoyons à la deuxième publication citée. Ils sont toujours associés à des jaspes rouges lités et des argillites, d'origine sédimentaire marine, intercalés dans les coulées volcaniques. Il s'agit en général de petits gisements, dont le tonnage semble rarement excéder 10 000 tonnes, d'un minerai oxydé fréquemment riche en silice, dont la teneur peut être prohibitive.

Nous n'avons relevé qu'un indice de manganèse, au Sud du Pic de Koné. Il est bien possible qu'il en existe d'autres, mais, en tout cas, il semble que l'on n'ait jamais exploité de minerai de manganèse sur cette feuille.

L'indice en question est situé dans un petit col au-dessus de la station G. Devillers (Station du Pic Koné). On y voit deux amas de minerai distants d'environ 150 mètres. Le plus haut est une boule de 6 mètres de diamètre. Le plus bas a été l'objet d'un petit grattage montrant qu'il s'agit de lentilles intercalées dans des argillites schisteuses rouges, manganésifères, intercalées elles-mêmes dans des tufs verdâtres.

Les conditions de gisement de cet indice sont donc tout à fait conformes à la règle générale.

Cuivre (et pyrite).

Si le manganèse paraît peu fréquent sur cette feuille, les indices de cuivre plus ou moins aurifère paraissent plus répandus.

Plusieurs déclarations y ont été placées (Bonanza, Poilu 3, Mathilde, Charles, Paul, Baco, Poilu, Marie-Antoinette, etc.).

Nous n'examinerons que quelques-unes :

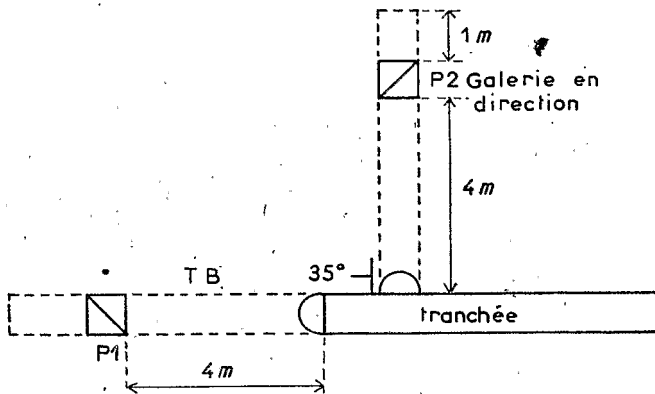
Bonanza. — Indiquée par ch : chapeau, sur la carte, près de Bountana, très près sous le contact des roches ultrabasiques du Kopéto. Une tête de 1,50 m × 1 m de hauteur. C'est un rocher rouge siliceux à grain fin. Au milieu un filet sombre, épais de 0,15 à 0,20 m, se compose d'*oligiste* en très fines lamelles avec de l'opale blanche et brunâtre. Nous n'avons pas vu trace de minéraux de cuivre dans nos échantillons. Il est très douteux qu'il s'agisse là d'un chapeau formé à partir de sulfures car nous n'avons pas observé d'*oligiste* dans les chapeaux de Nouvelle-Calédonie.

Baco. — On y voit un filon de gossan rouge violacé dont la puissance visible la plus forte atteint 0,80 m, plongeant au Sud-Ouest comme les coulées basaltiques, les tufs et les calcaires du Pic de Koné.

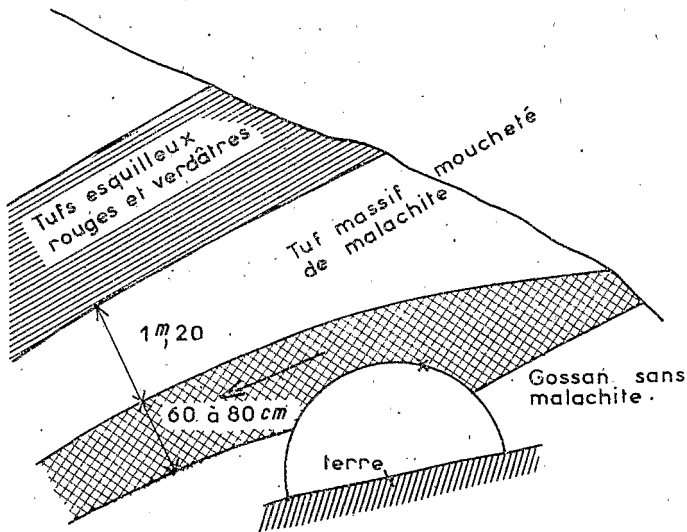
Les tufs au-dessus du filon de gossan montrent quelques enduits de malachite. Cet indice semble donc étroitement associé à des tufs (fig. 5). Cela suggère la possibilité d'une minéralisation en pyrite, plus ou moins cuivreuse, d'origine « volcano-sédimentaire » comme le manganèse. Des gisements de ce type sont d'ailleurs connus en divers points du monde. Malgré la faible importance de cet indice il serait intéressant d'examiner s'il ne présenterait pas quelque continuité.

Edison. — Cet indice de cuivre aurifère, situé à 3 kilomètres au nord-ouest de Pouembout est le plus important, ou du moins le plus notoire, de ceux rencontrés dans les épanchements paléogènes. Malheureusement les affleurements sont très rares dans cette zone basse, couverte de terre noire. Deux groupes de travaux ont été effectués; les plus importants sont situés au Nord-Ouest, sur l'ancien permis de recherches « Edison Extension ».

Actuellement, on ne peut plus faire une observation sérieuse sans effectuer des travaux nouveaux que nous n'avons pas les moyens d'entreprendre. Le puits principal (P., fig. 6) encore ouvert, en juillet 1948, sur une dizaine de mètres de hauteur, est en partie noyé; ses boisages sont en très mauvais état. Le puits P' est éboulé; on n'aperçoit plus que des traces des tranchées situées au nord-ouest du puits principal. Nous n'avons pas vu de traces de l'ancien chapeau R, et n'avons pas retrouvé la position des soudages S et S'. Le *minerai* extrait, très riche, était de chalcopryrite massive, qui représente le minerai hypogène (voir analyses 2 et 4). Cette chalcopryrite est envahie fréquemment par de la covellite, formée par



a) En plan.



b) En coupe.

FIG. 5. — Indices et travaux de la concession pour cuivre « Baco », près de Koné. Plan et coupe

céméntation. Certains morceaux, très riches en bornite et chalcocite, associés en intercroissances graphiques, ne contiennent ni chalcoppyrite, ni covellite. On peut douter qu'ils parviennent d'un enrichissement supergène. C'est peut-être à des minerais de ce genre que correspondent les analyses 1 et 3. On a signalé aussi de nombreuses mouches de cuivre natif. Ce gisement n'est connu que d'après un rapport signé C. ROY, *Ingénieur*, dont une copie non datée avec précision est déposée au Service des Mines de Nouméa (ce rapport remonte, en réalité, à 1915 ou 1916). Après quelques considérations géologiques sans valeur, il tend à démontrer, en des termes excessifs, le grand intérêt du gisement. Il entraîna la formation d'une petite société et ROY tenta l'exploitation du gisement. On n'en aurait extrait que 72 tonnes de minerai, vendues en Australie, dont 3 tonnes resteraient entreposées aux établissements Johnston à Nouméa. On serait alors tombé sur une portion quartzeuse du filon, qui aurait découragé les mineurs et ROY serait reparti peu après la première guerre mondiale. En possession de ces seuls renseignements, force nous est de transcrire, sous toutes réserves, et en les commentant parfois, ceux donnés dans le rapport de ROY, qui fait seulement le point des travaux de recherche. Si incomplètes et discutables qu'elles soient, de telles indications méritent d'être consignées scrupuleusement afin de n'être pas perdues, comme il advient de trop de documents miniers.

Partie nord-ouest (« Edison extension »). Ces renseignements se résument surtout dans les figures ci-contre. Le plan général (fig. 6) a été rétabli très approximativement par nous d'après le texte. Il ne suggère que les positions respectives des travaux; l'orientation générale est également approximative. Les filons rencontrés pendent au sud. L'extension des travaux est d'environ 500 mètres.

1° Une recherche R a été foncée sur le chapeau qui, d'après la fig. 7 A aurait eu une forme « en champignon » (phénomène fréquent, dû à la migration de la « limonite » dans les roches encaissantes).

Un puits P fut foncé à 15 mètres au Sud de R; travers bancs G et G', puits P1 jusqu'à 21 mètres. Le filon « disparaît au Sud » puisqu'il est penté au Sud. On remonte en G' et on dépèle le filon en direction est.

A la suite de grandes pluies, infiltrations par l'entonnoir de la recherche R, d'où éboulements.

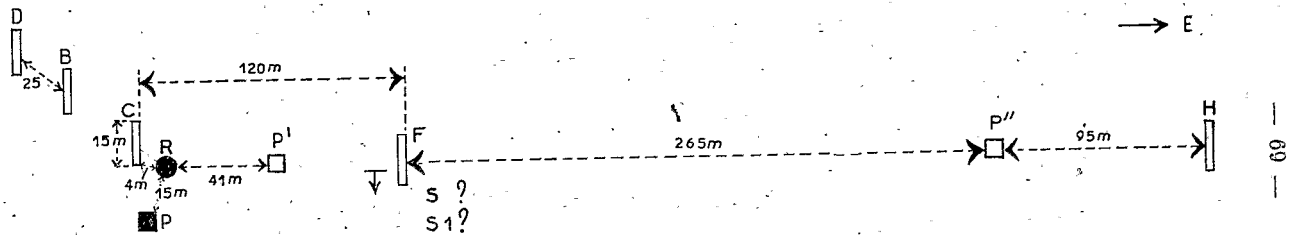


FIG. 6. — Concession pour cuivre « Edison », près de Pouembout; groupe des travaux nord-ouest. Disposition approximative

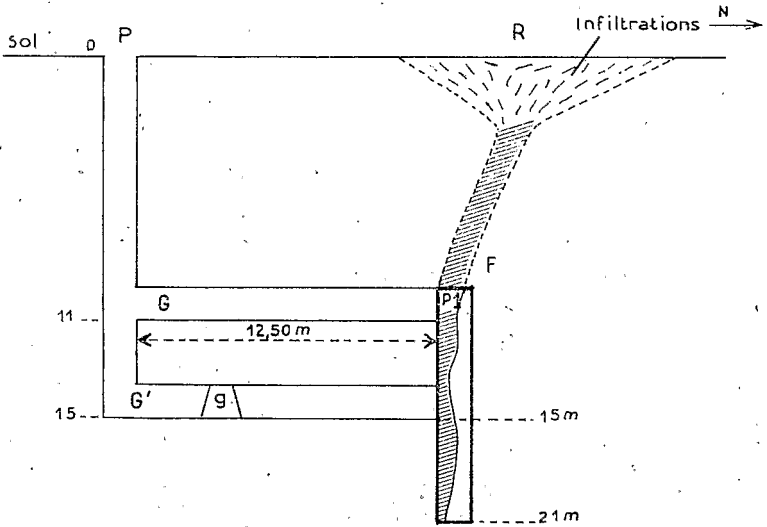


FIG. 7. — A. Concession « Edison ». Coupe du puits P

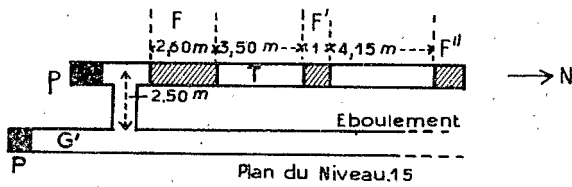


FIG. 7. — B. « Edison ». Plan du niveau — 15 du puits P

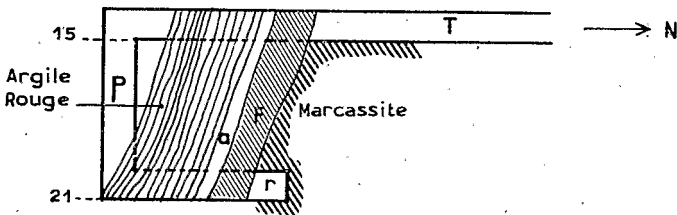


FIG. 7. — C. « Edison ». Coupe du puits p et du travers — banc

On fonce alors un *puits P'*, situé à 41 mètres à l'Est de R, profond de 15 mètres. A cette profondeur un travers — banc au Nord aurait recoupé après quelques mètres « le filon » de la recherche R. Essai de défilage à l'Ouest et à l'Est, production d'une « certaine quantité » de minerai très riche expédié en Australie.

2° Travaux de recherche entrepris par ROY.

Premier groupe — tranchées C, B, D — la tranchée C, dans sa partie sud, aurait mis en évidence de la « pyrite » sur une épaisseur de 0,60 mètre. Reprise du puits P, deux travers bancs G et G' aux niveaux 11 et 15 (fig. 7 A). A partir de G', une galerie en direction *g* poussée seulement sur 2,50 mètres vers l'Ouest (fig. 7 B). De ce point un travers-banc T en direction Nord aurait recoupé un filon « pyriteux » épais de 2,60 mètres qui prolongerait celui reconnu dans la tranchée C; puis deux autres filons F' et F''.

Du travers-banc T, puits *p*, foncé jusqu'à — 21 mètres; à ce niveau le travers-banc *r* aurait recoupé le filon F, pendant au Sud, ici très riche.

La coupe de *r* (fig. 7 C) est intéressante : elle nous montre une argile rouge, puis une « veine alumineuse » *a* (sans doute argile de salbande, en anglais « gouge »), avec inclusions de plaquettes de gypse. Notons que la présence de gypse est fréquente dans les zones oxydées, ou à leur proximité, et résulte de la migration des solutions sulfuriques dérivant de l'oxydation de la pyrite. Le filon F aurait donné 31 % de cuivre, avec 3 g/t d'or; certaines « plages » auraient atteint 50 % de Cu et 80 g/t d'or.

Au mur de ces sulfures de cuivre le rapport signale de la « marcssite » (?). Le travers-banc *r* n'a pas été poussé jusqu'à atteindre les prolongements éventuels des deux autres filons F' et F''.

Deuxième groupe (voir fig. 6).

Tranchée F - A 3 mètres de profondeur elle aurait rencontré une « tête » de filon, identique à celle rencontrée en C.

Soudages S et S1 (position exacte non précisée dans la copie du rapport). Auraient rencontré la minéralisation à — 41 mètres en S.

L'ancien puits P'', foncé antérieurement pour l'alimentation en eau potable, avait rencontré de la pyrite de fer. ROY aurait rencontré à 2 mètres de profondeur, en H, une suite de la minéralisation.

Partie sud-est (ancien permis « Adelaïde extension »).

Ici les recherches furent beaucoup moins importantes et beaucoup moins concluantes. Elles consistèrent en six tranchées (fig. 8 A), échelonnées sur une soixantaine de mètres.

Dans la tranchée 1, située au sommet d'un monticule, affleurement A, long de 6-7 mètres, de quartz carié très ferrugineux, « riche en or »; noyau N d'une roche blanchâtre, « très riche en or » (0,50 m de diamètre); « schiste » blanc-jaune sale : C, très dur, ne donnant que des traces d'or (fig. 8 B).

Dans les autres tranchées on retrouverait la roche blanc-jaune C; dans les tranchées 5 et 6, un « banc » compact B.

Des échantillons auraient donné 38 g/t d'or. Pas d'indication de cuivre. Quelques autres affleurements, surtout cuprifères, existaient sur la concession « Edisôn ».

Composition des minerais.

Pour les minerais de cuivre de la partie nord-ouest, le rapport ROY cite les quatre analyses suivantes (sur échantillons finement broyés et desséchés à 100°).

1. Cu : 50,56 %	Or : 80 g/T	}	Analyse Dehay, Nouméa, 15 avril 1915.
2. Cu : 31,88 %	Or : 3 g/T		

Ces deux échantillons provenaient du filon F, dans le travers-banc r du puits P.

	3	4
Cu.....	53,94	32,54
Zn.....	0,02	0,02
S.....	26,79	32,36
SiO ₂	2,58	3,80
Al ₂ O ₃	1,41	0,28
Fe.....	12,54	29,61
Mn.....	0,05	0,05
CaO.....	0,10	0,10
MgO.....	0,43	0,28
As, Sb, Pb, Ni, Co, SO ₄ Ba.....	Traces	Traces
H ₂ O combinée.....	2,14	0,96
Ag.....	90 g/T	34 g/T
Au.....	70 g/T	10 g/T

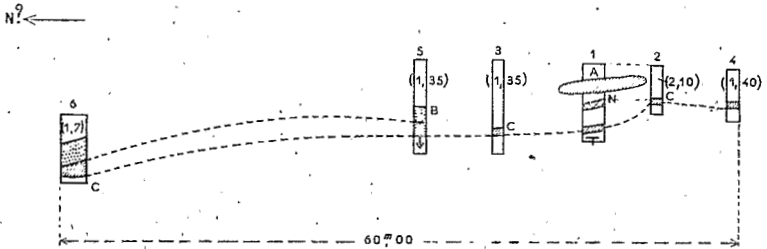


FIG. 8. — A. « Edison »; groupe des travaux sud-est

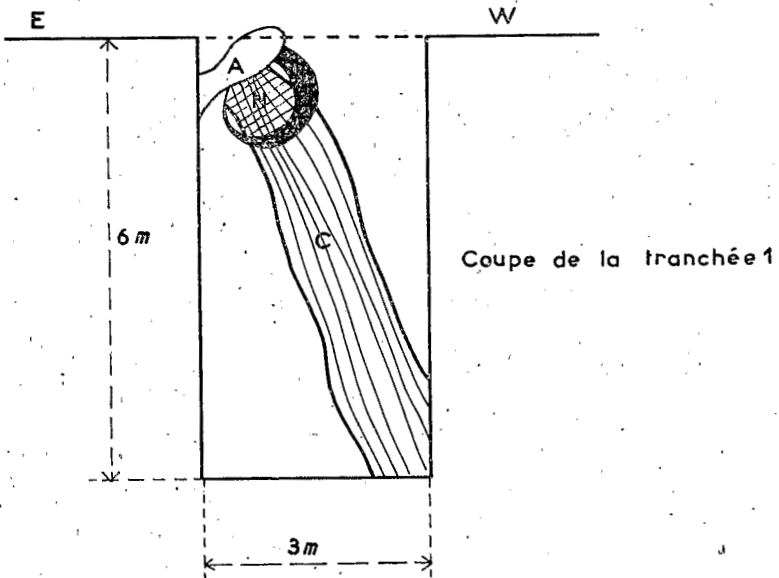


FIG. 8. — B. « Edison »; coupe de la tranchée 1

Analyses 3 et 4 par le laboratoire E. Campredon, Paris, 27 août 1915. Leur provenance n'est pas précisée.

Ces quatre analyses donnent des résultats tout à fait cohérents. Les échantillons 4 et 2 de couleur jaune, étaient constitués essentiellement de chalcoppyrite (1) : minerai hypogène, ou du moins peu cimenté, donc plus pauvre en cuivre et en métaux précieux que les échantillons 1 et 3 de couleur bleue et rose, riches en chalcocite et bornite.

Les teneurs en cuivre semblent très élevées; de fait, tous les échantillons de l'Edison que nous avons vus sont très riches.

Réserves. — Voici les éléments du calcul de ROY au moment de son rapport, en ne considérant que le filon F. La minéralisation a été reconnue sur une longueur de 500 mètres, sur une hauteur de l'ordre de 30 mètres (entre le niveau — 15, où commence le minerai riche et le niveau — 45 du sondage S).

Puissance minimum : 0,45 (dans le travers-banc *r* du puits P).
Densité du minerai : 4.

Tonnage : $500 \times 30 \times 0,45 \times 4 = 27.000$ tonnes.

Teneur moyenne du minerai le moins riche : 32 %.

Tonnage cuivre : $27.000 \times \frac{32}{100} = 8.640$ tonnes.

Il faudrait y ajouter 810 kilogrammes d'or (calculés en prenant une « moyenne » de 30 g/t). Mais ce calcul est illusoire, car les teneurs en or tombent dès que l'on arrive dans le minerai hypogène (chalcoppyrite); voir les analyses 2 et 4.

On observera seulement que l'appréciation de la longueur à 500 mètres est une interpolation trop large; à l'Est des sondages, il existe un hiatus de plus de 250 mètres où la minéralisation n'a pas été réellement reconnue. De plus, on ne connaît pas les teneurs dans les sondages et ROY indique lui-même qu'en P'' et H on n'avait repéré que des *pyrites de fer*.

Conclusion. — S'il est exact que l'exploitation, qui a suivi l'étude de ROY, n'aurait permis d'extraire que 72 tonnes de minerai, les réalités auraient été bien en-dessous des espoirs formulés. Nous ignorons tout des difficultés et des surprises éventuellement rencontrées lors de l'exploitation.

(1) Leur composition approche d'ailleurs de très près celle de la chalcoppyrite théorique.

Les faits qui se dégagent sont peu nombreux. On a rencontré un minerai fort riche, qui est de la chalcopryrite quasi pure. La zone de cémentation présentait sans doute une hauteur fort réduite puisque cette chalcopryrite apparaissait déjà au niveau — 21.

Du point de vue géologique on ne peut se rendre compte actuellement des conditions exactes de gisement. L'argile rouge rencontrée en *r* (fig. 7 C) ne serait-elle pas une intercalation sédimentaire dans les épanchements paléogènes ? et le gisement ne serait-il pas alors du type « volcano sédimentaire », comme en divers points du monde (Turquie, Corse) ? Les gisements volcano-sédimentaires de cuivre ne semblent jamais bien importants, mais peuvent être exploitables (cf. Ergani Maden en Turquie). Ce ne sont là que des hypothèses, que seuls des travaux de recherches pourront confirmer ou infirmer. Du point de vue pratique il est difficile d'exprimer une opinion ferme. La richesse du minerai est assez remarquable pour que l'on tente un effort sur cette concession, effort qui devrait s'intégrer à un effort plus général éventuel porté sur les gisements de cuivre (aussi zinc et plomb) de toute l'île, en particulier de la vallée du Diahot. Ces derniers ont donné de bien meilleures preuves de continuité et l'on sait qu'ils n'ont pas été arrêtés au stérile.

N.B. — Glasser (p. 384) a indiqué que l'on aurait dosé « quelques grammes d'or à la tonne dans des schistes noirs de Pouembout ». Il semble bien que cet auteur a qualifié de « schistes noirs » l'ensemble basaltique paléogène. Il n'a d'ailleurs pas pu préciser les conditions de gisement et cette mention ne présente donc plus d'intérêt.

4° *Gisements minéraux associés aux formations sédimentaires*

Nous n'avons pas connaissance de charbon sur cette feuille. Les gisements de chromite détritique et les indices de giobertite, « affiliés » aux roches ultrabasiques, ont été examinés (p. 49 à 60).

Gypse.

Il ne nous reste à examiner que les gisements de gypse dans les argiles vertes de la côte occidentale. Rappelons que le gypse est utilisé à l'usine de Doniambo pour la fusion sulfurante des minerais de nickel. Toute extraction de gypse a cessé en Nouvelle-Calédonie en 1954. Du gypse et du soufre natif doivent donc être importés.

Deux concessions contiguës ont été exploitées par la Société Le Nickel : l'*Ellis* et la *Pétain*, au sud de Koné.

Pendant l'exploitation, en août 1949, nous avons pu observer sur la *Pétain* une coupe très significative (fig. 9).

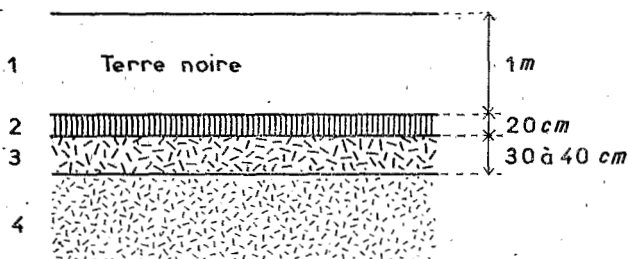


Fig. 9. — Coupe de la concession pour gypse « Pétain »

1. Terre noire.
2. Gypse riche.
3. Couche moyennement riche.
4. Argile à gypse disséminé.

Sous un mètre de terre noire venait une couche de gypse riche, épaisse de 20 centimètres, puis une couche moins riche de 30 à 40 centimètres, enfin de l'argile avec gypse disséminé.

Le niveau supérieur de la couche riche était bien régulier. Le niveau inférieur de la couche moyenne était assez irrégulier et présentait des ondulations.

Le gypse le plus riche était toujours au-dessus. Notons que la coupe était la même sur l'*Ellis*. Cette disposition évoque très nettement une concentration de plus en plus forte du milieu où se déposait le gypse.

Sur l'*Ellis*, en se rapprochant des collines basaltiques, on voyait le gypse devenir irrégulier. Au même niveau on rencontrait du gypse assez riche ou de l'argile; dans ce cas on grattait le gypse à la main au lieu de l'extraire au carry-all. Dans cette portion, le gypse était mêlé de poudre jaune provenant de l'altération habituelle des basaltes.

Notons que le niveau le plus élevé se situe à environ 15 mètres au-dessus du niveau de la mer, comme à Ouaco. C'est à peu près à cette altitude que se situait le niveau marin durant le colmatage des anfractuosités côtières.

L'extraction mécanisée comportait trois opérations : *a.* Découpage de la terre noire par des sillons étroits, pour la rendre plus attaquable par le bulldozer; *b.* Enlèvement de la terre noire au bulldozer; *c.* Passage du carry-all qui gratte et ramasse le gypse. Ces opérations se faisaient dans des « chantiers », panneaux rectangulaires de 8 à 16 mètres de largeur et d'environ 100 mètres de longueur.

*
**

Le gypse brut présentait une teneur moyenne de 12 % de soufre; par exemple dans le panneau de la Pétain où nous avons relevé la coupe (fig. 9) un échantillon pris sur une colonne verticale de 60 centimètres, comprenant donc la couche riche et la couche moyenne, a donné 12 % de S. Cela représente une teneur moyenne d'environ 64 % de gypse, à séparer de l'argile.

Le lavage ne peut être satisfaisant qu'après un long séjour à l'air, qui dessèche l'argile et la rend friable.

Il consistait en un débourbage par agitation avec des palettes. Le gypse débourbé était remonté par une vis d'Archimède jusqu'à la goulotte de chargement des camions.

Ce lavage élevait la teneur en S à 17 %, soit environ 91 % de gypse. Il restait, dans les tas de gypse lavé, beaucoup de boules argileuses. De plus, avec les boues, fuyaient de fins cristaux de gypse (nous notons ici les mêmes difficultés que pour les chromites détritiques, voir p. 51). Pour récupérer ces « fines », on avait interposé, sur le trajet des rigoles évacuant les boues, un bassin de récupération; le produit qui se déposait dans ce bassin contenait environ 13 % de soufre.

Lors de notre visite, on se proposait d'utiliser directement à l'usine de Doniambo le gypse riche à 15 % (celui de la couche supérieure). Un tas de 100 tonnes devait être expédié à Doniambo pour essai; nous ignorons le résultat de cet essai. Dans ces conditions, le lavage n'aurait plus porté que sur le gypse des autres niveaux.

La production mensuelle (juillet 1949) était de 1 300 tonnes, le rendement en poids d'environ 40-45 %.

Les réserves étaient très faibles; en 1946, elles étaient évaluées à 33 000 tonnes (13 000 sur l'Ellis, 20 000 sur la Pétain). Après une première exploitation sur l'Ellis en 1921-1922, le matériel de la S.L.N. avait été installé ici en 1942, au moment de l'épuisement de la *Providence*, gisement situé sur la feuille 5.

L'exploitation de 1946 à 1947 permit, à l'usine de Doniambo, de fonctionner jusqu'à fin 1948. L'exploitation reprit ensuite en mars 1949 à cause du manque de gypse d'importation australienne. Le gisement est aujourd'hui épuisé.

*
**

Pour mémoire, rappelons le chrome détritique que nous avons examiné p. 49.

GÉOMORPHOLOGIE, RÉGIONS NATURELLES ET PAYSAGES

Entre autres facteurs, les résistances différentielles à l'érosion des diverses formations, leur disposition structurale et les variations locales du climat entraînent et déterminent les formes et la couverture végétale.

Il faudrait aussi tenir compte de l'évolution pédologique (histoire des sols), en cours d'étude par les spécialistes de l'O.R.S.T.O.M.

On se souviendra qu'à substratum identique, les parties interne et orientale de l'île, plus arrosées (« au vent »), ont un couvert végétal et surtout forestier plus dense que la partie occidentale (« sous le vent »). Ce contraste pluviométrique s'illustre par les chiffres suivants : Koné, 1 124 millimètres (moyenne sur 26 ans, de 1920 à 1945); Hienghène (sur la feuille 3), 2 077 millimètres (moyenne sur 9 ans, de 1937 à 1945); et les précipitations peuvent dépasser 3 mètres dans l'intérieur. Cependant, bien qu'aucune donnée précise ne puisse être indiquée, certains grands plateaux intérieurs (exemple : plateau de Tango) semblent beaucoup moins arrosés. Alors que la végétation est luxuriante sur la chaîne des grauwackes du feston Touho-Hienghène (massifs de l'Inédète, du Tonine, etc.), elle est plus pauvre et formée essentiellement de niaoulaies clairsemées sur ces grands plateaux intérieurs.

*
**

Nous décrivons les régions naturelles en suivant sensiblement les grands traits tectoniques et lithologiques.

Versant est.

Le feston Touho-Hienghène. — Le cours des rivières, dans toute la région du feston Touho-Hienghène, a un tracé en baïonnette dont les tronçons les plus longs soulignent la direction générale des couches, les affluents du cours supérieur recoupant au contraire presque perpendiculairement la direction des couches.

La disposition arquée de ce feston est magnifiquement soulignée par l'érosion différentielle des formations qui y sont représentées (J., 1953, pl. III, fig. 1 et légende), les roches basiques formant le chaînon côtier élevé qui est percé en cluse par la Thiem, et la formation des grauwackes dessinant la chaîne forestière qui sépare la région centrale de l'île du versant oriental — chaîne d'altitude à peu près continue, partant de l'Inédète, passant par le Pomongoa, le Tonine, les Lèvres (996 mètres) et largement interrompue ensuite par la cluse de la Tipindjé (cf. J. A., *ibid.*, pl. I).

Entre ces deux chaînons saillants se trouvent, d'une part les collines plus basses établies sur les « schistes de Hienghène », d'autre part la dépression correspondant aux « schistes de Maïna ». Cette dépression est envahie à ses deux extrémités par la mer (baie du Vieux-Touho et estuaire marécageux de la Tiouandé) et est dominée par les massifs ruiniformes formés par les lentilles de calcaire éocène plus ou moins silicifié.

Du point de vue géomorphologique, il faut encore remarquer la différence qui existe entre la dissection des dolérites du chaînon côtier (crêtes à peine ondulées) et celle des schistes et grauwackes (crêtes en lame ébréchée), ainsi que les restes de surface morphologique mature (surface plane à petits mamelons arrondis sur les schistes de Hienghène et sur les schistes de Maïna), très probablement reliques de la surface du cycle I.

Bassins de la Tiwaka et de l'Amoa.

Les deux rivières Tiwaka et Amoa ont leur direction générale grossièrement perpendiculaire à la direction des formations qu'elles traversent, l'appel du niveau de base (côte entre le Kokengone et Poindimié) étant prédominant par rapport au rôle des directions structurales, rôle qui se manifeste seulement dans le détail des directions de certains méandres.

Les roches plus tendres, en général, dans cette zone (grauwackes moins indurées) et le métamorphisme qui atteint la plupart des formations, donnent un relief plus intriqué avec une dissection en « patte d'oie » très ramifiée, d'une homogénéité remarquable au

plateau de Tango (séricitoschistes) où le cycle actuel d'érosion s'est sans doute surimposé sur une quasi-pénéplaine. La densité des palmures des réseaux de crêtes et de thalwegs y est très caractéristique (J. A., fig. 17) et fait contraste avec celle, beaucoup plus faible, des grauwackes et schistes phylladiens (*ibid.*, fig. 18) du feston Hienghène-Touho.

Cette région se distingue aussi par ses massifs de serpentine (massifs de Poindié-Grandié et de la Basse-Tiwaka), qui semblent reliés par un réseau arachnoïdien.

L'arc Congo-Tiwaka.

Un trait morphologique remarquable de cet arc est déterminé par son orientation voisine de l'ouest-est, au moins dans la partie centrale, et par le pendage assez faible des schistes métamorphiques qui le constituent. Il en résulte un alignement ouest-est de *Cuesta monoclinales* couvertes de forêts. L'une des plus caractéristiques, qui se termine à l'ouest au St Tandji (1 020 mètres, au-dessus de Tiaoué) n'est malheureusement pas figurée sur le fond topographique.

Beaucoup de petits détails morphologiques sont contrôlés par la schistosité : par exemple, le profil du St Pouejaté, au-dessus d'Atéou.

Cet alignement général ouest-est est encore souligné par le massif péridotique du Tchinguou (1 374 mètres) — qui montre, surtout sur son versant nord, des restes plus ou moins tabulaires de la surface du cycle I (fig. 4) et par le massif Oua-Tilou-Cantaloupaï qui ne porte de cette surface que des reliques très réduites.

Si certains détails du réseau fluvial sont contrôlés par les directions structurales, dans l'ensemble celui-ci apparaît nettement « surimposé » et indépendant par rapport au substratum : le cours de la Tipindjé, par exemple sa traversée en cluse dans les roches basiques et les serpentines, est très caractéristique à cet égard.

Versant ouest.

Nous y retrouvons les paysages et les contrastes morphologiques habituels.

La formation des grauwackes, sur le bord sud-est de la feuille, forme des monts forestiers assez trapus, dont l'altitude ne semble pas dépasser 700 mètres. La formation à charbon, en une bande coudée mais continue, fait un contraste net, d'une part, avec les grauwackes, d'autre part, avec les schistes métamorphiques. Ses collines disséquées, aux altérations roses et bariolées caractéristiques,

ne portent que des niaoulis rabougris et des fougères. Tendre, elle contrôle localement la direction de cours d'eau; voir, par exemple, au nord de Koniambo et sur la Haute-Poualooa.

Les calcaires éocènes, qui ne présentent ici aucune continuité, forment deux pics remarquables : le pic de Koné, qui surgit au milieu des tufs et des basaltes paléogènes, et le pic de Kovéi (ou Groateu, ou Grostens) qui saille au milieu de la formation à charbon.

Les épanchements paléogènes forment des collines à graminées, sèches pendant plus de la moitié de l'année. Morphologiquement, la formation de la Haute-Poualooa ne s'en distingue pas d'une manière nette. C'est le domaine par excellence de l'élevage extensif (stations de Pinjen, de Boutana, etc.). Les massifs péridotiques (ou « miniers ») dominent cette savané (sur le Kopéto, Mont-Papayndo : 1 040 mètres; Ponatapoué : 1 030 mètres).

Au-dessus de pentes rapides et d'arêtes vives, ils sont tronqués, en particulier le Koniambo, par des tables latéritiques, reliques de la surface du cycle I. A vrai dire, celle du Koniambo est très bosselée. Ces massifs miniers sont impropres à la culture et l'élevage mais constituent d'importants châteaux d'eau.

La grande surface parfaitement nivelée, couverte de latérites alluviales, de la « plaine des Gaïacs » (*Accacia spirobis* LABILL) confère une physionomie particulière à un long segment du trajet de la route coloniale. On y a établi un aéroport pendant la deuxième guerre mondiale.

La baie de Népoui, profondément enfoncée, en une amorce de ria, entre les falaises verticales de calcaires jaunes miocènes, constitue un site portuaire de qualité.

POPULATION. — ACTIVITÉ ÉCONOMIQUE. — VOIES DE COMMUNICATION

Les deux centres européens importants de cette feuille : Pouembout et Koné, sont tous deux situés près de la côte ouest.

Sur le versant est, la densité de la population indigène est relativement forte, bien que les tribus soient concentrées presque exclusivement sur les formations côtières : régions de la Tiouandé, de Touho, de Maïna, etc., à l'embouchure des grandes rivières : Tiwaka, Amoa, Tipindjé, ou sur les petites plaines alluviales qui jalonnent

le cours de ces dernières jusque dans l'intérieur. L'habitat indigène est composé surtout de cases rectangulaires (J. A., 1953, fig. 12). Les moyens d'existence des indigènes sont la pêche côtière (poisson et nacre « trocas ») et fluviale, les cultures d'ignames et de taros, les cocotiers, les agrumes et le café.

Quelques colons européens sont installés surtout dans la zone côtière, mais ils ne sont pas agglomérés en « centres » importants; exemple : Touho, à l'embouchure de grandes rivières : Tiwaka; Amoa, et même plus haut sur les rivières : bassin moyen de la Tipindjé. Ils cultivent le café et pratiquent l'élevage. Une assez grande plaine côtière s'étendant à l'est de l'embouchure de la Tiwaka est aujourd'hui largement consacrée à l'élevage; son sol se montre presque intégralement couvert de vestiges d'anciens sillons d'ignames dont le quadrillage est particulièrement net vu d'avion.

Sur le versant ouest, la population européenne est groupée surtout dans les centres de Pouembout et Koné, mais des colons éleveurs s'égrènent assez loin dans l'intérieur : Boutana, Forêt Plate (une famille japonaise), près de Poindah sur la Koné, vallée de la Kamendoua.

En dehors de l'élevage, les ressources des européens consistent en quelques cultures maraîchères sur les alluvions. Notons que Pouembout a été le lieu de nombreux essais de culture, parmi lesquels le blé et le coton. Aucun ne fut poursuivi de façon durable. La population indigène, au contraire du versant est, est ici dispersée dans l'intérieur, en petites tribus, souvent haut perchées (exemple : Atéou), vivant surtout de la culture des taros d'eau et des ignames; l'une d'elle est groupée autour de la mission de Tiaoué.

L'exploitation minérale, autrefois importante (nickel, cobalt) est actuellement inexistante. A date récente, on ne peut mentionner que les éphémères exploitations de chrome de la *Math*, de la *Franco*, la tentative de la Société Calmet dans la plaine des Gaïacs et les petites exploitations de gypse Ellis et Pétain, près de Koné.

Cependant, la baie de Népoui, excellent site portuaire, le seul sur cette feuille accessible aux cargos, draine les productions minières : nickel et manganèse, de la feuille voisine (n° 5), sans toutefois devenir un lieu de fixation permanent. Le wharf de Népoui est encore appelé à une activité assez durable car les réserves de nickel du massif Kopéto-Boulinda, surtout à l'est de la vallée de Népoui, sont loin d'être épuisées et semblent appelées à être exploitées dans un proche avenir.

Sur la côte ouest, la route coloniale n° 1 passe à Népoui (rivière,

244 kilomètres de Nouméa), Pouembout (270 kilomètres) et Koné (280 kilomètres). Quelques routes carrossables, au moins en jeep, pénètrent dans l'intérieur jusqu'à Panaki, Tiaoué, Poindah, Boutana. Au-delà, on ne dispose plus que de sentiers et de pistes cavalières. Sur la côte est, la route coloniale n° 3 est coupée par de larges rivières que l'on traverse encore sur des bacs : Amoa, Tiwaka (332 kilomètres de Nouméa), Tipindjé (382 kilomètres), mais des projets de ponts sont actuellement à l'étude. Seuls des sentiers et des pistes cavalières, presque jamais carrossables, s'enfoncent vers l'intérieur, en suivant le plus souvent les grandes vallées (Amoa, Tiwaka). Aucune transversale ne réunit les deux côtes.

*
**

PRÉHISTOIRE

Nous avons observé *deux pétroglyphes* dans le vallon entre les massifs du Tchingou et du Cantaloupaï; ils sont dessinés sur deux blocs de péridotites usés, dans la rivière.

Des poteries, ornementées et non ornementées, se rencontrent dans la flèche sableuse de la presqu'île de Foué, près de Koné (fig. 10). Elles sont associées à des débris de cuisine (Kjökkenmödding). Un autre Kjökkenmödding, avec débris de poteries non ornementées, a été observé dans la presqu'île de Muéo.

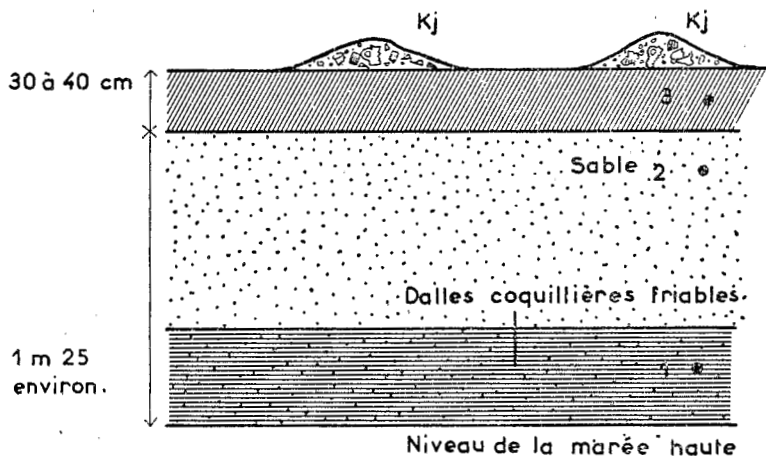


FIG. 10. — Gisement de poteries ornementées de Foué, près de Koné

1. Dalles coquillières friables.
 2. Sable.
 3. Terre végétale noire avec ponces et fragments de poteries.
- Kj. Kjökkenmödding (débris de cuisines) avec poteries.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNOULD (A.) et ROUTHIER (P.) [1956]. — Les gisements de manganèse de la Nouvelle-Calédonie. Un type de gisements de manganèse méconnu : le type « volcano-sédimentaire ». XX^e Congr. géol. intern. Mexico, 1956, Symposium sur le manganèse, à paraître.
- AVIAS (J.) [1953]. — Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrittacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Nancy, *Sciences de la Terre*, t. I, n° 1-2.
- AVIAS (J.) [1953]. — L'évolution de l'habitat indigène en Nouvelle-Calédonie de 1843 à nos jours. Numéro spécial *Journ. Soc. Océanistes*, t. IX, n° 9, p. 129-150, 12 fig., 2 pl., Paris.
- CRENN (Y.) [1953]. — Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de Nouvelle-Calédonie. *Ann. géophysique*, t. 9, n° 4, p. 291-299, Paris.
- DAVIS (W.-M.) [1925]. — Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. géogr.*, t. XXXIV, n° 191, p. 224-269, 332-359, 423-441, 521-558, 64 fig.
- FAIVRE (J.-P.), POIRIER (J.) et ROUTHIER (P.) [1955]. — *Géographie de la Nouvelle-Calédonie*. Nouvelles éditions latines, Paris.
- GALL (J.) [1956]. — L'activité minière de la Nouvelle-Calédonie en 1955 (Rapport du Service des Mines). *Chron. Mines d'outre-mer*, numéro spécial 242, août 1956.
- GLASSER (E.) [1903-1904]. — Rapport sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Mines*, 10^e série, t. V, Paris.
- MAXWELL (J.-S.) [1949]. — Some occurrences of chromite in New Caledonia. *Econ. geol.*, vol. 44, n° 6, p. 525-544.
- PIROUTET (M.) [1917]. — *Étude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie*. Imp. Protat, Mâcon. Carte géologique au 1/1.000.000 accompagnant cet ouvrage.
- POMEYROL (R.) [1954]. — Contribution à la connaissance pétrographique de la Nouvelle-Calédonie. La région littorale de Tuando-Siounda, près de Koumac. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 3-4, p. 85-86.
- ROUTHIER (P.) [1953]. — Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XXXIII, n° 67, Paris.
- ROUTHIER (P.) [1954]. — A propos des gîtes de manganèse de la Nouvelle-Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 10, p. 198-199.
- ROUTHIER (P.) [1952]. — Les gisements de fer de la Nouvelle-Calédonie, XIX^e Congrès géol. intern. Symposium sur gisements de fer du monde, t. II, p. 567-587, Alger.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Histoire géologique	4
Évolution physiographique	7
Terrains sédimentaires	10
Formation des grauwackes	11
— des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo..	14
— à charbon	15
— phtanitique et calcaire. — Éocène 1.....	16
Épanchements paléogènes	17
Formations littorales et fluviatiles néogènes.....	21
Formations littorales et fluviales plio-quadernaires.....	22
Éluvions	24
Roches ignées	27
Terrains métamorphiques	34
Tectonique	41
Gisements et indices minéraux.....	43
— associés aux péridotites et serpentines (nickel, cobalt, fer, chrome, giobertite, talc).....	44
— dans les terrains métamorphiques (cuivre, barytine, fer, etc.)..	61
— associés aux épanchements paléogènes (manganèse, cuivre)..	65
— associés aux formations sédimentaires (gypse).....	75
Géomorphologie, régions naturelles et paysages.....	78
Population. Activité économique. Voies de communications.....	81
Préhistoire	84
Bibliographie	85

TOUHO-KONÉ

NOUVELLE CALÉDONIE

CARTE GÉOLOGIQUE

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

- Marais côtiers**
à végétation constante ou temporaire, sans végétation ou à mangrove.
- Elysiens**
Latérites ferrugineuses (sur péridotites).
- Formations littorales et fluviales**
a. Non ferrugineuses
b. Ferrugineuses
c. Latérites alluviales
- Formations littorales et fluviales**
Mouvements tectoniques (Mouvements de la Nouvelle-Calédonie) et de la Nouvelle-Calédonie, ces formations sont constituées de latérites ferrugineuses alluviales, on ne les figure pas sur cette carte.
- Épanchements paléogènes**
basaltiques ou de basaltes andésites avec intercalations de sables, argilles et limons. Les zones riches en limon indiquent des zones de dépôt par les vents. N.B. Placés avec les formations sédimentaires par convention.
- Formation de la rivière Pouébo**
Hauts (Népalou), rivières, canaux nouveaux, brèches hypobathémiques synchrones avec le flysch de Bourail (Léche II, IV).
- Formation phanérotique et calcaire-Eocène I**
Sur le versant ouest, représentés très sporadiquement et surtout par des calcaires à *Cheloniceras* et *Globosuccinea*. C.
- Sur la côte est, schistes et argilles avec les quartzites et les lentilles calcaires (Schistes de Main). Eocène I ou couches de passage du Crétacé à l'Eocène, métamorphiques.
- Formation à charbon**
Peut comprendre des terrains allant du Lias supérieur au Crétacé supérieur inclus. g. - gres, ardoises, houillères.
- Formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo**
Conglomérats grossiers, coques et cailloux, arkoses, gres, argiles et sables, métamorphiques. Age mal déterminé, peut-être jurassique, peut-être jurassique.
- Formation des grauwackes s.1.**
Sur le versant ouest, cette formation est très riche en phylites. Une façon générale, cette formation comprend des couches pouvant aller du Permien au Mésozoïque, jusqu'au Jurassique supérieur. Sur cette feuille on ne peut généraliser cartographiquement les coupures stratigraphiques, mais on a pu reconnaître des "Lias moyen" avec *Ammonoites* au sein de la formation. (N.B. sur la carte, on ne peut pas distinguer du M. Kamboua (Lias) sur le F.5) du Trias supérieur (Népal) avec *Murchisonia* du groupe *Ardenia* à S'icou, sur la basse Tiwaka.
- Grauwackes du Trias supérieur**
à grain fin
F.5. *Ammonoites* *Ardenia*
Indiquées sur la rivière Kamboua, bien qu'elles puissent comprendre des couches d'un autre âge.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

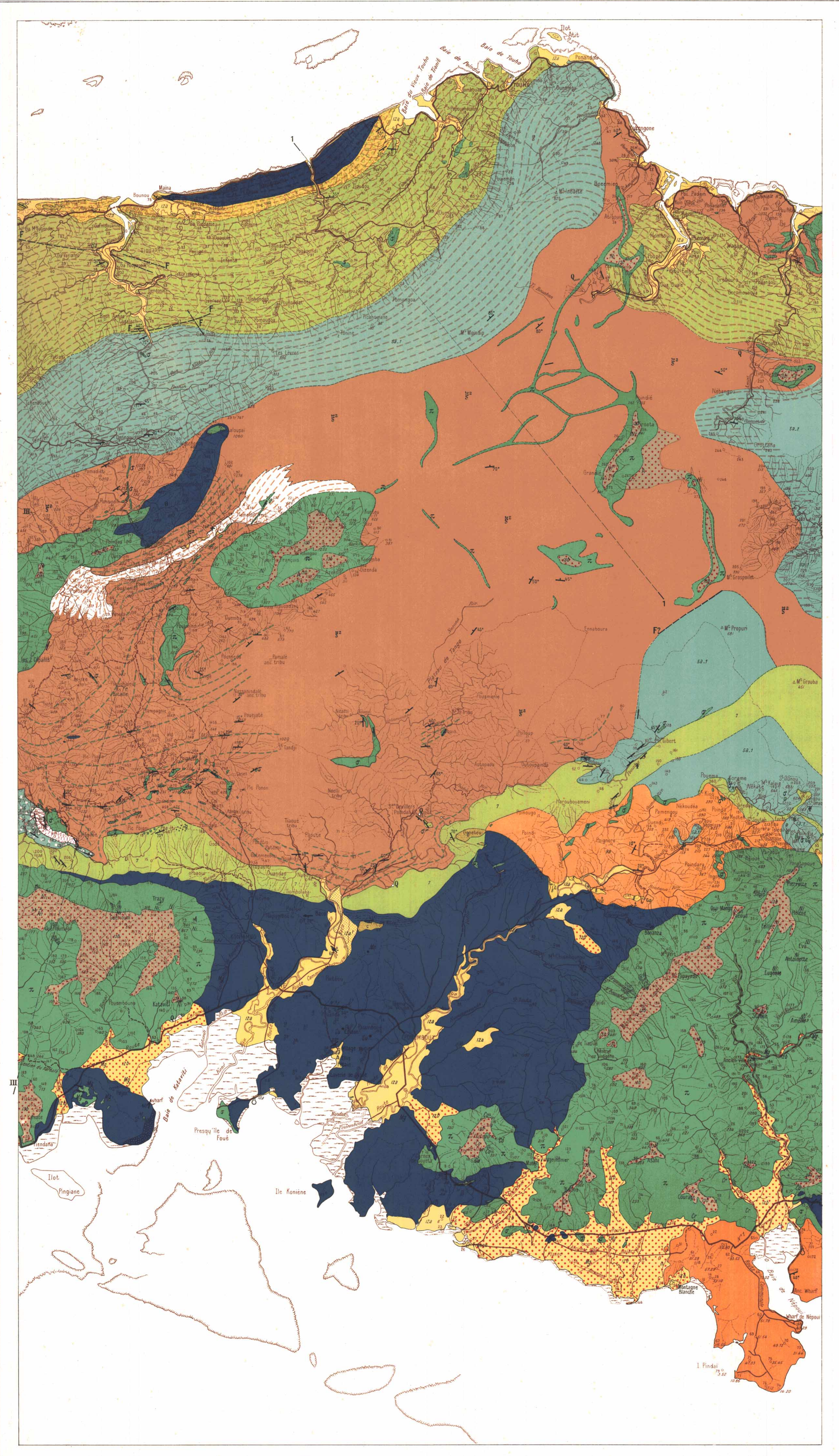
- Schistes**
Sous la craténite, les schistes sont associés à des micachistes et schistes chloritiques et épidotiques. Ces derniers sont particulièrement abondants sur cette feuille. Ils semblent souvent provenir de la métamorphose de la formation des grauwackes.
- Terrains affectés par un métamorphisme faible.**
Rapports:
- Aux épanchements paléogènes (Lias et Crétacé) à l'Eocène I.
- À l'Eocène I et à l'Eocène II.
- À la formation à charbon (Lias) et à l'Eocène I.
- À la formation des grauwackes (Lias) et à l'Eocène I.
N.B. Sur fond blanc et figure indiquent des phylites et schistes ardoisiers de hauts reliefs, pour lesquels on ne peut suggérer une assimilation stratigraphique. Mais ils pourraient être un équivalent, au moins partiel, de la formation à charbon.

ROCHES IGNÉES

- Épanchements paléogènes**
basaltiques ou basaltes andésites, voir aussi à Terrains sédimentaires.
- Gabbros, dolérites**
- Roches basiques**
N.B. De nombreuses amphibolites albitiques (granulites en échantillon, par exemple dans le bassin de la Kamboua) ont été observées. Les roches à gabbros et à dolérites ortho probables, sont également présentes.
- Péridotites**
(harzburgites) plus ou moins serpentinisées, dominantes.
- Serpentines dominantes**
N.B. - C. dans les grands massifs (Kamboua, Kupa, Tchigou, etc.).
- D. dans les petits massifs, souvent très laminés, inclus dans divers terrains.
- Quartz**
en lisière des schistes, bord sud du massif de Kamboua (Kamboua) et dans les terrains métamorphiques. C. Roches carbonatées, avec pyrite, dans schistes métamorphiques région de Fouan (haute Koni).

SIGNES CONVENTIONNELS

- Cisements et indices minéraux**
Ba barytine (Fauvette basse Tiwaka)
Co cobalt
Cu cuivre
Fe fer (Bataille, au S. de Fouan)
L latérites ferrugineuses, sur péridotites
Mz manganèse
Ni nickel
N chaux de fer (gossan) (Bouana, près de Bourail et Baco, près de Koni)
S sulfure
A A
E Expansions sous-marines (andésites)
Pondages
Couches verticales
Faille
Contact
Contacts doublets (indiquent en raison de l'insuffisance locale ou de l'existence du fond topographique)
- Limitation de la plupart des couvertures**
ferrugineuses sur péridotites restant arbitraire, ceux indiqués sur les figures (lignes en tirets) ont été établis en tenant compte de la répartition des couvertures présentant quelque continuité ou notamment des courbes. Mais en rencontrant des terres rouges en dehors des limites indiquées.
- Quaternaire fossilifère**
Fossiles (ammonites) près de Fouan (près de Kamboua) (Kamboua) (Baco de Népalou).
Péridotites (haute Tiwaka) au N. du Tchigou.
- Position de la coupe III** du mémoire de P. Roulier (1953).
Position de la coupe I (Fig. 6, 4) du mémoire de J. Avias (1953, p. 24).



Documents consultés

a. Géologiques:
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie et Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie.
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie).
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie).
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie).

b. Topographiques:
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie).
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie).
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie (Service Géologique de la Nouvelle-Calédonie).