

**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° 5 : PONÉRIHOUE-POYA

NOTICE EXPLICATIVE

par Jacques AVIAS et Pierre ROUTHIER

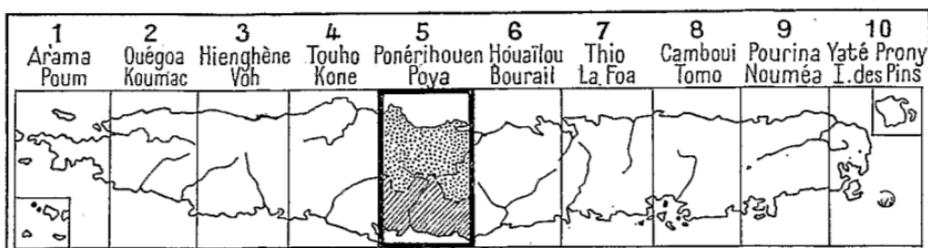


PARIS

1962

AMOI NOT
00667





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 Vallée Sèche (fond du bassin de Poya), ont été exécutés par A. ARNOULD, et quelques additions ont été apportées dans la haute Nounin d'après des levés de P. KOCH.

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 nous avons sacrifié la discussion de certains grands problèmes théoriques, comme la mise en place des péridotites et serpentines.

3. Il y a lieu de noter l'inexistence du fond topographique initial (1/40 000) sur de larges surfaces dans les parties axiale et orientale de la feuille. Quelques points de repère ont été très approximativement mis en place d'après l'ancienne carte au 100 000^e de la mission LAPORTE; ce sont les monts : Nogromou, Gobounin, Apinié, Guaradodou (ex-Guaralodi). Les cours de la

Nounin et de quelques-uns de ses affluents ont été placés d'après une carte récente de P. KOCH (1956). 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 et que la précision et le détail des levés soient très hétérogènes.

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.

La rédaction de cette notice a été achevée en juin 1957.

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 partie du Secondaire (formation des grauwackes et formation à charbon) et du Tertiaire (Eocène I).

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 m. 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.

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. C'est également au cours ou à la suite de ces plissements que se sont mis en place les deux grands massifs péridotiques du Boulinda et du Mé Maoya, sur la côte ouest, du Montfaoué dans la chaîne, de

Monéo-Bâ sur la côte orientale, ainsi que les nombreux massifs et fils serpentins particulièrement développés dans la partie axiale.

Au Miocène se sont déposées les belles formations fluviomarines des baies de Muéo et de Nésôho, qui prolongent celles de la presqu'île de Népoui (feuille 4).

Au Pliocène et au Quaternaire, le jeu de l'érosion et des variations relatives du niveau de base (consécutives aux mouvements épigénétiques 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 déroulement historique.

1. 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 (près de la tribu d'Ouaté) et liasique moyen (Mont Katepouenda).

La formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo (C) a disparu en tant qu'unité lithologique bien individualisée, mais on trouve encore ici beaucoup de conglomérats dans la haute Nounin. Leur datation est délicate en raison des incertitudes qui pèsent sur l'âge de la formation à charbon.

La formation à charbon a été subdivisée sur cette feuille et représentée sous deux symboles et couleurs différents. Sous le symbole 5b, on a figuré des couches au moins en grande partie attribuables au Jurassique supérieur et datées par une Ammonite, des *Buchia* et des *Inoceramus* (1). Sous le symbole 7 habituel, on a figuré des couches qui ne peuvent être actuellement attribuées au Jurassique supérieur et doivent être rapportées essentiellement au Crétacé. Elles sont datées comme sénoniennes par des *Kossmaticeras* dans les rides anticlinales de la région de Vallée Sèche.

Cette séparation (5b-7) de couches qui, dans l'ensemble, présentent des faciès très voisins, est assez arbitraire et elle s'écarte un peu de notre principe général de représenter des « formations ».

(1) Cette attribution aurait été contestée récemment mais nous l'expliquerons plus loin (p. ...).

Cependant on a jugé utile d'attirer ainsi l'attention sur l'existence de Jurassique supérieur dans l'intérieur de l'île (1).

On remarquera que la formation à charbon est en contact tantôt avec la formation des grauwackes, tantôt avec les terrains métamorphiques. Ce dispositif ne peut être entièrement expliqué par la tectonique. De plus, des conglomérats se placent souvent à la base de la formation à charbon. Il est donc très vraisemblable qu'il y a eu là plissement et érosion, puis transgressivité de la mer de la formation à charbon sur les rides.

L'Eocène I est ici représenté sous deux faciès : 1) son faciès habituel de phtanites et calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*, présent à Cap Goulvain et dans la partie sud-ouest des rides de Vallée Sèche; 2) un faciès de calcaires grossiers, à Bryozoaires, associés à des marnes, uniquement présent à Vallée Sèche.

A la vérité, l'attribution du deuxième faciès à l'Eocène I reste hypothétique et discutable. Il traduit, à tout le moins, une mobilité de cette région durant l'Eocène, mobilité qui s'est traduite antérieurement par des conglomérats.

On s'explique, dès lors, que les épanchements paléogènes viennent souvent en contact direct avec la formation à charbon et même avec les terrains métamorphiques. Ils sont transgressifs sur des terrains précédemment plissés.

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 des aires émergées qui, érodées, ont livré les conglomérats. Une deuxième aurait pris place durant l'Eocène, peut-être surtout à l'Eocène « moyen » comme sur la feuille 6, 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 d'apparence souvent transgressive sur les terrains antérieurs (voir les massifs du Boulinda et du Maoya).

Durant le Miocène inférieur se déposèrent, au pied occidental des massifs péridotiques, dans les baies de Muéo et de Nésoho, de puissants arrivages détritiques intriqués avec des formations récifales frangeantes.

(1) Le Jurassique supérieur n'est, par ailleurs, daté qu'à l'île Puen, sur la côte ouest (feuille 7).

2. Versant oriental.

Sur celui-ci, les formations se disposent en bandes relativement continues (sans doute plus que ne le figure la carte). On n'y connaît pas de puissantes formations conglomératiques, bien que les assises de la formation à charbon soient, vers la base, souvent constituées de couches à petits galets qui peuvent même passer à de véritables poudingues. Les déformations anté-oligocènes y ont probablement été plus limitées que sur le versant occidental, mais une certaine disharmonie dans la direction des bancs de la formation à charbon situés en bordure du massif péridotique de Monéo-Bâ, par rapport aux bancs de la formation des grauwackes qui leur font suite vers l'intérieur (disharmonie déjà signalée par PIROUTET, 1917, p. 174), peut être interprétée également comme témoignant de légers mouvements antécétacés.

*

L'âge des terrains métamorphiques reste à préciser. Dans le bassin de la haute Nounin, certains d'entre eux semblent bien être, avec les grauwackes, remaniés dans les conglomérats. D'autre part, sur les feuilles 3 et 4, 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 des roches constituant les galets des conglomérats, il est nécessairement antérieur aux conglomérats, donc au Sénonien, et *a fortiori* à l'Eocène.

Il convient toutefois de remarquer que, tant qu'une étude pétrographique de détail n'en aura pas été effectuée, l'origine de ces galets pourrait aussi être cherchée dans des formations métamorphiques existant sur les terres émergées hypothétiques : « Tasmania » à l'Ouest, « Archeofjia » à l'Est, qui pouvaient alors exister de chaque côté de la zone subsidente du géosynclinal néocalédonien. L'âge du métamorphisme des roches constituant les galets pourrait alors être hercynien. Mais cette hypothèse reste peu probable si l'on tient compte des observations faites sur les

feuilles 3 et 4 ainsi que sur celle-ci. Les conglomérats de la Congo, comme ceux de la Nounin, semblent en effet « refléter » les terrains métamorphiques et les grauwackes les plus proches.

On notera que, sur le versant oriental, le métamorphisme est beaucoup moins développé que celui affectant les formations correspondantes sur la feuille 4. On ne retrouve un métamorphisme certain de grande extension que dans la partie centrale-est de la feuille, au voisinage de la route transversale Bourail-Houaïlou.

La dissymétrie entre les deux versants s'accompagne du déversement vers le Sud-Ouest de l'arc de grauwackes mont Apinié-mont Moindoua. Ce déversement rappelle et prolonge celui de l'arc métamorphique sur la feuille 4.

Nous n'avons malheureusement pas disposé des fonds topographiques et du temps qui auraient été nécessaires pour débrouiller clairement les structures, notamment de la région des monts Katepouenda et Guaradodou et plus au Nord-Est. L'épaisse série en éventail des schistes et grauwackes, situés entre la côte est et le fond du bassin de la Nounin, pourrait cependant très bien correspondre à un anticlinal déversé et faillé vers l'Ouest et à cœur triasique qui, vers le Nord-Ouest, se perdrait dans la zone fracturée et métamorphisée de la « charnière de la Tiwaka » (cf. feuille 4), et qui, vers le Sud-Est, verrait ses couches à la fois s'amenuiser et se pincer en direction du cours inférieur de la Houaïlou (cf. feuille 4).

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 (feuille 4), qu'elle a probablement commencé dès le début du Miocène.

I. Après la mise en place des péridotites, un cycle d'érosion complet (cyclé I), en partie *miocène*, aboutit à la formation d'une pénéplaine dont les témoins sont aujourd'hui conservés, sous forme de couvertures latéritiques, sur les massifs péridotiques.

Nous avons admis que la formation détritique et corallienne de Népoui s'est déposée durant ce cycle I. En effet, sur la feuille 4, on y a rencontré, non seulement des galets de péridotites, mais aussi des passées d'argiles nickélicifères, 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 ou non, 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 II A et II B. 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. Erosion modérée; bossellement de la pénéplaine.
	III	IIb. Erosion brutale.
Phase III	IV	III Elévation du niveau de base.
Phase IV	V	IV Abaissement du niveau de base.

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

II B. 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* (voir notamment le cours de la Poya).

L'érosion isole ainsi des « buttes-témoins » péridotiques. Tel, ici, le Mé Ou qui constitue un relais remarquable entre les massifs du Mé Maoya et du Boulinda.

**

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, par exemple côte est de la presqu'île de Bâ; côte occidentale le plus souvent basse et marécageuse, sauf dans les baies de Muéo et de Nésoho, 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 Porwy à l'Ouest, de la baie Ugue, de la baie de Bâ, des estuaires de la Tchamba et de la Ponérihouen sur la côte orientale) 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 comblent 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 aux gisements « Newfoundland », « Portugal », etc., entre Poya et Cap Goulvain.

Des plages soulevées au niveau de 1,50 - 2 m, formées souvent de sables coquilliers et de débris coralliens, marquent la dernière étape, très générale dans l'île.

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 la baie de Porwy.

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).

Un numéro mérite mention particulière, 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 seule possible à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Mais elle

(1) Le même principe a été appliqué à la carte à 1/1 000 000° de Nouvelle-Zélande.

suppose que les variations latérales de faciès soient très minimes. Or, ce n'est pas toujours le cas ici pour la formation des « grau-wackes » (5a-1) dont la distinction avec la formation à charbon (5b et 7) n'est pas toujours parfaitement tranchée. 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 grau-wackes (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). Ici, 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 grau-wackes, 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 grau-wackes sont donc rarement gréseuses.

Dans ces grau-wackes 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° grau-wackes plus ou moins grossières (Permien et Trias moyen) ; 2° grau-wackes avec passées de lumachelles de Lamellibranchies, le plus souvent très fines, à cassure conchoïdale (Trias supérieur et Rhétien) ; 3° grau-wackes très feldspathiques avec grès fins et calcaires grau-wackeux à Ammonites (Hettangien et Sinémurien) ;

4° grauwackes tuffacées andésitiques ou poudingues à Lamelli-branches (Lias moyen probable); 5° grauwackes et tufs bréchiques andésitiques très indurés, dits « 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 des grauwackes. Mais cette attribution comporte des difficultés. La première est d'ordre lithologique. Ici le faciès « schiste noir » prend un développement très important par rapport au faciès « grauwacke ». Par ailleurs, sur le 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 facies » de Nouvelle-Zélande, distingué de l'« Hokonui facies ». Cet « alpine facies » est considéré aussi, en Nouvelle-Zélande, comme « Permien, Trias, Jurassique indifférenciés ».

Comme la formation à charbon (5b ou 7), qui comporte du Jurassique supérieur très probable et du Crétacé, est représentée essentiellement sous le faciès schiste noir, sa distinction d'avec la formation des grauwackes peut devenir souvent 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 parfois légèrement métamorphosées en schistes noirs sériciteux, avec très nombreuses veines de quartz. Mais ce métamorphisme n'oblitére pas, en général, leurs caractères primitifs. La deuxième difficulté réside dans la rareté des jalons chronologiques, qui sont cités plus loin.

A) *Sur le versant oriental* de la feuille, la formation est très développée et représente même le plus grand affleurement de 5a-1 non métamorphisé connu dans l'île.

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 conglomératiques, bréchiques ou parfois très feldspathiques, ou bien légèrement psammitiques gris-bleu ou gris-vert, généralement très altérées et présentant alors une couleur jaune pâle ou jaune verdâtre.

Du point de vue chronologique, cette formation est, *sur la côte est*, surmontée de Crétacé sûrement daté, au moins dans la bande côtière de Bâ (voir plus loin à « Formation à charbon »), ou très probable, par exemple, entre le cours inférieur de la Tchamba et le cours moyen de la Poindimié. Dans le bassin de cette dernière rivière, PIROUTET a en effet découvert des empreintes de grands Inocérames qui ne peuvent être que crétaqués ou jurassiques supérieurs. Ces Inocérames, que nous avons retrouvés étiquetés, mais non déterminés, dans les matériaux de PIROUTET conservés à la Faculté des Sciences de Paris, ne sont pas cités par cet auteur en tant qu'Inocérames, mais correspondent probablement aux *Aphanaiia gigantea*, seuls fossiles qu'il cite dans cette localité (1917, p. 116) et dont on ne trouve d'ailleurs pas trace dans ses collections.

Sous ce Crétacé viennent :

1° des grauwackes et tufs conglomératiques, andésitiques, du type dit « de Sarraméa », bien développés, par exemple, dans les cours inférieurs de la Mou, de la Monéo, de la Néavin et de la rivière de Bâ, en aval du pont de la route coloniale;

2° des schistes noirs phylladiens ou non, des schistes grauwackeux, des grauwackes, souvent très feldspathiques, représentant certainement en partie, au moins, le Jurassique inférieur, car outre l'analogie lithologique de certains de leurs termes (abondance de feldspaths détritiques notamment) avec les couches sûrement datées de la côte ouest (région de Moindou, Bouloupari, cf. feuilles 6 et 7), un gîte fossilifère liasique à *Pseudaucella marshalli*, laminées et déformées mais encore déterminables, y a été découvert (gîte de la cascade de Bâ);

3° des bancs réguliers de grauwackes fines bleu sombre et schistes noirs grauwackeux, dont un banc recoupé par la Nounin, 500 m environ en aval de la confluence de cette dernière avec la

Noeni, a livré, en sus de vermiculations caractéristiques, de beaux exemplaires de *Monotis ochotica* (gîte fossilifère marqué sur la carte), variété *densicostata* Teller, typiques du Trias supérieur (Norien) (cf. J. A., 1953, pl. XXV, fig. 5 et fig. 7, p. 25).

4° Alors qu'en suivant les couches précédentes on descendait indubitablement la série, avec les couches qui succèdent sur le terrain aux bancs à *Monotis*, il semble qu'on la remonte. En effet, on retrouve des grauwackes bréchiques très indurées, bleues, à éléments anguleux noirs qui, par leur faciès, semblent identiques à celles dites « de Sarraméa ». Ces grauwackes, qui constituent la majeure partie du Mont Gobounin et qui, par leur résistance à l'érosion, déterminent la ligne de partage des eaux du centre de l'île (cf. J. A., 1953, pl. XI, fig. 2), sont, en outre, suivies des schistes noirs à Inocérames que nous avons distingués sous le symbole 5b et que nous pensons être attribuables au Jurassique supérieur probable.

Il semble donc que, structurellement, on ait affaire à une sorte d'anticlinal déversé (en éventail), principalement sur son flanc sud-ouest avec d'ailleurs, probablement, des failles et laminages (cf. J. A., 1953, fig. 7, p. 24). Le cœur de cet anticlinal semble être triasique, le terme le plus ancien sûrement reconnu étant le Norien mais, vu l'absence de fond topographique, le manque de temps dont nous avons disposé et la grande difficulté d'accès et d'exploration, nous avons préféré cartographier l'ensemble de cette formation sous le symbole compréhensif : 5a-1.

B) *Du côté occidental*, les grauwackes n'apparaissent que dans les massifs des monts Katepouenda et Guaradodou et dans la bande monts Ipoa-Goipin.

Dans le massif du Katepouenda, il existe à coup sûr du Lias et du Trias supérieur. Nous avons déjà mentionné *Pseudaucella marshalli* Trechmann près du sommet Grao, sur la feuille 5. Ce fossile se retrouve d'ailleurs en très mauvais état, au sommet même du Katepouenda (1). Il indique le Lias post-hettangien et anté-toarcien.

(1) Nous avons omis de mentionner ce gisement dans notre thèse (P. R., 1953).

A la tête de la rivière Nounin, sous le Katepouenda, un peu en amont de la tribu d'Ouaté, toujours dans des grauwackes, nous avons récolté, associés :

Cf. *Daonella indica* Bitt, et *Monotidae* du groupe *ochotica*, représentés par plusieurs « variétés » : *sparsicostata*, *eurhachis*, *pachypleura*, *densistriata*, voisine de *salinaria*.

Nous n'avons pas reporté le symbole fossile sur la carte, faute d'un fond topographique suffisamment précis.

On rencontre encore des *Monotidae* dans un petit affluent de la Nounin, un peu en aval d'Ouaté; ici dans le faciès schiste noir, si fréquent en intercalations dans les grauwackes. Tous ces fossiles indiquent le Trias supérieur.

Ainsi, il s'avère que la formation des grauwackes du Mont Katepouenda est très fossilifère et que ce massif mériterait une exploration attentive. Si l'on parvenait à y tracer des niveaux paléontologiquement caractérisés, on aurait là un point de départ pour le déchiffrement de la tectonique de ces zones internes (notons en passant que les grauwackes du sommet du Katepouenda sont très massives et sans pendage visible).

Nous n'avons pas eu le loisir de rechercher systématiquement des fossiles dans la bande de grauwackes Monts Ipoa-Goipin. Mentionnons cependant, dans le bas du torrent Membeboura (ou Tata), à l'ouest de Goipin, la présence d'*Inoceramus*, pouvant atteindre une longueur de 25 cm (1). Il y a sans doute là un point d'un intérêt exceptionnel pour la stratigraphie.

En ce point, les Inocérames se placent dans une roche noire assez massive, en contact avec des bancs massifs de grauwacke fine. Ces couches plongent 60° vers l'Est. Un peu en amont, c'est-à-dire au mur, on reste dans les grauwackes fines (à augite), où s'intercalent des « accidents » plus grossiers, avec galets de schistes noirs. Ces portions grossières ne semblent pas former des horizons continus.

On a là un passage, marqué par de légers remaniements, de la formation des grauwackes à la formation à charbon 5b, Jurassique supérieur probable à Inocérames. C'est là encore un point où la recherche systématique de fossiles serait très utile.

(1) Que nous n'avons malheureusement pas pu récolter, étant donné leur position sur une petite paroi abrupte.

Nous allons retrouver ces remaniements à la limite des deux formations, plus loin vers le Nord-Ouest.

**

Signalons qu'aux grauwackes s'associent des diorites et gabbros à structure doléritique.

Nous avons rencontré ces roches en abondance sur le flanc oriental du massif du Guaradodou, sur le versant de la rivière Nogromou (non tracée sur la carte) (1).

Pour leur description pétrographique, voir à « Roches ignées » (p. 45).

Formation des conglomérats et arkoses (cf. 6) ?

Des masses puissantes de conglomérats, dont certains éléments peuvent avoir la grosseur d'une tête, existent dans la haute Nounin et ont été récemment cartographiées par P. KOCH (1956). Dans l'état actuel des connaissances, il ne paraît pas possible de leur assigner un âge précis, ni même de les paralléliser, totalement ou en partie, avec les « conglomérats de la Congo » des feuilles précédentes (3 et 4).

Si on les a figurés de la même façon que les conglomérats de la Congo (ronds blancs sur fond bleu), ce figuré n'a actuellement qu'une signification *lithologique*. Il n'a pas été représenté dans la légende de la carte, car les cartouches étaient déjà mis en place lorsque l'étude de P. KOCH nous est parvenue.

Pour la description et la discussion de l'âge de ces conglomérats, voir à « formation à charbon ».

Formation à charbon.

Du point de vue lithologique, cette formation se présente comme sur les feuilles précédentes, avec une dominante de « schistes »

(1) La position de ces échantillons avait été pointée, aussi bien que possible, sur un exemplaire du 100 000^e LAPORTE (feuille 4), que nous avons malheureusement perdu. Noter que la rivière Nogromou n'a pas été reportée sur la présente carte, les transpositions de la carte de LAPORTE à la carte actuelle n'étant pratiquement pas possibles.

argileux noirs (plus exactement de « pélites » ou argillites ou, en anglais, mudstone, car pas de schistosité marquée en général).

On a adopté ici deux représentations différentes pour la formation. Sous la couleur et la notation compréhensive habituelles (7), nous avons représenté toutes les parties de la formation dont l'âge est inconnu, ou encore très discutable, ou qui sont démontrées d'âge crétacé supérieur par des *Kossmaticeras* (région de la Vallée Sèche ou rivière d'Adio).

Sous la même couleur avec tiretés bleus verticaux surimposés et symbole 5b, on a voulu représenter les parties de la formation qui, à notre avis, sont d'âge jurassique supérieur très probable. On a limité ce tireté aux couches à *Inoceramus* et laissé en suspens l'âge des couches à charbon (en hachures noires serrées). Les conglomérats, qui semblent, en grande partie, intercalés dans la formation, auraient pu, eux aussi, être représentés en vert 7. Cependant, on a préféré leur affecter la même figuration qu'aux conglomérats de la Congo (ronds blancs sur fond bleu), cette représentation n'ayant qu'un sens *lithologique*. A notre avis, un âge jurassique pour ces conglomérats ne peut être définitivement écarté.

Cette représentation est dans une large mesure peu orthodoxe et prématurée. Nous ne l'avons adoptée que faute de mieux.

N. B. — Les contours entre le mont Guaradodou et la source de la Noembra sont empruntés à des levés récents de P. KOCH (1956), qui ont pu être effectués grâce aux nouvelles photographies aériennes verticales de l'I.G.N., dont nous ne disposions pas lors de nos travaux. Nous avons complété un peu le fond topographique d'après la carte de P. KOCH. Enfin, certains figurés ne sont pas portés dans la légende de la carte, car celle-ci était déjà dessinée lorsque le travail de KOCH nous est parvenu.

Le Jurassique supérieur (?).

Nous l'avons défini dans le fond du bassin de Poya, dans la région de Goipin et de la vallée de la Néquipin, et sur la Nounin. Malheureusement, son extension vers le Nord-Ouest, dans la région du Mont Nogromou, n'a pas été exactement déterminée.

a) *Lithologie* (cf. P. R., 1953, p. 51-55 et J. A., 1955, p. 193-194).

Les faciès argileux ne se distinguent pas substantiellement des « pélites » habituelles de la formation à charbon. Cependant, ils sont souvent assez compacts, indurés, parfois franchement schisteux et ardoisiers. Les lamelles de séricite n'y sont pas disposées en plans continus. La schistosité pourrait donc bien être d'origine dynamique, car elle est développée en particulier sous les grauweekes déversées de la ligne Moindou - Apinié - Goboumin. Les plagioclases n'y sont pas rares et on y observe à l'œil nu des passées plus rugueuses et plus bleues qui, au microscope, se révèlent être formées de grès schisteux grauweekeux, d'où la conclusion que l'on a affaire (J. A., p. 194) à des roches « du cortège des grauweekes ». Par ailleurs, d'autres traits lithologiques différencient cette portion de la formation à charbon.

Les *nodules*, au lieu d'être fortement siliceux, comme c'est le cas en particulier dans les couches sénoniennes à *Kosmaticeras*, y présentent à peu près la même composition que les pélites encaissantes, dont ils se détachent pourtant aisément.

Des grès et schistes gréseux, en minces bancs ou en petites lentilles, sont fréquents en intercalations dans les schistes argileux.

Des *grès feldspathiques à ciment calcaire* ou *calcaires gréseux* apparaissent au Nord de Goipin, en une bande dont l'extension sur la carte n'est pas limitative et qu'il serait bon de suivre. C'est dans cette bande que nous avons récolté l'Ammonite qui a permis de dater l'ensemble de ces couches. Notons que le plagioclase de ces roches est une andésine à environ 35 % d'anorthite, donc présente la même composition que le plagioclase des grauweekes. Ce « rappel » serait aisément compréhensible si ces couches étaient d'assez peu postérieures aux grauweekes. La calcite de ces calcaires gréseux provient de la couche prismatique des *Inoceramus* qui y pullulent.

Notons que dans certaines parties de la formation à charbon indiquées sous la notation 7, il est fort possible qu'il existe des calcaires gréseux du même âge. Ainsi, à environ 1 km en aval de la tribu d'Ouaté, dans un grand coude vers l'Est de la Nounin, nous avons noté des bancs calcaires gris, où nous n'avons pas vu de fossiles, mais qui, étant donné leur position par rapport aux grauweekes du Kamendoua, pourraient bien être les équivalents des calcaires gréseux de la Néquipin. Nous en avons rencontré,

également sur le flanc est du Mont Guaradodou. Malheureusement, l'insuffisance du fond topographique ne nous a pas permis de les cartographier.

Enfin les *conglomérats* et grès arkosiques sont très abondants dans toute la haute Nounin. Nous n'en avons guère observé que dans la Noembra et sur le flanc sud-est du Mont Guaradodou (P. R., 1953, fig. 2 et 3, p. 19). Lors d'une étude récente sur les charbons de cette région, P. KOCH (rapport inédit, 1956) en a cartographié des masses importantes. Au prix de quelques déformations, nous les avons reportées, ainsi que quelques autres contours de P. KOCH.

Nous leur avons assigné une couleur bleue qui semble les paralléliser avec la formation des conglomérats de la Congo (formation 6) des feuilles 3 et 4. On ne doit pas prendre cette assimilation pour une attribution d'âge définitive, car ces conglomérats ne sont pas actuellement datés avec plus de précision que ceux de la Congo. Leur âge ne peut être fixé que d'après celui des couches fossilifères qui les encadrent, lequel reste sujet à discussion, comme nous allons le voir.

P. KOCH a distingué trois types de conglomérats :

1° Conglomérats compacts, à petits éléments, souvent anguleux, surtout de grauwackes. Ils sont de couleur sombre. Ils ne se présentent qu'en bancs de faible puissance, intercalés dans des grès schisteux, en bordure du massif de grauwackes du Mont Ipoa.

2° Poudingues gris ou rouges, à galets arrondis, de grès et d'arkoses, de schistes gréseux, de grauwackes, de quartz, etc. Dans certains de ces poudingues, les galets peuvent atteindre et même dépasser 20 cm. Ils sont associés à des grès et arkoses. Ils forment de nombreuses lentilles et des bancs importants dans la zone comprise entre les creeks Noembra et Naguada, et dessinent un arc de 6 km de longueur et de 200 à 1 200 m de largeur.

Par la taille des éléments remaniés, par leur couleur parfois rouge, ils semblent être ceux qui rappelleraient le plus les conglomérats de la Congo.

3° Conglomérats gris, à petits galets, souvent anguleux, de quartz et de schistes métamorphiques (séricitoschistes et schistes chloriteux). Ils sont interstratifiés dans les schistes pélitiques et forment un banc important, allongé nord-sud, au Nord de la Nounin.

L'âge relatif de ces trois types de conglomérats correspondrait à l'ordre 1, 2, 3 (1). Les conglomérats 1 succèdent directement aux grauwackes et leur sont même associés. Leur position rappelle celle des conglomérats observés vers la bordure des grauwackes immédiatement à l'Ouest de Goipin, dans le bas du creek Membeboura (ou Tata) (voir p. 16) (2). Elle rappelle aussi celle des conglomérats de la Congo (feuille 3), qui s'intercalent dans les grauwackes et leur succèdent. Les conglomérats 2 et 3, en partie ou totalement intercalés dans la formation pélimitique, sembleraient plus tardifs. Or, les conglomérats 3 remanient les schistes métamorphiques. Tout se passe donc comme si les remaniements avaient d'abord entamé les grauwackes, puis les schistes métamorphiques plus profonds, ce qui apparaît assez logique.

A titre de curiosité pétrographique, signalons enfin, d'après P. KOCH, quelques quartz bipyramidés de grande taille sur la ligne de crête entre Noembra et Tata. On connaît de ces quartz bipyramidés dans la formation à charbon de Moindou (feuille 6).

b) *Discussion de l'âge de ces couches.*

P. R. a attribué la majeure partie des couches que nous venons d'examiner au Jurassique supérieur. J. A. a de même attribué les

(1) P. KOCH note des disharmonies angulaires entre les conglomérats et les schistes, mais il est difficile d'en tirer des conclusions quant à leur âge relatif, car ces disharmonies peuvent être d'origine purement mécanique.

(2) D'ailleurs l'apparition de remaniements dès la fin du dépôt des grauwackes paraît un phénomène beaucoup plus général. Dans les torrents descendant du « front » des grauwackes où se place le sommet Moindoua, par exemple dans la Néquipin, on rencontre fréquemment des conglomérats à éléments remaniés de schistes noirs compacts (à quartz clastique et séricite) et ciment grauwackeux. Comme les grauwackes sont en position renversée sur la formation à charbon, et ne forment plus ici qu'un plaquage peu épais, les conglomérats ne peuvent provenir que de niveaux de ces grauwackes stratigraphiquement élevés. Dans la feuille 7, nous avons d'ailleurs montré (J. A. 1953, p. 157 et 160) que ces conglomérats à éléments de schistes noirs se trouvent stratigraphiquement associés avec des schistes ou des argillites noirs entre les grauwackes triasiques et les grès crétacés datés. Ces niveaux mériteraient d'être suivis et cartographiés. A notre avis, les remaniements qui atteignent leur apogée avec les conglomérats de la Nounin ont commencé dès la fin du dépôt des grauwackes.

couches à Inocérames de la haute Nounin au « Jurassique supérieur très probable » (J. A., 1953, p. 170). Mais, dans le rapport de P. KOCH (1956), il est fait état de nouvelles déterminations paléontologiques qui mettent en cause cette attribution. Aussi est-il utile de confronter les données actuelles, fort contradictoires à première vue.

1. Arguments en faveur d'un âge jurassique supérieur.

α) Bande de grès feldspathiques du nord de Goipin.

Dans cette bande, le meilleur argument est une Ammonite récoltée sur la rivière Népiéguin. Une autre, moins bien conservée, provient du torrent Naouango, mais n'a pas été trouvée en place. Des recherches systématiques permettraient sans doute des récoltes complémentaires.

La première Ammonite a été rapprochée d'abord de *Perisphinctes (Ataxiaceras) schilli* OPPEL, de l'Argovien européen (P. R., 1953, p. 57, et pl. III, fig. 1). Elle a été soumise ultérieurement à W. J. ARKELL qui l'a déterminée comme *Idoceras speighti* MARSHALL, de Nouvelle-Zélande, dont l'âge serait Kimeridgien (1), donc un peu plus récent que dans la première détermination.

De toute façon, l'âge *jurassique supérieur* n'est pas remis en cause.

β) Schistes à Inocérames.

Le problème essentiel est l'âge des *Inoceramus*, qui sont de beaucoup les fossiles les plus abondants et qui pullulent en de nombreux points (tous les gîtes fossilifères notés dans le fond du bassin de Poya s'y rapportent). Bien que la détermination de ces Lamellibranches, même quand ils sont exceptionnellement bien conservés — ce qui n'est pas le cas — soit très délicate, certains, récoltés par P. R. à l'Est de Goipin, ont pu être rapprochés par J. SORNAY de *I. galoi* BOEHM et *I. subhaasti* WANDEL (plutôt *haasti* d'après MARWICK), espèces callovo-oxfordiennes ou plutôt oxfordiennes, bien connues et datées dans l'Himalaya et plus

(1) Ce serait du moins l'âge du genre *Idoceras*, qui a son domaine principal au Mexique et au Texas (communication personnelle de W. J. ARKELL, 23 octobre 1954).

particulièrement en Indonésie (P. R., 1953, p. 56-57 et pl. II). Ceux récoltés par J. A. sur la haute Nounin (dans les schistes recoupés par cette rivière au pied est du Mont Gobounin) ont été rapprochés par J. A. et par le même spécialiste des mêmes espèces (cf. J. A., 1953, p. 168-170 et pl. XXIII, fig. 1, 2, 3 et 6).

Fait important : certains des Inocérames récoltés par J. A. sont associés, dans les mêmes échantillons, à des Aucelles du genre *Buchia*. Or, non seulement le genre *Buchia* semble être unanimement considéré comme jurassique supérieur mais encore l'association *Buchia*, *Inoceramus galoi*, *Inoceramus subhaasti*, *Belemnopsis*, est caractéristique, tant en Nouvelle-Zélande que dans l'Himalaya (Spiti) et qu'en Indonésie, de schistes noirs d'âge incontestablement oxfordien. C'est ainsi que, dans l'archipel des Moluques, dans l'île Sula, les schistes à *Buchia malayomaorica*, *Inoceramus galoi* et *I. subhaasti* du gisement célèbre de Wai Galo, se trouvent au-dessus de couches à *Perisphinctes* et *Peltoceras* et contiennent eux-mêmes une abondante faune d'Ammonites (des genre *Peltoceras*, *Macrocephalites*, *Perisphinctes*) excluant toute possibilité d'âge crétacé (WANDEL, 1936). Or, les *Buchia* récoltées par J. AVIAS ne peuvent correspondre à des fossiles remaniés.

Aussi, tant par l'analogie lithologique avec les schistes à Inocérames d'Indonésie (même faciès de schistes noirs) que par l'association faunique, les schistes de la haute Nounin semblent être « très probablement jurassiques » et même très probablement oxfordiens. Les ressemblances de certains autres fragments d'Inocérames avec des formes crétacées (albiennes ou turo-niennes), bien que devant être signalées (cf. J. A., pl. XIII, fig. 6 et p. 169-170), n'ont, en aucun cas, pu conduire à des assimilations certaines.

Par ailleurs, le dernier des fossiles caractéristiques communs de l'association faunique oxfordienne des îles Moluques, de l'Himalaya, etc., à savoir le genre *Belemnopsis* a été trouvé par P. KOCH (1956, *ibid.*) dans un « nodule ou boulet de schiste gréseux compact... inclus dans les schistes à Inocérames du creek Ouba, au Nord du creek Napouato », nodule dans lequel C. A. FLEMING a pu également déterminer une espèce du type *Meleagrinnella aff. echinata* et *Inoceramus aff. inconditus* MARWICK. Ces trois espèces ne sont connues que dans le Jurassique moyen ou supérieur de Nouvelle-Zélande (Temaïkan).

Ceci est d'autant plus remarquable que dans les schistes noirs à Inocérames oxfordiens des Moluques (de Wai Galo par exemple) comme dans les schistes noirs du même âge de l'Himalaya, c'est aussi dans des nodules inclus dans les schistes noirs que l'on trouve le plus souvent les *Belemnopsis* et les Ammonites. L'hypothèse suivant laquelle les nodules seraient antérieurs et remaniés dans les schistes qui les contiennent est très peu probable.

Signalons enfin ici, que le genre *Belemnopsis* (J. A., 1953) est connu en Nouvelle-Calédonie en de nombreux points (île Puen, chaîne centrale et côte est).

L'ensemble de ces arguments montre que seule une extrême prudence a pu nous empêcher d'affirmer comme entièrement démontré l'âge jurassique supérieur des schistes à Inocérames, type A (aff. *galoi*) et type B (cf. *subhaasti*), que nous avons découverts dans cette région.

Enfin, rappelons qu'à la base des couches à charbon de la Noembra, très près de leur contact avec les grauwackes, nous avons mentionné une *Spiriferina*, genre qui ne dépasserait pas le Bajocien (P. R., 1953, p. 27-28), et qui a été, sur la côte ouest, trouvée par J. A. associée aux couches liasiques à *Otapiria marshalli*. Cette indication mérite sans doute d'être réexaminée car elle repousserait jusqu'au Lias supérieur la base de la formation à charbon.

2. Arguments en faveur d'un âge crétacé supérieur.

A l'occasion de son étude sur les charbons de la Nounin et de la Noembra, P. KOCH a récolté de nombreux fossiles, que l'on peut grouper dans une faune à *Acanthocardia* et une faune à *Inoceramus*.

Inoceramus.

Il ont été déterminés en Nouvelle-Zélande par C.A. FLEMING. Ce spécialiste y distingue deux types. Un type allongé à petit angle (20°-25°), qu'il attribue à *I. ipuanus* n. sp. WELLMAN et qui serait d'âge cénomanien ou turonien inférieur en Nouvelle-Zélande; or, ce type se confondrait avec celui que J. SORNAY a rapproché de *galoi*, et un type évasé, à grand angle (50 à 60°) rapproché de *I. fyfei* n. sp., d'âge turonien supérieur en Nouvelle-

Zélande, correspondrait de même à celui que J. SORNAY a rapproché de *I. subhaasti* et que MARWICK rapprochait plutôt de *haasti*.

Ainsi, s'il s'agit bien des mêmes faunes, ces Inocérames sont considérés par certains auteurs comme d'âge jurassique supérieur, par d'autres comme d'âge crétacé supérieur.

Nous ferons observer seulement que cette attribution au Crétacé supérieur ne tient aucun compte de l'Ammonite : *Idoceras speighti*, qui a été trouvée dans les couches à Inocérames, et dont l'attribution au Jurassique supérieur semble difficilement contestable, pas plus que du *Belemnopsis* trouvé par P. KOCH et pas plus que de l'association du genre *Buchia* aux Inocérames.

Faune à Acanthocardia.

A proximité immédiate des couches à charbon de la haute Nounin, P. KOCH a trouvé de nombreux gîtes d'une faune abondante, avec *Acanthocardia acuticostatum* d'ORBIGNY, rares Trigonies, *Aphrodina (Tikia) aviasi* FREINEX, Gastéropodes dont *Pyrgulifera* (déterminations Mme FRENEIX) et quelques débris de bois fossiles. Cette faune est considérée d'âge sénonien; on retrouve d'ailleurs les *Acanthocardia* en association avec les *Kosmaticeras* de la Vallée Sèche et on les rencontre aussi avec les mêmes formes, également étroitement associés avec les couches de charbon à Moindou.

Rapports de la faune à Inocérames et de la faune à Acanthocardia.

D'après P. KOCH, les premiers Inocérames se trouvent à moins de 80 mètres des *Acanthocardia* et « dans le haut du creek Tata on passe des schistes à *Acanthocardia* aux schistes à Inocérames sans pouvoir les distinguer les uns des autres ». Mais le même auteur souligne que « les couches à Inocérames se situent toutes au Nord et au Nord-Ouest des couches à *Acanthocardia*, c'est-à-dire, vu la disposition structurale confirmée par P. KOCH : série déversée vers le Sud-Ouest, stratigraphiquement *au-dessous* des couches à *Acanthocardia*.

On ne peut donc exclure que les premiers Inocérames soient oxfordiens et les derniers crétacés, ou même qu'ils soient tous oxfordiens. Il résulte de nos levés qu'il existe toujours au moins

40 à 50 mètres de schistes entre les derniers niveaux à Inocérames et les premiers niveaux à Acanthocardia. Or, ce que nous connaissons des lacunes certaines de sédimentation entre le Jurassique et le Crétacé supérieur dans d'autres régions de l'île (cf. feuilles 7 et 8), nous permet d'affirmer que ces 50 m peuvent très bien représenter, avec ou sans lacune, les dépôts correspondant à la période allant du Jurassique supérieur au Crétacé moyen.

Quant à l'intrication des couches sénoniennes à Acanthocardia avec des couches de schistes, d'arkoses, de grauwackes ou de conglomérats, on peut penser que les difficultés de son interprétation relèvent à la fois de la tectonique, non complètement débrouillée, de cette région, mais dont la complexité de détail a été bien mise en évidence en certains points par P. KOCH, et aussi de la difficulté d'établir la chronologie de faciès de transgression et de remaniement d'âges peut-être variés bien que lithologiquement identiques.

Le Crétacé supérieur. — Actuellement, on ne peut, sur le versant ouest de l'île, tenir pour certainement de cet âge que les parties de la formation à charbon apparaissant dans les rides anticlinales de la région de la Vallée Sèche (ou rivière d'Adio). Il s'agit ici de pélites argileuses, ne présentant pas de schistosité, ne comportant pas de conglomérats, mais quelques grès. Ceux-ci ne s'y présentent qu'en petites lentilles de quelques décimètres d'épaisseur et de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de longueur, se terminant en pointes très effilées; par exemple, dans la première ride au Sud de la rivière d'Adio, où l'on trouve aussi quelques traces de charbon.

La masse la plus importante de grès vraisemblablement de cet âge, a été observée au sommet Djé, près de Nekraoua, sur la rive droite de la Poya. La faune récoltée dans les axes anticlinaux de vallée Sèche est surtout caractérisée par des *Kossmaticeras*.

Kossmaticeras. — Les déterminations spécifiques (Mme E. BASSE DE MÉNORVAL) sont : *K. bhavaniformis* K. et R. - *K. cf. bhavani* STOL. — *K. densicostata* K. et R. — *K. nov. sp. indet.*

Pour plus de détails, voir P. R., 1953, p. 61-62, et pl. IV.

Ces Ammonites indiquent un âge *sénonien* et peut-être, avec plus de précision, *santonien*, mais, cette précision est peut-être illusoire.

Lamellibranches. — Alors que les *Kossmaticeras* ont été récoltés en divers points, tous les *Lamellibranches* dont les déterminations suivent ont été récoltés à environ 500 m au Nord du sommet n° 450, dans la première ride au Sud de la rivière d'Adio, en association avec des *Kossmaticeras*. Les déterminations sont les suivantes (Mme FRENEIX, Laboratoire de Paléontologie du Muséum d'Histoire Naturelle, communication écrite personnelle, juin 1955).

Nucula (Palaeonucula) poyaensis nov. sp. (aff. *oblonga* WILCKENS), connue du Crétacé supérieur (Campanien ?) de Patagonie et du Nord Antarctide.

Nucula (Palaeonucula) cf. quadrata ETHERIDGE, connue de l'Aptien d'Australie.

Linotrigonia (Oistotrigonia) sp. 1 (aff. *L. (Oist.) antarctica* WILCKENS), connue du Crétacé supérieur (Campanien) de l'Antarctide.

Acanthocardia acuticostatum d'ORBIGNY, connu du Sénonien du Chili; déjà rencontré dans les couches à charbon de la haute Nounin.

Dosinia (Dosinobia) cf. perplexa MARWICK, connue du « Wangaloan » (Danien) de Nouvelle-Zélande.

Pleuromya poyaensis nov. sp. (aff. *Pl. africana* ETHERIDGE), connue du Sénonien (Campanien ?) du Pondoland.

On voit que ces déterminations s'accordent bien, dans l'ensemble, avec l'attribution au Sénonien. Cependant, nous ferons observer que la deuxième de ces déterminations, évoquant l'Aptien d'Australie, montre que certaines formes pourraient présenter une grande longévité (1). Cette constatation devrait engager à

(1) Un échantillon du même gisement a d'ailleurs pu être lavé, et M. F. GLAESSNER (communication du 31 décembre 1948) y a déterminé : de nombreux petits Foraminifères, principalement : *Haplophragmoides* sp., et des spécimens isolés de : *Quinqueloculina*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Ostracodes*. Des assemblages similaires sont connus de l'Aptien-Albien d'Australie et de Nouvelle-Guinée, mais il est clair que cette microfaune n'est pas caractéristique; elle est d'ailleurs ici d'âge sénonien. C'est un des rares points où l'on ait pu, jusqu'ici, isoler une microfaune de la formation à charbon.

une certaine prudence dans certains cas où l'on ne dispose, pour la datation, que de Lamellibranches peu variés. Notons l'absence d'Inocérames parmi ces Lamellibranches associés aux Kossmaticeras. Sans vouloir en tirer argument stratigraphique, cette absence resterait assez curieuse si les Inocérames étaient d'âge crétacé supérieur.

A la suite d'une étude générale des Lamellibranches de la formation à charbon, récoltés dans les régions de Poya, Bourail, Moindou, Saint-Vincent et de la Dumbea, Mme FRENEIX formule d'intéressantes conclusions que nous reproduisons ici :

« On ne peut que souligner le rapport étroit de cette faune néo-calédonienne avec celle du Crétacé supérieur de Nouvelle-Zélande. Sur 29 espèces décrites (dont 14 sont nouvelles et 9 indéterminées), 10 espèces sont identiques ou affines de celles du Sénonien et du Danien de Nouvelle-Zélande. Les sous-genres *Tikia*, *Dosinobia*, *Lahilleona*, sont d'origine néo-zélandaise; les genres *Pacitrigonia* et *Lahillia* appartiennent au domaine antarctique — pacifique-mélanésien : Antarctique (îles Seymour et Snow Hill), Sud de la Patagonie, Chili, Nouvelle-Zélande. La faune étudiée est comparable à celle de Nouvelle-Zélande, en particulier à celle du « Piripauan » (Sénonien); une seule espèce est à rapprocher d'une espèce du Wangoloan (Danien). Aucune faune à *Maccoyella* et *Aucellina* comparable à celle des « Taitai Series » (Aptien) et « Clarence series » (Albien-Cénomaniens) de Nouvelle-Zélande n'a été découverte dans notre matériel.

De même, il n'existe à peu près pas d'affinités fauniques avec l'Australie, car, sur ce continent, la transgression principale crétacée a débuté à l'Aptien et a été suivie d'une régression à l'Albien, période correspondant au dépôt de la « Rolling Down formation » du Queensland, à *Maccoyella* et *Aucellina*. La seule faune sénonienne du « Gingin Chalk » — faune de Lamellibranches — consiste principalement en Pectinidés dont aucune espèce commune n'a été signalée jusqu'ici, ni en Nouvelle-Calédonie, ni en Nouvelle-Zélande.

De même, en Nouvelle-Guinée, la faune de Lamellibranches d'âge aptien décrite par GLAESSNER (1945 et 1949), n'a rien de commun avec ce que nous avons examiné en Nouvelle-Calédonie.

Avec les faunes du Crétacé de l'Inde, de l'Afrique du Sud, les analogies ne sont que sporadiques. C'est essentiellement avec les

faunes du domaine du Sud Pacifique que celles du Crétacé supérieur de Nouvelle-Zélande et de Nouvelle-Calédonie présentent le plus d'affinités marquées. Certains genres et sous-genres, la majorité des espèces, se circonscrivent dans un domaine géographique bien délimité : Nouvelle-Zélande, Nouvelle-Calédonie, Chili, Sud de la Patagonie, îles Seymour et Snow Hill de l'Antarctique, et témoignent d'un certain endémisme de la faune de Lamellibranches du Crétacé supérieur. »

Sur le versant oriental de cette feuille, bien que la fréquence du faciès schiste noir dans la formation des grauwackes rende, en l'absence de faunes, les assimilations locales parfois douteuses, il est hors de doute que les schistes noirs, les grès et les poudingues situés immédiatement sous l'Eocène et surmontant les grauwackes bréchiques à faciès dit « de Sarraméa » (voir plus haut) sont à rapporter au Crétacé, au moins pour leur partie supérieure. Ils sont d'ailleurs datés par des Ammonites (genres *Kossmaticeras* et *Baculites*) dans les couches auxquelles ces assises passent en continuité latérale sur le bord de la baie de Bâ, par exemple, dans les hauteurs plus ou moins dénudées dominant la route coloniale non loin de l'ancienne habitation dite de « la Veuve Martin »; ces fossiles ont d'ailleurs été d'abord découverts par PIROUTET (M. P., 1917, p. 176).

En ce qui concerne les deux bandes cartographiées en formation à charbon, d'une part entre le bassin de la Poindimié et l'embouchure de la Tchamba, d'autre part dans la chaîne centrale, aucun fossile ne vient appuyer l'assimilation faite qui semble cependant la plus probable.

Conclusion sur la formation à charbon.

Au total, il semble, en tout cas, actuellement acquis :

1° la présence de Jurassique supérieur à *Idoceras*, *Belemnopsis* et, très probablement, à *Buchia* et *Inocérames* (sans doute Oxfordien);

2° la présence du Crétacé supérieur à *Kossmaticeras*, à *Acanthocardia*, *Pyrgulifera*, et couches à charbon;

3° l'existence de dépôts très réduits ou de lacunes entre le Jurassique supérieur probable et le Crétacé supérieur certain,

comme c'est d'ailleurs le cas général dans bien d'autres parties de l'île et dans tout le géosynclinal papou;

4° l'existence d'un déversement général des couches vers le Sud-Ouest, accompagné d'une tectonique sans doute très complexe, dont le déchiffrement est difficile, étant donné la compétence très différente des bancs rigides de grauwackes ou de grès et des couches schisteuses ou charbonneuses beaucoup plus plastiques, et la rareté des fossiles dans certaines zones.

En conclusion, il n'est actuellement pas possible de proposer une représentation stratigraphique et paléogéographique simple de la région. Beaucoup de travail reste à accomplir pour y parvenir et pour débrouiller la tectonique qui doit « camoufler » la stratigraphie. Le temps des reconstitutions stratigraphiques et paléogéographiques de détail... n'est pas encore venu.

Cette région est l'une de celles où l'on mesure le mieux l'insuffisance des données stratigraphiques et tectoniques, malgré les progrès accomplis durant les dix dernières années et l'intérêt qu'il y aurait à poursuivre les études de géologie fondamentale dès qu'un fond topographique suffisant aura pu être fourni par l'I.G.N.

Eocène I (8).

Du point de vue lithologique, l'Eocène ne se présente qu'en partie comme sur les feuilles précédentes (pour une description générale, voir en particulier la notice de la feuille 2).

La formation phtanitique et calcaire est surtout bien représentée sur la côte occidentale, au cap Goulvain, et sur la côte orientale dans la baie de Bâ. Dans l'intérieur, de part et d'autre de la rivière d'Adio, l'Eocène présente des faciès « aberrants » qui sont liés à des conditions paléogéographiques particulières. Ici la formation phtanitique et calcaire n'est clairement représentée que dans la bande éocène bordant la limite nord des épanchements paléogènes.

C'est au cap Goulvain que cette formation est la mieux représentée. En ce point commence un arc régulier qui va se développer sur la feuille 6. Ici, les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*

dominant; les phtanites, très surbordonnés, domineront au contraire sur la feuille 6. Il s'agit d'un passage longitudinal de faciès.

L'Eocène I, figuré dans le haut de la vallée de Népoui, est moins bien démontré. Dans la vallée elle-même, un peu au Sud-Est du sommet 183, une tranchée de la route entaille la formation à charbon, avec petits lits siliceux durs, qui évoquent déjà la formation phtanitique. Un peu plus bas, deux énormes rochers, hauts de 10 m et longs d'au moins 20 m, sont constitués d'une roche siliceuse noirâtre, qui pourrait être l'équivalent des phtanites (ici assez gréseux), mais cette assimilation, admise sur la carte, reste un peu problématique. Elle est fondée sur l'existence de roches siliceuses noires très massives en certains points de l'Eocène I du bassin de Bourail (feuille 7).

Problématique est de même la continuité de l'Eocène I que nous avons figurée sur le versant nord-ouest de la haute Népoui, à la base des péridotites. Le seul fait absolument certain est l'enfoncement de la formation à charbon sous ces péridotites.

Sur la feuille voisine, près du sommet Ouin, où nous avons omis de les mentionner dans la notice précédente, on observe, à côté d'une passée de serpentine laminée, des *phtanites amygdalaires* verticaux pincés dans la formation à charbon. La structure certainement complexe et la couverture végétale dans cette région, en direction de Forêt Plate, n'ont pas permis une cartographie soignée. A vrai dire, le seul point de cette région où l'assimilation aux phtanites soit vraiment objective est celui que nous venons de citer.

Enfin, les phtanites (et grès fins), avec quelques calcaires à grain fin, sont représentés sur la bordure méridionale des rides de la Vallée Sèche, où ils s'enfoncent sous les épanchements paléogènes.

L'Eocène de Vallée Sèche (rivière d'Adio).

Ici l'Eocène présente des faciès très particuliers et très locaux, manifestement liés à des conditions paléogéographiques très particulières. Ce sont des calcaires à Bryozoaires associés à des marnes; les marnes sont, à vrai dire, connues dans d'autres régions (bassins de Koumac et de Bourail).

N. B. — La version cartographique in P. R., 1953, p. 88, fig. 9, a été précisée sur cette feuille grâce à des levés exécutés par A. ARNOULD à l'occasion d'une étude sur les gisements de manganèse (1954).

Les calcaires à Bryozoaires, blancs et cristallins sur la cassure, mais à patine grise ou noire, contiennent parfois des éléments remaniés de séricitoschistes et de grauwackes fines, éléments souvent très rubéfiés. C'est la preuve que les calcaires se sont « construits » ou déposés à proximité de hauts-fonds sur lesquels les terrains métamorphiques étaient mis à nu et déjà altérés. Ce fait n'est pas étonnant, puisque terrains métamorphiques et grauwackes sont déjà remaniés dans les conglomérats de la formation à charbon.

L'Eocène vient d'ailleurs parfois en contact direct avec des séricitoschistes; voir près du sommet Katoui. Il est possible qu'un tel dispositif ne soit pas dû uniquement à la tectonique.

A côté de très nombreux fragments de Bryozoaires, ces calcaires sont formés aussi de fragments d'Echinides, d'Algues Mélobésiées fort rarement accompagnés de petits Foraminifères (petits *Cameridae*, etc.), et parfois d'empreintes de Lamellibranches, par exemple au rocher le plus oriental de la bande nord de la Vallée Sèche.

L'âge tertiaire de ces calcaires ne peut faire aucun doute. Mais leur attribution, avec les marnes qui leur sont associées, à l'Eocène I, reste très douteuse. Elle résulte surtout d'une apparente continuité cartographique avec les phthanites de la bande éocène la plus méridionale.

Mais, d'après A. ARNOULD, les conglomérats bréchiques associés à certains de ces calcaires (ex : rocher Meko) contiendraient, outre du calcaire et des séricitoschistes, des fragments de phthanite noir. Il est donc possible que les calcaires à Bryozoaires soient postérieurs à notre Eocène I et plus ou moins synchrones de l'Eocène II, donc des coulées et tufs basalt-andésitiques. Cette question reste à préciser. Si on leur assigne un âge éocène I, on rencontre d'ailleurs quelques difficultés pour expliquer les minéralisations en manganèse qui s'y logent, dans les rochers Meko et Moatriboumou.

Sur la carte, on a représenté les masses les plus importantes de ces calcaires par des croix. Ces rochers à patine noire, aux formes hérissées, apparaissent sur les deux rives de la Vallée

Sèche ou rivière d'Adio et au Sud des serpentines du sommet Mendoubawa. Des lentilles calcaires, plus petites, apparaissent dans les marnes plus au Sud-Est et quelques-unes sont incluses dans la serpentine sur le sentier de Preunu à Nekraoua, à l'Ouest du sommet Ouaka. Des *conglomérats bréchiques* ont été observés à la base du rocher Meko (fig. 12) et indiqués d'après les levés d'A. ARNOULD (1954). Ils contiennent des éléments remaniés de séricitoschistes, de calcaire et de phtanite noir (? à vérifier).

Une étude pétrographique détaillée en serait nécessaire pour préciser l'âge des calcaires à Bryozoaires. Notons qu'ils encaissent sélectivement la minéralisation en manganèse (concession Goipin 3).

Les *marnes* sont des roches à délit en plaquettes ou en esquilles, de couleur gris-jaune ou jaune orangé aux affleurements. En général elles sont pauvres en quartz, sauf entre Nekraoua et Ouendji. Comme, dans cette région, la formation à charbon contient une grosse lentille gréseuse (sommet Djé), il est possible que la richesse en quartz des marnes soit un « reflet » de leur substratum.

Au microscope, on y observe assez souvent des plagioclases, de la glauconie et des lamelles de mica blanc, de chlorite et même de biotite, peut-être empruntées aux terrains métamorphiques.

Un échantillon, pris à environ 800 m au S.S.O. de Preunu, a montré la composition suivante :

SiO₂ : 48,30 - Al₂O₃ : 11,70 - Fe₂O₃ : 0,90 - FeO : 3,90 -
MgO : 2,50 - CaO : 15,50 - TiO₂ : 0,60 - H₂O — : 1,10 -
H₂O + : 3,80 - CO₂ : 10,90 - P₂O₅ : 0,19.

La teneur en carbonate de calcium est assez faible pour que cette roche mérite plutôt le nom d'argile calcaire. Cependant, nous avons jugé préférable d'attribuer à ces roches le nom de *marnes* car elles semblent contenir en général plus de 25 % en poids de calcite.

La microfaune de ces marnes semble fort pauvre. On y a observé des fragments de Bryozoaires — qui confirment l'association aux calcaires à Bryozoaires, de Mélobésiées (par exemple à 500 m au Sud de l'habitation Niaoutou, sur le sentier de Nérin) — et, dans un échantillon pris à environ 400 m au Sud du confluent de la Nérin et de la Poya, des débris de *Discocyclusina*, qui prouvent leur âge éocène. Mais la précision éocène I reste, comme pour les calcaires à *Bryozoaires*, assez hypothétique.

La formation du flysch (*Eocène II, 9b*).

Cette formation apparaît, telle qu'elle a été définie, pour la première fois lorsque l'on vient du Nord.

Nous en avons rencontré des équivalents approximatifs, ou hypothétiques, sur les feuilles 2 et 4. Elle se développera surtout sur la feuille 6, et nous la décrirons en détail dans la notice de cette feuille.

Ici, elle dessine un repli synclinal étroit dans l'Eocène I de cap Goulvain. Elle est composée, en général, de lits plus ou moins calcaires, argileux ou gréseux, très souvent microbréchiques ou même bréchiques; d'où la dénomination de flysch. Un caractère minéralogique important est l'extrême fréquence de plagioclases de même composition que ceux des épanchements paléogènes (environ 50 % d'An) et d'augite. Ce point est important pour la datation des épanchements. D'autre part, les éléments remaniés des brèches et des microbrèches sont essentiellement des phtanites et des calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*, donc de l'Eocène I. Le flysch est donc indubitablement postérieur à l'Eocène I, et non antérieur à lui, comme l'ont admis M. PIROUTET (1917) et, à sa suite, R. POMEYROL (1951). Pour plus de détails sur la lithologie et la stratigraphie du flysch, on se reportera à la thèse de P. R. (p. 95 à 101 et 111 à 115) ou à la notice de la feuille 6.

Nous nous contenterons d'indiquer ici que la formation du flysch, ou Eocène II de Nouvelle-Calédonie, peut être considérée comme de l'Eocène supérieur, et comme sensiblement équivalente du Tertiaire *b* d'Indonésie.

Les affleurements de ce flysch, de couleur brune ou orangée, fréquemment à altération sphéroïdale, contrastent avec les alignements blancs et plus aigus de « caillasses siliceuses » (phtanites dépigmentés aux affleurements) et de calcaires. Leur cartographie est donc assez aisée.

Dans le haut du creek Pouméi, il semble que du basalte et des brèches volcaniques soient intimement associés au flysch. Nous retrouverons la même association un peu plus à l'Est, en bordure de la rivière du Cap, sur la feuille 7. Association révélatrice, car elle confirme la contemporanéité, au moins partielle, du flysch et des épanchements paléogènes. Mais, dans l'ensemble, flysch et épanchements occupent deux domaines distincts, séparés par une ride simple ou double d'Eocène I. Nous analyserons cette disjonction sur la feuille 7.

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

Remarque. Ces épanchements, en partie synchrones du flysch éocène II ou éocène supérieur (voir p. 34), ont pu se prolonger durant l'Oligocène; vers le haut, en effet, ils sont limités dans le temps par le Miocène inférieur de Népoui (feuille 4).

C'est pourquoi nous avons adopté la dénomination « paléogène », qui est peut-être troublante, mais a paru bien préférable à « éo-oligocène » ou à « nummulitique ».

La disposition transgressive des épanchements basaltiques, déjà observée sur les feuilles 3 et 4, est manifeste, ici encore, puisqu'ils viennent fréquemment en contact direct avec la formation à charbon ou les terrains métamorphiques.

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). La microstructure des basaltes ou des basalt-andésites est habituellement intergranulaire ou intersertale.

Exceptionnellement, on y rencontre des plagioclases de deux « temps » : de petits phénocristaux, certains zonés, et des poutrelles; par exemple au sommet Kouendao, près de la pointe Porwy.

Dans quelques cas, comme par exemple au sommet Kouendao, la hornblende (commune verte) est très abondante et prédomine sur l'augite. Une étude plus poussée des variations pétrographiques serait intéressante. Une lentille, de 50 cm d'épaisseur, d'une amphibolite vert sombre, a été observée dans les basaltes, sur le creek Daro, près de la pointe de la Croix-Haute. Cette roche diffère de la majorité des gabbro-diorites et amphibolites associées aux périclites par la couleur verte de son amphibole.

Nous n'avons pas reconnu ici la structure en coussinets ou oreillers (pillow-lavas) qui, d'une façon générale dans l'île, semble peu répandue.

Les intercalations sédimentaires dans cet ensemble volcanique sous-marin sont très répandues. Les tufs jaunâtres, kaki, verdâtres sont parfois très abondants, par exemple entre Nekliaï et Nétéa; on a représenté quelques zones riches en tufs sous le symbole *t*, mais ces indications ne sont nullement limitatives et on pourra en rencontrer ailleurs. Il est d'ailleurs difficile de cartographier ces intercalations de tufs, car leur morphologie ne

diffère guère de celle des basaltes. En certains points, par exemple sur la rivière Monroh, sous le sommet 92, ils présentent un aspect plus détritique, évoquant certains faciès du flysch éocène II.

Des tufs (et sans doute aussi des laves altérées) se trouvent dans la Vallée Sèche, entre deux alignements calcaires. On en retrouvera aussi dans la Poya, entre Preunu et le confluent de la Néquipin. Ils contiendraient là des passées conglomératiques laminées, à éléments remaniés de jaspes verts. Ces conglomérats semblent exceptionnels dans la formation volcanique et sédimentaire paléogène et l'examen de cette région mériterait d'être approfondi (communication personnelle d'A. ARNOULD). La représentation cartographique que nous en donnons ici n'est probablement qu'approximative et l'attribution au Paléogène n'est qu'une hypothèse.

Les intercalations calcaires sont très exceptionnelles. On en verra au col du Bonhomme, km 202 de la route coloniale. Là, dans une carrière, on observe des tufs siliceux verdâtres et des jaspes verts, avec très petits lits de calcaire blanc opalin, légèrement verdâtre, avec enduits de carbonate rose (peut-être un peu manganésé). Une petite lentille de calcaire rose, associée à des argillites rouges, est visible près de l'habitation Roy, entre Le Cap et Poya (point non noté sur la carte).

Les plus remarquables des intercalations sédimentaires sont des jaspes et argillites de couleur rouge, lie-de-vin, chocolat, plus rarement verte ou brune. Ils forment des rubans, en général de quelques mètres ou de seulement quelques décimètres de puissance, souvent extrêmement plissotés et cisailés.

Leur couleur les met en évidence parmi les poudres brunâtres d'altération des basalt-andésites, en particulier dans les tranchées des routes.

On voit beaucoup de ces « sandwiches » rouges et brunâtres le long de la route coloniale entre Poya et Bourail.

Ces intercalations permettent de se faire une idée des structures dans le complexe volcanique. Dans la partie littorale du bassin de Poya, elles sont très fréquemment orientées Ouest-Est et tournent en direction Nord-Ouest - Sud-Est lorsque l'on se dirige vers Bourail. Elles reproduisent ainsi la courbe de l'arc Cap Goulvain-Bourail, lui-même moulé sur la bordure de la « Tasmantia ». A notre avis, ces structures traduisent le rôle du substratum et des directions

anciennes dans les inflexions des formations récentes. La direction Ouest-Est, ou à peu près, est, en effet, celle qu'on retrouve dans les terrains métamorphiques de Néouen et de la Nounin. Cette direction est en nette disharmonie avec la limite nord-est des basaltes dans l'intérieur du bassin de Poya. Cette limite, orientée Nord-Ouest - Sud-Est, présente l'orientation structurale la plus récente, qui est celle de l'allongement de l'île.

Au microscope, les rares jaspes que nous avons examinés ne montrent pas de Radiolaires, bien qu'ils ressemblent complètement aux radiolarites de tant d'orogènes, comme les Alpes et la Corse; la recherche de micro-organismes devrait y être poursuivie. Cependant leur litage et leur rythme ne laissent aucun doute, dans la majorité des cas, sur leur origine sédimentaire.

Enfin, nous avons rencontré entre la pointe de la Croix-Haute et le sommet Comadaro, plusieurs pointements d'une roche assez singulière, blanche ou rose, à grain très fin. A la pointe de la Croix-Haute, elle ressemble singulièrement aux calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* (Eocène I) de Cap Goulvain. Cependant, un peu plus loin à l'Est, sur le creek Daro, une roche de même grain et de couleur rose, brun-rouge sombre à noir, se montre entièrement siliceuse et pétrie de Radiolaires; c'est une véritable radiolarite.

Ces pointements sont alignés Ouest-Est et, à la pointe de la Croix-Haute, le plongement est de 45° au Nord. La signification de ces roches et leur position stratigraphique nous restent énigmatiques.

S'agit-il d'une étroite pincée anticlinale d'Eocène I dans les coulées paléogènes ou d'une intercalation sédimentaire dans ces coulées? Ce petit secteur mériterait une étude plus poussée car il est intéressant pour l'analyse structurale.

Aux épanchements paléogènes sont associés des indices et gisements de manganèse, des indices de pyrite, plus ou moins cuprifères et légèrement aurifères (Honfleur), et des chapeaux oxydés ou gossan, où des teneurs en or ont été signalées (Esperanto, New Caledonia); ces chapeaux sont d'ailleurs d'une importance médiocre.

Ce sont, de loin, les minéralisations en manganèse qui présentent le plus d'importance. Elles appartiennent principalement au type que nous avons défini comme « volcano-sédimentaire », associé invariablement à des jaspes et argillites. Le groupement le plus

important de lentilles d'oxyde de manganèse est situé près de la tribu de Nétéa et a été récemment exploité (1949-1953). Nous le décrirons en détail plus loin. Dans ce secteur, les lentilles de minerai sont toutes orientées Nord-Ouest - Sud-Est, et conformes aux directions des jaspes et tufs et à la limite des basaltes. Cependant, tout un groupe de ces lentilles se dispose, d'autre part, sur un alignement Sud-Ouest - Nord-Est, qui traduit vraisemblablement l'influence d'une structure profonde des terrains anté-éocènes. Quelques autres minéralisations en manganèse sont installées dans les calcaires éocènes de la « Vallée Sèche ». Leur origine reste assez énigmatique et sera discutée plus loin. Ce type est exceptionnel dans l'île et semble confiné à cette région.



Sur la côte orientale, les études récentes (1956) faites par l'un de nous (J. A.) (1) de la zone de la presqu'île de Bâ, ont montré que la baie de Bâ était creusée, non dans une zone serpentineuse, mais dans une série de caillasses siliceuses et de Paléogène volcano-sédimentaire typique avec indices de manganèse. La grande faille bordière du massif de Monéo-Bâ met d'ailleurs, également en d'autres points, des lambeaux de Paléogène ou d'Eocène plus ou moins liés aux péridotites du massif de Monéo-Bâ, en contact avec la formation à charbon.

Par ailleurs, le Paléogène typique et bien présenté sur la côte près de Poindimié, se montre là, vers l'intérieur, suivi en concordance par une série de schistes noirs avec intercalations de « dolérites » qui deviennent de plus en plus rares à mesure qu'on s'éloigne de la côte. Cette série de schistes pouvant peut-être représenter tout l'Eocène puis la formation à charbon. On a peut-être eu là une sédimentation continue du Crétacé au Paléogène, en tout cas, on n'y observe aucun des faciès typiques caractérisant ailleurs l'Eocène I et II.



(1) En partie sur les indications de J. CANÉ, alors Chef du Service géologique local de la Société « Le Nickel », que nous tenons à remercier ici.

Formations littorales et fluvio-marines néogènes (11).

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 (11).

Il est représenté dans les presqu'îles de Muéo et de Béco, et dans les îles Grimault, Didot, et Hiyé (ou île Longue).

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, située sur la feuille 4, en a été donnée (P. R., 1953, p. 135). Aucune observation stratigraphique supplémentaire n'a été faite sur cette feuille. 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 précisément de el à fl) 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 serpentines de Muéo. Cette observation permet d'encadrer l'âge de la mise en place finale 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-quadernaires (12a-b).

Non ferrugineuses (12a).

Argiles, gypsifères ou non.

Sur le versant ouest, des argiles de couleur verdâtre, ou jaune verdâtre, 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 semblent se situer à peu près au même niveau. Ce niveau semble plus bas que sur les feuilles 3 et 4. Sur la *Portugal*, il est à environ 6 m au-dessus du creek Quindé; il est plus bas à la *Providence*.

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 (P. R., 1953, p. 146) 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, 1942). 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 en particulier entre la pointe de la Croix-Haute et Cap Goulvain — se situent dans des replis des collines et parfois assez loin du littoral : 3 km pour les périmètres Newfoundland et Portugal, jusqu'à 5 km pour les périmètres déclarés dans la basse vallée de la No Bo. Notons, cependant, qu'une origine différente, par formation de gypse au sein de vases, pourrait aussi être invoquée (cf. J. A., 1952).

Plages et récifs soulevés.

Les plages soulevées les plus récentes se situent au niveau de 1,50-2 m. Elles peuvent être constituées de véritables faluns (dépôts coquilliers), ou de sables de débris coquilliers.

Un sable très riche en magnétite un peu titanifère, qui semble exceptionnel, a été observé des deux côtés de la pointe de la Croix-Haute. Il provient, très probablement, de la concentration sur le littoral de la magnétite titanifère dispersée dans les basaltes.

Cependant, toutes les plages soulevées ne se trouvent pas sur cette feuille exactement au même niveau. Entre Cap Goulvain et Gouaro (sur la feuille 6) s'étend, au pied de l'Éocène I et du flysch éocène II, une vaste terrasse de sable coquillier, parsemée de lagunes. L'altitude de cette terrasse semble être d'environ trois mètres (elle avait déjà été mentionnée par PIROUTET).

De plus, sur l'ancienne concession pour gypse *Providence*, nous avons observé, sur une petite surface, une formation très particulière, à stratification entrecroisée, uniquement constituée de fragments de Mélobésiées, roulés et usés. Il semble donc bien s'agir, à peu de chose près, d'un « trottoir » à Algues calcaires, tout à fait littoral. Malheureusement, nous n'avons pu préciser la position de cette intéressante formation, car nous ne disposons pas, à l'époque, des photographies aériennes américaines. Sa partie haute se situe à environ 4 mètres du niveau du marais actuel et un peu plus haut que les argiles à gypse. Elle représente peut-être un témoin de l'ingression marine qui a pénétré dans les replis des collines basaltiques et, par assèchement, a fourni les argiles à gypse. L'hypothèse mériterait d'être contrôlée et il y aurait lieu d'analyser avec beaucoup plus de soin les pulsations récentes du niveau du littoral.

Alluvions fluviales.

a. Non ferrugineuses (12a).

Versant est.

Ces formations y sont relativement peu abondantes et limitées à :

a) Quelques surfaces alluviales relativement très réduites de l'embouchure de la Tchamba et de la Ponérihouen. 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 (+ 150 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 Tchamba, de la Ponérihouen, de la Mou et de la Monéo.

Versant ouest.

Les terrasses alluviales les plus vastes sont celles des rivières Poya, Moindah, et du Cap (avec ses affluents) à leur traversée des basaltes. Les altitudes de ces terrasses n'ont pas été mesurées avec précision. Elles sont surcreusées de plusieurs mètres par les rivières : au moins trois mètres sur la rivière du Cap, près de son confluent avec la No Nédékédo; mais, à vrai dire, ce surcreusement semble fort variable puisqu'il est de 6 à 8 mètres, un peu plus loin au Sud-Est, sur la rivière Barendou (feuille 6).

La No Nodédola, partie haute de la No Nédékédo, en amont de l'habitation Tual, au point où elle sort des péridotites, s'encaisse d'au moins *vingt mètres* dans les latérites alluviales et produits de déjection des péridotites. Mais il ne s'agit pas ici d'une terrasse véritable mais d'un grand cône de déjection qui descend vers le Sud et vient se raccorder insensiblement aux terrasses de niveau régulier situées au Sud de la route coloniale. Ainsi s'explique l'importance anormale du surcreusement récent en ce point.

A vrai dire, les terrasses que nous indiquons ne sont pas toutes et partout des terrasses fluviales. Beaucoup de berges des rivières actuelles sont entaillées dans des argiles verdâtres, parfois à

giobertite, qui se sont formées dans des conditions plus ou moins lagunaires, et plus profondément dans l'intérieur que les argiles à gypse. Toute une étude reste à entreprendre pour préciser les relations entre ces diverses argiles et les alluvions véritablement fluviales et leur disposition paléogéographique.

b. Ferrugineuses (12b).

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, exceptionnellement de gros blocs de péridotites (cône de déjection de la No Nodédola), des rognons de giobertite, enfin, de la chromite détritique en petits grains.

Sur cette feuille, les latérites alluviales ont tendance à se localiser sur les bords des rivières, en chenaux assez étroits.

Sur le versant est, les latérites alluviales sont limitées à quelques lambeaux de faible importance au fond de la baie Ugue et de la baie de Bâ, et sur les berges du cours inférieur de la Monéo.

Sur le versant ouest, par contre, elles occupent des surfaces plus importantes au pied du massif du Boulinda et le long des rivières descendant du massif du Mé Maoya.

Eluvions (13b).

Latérites ferrugineuses.

On les rencontre presque exclusivement sur les péridotites (harzburgites) incomplètement serpentinisées des grands massifs : Boulinda, Mé Maoya, presqu'île de Bâ. Elles sont pratiquement absentes sur les petites ou grandes masses ultrabasiqes presque complètement serpentineuses, comme, par exemple, sur le massif de Montfaoué (haute Poya), et rares sur les langues de serpentine de la partie axiale de la feuille.

Ces latérites ne constituent que les reliques d'une pénélaine autrefois beaucoup plus étendue, à laquelle a abouti le cycle I de l'évolution physiographique. Dans la région de Népoui (feuille 4) 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 couverture latéritique comporte, de la base au sommet :

1°) une zone de départ 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. Une belle cuirasse est observable dans le massif du Krapé, autour du lac du même nom (non porté sur la carte).

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, les grenailles et les blocs dissociés de cuirasse descendent sur les pentes, de telle sorte que le manteau latéritique primitivement continu, horizontal ou à très faible pente, est peu à peu disséqué. De belles coupes peuvent cependant en être observées dans le massif de Monéo-Bâ, sur la côte est, où l'ensemble du manteau latéritique dépasse souvent 10 à 15 m d'épaisseur.

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 et des quartz cariés « de bordure », par exemple un peu à l'Ouest de Baraoua et dans la haute Népoui, près de l'ancienne station Saxton.

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 sont très peu développés, sauf en quelques points comme l'embouchure de la Ponérihouen et le fond de la baie de Bâ.

Sur la côte ouest, des marais côtiers sont presque continus. Ils ne sont interrompus que par quelques saillants rocheux : Cap Goulvain, bords de la baie de Porwy, presqu'île de Nékoro et de Muéo.

ROCHES « IGNÉES »

Epanchements paléogènes sous-marins. — Basaltes α et (ou) basalt-andésites (10-9b).

Ils ont été décrits précédemment (p. 35).

Roches basiques.

Nous ne connaissons pas sur cette feuille de roches basiques métamorphisées en amphibolites à épidote comparables à celles si fréquentes dans les terrains métamorphiques des feuilles situées plus au Nord-Ouest. Rien ne dit cependant qu'elles n'existent pas ici. En effet, des roches basiques non métamorphisées sont connues, surtout dans la formation des grauwackes.

Nous en avons rencontré beaucoup sur le versant oriental du massif de grauwackes du Guaradodou (anciennement Guaralodi), dans les affluents de tête de la rivière Nogromou. Elles n'ont malheureusement pu être situées, dans cette région très forestière

où nous ne disposions, à l'époque, que du fond topographique LAPORTE au 100.000^e, tout à fait insuffisant. De plus, il est parfois difficile d'en repérer les affleurements car les grauwackes encaissantes sont des tufs volcaniques, dont la composition minéralogique diffère peu de la leur. Une grande lentille de ces roches basiques, couverte de terre rouge et d'une végétation rabougrie, contrastant avec la terre jaune qui couvre la formation à charbon voisine, a été figurée entre les sommets Moindoua et Taroimba, sur la haute Néquipin. Cette lentille s'interpose entre grauwackes et séricitischistes, dont elle est séparée par un fil de serpentine passant au pied du Taroimba. Enfin, un petit affleurement, non noté sur la carte, a été repéré au Nord-Est de Goipin, à 200 m à l'Ouest du sommet 415. Ce dernier gisement semble se placer dans les schistes à Inocérames, mais peut-être est-il en liaison avec une structure remontant les grauwackes; nous n'avons pu élucider ce point.

Toutes ces roches présentent une structure finement grenue, à tendance doléritique. Leur plagioclase, en général très damouritisé, contient environ 35 % d'anorthite, et présente donc la même composition que les plagioclases des grauwackes. L'augite n'est pas constante et rarement indemne d'épigénie en hornblende. La hornblende commune, verte ou brune, ou les deux, est le ferromagnésien le plus constant, avec la chlorite, à laquelle s'associent parfois mica blanc et biotite.

Enfin, la présence de quartz est constante; il est, soit interstitiel, soit en associations micropegmatitiques avec le plagioclase. Calcite et épidote sensu-stricto peuvent apparaître accessoirement.

Les analyses, calculées dans le système d'A. LACROIX, placent ces roches dans les *microdiorites* (à hornblende) ou les *microgabbros* (à augite et hornblende) (voir P. R., 1953, p. 71-72). Les microgabbros présentent les mêmes paramètres qu'un basalte α du cortège d'épanchement paléogène, pris dans le bassin de Bourail. Malgré cette « consanguinité », notons qu'ils diffèrent de ce basalte par un plagioclase moins riche en anorthite. Par contre, ils se rapprochent de deux dolérites de la série métamorphique de la rive gauche du Diahot (op. cit., p. 157-158) par une andésine de même composition, mais ces dernières roches présentent une composition plus magnésienne (noritique) et elles ne sont pas quartziques.

L'âge de ces roches n'est pas fixé. Nous n'avons pu y rechercher les phénomènes de contact. On n'est pas assuré que celle observée au milieu des schistes à Inocérames y soit intrusive.

Un fait est certain : dans cette région fortement plissée, elles sont cependant très peu déformées et indemnes de tout écrasement. On pourrait donc être tenté de leur assigner un âge récent, peut-être même synchrone des épanchements paléogènes et des derniers mouvements.

Cependant, leur gisement dans des grauwackes ou à leur bordure (sous le sommet Moindoua) et l'identité minéralogique avec ces grauwackes (andésine, augite, hornblende) plaideraient en faveur de sills ou de portions grenues de coulées intercalées dans les grauwackes ou se situant vers leur sommet.

Ici encore, une meilleure connaissance de la succession stratigraphique serait nécessaire pour dater les roches ignées.

Péridotites et serpentines.

Les roches ultrabasiqes sont, pour l'essentiel, des harzburgites plus ou moins serpentinisées, surtout abondantes dans les grands massifs : Boulinda, Mé Maoya..., et des serpentines surtout abondantes dans les petites ou grandes masses lenticulaires et les « fils » de la portion axiale. Souvent très minces, 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 toujours déduite de la carte.

Du point de vue pétrographique, signalons l'abondance de *dunites* ou, du moins, de péridotites pauvres en pyroxène orthorhombique, et dont l'olivine n'est pas serpentinisée. Nous ne les connaissons pas en place. Sur la rivière Moindah, par exemple au pont de la route coloniale et au passage de la route des Pin-Pin, on en observe de nombreux et gros blocs très frais; de même, dans les éboulis et alluvions au Sud-Ouest du sommet Baraoua, près des km 189 et 193 de la route coloniale. Des types dunitiques existent donc dans le massif du Mé Maoya.

A mentionner, en galets sur la No Nodédola, à son débouché des péridotites, une roche leucocrate à grain fin, qui n'a pas été déterminée; elle descend du massif du Mé Maoya. On retrouve, d'ailleurs, les mêmes galets de l'autre côté du massif, dans la

rivière d'Ouendji et dans le bas de la Nérin. Des galets de gabbro-diorites existent dans la rivière Monio, au Nord-Ouest de Poya.

Des veines de quartz peuvent se présenter exceptionnellement dans la serpentine; à Paou, dans la Poya, on en a observé dont l'épaisseur varie de 1 à 10 cm, orientées Nord-Sud.



Cette feuille montre à l'évidence la position géométrique des grands massifs péridotiques, que P. R. (1953) a montré être « recouvrants ». Le superbe rentrant des basaltes de la Kaouméré, sous la mine de nickel des Pin-Pin (P. R., 1953, pl. XXI, fig. 2), et celui de la haute vallée de Népoui, en sont de très bonnes preuves. Le lambeau-témoin du Mé Ou (fig. 1) suggère très nette-

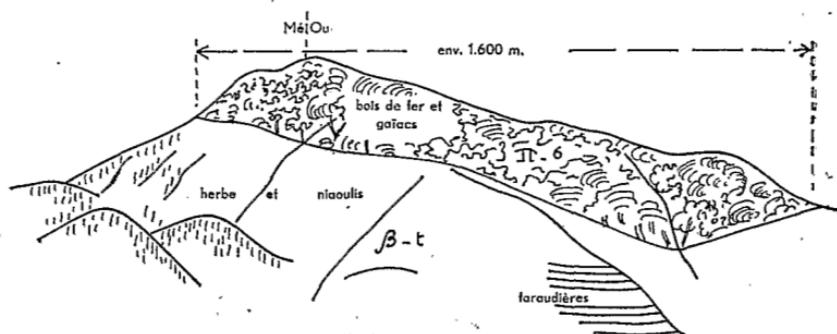


Fig. 1. — Le lambeau - témoin péridotique et serpentineux (π , σ) du Mé Ou, vu d'un kilomètre et demi au N.-O., du sentier de Nekliaï à Goipin, à son passage sur la rivière Monroh. Le contact avec les basalt-andésites et tufs sous-jacents (β , t) est marqué par un contraste de végétation; noter que les taraudières abandonnées sont sur les épanchements paléogènes.

ment la jonction ancienne entre les massifs du Boulinda et du Mé Maoya. Les massifs actuels ne sont donc 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 Boulinda vient localement, sur son bord nord, en contact avec la formation à charbon et le Mé Maoya semble bien « transgresser » sur la

limite basaltes-terrains métamorphiques; mais ces contacts seraient à examiner attentivement.

Ce sont là des dispositions qui, localement, semblent faciles à expliquer si l'on admet (cf. P. R., 1953) une venue finale par épanchement ultra-basique.

La surface basale de ces massifs présente ici très clairement et dans l'ensemble, une forme synclinale à grand rayon de courbure; il serait d'ailleurs intéressant d'en mesurer les pendages en un grand nombre de points. Aussi bien du côté littoral que du côté interne, les massifs de Boulinda et du Mé Maoya présentent une surface basale plongeant vers l'intérieur des massifs (1).

Mais cette surface de base peut présenter des anomalies, que nous avons qualifiées de « gauchissements transverses », c'est-à-dire transversaux par rapport aux alignements structuraux d'ensemble Nord-Ouest - Sud-Est (P. R., 1953, p. 181). Ces gauchissements ne pourront être bien mis en évidence que lorsque l'on disposera d'une carte homogène, avec un nivellement dense et précis. Nous avons cru voir un tel gauchissement dans le haut de la vallée de Népoui, où les péridotites semblent s'abaisser du Nord-Ouest au Sud-Est, peut-être à la faveur d'un gauchissement orienté Sud-Ouest - Nord-Est. On notera que, dans le prolongement nord-est de ce gauchissement, se situent des phénomènes géologiques « aberrants » : surgissement rapide des grauwackes du Katepouenda et du Guaradodou, virgation dans la formation à charbon et les conglomérats de la Nounin, qui se moulent sur un nucléus de terrains métamorphiques. L'influence de structures antérieures à la mise en place des péridotites est donc vraisemblable et elle pourrait sans doute être analysée.

A Haïva, au Nord de Nekliaï, et sous l'ancienne carrière de nickel André, la surface de base présente très nettement une composante au Nord-Ouest. Elle s'élève donc vers le Sud-Est et, prolongée en l'air, peut aisément venir se raccorder au lambeau de Mé Ou. On remarquera, d'autre part, l'allure à peu près

(1) Cependant, dans l'ensemble, pour le Boulinda, elle s'abaisse vers le Sud-Ouest. A environ 480 m au col de Morendi, au Nord-Ouest de Nétéa, elle se place à moins de 100 m en lisière de la route coloniale. Elle descend donc d'au moins 400 m sur une distance (transversale) de l'ordre de 13 km, soit une pente moyenne au Sud-Ouest d'environ 3 % ou 3°.

rectiligne et le parallélisme du bord des péridotites, d'une part, entre Cradji et Haïva et, d'autre part, sur le versant ouest du pic d'Adio. Entre les deux apparaissent largement les basaltes. Il est très probable que cette disposition est due à une ondulation transversale, dirigée Sud-Ouest-Nord-Est, à la faveur de laquelle l'érosion aurait plus rapidement atteint les basaltes; nous avons d'ailleurs observé un phénomène du même genre sur la feuille 4. Notons que cette ondulation, prolongée vers le Nord-Est, coïncide remarquablement avec la zone singulière de la Vallée Sèche, où l'Éocène présente un faciès de « haut-fond ».

Enfin, on a déjà observé (p. 36) que les directions structurales dans les basaltes sont très fréquemment proches de l'Ouest-Est, par exemple entre la baie de Porwy et Cap Goulvain; elles s'harmonisent sur la torsion de l'arc éocène Cap Goulvain-Bourail, que nous supposons lui-même moulé sur la marge de la « Tasmantia ».

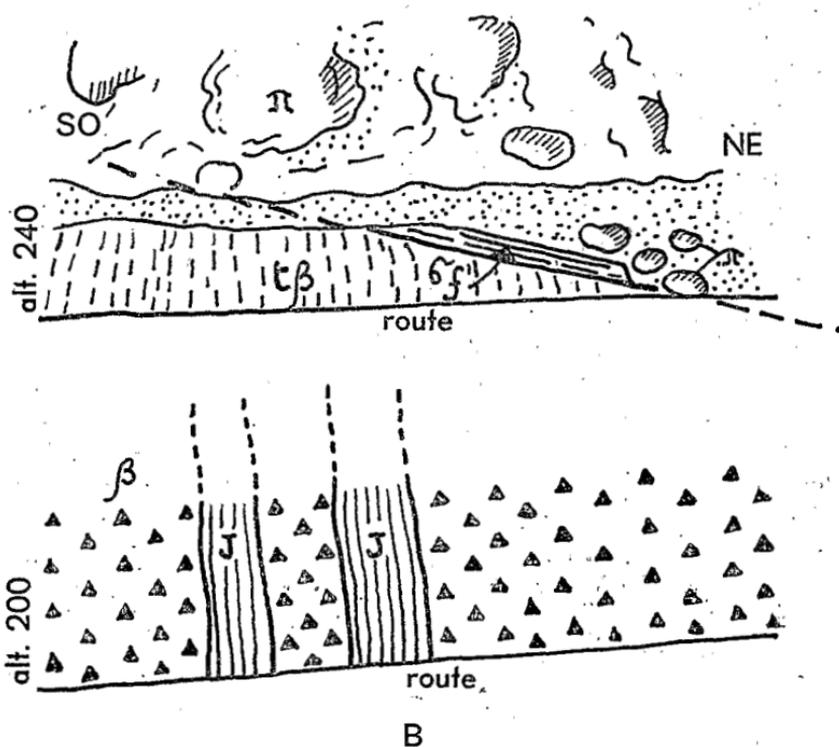
Tous ces faits s'expliquent assez bien si l'on admet que les orientations structurales des terrains les plus récents sont soumises à l'influence et au rejeu, parfois tardif, de structures anciennes et plus profondes.

**

En ce qui concerne les relations géométriques entre la surface de base et les terrains sous-jacents, nous avons pensé pouvoir parler, dans certains cas, d'une *disharmonie* (P. R., 1953, op. cit., p. 183). A vrai dire, les observations à ce sujet sont difficiles et ce n'est que dans des conditions très favorables que l'on peut réellement *voir* le contact et les terrains qui s'enfoncent sous lui. En effet, on ne peut se contenter d'observer la structure de ces terrains à une certaine distance du contact. Dans les basaltes, par exemple, les pendages sont trop rapidement variables pour qu'une interpolation soit admissible. En certains points cependant, comme par exemple à 1200 m au Sud-Ouest du sommet Baraoua, des argillites rouges plongent 60° au Nord sous les péridotites, donc, *grosso modo*, en harmonie avec la surface basale. Noter que cet affleurement n'a que 50 m de diamètre et apparaît en une minuscule boutonnière sous des latérites et quartz cariés-éluviaux, glissés des péridotites.

C'est sur la route de la carrière de nickel *Pin-Pin* que nous avons observé la meilleure coupe, bien qu'elle laisse encore prise

à contestation. Vers la cote 200, on observe plusieurs pincées de jaspes brun-noir, verticales, intercalées dans les basaltes. Environ 30 à 40 m plus haut, un lacet de la route traverse le contact entre basaltes et tufs verdâtres et jaunâtres, altérés, sans pendage régulier et net, et une *serpentine feuilletée* qui semble bien être la



B

Fig. 2. — Coupe le long de la route de la carrière de nickel de Pin-Pin.
 tβ : tufs et basalte altérés; σf : serpentine feuilletée (surface basale des
 péridotites); π : blocs péridotiques emballés dans terre rouge.
 J : jaspes brun-noir, verticaux, dans les basaltes.

surface basale des péridotites du Mont Krapé. Cette surface est inclinée à moins de 20° au Nord-Est (fig. 2). Malheureusement, le contact est en partie camouflé par des latérites et des blocs péridotiques descendus. On voit cependant qu'à 30 ou 40 m sous la surface basale, peu inclinée, se trouvent des jaspes quasi verticaux.

De telles disharmonies angulaires, dont P. R. a tiré argument pour supposer la postériorité des péridotites aux basaltes, ne prennent évidemment une signification que parce qu'elles s'intègrent dans une disposition plus vaste, que nous avons soulignée plus haut : l'allure transgressive des péridotites sur toutes les autres formations. Nous en verrons encore un exemple net sur la feuille 6, au pied du Mé Boa.

Nous venons de citer une *serpentine feuilletée basale*. Ce phénomène est, sinon général, du moins très fréquent; on l'observe encore au col de Morendi (au Nord-Ouest de Nétéa). Nous n'avons pas étudié systématiquement les *contacts* des péridotites et des serpentines sur cette feuille. Signalons cependant une curiosité pétrographique, observée sur le sentier de Nekliaï à Vallée Sèche. Celui-ci traverse une première langue serpentineuse, située au Sud de celle du sommet Mendoubawa. Au bord nord-est de cette langue, au contact avec les marnes schisteuses éocènes, on voit un liséré rectiligne, épais de 10 à 20 cm, de *calcite rouge* emballant de menus morceaux de serpentine avec grains de chromite. Cette roche particulière rappelle certaines des « ophicalcites » alpines, par exemple des cipolins à calcite rouge ou des serpentines englobant de la calcite rouge, du Queyras (observations P. R.). Elle est bien distincte des carbonatites que nous avons signalées sur la feuille 3. On peut l'interpréter, soit comme née par serpentinisation du matériel marneux, soit comme due à un mélange de la serpentine « injectée » avec de la calcite remise en mouvement à partir des roches encaissantes.



La *structure interne* des massifs péridotiques n'a pas été étudiée ici (cf. dôme de Tiébaghi, P. R., 1953 et S. CAILLÈRE, F. KRAUT et P. R., 1956). Cependant, il semble qu'elle pourrait l'être car des photographies aériennes obliques du Boulinda montrent des orientations qui la traduisent.



L'âge des roches ultrabasiqes néocalédoniennes a été en partie fixé sur la feuille 4. Elles sont remaniées dans le Miocène inférieur de Népoui. De plus, une certaine indépendance des péridotites par

rapport aux basaltes, visible ici aux bords nord-est du Boulinda et du Mé Maoya, semble pouvoir être interprétée (cf. P. R., 1953) comme traduisant la « transgressivité » et la postériorité des péridotites par rapport à ceux-ci. Nous avons aussi indiqué plus haut une disharmonie (locale) de la surface de base sur la structure du substratum basaltique. Les péridotites sont donc peut-être plus tardives que les basaltes (cf. P. R., *ibid.*) et, au plus tôt, en partie synchrones de ceux-ci. Or, nous avons vu que les basaltes eux-mêmes sont au plus tôt synchrones du flysch éocène supérieur. Dans ces conditions, un âge *grosso modo oligocène* pour les péridotites apparaît très vraisemblable.

Nous rejetons donc, actuellement, l'affirmation suivant laquelle, sur la base d'observations mal précisées dans le bassin de Koumac, les péridotites seraient miocènes (R. POMEYROL). Pour les « rajeunir », il faudrait d'abord rajeunir le « Miocène inférieur » de Népoui.

Les langues et fils serpentineux ne sont pas tous nécessairement, et *a priori*, du même âge. Cependant, autour de la Vallée Sèche, ils s'insinuent dans l'Éocène et nous avons même noté plus haut une « ophicalcite » de contact; les serpentines peuvent même enrober des calcaires éocènes à Bryozoaires, comme au sud de Preunu. Dans ces conditions, un âge oligocène est également très admissible.

**

En ce qui concerne le mode de mise en place, nous rappellerons que deux hypothèses ont été proposées. L'une est « métasomatiste » (J. A., 1949-1956), 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 « radriculaire » commencerait à apparaître ici dans la presqu'île de Monéo. Elle se suivrait ensuite sans discontinuité jusqu'au grand massif du Sud. P. R. précise que les phénomènes bordiers de « serpentinitisation » décrits par J. A. (1949 et 1956 - a et b) ne lui paraissent nullement contradictoires avec l'hypothèse de l'épanchement. Ces phénomènes peuvent aussi bien, d'après lui, s'expliquer par des pénétrations des terrains juxtaposés ou sous-jacents par des « solutions serpentineuses ». Cette interprétation, qui est également donnée comme pouvant être admise par J. A.,

présente cependant des difficultés (J. A., 1956 - b) qui disparaissent dans une interprétation métasomatique.

Quant à l'hypothèse d'une mise en place purement mécanique par un « charriage », elle ne paraît pas à retenir, au moins pour la majorité des massifs.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Ils ont été fort peu étudiés sur cette feuille. Leur représentation cartographique doit être tenue pour fort approximative, sauf entre la Nounin et la Néouen et dans la haute Néquipin. Au Nord de la Nounin, nous avons laissé en blanc, avec des points d'interrogation, une zone où les contours récents de P. KOCH (1956) placent de la formation à charbon et remettent en cause notre version primitive. Toute cette région entre la Nounin, le Mont Nogromou et le Mont Grola, est entièrement à revoir, pour préciser les relations entre la formation à charbon et les terrains métamorphiques.

Lithologie.

Nous retrouvons ici les séricitoschistes et schistes chloriteux étudiés plus au Nord (feuille 4), mais les schistes chloriteux semblent ici en volumes relativement beaucoup plus réduits, sauf sur la Nounin et la Néouen.

Sur la haute Néouen, affluent de la rivière de Nétéa, les schistes métamorphiques, souvent chloriteux, sont plissés en direction ouest-est. Cette direction est franchement disharmonique par rapport à celle des terrains plus récents. Elle indique des déformations pour le moins anté-éocènes.

Sur la haute Néquipin, seuls des séricitoschistes, rubéfiés, jonchés de fragments de quartz blanc, sont présents. Ici, ils s'harmonisent sur les directions structurales générales.

Dans la zone intensément plissée de la Vallée Sèche (ou rivière d'Adio, affluent de droite de la Poya), apparaissent des pinçées de séricitoschistes, l'une un peu au Nord-Ouest des serpentines du

sommet Mendoubawa (1). On en retrouve de petits fragments remaniés — avec des fragments de grauwackes fines — dans certains calcaires éocènes à Bryozoaires. Ce fait témoigne qu'une partie des terrains métamorphiques était émergée lors de l'Eocène, et, en même temps, que le métamorphisme doit y être anté-éocène.

Des phyllades ou schistes sériciteux (à lits micacés moins continus que dans les séricitoschistes), avec veines quartzseuses, ont été observés sur la Nounin, où ils ceinturent les schistes chloriteux, franchement métamorphiques. Ils passent sans discontinuité à la formation à charbon non métamorphique.

Rappelons que l'on n'a pas encore observé ici d'amphibolites à épidote dérivant du métamorphisme de roches basiques, et si abondantes plus au Nord. Mais on les y trouverait sans doute.

Origine et âge des terrains métamorphiques et du métamorphisme.

Pour faire comprendre, en partie, comment ces problèmes se posent ici, nous emprunterons des indications au rapport de P. KOCH, qui décrit les terrains métamorphiques de la Nounin.

Lorsque l'on descend la Nounin à partir d'Ouaté, on voit, à proximité de la première barre de conglomérats, apparaître dans les schistes noirs de la formation à charbon, de fines veinules de quartz; on note au microscope un début de recristallisation du quartz détritique. Au-delà de la deuxième barre conglomératique, on entre rapidement dans des schistes verts, très plissotés, franchement métamorphiques, qui sont identiques aux schistes chloriteux des feuilles 3 et 4 (arc Congo-Tiwaka). Puis, on retombe dans des schistes noirs quartzeux et sériciteux (phyllades). Il y a ici un contact brusque et une certaine disharmonie entre les schistes chloriteux et les schistes peu métamorphiques, disharmonie qui pourrait être due seulement à la différence de compétence entre les deux séries de roches.

Des schistes quartzeux peu métamorphiques, on passe à des schistes en plaquettes, intercalés de niveaux gréseux. Il ne semble

(1) De petites lames de séricitoschistes, non figurables sur la carte, existent aussi dans la serpentine au Sud-Est de Nekraoua, et sont visibles sur le cours de la Poya; elles sont orientées Ouest-Est.

pas y avoir ici de discontinuité avec la formation à charbon non métamorphique.

Rappelons aussi que les schistes chloriteux sont remaniés dans les conglomérats les plus occidentaux.

Ces faits montrent que, très vraisemblablement, nous avons ici deux phases de métamorphisme. Dans une première phase, se seraient formés des *schistes chloriteux*, qui, d'après ce que l'on a vu plus au Nord (feuilles 3 et 4), semblent *dérivée de la formation des grauwackes*. Il n'y a pas de raison de ne pas étendre cette conclusion ici. D'ailleurs, les grauwackes du flanc nord-est du Mont Ipoa sont riches en veines de quartz blanc, qui pourraient être le premier signe du métamorphisme. Elles sont en contact avec des schistes chloriteux; les modalités de ce contact mériteraient d'être étudiées, mais les conditions d'observation sont fort mauvaises. Après cette première phase, des mouvements ont provoqué peut-être l'émergence, en tout cas l'érosion de la partie haute, non métamorphisée, des grauwackes, puis des schistes chloriteux sous-jacents. De puissantes lentilles de conglomérats et de grès arkosiques se sont déposées, ainsi, en même temps que des sédiments argileux ou argilo-sableux plus fins. En certains points, à leur base, ceux-ci ont peut-être subi ensuite un léger métamorphisme, qui y a fait naître de la séricite et recristalliser le quartz.

Mais ce métamorphisme est tout à fait léger par rapport au métamorphisme antérieur. *On peut dire que le gros du métamorphisme semble bien, ici, antérieur à la déformation et au dépôt des conglomérats, donc qu'il a cessé au plus tard au moment de la déformation.*

Cette conclusion est tout à fait conforme au point de vue que nous avons défendu dans les notices 3 et 4, à savoir que le *métamorphisme général est, pour l'essentiel, un phénomène préorogénique.*

Dater le métamorphisme suppose la datation exacte des grauwackes et des conglomérats. Etant donné l'incertitude qui pèse, surtout sur l'âge des conglomérats (Jurassique supérieur ou Crétacé supérieur), on ne peut actuellement préciser. On peut seulement affirmer que le métamorphisme qui a produit les schistes chloriteux est, pour le moins, anté-tertiaire. Rappelons que cela est vrai aussi pour une partie de l'arc métamorphique Congo-Tiwaka, différent en cela de la partie nord de l'île, où le métamorphisme s'est achevé durant le Tertiaire.

TECTONIQUE

A ne considérer que les grandes lignes, la structure est toujours, comme sur la feuille 4, celle d'un vaste bombement anticlinorial qui, de part et d'autre d'un axe de terrains métamorphiques, comporte une succession complète allant de la formation des grauwackes aux péridotites. Cependant, une nette dissymétrie est due, d'une part à la très large extension des grauwackes sur le versant oriental, par contre, à la prédominance des basaltes et des péridotites sur le versant occidental.

Toutes les formations de la région de Monéo, et, en particulier, les péridotites, sont très redressées, alors que les massifs péridotiques du versant occidental se disposent en grandes vasques synclinales.

**

On a affaire, ici encore, à un segment festonné de la chaîne néocalédonienne, mais beaucoup moins caractéristique que sur la feuille 4.

Dans sa partie nord-orientale, il comporte la fin d'un feston régulier à concavité tournée vers le Nord : le feston Amoa-Cap Bayes. Notons que le raccordement du feston du Cap Bayes avec les formations de la Monéo, nécessite une torsion rapide au large de l'embouchure de la Ponérihouen.

Vers l'intérieur, un arc de grauwackes apparemment simple, et à grand rayon de courbure, est déversé vers le Sud-Ouest. Au Mont Moindoua et au Nord de Goipin, les grauwackes sont déversées sur les schistes à Inocérames (formation à charbon pro-parte).

Un peu plus loin, vers le Sud-Ouest, l'allure festonnée s'estompe. Cependant, l'alignement général des structures de la Vallée Sèche manifeste encore la tendance à se rapprocher de l'Ouest-Est. Cette tendance semble dépendre ici de structures anciennes car les directions dans les schistes métamorphiques de la Nounin et de la Néouen oscillent entre le Sud-Ouest - Nord-Est et l'Ouest-Est.

La virgation des conglomérats et des couches à charbon de la

Nounin paraît bien se mouler sur un petit nucléus de terrains métamorphiques.

Enfin, sur la côte occidentale, nous voyons ici le début de l'arc Cap Goulvain-Bourail, qui se montrera surtout sur la feuille 6. Comme le feston de grauwackes du Mont Moindoua, il est déversé au Sud-Ouest. Le sens relatif des poussées est donc le même dans les deux cas.

Mais, alors que ce feston est déversé du côté de sa convexité, l'arc Cap Goulvain-Bourail est déversé du côté de sa concavité. Du point de vue géomécanique, il s'agit là de deux phénomènes tout à fait différents. Un feston peut se former par retenue et « accrochage » des ailes sur des structures profondes et anciennes, tandis que le « ventre » flue et se déverse.

Au contraire, un arc comme celui de Cap Goulvain-Bourail, nécessite un moulage continu, suivant toute sa longueur, sur un obstacle. C'est cet obstacle que l'un de nous a qualifié de « voussure méridionale » (P. R., 1953, p. 16). L'allure en large voussure de cette masse profonde est en effet nécessaire puisque, d'abord envoyée sous le flysch Eocène II, elle se manifeste plus loin au Sud-Est par des grauwackes liasiques et triasiques (feuille 6). Cette voussure n'est sans doute, à vrai dire (J. A., 1953, p. 61), que la marge de la « Tasmantia », ou d'un fragment de la Tasmantia, terre qui, dès la fin du Paléozoïque, aurait isolé le géosynclinal néocalédonien du géosynclinal tasman bordant l'Australie orientale, et sur le bord de laquelle oscillait le rivage néocalédonien.

La zone axiale de l'anticlinorium montre, sur cette feuille, une particulière complexité. Le serrage des formations y a été très intense et, dans la région de la Vallée Sèche, nous y voyons l'Eocène et le Crétacé supérieur alterner en plis aigus, pénétrés par des langues serpentineuses, qui prolongent vers l'Ouest le gros massif de Montfaoué. Les détails structuraux n'ont pas été élucidés au Nord de la Vallée Sèche. Mais, dès le confluent de la Néquipin, les pendages sont pratiquement tous au Nord-Est, tandis qu'à 3 km plus au Sud les pendages sont au Sud-Ouest; ils se poursuivent ainsi dans les basaltes au moins jusqu'à la concession pour manganèse Lucé, non loin de Nekliaï. Dans les épanchements paléogènes entre Nekliaï et Nekraoua, on rencontre d'ailleurs souvent des intercalations de tufs quasi horizontales, dominées par les surfaces basales peu inclinées des massifs péridotiques.

La région de Vallée Sèche représente donc bien un axe très plissé et fracturé dans le détail (1).

Cette complexité semble, en grande partie, liée à l'histoire particulière de la région. Sa mobilité précoce est attestée par les puissants conglomérats de la Nounin, dont, malheureusement, l'âge ne peut encore être fixé (Jurassique ou Crétacé ?). De toute façon, ils attestent des mouvements apparemment anté-tertiaires. Avant le Tertiaire, les schistes métamorphiques (et les grauwackes) étaient sans doute localement dénudés et remaniés. Nous avons ici une phase de mouvements prémonitoires comme sur les feuilles 3 et 4, où ils sont attestés par les conglomérats de la Congo. Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut affirmer le synchronisme de ces divers conglomérats et des mouvements correspondants (2), mais la probabilité de ce synchronisme semble assez forte.

Des zones émergées ou très peu profondes persistaient durant l'Eocène puisque les calcaires à Bryozoaires sont parfois conglomératiques (cf. coupe du rocher Meko, fig. 12) et contiennent des fragments de schistes métamorphiques (et de grauwackes) et représentent vraisemblablement des calcaires « construits » sur un haut-fond.

Les zones émergées étaient vraisemblablement très proches de l'aire de sédimentation, et on peut en considérer une petite amygdale de séricitoschistes comme celle du haut de la Vallée Sèche comme un témoin.

D'une façon très générale, on peut se demander si les directions anciennes ouest-est, ou même sud-ouest-nord-est n'ont pas joué un rôle important dans la déformation des terrains les plus récents. Nous avons noté que la direction ouest-est s'observe fréquemment dans les basaltes paléogènes du littoral occidental (p. 36), et l'on notera le curieux alignement manganésifère dirigé Sud-Ouest - Nord-Est, du groupe RAYMOND (p. 71). Enfin, les gauchissements

(1) Sur la coupe IV, pl. XXV in P. R., 1953, les deux barres calcaires de Vallée Sèche ont été figurées comme se raccordant en un synclinal « en tabatière » enfermant des basaltes et tufs. Nous sommes aujourd'hui moins certain de la forme de ce synclinal qui, de toute façon, doit présenter beaucoup plus de complexité.

(2) Cette question est liée à celle de l'âge des diverses portions de la formation à charbon qui a été discutée plus haut (p. 21 à 30).

transversaux de la surface de base des massifs péridotiques occidentaux (p. 49) sont peut-être une manifestation ultime de la même influence.

N. B. — Une faille hypothétique a été tracée dans les épanchements paléogènes entre les rivières No Bo et Moindah, d'après la photographie aérienne américaine 2031 V 46.

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. L'activité minière mentionnée dans cette notice est à jour au 31 décembre 1955 (d'après le rapport J. GALL, chef du service des Mines). Pour la localisation de certains périmètres cités, le lecteur intéressé devra consulter les cartes au 40 000^e 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).

1° *Gisements associés aux péridotites et serpentines.*

Nickel.

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 du Boulinda et celui du Mé Maoya (au sens large). Les latérites de ces deux massifs sont assez profondément dégradées, mais il reste des réserves importantes de minerai, notamment sur le massif du Boulinda. Les tonnages indiqués sont de minerai à 25 % d'humidité, les teneurs sont mesurées sur sec.

Massif du Boulinda. — C'est la suite du massif du Kopéto (feuille 4). Il comporte une partie des gisements du « groupe de Népoui », dominant la haute vallée de la Népoui.

Citons la *Surprise 2*, avec les carrières « Colette », « du Camp » et « Yvette » (voir fig. 3, pl. XXII, in P. R., 1953). Des carrières Yvette, les plus importantes, on avait extrait (jusqu'à 1902) 60 000 t à une teneur de 6,5 à 7,5 %. Le minerai était pulvérulent et terreux et formait un « placage » de 15 m d'épaisseur (GLASSER, p. 131). Dans la partie nord du massif, dominant la haute vallée de Népoui et la haute Nounin, de nombreux périmètres, notamment le groupe des Trafalgar, la Tinedogo, la Surprise 1.

L'A.M.N.3, située dans la vallée de la Népoui (position non précisée ici), a débuté en avril 1955. On en a extrait 9 487 t à 3,52 %. Un va-et-vient descend le minerai dans la vallée de Népoui, d'où il est roulé jusqu'à Népoui (30 km).

Un peu au Nord-Est de Nekliaï, l'*André*, ou M G V 124, a été ouverte en octobre 1952; son exploitation avait cessé en 1955. En 1952 et 1953 elle a produit 11 118 t, à une teneur non précisée (rapport Service Mines 1953). A l'angle nord-est du massif du Boulinda, près du sommet Morendi, l'exploitation de la *Lutetia*, commencée en octobre 1953, était interrompue en 1955.

Plus au Sud, de nombreuses reliques de latérites sont accompagnées de minéralisations nickélifères, dont la prospection vient à peine de débiter. Dans cette partie du massif la plus proche de la route coloniale, ont été ouvertes récemment des exploitations. A la *Tao 5*, exploitée de septembre 1951 à janvier 1953, et arrêtée faute de réserves exploitables, on a extrait 26 547 t (teneur non précisée).

Au-dessus du km 227, près de Forêt Français, se situe le seul gisement exploité dans le massif en 1955 : concession *Saint-Louis*.

Son exploitation, commencée en octobre 1955, avait fourni, à la fin de la même année, 4 996 t à 3,36 %.

Le minerai est transporté par camions de la carrière au wharf de Népoui (23 km), sur la feuille 4.

On remarquera que l'*André*, la *Tao 5*, la *Saint-Louis* n'étaient que de petits gisements périphériques. Des réserves beaucoup plus importantes peuvent être espérées plus à l'intérieur du massif du Boulinda. Elles commencent à être prospectées et, au début de 1957, on en préparait l'exploitation.

Massif du Mé Maoya. — C'est le nom général que nous donnons à ce massif péridotique, qui s'étend du pic Adio au Mé Boa (feuille 6).

Dans sa portion nord-ouest, qui porte la dent de Poya et le Mont Krapé, plusieurs périmètres ont été baptisés Pin-Pin.

Pin-Pin. — Sur l'un de ces périmètres, la Pin-Pin 1 B (Société « Le Nickel »), on a extrait, depuis 1947, un important tonnage de minerai à bonne teneur, soit 424 360 t à une teneur allant de 7,63 % (en 1947) à 3,80 % (en 1954 et 1955).

Cette exploitation a été ouverte pour améliorer la teneur moyenne du minerai fondu à l'Usine de Doniambo et diminuer la consommation de charbon. La concession est en voie d'épuisement et on prévoyait l'arrêt de l'exploitation durant l'année 1956.

L'exploitation était fortement mécanisée : carry-all remorqués par bulldozers. Le minerai était trié sur grille, puis descendu par un va-et-vient de 2 km, en quatre tronçons, jusqu'à la vallée de la Moindah, et roulé ensuite par camions jusqu'au wharf de Népoui (45 km).

La crête du Mont Krapé, à l'extrémité sud-est de laquelle se situe l'exploitation, est couverte d'une carapace ferrugineuse. A la cote 825, un petit lac entouré d'Araucarias s'est établi dans un entonnoir de cette carapace. L'exploitation a débuté à la cote 750 environ (1).

En ce point, la latérite, uniquement terreuse, ne présentait qu'une épaisseur de 1 m en moyenne. Lors de notre visite, à la fin de 1948, l'exploitation présentait l'allure représentée sur la figure 3. Sur une surface d'environ $150 \times 100 = 15\ 000$ m², et sur une épaisseur variant entre 2 et 3 m, on grattait une serpentine de couleur beige à jaune ocre, tenant en moyenne 7,5 % de nickel (minerai « brûlé »). Un réticulum de silice verte était bien visible au front de taille du niveau supérieur de la carrière.

Une caractéristique de ce gisement est la très faible proportion de minerai « garniéritique » (vert). Le silicate vert ne s'y trouvait guère qu'en enduits sur des blocs de minerai beige; nous y avons

(1) Nous avons reproduit, dans la « Géographie » (1955, p. 125), un plan de prospection et une coupe d'une partie de ce gisement (amas 1).

vu cependant de beaux morceaux garniéritiques mais ils semblaient fort rares.

Ici, l'enrichissement n'a pas eu lieu suivant des « écorces » assez nettes entourant des noyaux durs et pauvres, comme dans tant d'autres gisements, mais dans toute la partie superficielle de la péridotite. L'exploitation contournait toutefois un îlot central à faible teneur (2,5 à 3 %), dont une petite partie était de péridotite fraîche, et de péridotite à pyroxène vert nickélicifère.

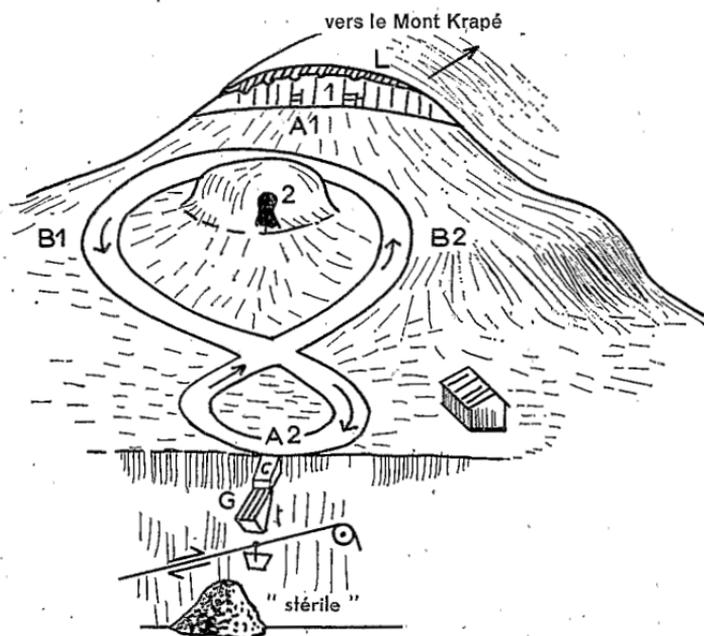


Fig. 3. — Gisement de nickel « Pin-Pin ». Croquis de la carrière en septembre 1948.

- L : Latérite (terre) : 1 m d'épaisseur en moyenne.
 1 : Serpentine « brûlée », nickélicifère; front de taille montrant réticulum siliceux.
 2 : Dans le trognon central, moins riche (2,5 à 3 %) et respecté par l'exploitation, un îlot de péridotite fraîche.
 A1 - A2 : environ 150 m; B1 à B2 : environ 100 m. Les flèches indiquent le sens de rotation des engins mécaniques.
 C : Coulisse; G : Grille de triage; t : trémie (minerai à 7-7,5 %).

Dans ces conditions on pouvait racler au carry-all les morceaux et poudres de minerai abattu à la dynamite.

Néanmoins, les parties les plus riches étaient, en général, les plus friables, de telle sorte qu'un triage pouvait s'effectuer sur grille, au-dessus de la trémie de chargement du va-et-vient. Pourtant, il s'est trouvé une zone où le minerai à 7 %, et même plus, était très cohérent et dur et ne se débitait qu'en gros blocs.

Le minerai de la Pin-Pin appartient donc au type riche en « colloïdes ferrifères et nickélifères », à nickel dissimulé d'A. LACROIX (1943).

Peut-être est-il bon de rappeler que, si d'importantes études minéralogiques ont été exécutées sur les minerais néocalédoniens (S. CAILLÈRE, 1936), il reste encore beaucoup à faire dans ce domaine. Il serait nécessaire, à notre avis, de ne plus se contenter, comme on le fait trop souvent en Minéralogie, d'étudier des échantillons recueillis indifféremment, mais, au contraire, des échantillons repérés dans leurs relations mutuelles sur leur terrain. On pourrait ainsi suivre les évolutions minéralogiques et chimiques.

Sur la *Philomène*, située au-dessus de la rive gauche de la rivière Poya (non localisée sur la feuille), l'exploitation a commencé à la fin de 1954 et a fourni environ 32 500 t à 3,63 %.

Au Sud-Est de la haute Moindah, c'est-à-dire dans le massif du Mé Maoya proprement dit, dans ses parties basses, existent plusieurs périmètres pour nickel (SMMO 60, Jérusalem, Luce 8, Sima, etc.) qui n'ont pas été exploités et dont nous ne connaissons pas les possibilités.

Sur la côte est, des indices de nickel intéressants existent dans la presqu'île de Monéo-Bâ, principalement sur le versant côtier, mais la majeure partie de ce massif a été exploitée et prospectée pour le cobalt, qui y semble particulièrement répandu, comme nous allons le voir.

Cobalt.

Nous n'avons pas connaissance d'anciennes exploitations de cobalt sur le versant ouest de l'île; par contre, sur le versant est, se trouve l'un des massifs les plus exploités de l'île pour ce métal : le massif de Monéo, presqu'île de Bâ. Ce massif, qui s'étend entre l'embouchure de la Mou et la baie de Bâ, de part

et d'autre du double estuaire de la Monéo et de la Néavin, comporte, en effet, de larges surfaces résiduelles latéritiques du cycle d'érosion le plus ancien : I.

Le cobalt s'y trouve sous forme de rognons, de petites concrétions tubulaires autour d'anciennes racines (minerai en « tuyau de pipe »), de traînées ou de « fumées de couleur noir bleuté violacé, tranchant sur le fond jaune rougeâtre des latérites. Du point de vue minéralogique, on a essentiellement affaire à une variété de wad (oxyde de manganèse plus ou moins chargé en oxyde de cobalt : cryptomélane. La présence du minerai est souvent liée à celle de silice en plaquettes jaunâtres, à grain très fin, ou en masses vacuolaires à structure plus ou moins cellulaire », le tout affectant la disposition en bancs plus ou moins irréguliers. GLASSER (1904, p. 243) a signalé dans un échantillon provenant de la presqu'île de Bâ (concession Persévérance) du minerai associé à de belles concrétions de gibbsite. Le minerai est enfin toujours plus ou moins imprégné de produits ferrugineux. GLASSER donne l'analyse suivante d'un minerai siliceux riche de la mine Persévérance :

SiO ₂	34,00
Fe ₂ O ₃	11,43
Mn ₂ O ₄	19,05
CoO	3,80
NiO	1,04
Al ₂ O ₃	1,04
MgO, CaO	1,04
Eau, perte au feu et matières non dosées..	30,68

Un échantillon moyen des latérites cobaltifères, de la même concession, a donné à l'analyse en 1953 :

SiO ₂	4,66 %
Al ₂ O ₃	9,07 %
Fe ₂ O ₃	61,59 %
Cr ₂ O ₃	2,00 %
MnO	4,70 %
MgO	4,56 %
NiO	1,56 %
CoO	0,66 %
Perte au feu	11,34 %
	<hr/>
	100,14 %

Le minerai se trouve surtout dans les latérites rouges ou orangées, sous la « cuirasse » ferrugineuse. Sa répartition y est plus ou moins irrégulière mais affecte souvent la disposition de traînées, de chapelets de concrétions.

Ce sont ces concentrations qui ont fait l'objet d'exploitations en galeries par les anciens « cobaleurs », surtout jusqu'en 1910. La production, de type artisanal, était lavée pour séparer le minerai des « terres rouges » qui l'accompagnaient, mise en sac et expédiée à des teneurs voisines de 5 % de CoO sur minerai sec (l'humidité moyenne est de 15 à 20 %, ce qui donne une teneur de 3,2 à 3,4 % de cobalt métal sur minerai brut). Dans le massif de Monéo-Bâ, la production oscillait autour de 100 à 200 tonnes par an.

Après un demi-siècle de sommeil, la récupération du cobalt est redevenue à l'ordre du jour, le problème n'étant plus de rechercher les traînées irrégulières de minerai à haute teneur, mais de récupérer le cobalt de grosses masses de latérites minéralisées à faible teneur.

Or, après une étude préliminaire, c'est précisément le massif de Monéo-Bâ qu'a choisi la Société française « Le Nickel » pour résoudre ce problème.

Après une étude photogéologique préliminaire (1952), un levé géologique et géomorphologique détaillé de la carapace latéritique, une prospection à maille serrée des teneurs et de nombreux essais au laboratoire (1953-1955), d'importants tonnages ont pu être mis en évidence et une méthode de traitement sur place mise au point.

Cette méthode, faisant appel à des séparations par cyclonage et tables à secousses spéciales, après avoir été expérimentée avec succès et précisée dans une usine-pilote établie sur un petit creek descendant vers la baie Ugue, en 1955-1956, est actuellement mise en œuvre au stade industriel.

Une usine importante de traitement a été montée et un important centre minier édifié sur les rives de la Monéo (1957).

Fer.

Les recouvrements latéritiques, sur péridotites, qui seront prochainement exploités pour cobalt, ne sont pas envisagés actuellement comme minerais de fer.

Chrome.

a) *en roche*. — Quelques périmètres ont été déclarés pour chrome dans la partie nord-ouest du massif du Mé Maoya.

Nous n'avons eu l'occasion d'examiner (en 1947) qu'un indice proche de la vallée de la Poya, sur le périmètre « Kraoui ». Sur une longueur de 17 m, se présentaient trois petits affleurements de minerai, parfois « piqué », parfois massif et accompagné d'opale blanche (fig. 4). Cet indice présente fort peu d'intérêt. Des mor-

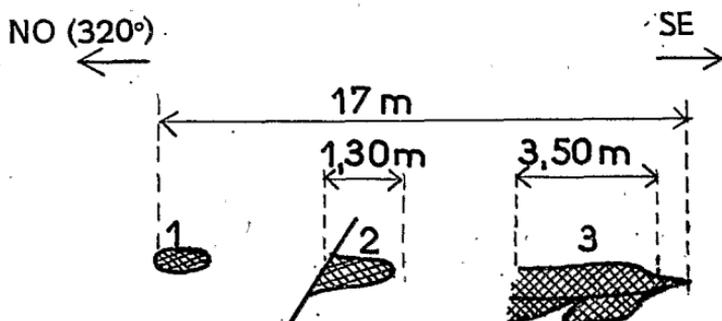


Fig. 4. — Indice de chromite - P. R. (Kraoui), Poya.

ceaux « volants » de chromite ont été observés vers la sortie est des gorges de la Poya, à 40 m au-dessus de la rivière, sur la rive droite. Un périmètre pour chromite : la *Corsico*, a été déclaré dans le massif du Boulinda, sur la rive gauche de la rivière Ouha. Dans les fils de serpentine laminée, on peut rencontrer également un peu de chromite, sans aucun intérêt économique; cette observation confirme une règle générale déjà soulignée dans la notice de la feuille 3. Ainsi, dans un fil serpentineux traversant un creek qui descend du sommet Moindoua, nous avons observé quelques morceaux de chromite très laminée, avec miroirs de frictions.

Rappelons que GLASSER a signalé (p. 283-284) à Cap Goulvain, sans plus de précision, la mine « Belle Pluie ». D'un filon tracé sur 100 mètres et partiellement dépilé sur 30 m de hauteur, on aurait extrait, en 1901, 202 t de minerai à 50 % de Cr_2O_3 . Nous n'avons pas examiné ce gisement.

b) détritique. — Quelques indices de chromite détritique sont connus sur cette feuille, en particulier au fond de la baie de Nékoro. Ici, des terres, noires et grasses en surface, jaunâtres et légères en dessous, ont montré des teneurs en Cr_2O_3 , allant de 4 à 6 %. Des sables marins ont révélé des teneurs de l'ordre de 10 %, pouvant s'élever à 25 % (renseignements R. POGNON).

Ce sont là des concentrations comparables à celles étudiées sur la feuille 4.

Nous avons effectué quelques batées dans les alluvions de la « Nekliaï » sous la mission. Elles ont toutes montré de la chromite.

A noter que l'usine de Monéo, destinée à la récupération du cobalt des latérites cobaltifères de la région, produira de la chromite en assez grande abondance comme sous-produit du cobalt. C'est bien l'amorce d'une nouvelle tendance que l'un de nous a esquissée (P. R., 1953 *b*, p. 12).

2° *Indices dans les terrains métamorphiques.*

Nous ne connaissons aucun indice en place dans les terrains métamorphiques sur cette feuille. Cependant, nous avons récolté dans le lit de la Poya, à environ 1 km en amont du confluent de la Nérin, une plaquette de séricitoschiste avec filets de quartz légèrement cuprifères. Cette pauvre indication laisse toutefois penser à la possibilité de minéralisations en cuivre dans les terrains métamorphiques de la partie axiale de cette feuille.

3° *Gisements et indices associés aux épanchements paléogènes.*

A ces épanchements sont associés, dans l'île, des minéralisations en manganèse, en cuivre et en pyrite plus ou moins aurifères, et en tungstène (scheelite). Sur cette feuille, les minéralisations en manganèse présentent une importance particulière.

Elles ont été activement exploitées durant les années récentes (1949 à 1953) et, avec celles du bassin de Bourail, elles ont fourni la plus grosse part de la faible production néocalédonienne. Pratiquement, aucune production n'a eu lieu en 1954 et 1955.

Manganèse.

Les minerais d'oxyde de manganèse se présentent en deux « types » de gisements : a) « volcano-sédimentaire », en association étroite avec les coulées basalt-andésitiques - b) dans les calcaires éocènes (Vallée Sèche ou rivière d'Adio).

Type « Volcano-sédimentaire » — Généralités sur ce type.

La très grande majorité des gisements de manganèse néocalédoniens sont du type « volcano-sédimentaire », d'abord défini par P. R. (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 ou dans les tufs associés. Il s'agit, en général, de petits gisements, dont le tonnage individuel semble rarement excéder 10 000 t, d'un minerai oxydé fréquemment riche en silice, dont la teneur peut être prohibitive.

Forêt Française. — Sur le périmètre *Ave Maria*, on observait, à la fin de 1947, deux lentilles emballées dans des schistes rouges et bruns, avec surfaces polies, qui représentent des intercalations sédimentaires dans les basalt-andésites (fig. 5). Quelques travaux ont été effectués en 1949, avec échantillonnage pour essais métallurgiques en Australie (BROKEN HILL Pty). Ils ont consisté en une tranchée à flanc de coteau, profonde de 6 à 9 m. Le minerai était alors visible sur une longueur de 4,50 m, avec une puissance de 1 à 1,50 m. Des jaspes rouges apparaissent dans la partie supérieure de la tranchée. Les travaux sont maintenant presque totalement éboulés.

Un échantillon moyen effectué en 1949 aurait donné :

Mn : 42 % - Fe : 6 % - SiO₂ : 15,6 %.

Reprise. — Au bord de la mer, à la pointe Népou, apparaissent de gros blocs de jaspes manganésifères de plusieurs mètres de hauteur, au milieu de roches volcaniques très altérées, à passées tufacées. Quelques tranchées effectuées en bordure de la côte,

escarpée de 6 m à cet endroit, n'ont pas été assez poussées pour donner des indications sur la suite en profondeur.

Il faut s'attendre, ici, à une très forte teneur en silice, probablement irréductible par triage à moins de 20 à 30 %.

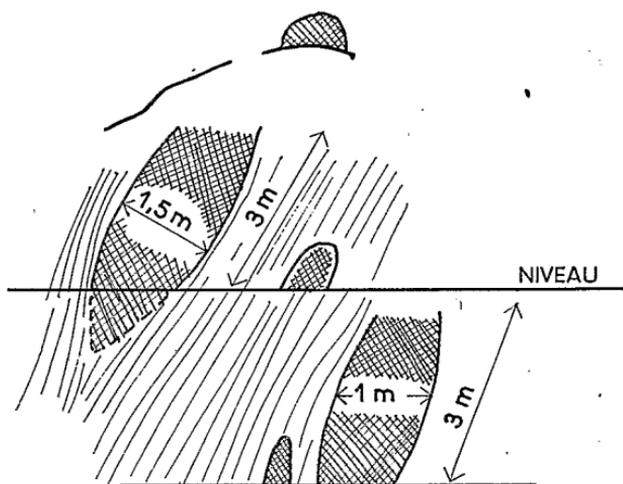


Fig. 5. — La carrière de minerai de manganèse de l'Ave Maria, à Forêt Français (en septembre 1947); lentilles emballées dans jaspes schisteux rouges.

Groupe de Nétéa - Nekliaï. — Ce groupe, qui a été prospecté et exploité de 1949 à 1953, est, avec ceux du bassin de Bourail, le plus important de la Nouvelle-Calédonie. Nous allons l'examiner du Nord au Sud, et rappellerons d'abord à la suite de quelles circonstances il a été mis en valeur.

La présence d'affleurements de manganèse dans cette région était connue et plusieurs concessions y avaient été déclarées. Lors de notre passage dans cette région, au début de septembre 1947, nous avons examiné des indices situés près de Nétéa, au bord de la basse Néouen et au Sud de la tribu de Nétéa : concession *Raymond*. Sur cette concession, en haut d'un mamelon, et sur son flanc nord, le concessionnaire avait extrait quelques tonnes de minerai, prises dans un front de taille d'environ 3 m de haut et 3 m de large. Il s'agissait là d'un affleurement en place ou sub-en place.

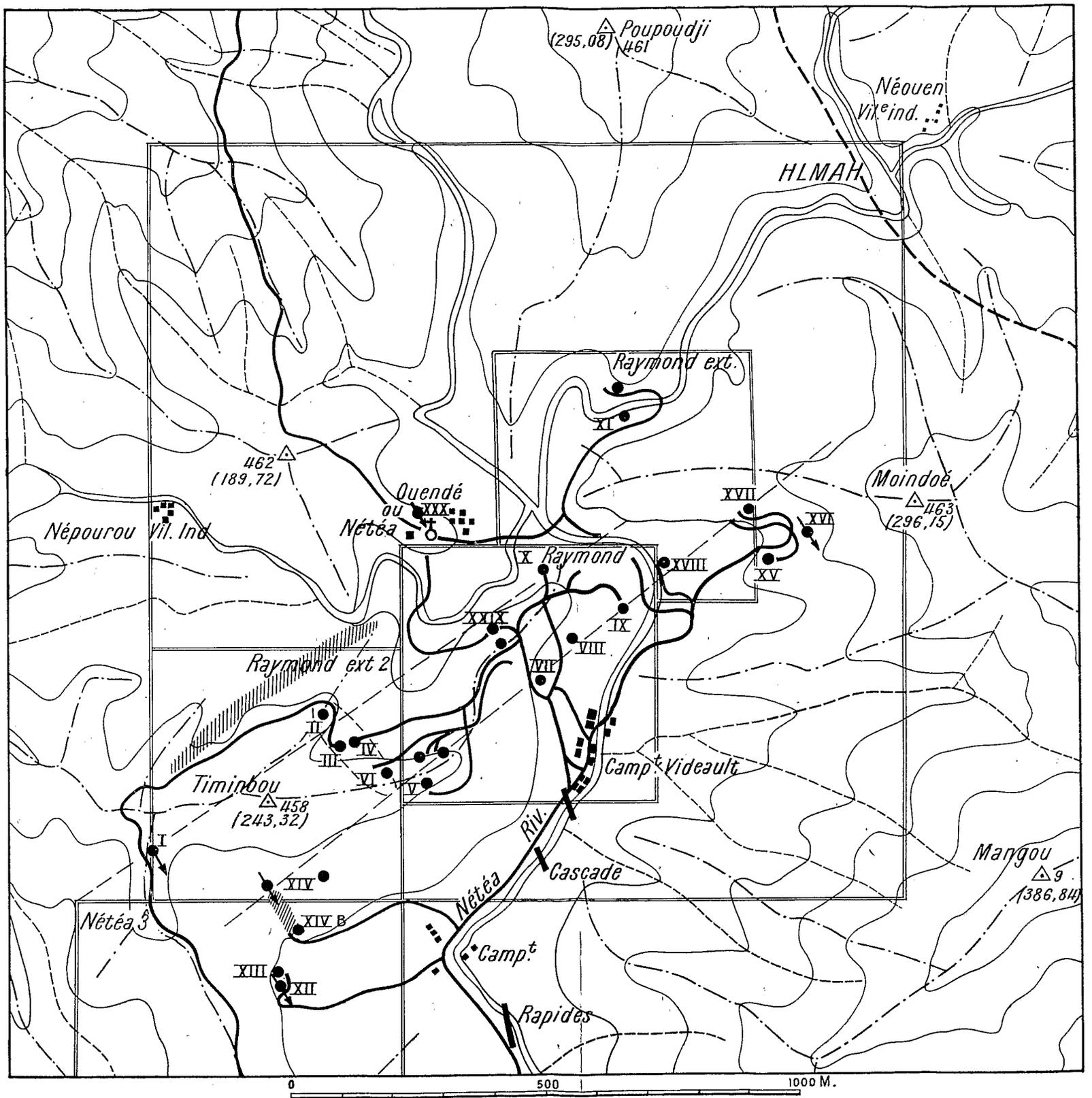


Fig. 6. — Carte des gisements de manganèse de la région de Nétéa (bassin de Poya).

Sur les flancs nord et est de ce mamelon, on remarquait beaucoup de terre rouge emballant des blocs de minerai.

Vers l'Est, ces terres rouges descendaient jusqu'à la rivière Nétéa; sur la rive droite de celle-ci, dans une caféeraie indigène, on voyait encore de gros blocs. Il semblait manifeste que ces terres rouges et ces minerais provenaient de la destruction d'un gisement en place et de son accompagnement habituel d'argillites et de jaspes rouges.

Pour avoir une idée sur l'importance de cet *indice éluvionnaire*, nous plaçâmes une fouille à mi-pente, en bordure même du sentier de Nétéa. De cette fouille d'un mètre cube (en place) furent extraits 657 kg d'un minerai brillant, se brisant facilement.

Deux premières analyses (RORDORF, 1947), donnèrent :

Mn	SiO ₂	Fe
52,4 %	3,5 %	4,5 %
53,3 %	2,6 %	

Une troisième (RORDORF, février 1948) : Mn : 47,6 %.

On remarquera la teneur en silice exceptionnellement basse. En nous fondant sur l'extension des terres rouges, avec une épaisseur moyenne de seulement un mètre, notre estimation d'alors montrait que l'on pouvait espérer au moins 6 000 t d'un bon minerai, probablement peu siliceux (peut-être appauvri en silice dans la portion éluvionnaire ?).

C'est à la suite de ce travail, petit mais significatif, qu'une nouvelle attention fut portée sur le manganèse de Nouvelle-Calédonie. *Cette découverte détermina la reprise de l'exploitation du manganèse dans le territoire* (1).

Sur cet exemple réduit, on voit qu'une compréhension géologique des conditions de gisement remettait en cause l'importance possible du gisement.

L'étude de ces minéralisations fut ensuite effectuée par le géologue du Service des Mines (A. ARNOULD, 1954); outre de nombreuses descriptions de détail, ce rapport met en évidence un alignement très curieux de gisements. Les nombreux points minéralisés reconnus sont figurés sur la carte détaillée (fig. 6),

(1) Et non pas d'autres raisons, comme l'indiquait le rapport du Service des Mines de l'année suivante.

où ils ont été numérotés. On notera tout de suite un alignement très remarquable, sud-ouest-nord-est, transversal par rapport à la direction générale des coulées et aux directions individuelles des lentilles de manganèse.

Raymond. — A la suite de la découverte du minerai éluvionnaire, la prospection fut menée par puits dans les terres, puis par décapelage au bulldozer. Ainsi, le gisement en place sous-jacent fut dégagé, puis exploité dans une grande carrière ouverte à flanc de colline.

LENTILLE PRINCIPALE (point VII). — (Fig. 7).

Au front de taille de cette carrière, on observait, au moment de l'exploitation, la partie supérieure d'une lentille minéralisée, allongée suivant la direction générale nord-nord-ouest-sud-sud-est, sur une longueur de 70 m environ, et une hauteur maxima reconnue de l'ordre de 8 à 10 mètres.

Comme le montre la coupe de la figure, la forme de la lentille est très irrégulière et *sa reconnaissance en profondeur n'a pas été poursuivie*; nul doute qu'il n'existe, sous l'aire de roulage, qui constituait le fond de la carrière, la suite de la masse reconnue en surface. Elle semble même s'enfoncer en s'élargissant, de part et d'autre d'un ensellement sous les jaspes et argillites rouges de la partie médiane.

A une centaine de mètres au Nord-Est de cette lentille (point VIII), l'extraction au bulldozer a porté sur une puissante formation d'argillites rouges, molles, faciles à travailler. Les excavations ont atteint une profondeur de 10 m à 12 m, en restant dans les argillites sans avoir rencontré la roche volcanique basalt-andésitique, sous-jacente. Des passées d'oxyde de manganèse très tendre et poudreux ont été rencontrées, et de gros blocs, plus durs, et plus siliceux ont été extraits des argillites rouges. La roche volcanique, très décomposée, n'a été trouvée qu'au flanc nord-nord-ouest d'une excavation poussée plus avant, à la profondeur de 15 mètres. Elle n'a montré à cet endroit aucune concentration appréciable en manganèse.

A 120 m environ plus au Nord-Est (point IX), les travaux semblent être restés dans l'argillite, si l'on en juge par l'obser-

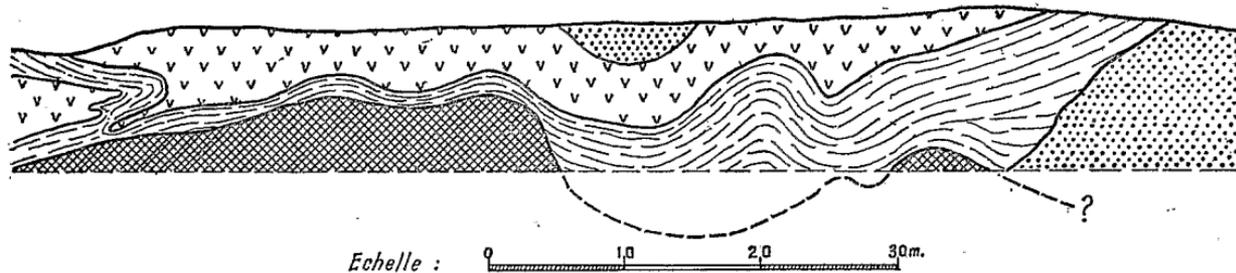
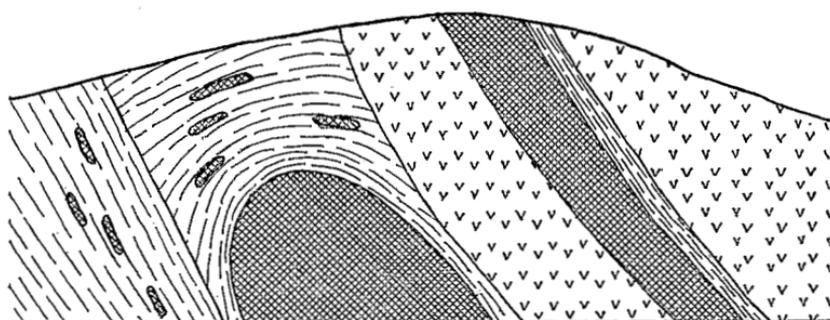


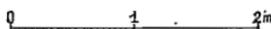
Fig. 7. — Carrière principale de la *Raymond* (point VII de la carte fig. 6).

vation des déblais à cet endroit. Il est actuellement impossible de retrouver aucune coupe fraîche, d'importants éboulements ayant recouvert les flancs des excavations et en ayant colmaté le fond. Quelques blocs de minerai sont seulement visibles au milieu d'une argile rouge de décomposition des argillites et de produits sableux de décomposition des tufs volcaniques.

A l'angle nord-est du périmètre Raymond, sur la rive gauche de la rivière Nétéa (point XVIII), une lentille d'oxyde de manganèse a été partiellement exploitée dans sa partie superficielle. Aucune prospection n'a été poussée en profondeur. Un décrochement naturel du terrain, perpendiculaire à l'allongement de la lentille, permet pourtant d'observer une suite en profondeur de l'amas minéralisé avec amorce de fermeture sur sa bordure orientale (fig. 8).



Echelle



-  Roche volcanique basalt-andésitique (?) très altérée
-  Argillites rouges
-  Minerai de manganèse

Fig. 8. — Raymond extension 2 (point XVIII).

La partie supérieure de la lentille, attaquée par l'érosion avant l'exploitation, et de ce fait assez démantelée, avait donné naissance à un amas de gros blocs roulés en contrebas, qui ont été exploités en même temps que la partie superficielle de l'amas en place. En

se référant à la forme initiale de cette lentille, on peut estimer que ses dimensions connues étaient : longueur 25 m environ, suivant la direction nord-nord-ouest-sud-sud-est; puissance à l'horizontale : 3,50 m à 4 m; puissance à la verticale : 3,50 m en moyenne.

Il semble que la minéralisation puisse se continuer en profondeur au minimum jusqu'à 2,50 m - 3 mètres, ce qui donnerait une puissance totale, dans le sens vertical, de l'ordre de 6 mètres, c'est-à-dire un tonnage en vue (avant extraction) de l'ordre de 1 500 tonnes.

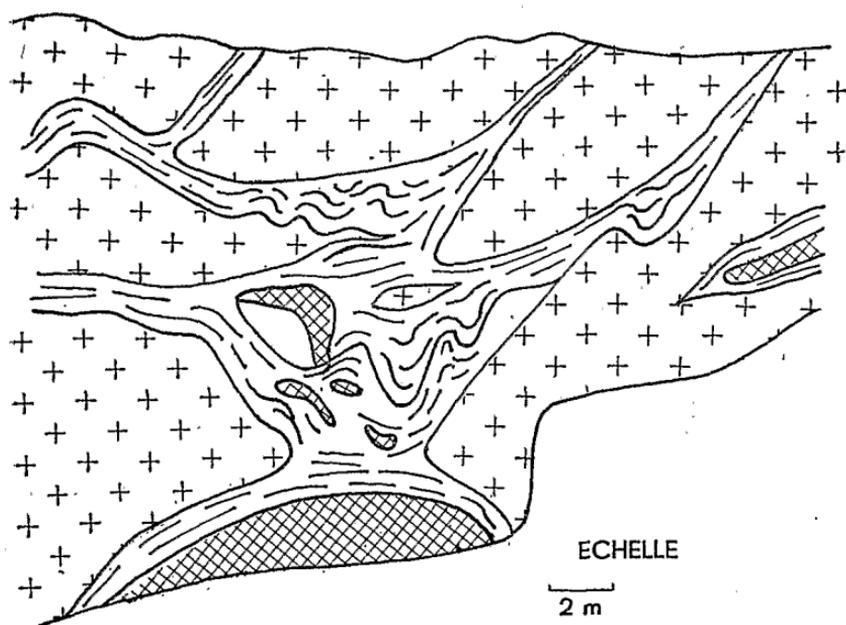


Fig. 9. — Raymond extension 2 (point V).

La lentille est emballée dans une véritable coque de jaspes et d'argillites rouges, peu épaisse et prise dans la roche volcanique (basalt-andésite).

A l'angle sud-ouest du périmètre Raymond (point V), une grande carrière, ouverte en direction du Nord, au flanc de la colline, permet d'observer une très belle coupe sur une dizaine de mètres à la verticale (fig. 9).

A cet endroit, la roche volcanique, très décomposée, est veinée d'un réseau complexe de jaspes et d'argillites rouges. Les amas de manganèse sont localisés, soit dans l'argillite (petits amas discontinus), soit dans la coulée elle-même, comme peut le faire penser la disposition d'un dôme de minerai, non reconnu en profondeur, une fois de plus emballé dans une coque de jaspes et d'un peu d'argillite, au milieu de la roche volcanique.

D'autres carrières ont été ouvertes aux environs de ce dernier point V sans avoir, semble-t-il, rencontré de lentilles définies de manganèse. Les travaux sont maintenant masqués par des éboulements. *Ainsi se dégage un alignement de points minéralisés : V - VII - VIII - IX - XVIII, suivant une direction sud-ouest - nord-est.* Notons que cet alignement est *discordant par rapport à l'allongement des lentilles de direction nord-nord-ouest - sud-sud-est, et aux directions générales dans les coulées.*

Raymond ext., Hilmah et Raymond ext. 2., Nétéa 3.

Quelques travaux en carrière ont été poussés au Nord et à l'Est du périmètre Raymond ext., sans démontrer l'existence d'amas minéralisé de quelque tonnage. A l'exception du point XI, en place dans le lit de la rivière, et du point XVII montrant le sommet d'une petite lentille de minerai en place dans la roche volcanique, tous les autres indices sont constitués, ici, par des blocs éluviaux emballés dans les terres rouges argileuses de surface.

L'indice en place : XVII est exactement situé sur l'alignement précédemment relevé, de même qu'à l'autre extrémité de l'alignement, l'affleurement XIV, à 1,200 km au Sud-Ouest, sur Raymond ext. 2. Carrière XIV à la limite de Raymond ext. 2 et Nétéa 3 (fig. 10).

Les travaux en carrière, ouverts au flanc de la colline, ont dégagé le sommet d'une lentille d'oxyde de manganèse s'enfonçant à 45° sous la plate-forme. Cette lentille de direction nord-nord-ouest - sud-sud-est, est emballée dans l'argillite, elle-même manganésifère, au contact de la roche volcanique altérée. Celle-ci contient une sorte de filon-couche minéralisé, parallèle à la lentille. Ici encore, les travaux n'ont pas été poursuivis en profondeur.

La zone minéralisée se prolonge en direction (135°) jusqu'en XIV B, dans Nétéa 3, où quelques centaines de tonnes de minerai en place ont été extraites.

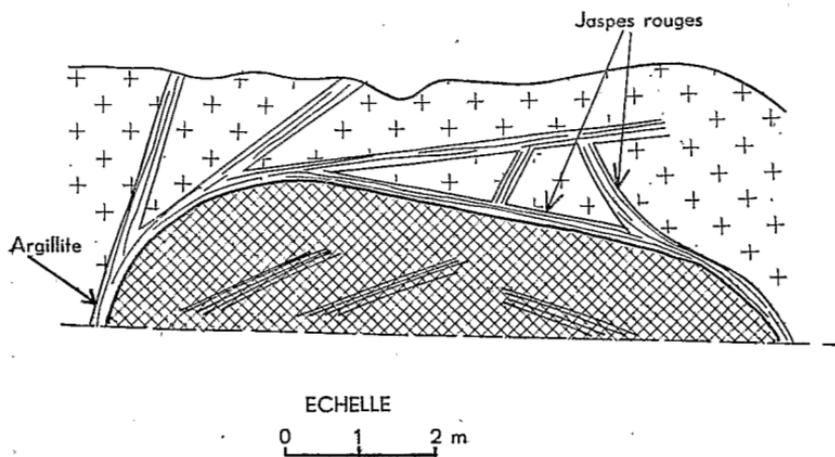


Fig. 10. — Raymond extension 2 (point I).

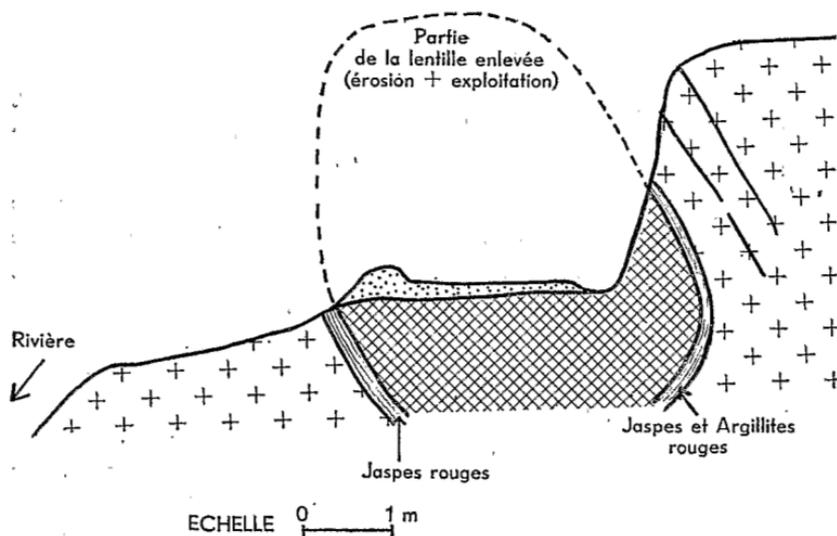


Fig. 10 bis. — Raymond extension 2 (point XIV).

Pour ces figures et toutes les autres relatives aux exploitations de manganèse, même légende que pour la fig. 7.

En XII et XIII (Nétéa 3), deux carrières ont mis à jour deux petits fragments de lentille minéralisés dans une mince coque de jaspes rouges au milieu des basalt-andésites, et orientés suivant la même direction que précédemment : 135°.

Raymond ext. 2.

Des travaux effectués sur les indices II, III, IV et VI dans Raymond ext. 2 n'ont, semble-t-il, montré l'existence d'aucune lentille appréciable de minerai en place, mais plutôt des blocs d'oxyde de manganèse épars dans des travées d'argillites et de jaspes au milieu de la roche volcanique (bien visible au point VI en particulier).

Des décapelages au bulldozer, sur le flanc nord-ouest des collines du sommet Timinbou, n'ont pas donné plus de résultats si ce n'est quelques blocs de petites dimensions extraits des argiles rouges superficielles éluvionnaires.

Hilmah.

La trace d'une lentille de minerai oxydé est encore visible en XVI.

Si l'on en juge d'après la forme des travaux, elle aurait pu, elle aussi, être allongée suivant une direction voisine de 130°-140°. La tranchée d'extraction, maintenant comblée en grande partie par des éboulements de terres rouges, laisse à penser que cet amas pouvait avoir des dimensions de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres de longueur sur 4 mètres environ de puissance verticale et 6 mètres de puissance horizontale. Pas plus qu'ailleurs, les travaux n'ont été poursuivis en profondeur.

Production.

La production totale des mines Raymond et extensions a été de l'ordre de 26 000 tonnes, entre les années 1950 à 1953. Ce tonnage représente près de la moitié du tonnage global extrait en Nouvelle-Calédonie depuis l'origine. Il met l'accent sur les conditions de gisement particulières à ce district (voir plus loin).

La composition chimique, suivant les différents lots exportés, a varié dans les limites suivantes :

Manganèse : 44 - 50 % ; Fer : 4,7 - 9,1 % ; Silice : 8,2 - 11,4 %.

Il est regrettable que l'on n'ait pas comparé la composition du minerai emballé dans les terres à celle du minerai en place, pour mettre en évidence les éventuelles modifications chimiques subies dans les terres.

Indices de la Tribu de Nétéa.

A l'emplacement actuel du village indigène de Nétéa (ancienne tribu Ouendé de la carte au 10.000^e), on peut observer de beaux affleurements de blocs d'oxyde de manganèse, à une trentaine de mètres de la chapelle. Ces blocs sont sensiblement alignés suivant une direction voisine de 150°, la même que celle de joints-failles observés un peu plus bas, dans les roches basalt-andésitiques fraîches bien visibles dans le lit de la rivière.

Les terres qui entourent ces blocs sont caractéristiques de l'altération de roches volcaniques sous-jacentes. On observe dans cette région fort peu d'altérations rouges, ce qui peut indiquer la très faible quantité de jaspes et argillites rouges aux abords de la minéralisation.

Tout ceci laisse à penser qu'une lentille de minerai oxydé de manganèse doit exister en profondeur, dans des conditions de gisement et avec des possibilités d'extension analogues à celle de Raymond (point VII).

Aucun travail de prospection n'a jamais été entrepris sur ces affleurements.

**

Des observations qui précèdent, et pour s'en tenir exclusivement aux faits mis en évidence sur le terrain par l'observation des affleurements et des fronts de tailles sur les masses minéralisées, on peut retenir l'ensemble des données suivantes :

1) La minéralisation est incluse dans un ensemble de roches volcaniques (basalt-andésites) avec passées d'argillites et de jaspes rouges.

2) Lorsque les gisements se présentent sous forme d'amas, la masse minéralisée est presque toujours emballée dans une coque d'argillites rouges et de jaspes. Des travées de jaspes et d'argillites peuvent parcourir les lentilles en tous sens.

3) Les divers indices et gisements reconnus du groupe des Raymond et des périmètres adjacents, peuvent s'inscrire géographiquement à l'intérieur d'une ellipse théorique très aplatie, de 1,5 km sur 0,5 dans sa largeur maxima. Son plus grand axe est orienté sensiblement Sud-Ouest - Nord-Est; il correspond à l'alignement de 9 gisements principaux, comprenant en particulier ceux de Raymond qui ont montré les plus beaux amas reconnus en place (point VII).

4) Cet alignement sud-ouest - nord-est est discordant par rapport aux lignes directionnelles des coulées basalt-andésitiques : nord-nord-ouest - sud-sud-est. Par contre, l'axe principal d'allongement des lentilles minéralisées s'est toujours montré dirigé dans le même sens que les lignes directionnelles des coulées, c'est-à-dire nord-ouest - sud-est à nord-nord-ouest - sud-sud-est.

« Yves ». — La mine Yves est située à 2,500 km environ au Sud de la mine Raymond. Le chemin de roulage de « Raymond » passait, au moment de l'exploitation, par « Yves » pour rejoindre Nekliaï, le long de la rivière. On y accède plus facilement aujourd'hui à partir de Nekliaï, par Luce 14, en empruntant en jeep le chemin de la carrière André (nickel) et de là, en descendant les crêtes par une piste automobilisable, d'accès incertain, jusqu'à la jonction avec l'ancienne route, sur la rive droite de la rivière.

Le chantier d'extraction principal (point XXI) de la mine Yves est situé sur la rive gauche de la rivière Nétéa, en amont de son confluent avec la rivière Néa, à l'endroit même où le cours de ces deux rivières devient parallèle, en empruntant les joints directionnels des coulées volcaniques basalt-andésitiques, de direction nord-nord-ouest - sud-sud-est.

Une lentille de minerai a été attaquée par puits et travaux de carrière (1950). Sur la berge, rive gauche de la rivière, les travaux de reconnaissance en profondeur ont été rapidement arrêtés, rendus difficiles par les problèmes d'exhaure, le lit voisin de la rivière amenant des infiltrations au niveau du puits.

Aujourd'hui, des éboulis de terre rouge ont masqué ce que l'on pouvait voir à l'époque des contours de la lentille : amas d'oxyde de manganèse enveloppé, comme à la Raymond, d'une auréole de jaspes et d'argillites, avec prédominance de jaspes à l'ouverture du puits.

Un éboulement récent au flanc de la carrière et un glissement correspondant des terres rouges a remis en évidence l'existence d'une zone de fracture sur le bord ouest de la lentille, de direction nord-nord-ouest - sud-sud-est (150°).

Sur le plateau qui domine la carrière au-dessus de l'ancien puits, de gros blocs de minerai, affleurant dans une argile d'altération superficielle brun-rouge, ont été dégagés sur quelques mètres, sans que l'on ait, semble-t-il, cherché à reconnaître le gisement en dessous de la zone éluvionnaire. Les indices s'alignent sur 150 mètres environ en direction nord-nord-ouest - sud-sud-est (140°).

Les roches encaissantes, très altérées, présentent les mêmes caractères que les « arènes » andésitiques des mines Raymond. Sur le plateau, les jaspes et argillites rouges sont peu représentés.

De l'autre côté de la rivière (rive droite), deux tranchées ont été ouvertes à flanc de ravine sur deux indices (blocs dans la terre noire). L'une d'elles (point XX) montre nettement, sur son front de taille, le sommet en dôme d'une lentille de minerai compact, entouré d'une mince couche de jaspes (puissance découverte 2 m \times 2 m sur 1 m de hauteur). La recherche en profondeur n'a pas été poursuivie. La roche encaissante est de nature volcanique, très altérée.

Toujours suivant la même direction, vers le sud-sud-est, de nombreux blocs de minerai sont visibles. Ces indices, localisés en 4 plages principales entre le chantier principal de Yves et le sommet 154 de Maxime, n'ont pas fait l'objet de recherches sérieuses. Seules ont été creusées quelques tranchées superficielles, de 2 m environ, autour de certains de ces blocs, sans jamais dépasser la zone éluvionnaire des terres rouges.

On estime la production de l'exploitation « Yves » à 800 tonnes environ. Le minerai a été mélangé à celui des Raymond, de sorte que ses teneurs moyennes à l'extraction n'ont pu être notées.

Nétea 5. — Des travaux de prospection, par tranchées et décapelage au bulldozer, ont porté sur des blocs de minerai parsemés en surface, emballés dans la terre de décomposition des basalt-andésites sous-jacents.

La reconnaissance des gîtes a été poussée plus avant en profondeur en deux points : XXII et XXIII.

En ces deux points, principalement en XXII, où une carrière en deux niveaux a mis à jour un front de taille encore bien visible, les masses minéralisées se sont montrées formées de chapelets de petites lentilles de quelques mètres de puissance, prises entre les mailles d'un puissant réseau de jaspes rouges au milieu de la roche volcanique qui se présente ici encore à un degré d'altération très poussé.

La prospection sur ce périmètre a été faite d'une façon trop sommaire pour que l'on puisse se faire une idée exacte des réserves à espérer. Jusqu'ici, aucune lentille de quelque importance n'a pu être décelée : l'allure très faillée des alentours et la présence de nombreuses travées de jaspes dirigées en tous sens excluraient, dès maintenant, toute idée d'une exploitation simple, même si une masse d'un certain tonnage devait être mise en évidence au cours de prospections à venir; le minerai serait toujours « barré » de silice jaspoïde ferrugineuse.

Maxime.

De part et d'autre du sommet 154 (altitude 282 m), qui surplombe le col dit « des aloès », séparant les bassins de Nétéa à l'Ouest et de Monroh à l'Est, de nombreux indices ont été mis en évidence : blocs d'oxyde de manganèse noirs, très durs, situés en alignement nord-nord-ouest - sud-sud-est, à la suite des indices de Yves.

L'extraction (1952) de quelques centaines de blocs par simple dégagement des terres de surface au flanc du versant nord-nord-ouest du sommet 154 n'a pas été poursuivie; aucune reconnaissance des gisements en profondeur n'a été faite sur ces points.

Sur le versant Monroh, le long d'une pente très raide descendant sur le fond de la vallée de la station Hervouët, des tranchées poussées jusqu'à la roche en place tout au long de la pente, ont mis en évidence, en deux points (XXIV et XXV), l'existence de lentilles de minerai compact, très peu jaspeux, au milieu d'une roche basalt-andésitique typique.

Au point XXIV, la lentille s'enfonce nettement sous le sommet 154.

Au point XXV, 5 gros blocs au moins de minerai de plusieurs mètres cubes chacun, s'alignent sur une cinquantaine de mètres. Le bloc le plus haut, sur la pente, présente des plans de laminage

verticaux de direction 140°, qui est la direction générale d'alignement des blocs sur le versant, et d'une façon générale, *d'alignement des indices depuis le point XIX de Yves, jusqu'au point XXV de Maxime.*

Luce 14.

La région de Luce 14 est plate dans la partie est du périmètre, doucement mamelonnée vers le Nord-Ouest et couverte de pâturages. Les affleurements y sont rares et, de ce fait, le tracé de contacts géologiques reste assez hasardeux. Cependant, d'après l'examen des terres, on peut délimiter une zone de contact entre des basalt-andésites, formant la bordure méridionale du grand épanchement, suivi depuis « Raymond », et des tufs à délit caractéristique en plaquettes, à altération légèrement calcaireuse et patine blanchâtre, jaune ou rosée.

Avant l'exploitation, les indices consistaient en un alignement de gros blocs isolés, long d'environ 120 m, orienté Nord 25° Ouest. Ces blocs étaient emballés dans une terre noire, au fond d'une ravine et dans le lit d'un ruisseau descendant du sommet 80 en direction du Sud-Est.

A l'extrémité nord-ouest de l'alignement, une tranchée profonde de 2 m montrait une masse en boule de minerai, emballée dans des argillites rouges, brunâtres et des jaspes verdâtres. Ces lits sédimentaires sont très faiblement inclinés au Sud-Ouest, quasi horizontaux, comme le contact proche entre périclites et basaltes.

L'exploitation (1949) n'a guère consisté qu'en l'enlèvement, au bulldozer, de ces blocs de surface; 350 t environ ont pu être extraites, d'un minerai d'ailleurs assez siliceux, sans qu'aucune suite n'ait été donnée à la prospection proprement dite du gîte.

On peut cependant voir, auprès du sommet 80, dans une petite tranchée ouverte au flanc de la colline, une petite masse de minerai d'oxyde noir de manganèse très siliceux de quelques mètres de puissance, au contact d'une roche volcanique de coulée altérée et d'une série de tufs volcaniques à ciment calcaireux. Roche volcanique et tufs sont envahis de fines passées jaspoïdes rouges.

A noter l'existence d'un filon de silice blanche affleurant dans la plaine et de nombreux blocs de silice épars dans la partie basse du gisement près de la route allant à la mine André.

La présentation actuelle des indices sur « Luce 14 » et le contexte du terrain ne permettent pas d'augurer, à notre avis de gros espoirs pour l'avenir.

L'exploitation de 1950 a fourni 5 000 t environ de minerai à 48 % de Mn et 12 % de silice en moyenne.

François.

Des blocs d'oxyde de manganèse épars sont visibles en surface, principalement dans la partie ouest du périmètre. Quelques-uns de ces blocs ont été ramassés en 1949, sans que l'on puisse parler d'exploitation proprement dite, ni de prospection. Des travaux en carrière (fig. 11), ouverts à flanc de colline à deux niveaux,

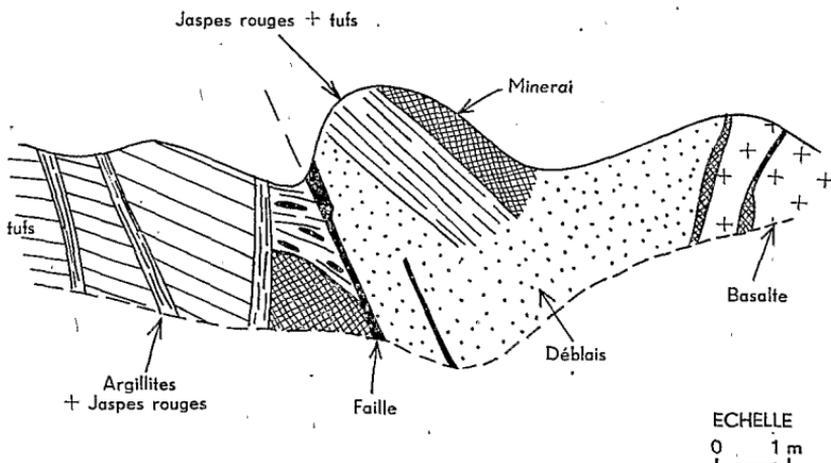


Fig. 11. — François (point XXVIII).

et d'où furent extraites quelques centaines de tonnes de minerai, permettent d'observer quelques rognons de minerai de manganèse disséminés dans les argillites, ainsi qu'une amorce de lentille faillée. Les terrains sont très disloqués et faillés à cet endroit, qui marque le contact des basalt-andésites et des tufs. Ces conditions sont peu favorables, d'une part, à l'existence d'une lentille homogène d'un certain tonnage et, d'autre part, à la reconnaissance de la minéralisation en profondeur.

P. R. Cousin 1 et 4.

Quelques blocs épars dans la terre noire ont été rencontrés à 800 m environ au Sud de l'ancienne tribu Aïva, d'autres blocs ont été signalés plus à l'Est (Cousin 4). Aucun travail de prospection véritable n'y a été effectué.

Michelle.

A 2,500 km au Sud de la mine « Luce 14 », des blocs de minerai épars en surface ont été exploités en même temps que cette dernière, par simple dégagement des terres éluvionnaires de surface. Aucun travail de prospection n'a été poussé, aucun affleurement frais n'a pu être relevé dans cette région basse recouverte de plaquages alluviaux.

On peut estimer à 300 t environ la quantité de minerai extraite à l'époque (1949).

Des observations de terrain qui précèdent, on peut, dès lors, dégager les faits suivants (qui seront repris et interprétés plus loin à la lumière des études géologiques) :

1) Les divers indices des périmètres Yves et Maxime forment un ensemble de direction générale nord-nord-ouest - sud-sud-est.

2) Les gisements « Luce 14 » et « François » se situent près du contact des basalt-andésites et des tufs.

Ils semblent correspondre à des gisements en chapelets de rognons discontinus sans lentilles importantes, envahis de silice et très disloqués.

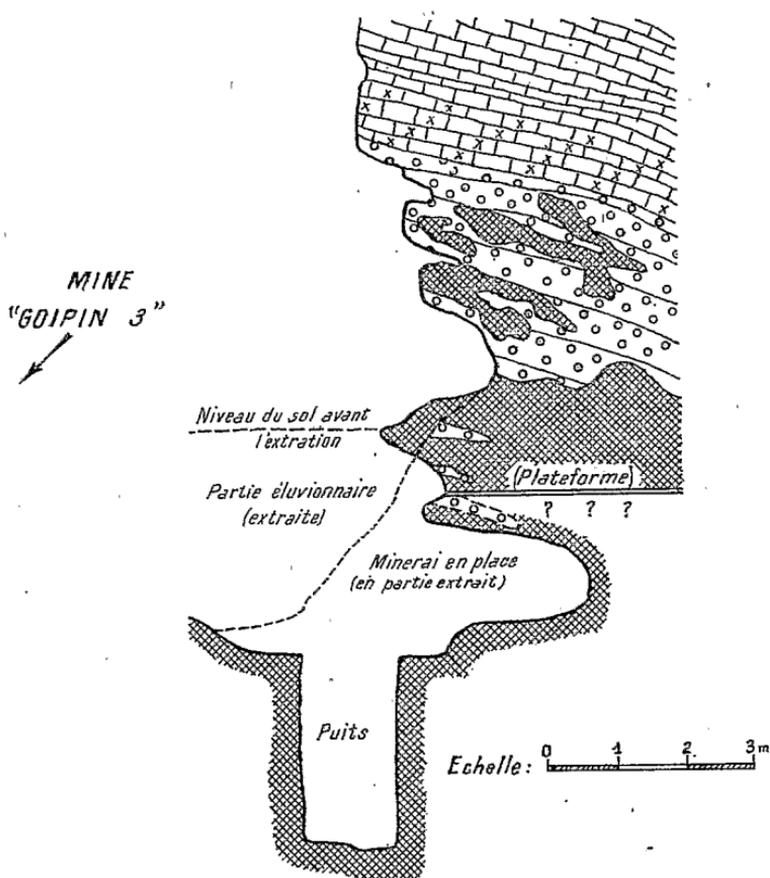


Sur le versant est, un indice est connu dans la baie de Bâ, précisément dans une petite « fenêtre » laissant apparaître les épanchements paléogènes à la base des péridotites.

a. Gisements dans les calcaires.

Un tout autre type de gisement a été reconnu dans la « Vallée Sèche », à quelques kilomètres à l'Est du groupe des gisements « Raymond », dans des calcaires à Bryozoaires d'âge éocène (voir p. 32). Le gisement de la roche dite « Moatriboumou »,

situé à la bordure est de ce rocher, a été découvert en 1953 par l'un de nous (A. A.). Il montre, au front d'une falaise calcaire verticale, l'existence d'une masse minéralisée d'oxydes de man-



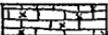
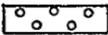
-  Calcaire à grain fin
-  Calcaire grossier et brèche calcaire conglomératique à éléments de phanite (?) noir, calcaire et séricitoschistes
-  Conglomérat à gros éléments
-  Minerai de manganèse

Fig. 12. — Coupe verticale à la bordure est du gisement de manganèse Goipin 3.

ganèse noirs, de forme très irrégulière, à nombreuses apophyses discordantes avec les strates du massif calcaire qui la contient.

Situé dans des conditions d'accès assez difficiles, ce gisement n'a pas encore fait l'objet, à notre connaissance, de la moindre reconnaissance en profondeur.

A environ un kilomètre plus au Sud, sur la rive droite de la vallée, des indices de manganèse ont été reconnus en 1947 (P. R.) dans leur partie éluvionnaire, alors seule visible. Il s'agissait de terre rouge emballant de gros blocs noirs d'oxyde de manganèse et de gros blocs de silice ferrugineuse. Ces indices ont été travaillés par puits et tranchées : mine « Goïpin 3 », ayant donné lieu à un début d'exploitation, 1 200 tonnes environ d'un minerai riche. Les travaux ont été abandonnés sur le minerai pour des raisons indépendantes de la présentation même du gisement.

Le gisement « Goïpin 3 » est encaissé entre deux massifs de calcaire éocène, sous une couverture d'éluvions elles-mêmes minéralisées.

La coupe verticale naturelle visible au front de la falaise du rocher Meko, qui domine la mine « Goïpin 3 » immédiatement à l'Est (fig. 12), montre les variations suivantes de haut en bas : le calcaire devient plus grossier, puis bréchiqne, à éléments remaniés de phthanite noir, de calcaire et de séricitoschistes, puis franchement conglomératique. Cette partie conglomératique présente des zones minéralisées, localisées sélectivement dans les niveaux comportant les éléments les plus grossiers du conglomérat.

A la base, au niveau de l'exploitation « Goïpin 3 », l'amas minéralisé est plus homogène, quoique ayant conservé une structure conglomératique bien nette, visible dans la masse même du minerai, au cours de l'extraction.

Certaines parties du gîte ont montré, au cours de la prospection par puits, des galets encore bien visibles du conglomérat, dont certains, de la grosseur du poing, *n'étaient qu'à demi minéralisés*.

b. Composition chimique.

Les teneurs moyennes du minerai tout-venant extrait de « Goïpin 3 » ont oscillé autour des valeurs suivantes :

Mn : 48 % - SiO₂ : 3 % - Fe : 6 à 8 %.

ce qui correspond à un minerai à teneur en silice particulièrement basse par rapport aux minerais des gîtes du type « Raymond ».

c. Origine.

La discussion de l'origine de ces gisements est difficile. La forme des amas minéralisés, aux apophyses discordantes par rapport aux strates des calcaires encaissants, la proximité de coulées basalt-andésitiques contenant d'ailleurs elles-mêmes de petites lentilles de manganèse du type « Raymond » (volcano-sédimentaire), conduisent à penser, pour ces gisements, à une formation par *substitution* dans les calcaires, conglomératiques ou non, au contact ou à proximité immédiate des coulées.

On pourrait aussi, à première vue, envisager une sédimentation du manganèse en même temps que les fragments des conglomérats. Mais cette hypothèse ne s'accorde pas avec la présence, dans la masse même du minerai de « Goipin 3 », de *galets à demi minéralisés*. Une *substitution préférentielle* aux éléments calcaires dans les niveaux les plus grossiers du conglomérat, a donc joué un rôle très important dans l'élaboration de ces gisements.

Mais on peut concevoir cette substitution de diverses manières. Ou bien les eaux marines étaient chargées en manganèse au moment même où se déposaient les éléments des conglomérats, et la substitution serait plus ou moins synchrone du dépôt. Il faudrait alors admettre que les calcaires seraient sensiblement synchrones des coulées, donc d'âge plutôt éocène I qu'éocène II. Cette hypothèse ne peut être formellement exclue.

On s'expliquerait alors la présence, dans certains calcaires de Goipin, de fragments manganésifères empruntés au cortège volcanique sous-marin. Notons cependant qu'on ne trouve pas, remaniés ici, de fragments de basaltes. Ceux-ci n'étaient donc pas émergés à cette époque, et le manganèse ne peut donc provenir d'un lessivage continental. Il ne pourrait donc s'agir que d'un enrichissement local en manganèse des eaux marines par l'arrivée des coulées, donc d'un phénomène, au départ, assez comparable à celui qui a donné naissance aux gisements du type volcano-sédimentaire.

Ou bien la substitution fut du mode « hydrothermal ». Par exemple, des sources sous-marines émanées des coulées auraient introduit le manganèse dans les calcaires et conglomérats, plus ou moins tardivement après leur dépôt.

Les mécanismes possibles que nous venons d'évoquer ne sont d'ailleurs pas substantiellement différents. Leur différence réside

dans le moment de la substitution. Nous manquons d'une chronologie assez précise pour pouvoir trancher. Et l'on voit ici, une fois de plus, combien une stratigraphie précise est nécessaire à la compréhension de l'origine des gisements minéraux.

De toute façon, nous retiendrons que les gisements dans les roches calcaires sont, génétiquement, liés aux coulées très proches et que leur manganèse en provient certainement. Leur minerai est nettement moins siliceux que ceux des gisements du type « volcano-sédimentaire ».

Ce sont là des indications intéressantes pour conduire et interpréter la prospection.

Conclusion sur les gisements de manganèse.

Nous laisserons de côté les gisements associés aux calcaires de la Vallée Sèche, qui ont été discutés plus haut et constituent un type singulier, intéressant du point de vue géologique, mais sans intérêt général du point de vue économique.

1) Contrôles et guides. — En dehors d'eux, tous les gisements rentrent dans le type « volcano-sédimentaire » et se disposent en lentilles, en amas ou en lits, invariablement associés à des jaspes ou argillites d'origine sédimentaire, intercalés eux-mêmes dans des basalt-andésites ou des tufs volcaniques. Ces gisements, comme les sédiments associés, sont invariablement orientés Nord-Ouest-Sud-Est et traduisent la direction des structures dans les coulées paléogènes. Les jaspes et argillites constituent donc un *guide lithologique* pour la prospection. Il se peut très bien, par exemple, que les lits sédimentaires ne montrent à l'affleurement aucun minerai de manganèse, mais en contiennent plus loin en profondeur. Une campagne de prospection systématique devrait donc comporter des forages implantés au toit des lits sédimentaires. Mais ces forages devraient d'abord se limiter aux alentours immédiats des lentilles affleurantes.

Dans la région de Nétéa, apparaît un guide supplémentaire : c'est un alignement, transversal par rapport aux directions dans les coulées, et aux directions individuelles des gisements (voir carte fig. 6). Cet alignement, prolongé vers le Nord-Est, coïncide curieusement avec le contact entre les terrains métamorphiques de

la Néouen et les serpentines proches. Sa direction correspond aussi à celle des schistes métamorphiques. L'alignement ne peut donc être considéré comme fortuit. Il est en rapport étroit avec la structure avoisinante. A vrai dire, nous ne savons pas encore l'expliquer. On peut se demander, par exemple, si une structure du substratum, sur lequel se sont épanchées les coulées sous-marines, ne leur a pas imposé un gauchissement lors même de leur écoulement. Dans ces conditions, il se pourrait que le départ de solutions hydrothermales émanées des coulées, et apportant le manganèse (1), ait eu lieu, de préférence, à l'aplomb de cette ligne de légère déformation. L'hypothèse reste fragile et devrait s'appuyer sur d'autres observations, mais il est très difficile de débrouiller les structures dans les coulées.

Indépendamment de toute théorie, cet alignement transversal se comporte comme un contrôle (structural) et on devrait l'exploiter comme *guide*. Il est très remarquable qu'en quatre années il ait produit 26 000 t sur les 60 000 t de la production totale de la Nouvelle-Calédonie (de 1918 à 1922, puis de 1949 à 1953). Le contrôle supplémentaire qui a joué là, a donc exercé un rôle très efficace.

**

2) A propos des « réserves ». — Ces exploitations récentes de manganèse appellent d'autres observations. Elles n'ont guère duré que quatre ans. Leur arrêt, à la fin de 1953, est dû, en partie, à une chute des cours (développement de la production mondiale) et, pour 1954, à la récession de la sidérurgie mondiale (rapport Service Mines, 1955). Mais, cette conjoncture économique a joué d'autant plus aisément que les parties superficielles des gisements ayant été rapidement exploitées, il fallait alors passer à l'exploitation en profondeur. Les exploitants ne disposaient certes pas des moyens de prospection. Mais cette situation pouvait être prévue aisément d'après les caractères des gisements.

On savait que les lentilles individuelles, jusqu'ici exploitées, excédaient rarement 10 000 t (la Lune, feuille 3, est l'exception la plus notable à cet ordre de grandeur) et qu'elles s'enfonceraient

(1) C'est l'une des théories possibles expliquant l'apport de Mn, Fe, Si, dans l'eau de mer.

inexorablement, avec leur enveloppe de lits sédimentaires (1). Quel que fût le désir d'apporter au territoire une ressource nouvelle, il n'était donc pas convenable d'« écumer » aisément les blocs de surface ou d'extraire du minerai dans de petites carrières sans consacrer une part des bénéfiques (substantiels) à la prospection et à la mise en évidence du minerai plus profond (cf. l'adage du mineur avisé : « s'assurer au moins une tonne de réserve pour chaque tonne extraite »; c'est une ambition minimum !). Il suffit de consulter les descriptions détaillées et les figures données plus haut pour voir que beaucoup des carrières ouvertes ont du minerai à leur plancher et que la reconnaissance, au moins dans une première phase, ne présentait guère de difficultés.

D'ailleurs, au moment de la pleine exploitation, les conditions psychologiques étaient réunies et il eût été possible d'engager les exploitants à traiter ces gisements en « bon père de famille ».

Cette situation sera certainement préjudiciable à une reprise des exploitations dans l'avenir. Lorsque les carrières seront ébouleées, il faudra d'abord les dégager pour redécouvrir le minerai. A tout le moins eût-il été nécessaire que les exploitants laissent des plans à jour de leurs carrières, avec la position précise des amas de minerai. A défaut, il nous a paru utile de consigner les schémas du rapport du Service des Mines (ARNOULD, 1954), qui seront un témoin pour quelques-unes de ces exploitations.

Pyrite, cuivre, chapeaux.

Honfleur (fig. 13). — Ce gisement de pyrite un peu cuprifère, est situé à environ 10 km à l'Est de Poya, à peu de distance avant l'entrée des gorges de la Poya. Un caractère intéressant est la proximité étroite, sinon la contiguïté, d'un affleurement en dos d'âne, de 20 m de large, constitué de *jaspe rouge* et orienté en moyenne Nord 20° Est, comme l'alignement général des travaux de la Honfleur. Cette bande n'affleure pas sur la route qui en recoupe une autre, beaucoup plus étroite, 20 m plus à l'Est. Ces jaspes, joints à la présence de quelques traces de manganèse,

(1) C'est pourquoi nous avons écrit antérieurement (P. R. 1953) : « On devra, autant que possible, modérer le rythme de l'extraction ».

suggèrent la possibilité d'une origine *volcano-sédimentaire* pour la pyrite de la Honfleur; mais ce n'est là qu'une suggestion à contrôler.

Les travaux ont consisté essentiellement en une grande tranchée, creusée sur un affleurement de gossan, atteignant 8 m de profondeur près du puits n° 2, et en trois puits : P.1, P.2, P.3, dont la profondeur n'a pas dépassé 12 m. Nous ne pouvons décrire ces puits qu'à partir du rapport de H. JENSEN (1935), car les travaux n'étaient pas en état au moment de notre passage.

Puits n° 1. — 7 m de profondeur. JENSEN y a indiqué un filon oxydé, épais de 1,50 m, avec carbonate de cuivre et manganèse (dans les « murs » : épontes en bordure du gossan ?). Pendage : 60° à l'Est. Deux tonnes provenant de ce puits auraient donné 36 g/t d'or (Port-Kembla, Australie, 1916). Cinq analyses effectuées par le laboratoire de Nouméa (An. DEHAY) auraient montré de 15 à 31 g/t; l'une d'entre elles 9,58 % de cuivre.

Puits n° 2. — En bordure de la *grande tranchée* et englobé dans cette tranchée, sauf les quatre derniers mètres. Au total, profondeur de 12 m.

Un peu au Sud de ce puits, sur les deux parois de la tranchée, du gossan pulvérulent rouge et jaune était encaissé par des « schistes noirs manganésés » (argillite ?), par endroits tachetés de carbonate de cuivre. Un échantillon de ce gossan, prélevé par JENSEN et analysé à Nouméa, aurait donné 12 g/t d'or (et des indications positives à la batée). Sur les parois nord, est et sud du puits n° 2, nous avons vu un produit friable jaune moutarde, surtout siliceux et ferrugineux, qui n'est pas un gossan à proprement parler et pourrait représenter une altération de la roche encaissante, compliquée d'altération superficielle. On retrouve le même produit à la New Caledonia.

Dans le fond du puits, un travers-bancs a progressé de 8 m vers l'Est et a recoupé successivement : 3 m de gossan jaune et rouge, 2,50 m de « pyrite » en décomposition (à grain très fin), enfin, 2,10 m du gossan tacheté de malachite.

Dans l'ordre, ces trois segments auraient donné (an. Nouméa) :
1) 6 g/t d'or; 2) dans la pyrite : 5 g d'or, 3,32 % de cuivre;
3) 3 g d'or, 6 g d'argent, 0,45 % de cuivre.

GROQUIS
DES TRAVAUX DE LA "HONFLEUR"
d'après celui établi en Avril 1935
par H. I. JENSEN
(Document communiqué par R. Pognon)

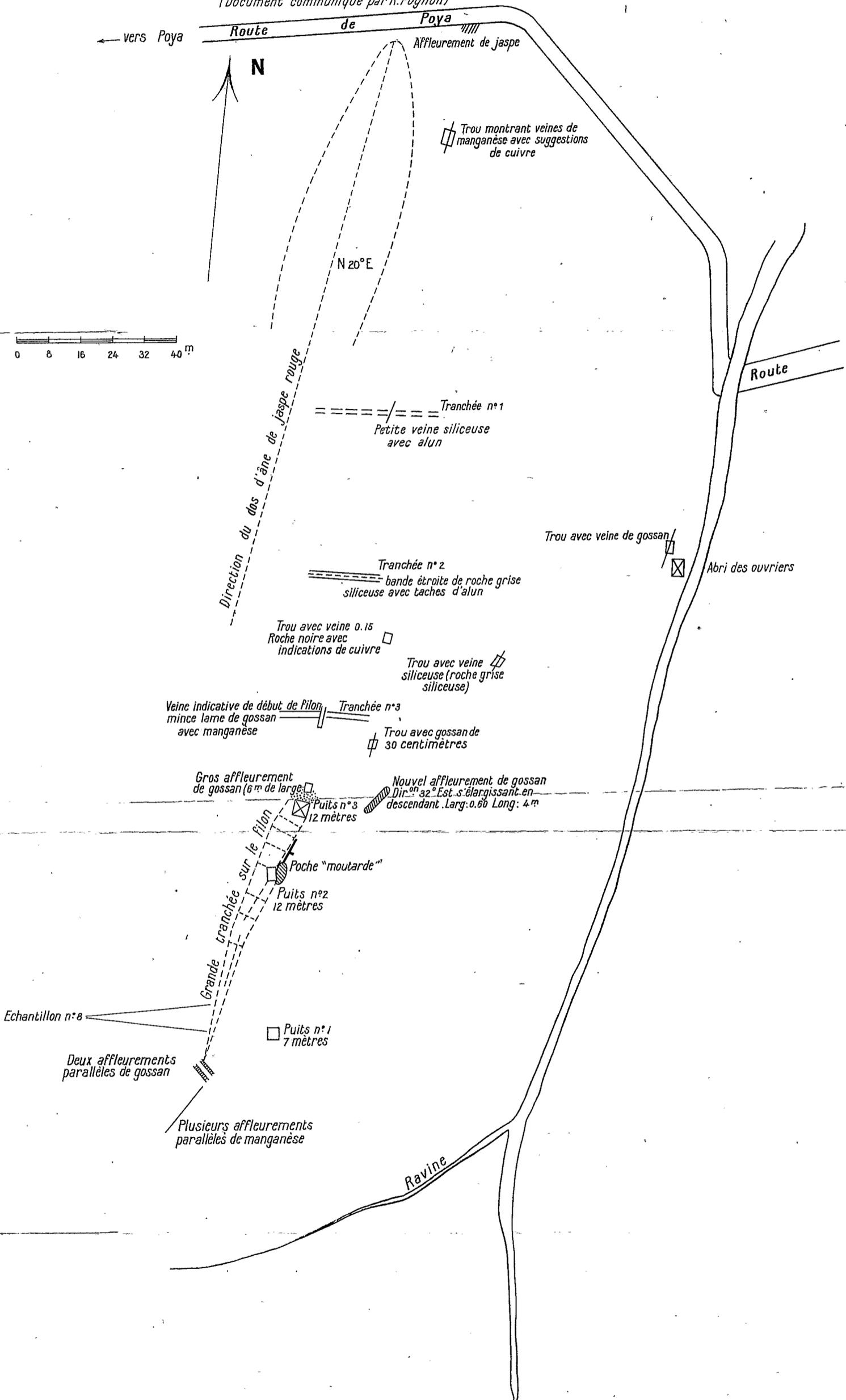


Fig. 13. — A : Plan des travaux de la « Honfleur ».

Mine "HONFLEUR"

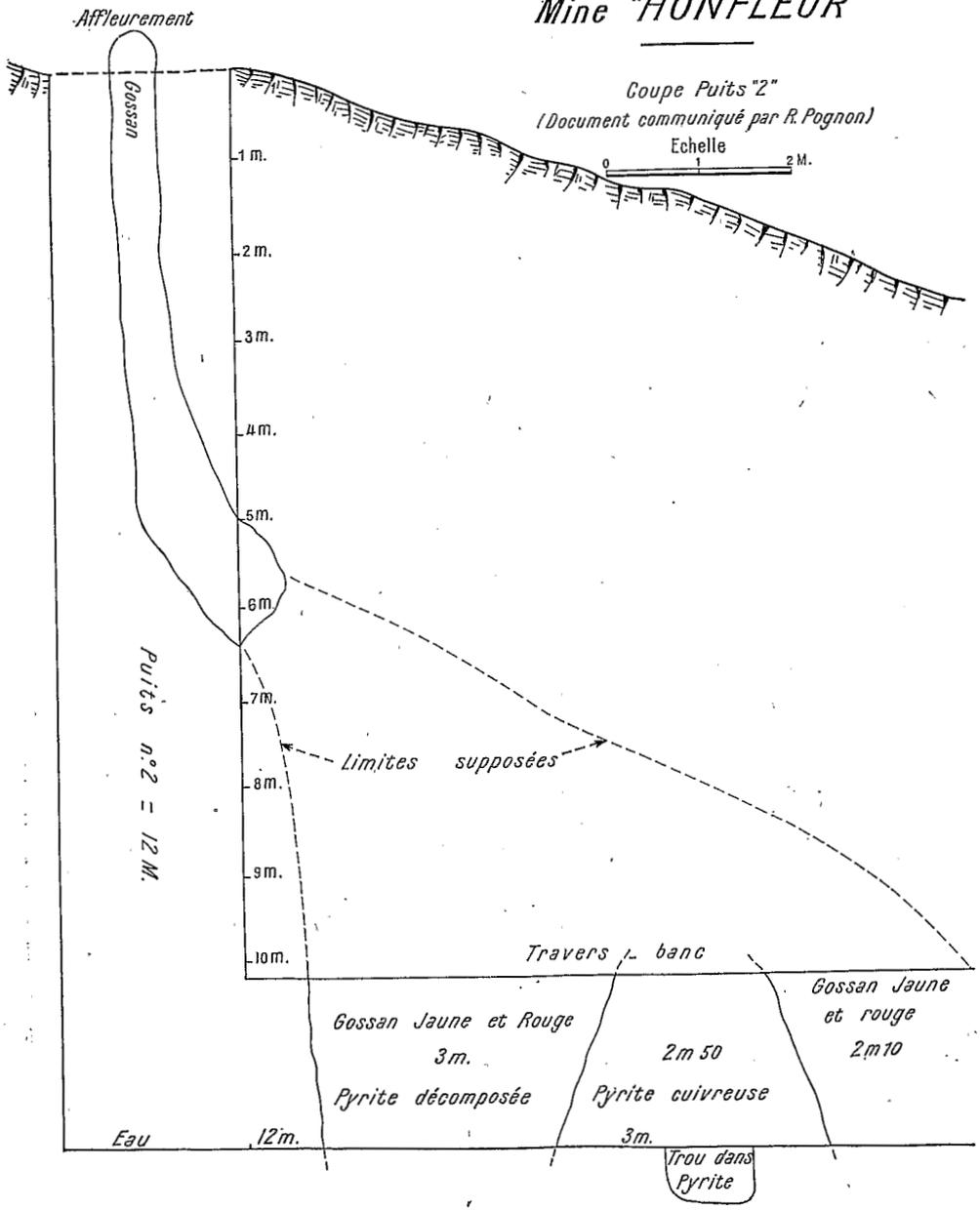


Fig. 13. — B : Coupe.

Et des analyses antérieures d'échantillons pyriteux (DEHAY) auraient donné : 3 à 5 g/t d'or - 3,32 % de cuivre - 45 % de Fe - 43,75 % de S - 7,9 % de SiO₂.

Ce travers-bancs a donc recoupé de la *pyrite* accompagnée probablement de chalcopyrite, bordée des deux côtés par des produits d'oxydation.

D'autres échantillons de gossan pris dans la grande tranchée ont donné des teneurs en or très irrégulières, allant de 1,55 gr à 44 g/t. On voit ainsi que, même dans la zone d'oxydation, qui ne doit guère s'enfoncer au-delà de 12 m, la teneur moyenne en or n'était pas remarquable et que, dans la pyrite, elle ne dépassait sans doute pas 5 g.

Puits n° 3. — On en a sorti du gossan siliceux, manganésifère et cuprifère, et des morceaux de basalte ou de tuf altéré, avec croûtes de malachite.

Quelques petits travaux complémentaires avaient été effectués en 1935, à l'occasion de la visite de JENSEN. Ils n'avaient pas abouti à de nouvelles découvertes intéressantes, sauf à la mise en évidence d'un affleurement de gossan de 4 m × 0,60 m, situé un peu à l'Est du puits n° 3.

Au total, l'affleurement de la grande tranchée était long de 80 m, large en moyenne de 0,60 m et s'élargissait jusqu'à 6-8 m dans sa partie nord (près du puits 3). Il s'évasait en profondeur et atteignait une puissance d'au moins 7-8 m. On devait donc s'attendre à un amas pyriteux lenticulaire et, si le gisement est bien « volcano-sédimentaire » (?), peut-être à un chapelet de lentilles...

La zone d'oxydation est peu élevée et les sulfures apparaissent dès 12 m de profondeur. Le volume de cette zone oxydée et ses teneurs en or ne la rendent pas intéressante pour la récupération de l'or. Mais on pouvait espérer un amas pyriteux assez important, avec, peut-être, une teneur en cuivre assez élevée, et accessoirement un peu d'or. La connaissance du gisement en était restée à ce point en 1947. A la fin de 1955, le Bureau minier de la F.O.M. a commencé à dégager les vieux travaux de la Honfleur et quelques mesures de prospection électrique ont été effectuées. Les travaux devaient se poursuivre en 1956 (rapport Service des Mines, 1955); nous n'avons pas eu communication de leurs résultats.

Verdun. — Indice non noté sur la feuille, car non repéré avec précision; situé au Nord de l'habitation Berge et de la Poya. Nous n'avons vu là qu'un filet de gossan, avec beaucoup de malachite. Ce filet a été suivi sur environ 2 m de hauteur par une tranchée perpendiculaire à sa direction, puis il s'est évanoui sur une petite surface de glissement où l'on ne voit qu'un filet de calcite de 0,5 cm d'épaisseur. Il n'y avait là aucun chapeau oxydé comparable à celui de la Honfleur. Cette indication est donc minuscule. Nous n'avons pas visité la Vasouy, située au Sud de la Poya et à l'Ouest de la Honfleur.

Par ailleurs, d'assez nombreuses déclarations pour « cuivre aurifère » ont été prises sur cette feuille : « 75 », « 105 », « 220 », New Caledonia, Esperanto..., etc. Nous n'avons pu les examiner toutes et citerons seulement les observations que nous avons pu faire sur quelques-uns de ces « chapeaux ».

Chapeaux. — Divers chapeaux oxydés sont connus sur cette feuille.

Esperanto. — Au Sud de la rivière Moindah. On y observe, sur une soixantaine de mètres de longueur, trois « têtes » alignées à peu près Ouest-Est, direction constante dans les coulées paléogènes de cette région (fig. 14). La tête principale est constituée de silice et de « limonite » caverneuse. Nous n'avons vu aucun minéral cuprifère. Sur un échantillonnage de l'Esperanto, le chimiste MOORE aurait trouvé 30 g/t d'or. Aux alentours de l'Esperanto, on observe d'autres pointements et blocs très sporadiques de silice ferrugineuse. Au contact de l'un d'eux, nous avons observé une très nette « altération » du basalte, qui, en surface, est blanchi, poreux et très léger (cf. New Caledonia). Il s'agit là d'une alté-

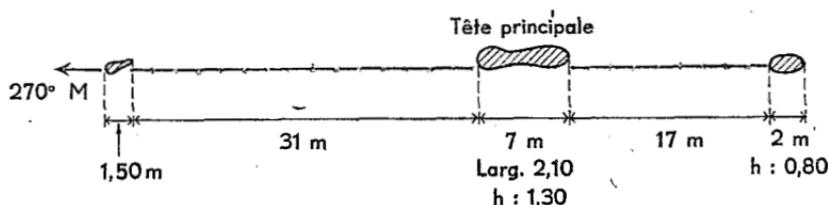


Fig. 14. — Les affleurements de l'Esperanto.

ration au contact d'une minéralisation, à laquelle se superpose l'altération superficielle.

Signalons, un peu à l'Est de ce chapeau, la présence de magnétite dans les basaltes.

Entre l'Esperanto et la baie de Porwy, nous avons figuré deux autres chapeaux. Celui situé au Sud du sommet 45, a 8 m de long sur 3 m de large. C'est un gossan siliceux jaune et rouge dans lequel, en 1906, le chimiste MOORE aurait indiqué des « traces » d'or. Quelques mètres plus bas, on observe quelques traces cuprifères dans les basaltes. Le chapeau situé à l'Est du sommet 45 est très petit : 1 m de diamètre. Au contraire des précédents, il montre des taches de malachite. Nous avons observé à son contact, une roche claire, légère (roche siliceuse, à fond isotrope) qui provient de l'altération du basalte « au contact ».

New Caledonia. — Nous n'avons visité cette concession qu'au début des travaux, en août 1946. On y avait attaqué de très maigres affleurements d'un gossan réputé aurifère (fig. 15). Dans

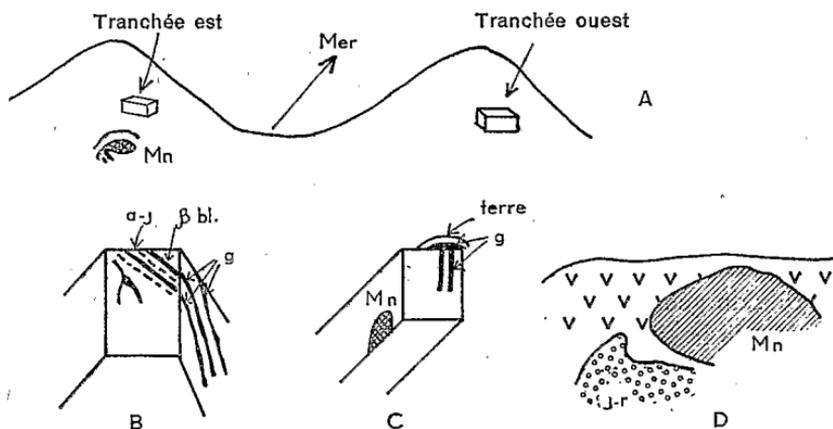


Fig. 15. — Les affleurements de la New Caledonia (12 août 1946).

- A - Disposition des travaux, vus du Nord.
 B - Tranchée ouest - g : minces filets de gossan; a. j : argile jaune ocre; β bl : roche blanche (basalte altéré au contact de la minéralisation ?).
 C : Tranchée est - g : gossan; Mn : boule d'oxyde de manganèse sur le fond de la tranchée.
 D - Travail inférieur de l'Est - j. r : jaspe rouge et blanc; Mn : oxyde de manganèse siliceux, dans lave altérée.

la tranchée est, on ne voyait que deux filets de gossan très minces; sur le fond, on avait commencé à attaquer une lentille d'oxyde de manganèse. Dans la tranchée ouest, on voyait trois filets de gossan, de seulement 5 à 10. cm de puissance chacun. A leur contact, on notait la présence d'une roche blanche, peut-être produite par l'altération du basalt-andésite et un produit ocreux, comparable à celui de la Honfleur.

Ces filets étaient dirigés Ouest-Est, direction constante dans les épanchements paléogènes de cette région.

D'ailleurs, à environ 600 m au Nord des travaux, un niveau de jaspes rouges est également orienté Ouest-Est.

A la New Caledonia, une autre fouille, située à quelques mètres en dessous de la tranchée est, avait mis à découvert une grosse boule d'oxyde de manganèse siliceux côtoyant une sorte d'éperon de jaspe rouge et blanc; leurs formes n'étaient que partiellement visible. Ici, comme à la Honfleur, on notera la proximité du chapeau et des jaspes rouges avec manganèse.

Toutes ces indications superficielles semblent fort peu encourageantes et ont peu de chances de conduire à des minéralisations sulfurées, de pyrite ou de cuivre, d'une bonne continuité et d'une bonne extension. Elles montrent seulement la fréquence de ces minéralisations dans les épanchements paléogènes.

On notera, à leur propos, à quel point les régions peu couvertes de la Nouvelle-Calédonie ont été prospectées. Même d'infimes veinules oxydées ne sont pas passées inaperçues et ont été l'objet de petits travaux de recherche !...

Ici, comme dans des régions de vieille civilisation industrielle, le rôle du géologue n'est donc pas, sauf cas exceptionnel (cf. manganèse de la Raymond, p. 70), de découvrir de nouveaux indices, mais surtout d'interpréter leur valeur à la lumière des données géologiques et de concevoir un programme de recherches.

Enfin, on a remarqué combien les indications pétrographiques que nous avons données à propos de ces derniers gisements sont insuffisantes; car, à l'époque, notre attention ne pouvait se porter sur tous ces problèmes.

Enfin, il est intéressant de signaler que l'or, à faible teneur, peut entrer dans la composition des basaltes. Un échantillon de poudre grossière provenant de l'altération superficielle de ces basaltes a été prélevé à la mission de Nekliaï, absolument au

hasard. L'analyse a montré 0,45 g/t d'or (ORR et WELCH, Sydney, nov. 1947). Il faut remarquer que, dans la zone d'altération superficielle, le lessivage du basalte a très probablement entraîné un enrichissement en or. Nous ignorons la localisation minéralogique de ce métal.

Par contre, un échantillon, prélevé sur le bord de la grande tranchée de la *Honfleur*, n'a montré que des traces (ORR et WELCH, mars 1948). Il reste donc très douteux que la poudre d'altération qui se forme sur les basaltes soit partout un peu aurifère.

4° *Gisements et indices associés aux formations sédimentaires.*

Charbon.

De nombreux affleurements de charbon sont aujourd'hui connus dans la région comprise entre Ouaté et Goipin, sur la Nounin (haute Ponérihouen). La première mention en est due à A. PORTE (1888) et a été reprise par E. GLASSER (1904, p. 481). Vers 1900, on aurait tenté, dans cette région, l'exploitation d'une lentille de charbon. PIROUTET (1917, p. 169) a rappelé la présence de ce charbon, mais n'en a pas décrit les conditions de gisement. Lors de notre séjour, le seul rappel de son existence était le souvenir d'un ancien permis de recherches portant le nom d' « Alaska ». En août 1947, nous avons visité un affleurement au flanc du Mont Guaradodou et quelques affleurements dans la rivière Noembra, affluent de droite de la Nounin. Ces affleurements ont été figurés — d'ailleurs fort mal, en raison de l'insuffisance du fond topographique — in P. R., thèse, p. 19, et décrits très sommairement dans une note inédite sur les charbons néocalédoniens, dont nous avons donné connaissance à P. KOCH, géologue du Service des Mines.

Ce géologue a repris minutieusement l'étude de cette région en 1956, y a trouvé un nombre considérable d'affleurements de charbon dont il a effectué une prospection détaillée par tranchées. Les résultats de ce travail ont été consignés dans un rapport illustré. La carte au 46 000^e, jointe à ce rapport, a été utilisée pour compléter partiellement nos contours. Pour une description détaillée des affleurements, nous renvoyons donc au rapport de P. KOCH.

a. Les affleurements.

Au total plus d'une centaine d'affleurements de charbon ont été reconnus. Les plus beaux (une cinquantaine) se situent dans la vallée de la Noembra; ils sont alignés sur environ 3 000 m et leur puissance est presque toujours supérieure à un mètre, un grand nombre atteignant deux et même trois mètres. Toutes les couches sont encaissées par des schistes ou des schistes gréseux.

Les dislocations intenses subies par les couches à charbon ont été fort bien analysées par P. KOCH, surtout entre le creek Couba et la ligne de crête séparant les sources de la Noembra de celles de la Tata (affluent de droite de la Poya). Les figures en rendent bien compte.

L'un des affleurements (C. 104, de la fig. 16 B), qui, à l'affleurement, présentait une puissance de 4,50 m, a montré une rapide terminaison sur une faille. Une autre série d'affleurements, situés sur la ligne de crête entre Noembra et Tata, a montré une très grande complexité structurale : plis en éventail et plissements intimes du charbon, faillettes, boursoufflements (fig. 16 A et B et fig. 17), du même type que celle décrite par J. AVIAS en 1947 pour le bassin de Moindou (voir aussi notice des feuilles VI et VII).

b. Qualité des charbons.

Le rapport précité comporte 27 analyses d'échantillons prélevés par P. KOCH en surface, donc altérés, plus deux analyses d'échantillons prélevés par nous dans la vallée de la Noembra et un analyse donnée par PORTE comme provenant du pied du Mont Panetoui (Katepouenda ?).

Les échantillons recueillis par KOCH ont été prélevés par saignées tracées du toit au mur des couches de charbon. Nous reproduisons ici le tableau des trente analyses.

Dans ce tableau, les analyses 1, 29 et 30 correspondent à des échantillons sélectionnés (PORTE et ROUTHIER); effectivement, nous avons récolté des échantillons en grandes plaques brillantes.

On voit que *la teneur en cendres est très élevée* : de 25 à 75 %. Même un charbon en belles plaquettes régulières (analyse 27) contient 54 % de cendres ! A cet égard, les charbons de la région Ouaté-Goipin ne sont donc pas meilleurs que ceux de Moindou.

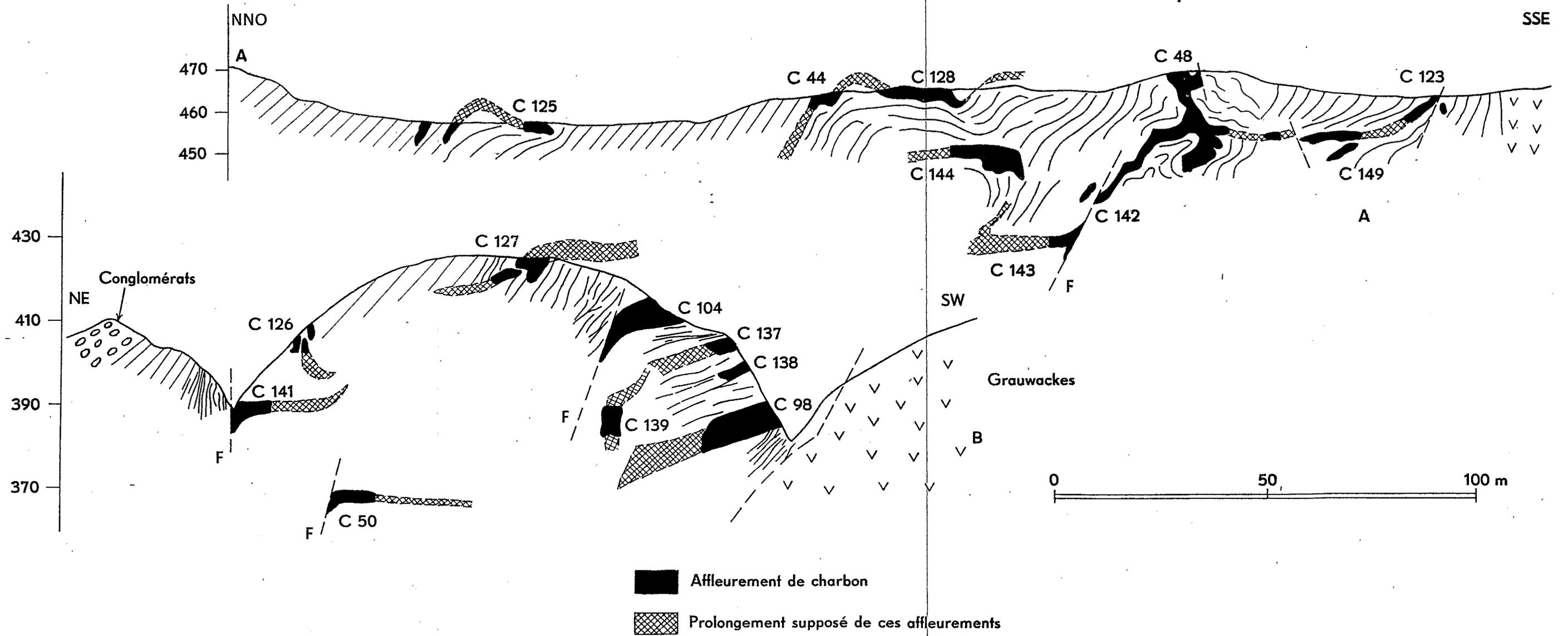


Fig. 16. — Deux coupes montrant les déformations des couches de charbon. Haute Noembra.

A - Coupe suivant la ligne de crête entre Noembra et Tata.

B - Coupe à environ 180 m à l'Ouest de la coupe A. Extrait du rapport P. Koch, 1956.

Dans la classification de GRÜNER, tous les échantillons sont des houilles grasses (7 à longue flamme, 2 à courte flamme : échantillons 29 et 30, sélectionnés) ou des houilles sèches à longue flamme. Des morceaux de l'échantillon n° 23 ont très facilement brûlé sur un feu de bois; cependant, leur teneur en cendres était considérable.

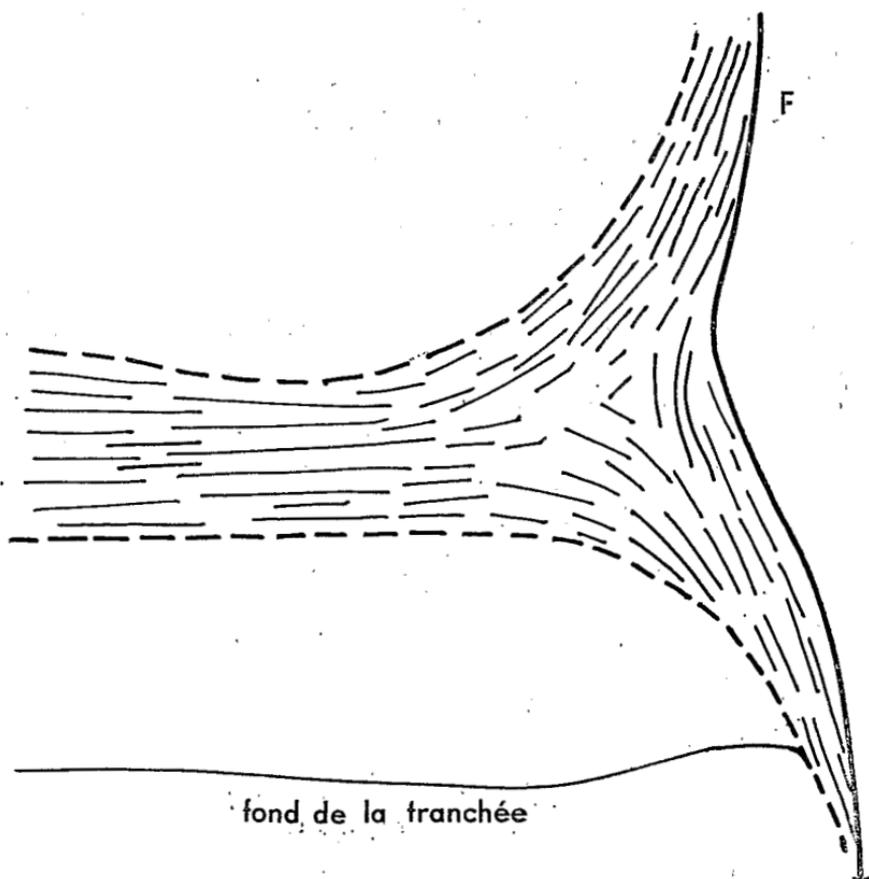


Fig. 17. — Un exemple typique des déformations tectoniques affectant les couches à charbon.

Près de la ligne de crête entre Noembra et Tata (affleurement C 143 de la figure précédente, d'après la photo n° 8 du rapport de P. KOCH, 1956).

Une couche de charbon, horizontale, se bloque au Sud contre une faille F de direction N 60° O. Le charbon s'étire le long de la faille du côté toit et du côté mur.

Certaines remarques sont particulièrement significatives. D'une part, la composition de ces charbons reste semblable, quelle que soit leur position géographique, qu'ils proviennent de la vallée de la Nounin ou de la vallée de la Noembra. D'autre part, leur degré de tectonisation ne semble pas avoir entraîné de grandes différences de composition.

Enfin, d'après P. KOCH, les charbons de cette région sont, en général, plus riches en matières volatiles que ceux de Tiéta (feuille 3).

Certes, les analyses d'échantillons prélevés en surface ne présentent qu'une valeur très relative. Mais on notera que le charbon est toujours très barré et que les meilleures analyses, correspondant à des échantillons sélectionnés (1 et 29), n'ont jamais montré moins de 25 % de cendres.

c. Etude pétrographique.

Trois de nos échantillons de charbons néocalédoniens ont été étudiés en sections polies par le Professeur DUPARQUE (1). Deux d'entre eux proviennent de la Noembra, le troisième provient de Tiéta (feuille 3). Ces échantillons ne se différencient pas du point de vue microscopique. Pour leur description détaillée, nous renvoyons à la notice explicative de la feuille n° 3 (Hienghène-Voh), et rappellerons seulement la conclusion d'A. DUPARQUE : « Ces houilles néocalédoniennes sont, comme toutes les houilles ligno-cellulosiques (à moins de 26 % de matières volatiles), des charbons à trois constituants macroscopiques : fusain, clarain (houille semi-brillante) et vitrain (houille brillante) ».

d. Age.

Nous avons cru pouvoir suggérer un âge jurassique, peut-être liasique supérieur, pour les charbons de la Noembra (P. R., 1953, p. 58 et 69). Cette suggestion semble remise en cause par de nouvelles déterminations paléontologiques, mentionnées dans le rapport de P. KOCH, qui placeraient les couches à charbon dans le Crétacé supérieur. Pour une discussion détaillée de l'âge de la formation à charbon, on se reportera aux pages 21 à 30.

(1) Communication personnelle du 27 mars 1951.

e. Mode de formation (conditions de dépôt).

Nous avons admis la théorie « allochtone » et l'origine deltaïque des couches à charbon de Tiéta (notice n° 3, p. 63).

Dans son rapport sur les gisements de Ouaté-Goipin, P. KOCH parvient à la même conclusion. Il note que la liaison charbon-sédiments détritiques est moins directement marquée qu'à Tiéta, où les couches à charbon ont souvent un toit de grès, mais qu'elle existe nettement. Les éléments détritiques sont en général plus grossiers à Ouaté-Goipin qu'à Tiéta.

On remarquera, à cet égard, que l'aire de répartition du charbon coïncide avec celle des conglomérats. A l'Est de la haute Noembra, en même temps que les conglomérats disparaissent, les charbons disparaissent aussi. L'émersion qui a donné naissance aux conglomérats, a permis en même temps la croissance de végétaux aériens. De plus, la présence constante de Gastéropodes dans les assises fossilifères proches des charbons, indiquerait une origine lagunaire. Au total, P. KOCH estime que l'origine allochtone deltaïque est ici confirmée.

Conclusion.

Cette région avait été choisie pour une prospection plus poussée en raison de son apparente régularité, à l'échelle des levés au 40 000^e (1). En réalité, l'étude très détaillée d'un « panneau » (celui de la haute Noembra) a montré des failles si nombreuses, des boursofflements et des plissements en éventail si complexes, qu'il faut perdre l'espoir d'y mettre en évidence une portion exploitable. Ici, comme ailleurs en Nouvelle-Calédonie, la plasticité d'ensemble de la formation à charbon a joué un rôle tout à fait néfaste. Et la qualité des charbons n'est pas, non plus, telle qu'elle puisse plaider en faveur de recherches plus poussées.

La conclusion du rapport de P. KOCH mérite d'être soulignée, car, fondée sur une étude détaillée, elle confirme celle exprimée

(1) C'est pourquoi, dans notre note inédite, nous écrivions : « Dans l'hypothèse où l'Administration ne consentirait pas à abandonner la question du charbon, nous indiquons que le seul gisement digne de prospection, situé dans notre secteur d'étude, est celui de la Noembra-Nounin ». On voit que l'étude de P. KOCH a déçu ce faible et dernier espoir.

par J. AVIAS (rapport inédit sur Moindou, 1947) et P. ROUTHIER (Géographie, 1955, p. 154) :

« On ne pourra trouver de secteur à couches de charbon exploitables que dans une zone à structure *très* calme et la présence d'une telle zone semble peu probable en Nouvelle-Calédonie ».

Nous ajouterons qu'une telle zone ne pourrait être rencontrée que *sur* la bordure de l'ancienne « Tasmantia », dans la région où l'Éocène, déposé sur cette bordure, est resté très calme et peu ondulé, c'est-à-dire, par exemple, sous le flysch éocène de Bourail (feuille 6). Or, rien ne démontre qu'il existe là, en profondeur, la formation à charbon, avec son charbon. Il est même plus probable que le flysch est partout directement transgressif sur les grauwackes liasiques ou permo-triasiques. Dans ces conditions, les chances d'atteindre par forages, et pratiquement à l'aveuglette, un gisement de charbon restent infiniment minces, et celles de mettre en évidence un gisement assez étendu pour justifier son exploitation sous une grande épaisseur de morts-terrains, encore beaucoup plus réduites.

Gypse.

Sur la côte occidentale, existent ici, comme sur les feuilles 3 et 4, des argiles à gypse, provenant de l'assèchement de golfes durant l'abaissement (relatif) du niveau marin (phase IV de l'évolution physiographique). Comme pour les argiles à gypse du Bassin Parisien, on peut admettre (P. R., 1953, p. 146) 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, 1942). 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 en particulier entre la pointe de la Croix-Haute et Cap Goulvain — se situent dans des replis des collines et parfois assez loin du littoral actuel : 3 km pour les périmètres Newfoundland et Portugal, jusqu'à 5 km pour les périmètres déclarés dans la basse vallée de la No Bo.

Notons cependant qu'une origine différente, par formation de gypse au sein de vases, pourrait aussi être invoquée (cf. J. A., 1952). La trace d'un ancien littoral est encore attestée, sur l'ancienne concession Providence, par une formation de « trottoir » à Algues calcaires (voir p. 41). Le niveau des argiles à gypse semble ici plus bas que sur les feuilles 3 et 4, où il atteignait 15 m. Sur la Portugal, il est à environ 6 m au-dessous du creek Ouindé; il est plus bas à la Providence.



Les argiles à gypse présentent une couleur verte ou gris-vert et sont couvertes d'une terre noire ou noir verdâtre. Elles renferment des cristaux de gypse, soit isolés et assez disséminés, soit agglomérés et enchevêtrés comme dans les roses des sables. Ces cristaux sont souvent colorés, rouges et zonés (zones d'accroissement). Par leurs faciès cristallographiques, ils présentent beaucoup d'analogies avec ceux de différents horizons marneux du Tertiaire parisien.



Aucune exploitation de gypse n'avait lieu sur cette feuille lors de l'exécution des levés. Nous ne pouvons donc décrire les gisements. De plus, nous ne disposons pas de chiffres sur leur production individuelle. Il est certain en tout cas que l'ensemble des périmètres compris entre Cap Goulvain et la pointe de la Croix-Haute, en particulier : Providence, Portugal, Newfoundland, France, a fourni l'essentiel de la production de gypse néocalédonienne depuis l'origine des statistiques (1917) jusqu'à 1942, date de l'épuisement de la Providence et de l'ouverture des exploitations Ellis et Pétain, près de Koné (feuille 4). Ce gypse était déjà connu de GLASSER (1904), qui en a cité une analyse (p. 411).

Rappelons que le gypse a été exclusivement utilisé pour la fusion sulfurante des minerais de nickel à l'usine de Doniambo (SLN). Faute de réserves suffisantes, son exploitation a cessé en 1954.

Magnétite titanifère.

Sur la plage, au Nord et au Sud de la pointe de la Croix-Haute, on peut observer un sable noir, très riche en magnétite, un peu titanifère. La fraction attirable à l'aimant présente la composition suivante : Fe : 42,78 - Cr₂O₃ : 1,02 - Mn : 1,22 - Ti : 6,10 %.

L'étude microscopique n'en a pas été effectuée.

Cette concentration littorale provient très vraisemblablement du lavage par les flots des basaltes paléogènes du littoral.

Pierre à meule.

Signalons que les grès de la formation à charbon du sommet Djé, au Sud-Est de Nekraoua, ont pu être utilisés comme pierre à meule (= Djé, dans le langage local).

Sources.

Noter l'existence d'au moins deux sources remarquables : la source puante (sulfureuse) de Paou, sur la Poya, à 4 m de la rive gauche du creek Paou — la source de Preunu, qui sort dans la Poya et dont l'eau est plus froide que celle de cette rivière; c'est peut-être une résurgence de la Vallée Sèche.

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'ORSTOM.

On se souviendra que, 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 »). Le contraste pluviométrique est très net.

A Ponérihouen, on a noté : 3 538 et 3 320 mm (en 1909 et 1910), répartis, les mêmes années, en 172 et 158 jours, avec souvent des journées où le nyctémère pluvieux dépasse 200 mm. Mais la moyenne se situerait aux environs de 2 600 mm. Ponérihouen est ainsi la localité la plus arrosée (après Yaté : 2 800 mm). Nous n'avons pas de chiffre pour Poya, mais la moyenne annuelle ne doit guère y dépasser un mètre (cf. KONÉ, feuille 4 : 1 124 mm), car l'isohyète 1 000 longe la côte occidentale. Les précipitations peuvent dépasser trois mètres dans l'intérieur.

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

Versant est.

Sur le versant est, les régions naturelles comprennent :

a) La zone côtière allant de Poindimié à l'embouchure de la Mou, en passant par le Cap Bayes. Cette zone formée de Paléogène volcanéo-sédimentaire ou de schistes attribuables à l'Eocène ou au Crétacé au Nord, au Jurassique ou au Trias au Sud, est bordée d'une étroite terrasse corallienne parfois sableuse (exemple : plage de Tiéti) et d'un récif frangeant plus ou moins discontinus. Plantée en cocotiers et en caféières, c'est une des régions indigènes les plus peuplées de la Nouvelle-Calédonie.

b) Le liséré de collines de la formation à charbon, surtout net à partir de l'estuaire de la Mou, montre une bande de quelques centaines de mètres de large de schistes et de grès très redressés (pendage voisin de 45° à l'Est) formant des collines partiellement dénudées, de 100 à 300 mètres d'altitude moyenne, à affleurements rosâtres ou blanc violacé, couverts de niaoulis clairsemés, à sous-bois de lantanas épais et de fougères.

Le pendage dirigé à l'Est entraîne une dissymétrie des flancs, côté intérieur et côté mer : les flancs côté mer montrant une série de petits redents correspondant à l'érosion différente des strates de dureté légèrement différente.

Ce liséré se perd en semblant se dilater après le franchissement de la Mou en même temps qu'il s'infléchit vers le Nord-Ouest.

c) une zone très étendue qu'on peut qualifier de zone de collines intérieures, correspondant aux bassins moyens et supérieurs de la Poindimié, de la Tchamba, de la Ponérihouen, de la Mou, de la Néavin, de la rivière de Bâ. Cette zone, essentiellement établie sur la formation des grauwackes permo-jurassiques (ici, fréquemment fines et schisteuses), de 300 m à 600 m d'altitude, est caractérisée par un pays de collines assez abruptes, souvent alignées suivant les directions structurales (noter en particulier l'inflexion très nette vers l'intérieur, des lignes de hauteur quand on se déplace de la Ponérihouen vers la Mou et la Tchamba).

Dans la partie sud-est de la feuille, cette zone se sépare très nettement du liséré de collines de la formation à charbon, l'induration plus grande des grauwackes déterminant une brusque hausse du niveau d'érosion et la formation conséquente de cascades (exemple : cascade de Bâ). Cette zone est couverte de forêts moyennement denses qui, d'abord constituées surtout de niaoulis, s'enrichissent en essences plus forestières, quand on s'approche des hauteurs plus grandes qui constituent la ligne de partage des eaux entre les versants est et ouest de l'île (ligne jalonnée par les Monts Apinié (1 096 m), Taroimba (816 m). A citer enfin dans cette zone le gros massif circulaire du sommet Arago (929 m) qui domine la presqu'île de Bâ à l'Est et la plaine de Houaïlou (feuille VI) au Sud-Est.

d) Le bassin de la haute Houaïlou, traversé par la route de Bourail à Houaïlou, qui relaie au Sud la partie centrale de la zone précédente et qui est compris grosso-modo entre l'alignement structural souligné par une bande de serpentine, des hauteurs culminant au Sphinx (978 m) et au Mékanin (1 013 m) à l'Est, et le pied du Mé Maoya à l'Ouest.

Ce bassin est caractérisé par ses formations métamorphiques formées surtout de séricitoschistes et de quartzites et ses lentilles de serpentine. Il est couvert de forêt, en général dense.

e) *Le massif minier de Monéo-Bâ.*

Séparé de la zone b (liséré de collines de la formation à charbon) par une longue faille, particulièrement nette, il est formé essentiellement de péridotites (harzburgites) culminant dans la presqu'île de Bâ, précédées au Sud par des formations paléogènes volcano-sédimentaires, par des formations schisteuses ou siliceuses

éocènes, associées à de nombreuses petites masses de serpentine. Ces formations paléogènes, éocènes ou serpentineuses plus tendres, soumises à l'érosion, ont donné une dépression qui a été envahie par la mer, provoquant la formation de la baie de Bâ qui isole la presque île minière du même nom.

Le massif de péridotites proprement dit, présente une très belle surface résiduelle des cycles d'érosion I et II, avec épaisse carapace latéritique dominant les falaises entaillées presque à pic dans le massif et limitant vers l'océan la presque île de Bâ.

Deux indentations de la côte (estuaire de la Monéo-Néavin, estuaire de la Hau et baie Ugue) séparent ce massif en trois régions : d'une part, la presque île de Bâ proprement dite, d'autre part, le massif situé entre la baie Ugue et l'embouchure de la Monéo, enfin, le massif plus surbaissé situé entre cette embouchure et le voisinage de l'embouchure de la Mou.

f) A signaler, enfin, l'étroit liséré côtier très redressé de caillasses siliceuses typiques qui, partant du fond de la baie de Bâ, donnent ces terres siliceuses blanches qui poudroient sur la route côtière quand on s'éloigne en direction de Houaïlou (feuille VII) et qui donnent d'ailleurs lieu à des exploitations de « silice ».

Ajoutons que, sur cette feuille, les plaines alluviales riches sont, sur la côte est, très peu développées. On n'a, le plus souvent, que des épandages de galets plats plus ou moins siliceux, peu propres à donner de riches terres; à signaler cependant les formations d'embouchure des cours inférieurs de la Tchamba et de la Monéo.

Versant ouest.

Nous y retrouvons les paysages et les contrastes morphologiques habituels.

Les *grauwackes* forment des monts trapus, dont l'altitude ne dépasse guère en moyenne 700 à 800 mètres. Vers cette altitude, ils sont forestiers : Monts Katepouenda (792 m) (1), Guaradodou

(1) La position du Mont Katepouenda, figurée ici, est celle prise sur le 40 000^e, « ancien assemblage » du Service topographique de la Nouvelle-Calédonie. Sur la carte récente de P. KOCH, ce mont est situé à 2,200 km plus au Sud... Nous ignorons l'origine de cette variation. De même, l'altitude indiquée par l'Annuaire de 1946 est 792 m, alors que celle qui figure sur la feuille Kopéto-Muéo « ancien assemblage » n'est que de 744 m !

(anciennement Guaralodi, environ 720 m), Apinié (1 090 m), Moindoua (676 m).

Le flanc oriental du Guaradodou est riche en palmiers *Dracoena*; le massif du Katepouenda, entre la tribu d'Ouaté et le sommet Orapora, contient de magnifiques kaoris (*Agathis*).

A plus basse altitude, les grauwackes sont couvertes d'herbe et d'une végétation arborescente moins dense; exemple Mont Ipoa.

La formation à charbon fait en général un contraste net, d'une part avec les grauwackes, d'autre part avec les conglomérats de la haute Nounin. Mais elle donne des formes et des affleurements différents, suivant l'altitude et la pluviosité.

Dans ses affleurements les plus occidentaux : Vallée Sèche, haute Népoui et même haute Nounin, elle présente les aspects habituels, c'est-à-dire des collines disséquées, aux altérations roses, jaunes et bariolées, ne portant que des niaoulis rabougris et des fougères. Plus vers l'intérieur et à plus haute altitude : bande Néquipin - Goipin - Noembra - Nounin, le couvert végétal y est beaucoup plus serré et même forestier; les taches dénudées et colorées y sont plus rares. Les contacts sont alors moins aisément repérables. Cependant, la densité de crêtes et de thalwegs y est plus grande que dans les grauwackes, les formes moins massives que dans les conglomérats, et surtout la formation reste, dans l'ensemble, déprimée par rapport aux uns et aux autres : col entre Katepouenda et Guaradodou, Noembra, bande Nounin - Goipin - Néquipin, déprimée par rapport aux grauwackes de la ligne Apinié - Moindoua.

Les calcaires éocènes à Bryozoaires de la région de la Vallée Sèche forment des rochers gris ou noirs dentelés, à surface karstique extrêmement hérissée, dans les anfractuosités de laquelle les indigènes ont déposé de très nombreux crânes et ossements (sépultures).

Par contre, les calcaires à grain fin (à *Globigerina* et *Globorotalia*) de Cap Goulvain, au sommet Boa Dea, ne présentent pas des formes karstiques de dissolution. Ils dessinent des reliefs modérément aigus et, en raison de leur pendage au Nord-Ouest ou au Nord, forment, sur leur bordure méridionale, une *cueta* dominant le synclinal de flysch. Le sommet de la ride anticlinale calcaire est creusé de combes (P. R., 1953, pl. XVIII).

Les épanchements paléogènes forment des collines à Graminées,

sèches pendant plus de la moitié de l'année. C'est le domaine par excellence de l'élevage extensif : Stations de Muéo, Berge, Ch. Metzdorf, Station Brun au Cap; l'élevage s'étend pratiquement très peu en dehors des basaltes.

Les massifs péridotiques (ou « miniers ») dominent cette savane et atteignent ici de grandes altitudes : Mé Maoya (1 441 m), Mont Boulinda (1 243 m). Au-dessus de pentes rapides et d'arêtes vives, ils sont parfois tronqués par des tables latéritiques, reliques de la surface du cycle I. A la vérité, ces reliques ne sont guère perceptibles sur les parties les plus élevées du massif du Mé Maoya, qui constituent peut-être des reliefs « résiduels » restés en saillie au-dessus de la pénéplaine. C'est donc d'une façon arbitraire que nous avons figuré là, ainsi que sur la dent de Poya, des latérites, qui ne peuvent être que très bosselées et incisées.

Cependant, ce massif montre, à plus basse altitude, de beaux vestiges de *cuirasse*. Entre le Mont Krapé et la carrière Pin-Pin 1 B, un petit lac bordé d'Araucarias est installé, vers 825 m d'altitude, dans une dépression de cette cuirasse.

Par contre, le massif du Boulinda a conservé des couvertures latéritiques beaucoup plus étendues.

Les parties les plus élevées de ces massifs miniers portent des forêts et souvent des « brosses » d'Araucarias.

Ces massifs sont impropres à la culture et à l'élevage, mais constituent d'importants châteaux d'eau, d'où descendent, dans toutes les directions, des torrents rapides.

Enfin, les baies de Muéo et de Nésoho, encerclées par les falaises verticales de calcaires jaunes miocènes, représentent, avec la baie de Népoui, une zone singulière des paysages néocalédoniens.

**

Le tracé des cours d'eau se soumet souvent dans le détail, et parfois même sur une longueur notable, aux directions structurales. Deux exemples sont particulièrement caractéristiques : le cours de la rivière du Cap, qui coule le long de l'anticlinal du Cap Goulvain; celui de la Néquipin, contrôlé par la direction des schistes à Inocérames, des séricitoschistes et des serpentines.

De plus, beaucoup de petites lignes de crêtes et de thalwegs dans les basaltes, se disposent parallèlement à l'anticlinal du Cap

Goulvain et traduisent la structure des basaltes et leur torsion générale en harmonie avec cet anticlinal.

Enfin, il est possible que le cours de la haute Népoui et celui de la Nekliaï dans les péridotites au Nord de Nekliaï, soient localement contrôlés par des ondulations (gauchissements) transversales des péridotites (v. p. 49).

Cependant, dans l'ensemble, le cours des grandes rivières est manifestement « *surimposé* ». Celui de la Poya, qui traverse toutes les formations — sauf les grauwackes — et s'encaisse en une gorge profonde dans les péridotites entre le pic Adio et la dent de Poya, est l'héritier d'un fleuve qui divaguait sur la péninsule à la fin du cycle I.

Notons encore qu'une étude spéléologique et hydrogéologique des calcaires karstiques de la Vallée Sèche serait intéressante.

POPULATION, ACTIVITÉ ÉCONOMIQUE, VOIES DE COMMUNICATION

Les deux centres européens importants de cette feuille sont Ponérihouen (1 500 habitants environ, auxquels il faut ajouter la station touristique de Poindimié) sur la côte est et la Poya sur la côte ouest.

Sur le versant est de l'île et surtout dans les bandes côtières allant de Poindimié à Ponérihouen (région du Cap Bayes) d'une part, de Monéo à Bâ, d'autre part, on a une des plus denses populations indigènes de l'île : les districts de Poindimié et de Ponérihouen sont, en effet, les plus peuplés de toute la Nouvelle-Calédonie, étant seulement mis à part les districts de Houailou et de Canala. A eux deux, ils représentent une population qui oscille autour de 3 000 indigènes. Les moyens d'existence des indigènes sont la pêche côtière (poisson et nacre « trocas ») et fluviale, la chasse au cerf, les cultures d'ignames et de taros, les cocotiers, les agrumes et le café. Les colons européens se consacrent à la culture du café et à l'élevage. Par contre, dans l'intérieur, les vallées sont très peu peuplées; par exemple, celle de la Monéo est entièrement déserte.

Signalons enfin le développement industriel et minier de cette côte, d'une part, avec l'utilisation de l'énergie de la cascade de Bâ

pour produire de l'eau de Javel et de l'oxygène (usine Ph. de Saint-Quentin), d'autre part, et beaucoup plus récemment, avec la décision de la Société « Le Nickel », de créer son plus important centre d'extraction de cobalt à partir des latérites dans le massif minier de Monéo. L'usine pilote, dès 1955-1956, et l'usine définitive ont employé et emploieront, en effet, surtout de la main-d'œuvre indigène locale (provenant en particulier des tribus de Monéo et de Bâ).

Il y a là, comme en de nombreux autres points de la colonie, un signe du stade nouveau qui commence, de l'intégration plus complète des indigènes à la vie industrielle et minière du Territoire.

Sur le versant ouest, la population européenne est groupée surtout dans le centre de Poya, mais des colons éleveurs s'égrènent dans la partie basse basaltique : stations de Muéo, Forêt Française, station Berge en amont de Poya, station Metzdorf sur la Moindah, station Brun, au Cap. Une mission catholique (mariste) est installée à Nekliaï.

La ressource permanente des Européens est essentiellement l'élevage. La culture du café y est beaucoup moins importante qu'à Ponérihouen.

En dehors de la mission catholique de Nekliaï, la population indigène, au contraire du versant est, est, ici, dispersée dans l'intérieur en petites tribus, vivant surtout de la culture des taros d'eau et des ignames. On retrouve parfois les traces d'anciennes tribus fort importantes; par exemple sur le sentier de Nérin, à 500 m au Sud de l'habitation Niaoutou (traces d'au moins 200 cases).

L'exploitation minérale, très longtemps inexistante ou fort réduite sur cette feuille (à part le gypse), a repris en 1948 avec l'exploitation de nickel des Pin-Pin. L'extraction des minerais de nickel tend à se développer sur le massif du Boulinda. Celle du manganèse n'a duré que de 1949 à 1953, mais les minerais ne sont pas épuisés.

La proximité de la baie de Népoui (sur la feuille 4), excellent site portuaire accessible aux cargos, constitue une condition très favorable au développement de la production minière. Le wharf de Népoui est appelé à une activité assez durable car les réserves de nickel du massif de Kopéto-Boulinda, surtout à l'Est de la vallée de Népoui, commencent à peine d'être entamées.

Sur la côte ouest, la route coloniale n° 1 passe à Le Cap-Travaux publics (194,5 km de Nouméa), la Moindah, pont métallique (206,7), Poya (220), embranchement de Nekliaï (223,250), Forêt Français (228) et Muéo (238,500). Quelques routes ou pistes carrossables, au moins en jeep, pénètrent dans l'intérieur jusqu'à Nekliaï (1), l'entrée des gorges de la Poya, le village minier des Pin-Pin, ou permettent d'accéder à quelques stations d'élevage. 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 dont la route contourne les estuaires : Monéo et Ponérihouen ou qu'elle franchit sur bac : Tchamba. Elle passe à Néavin (264 km de Nouméa), Monéo (269), Mou riv. (281), Ponérihouen (287). Quelques routes remontent sur de courtes distances les cours de la Néavin, de la Monéo, de la Ponérihouen, de la Nato Népia et de la Tchamba. Seuls des sentiers et des pistes cavalières presque jamais carrossables, s'enfoncent profondément vers l'intérieur en suivant, le plus souvent, les grandes vallées. Aucune transversale ne réunit ici les deux côtés; seul un fragment de la transversale Bourail-Houailou (feuille 6) passe sur le bord sud-est de cette feuille.

ARCHÉOLOGIE — « PRÉHISTOIRE »

Un très grand nombre de *pétroglyphes* ont été observés sur cette feuille. Ils ont été sculptés sur des matériaux très variés : grauwackes, grès de la formation à charbon, calcaire éocène, basalte paléogène, péridotite.

Groupe de Goipin. — Cette région est riche en pétroglyphes, en général assez simples et dispersés. Nous en avons vu entre les hameaux d'Alipoué et Nao, sur le torrent Nugon, affluent de la Nao. Signalons entre autres, dans une caféeraie du hameau de Nao, un curieux bloc portant trente petites croix simples, à enveloppe simple ou double, disposées dans tous les sens, sur une surface de seulement 1,50 × 1,50 m. Il est rare que le même motif soit ainsi répété sur une même surface.

(1) Cette route a été prolongée jusqu'à Nétéa pour atteindre les exploitations de manganèse du groupe « Raymond », mais celles-ci étant abandonnées, la piste minière n'est plus entretenue.

Le long de la rivière Nugon, sur deux blocs peu distants, trois traces en forme de fer à cheval méritent d'être signalées car nous n'avons rien observé d'analogue dans les autres sites pétroglyphiques néocalédoniens. La plus nette correspond à la figure 18.

Au croisement des sentiers de Goipin et de la Néquipin, on observe de beaux motifs (fig. 19).

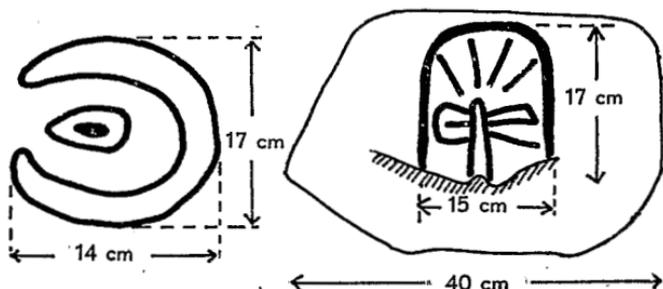


Fig. 18.

Fig. 19.

Tous les pétroglyphes de ce groupe sont sculptés, sur des blocs de grauwackes descendus, et sont mal conservés car l'altération de ces grauwackes donne une écorce brun noirâtre qui s'exfolie.

Vallée Sèche. — Station Metzdorf, en bordure de la rivière Sèche. Sur un bloc de calcaire blanc éocène, poli, un motif (fig. 20).

Nétéa. — Au bord de la rivière Nekliaï, deux croix simples, à double enveloppe, sans axe (fig. 21), et une croix à branches tordues (fig. 21'), qui n'est pas la svastika.

Ces motifs ne présentent rien d'exceptionnel si ce n'est leur situation. Au lieu d'être sculptés sur des blocs isolés, comme c'est le cas le plus fréquent en Nouvelle-Calédonie, ils sont taillés sur le basalte en place dans la rivière et sont certainement immergés pendant les crues de l'été austral; d'ailleurs, d'autres ont été effacés par l'usure.

Haute Népoui. — A environ 1 km en aval de la station Saxton, sur un bloc de périclase roulé et poli, quatre motifs, dont un très original : deux spires raccordées, enroulées toutes deux dans le sens sénestre (fig. 22). Il s'agit peut-être ici d'une partie du « groupe d'Ouaté », d'ARCHAMBAULT.

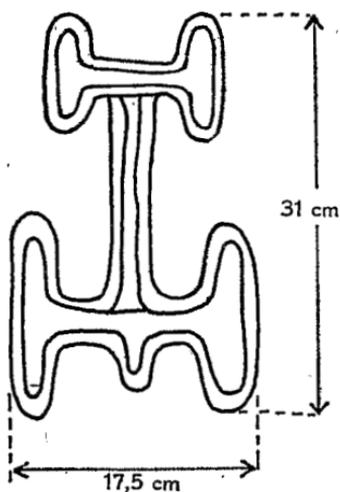


Fig. 20.



Fig. 21.

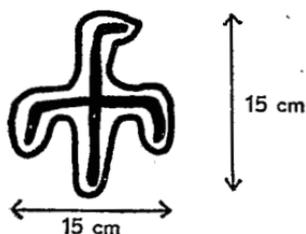


Fig. 21'.

Nekraoua. — Sur la rive droite de la Poya, à environ 500 m au Sud du sommet Djé, un site *pétroglyphique exceptionnel* par le nombre et la variété de ses motifs, tous gravés sur des grès blancs, à patine rubéfiée, de la formation à charbon.

Ce site, pourtant très accessible, n'a été signalé ni par ARCHAMBAULT, ni par LUQUET. Il comporte au moins douze blocs

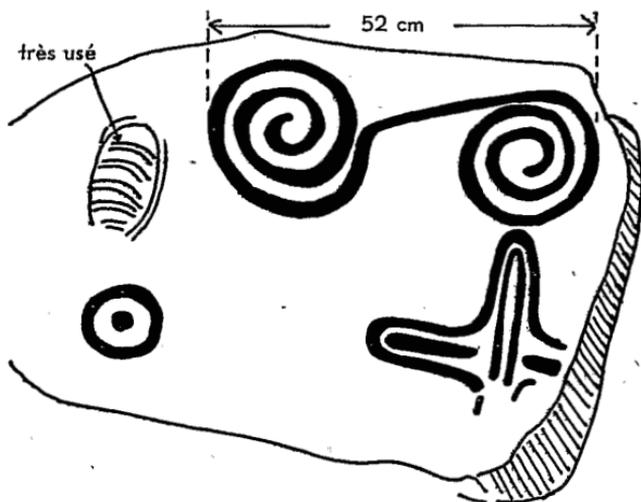


Fig. 22.

portant environ une centaine de motifs (plan fig. 23 et figures suivantes, non numérotées).

Il permet des observations intéressantes qui peuvent être très utiles aux préhistoriens.

Les motifs se situent sur toutes les faces des rochers, même la face supérieure et quelle que soit leur orientation. Il n'ont donc aucune signification astrale.

Ici, comme ailleurs, le « thème de l'enveloppement » est constant. Les artistes ont joué surtout de la droite et du cercle ou du demi-cercle, plus rarement de l'ovale. La symétrie d'ordre trois est rare. En général, les figures ont un axe de symétrie; cependant, nous relevons trois figures particulièrement originales et dont la dissymétrie est remarquable.

Enfin; on observe très peu de répétitions; seuls quelques motifs simples reviennent à trois ou quatre reprises : la croix simple à enveloppe simple ou double.

Nous avons donc ici une manifestation d'une grande fantaisie créatrice, d'un art qui ne semble pas fixé par des règles immuables. Si, ailleurs, certains motifs ont pu être considérés comme des stylisations progressives du corps humain, d'autres échappent, à coup sûr, à cette interprétation. Quant à l'hypothèse d'une écriture, d'ailleurs depuis longtemps abandonnée, il est évident qu'elle ne tient pas devant un tel site où les répétitions sont si peu fréquentes.

A la vérité, le site de Nekraoua n'est qu'un des joyaux du trésor pétrogllyphique de la Nouvelle-Calédonie. Il appelle l'attention sur la nécessité de nouvelles études qui devraient être menées sur une échelle plus vaste, au moins sur toute la périphérie du Pacifique.

A seule fin de nous rendre compte, très grossièrement, du temps de travail que représentent de tels dessins, nous avons fait un essai sur ces grès avec un galet dur et pointu de la rivière Poya. Nous pensons qu'un artiste entraîné ne pouvait guère tracer un sillon de plus de 10 cm de long en une journée (voir la section de ce sillon p. 120). L'exécution d'un motif comme le rectangle de la dalle 10 aurait donc nécessité au moins deux mois. La réalisation de sites, aussi riches et aussi nombreux, semble donc supposer une occupation prolongée, dont nous n'avons pourtant pas de preuves *paléontologiques*.

Rappelons que les occupants qui ont exécuté ces pétroglyphes étaient antérieurs à l'occupation « canaque », car cet art est considéré par les indigènes actuels comme n'étant pas l'œuvre de leurs ancêtres.

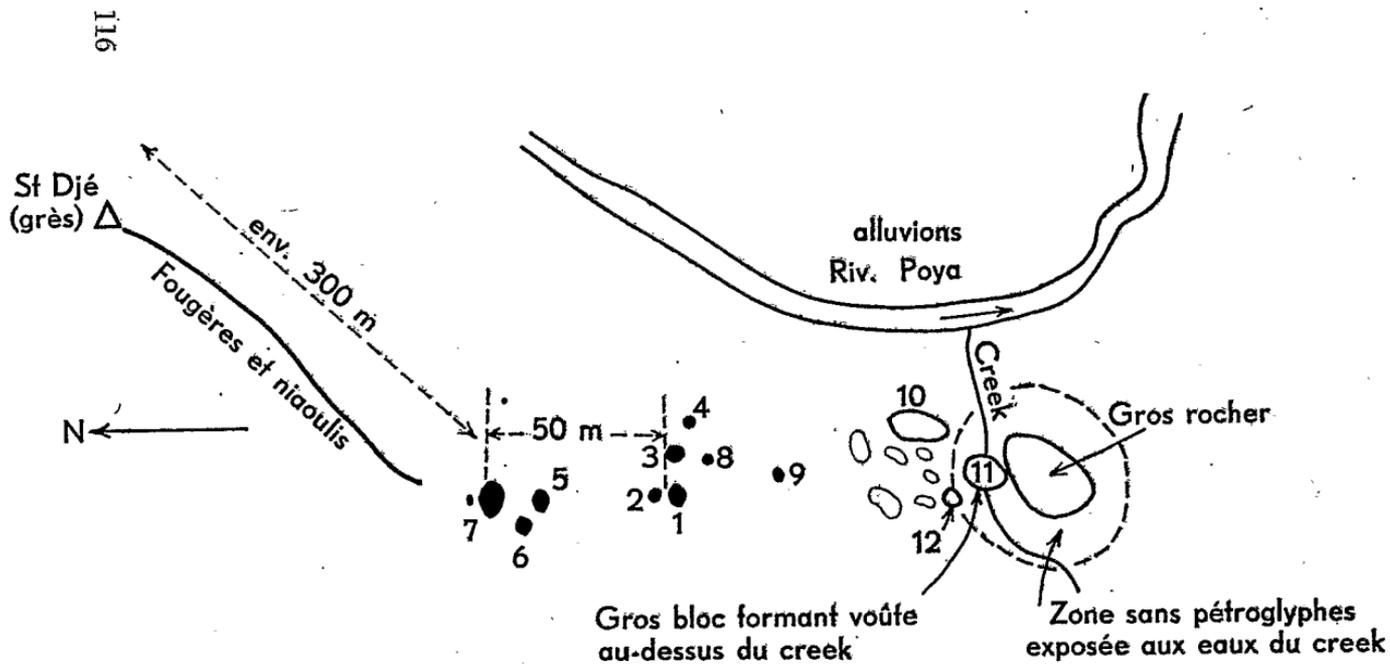
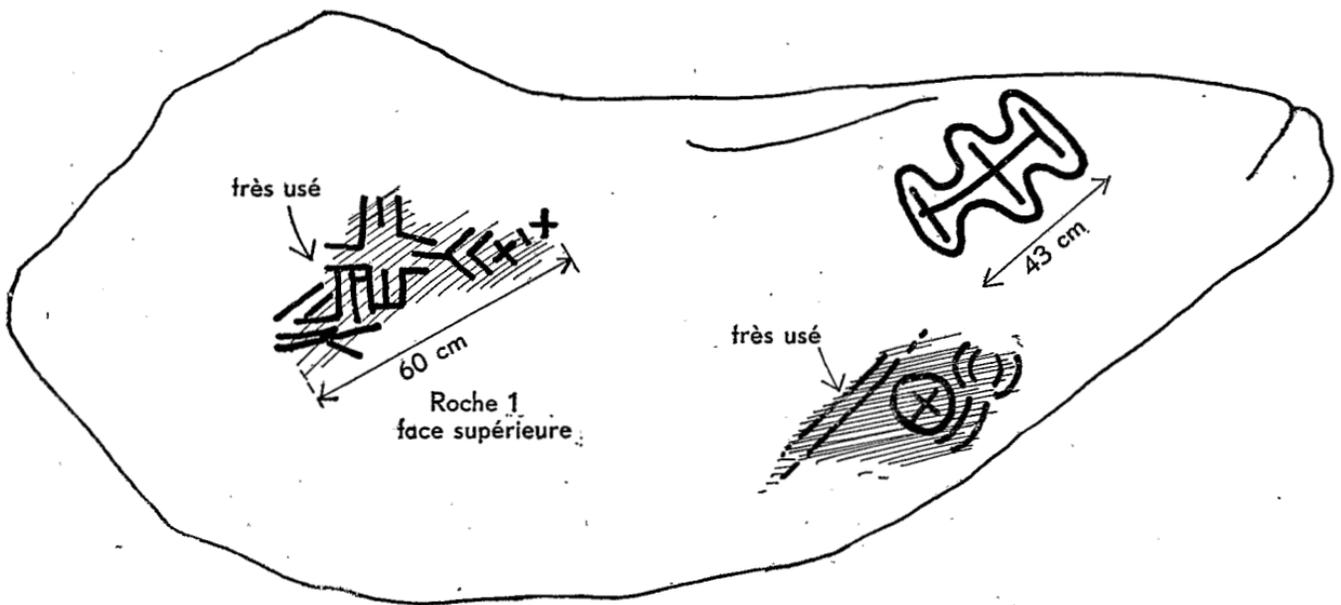
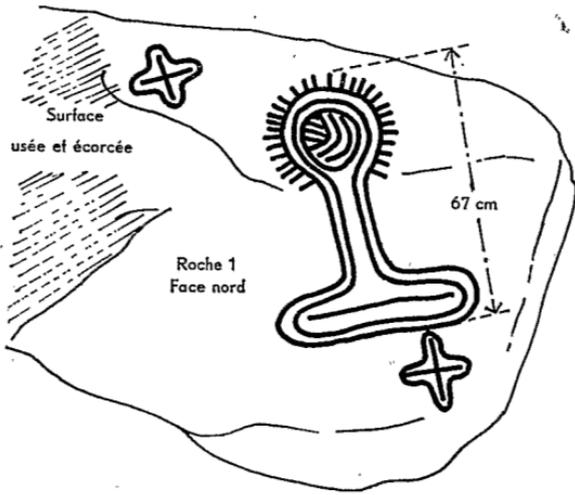
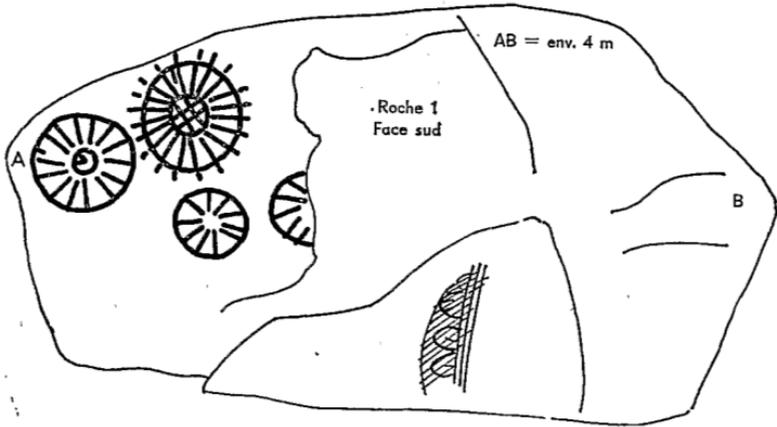


Fig. 23. — Site pétroglyphique de Nekraoua; plan très approximatif.

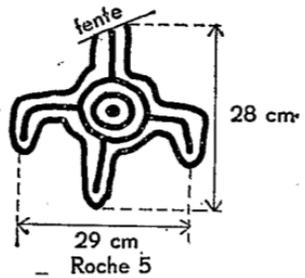
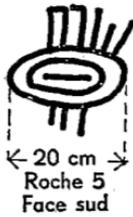
Signalons enfin l'abondance des sépultures, surtout dans les rochers calcaires de la Vallée Sèche, mais aussi, exceptionnellement, dans des anfractuosités de la serpentine, au Sud-Est de Nekraoua.



Site de Nekraoua, roche 1.



Site de Nekraoua, roche 1.



Site de Nekraoua, roches 3, 5 et 6.



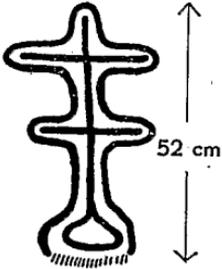
33 cm
Roche 7 Face sud



partie écorcée
40 cm
Roche 7 Face sud



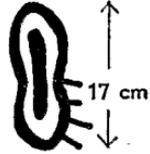
Roche 7
Face sud
← 30 cm →



52 cm

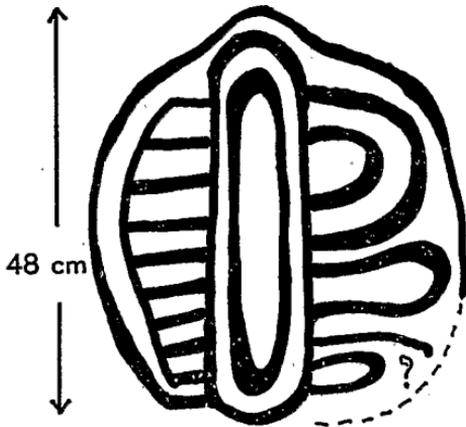


40 cm



17 cm

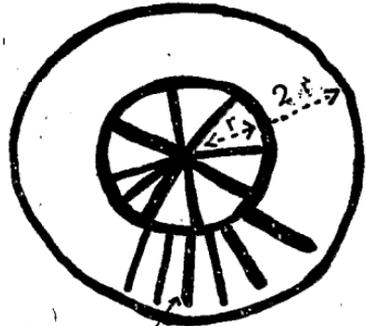
Roche 7 facette nord-est



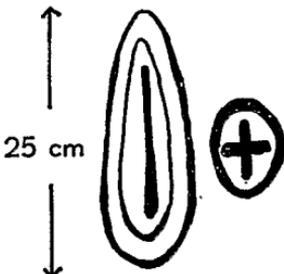
48 cm

Roche 7
partie supérieure de la face Sud

Roche 7
partie supérieure
de la face Sud



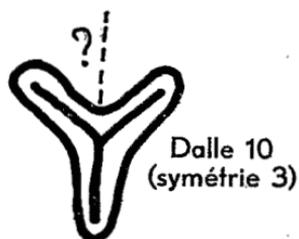
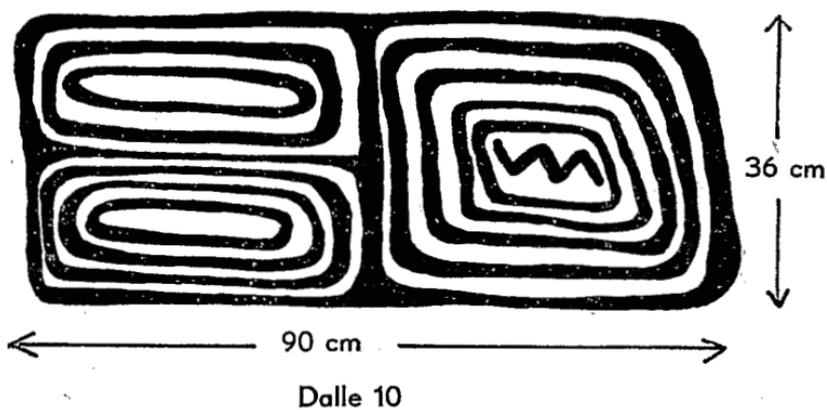
28 rayons externes
(3 en face de chaque
secteur interne)



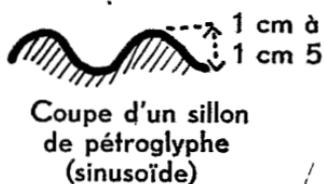
25 cm

Roche 7
Face supérieure

Site de Nekraoua, roche 7.



Site de Nekraoua, roches 10 et 12.



BIBLIOGRAPHIE

- ARNOULD (A.) [1954]. — Etude préliminaire sur les conditions de gisement du manganèse en Nouvelle-Calédonie. Rapport inédit, 28 p., 10 fig., 2 cartes, Service des Mines, Nouméa.
- 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, t. IV, p. 313-329.
- AVIAS (J.) [1947]. — Rapport préliminaire sur le « bassin » charbonnier de Moindou. Rapport à M. le Directeur du Service des Mines de la France d'Outre-Mer, dact. p. 1-21, cartes I - VIII, 10 tabl. et pl. I - VII, 25 avril 1947, inédit, Archives Mission géologique de l'ORSTOM, copie au Service des Mines de Nouméa.
- AVIAS (J.) [1949]. — Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et les serpentines de Nouvelle-Calédonie (secteur central). *Bull. Soc. Géol. de France*, série 5, tome 19, fasc. 4, 5, 6, p. 439, 452, 3 fig.
- AVIAS (J.) [1956 a]. — Sur le passage par transition de certaines enclaves diabasiques aux serpentines en Nouvelle-Calédonie. *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 2741-2744.
- AVIAS (J.) [1956 b]. — Inclusions et enclaves de terrains encaissants dans la bordure des massifs ultrabasiques de la Nouvelle-Calédonie centrale; leur importance dans le problème de la genèse de ces massifs. Congrès géol. intern., Mexico, 6 septembre 1956, dact. p. 1-23, fig. et 2 planches. Resumenes de los Trabajos presentados, sect. 8, p. 130-131.
- AVIAS (J.) [1953]. — Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formes antécédentes de la Nouvelle-Calédonie centrale. Nancy, *Sciences de la Terre*, t. 1, 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.
- CAILLÈRE (S.) [1936]. — Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 59, Paris.
- DAVIS (W. M.). — 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 Editions 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.
- GLASSER (E.) [1903-1904]. — Rapport sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Mines*, 10^e série, t. 5, Paris.
- JENSEN (H. I.) [1935]. — Rapport sur la mine Honfleur (document inédit, aimablement communiqué par M. R. Pognon, concessionnaire).

- KOCH (P.) [1956]. — Reconnaissance des terrains houillers de la région Ouaté-Coipin. Rapport inédit, 36 p., 9 photos, 8 planches, dont une esquisse géologique au 46 000°, et une carte détaillée au 10 000°, Service des Mines, Nouméa.
- LACROIX (A.) [1942]. — Les péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. *Mém. Ac. Sc.*, 2^e série, t. 66, p. 1-143, Paris.
- PIROUTET (M.) [1947]. — Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. Imp. Protat, Mâcon. Carte géologique au 1/1 000 000° accompagnant cet ouvrage.
- POMEYROL (R.) [1951]. — Rapport sur les possibilités d'existence de gisements de pétrole en Nouvelle-Calédonie. *Revue IFP*, vol. VI, n° 8, p. 271-282.
- PORTE (A. M.) [1888]. — Note sur les gisements de charbon de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XVI, p. 9-21, Paris.
- PORTE (A. M.) [1890]. — Nouvelles recherches sur les gisements houillers de la Nouvelle-Calédonie. Imprimerie nouméenne, Nouméa.
- ROUTHIER (P.) [1953]. — Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XXXII, n° 67, Paris.
- ROUTHIER (P.) [1954]. — A propos des gîtes de manganèse de la Nouvelle-Calédonie. C. R. somm. S.G.F., p. 198-199.
- WANDEL (C.) [1936]. — Beitrage zur Kenntnis des jurassischen Mollusken fauna von Misol, Ost Celebes, Buton Seran und Jamdena. *N. Jahrb. f. min. Geol. u. Paleo.*, Abh. 75, Beil. t. Abt. B, p. 447-526, Pl. XV-XX, Stuttgart.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Histoire géologique	4
Evolution physiographique	8
Terrains sédimentaires	11
Formation des grauweekes	12
Formation des conglomérats et arkoses	17
Formation à charbon	17
Eocène I. — Formation phtanitique et calcaire	30
Calcaires à Bryozoaires (Eocène de Vallée Sèche)	31
Eocène II. — Formation du flysch	34
Epanchements paléogènes	35
Formations littorales et fluvio-marines néogènes	39
Formations littorales et fluviales plio-quatérnaires	40
Eluvions	43
Roches « ignées » (roches basiques, péridotites et serpentines)	45
Terrains métamorphiques	54
Tectonique	57
Gisements et indices minéraux	60
Associés aux péridotites et serpentines (nickel, cobalt, fer, chrome, giobertite)	60
Dans les terrains métamorphiques (cuivre)	68
Associés aux épanchements paléogènes :	
manganèse	69
pyrite, cuivre, chapeaux	91
Associés aux formations sédimentaires :	
charbon, gypse, etc.	97
Géomorphologie, régions naturelles et paysages	104
Population. Activité économique - Voies de communication	110
Archéologie. « Préhistoire » (pétroglyphes)	112
Bibliographie	121

IMPRIMERIE LAHURE
9, rue de Fleurus, Paris 6^e
N° 53947
