

DONNÉES NOUVELLES SUR LA COMPOSITION ET LA STRUCTURE DU GRAND MASSIF PÉRIDOTITIQUE DU SUD DE LA NOUVELLE CALÉDONIE.

JEAN-HUGUES GUILLON

Section Géologie du Centre ORSTOM de Nouméa

RÉSUMÉ

Le grand massif du sud est un complexe tardif dans l'histoire orogénique et repose sur un ensemble de terrains, d'âge crétacé à eocène, plissés. Il est formé, pour l'essentiel de péridotites, mais il existe également des roches feldspathiques : gabbros, intimement associés aux péridotites, et roches calco-alcalines mises en place tardivement.

Des harzburgites, dunites et pyroxenolites interstratifiées forment la masse peridotitique principale. L'ensemble de ces roches a été plissé et les structures sont, sauf à proximité du contact de base, relativement simples. Une volumineuse zone dunitique recoupe obliquement le litage de la masse péridotitique principale. Ces dunites discordantes passent transitionnellement, dans leur partie supérieure, à des gabbros à tendance noritique.

Les roches calco-alcalines se présentent en sills, filons ou masses de forme irrégulière au sein des péridotites et des gabbros ainsi que dans les terrains sédimentaires formant le substratum du massif.

SUMMARY

This paper gives an account of the composition and structure of the great « massif du sud », the largest peridotite body in New Caledonia. This mass and the isolated peridotite masses of the west coast rest upon cretaceous-eocene formations (basalt and sedimentary rocks) with either gently dipping or horizontal contact. We therefore think that the exposure of the peridotites took place during — or after — the upper eocene and certainly before the miocene since it contains the first debris from the peridotites as related.

Like many peridotites in the world, the great « massif du sud » has well developed layering and clear foliation. The principal rock type is a harzburgite with primary layers of dunites and pyroxenolites. By careful mapping and many attitude measurements of the primary layering we could determine a structure, for the central part of this mass, which is relatively simple, or, at least, interpretable. There is also very large elongate core of dunites which cuts orthogonally across the primary banding of the harzburgites with gradational contacts ; but in this dunite core cryptic layering (chromite bands) is parallel to the attitude of layering in the harzburgites. This tentatively suggests that the dunite core may be of replacement origin.

In addition to the ultramafic rocks there are mafic, intermediate and calc-alkaline rocks :

Gabbros are confined to a linear zone of bodies at the upper part of the dunites. Dunites change by degrees to gabbros through the following steps : wehrlites and plagioclastic peridotites or by rhythmic banding dunites pyroxenes, rich gabbros. We also think that dunites and gabbros are « co-magmatic » rocks. Peridotites and gabbros are irregularly cut by calc-alkaline rocks : granodiorites passing to peripheral quartz diorites and hornblendites. This setting is the last magmatic occurrence in the orogenic history.

We hope that geological works in relation with geophysical and geochronological studies presently performed will lead to a more exact knowledge of New-Caledonian peridotite bodies.

РЕЗЮМЕ

Новые данные по составу и структуре большого перидотитового массива южной Новой Каледонии. Крупный южный массив является поздним комплексом в орогенической истории, основа которого представляет собой совокупность складчатых пород мелового и эоценового периодов. Он преимущественно состоит из перидотитов, но содержит также фельдитовые породы, будь то тесно приобщенные к ним габбро, или известково-щелочные породы позднего образования.

Главная перидотитовая масса состоит из гарцбургитов, дунитов и пироксенолитов с внутренним прослоением. Породы эти, в их совокупности, подверглись перестройке складок и структуры их сравнительно просты, за исключением зоны находящейся по близости основного контакта. Обширная дунитовая зона пересекает в косом направлении наслоение главной перидотитовой массы. Габбро находятся исключительно внутри этой несогласной зоны; переход дунитов к габбро носит постепенный характер.

Известково-щелочные породы встречаются в виде прослоек, жил и масс нерегулярной формы внутри перидотитов и габбро, а также в осадочных почвах составляющих субстрат массива.

INTRODUCTION

Péridotites et serpentines représentent le tiers de la superficie totale de la Nouvelle Calédonie. Elles se présentent en « fils » inclus dans des formations variées et en massifs volumineux à contours lobés. Un chapelet de ces massifs jalonne la côte ouest de l'île. Mais le plus important, tout au moins par sa superficie, est le grand massif du sud qui affleure sur près de 4 000 km² et auquel il faut adjoindre la longue frange s'étendant sur la côte est entre Thio et Moneo (schéma de localisation de la fig. H.T.).

La littérature est particulièrement pauvre en données géologiques concernant le massif du sud. Seuls les massifs de la côte ouest ont, par le passé, été étudiés. L'établissement de la carte géologique de la région comprise entre Bourail et Poum a permis à P. Routhier de mettre en évidence un certain nombre de faits, décrits avec précision dans son mémoire (ROUTHIER 1953, pp. 176-220), et que nous rappellerons brièvement :

Le plancher des massifs est formé pour l'essentiel de basaltes dont l'épanchement a débuté à l'Eocène et s'est vraisemblablement poursuivi au cours de l'Oligocène (ROUTHIER 1953, p. 126). Les péridotites reposent également sur un ensemble de terrains sédimentaires dont les plus récents sont d'âge éocène supérieur. Les péridotites se trouvant en fragments remaniés dans le Miocène, leur mise en place a donc eu lieu vraisemblablement à l'Oligocène. Il existe, parfois, une disharmonie importante entre la surface basale des massifs et les structures du plancher. Il semble donc que la mise en place des péridotites se soit produite durant une phase tardive de la succession des plissements ayant affecté l'ensemble des terrains sur lesquels elles reposent.

La base des massifs était primitivement sub-horizontale mais certains d'entre eux, ont été, plus tard, affectés par un gauchissement. La cartographie (carte géologique au 1/100 000 de la Nouvelle Calé-

donie. feuilles n° 1 à 5) a, ainsi, confirmé définitivement le caractère « recouvrant » des massifs péridotitiques, signalé dès 1892 par PELATAN puis par GLASSER (1903-1904).

Le contact de base des massifs est toujours franc. Il est souligné par une « sole » de serpentines feuilletées provenant de l'écrasement des péridotites. La silification partielle de ces serpentines a provoqué l'individualisation de lames quartzieuses, d'épaisseur variable, aujourd'hui déchaussées par l'érosion (voir ci-après). Ces lames de quartz ont été décrites par tous les auteurs ayant étudié la Nouvelle Calédonie et en dernier lieu par AVIAS (1964).

Les péridotites de la côte ouest sont accompagnées de roches feldspathiques (gabbros-ouénites, diorites à hornblende, albitites ...). Ces roches sont en volume infime par rapport aux péridotites mais font partie intégrante de leur cortège.

De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer la genèse des péridotites néo-calédoniennes. PIROUTET (1917), à la suite d'une étude géologique générale de l'île, conclut que les péridotites seraient intrusives et les grands massifs enracinés sur place, point de vue qui, curieusement, fut partagé par HEIM et JEANNET (1922) puis par de CHETELAT (1947), alors que la cartographie et même l'observation directe des paysages montrent le contraire. A la suite de PELATAN (1892), ROUTHIER (1953, pp. 211-214) se fit le défenseur d'une origine volcanique des péridotites. Selon cet auteur se serait produit, au cours de l'Oligocène, l'extrusion d'un épais feuillet péridotitique issu d'une zone plus interne de l'Océan Pacifique. AVIAS (1955-1956 a et b) proposa d'abord l'hypothèse de la transformation métasomatique *sur place* des basaltes paléogènes en serpentines et péridotites. Dans des publications plus récentes AVIAS (1964-1967) semble rechercher un compromis entre cette origine métasomatique et l'hypothèse d'une mise en place par charriage, déjà proposée par GLASSER (1903-1904). Il suggère que la transformation du magma basaltique en matériel ultrabasique aurait eu lieu *antérieurement* à la mise en place mécanique des péridotites.

La mission des auteurs antérieurs consistait à lever la carte géologique de l'île ou à étudier les gisements minéraux. Cela explique que nous ne possédons pas, à l'exception d'un article de ROUTHIER (in CAILLÈRE, KRAUT et ROUTHIER 1956) consacré à l'étude du massif de Tiebaghi, de données relatives à la structure interne des massifs. Or c'est également un élément essentiel pour fonder une conception sur le mode de mise en place des péridotites. C'est la raison pour laquelle un programme d'étude des massifs péridotitiques a été projeté et entrepris dès 1965 dans le cadre de l'opération « altération-sédimentation » implantée par l'ORSTOM en Nouvelle Calédonie.

Pour des raisons techniques la première étape de cette opération a été centrée sur le bassin-versant de la Dumbea qui draine le massif du sud. Nous avons pu constater que les serpentines y étaient en faible volume par rapport aux péridotites et qu'il était possible de mettre en évidence la structure interne de ce massif. Par ailleurs nous avons reconnu la présence, au sein des péridotites, de masses de gabbros ainsi que de roches calco-alcalines dont il semble que l'importance volumétrique ait été, jusqu'à présent, tout à fait méconnue.

L'établissement de la carte géologique du bassin de la Dumbea a permis de dégager un certain nombre de faits nouveaux dont il nous est apparu intéressant de rendre compte, avant même d'analyser de façon précise toutes les relations pétrographiques et géochimiques, car ils témoignent du caractère original de ce grand massif. Dans l'avenir ces données permettront, en outre, d'établir une comparaison entre le massif du sud et les massifs péridotitiques de la côte ouest.

LE MASSIF DU SUD ENTRE LES MONTS DZUMAC ET LES MONTS OUNAROU

Relations entre les péridotites et leur substratum

Dans la région située au nord et à l'est de Nouméa les péridotites sont en contact avec des terrains variés : formations sédimentaires et niveaux rhyolitiques d'âge crétacé, ainsi que basaltes. Cependant les basaltes n'affleurent pas, comme sur la côte ouest, de façon continue et ne se rencontrent qu'en deux points

plaine de la Dumbea et pied du mont Dore (carte H.T.). Nous n'avons pas observé dans ces terrains de néogénèse minérale ni de liseré de métamorphisme thermique. La mise en place des péridotites semble, par contre, avoir été accompagnée de bouleversements structuraux. En effet, à proximité du contact, les basaltes sont toujours profondément fracturés ; les bancs de jaspes et d'argilites, qui leur sont associés, sont redressés et boudinés ; quant aux terrains sédimentaires ils présentent fréquemment une schistosité mécanique grossièrement parallèle au contact basal du massif. Dans la presqu'île de Nouméa cette schistosité est conforme à la stratification des terrains sédimentaires dont le style structural est celui d'une série de plis isoclinaux, écaillés et déversés vers le sud-ouest (FROMAGER, GONORD et GUILLON, 1967).

Le contact entre les péridotites et leur substratum n'est pas rectiligne. Il présente, en particulier, des échancrures profondes au niveau des vallées (vallées de la Thi et de la Dumbea par exemple). La cartographie nous enseigne que ce contact plonge vers le nord-est sous un angle faible (de l'ordre de 25°) et même qu'il est localement sub-horizontale. Ainsi, au mont Dore, le recouvrement des grès crétacés et des basaltes par les péridotites apparaît de façon très nette (carte H.T.).

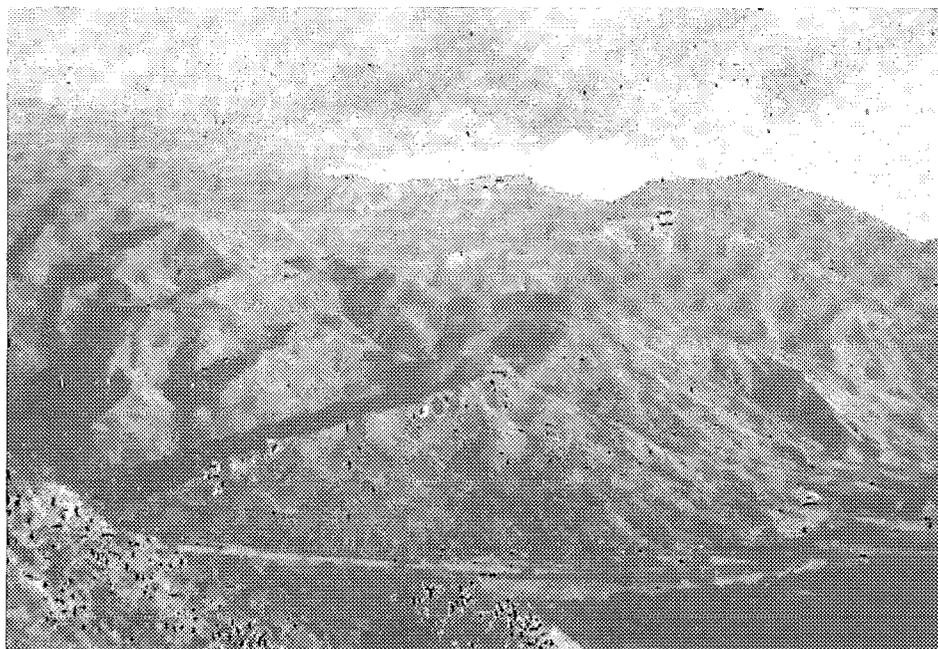
A proximité du contact les péridotites sont écrasées et transformées en serpentines. La limite méridionale du massif du sud est ainsi frangée par un feuillet serpentineux, assez continu, d'une centaine de mètres de puissance et d'autant plus épais, semble-t-il, que le pendage du contact est peu accusé (ainsi au mont Dore). Nous qualifierons ce contact de « primaire », sans pour l'instant discuter son origine (nappe de charriage ou non).

Mais ces contacts primaires ont été ultérieurement tectonisés. En effet nous avons pu mettre en évidence des décrochements de faible amplitude ainsi qu'un plan de glissement parallèle à l'allongement de l'île et légèrement oblique sur le contact. Cet accident que nous appelons « faille de Plum » se suit depuis l'île Ouen jusque dans la région du mont Algué (carte H.T.). Au nord du mont Dore le massif est tronqué par cette faille ; le contact entre les péridotites et les terrains sédimentaires, souligné par une crête siliceuse, apparaît donc redressé.

Comme il a été dit plus haut les zones serpentineuses sont, en partie, silicifiées. Ce phénomène s'amorce dans les péridotites, dont les fissures sont cimentées par du quartz finement cristallisé, et prend de plus en plus d'ampleur à mesure que l'on se rapproche du contact. Les veines quartzieuses, dont l'épaisseur croît insensiblement, s'anastomosent, isolant des alvéoles serpentineuses. Il semble bien que ce quartz soit supergène. La silice, libérée lors de l'altération météorique des péridotites, a pu être mobilisée par les eaux de percolation et se redéposer au niveau des zones serpentineuses nettement moins perméables que les péridotites. De fait la silice fossilise préférentiellement les serpentines, que ce soit celles observées au contact (cliché n° 1) ou celles qui jalonnent, à l'intérieur du massif, les zones de dislocation. Comme AVIAS (1964) l'a précisé, les « dykes » de quartz ne sont donc pas limités au contact. Par exemple il existe dans le bassin de la Kouvelé plusieurs zones serpentineuses silicifiées au sein des harzburgites. L'une d'entre elles est parallèle à la lame quartzieuse qui marque, en aval, le contact entre les péridotites et les épanchements basaltiques. Cette lame, entaillée par la rivière Kouvelé (carte H.T.) atteint une cinquantaine de mètres d'épaisseur ; elle plonge vers le nord sous un angle de 65° et doit donc être oblique sur le contact lui-même qui, d'après la cartographie, est encore dans cette région faiblement penté. Il faut donc utiliser avec prudence les observations que l'on peut faire et les conclusions que l'on peut tirer de l'examen des lames quartzieuses de contact.

AVIAS (1955-1956 a et b) a signalé à plusieurs reprises la présence d'enclaves énallogènes dans les serpentines. Cet auteur en a fait un élément essentiel en faveur d'une origine métasomatique des péridotites ; il les interprète, en effet, comme des reliques du matériel basaltique ayant échappé à la « péridotitisation ». Nous en avons notamment observé dans la formation serpentineuse basale de la région de Thio, là où AVIAS en signale, et nous avons fait, à leur propos, les constatations suivantes :

- Ces enclaves, de forme amygdalaire, sont allongées parallèlement à la foliation des serpentines. Leurs contours sont francs et il n'y a pas de passages transitionnels entre elles et leur caisse serpentineuse.
- Elles sont formées de roches diverses, généralement très écrasées : basaltes à structure doléritique, diorites à hornblende ... Les premières ne peuvent être qu'antérieures aux péridotites. Quant aux



Cliché n° 1.

Le contact entre les péridotites (partie gauche du cliché) et les basaltes est souligné par une zone serpentineuse silicifiée (roches claires en chapelet).

Thio.

diorites à hornblende elles sont connues aussi bien dans les péridotites que dans les formations sédimentaires du plancher (ROUTHIER, 1953, pp. 71-73). Il est probable que toutes ces enclaves sont des fragments du substratum, peut être, enrobés mécaniquement lors de la mise en place des péridotites, cet enrobage n'impliquant, d'ailleurs, rien de très précis quant au comportement rhéologique de ces dernières.

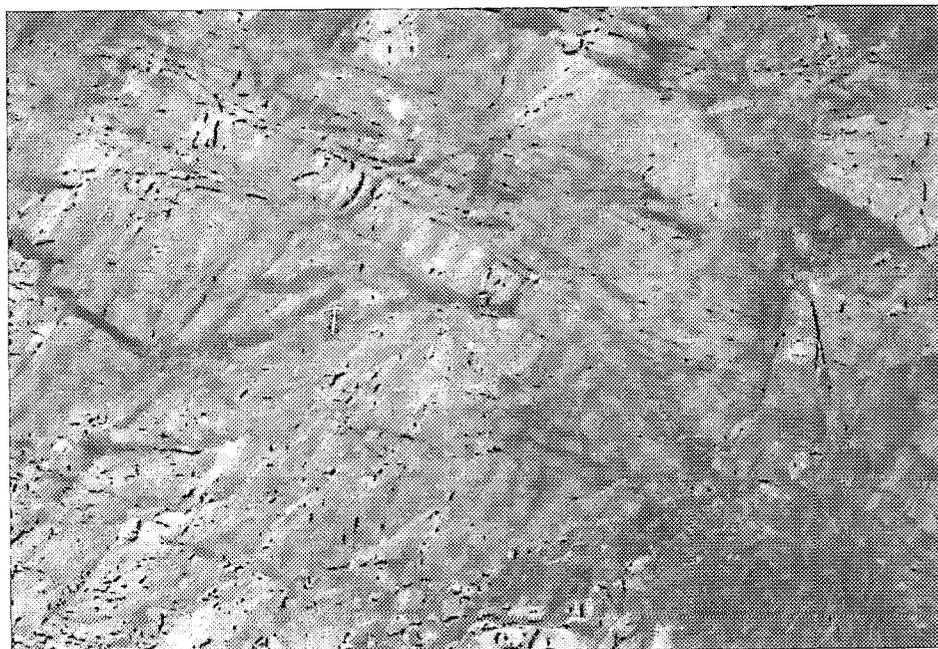
Les différentes roches composant le massif

Le massif du sud est un ensemble imposant formé pour l'essentiel de roches ultrabasiques et cette dominante péridotitique apparaît comme un des caractères remarquables des massifs néo-calédoniens. A titre d'exemple les péridotites représentent environ les 9/10 des roches affleurant entre les monts Dzumac et les monts Ouenarou.

• Des harzburgites, dunites et pyroxenolites « interstratifiées » forment la masse péridotitique principale. Une volumineuse zone dunitique, à la partie supérieure de laquelle on relève la présence de gabbros, recoupe obliquement la litage. Il existe par ailleurs des roches calco-alkalines ; elles se présentent en filons et sills ou en masses de forme irrégulière au sein des péridotites et des gabbros.

La masse péridotitique principale et sa disposition structurale

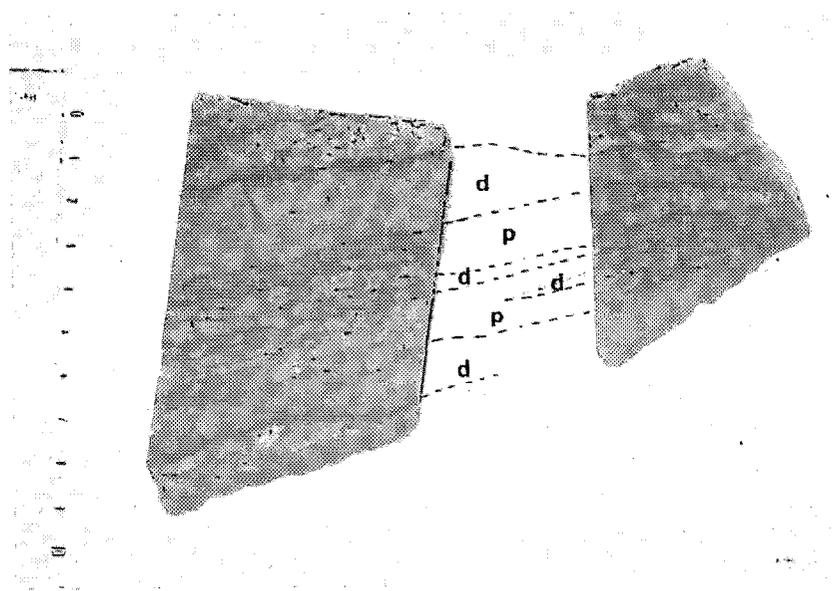
Dans son ensemble cette masse apparaît formée de harzburgites, c'est-à-dire de roches dans la composition desquelles entrent deux minéraux principaux : le péridot et le pyroxène orthorhombique. Mais leurs proportions relatives varient dans une très large mesure ; on observe des niveaux de concentration préférentielle de l'un ou l'autre de ces minéraux sous la forme de passées dunitiques et pyroxénolites qui alternent avec les harzburgites (cliché n° 2a). De ce fait cette masse présente généralement une « stratification » très nette.



Cliché n° 2a :

Une série alternée de passées dunitiques (roches claires à patine lisse) et de passées pyroxénolitiques (zones plus sombres à rubanement marqué) fait suite aux harzburgites (partie inférieure du cliché).

Route de Yaté (ouest du col Mouirange).



Cliché n° 2b :

Détail d'une alternance de niveaux dunitiques (*d*) et pyroxénolitiques (*p*).

Dans cette masse le rubanement se matérialise de différentes façons :

- Allongement préférentiel des cristaux de pyroxène ; ils peuvent être alignés et former des chaînons continus. Ce type de rubanement s'observe dans les harzburgites et se rencontre principalement dans les parties basses de la masse péridotitique principale.

- Alternance rythmique de bancs dunitiques et de niveaux pyroxénolitiques. Certains se terminent en biseau et nous avons observé en deux points, comme dans le complexe du Skaergaard (WAGER and DEER 1939) des figures qui rappellent, curieusement, les stratifications obliques des terrains sédimentaires. Dans les parties les plus hautes de cette masse, l'épaisseur des bancs dunitiques atteint plusieurs dizaines de mètres. Ainsi il existe, entre les monts Kouvelé et les monts Dzumac, (carte H.T.), sept bancs dunitiques, de 30 à 150 m de puissance, conformes en direction et pendage au rubanement des harzburgites dans lesquelles ils sont interstratifiés. Ces bancs sont lenticulaires et n'affleurent que sporadiquement ; ils ne constituent donc pas de bons niveaux repères. Néanmoins le litage permet de reconnaître la structure et l'analyse des rubanements, d'en préciser le style.

On constate alors que l'ensemble de ces roches a été plissé. Les plis sont souples et de structure relativement simple sauf à proximité du contact où l'on observe un serrage beaucoup plus intense (carte H.T.).

- Dans le bassin de la Dumbéa la structure se réduit à deux synclinaux alignés et séparés par une ondulation axiale (Mont To-Monts des Koghis). Le synclinal des monts Kouvelé (carte H.T.) présente un flanc nord plus redressé que son flanc sud ; le plan axial du pli est approximativement parallèle au contact de base du massif. En ce qui concerne le synclinal de la coulée il en va différemment. Son flanc sud-ouest est le plus penté ; par ailleurs le plan axial présente une direction NW/SE, donc oblique sur le contact du massif. A l'est de la coulée seul le flanc nord subsiste ; aussi le rubanement présente-t-il une direction est-ouest et un pendage vers le sud constants. Dans ce secteur, et en particulier au mont Dore (carte H.T.), le litage plonge en sens inverse de la surface basale du massif, ce qui évoque beaucoup les phénomènes de « troncature basale » connus dans les formations sédimentaires chevauchantes.

Ensemble des péridotites et gabbros discordant sur la structure générale

Les péridotites. Des filonnets pyroxénolitiques recoupent en tous sens les différentes roches composant la masse péridotitique principale. En outre le rubanement est parfois interrompu par des « cheminées » dunitiques de quelques décimètres de diamètre (cliché n° 3). Il faut donc concevoir plusieurs stades dans la formation des péridotites.

Cela est confirmé par la cartographie. En effet nous avons circonscrit une volumineuse zone dunitique (carte H.T.) qui est discordante sur les structures mises en évidence dans la masse péridotitique principale. C'est là une des différences essentielles que présente le massif du sud avec les appareils ophiolites décrits, notamment, par les auteurs français (BRUNN 1956, DUBERTRET 1953...).

Cette zone est allongée selon un axe d'orientation NW/SE ; sa longueur minimale est de 20 km. En raison de digitations et d'étranglements sa largeur est très variable mais est, en moyenne, de 5 km. Cette zone dunitique a été mise en relief par l'érosion et dessine des pitons aux formes vives.

Elle est nettement disharmonique par rapport au rubanement des harzburgites. Comme l'a justement remarqué DENEUFBOURG (1959) le contact harzburgites-dunites est, le plus souvent, nuancé. En effet le passage s'opère *latéralement* par disparition progressive du pyroxène orthorhombique. Un rubanement discret peut subsister dans la masse dunitique ; il est matérialisé par des lits chromifères ainsi que par les quelques cristaux de pyroxène disséminés dans la roche. Ce rubanement assure la continuité de celui des harzburgites qui se rencontrent, en outre, en îlots à contours diffus au sein de cette grande zone dunitique (carte H.T.).

Ces dunites discordantes se distinguent des dunites en bancs dans la masse péridotitique principale par des teneurs en magnésium légèrement plus faibles (tableau n° 2, analyses n° 4 et 5). Elles sont formées, dans leur ensemble, de cristaux de spinelle chromifère et de péridot dont la composition (Fo 87 ± 3) est

Examinons une séquence type :

Les harzburgites sont des roches vert sombre ; les cristaux de pyroxène ayant été mis en relief par l'érosion, leur surface est irrégulière, Elles sont constituées d'un périclase magnésien (chrysolithe Fo 88 ± 2 d'après les mesures de l'angle 2V) et d'un orthopyroxène (En 90-95)*.

Dans une harzburgite commune le périclase est plus abondant que l'orthopyroxène et se présente en petits cristaux sub-automorphes. Comme ROUTHIER (1953, p. 194) l'a signalé, périclase et pyroxène offrent, parfois des contours à « limites mutuelles » mais, le plus souvent, les cristaux de pyroxène sont automorphes. Il semble donc que leurs phases de cristallisation se recouvrent largement.

Ces deux minéraux présentent des défauts structuraux, notamment des torsions cristallines qui provoquent des extinctions moirées. Ce fait n'est cependant pas général et, lorsqu'il peut être observé, est probablement sans commune mesure avec le profond bouleversement qu'engendrerait une mise en place purement mécanique des périclases.

Les dunites forment des niveaux dont l'épaisseur est de quelques centimètres (cliché n° 2 b) ou quelques décimètres mais ne peut atteindre, exceptionnellement, plusieurs dizaines de mètres. Leur patine est lisse mais leur surface peut être « piquée » de grains de chromite. Ces dunites sont des roches équi-granulaires, formées de petits cristaux de périclase magnésien, de même nature que celui des harzburgites (si l'on considère les mesures d'angle des axes optiques), et dont certains présentent une nette tendance à l'automorphisme. Le spinelle chromifère occupe les méats intercristallins mais forme également des films très minces, parallèles au litage.

Les pyroxénolites se présentent en passées dont l'épaisseur n'excède, en aucun cas, une vingtaine de centimètres. Ils sont formés de grands cristaux d'enstatite et d'une faible proportion de périclase.

Les pourcentages pondéraux des oxydes sont fonction de l'inégale distribution du pyroxène et du périclase dans ces différentes roches (tableau n° 1, analyses n° 1 à 3)

	Analyse n° 1	Analyse n° 2	Analyse n° 3
SiO ₂	41,1	39,10	55,62
Al ₂ O ₃	—	—	2,07
Fe ₂ O ₃	1,7	2,31	0,33
FeO	5,55	5,45	7,12
MgO	44,33	44	33,37
CaO	0,20	0,14	2,14
Na ₂ O	0,09	0,10	—
K ₂ O	—	—	—
TiO ₂	0,10	0,10	0,18
CrNiCo	0,6	0,6	0,92
H ₂ O ⁺	4,7	6,7	0,24
Σ	98,37	98,50	99,99

Tableau n° 1 : Analyses chimiques des roches formant la masse périclase principale.

Analyse n° 1 : harzburgite commune (piste de Dzumac)

n° 2 : niveau dunitique (mont Kouvélé)

n° 3 : harzburgite riche en pyroxène (in LACROIX 1942, p. 18, n° 3)

* Dès lors cette roche aurait pu, aussi bien, être dénommée saxonite. Les auteurs précédents, tout en ayant reconnu cette composition, ont utilisé le terme de harzburgite. Pour ne pas introduire de confusion nous suivrons leur exemple et conserverons ce terme dans la suite de l'exposé.



Cliché n° 3 :

Cheminée dunitique discordante sur le rubanement des harzburgites, visibles dans la partie supérieure du cliché. Des reliques de ce rubanement subsistent, par endroits, dans la dunite.

Marais de la rivière Blanche (piste de Bon Secours).

voisine de celle du péridot des roches de la masse péridotitique principale. Cependant ces dunites discordantes présentent plusieurs caractères remarquables :

- Le péridot s'enrichit progressivement en fer à l'approche des gabbros.
- Les cristaux de péridot sont xénomorphes et de tailles très différentes. Il se présente en effet en très petits cristaux ou en grandes plages dont certaines renferment du spinelle chromifère.
- Les grains de spinelle sont généralement automorphes et bien développés.

Cette zone dunitique mise en évidence dans le massif du sud rappelle, en beaucoup plus grand, les « pipes » dunitiques du Bushveld (in ROUTHIER 1963, pp. 714-715).

La discordance générale de l'ensemble formé par les dunites et par les gabbros qui leur sont intimement associés (voir chapitre suivant), sur les structures de la masse péridotitique principale, les reliques au sein des dunites d'un rubanement prolongeant celui des harzburgites, sont des arguments qui rendent parfaitement défendable, comme pour les « pipes » dunitiques du Bushveld, l'hypothèse d'une mise en place par remplacement.

Dès lors on est contraint d'admettre que des parties profondes de la grande masse ultrabasique sont restées tardivement mobiles.

Les gabbros. Quelques échantillons de gabbros, collectés dans le massif du sud (notamment à l'île Ouen) par GARNIER et AUBERT DE LA RUE, ont déjà été étudiés par LACROIX (1942, pp. 94-98). Cependant LACROIX ne possédait pas, suffisamment, d'indications de terrain pour définir les relations existant entre les péridotites et les gabbros. Par la suite ROUTHIER (1953, p. 196), tenant compte des travaux d'ARNOULD,

signala la présence de « masses considérables » de gabbros dans le massif du sud ; mais ARNOULD ne publia pas les résultats de ses travaux*.

Dans la région étudiée nous avons reconnu plusieurs zones d'affleurement de gabbros : deux principales à la périphérie du bassin de la Dumbea (pic du Rocher et montagne des Sources) et une dans la plaine des Pirogues. *Toutes ces zones de gabbros sont situées dans la partie médiane de la grande bande dunitique* ; elles sont grossièrement alignées et allongées, comme elle, selon un axe NW/SE (carte H.T.).

Les gabbros sont très altérés ; ils déterminent, de ce fait, des étendues planes. Le plus souvent la roche est réduite à l'état d'une bouillie kaolinitique** versicolore dans laquelle subsistent des blocs de roche relativement saine. A l'intérieur d'une même zone gabbroïque, les roches présentent de grandes variations de structure, de granulométrie et de composition. Elles sont formées, en proportions très variables, des minéraux suivants :

- plagioclase à forte basicité : An 80-85
- clinopyroxène dont l'angle $2V_z$ est de 54° (augite ?) ; ce pyroxène est ouralitisé et, en partie, transformé en une hornblende verte à faible pléochroïsme.
- orthopyroxène et accessoirement péridot.

De la périphérie au cœur d'une même zone gabbroïque, la proportion des deux premiers minéraux augmente. Celle du péridot décroît progressivement et peut devenir localement nulle. Les gabbros « marginaux », riches en olivine, sont donc sombres ; leur grain est fin. Vers le centre la roche est mésocrate et largement cristallisée ; le plagioclase, l'orthopyroxène et le clinopyroxène forment un ensemble équilibré mais peuvent également se concentrer préférentiellement dans des niveaux dont l'alternance régulière matérialise un rubanement. Cette roche, qui forme la plus grande partie des zones de gabbros, correspond au type pétrographique défini par LACROIX (1911-1942, pp. 95-98) sous la dénomination d'« Ouenite ».

Dans les gabbros le péridot se présente en petits cristaux ou en îlots allongés au sein du clinopyroxène. Il semble donc que la phase de cristallisation du péridot soit antérieure à celle de ce dernier. Le plagioclase forme de grandes plages xénomorphes moulant le pyroxène et le péridot. Il est donc probable que le plagioclase soit apparu en dernier lieu.

Comme on l'a indiqué plus haut les gabbros-ouenites présentent parfois une structure rubanée. Étant donné l'état d'altération de ces roches il ne nous a pas été possible de procéder à une analyse structurale fine. Néanmoins nous avons pu établir — notamment à la montagne des Sources — que leur rubanement était parallèle à celui des dunités sous-jacentes.

A propos du contact dunités - gabbros. Dans le massif du sud le passage des dunités aux gabbros est progressif.

Tout d'abord des cristaux de pyroxène monoclinique font une apparition discrète dans la dunité. Leur proportion croît mais reste inférieure à celle du péridot. Par conséquent la dunité est relayée par une péridotite à clinopyroxène, d'est-à-dire une *wehrlite*. Cette roche, pour la première fois signalée en Nouvelle Calédonie par DENEUBOURG (1959) présente la particularité suivante : les cristaux de pyroxène y sont groupés en « nids ». Ces nids, qui permettent de distinguer à l'affleurement les wehrlites des autres roches ultrabasiqes, sont parfois allongés et dessinent un rubanement qui est conforme à celui des dunités et gabbros. Les wehrlites représentent le premier terme de transition entre ces roches.

* Des aires de gabbros « ouenites » figurent sur la feuille n° 10 (Yaté-Prony) de la carte géologique au 1/100 000 de la Nouvelle Calédonie. Mais il semble que ARNOULD et AVIAS aient méconnu l'importance volumétrique de ces roches.

** Détermination due à CAILLÈRE (in LACROIX 1942, p. 110) et confirmée, récemment, par l'analyse thermique différentielle (TRESQUES).

	Dunites		Zone intermédiaire	Gabbro
	Analyse n° 4	Analyse n° 5	Analyse n° 6	Analyse n° 7
SiO ₂	38	37,20	39,50	47,10
Al ₂ O ₃	—	—	3,80	18,50
Fe ₂ O ₃	5,84	6,20	2	0,44
FeO	5,15	3	6,64	2,60
MgO	41,50	41,50	39,31	13,20
CaO	0,20	0,07	3,36	15,15
Na ₂ O	0,08	0,06	0,12	0,50
K ₂ O	—	0,02	0,03	—
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10
Cr Ni Co	1	0,8	0,8	0,12
H ₂ O ⁺	6,80	10,10	2,90	1,20
Σ	98,67	99,05	100,5	98,91

Tableau n° 2 : Analyses chimiques des roches formant l'unité discordante.

Analyse n° 4 : dunite (rivière des Pirogues)

n° 5 : dunite (montagne des Sources)

n° 6 : dunite à plagioclase (pic Casse-Cou)

n° 7 : Gabbro - Ouenite (rivière des Pirogues)

Lorsque l'on se rapproche des gabbros apparaissent les premières manifestations feldspathiques. La roche est encore sombre ; le plagioclase, en partie prehnitisé, se présente en cristaux, aux formes capricieuses, occupant les espaces intercrystallins du péridot et du pyroxène. La proportion de ce dernier peut d'ailleurs être faible ou même nulle. D'une façon générale cette zone de passage est donc formée de péridotites à plagioclase (cf tableau n° 2, analyse n° 6), c'est-à-dire de roches dans lesquelles la proportion de plagioclase reste inférieure à 10 % (PARROT, 1967, p. 55). On passe insensiblement de ces péridotites à plagioclase aux gabbros marginaux, riches en olivine, puis aux gabbros-ouenites, par augmentation du pourcentage en plagioclase et en clinopyroxène. Conséquemment la proportion du péridot décroît progressivement et peut devenir nulle dans les gabbros qui se trouvent les plus éloignés des dunites.

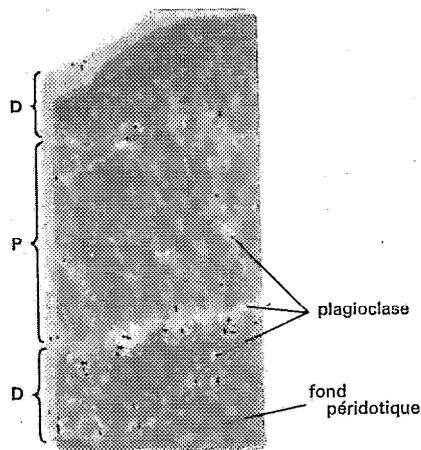
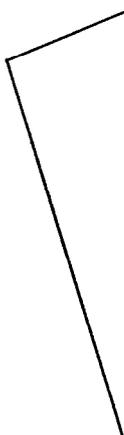
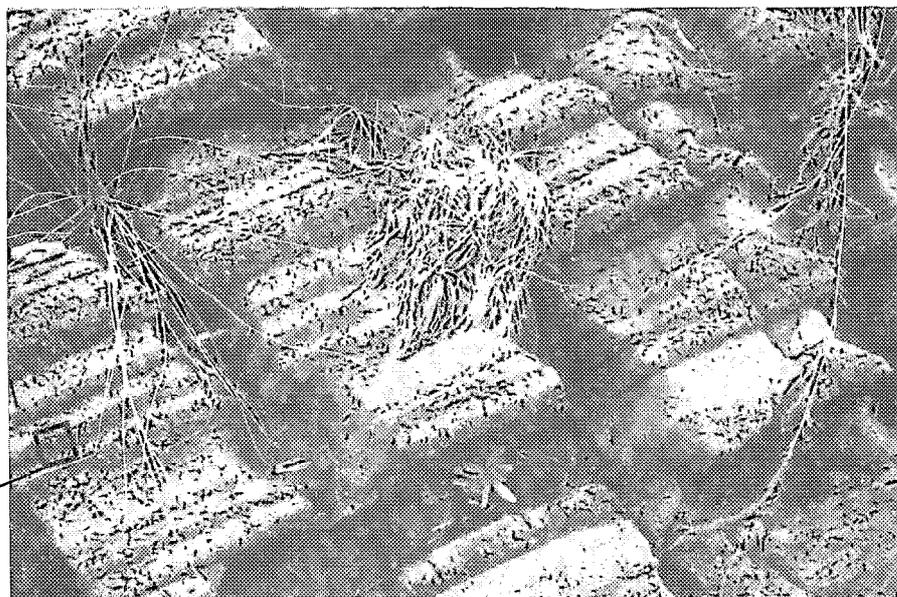
Wehrilites et péridotites à plagioclase ne sont pas toujours présentes. En leur absence le passage des dunites aux gabbros se fait de façon rythmique. Dans la plaine des Pirogues et à la montagne des Sources nous avons observé l'alternance régulière de lits dunitiques et de lits pyroxenolitiques à péridot (cliché n° 4). Le plagioclase est présent, dans ces différents niveaux, sous la forme de cristaux xénomorphes en grande partie prehnitisés, mais sa proportion est faible. A l'intérieur d'un même lit la taille et la quantité des cristaux du plagioclase peut d'ailleurs varier, verticalement, de façon très sensible (cliché n° 4).

Ces faits sont donc très comparables à ceux mis en évidence dans les cortèges ophiolitiques, en particulier dans le complexe du Pinde (PARROT, 1967, pp. 23 et 55). Dans le massif du sud les relations que présentent dunites et gabbros nous conduisent à considérer ces roches comme contemporaines.

Les roches calco-alkalines

A la suite de GARNIER (1870), GLASSER (1903-1904) et PIROUTET (1917) firent état de la découverte de deux zones granitiques dans le massif du sud : une près de St-Louis sur la bordure méridionale du massif, et la seconde dans la vallée de Koum (schéma de localisation de la carte H.T.) *. Selon les idées alors

* LACROIX (1942, p. 112) a en outre signalé la présence, à l'île Ouen, d'un granite monzonitique à orthose et oligoclase.



Détail de l'alternance.

p = lit pyroxénolitique à périclit et plagioclase,

D = lit dunitique à plagioclase.

Cliché n° 4 :

Le passage des dunites aux gabbros est ici assuré par l'alternance rythmique de lits dunitiques à plagioclase (roches claires) et de lits pyroxénolitiques à périclit et plagioclase (roches sombres en relief).

Plaine des Pirogues.

en vogue, ces granites furent considérés comme des témoins des « terrains primitifs » formant l'ossature de l'île et conservés à l'état de lambeaux dans les péridotites. Grâce à des indications de terrain fournies par AUBERT DE LA RUE, LACROIX (1942, p. 112) admit la possibilité d'intrusions acides post-péridotitiques. Cette hypothèse fut confirmée par ROUTHIER (1953, p. 198) puis par AVIAS (1956 a) à propos du granite de Koum, considéré par cet auteur comme « contemporain ou postérieur à la formation des péridotites ».

Dans les massifs péridotitiques du nord de l'île il existe des roches alcalines (ROUTHIER, 1953, p. 198) ; elles sont en volume infime par rapport aux péridotites. Dans le massif du sud la fréquence des roches acides est, par contre, beaucoup plus grande. Dans la région étudiée elles forment deux petits massifs dans le cirque des « Grosses Gouttes » (vallée de la Thi) au nord de St-Louis (carte H.T.). Nous avons par ailleurs circonscrit un ensemble calco-alcalin dans la haute vallée des Pirogues entre la plaine de la Lembé et les monts Ouenarou. Cet ensemble (partiellement représenté sur la carte H.T.) n'a pas été auparavant signalé et il est vraisemblable, en raison du degré d'altération élevé des roches feldspathiques, que les roches calco-alcalines aient été antérieurement confondues avec les gabbros.

Gisement : dans le massif du sud les roches calco-alcalines forment des masses présentant le plus souvent à leur périphérie un réseau, extrêmement complexe, de ramifications qui pénètrent en tous sens, les péridotites et les gabbros*. Ces roches, en particulier les harzburgites, subsistent en enclaves volumineuses dans le matériel calco-alcalin (fig. 2 et carte H.T.). Les roches calco-alcalines se présentent également dans les péridotites sous la forme de passées sporadiques (fig. 1) ; il s'agit de sills, allongés parallèlement au rubanement, ou de filons. Leur épaisseur est généralement faible (de quelques décimètres à quelques mètres) mais leur fréquence est localement très grande (piste de Dzumac, vallée de la Lembé ...).

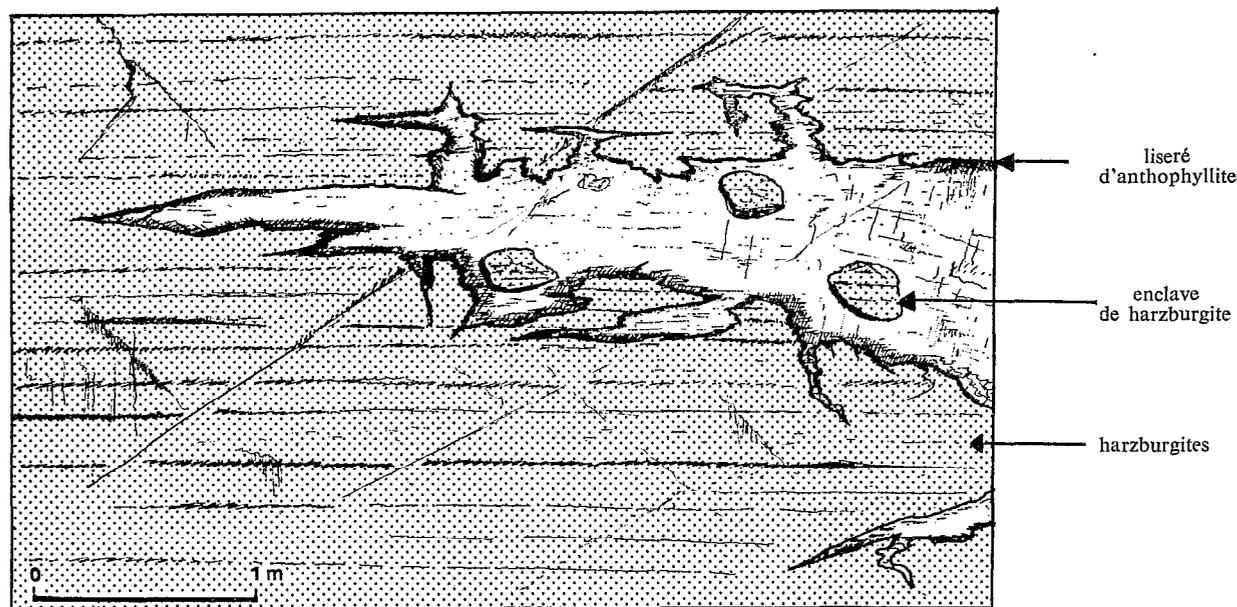


FIG. 1. — Exemple d'injection de diorites quartziques à hornblende dans les harzburgites (Haute Kouvelé).

* La présence de roches granitiques dans les péridotites n'est pas exceptionnelle ; ainsi RUTTEN (1940) a signalé la présence de dykes de granodiorites dans les massifs péridotitiques de Cuba qui présentent, par ailleurs, de nombreuses analogies avec ceux de Nouvelle Calédonie. Il existe également des granodiorites dans les massifs péridotitiques du nord-ouest de la Turquie (communication orale de ÖZKOÇAK).

Au contact des roches acides, les péridotites sont profondément serpentinisées. Le contact est souligné par des fibres d'anthophyllite. Cette amphibole forme autour des roches calco-alcalines une frange, relativement constante, de quelques centimètres d'épaisseur.

Composition. Les deux massifs de la vallée de la Thi sont constitués par une granodiorite à biotite et hornblende. Le plagioclase se présente en cristaux finement maclés ou zonés (sa basicité varie depuis An 20 à la périphérie jusque An 25 au cœur des cristaux). Le feldspath potassique est représenté par de grands cristaux d'orthose et, surtout, de microline, pouvant englober le plagioclase. La proportion de ce dernier est plus forte que celle du feldspath potassique*.

Cette granodiorite à grain moyen n'est pas orientée ; en outre elle ne présente pas de traces de friction ou d'écrasement, même à proximité du contact des péridotites et des formations sédimentaires.

A la lisière des massifs la granodiorite est parfois relayée par une roche microgrenue de composition analogue (analyse n° 8, tableau n° 3) mais légèrement plus riche en hornblende et présentant, en outre, une orientation assez nette. La gaine discontinue que cette roche forme autour des granodiorites est mince et n'est donc pas représentable à l'échelle de la carte H.T. A cette exception près, nous pouvons considérer les massifs de la Thi comme homogènes et préciser qu'il n'y a qu'une ébauche d'évolution interne, toutefois suffisante pour établir l'analogie avec ce qui se présente dans l'ensemble calco-alcalin de la haute vallée des Pirogues.

	Massif de la vallée de la Thi		Ensemble de la haute vallée des Pirogues (radiale pont de la Lembli - col Mourange)			
	Périphérie	Ensemble du massif	Périphérie	Zones intermédiaires		Cœur
	Analyse n° 8	Analyse n° 9	Analyse n° 10	Analyse n° 11	Analyse n° 12	Analyse n° 13
SiO ₂	67,4	68,5	48,3	49,2	69,8	76
Al ₂ O ₃	16	15,2	14,6	18,5	15,1	13,2
Fe ₂ O ₃	3,5	2,6	2,72	2,35	0,18	0,6
FeO			7,3	6,95	2,28	
MgO	2,24	1,3	12,5	10,2	2,5	0,85
CaO	3,	2,8	8,80	6,65	3,3	1,70
Na ₂ O	4,15	4,86	2,2	2,60	4,5	5,30
K ₂ O	2,65	2,8	0,2	0,23	0,15	1,05
TiO ₂	0,6	0,4	0,45	0,45	0,3	0,08
H ₂ O ⁺	0,95	0,64	1,24	2,35	0,8	0,44
Σ	100,49	99,5	98,31	99,48	98,91	99,22

Tableau n° 3. Analyses chimiques des roches calco-alcalines de la région étudiée.

Les roches de cet ensemble sont très altérées ; il nous a été néanmoins possible de suivre les étapes successives d'une évolution interne qui est beaucoup plus accentuée que celle constatée dans les massifs de la Thi. En effet le cœur de cet ensemble est formé de granodiorites hololeucocrates (analyse n° 13, tabl. n° 3) riches en quartz et dans lesquelles la proportion des minéraux ferro-magnésiens (biotite et

* Il s'agit donc bien, malgré le faible pourcentage en CaO de l'analyse n° 9 (tabl. n° 3), d'une granodiorite. Cette divergence peut s'expliquer si l'on considère la relative basicité du plagioclase qui mobilise une partie importante du Na₂O feldspathisable.

hornblende) est toujours très faible*. Vers la périphérie, on note, dans les roches, la disparition du feldspath potassique et de la biotite, un appauvrissement progressif en quartz, des pourcentages croissants du plagioclase et de la hornblende. Les granodiorites passent latéralement, et de proche en proche, à des

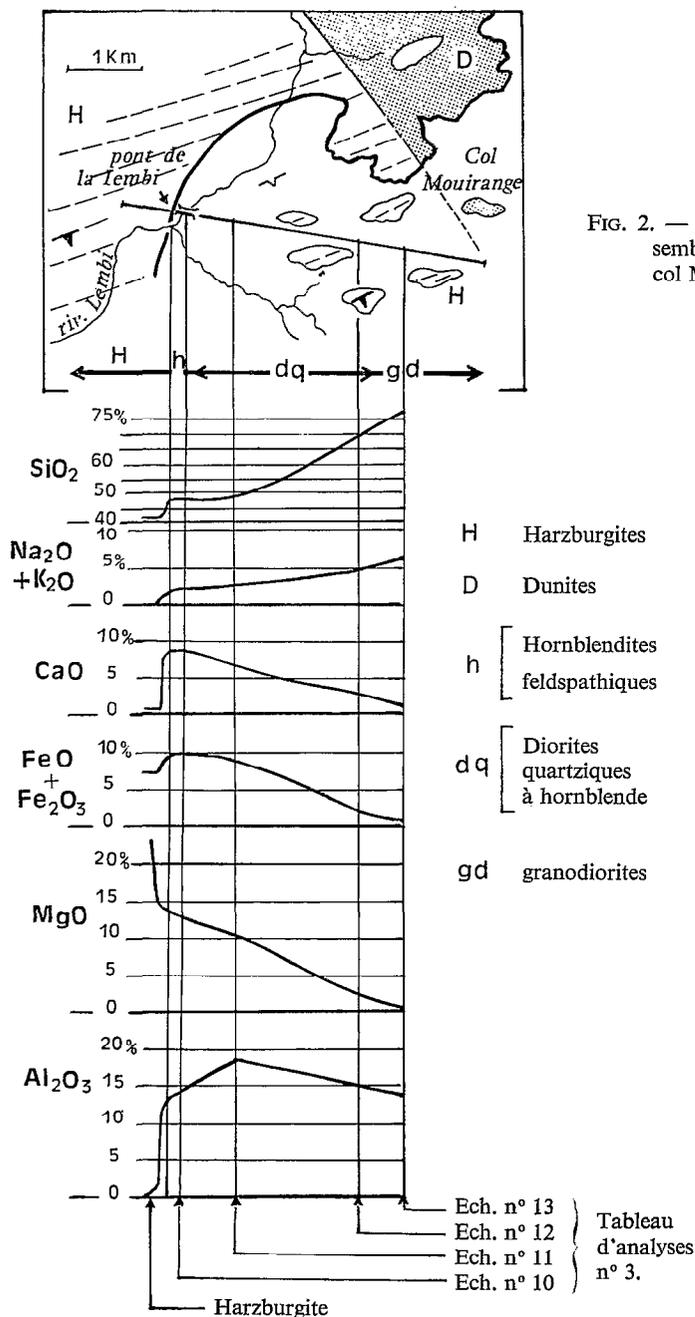


FIG. 2. — Evolution minéralogique et chimique dans l'ensemble de la haute vallée des Pirogues selon une radiale : col Mourirange - pont de la Lembé.

* Une campagne de mesures géophysiques faite en 1967, dans le massif du sud, en compagnie d'un géophysicien australien, nous a permis d'établir que la zone d'affleurement de ces roches présentait un magnétisme très faible.

diorites quartziques à hornblende puis à des hornblendites feldspathiques mélanocrates, donc à des roches moins siliceuses, plus calciques*, riches en fer et magnésium (analyses n° 10-11-12, tableau n° 3 et fig. n° 2-3). Ces diorites à hornblende ont été étudiées par le passé (voir en particulier LACROIX 1942, pp. 99-101) et ROUTHIER (1953, p. 197) fit observer, à leur propos « qu'il n'y avait certainement pas de relation nécessaire entre ouénites et gabbros-diorites à hornblende ».

Ces variations internes pourraient s'expliquer par une contamination progressive du magma calco-alcalin au fur et à mesure de sa mise en place et par une éventuelle recristallisation métasomatique des matériaux basiques. Un tel processus serait en accord avec les faits géologiques. En effet l'ensemble de la haute vallée des Pirogues présente une forme extrêmement découpée et le matériel calco-alcalin semble progresser comme une « lèpre » dans les péridotites. Par ailleurs il existe, dans cet ensemble, de très nombreuses enclaves de péridotites et de gabbros.

Or ces enclaves ne sont pas déplacées ; d'une part leur rubanement est conforme à celui des harzburgites encaissantes ; d'autre part elles se distribuent d'ouest en est de la façon suivante : enclaves de harzburgites (plaine de la Lembi) puis dunitiques (col Mourange) enfin enclaves de gabbros-ouénites (plaine des Pirogues). Par conséquent le magma calco-alcalin a respecté la distribution de ces différentes roches telle que l'on peut l'établir, plus au nord, dans une région où il n'a pas oblitéré les contacts entre harzburgites, dunites et gabbros.

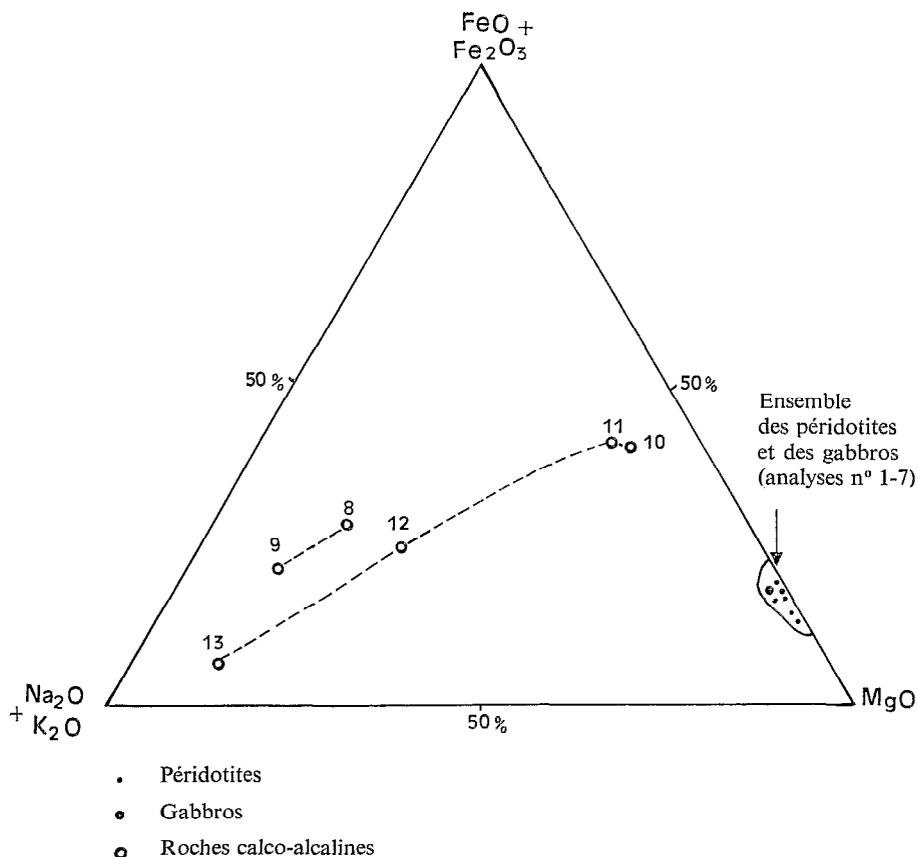


FIG. 3. — Position dans le diagramme A.F.M. des différentes roches du massif du Sud (cf. tableaux d'analyses n°s 1-2-3).

* Les pourcentages en CaO et alcalins s'équilibrent pour un pourcentage en SiO_2 de 59 % (indice de Peacock).

En outre les diorites quartziques et hornblendites présentent parfois une structure planaire de même orientation que celle des harzburgites encaissantes.

On sait que les harzburgites peuvent se transformer au contact d'intrusions plus acides (cf. notamment IVANOVA et EFIMOV, 1964) en de véritables hornblendites par « amphibolisation du pyroxène et du périclase ». Mais si un tel phénomène est possible et permet d'expliquer l'enrichissement en fer et magnésium (fig. 2 et 3) qui se traduit, à la périphérie de cet ensemble, par des roches riches en hornblende, il ne peut rendre compte des fortes teneurs en CaO de ces roches (analyse n° 10, tableau n° 3 et fig. 2) puisque les périclases en sont pratiquement dépourvues.

La distribution relative du calcium et des alcalins dans l'ensemble de la haute vallée des Pirogues ne pourrait donc être attribuée qu'à une évolution autonome du magma granodioritique.

On peut provisoirement expliquer la disparité existant entre cet ensemble et les massifs de la vallée de la Thi par des conditions locales. En effet ces derniers se placent dans le contact des périclases et des terrains encaissants ou très près de celui-ci. Il est possible que le magma calco-alcalin se soit injecté dans cette discontinuité structurale et que la part de contamination y soit, de ce fait, très restreinte.

On retrouve dans les sills ou filons les équivalents pegmatitiques et microgrenus de toutes ces roches, notamment des pegmatites à biotite (piste de la Dumbea) ou à tourmaline (déjà signalées au mont Dzumac par ARNOULD, GOUPILLAUD et ROUTHIER, 1948), des microdiorites quartziques ainsi que des diorites à grands cristaux de hornblende noire (Plum, rivière Kouvelé etc.). Ces dernières roches se présentent en filons obliques sur les structures des harzburgites.

Par ailleurs le matériel calco-alcalin est accompagné de filons de quartz d'origine hydrothermale et d'aspect très différent de la lame siliceuse observée en bordure du massif. Ainsi dans le cirque des « Grosses Gouttes » la limite des granodiorites est soulignée par un épais filon de quartz géodique qui se poursuit dans les périclases sur plusieurs kilomètres de distance (carte H.T.).

Age. On trouve également des roches calco-alcalines dans les terrains sédimentaires créacés, en particulier près du pic Malaoui (carte H.T.) et AVIAS (1964) a décrit « un substratum sédimentaire, plus ou moins granitisé, mis en évidence par l'érosion de la rivière Thi ». *Les roches calco-alcalines sont donc bien, comme le montre également l'absence d'écrasement en leur sein, postérieures à la mise en place définitive des périclases.* Elles sont, en outre, plus récentes que les phénomènes de différenciation mis en évidence à l'intérieur du massif ; ainsi l'ensemble de la haute vallée des Pirogues intersecte les contacts des différentes roches formant le cortège des périclases et des gabbros. Comme les massifs de la Thi il est discordant sur les structures de la masse périclase principale. Par conséquent la mise en place des roches calco-alcalines a eu lieu, vraisemblablement, durant une phase terminale des plissements, peut-être lors de la phase de rémission qui leur a succédé.

Des manifestations calco-alcalines tardives sont connues en d'autres régions du sud-ouest Pacifique. En effet OBELLIANE (1961, p. 229) signale des granodiorites néogènes aux Nouvelles Hébrides et BARTRUM et TURNER (1928, p. 127) citent plusieurs exemples d'intrusions de diorites quartziques dans les séries miocènes de Nouvelle Zélande.

Dans la région comprise entre le continent australien et l'arc insulaire formé par la Nouvelle Calédonie et l'île nord de la Nouvelle Zélande, l'écorce est mince et de type océanique (OFFICER 1955). Au niveau de la Nouvelle Calédonie l'écorce est plus épaisse (18 ± 2 km selon une communication orale de DUBOIS, géophysicien à l'ORSTOM). On peut donc admettre que l'on retrouve, le long de cet arc insulaire, une transposition de la structure des grands blocs continentaux. Dans cette hypothèse le magma acide proviendrait d'un substrat sialique et ainsi pourrait s'éclaircir le synchronisme des manifestations calco-alcalines dans cette zone géotectonique.

Indices métallifères. Les roches calco-alcalines de massif du sud sont accompagnées de minéralisations. L'ensemble de la haute vallée des Pirogues n'ayant fait l'objet d'aucune prospection, les indices que nous avons retrouvés ou reconnus se situent tous dans la vallée de la Thi. Il s'agit principalement de molybdénite en mouches ou agrégats et de scheelite en « stockwerks » dans la granodiorite. Des paillettes d'or accompagnent les filons de quartz hydrothermaux (cirque des « Grosses Gouttes »). Par ailleurs

de nombreux minéraux de cuivre (chalcocite, chalcopyrite, cuivre gris) ont été signalés (rapports de prospection de la « Climax Molybdenum Company »). Il serait évidemment intéressant de savoir si les autres zones calco-alcalines du massif du sud présentent également des indices métallifères.

CONCLUSIONS

— Le massif du sud de la Nouvelle Calédonie est un complexe tardif dans l'histoire orogénique. Il repose sur un ensemble de terrains, crétacés et éocènes, plissés. Les contacts du massif sont francs mais ils ont été, ultérieurement, tectonisés. L'étude de la région comprise entre les monts Dzumac et les monts Ouéranou nous a permis de décomposer, ainsi, son histoire :

Dans un premier stade, mise en place de ce que nous avons appelé la masse péridotitique principale. Il s'agit d'un ensemble à « stratification » accusée, composé, pour l'essentiel, de harzburgites. Cet ensemble a été plissé et les plis sont, le plus souvent, disharmoniques sur la surface basale du massif.

Au stade actuel des recherches, il paraît difficile d'expliquer complètement ce dispositif. On peut imaginer que dans un site « primitif » les péridotites se différenciaient en se litant, puis qu'au cours d'une phase de plissement ultérieure cet ensemble ultrabasique, conservant une certaine aptitude à la déformation en grand, comparable à celle d'une série sédimentaire, se plissait en « avançant », souvent mécaniquement, sur son substratum.

L'amplitude du déplacement, ou du décollement, c'est-à-dire du processus purement mécanique postérieur à la cristallisation des harzburgites, ne peut actuellement être fixé.

C'est précisément là que réside la question de savoir si il y a, purement et simplement, une « nappe de charriage » ou d'abord un épanchement suivi de décollements mécaniques et d'écrasements.

— Le plissement a été suivi d'une seconde phase au cours de laquelle s'est individualisée une importante zone dunitique qui recoupe obliquement le rubanement des harzburgites. Les relations existant entre ces roches nous conduisent à admettre la possibilité de vastes phénomènes de remplacement. Cela implique que certaines parties de la masse ultrabasique étaient encore « mobiles » et rend plus compréhensible la déformation en grand du premier stade.

A la partie supérieure de cette masse dunitique existent plusieurs zones gabbroïques. Comme dans les ensembles ophiolitiques le passage des dunites aux gabbros est nuancé et il est donc très probable que ces roches soient contemporaines. Mais, ne serait-ce que par les phénomènes de remplacement envisagés, le massif du sud diffère, fondamentalement, des ensembles ophiolitiques de type alpin, de même qu'il diffère des « lopolites », tel celui du Bushveld, par sa dominance péridotitique.

— Mise en place tardive, dans des conditions post-cinématiques, d'un magma calco-alcalin. Cette phase est postérieure à la mise en place définitive des péridotites.

Actuellement un géochronologiste des États-Unis (ARONSON) procède à des essais de datation de ces différentes roches. Ces recherches, de même que celles que nous poursuivons, en liaison avec les membres des équipes géologiques et géophysiques de l'ORSTOM, permettront de mieux connaître la composition, la structure et les stades d'évolution des massifs péridotitiques néo-calédoniens. C'est en synthétisant les résultats acquis dans ces différents domaines que nous pourrions réexaminer le problème de la mise en place de ces roches.

REMERCIEMENTS

Les analyses chimiques ont été faites au Laboratoire de géologie appliquée grâce à l'obligeance de Messieurs les Professeurs NICOLAS et ROUTHIER auxquels j'exprime ma reconnaissance. Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont apporté leur concours ; en premier lieu Monsieur le Professeur ROUTHIER

qui m'a toujours conseillé judicieusement et m'a fait profiter de son expérience de la géologie néo-calédonienne ; Monsieur le professeur RAVIER qui m'a guidé dans mes recherches ; Monsieur PARROT qui a précisé certaines déterminations ; enfin Monsieur TONNIER, Directeur du Centre ORSTOM de Nouméa et Monsieur LAUNEY sans l'aide permanente desquels ce travail n'aurait pu être mené à bien.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNOULD (A.), GOUPILLAUD (R.), ROUTHIER (P.), 1948. — Découverte de pegmatite à tourmaline en Nouvelle Calédonie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 359-361.
- AVIAS (J.), 1955. — Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et péridotites de Nouvelle Calédonie, leurs inclusions, leurs enclaves, les roches encaissantes. Coll. int. CNRS LXVIII, Paris, pp. 213-237.
- AVIAS (J.), 1956a. — Des phénomènes de chloritisation, de serpentinisation et de feldspathisation en Nouvelle Calédonie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc., 16, p. 307.
- AVIAS (J.), 1956b. — 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 des massifs. *Congr. géol. int.* 20, 1956, Mexico.
- AVIAS (J.), 1964. — Sur la nature des dykes de quartz jalonnant le front de certains grands massifs de roches ultrabasiques en Nouvelle Calédonie et sur ses conséquences. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) VI, pp. 433-436.
- AVIAS (J.), 1967. — Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massifs. *Tectonophysics*, n° 4 (4-6), pp. 531-541.
- BARTTRUM (J.), TURNER (F.J.), 1928. — Pillow-lavas, peridotites and associated rocks of the Northernmost New-Zealand. *Trans. N.Z. Inst.*, vol. 59, pp. 98-137.
- BRUNN (J.H.), 1956. — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays. Hell.*, série A, t. VII, 358 p.
- CAILLÈRE (S.), KRAUT (F.), ROUTHIER (P.), 1956. — Etude géologique, minéralogique et structurale des gisements et minerais de chrome du massif de Tiebaghi (Nouvelle Calédonie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VI, pp. 169-187.
- CHETELAT (E. de), 1947. — La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XVII, pp. 105-160.
- DENEUFBOURG (G.), 1959. — Contribution à l'étude du massif des péridotites du sud de la Nouvelle Calédonie. *Bur. Min. F.O.M. Nouvelle Calédonie*, rapport multigr.
- DUBERTRET (L.), 1953. — Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Mus. Hist. Nat.* Notes et mémoires sur le Moyen-Orient, t. 6, 179 p.
- FROMAGET (D.), GONORD (H.), GUILLON (J.H.), 1967. — Sur l'enracinement de certaines structures dans la région sud-ouest du bassin de Nouméa (Nouvelle Calédonie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 242.
- GARNIER (J.), 1870. — Esquisse géologique et ressources minérales de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Ind. minér.*, pp. 301-321.
- GLASSER (E.), 1903-1904. — Rapport à Monsieur le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, 10^e série, t. 4, pp. 299-392 et 397-536, t. 5, pp. 503-620 et 623-693.
- HEIM (A.), JEANNET (A.), 1922. — Crétacique supérieur à inocérames et Eocène de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4) XXII, pp. 246-253.
- IVANOVA (L.P.), EFIMOV (A.A.), 1964. — Zonalité métasomatique aux exocontacts des filons de gabbros pegmatites. Trad. BRGM. *Dock. Akad. Nauk. SSSR*, n° 6, pp. 1333-1336.
- LACROIX (A.), 1911. — Le cortège filonien des péridotites de la Nouvelle Calédonie. *C.R. Acad. Sci.*, t. 152, p. 816.
- 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. Acad. Sci. Inst. Fr.*, t. 66, 143 p.
- OBELLIANNE (J.M.), 1961. — Contribution à la connaissance géologique de l'archipel des Nouvelles Hébrides. *Sci. Terre*, t. VI, n° 3-4, pp. 139-368.
- OFFICER (C.B.), 1955. — Southwest Pacific crustal structure. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 36, pp. 449-459.
- PARROT (J.F.), 1967. — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Thèse 3^e cycle. *Fac. Sci. Paris, ORSTOM*, Paris, VIII, 114 p. multigr.
- PELATAN (L.), 1892. — Les mines de la Nouvelle Calédonie. Esquisse géologique. Mines de charbon. Génie civil, t. 19.
- PIROUÏET (M.), 1917. — Etude stratigraphique sur la Nouvelle Calédonie. Thèse Paris. Ed. Protat Frères, Mâcon.
- ROUTHIER (P.), 1953. — Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Bohen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. série, t. XXXII, n° 67, 271 p.
- ROUTHIER (P.), 1963. — Les gisements métallifères. Masson, Paris, 2 vol. 1282 p.
- RUTTEN (L.), 1940. — On the age of the serpentinites in Cuba. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, vol. 43, pp. 542-547.
- WAGER (L.R.), DEER (W.A.), 1939. — Geological investigation in East Greenland III. The petrology of the Skaergaard intrusion. *Meddelelser om Grønland*. Bd 105, n° 4.

Cartes géologiques consultées : Carte Géol. de la Nouvelle Calédonie au 1/100 000.

feuilles 1, 2, 3, 4, 5 et 10 et notices explicatives correspondantes. ORSTOM, Paris (1953-1962).

Cette mire doit être lisible dans son intégralité

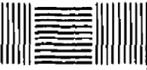
Pour A0 et A1: ABERPFTHLIDOCGQVWMNSZXKY

zsaecmuvnxirfkhdppqgijt 7142385690

Pour A2A3A4: ABERPFTHLIDOCGQVWMNSZXKY

zsaecmuvnxirfkhdppqgijt 7142385690

GAM-T-12



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

- Filon de quartz hydrothermal
- Orthopyroxènes (γ)
- Diorites quartziques à hornblende/hornblendites feldspathiques
- Gabbros
- Zone de transition : wehrlites et péridotites à plagioclase
- Dunites
- Dunites (bancs principaux)
- Harzburgites
- Formations serpentineuses (σ)
- Lamme siliceuse de contact (ρ)
- Basaltes
- Formations sédimentaires (série compréhensive Crétacé-Eocène)

Ensemble calco-alcalin
Unité péridotite-gabbroïque discordante
Masse péridotitique principale
Substratum

- Mo Molybdénite
- Au Or
- W Scheelite
- Direction et pendage du rubanement
- Rubanement horizontal
- Rubanement vertical
- Direction et pendage du rubanement dans les gabbros et orthopyroxènes
- Rubanement horizontal dans les gabbros et orthopyroxènes
- Structure synclinale
- Structure anticlinale
- Contact pétrographique
- Direction et pendage des contacts
- Failles principales
- Failles secondaires
- Routes



Le fond topographique (équidistance des courbes = 200 m.) est une transposition à l'échelle de ce schéma de celui de la carte I.C.N. au 1/200 000^e de la Nouvelle-Calédonie.

