

THÈSE

présentée à

**l'Institut des Sciences de la Terre
pour obtenir le grade DOCTEUR ÈS SCIENCES**

par

Marc LATHAM

ALTÉRATION ET PÉDOGENÈSE SUR ROCHES ULTRABASIQUES EN NOUVELLE - CALÉDONIE

**Genèse et évolution des accumulations du fer et
de silice en relations avec la formation du modelé**

Soutenue publiquement le 1er. Mars 1985 devant la commission d'examen :

M.M. N. LENEUF

P. RAT

G. BOCQUIER

G. GRANDIN

G. PEDRO

J.J. TRESCASES

} **Professeurs à l'Université de DIJON**

Professeur à l'Université de PARIS VII

Directeur du C.G.G.M. de l'Ecole des Mines de PARIS

Directeur de Recherches à l'I.N.R.A.

Professeur à l'Université de POITIERS

AVANT PROPOS

Avant de présenter les résultats de ce travail, effectué dans le cadre de mes activités à l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé dans sa réalisation et en premier lieu Messieurs les Professeurs G. CAMUS et A. RUELLAN, successivement Directeurs Généraux de l'ORSTOM qui m'ont accordé soutien et temps dans cette entreprise.

Je rends hommage à Monsieur le Professeur G. AUBERT qui m'a enseigné la pédologie tropicale et qui, à la suite de mon affectation en Nouvelle-Calédonie, a été à l'origine de mes recherches sur les altérations et les sols formés sur roches ultrabasiques et m'a fourni encouragements et soutien.

Monsieur le Professeur N. LENEUF a bien voulu s'intéresser à mes travaux dans le Pacifique; par sa connaissance des altérations et des sols en milieu tropical, il m'a conseillé à tous les stades de la réalisation de cette thèse. Il m'a accueilli ainsi que Nicole LENEUF, avec beaucoup d'amitié, au cours des nombreuses séances de travail qui ont eu lieu à Dijon ces dernières années. Je tiens à le remercier ici pour ses conseils, pour son amitié et pour l'organisation de cette soutenance.

En 1980, ayant besoin d'approfondir mon travail par une approche aux échelles les plus fines, il m'a mis en contact avec Monsieur le Professeur G. BOCQUIER, responsable du laboratoire de pédologie de l'Université de Paris VII. Ce dernier m'a accepté dans son laboratoire, m'a permis de bénéficier d'un environnement scientifique particulièrement enrichissant et m'a donné accès à l'utilisation d'une série d'appareils d'observation et d'analyse microscopique et ultramicroscopique. Monsieur le Professeur BOCQUIER a bien voulu participer à la mise en forme de ce mémoire, en discuter bien des points et faire partie aujourd'hui de ce jury. Qu'il me permette de lui dire combien nos longues et amicales discussions m'ont été bénéfiques et de lui exprimer ici ma profonde reconnaissance.

Mon premier contact avec les roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie s'est fait au cours d'une tournée organisée par Monsieur le Professeur J.J. TRESCASES de l'Université de Poitiers, dont les travaux m'ont beaucoup apporté dans la réalisation de cette recherche. Je lui sais gré d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse et de participer à ce jury.

Les travaux de Monsieur G. PEDRO, Directeur de Recherche à l'INRA, sur la géochimie des altérations et plus particulièrement sur celle des serpentinites et de Monsieur G. GRANDIN, Directeur du C.G.G.M., à l'Ecole des Mines de Paris sur les cuirassements ouest-africains m'ont été extrêmement précieux dans la conduite de ces recherches. Je les remercie très sincèrement d'avoir bien voulu faire partie de ce jury.

Je suis reconnaissant à Monsieur le Professeur P. RAT de l'Université de Dijon de m'accueillir ici au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon et de bien vouloir présider ce jury.

A Nouméa, mes remerciements vont à Messieurs, J.P. TONNIER, M. SCHMID, M. LEGAND et P. de BOISSEZON, directeurs de centre successifs et à tous mes collègues de l'ORSTOM, pédologues, géologues, géographes, botanistes et hydrologues avec qui nous avons partagé nos expériences de terrain au cours de si fructueuses discussions. Je tiens en particulier à saluer ici la mémoire de P. MERCKY qui m'a accompagné de si nombreuses fois sur le terrain. Ils concernent aussi les géologues du B.R.G.M. et de la S.L.N. et notamment J.P. PARIS et A. COLLEAU. Ma reconnaissance va enfin au laboratoire de Nouméa qui réalisa avec tant de minutie mes analyses physico-chimiques.

En Europe, j'ai rencontré encouragement et aide pour mes recherches, tant auprès de l'ORSTOM que dans les équipes universitaires. Mes remerciements s'adressent plus spécialement :

- à l'équipe du laboratoire de pédologie de Paris VII avec laquelle j'ai passé ces deux dernières années et notamment à Ph. ILDEFONSE dont j'ai apprécié l'aide et l'efficacité, à B. BOULANGE, animateur de l'URF5 qui a bien voulu discuter de mes résultats et me conseiller, à J.P. MULLER, à A. MANCEAU, à J. DYON qui a réalisé la plupart de mes dessins, à J. GAVARD qui a assuré la dactylographie avec tant de gentillesse;

- à Monsieur le Professeur A. HERBILLON de l'Université de Louvain qui m'a aidé dans la détermination des smectites;

- à Monsieur le Professeur U. SCHWERTMANN de l'Université de Munich qui a bien voulu analyser quelques uns des oxyhydroxydes de fer;

- à Messieurs les Professeurs J. DUBOIS, J.C. FONTES, ainsi qu'à A. DECARREAU de l'Université d'Orsay;

- à l'équipe ORSTOM de Bondy et plus spécialement à Mesdames G. MILLOT et REGAZZI et à Monsieur VERDONI.

Je tiens enfin à remercier ma famille qui m'a supporté avec patience durant ces deux dernières années et plus particulièrement durant ces derniers mois de rédaction.

S O M M A I R E

	pages
AVANT PROPOS.....	1
INTRODUCTION.....	5
- PRÉSENTATION.....	7
- LE MILIEU NATUREL.....	11
 I PARTIE : LE MASSIF DU BOULINDA : UN MASSIF ÉLEVÉ SOU MIS A DE FORTES VARIATIONS CLIMATIQUES..	 27
- PRÉSENTATION.....	29
- CHAPITRE I : LA TOPOSÉQUENCE SOMMITALE DU BOULINDA : FERRITISATION DIRECTE ET PODZOLISATION.....	31
- CHAPITRE II : LA TOPOSÉQUENCE DE MOYENNE ALTITUDE DU BOULINDA : FERRITISATION DIRECTE ET INDURATION.....	71
- CHAPITRE III : LA TOPOSÉQUENCE DE FAIBLE ALTITUDE DU BOULINDA : FERRITISATION INDIRECTE ET SILICIFICATION.....	97
- CHAPITRE IV : LA TOPOSÉQUENCE D'AVAL DU BOULINDA : FERSIMATISATION ET CARBONATATION.....	133
- CONCLUSION : BOULINDA : UN MODÈLE BIOGÉODYNAMIQUE.....	171

	pages
II PARTIE : LA TIÉBAGHI ET LES MASSIFS DU NORD : DES PLATEAUX DE MOYENNES A FAIBLES ALTITUDES SOUMIS A DES VARIATIONS CLIMATIQUES MODÉRÉES	183
- PRÉSENTATION.....	185
- CHAPITRE V : LE PLATEAU SOMMITAL DE LA TIÉBAGHI : FERRITISATION INDIRECTE, INDURATION ET ACCUMULATION RELATIVE D'ALUMINIUM.....	187
- CHAPITRE VI : LA PARTIE AVAL DE LA TIÉBAGHI : FERRITISATION INDIRECTE, FERSIMATISATION....	233
- CONCLUSION : LES MASSIFS DU NORD : PLACE DANS LE MODÈLE BIOGÉODYNAMIQUE.....	253
III PARTIE : RELATIONS ENTRE LES PROCESSUS D'ALTÉRATION PÉDOGENÈSE ET DE MORPHOGENÈSE. INTERPRÉTATIONS GÉNÉRALES.....	257
- PRÉSENTATION.....	259
- CHAPITRE VII : LES TRANSFORMATIONS GÉOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES AYANT AFFECTÉ LES FORMATIONS SUPERFICIELLES D'ALTÉRATION ET DE PÉDOGENÈSE.....	261
- CHAPITRE VIII : ESSAI DE RECONSTITUTION D'UNE CHRONOLOGIE RÉGIONALE EN RELATION AVEC L'ORIGINE DU MODELÉ.....	269
- CHAPITRE IX : ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DU MODELÉ.....	283
- CONCLUSION : HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DU MODELÉ.....	295
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	297

Introduction

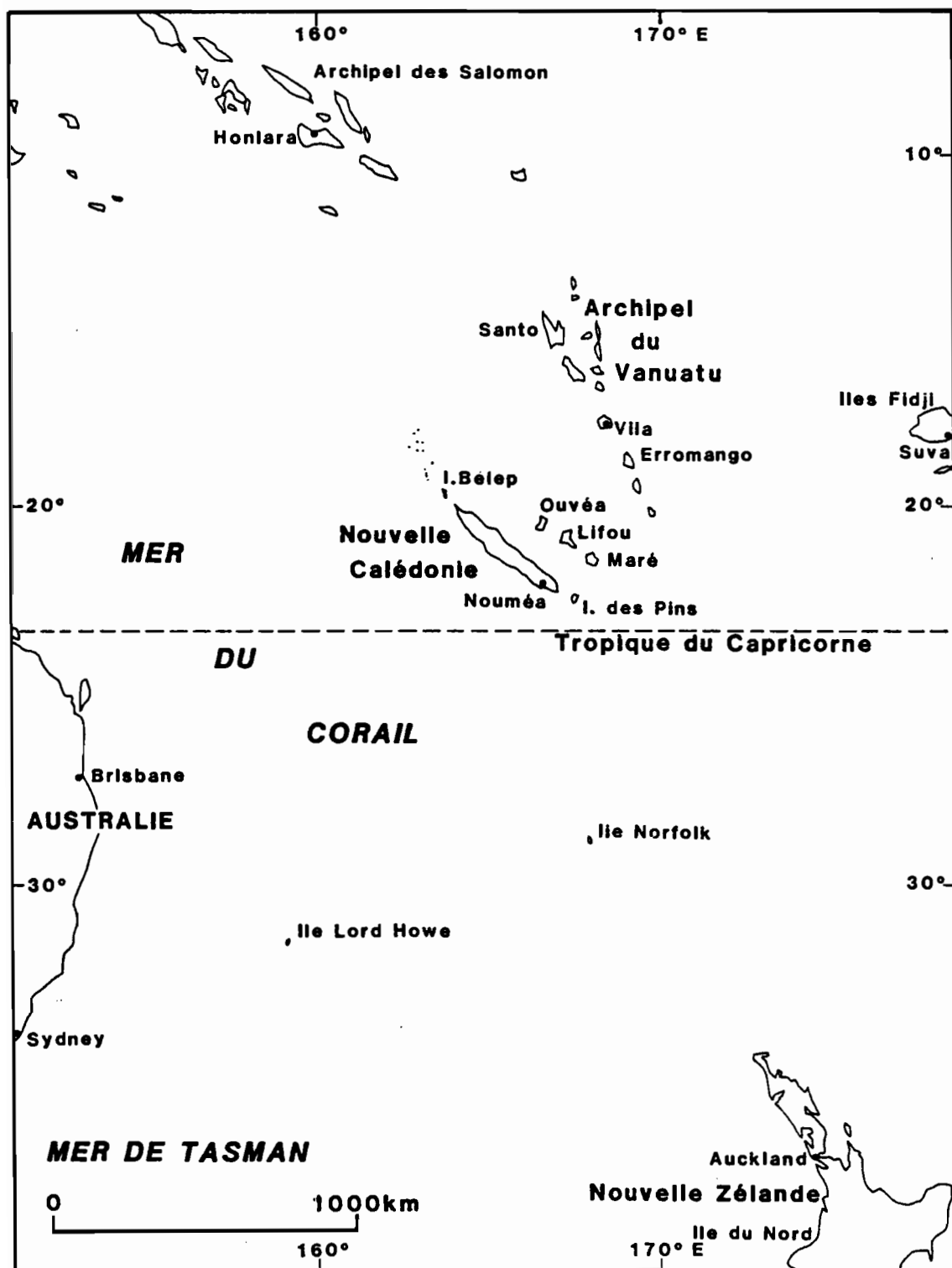


Fig. 1 : Place de la Nouvelle-Calédonie dans le sud-ouest Pacifique

PRÉSENTATION

I - OBJET DE L'ETUDE.

Les travaux de DAVIS (1925), de ROUTHIER (1953) et de WIRTHMANN (1965-1970) avaient porté sur l'évolution physiographique des affleurements de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. TRESCASES (1969-1975) et BESSET (1978) ont précisé les conditions d'altération des péridotites en insistant sur les horizons profonds, riches en nickel. TRESCASES (1969-1975) a, de plus, présenté un modèle reliant ces conditions d'altération à l'évolution du paysage.

Or dans toutes ces études, la partie ferrugineuse de la couverture pédologique, qui est de loin la plus développée et qui conserve en mémoire toute une histoire, n'a, à ce jour, fait l'objet que d'une attention limitée. Réaction de pédologue, elle nous est apparue comme la clé de l'histoire biogéodynamique de ces massifs. Dans ce travail nous nous sommes donc attaché :

- à préciser l'organisation et le sens de l'évolution des couvertures pédologiques, et en particulier de leur partie ferrugineuse, par une *études pétrologique*;

- à étudier les *relations* pouvant exister entre ces *couvertures pédologiques* et le *développement du modelé*.

II- CADRE DE L'ETUDE.

Les roches ultrabasiques couvrent en Nouvelle-Calédonie, les deux tiers du Territoire, et sont réparties du sud (île des Pins), au nord (îles Belep) sur plus de 500 km, avec une majorité d'affleurements dans le sud, ce qui explique le grand nombre d'études menées dans la partie méridionale de l'île. Or, plusieurs faits militaient pour des recherches sur les massifs du centre et du nord :

- ces massifs étaient *assez peu connus*, même si la recherche minière les avait explorée;

- leur *taille limitée* en faisait des unités moins complexes et moins susceptibles d'avoir été affectées par de grandes cassures tectoniques, que ceux du sud;

- au centre de l'île, à proximité du Boulinda, se trouvaient, en bord de mer, les seuls *affleurements de néogène marin renfermant des éléments de péridotite* du Territoire;

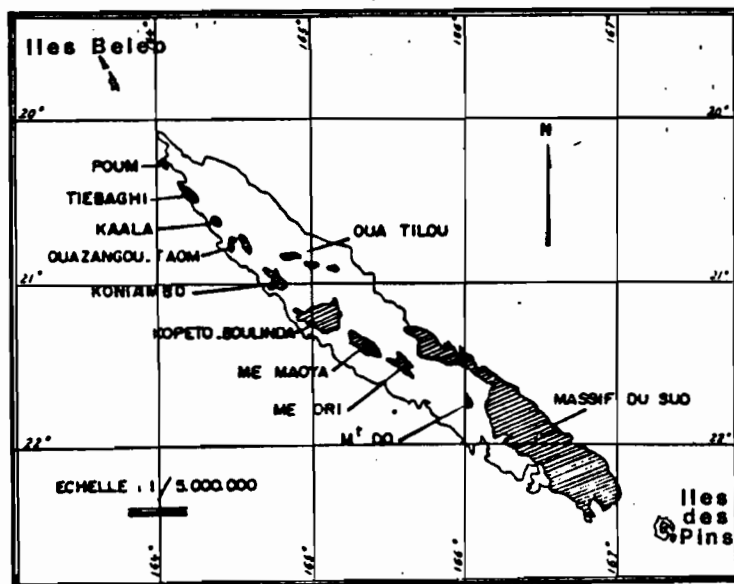


FIGURE 2 : Répartition des massifs de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie.

- enfin et surtout, ces massifs présentaient *deux types de modelé* bien distincts : des *montagnes très élevées* et très disséquées couvertes de sols peu épais dans le centre et des *plateaux cuirassés*, profondément altérés, dans le nord.

Ce choix présentait cependant un certain nombre d'inconvénients, dont l'éloignement et la difficulté d'accès aux îles du nord : Yandé et Belep, ce qui explique l'étude plus sommaire qui en a été faite.

III - METHODES D'ETUDES.

La presque totalité des massifs du centre et du nord ainsi que la grande majorité de ceux du sud ont été visités afin de choisir les massifs à étudier et afin de voir l'extension et la représentativité des phénomènes observés. Des cartes pédologiques à l'échelle du 1/50.000 ont été dressées sur le Boulinda, sur la Tiébaghi et sur Belep afin de localiser les séquences à analyser et afin de mieux comprendre la répartition des couvertures pédologiques. Les sols ont été observés sur des fosses pédologiques, sur des coupes de piste minière et même dans le cas de la Tiébaghi sur un carottage minier de 44 m de profondeur avec l'accord de la COFREMI (Compagnie Française d'Exploitation Minière). Une *observation directe* a été réalisée sur les fosses et les coupes et des échantillons ont été prélevés pour l'analyse physique, chimique et minéralogique globale. Par ailleurs, des échantillons non perturbés ont fait l'objet d'imprégnation afin de réaliser des plaques minces.

Depuis mon retour en France en 1982, les *plaques minces* ont fait l'objet d'*observations systématiques au microscope optique* et de *microanalyses chimiques* sur les sites les plus caractéristiques, et des échantillons non perturbés ont été observés à la *loupe binoculaire* et au *microscope électronique à balayage*.

IV - EXPOSE DES RESULTATS.

Après une brève présentation des facteurs de la pédogénèse, l'exposé des résultats se fera en trois parties.

- La première partie sera consacrée à l'*étude pétrologique de quatre toposéquences sur le massif du Boulinda*. Cette analyse a pour but de déterminer les variations de la pédogénèse en fonction du climat (1000 à 1200 mm de pluviosité par an à la base, 3000 mm au sommet), de rechercher les mécanismes et le sens des transformations géochimiques, minéralogiques et structurales des couvertures pédologiques et de caractériser les formations superficielles des quatre principaux niveaux d'aplanissement des massifs et des terrasses alluviales.

- Dans la deuxième partie le *modèle*, défini sur le Boulinda, sera comparée aux *observations effectuées sur les massifs tabulaires cuirassés du nord* du Territoire : Tiébaghi, et accessoirement Belep et Yandé. Ces massifs ayant un substrat plus *riche en aluminium* que celui du Boulinda, les suites minérales dans lesquelles cet élément est engagé seront examinées.

- Dans la troisième partie, les *mécanismes principaux de la formation des couvertures pédologiques* seront présentés. Une *chronologie* de la formation des niveaux d'aplanissement et les *mécanismes de la mise en place de ces massifs* seront abordés. On tentera alors de reconstituer l'*histoire* de la formation des principaux ensembles morphopédologiques observés.

LE MILIEU NATUREL

I - ROCHES ULTRABASIQUES ET ASSOCIEES.

Les *roches ultrabasiques* couvrent environ le tiers de la *superficie du Territoire*, donnant au milieu naturel de la Nouvelle-Calédonie une grande partie de son originalité. Les études menées sur ces roches sont nombreuses et ont débuté dès la fin du siècle dernier (GARNIER, 1867; PIROUTET, 1917; GLASSER, 1932, ROUTHIER, 1953; AVIAS, 1953 et GUILLON, 1975; pour ne citer que les principaux auteurs). Ces études, pour la plupart, ont porté sur *l'aspect génétique de la mise en place des roches ultrabasiques* et sur *l'aspect miniers de leurs ressources*. *L'étude pétrographique de détail* de ces roches est en revanche *beaucoup plus récente* (LACROIX, 1942; GUILLON, 1975; mission B.R.G.M. MOUTTE, 1979 et PRINZHOFER, 1981).

1 - Les roches ultrabasiques dans l'ensemble géologique néo-calédonien.

Les roches ultrabasiques représentent la dernière phase importante de la mise en place d'un ensemble géologique très varié et très complexe (AVIAS, 1953; ROUTHIER, 1953; ESPIRAT, 1963; GUERANGE *et al.*, 1975; PARIS et LILLE, 1977), qui a débuté à la fin du Primaire par des dépôts de tufs antépermien et permien dans le bassin géosynclinal mélanésien. Elle s'est poursuivie au Secondaire et au Tertiaire par une succession de phases métamorphiques et sédimentaires entrecoupées de passées volcaniques. A *l'Eocène supérieur*, il y a environ 38 millions d'années (PARIS *et al.* 1979; PARIS, 1981), une *grande masse ultramafique* aurait recouvert tout ou partie de la Nouvelle-Calédonie à partir d'une zone de subduction située au nord-est de l'île (GUILLON, 1975).

De cet ensemble géologique affleure toute une gamme de formations sédimentaires, éruptives et métamorphiques :

- *roches siliceuses ou riches en éléments siliceux* (phtanites, grès, schistes), *roches calcaires ou riches en calcaire* (flyschs calcaires et certains grauwackes) et alluvions pour les roches sédimentaires;

- *séries volcaniques anciennes* (rhyolites, dacites, dolérites), séries basaltiques de Poya et roches ultrabasiques pour les formations éruptives;

- *schistes, micaschistes, glaucophanites, grauwackes métamorphisées et serpentinites* dans les séries métamorphiques.

2 - La formation des péridotites et des roches associées du centre et du nord de Nouvelle-Calédonie.

Trois unités principales, d'extension très inégale, constituent cet ensemble (GUILLON, 1975) :

- la "masse péridotitique principale";
- les serpentinites;
- un cortège intrusif, riche en roches feldspathiques.

. La masse péridotitique principale

Dans les massifs étudiés, cette masse péridotitique se répartit en deux ensembles principaux :

- des *harzburgites* et des *dunites*, telles qu'elles ont été décrites par GUILLON (1975) et qui forment le substrat des massifs de la côte ouest dont les principaux sont : le Boulinda-Kopéto, le Koniambo, le Ouazangou-Taom et le Kaala;

- des *lherzolites* et des *harzburgites à clinopyroxènes*, qui ont été récemment mises en évidence par MOUTTE (1979) dans les massifs de la Tiébaghi, de Poum et des Bélep.

Les *harzburgites* de la côte ouest sont composées d'*olivine* (forstérite), d'*orthopyroxène* (enstatite) et de spinelles chromifères; les *dunites* contiennent olivine et spinelles chromifères. La composition chimique de ces roches est assez voisine (Tableau I). Elles sont riches en magnésium, en fer, en silicium et en chrome et très pauvres en aluminium, en calcium et en potassium.

Les *lherzolites* et les *harzburgites* de la Tiébaghi et des massifs de Poum et des Bélep se différencient des péridotites de la côte ouest par leur *richesse en un clinopyroxène ferromagnésien et calcique* (diopside). Dans certaines *lherzolites* sont observées des plagioclases et de fortes quantités de spinelles chromifères. Leurs compositions chimiques diffèrent légèrement de celle des péridotites de la côte ouest (Tableau I). Elles sont plus alumineuses et plus calciques et un peu moins ferrugineuses.

Ces différences, qui apparaissent minimes, ont cependant une grande importance au niveau du profil d'altération de ces roches et des sols, comme cela sera montré plus loin.

. Les serpentinites

Les serpentinites, toujours mylonitiques, se localisent soit à l'intérieur des massifs le long des accidents tectoniques, soit à la base de ces massifs en position de semelle, soit sous forme de "fils" inclus dans les terrains sous jacents. Ces "fils" sont particulièrement

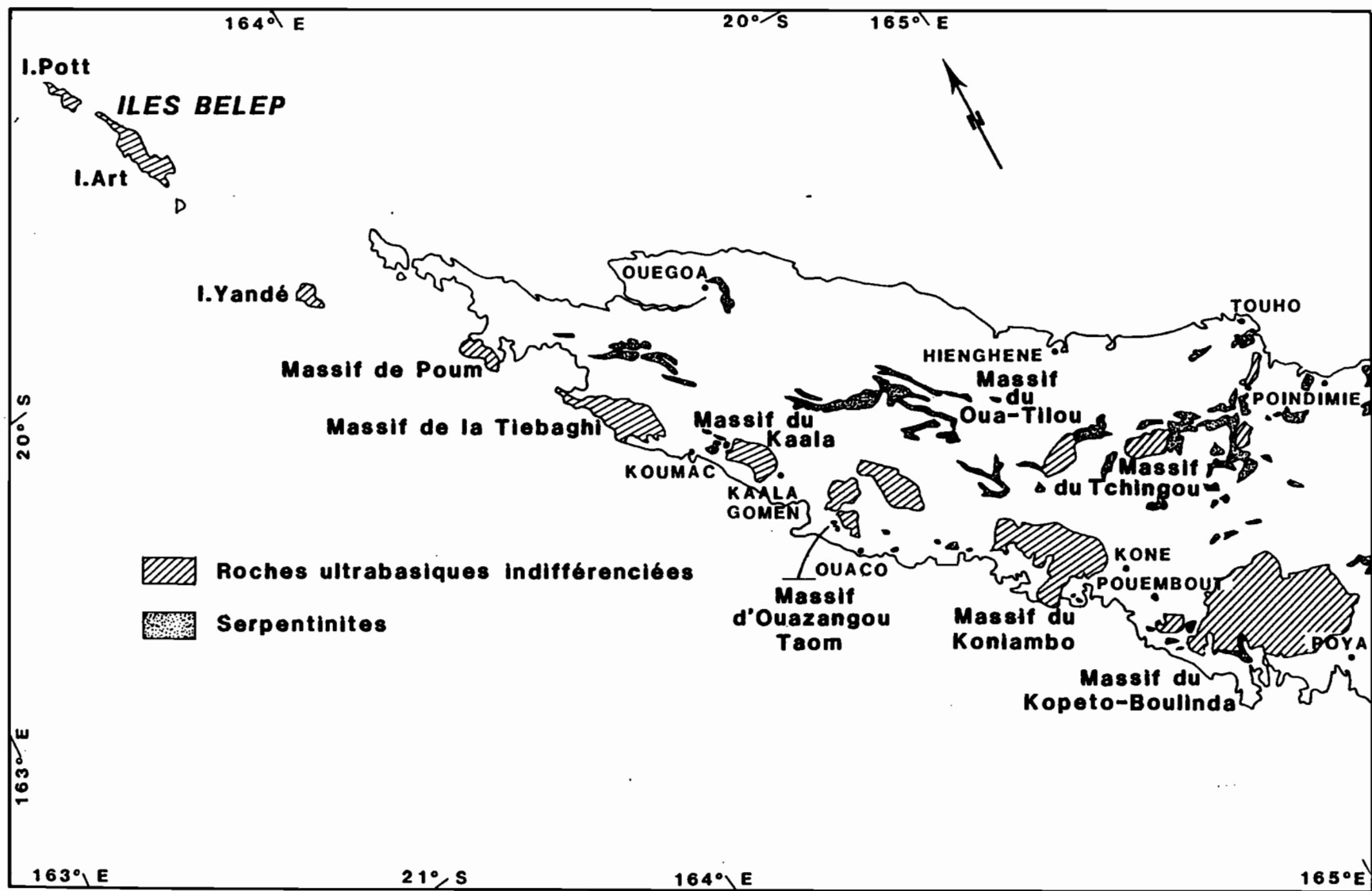


Fig. 3 : Répartition des affleurements de roches ultrabasiques dans le centre et le nord de la Nouvelle-Calédonie

R o c h e s	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Mg O	Mn O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Ni O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total
Dunite ^{xx} (Tiébaghi)	38,50	0,39	0,30	8,68	0,29	36,16	0,12	tr	tr	0,02	0,09	0,26	0,09	15	99,9
Harzburgite ^x (Tiébaghi)	41,3	1,0	0,30	4,6	3,0	38,1	0,14	0,7	tr	tr	tr	0,3	-	10,9	100,3
Harzburgite ^{xxx} (Ouiné)	39,10	0,59	0,45	2,95	5,18	42,20	0,10	0,38	tr	tr	0,15	0,33	-	8,5	99,9
Harzburgite ^x (Boulinda)	44,1	0,6	0,3	0,9	7,0	46,9	0,13	0,4	tr	tr	tr	0,3	-	-	100,6
Harzburgite ^{xx} à clinopyroxène (Tuébaghi)	39,17	1,27	0,37	4,65	2,72	39,36	0,11	0,41	tr	0,02	0,10	1,32	0,13	10,64	100,2
Lherzolite ^{xx} (Tiébaghi)	41,27	2,03	0,36	3,24	4,14	38,28	0,12	1,71	0,02	0,03	0,12	0,34	0,06	7,51	99,2
Serpentinite ^x (Tiébaghi)	49,2	0,7	0,4	7,9	1,2	28,6	0,15	tr	tr	0,1	tr	0,3	-	13,0	101,5
Serpentinite ^x (Ouaco)	42,1	1,5	0,3	4,7	1,7	35,7	0,05	tr	tr	tr	tr	0,03	-	14,1	100,4
Serpentinite ^x (Boulinda)	44,5	0,7	0,4	6,2	1,2	34,1	0,09	tr	tr	tr	tr	0,03	-	14,2	101,7

x Analyses réalisées au laboratoire du Centre ORSTOM de Nouméa.

xx Analyses B.R.G.M. (MOUTTE d'après PARIS, 1981).

xxx Analyses GUILLON, ROUTHIER, 1971.

TABLEAU I : Analyses chimiques totales des principales roches ultrabasiques observées.

nombreux dans la région de Ouaco, mais on en observe aussi de très nombreux et de très importants dans les roches sédimentaires éocènes du nord entre Poindimié et Ouégoa (Figure 3).

Ces serpentines sont constituées de produits de l'hydratation des péridotites: *lizardite*, *bastite*, longues aiguilles de *chrysotile* et *talc*. L'*antigorite* serait d'après TROLY *et al.*, (1980) très rare. Leur composition chimique est très voisine de celle des péridotites (Tableau I).

. Les intrusions feldspathiques

Ces massifs sont injectés de filons de roches feldspathiques, généralement d'extension assez réduite, à l'exception des îles Bélep où les affleurements peuvent atteindre des dimensions hectométriques. Il s'agit essentiellement de *gabbs*, de *hornblendites* ou de *dolérites*. Leurs compositions chimiques sont variables, mais elles demeurent caractérisées par des teneurs en aluminium très supérieures à celles notées dans les péridotites, ce qui oriente l'altération de ces roches vers une kaolinisation marquée.

3 - Composition chimique des minéraux.

Afin de préciser la composition chimique de ces roches dans le détail, des analyses à la microsonde ont été pratiquées sur les principaux minéraux constitutifs : péridots (olivine), orthopyroxènes (enstatite), clinopyroxène (diopside), serpentines (antigorite) et chromites. Pour mieux apprécier leur valeur, elles ont été comparées aux résultats obtenus par d'autres auteurs (Tableau II).

. Péridots

La composition des olivines est extrêmement stable et les analyses réalisées ont donné des valeurs en tous points comparables à celles obtenues par d'autres chercheurs sur le Territoire (GUILLON, 1975; BESSET, 1978; MOUTTE, 1979). Ce sont des *silicates magnésiens* qui renferment plus de 50% de magnésie, 40% de silice, moins de 8% de fer et de faibles quantités de manganèse et de nickel. Les autres éléments (aluminium, potassium, calcium, titane et chrome) ne sont apparus qu'à l'état de traces, ou n'ont pu être dosés.

. Orthopyroxènes

Les enstatites sont aussi des silicates magnésiens, mais elles ont une *composition beaucoup plus siliceuse et moins magnésienne et ferrugineuse* que les olivines. Bien que faibles en valeur absolue, il faut noter cependant des teneurs en alumine (1,35%), en calcium (0,88%) et en chrome, plus fortes que celles des olivines.

. Clinopyroxènes

Les diopsides sont des *silicates calcomagnésiens*, beaucoup plus riches en calcium que les minéraux précédemment analysés. Leurs teneurs en alumine sont relativement plus élevées que celle des enstatites et leurs teneurs en fer plus faibles. Les analyses totales de harzburgite à clinopyroxène et de lherzolite de la Tiébaghi montraient déjà ces caractéristiques.

. Serpentes

L'analyse des maillages serpentineux des olivines donne des résultats proches de ceux obtenus pour ce périclase en ce concerne la silice, la magnésie et le fer et des teneurs plus élevées en nickel par rapport aux minéraux environnants. Enfin, ces résultats de micro-analyse ne bouclent qu'à 75% à 80% du fait de la forte hydratation de ces minéraux et ils ont été ramenés à 100% dans le tableau I .

. Chromites

Les spinelles chromifères ont une composition chimique totalement différente de celle du cortège de minéraux cités précédemment. Les teneurs en silice sont négligeables et celles en magnésie faibles. Ces spinelles sont par ailleurs riches en fer. Il existe une assez grande variété dans leurs compositions. *Celles de la Tiébaghi* sont de véritables *chromites alumineuses* alors que *celles du Boulinda* par leurs plus fortes teneurs en chrome et en fer se rapprocheraient plus des *chromites* du Massif du sud (GUILLON, 1975).

4 - Tectonique cassante.

Depuis leur mise en place, les péridotites ont subi un certain nombre d'accidents provoquant des failles de rejets divers. *Ces failles sont soulignées, sur le terrain, par la présence de serpentinites ou de silicifications.* Elles ont d'autre part influencé le développement de certains axes de drainage par des directions préférentielles, parfaitement visibles sur les photographies aériennes. *Le rôle de ces failles dans l'évolution des formations superficielles* a été apprécié de façon très différente par les géologues. Certains font appel à cette tectonique cassante pour expliquer les différences d'altitude existant entre les surfaces morphologiques observées sur les massifs (ORLOFF, 1968), d'autres nuancent cette appréciation en faisant intervenir à la fois une succession de phases d'érosion et une tectonique cassante (TRESQUES, 1975; LAJOINIE et VOGT, 1978). Il apparaît évident, vu l'abondance des accidents inventoriés sur photographie aérienne et la grande quantité de joints serpentineux ou siliceux observés à différentes altitudes dans les massifs, que la tectonique cassante a pu jouer un rôle important dans l'évolution du modelé de ces roches. Son influence sur la répartition des gîtes minéraux supergènes de nickel a en particulier été démontrée dans le massif du sud (LEGUERE, 1976). L'impact de cette tectonique cassante sur la répartition des surfaces morphologiques dans les massifs se trouve donc posé.

	Na ₂ O	Mg O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	Ca O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Mn O	Fe O	Ni O	Total
PERIDOTS												
Boulinda ¹	0,00	50,93	0,00	40,91	0,03	0,01	0,01	0,00	0,29	7,58	0,37	100,13
Poro ²	0,00	50,45	0,00	40,72	0,03	0,00	nd	0,01	0,16	7,90	0,70	99,97
Tiébaghi ³	0,06	51,18	0,03	40,90	0,00	0,00	nd	0,01	0,13	7,80	2,07	102,22
ORTHOPYROXENES												
Boulinda ⁴	0,00	35,17	1,35	56,84	0,01	0,88	0,01	0,72	0,20	5,11	0,13	100,42
Massif du Sud ⁵	nd	35,18	1,39	56,92	nd	0,51	nd	0,48	0,13	5,58	0,18	100,37
Tiébaghi ⁶	0,00	35,14	0,88	54,85	0,57	0,01	0,00	1,02	0,07	7,08	0,38	100,00*
CLINOPYROXENES												
Tiébaghi ⁷	0,02	16,48	4,49	53,06	nd	22,50	0,21	1,12	0,09	3,08	0,05	101,29
SERPENTINES												
Boulinda ⁸	0,00	44,53	0,00	46,26	0,03	0,01	0,00	0,00	0,25	8,06	0,73	100,00*
Poro ⁹	0,00	32,54	0,03	39,17	0,00	0,00	nd	0,00	0,00	6,71	5,20	83,99
CHROMITES												
Tiébaghi ¹⁰	0,00	12,83	33,90	0,71	0,00	0,03	0,02	40,26	0,00	12,41	0,00	100,16
Boulinda ¹¹	0,00	13,25	19,85	0,00	0,05	0,05	6,00	50,25	0,00	14,95	0,10	98,46
Massif du Sud ¹²	nd	8,55	14,83	0,08	nd	nd	0,03	54,73	0,77	22,18	0,07	101,23

1 : moyenne de 3 analyses; 2 : d'après BESSET, 1978; 3 : d'après BESSET, 1978; 4 : moyenne de 3 analyses;
5 : d'après GUILLON, 1975; 6 : moyenne de 2 analyses (échantillons faiblement altérés); 7 : d'après MOUTTE, 1979;
8 : moyenne de 4 analyses; 9 : d'après BESSET, 1978; 10 : moyenne de 3 analyses; 11 : moyenne de 5 analyses;
12 : d'après GUILLON, 1975.
* Résultats ramenés à 100.

TABLEAU II : Résultats d'analyses à la microsonde des minéraux primaires.

Les microanalyses ont été réalisées sur une microsonde CAMEBAX équipée d'un dispositif ORTEC. Les conditions d'analyse sont une tension de 15 KV, un courant de 2 nA et un temps de comptage de 200s.

5 - Conclusion

Ainsi la monotonie des ensembles ultrabasiques qui ressortait de l'analyse des travaux anciens, a été remise en cause par les études pétrographiques de détail menées ces dernières années (GUILLON, 1975; MOUTTE, 1979; PRINZHOFER, 1981). De légères variations dans leur composition chimique ou dans leur structure ont, comme nous le verrons, une certaine importance dans l'évolution des profils d'altération et de la pédogenèse.

II - MODELÉ

Les massifs de roches ultrabasiques composent *l'essentiel du relief des versants ouest et nord* de la Nouvelle Calédonie. Ils s'étirent en chapelet jusqu'à l'extrême nord du Territoire, aux îles Belep et ils dominent les basses collines de roches basaltiques et sédimentaires qui les entourent, ainsi que les larges plaines alluviales et côtières.

1 - Traits majeurs du relief.

Une série de montagnes aux sommets arrondis culminant entre 1330 m (Boulinda) et 150 m (Bélep), profondément incisées par des cours d'eau plus ou moins torrentiels, forment l'essentiel de ces massifs.

Les sommets sont constitués de surface ou de lambeaux de surfaces, souvent disséqués, aux reliefs faiblement ondulés, décrits comme une pénéplaine par DAVIS (1925). *Très disséqués dans le Centre Ouest* (Boulinda - Kopéto, Koniambo, Ouazangou-Taom, Kaala), ces surfaces prennent l'aspect de *puissants plateaux dans le Nord* (Tiébaghi, Poum, Bélep). Elles sont souvent bordées de petits pitons et présentent une *morphologie karstique* qui a déjà été décrite dans le sud du Territoire (WIRTHMANN, 1965-1970; SAOS, 1973; TRESCASES, 1969-1975).

L'altitude de ces surfaces décroît d'Est en Ouest et du Centre au Nord. Entre le Boulinda et les îles Belep au Nord, il y a plus de 1000 mètres de dénivelée. ROUTHIER (1953), à la suite de DAVIS (1925), attribuait ces étagements à une voussure de la pénéplaine et à des enfoncements longitudinaux et latéraux par rapport aux axes de l'île.

Ces surfaces sont séparées, à l'intérieur des massifs par des ressauts et par de profondes incisions dues au réseau hydrographique. Comme dans les autres modelés karstiques, les pentes sont abruptes et les cours d'eau atteignent très rapidement leur niveau de base. ROUTHIER (1953) indique que le *réseau hydrographique semble s'être enfoncé par surimposition dans les massifs*. Certaines rivières, prenant leur source en amont des péridotites, recoupent ainsi les massifs sans tenir compte des reliefs qu'elles traversent, comme

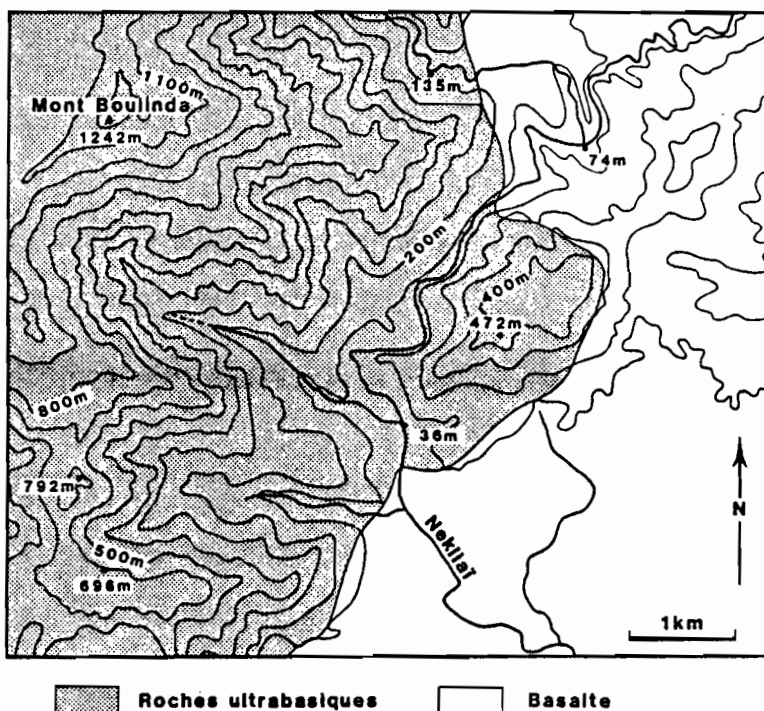


FIGURE 4 : Antécédance du réseau hydromorphique dans le Sud-Est du massif du Boulinda.

c'est le cas dans le Sud Est du Boulinda (Figure 4). Aucune couverture discordante n'étant présente, il s'agit en fait d'un phénomène d'antécédence et non de surimposition (DERRUAU, 1969). Un à deux niveaux de terrasse, en plus du niveau actuel, peuvent par endroit être mis en évidence dans les vallées. Au débouché des massifs, ces terrasses s'élargissent pour former des plaines, parfois de plusieurs kilomètres de large (Plaine de Ouaco), entre les collines basaltiques de la zone côtière.

2 - Phases de la mise en place.

DAVIS (1925) puis AVIAS (1953) et ROUTHIER (1953) ont présenté les premières hypothèses relatives à la mise en place de ce relief. Pour eux, quatre phases principales, du Miocène inférieur à l'actuel, auraient jalonné cette histoire :

- une *pénéplanation*;
- une *surrection* suivie de voissures et d'une profonde érosion;
- la constitution d'une *plaine côtière*;
- la mise en place de la *plaine alluviale actuelle*.

Ainsi ces auteurs envisageaient une étape de surrection suivie d'un basculement vers l'ouest et d'une profonde érosion. Par la suite WIRTHMANN (1965-1970), TRESCASES (1969-1975), LAJOINIE et VOGT (1978) mirent en cause l'unité de la pénélaine pour envisager

une *succession d'étapes dans la surrection et dans les aplanissements*. Ils proposent alors de nouveaux schémas plus complexes d'histoire de la mise en place de ce modelé.

Nous verrons, à la suite de l'étude des couvertures pédologiques du Boulinda et de la Tiébaghi en particulier, comment caractériser les différents éléments de ce modelé, quelle évolution les a marqué et quelles étapes peuvent être envisagées pour leur mise en place.

III - CLIMAT

La connaissance du climat est très importante pour une bonne compréhension de l'évolution du milieu morphogénétique et pédogénétique.

Si les climats côtiers sont relativement bien connus en Nouvelle-Calédonie, très peu de mesures suivies ont été effectuées en altitude et notamment sur les massifs miniers (fichier du service territorial de la météorologie, fichier de la section d'hydrologie de l'ORSTOM). Les mesures disponibles à ce jour, réalisées dans le cadre de notre étude, ont permis de déceler des variations importantes de certains facteurs climatiques avec l'altitude, et en particulier de fortes variations de la pluviométrie et de la température (BRUNEL *et al.*, 1981).

1 - Généralités

Le climat de la Nouvelle-Calédonie, *de caractère insulaire*, est entièrement lié à la localisation de ce Territoire, à la *limite sud de la zone intertropicale* (entre 20° et 23° de latitude Sud) dans un secteur soumis à des dépressions cycloniques assez fréquentes. Quatre saisons peuvent être reconnues (BRUNEL *et al.*, 1981) :

- une *saison chaude*, de la mi-novembre à la mi-avril, époque de cyclones et de pluies;
- une *saison de transition*, de la mi-avril à la mi-mai, période au cours de laquelle la pluviosité décroît;
- une *saison fraîche ou "hiver austral"*, de la mi-mai à la mi-septembre, période qui peut être pluvieuse et à température minimale;
- enfin une *saison de transition*, souvent très sèche, de la mi-septembre à la mi-novembre au cours de laquelle la température augmente.

Ces saisons liées aux "variations annuelles de la ceinture anti-cyclonique au sud de la zone intertropicale de convergence au nord" (BRUNEL *et al.*, 1981) sont susceptibles de *grandes irrégularités d'une année à l'autre*.

Date d'observation	Mufo * (20 m)	Boulinda (450 m)	Boulinda (880 m)	Boulinda (1040 m)	Boulinda (1241 m)
14- 1-75	-	-	-	-	-
25- 3-75	232	935	1010	1395	1200
21- 5-75	334	425	519	736	727
9- 7-75	254	450	262	328	330
5-10-75	28	225	225	259	289
21- 1-76	375	375	510	225	710
Total au 14- 1-75 21- 1-76	1223	2230	2828	2943	3273
15- 4-76	240	(250)	(325)	300	1230
18- 6-76	67	225	325	250	415
9- 9-76	133	275	312	200	375
4-10-76	86	125	150	175	208
22- 2-77	303	675	(700)	1300	824
Total au 21- 1-76 22- 2-77	829	(1550)	(1812)	2125	3052
8- 7-77	218	300	305	-	535
19-10-77	147	400	425	-	625
11- 1-78	138	737	762	-	1225
Total au 22- 2-77 11- 1-78	503	1437	1492	-	2325
23- 2-78	49	-	-	-	350
21- 7-78	407	-	-	-	950
11- 1-79	324	-	-	-	675
Total au 11- 1-78 11- 1-79	780				1975

* poste du service territorial de la météorologie

() valeurs minimales du fait du débordement des pluviomètres.

TABLEAU III : Répartition de la pluviométrie sur le Boulinda en fonction de l'altitude.

2 - Pluviosité

L'examen des diagrammes pluviométriques sur les postes côtiers du versant ouest indique d'une façon générale des hauteurs moyennes annuelles de pluie comprises entre 800 et 1200 mm. Les postes de Poum et de Bélep sont soumis à de plus fortes précipitations et les moyennes annuelles atteignent 1600 mm. Il y aurait comme l'indique BRUNEL *et al.*, (1981) un effet de latitude pour ces zones de l'extrême Nord-Calédonien, dû au rapprochement des zones humides équatoriales.

La répartition trimestrielle de ces précipitations (Figure 5) ne montre pas de variations notables d'un poste à l'autre. Elle comporte une période pluvieuse au cours du premier trimestre liée à la saison chaude et une période sèche au cours des troisième et quatrième trimestres.

Si la pluviosité apparaît *relativement faible dans la plaine ouest, elle croît très sensiblement avec l'altitude*. Pour préciser ces variations, nous avons mis en place avec T. JAFFRE une chaîne de pluviomètres sur le massif du Boulinda, qui comprend le poste du service de la météorologie du Muéo-Népoui dans la plaine, et qui s'étage entre le niveau de la mer et 1241 m, au sommet du mont Boulinda. La série de relevés, effectués au cours de trois années d'observation, montre une croissance nette de la pluviosité avec l'altitude; le rapport entre les précipitations aux postes extrêmes atteint la valeur de trois (Tableau III). L'arrêt par le relief des nuages amenés par les vents alizés du sud-est contribue à créer ce contraste de pluviosité entre les précipitations abondantes de la côte est et des sommets et une certaine aridité de la côte ouest "sous le vent", ce qui est valable quelle que soit la saison (LATHAM, JAFFRE, 1976). Les mesures effectuées sur une année par le service de la météorologie au poste de la Tiébaghi situé à 596 m d'altitude tendent à confirmer cet effet orographique. Les *dépansions tropicales* qui atteignent le Territoire sont l'occasion de précipitations qui auraient atteint une intensité de 110 mm/h pendant deux heures à la Dumbéa, à quelques kilomètres de Nouméa, à un poste situé à 80 m d'altitude, lors du passage du cyclone COLLEEN en 1969. Il aurait été relevé à Koumac une intensité pluviométrique de 112 mm/h pendant 15 mn. Cette intensité s'accroît avec l'altitude et serait responsable de l'*érosion par ravinement* observée dans les zones montagneuses. Les coefficients de ruissellement sont pour leur part très élevés (BAUDUIN, BRUNEL, 1981), ce qui limite d'autant la quantité d'eau percolée à travers le sol.

3 - Température, évapotranspiration

Les températures moyennes annuelles dans la région sont comprises entre 23° et 24°C, les variations des moyennes mensuelles au cours de l'année portant sur cinq à six degrés dans les plaines. Les mesures effectuées en montagnes montrent une *décroissance faible de la température avec l'altitude* (0,5° par 100 m sur Tiébaghi, BRUNEL *et al.*, 1981). Des températures minima de 0°C ont toutefois été mesurées sur le sommet du mont Boulinda.

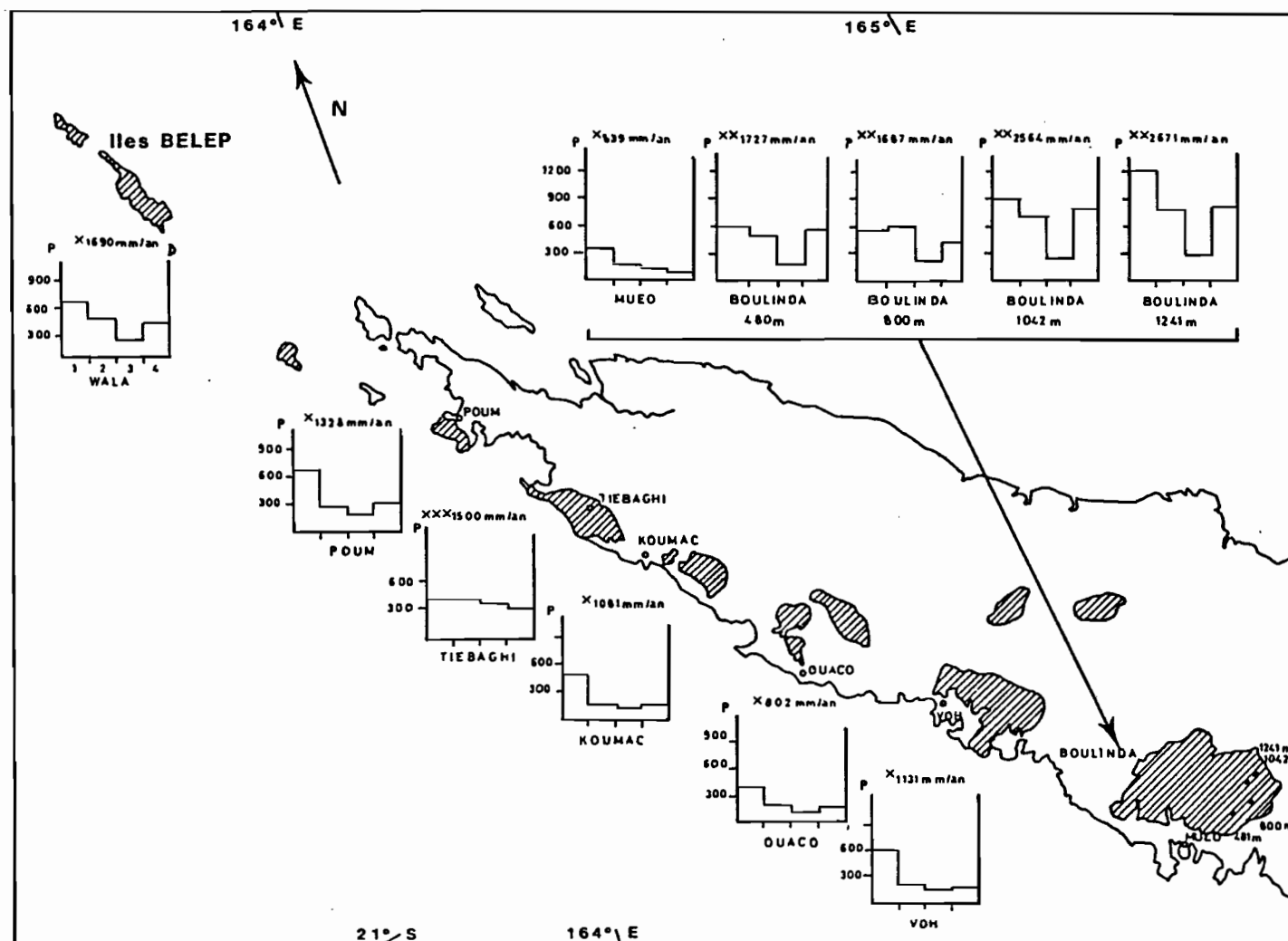


Fig. 5 : Pluviométrie dans le centre et le nord de la Nouvelle-Calédonie

Cette température moyenne élevée, associée à l'influence des alizés, provoque une *évapotranspiration réelle (ETR) importante*. BRUNEL cite des valeurs de 1420 mm par an à Koumac pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée par la formule de Penman avec un maximum de 161 mm en décembre et un minimum à 70 mm en juillet. Ces chiffres rapprochés de ceux des données pluviométriques montrent l'importance des phénomènes de sécheresse dans les régions de Koumac et surtout de Ouaco.

4 - Régimes hydrologiques.

Les rivières, issues des massifs étudiés, ont des bassins versants toujours restreints et des *débits d'étiage très faibles*, l'écoulement de l'eau pendant la saison sèche se fait par les nappes souterraines, les rivières les plus importantes étant la Muonio et la Ouha dans le massif du Boulinda et la Taom dans le massif de Ouazangou-Taom. A la suite des fortes pluies, ces petites rivières peuvent devenir de *véritables torrents*, entraînant tout sur leur passage. Ces régimes de crues très brusques ne durent que quelques heures. BAUDUIN et BRUNEL (1981) pensent que lors des crues exceptionnelles, les écoulements atteignent pour des bassins de 50 km² des valeurs maximales de 30 m³/S/Km². Ces crues sont suivies d'inondations et de dépôts d'alluvions dans les vallées, sur les terrasses alluviales récentes.

5 - Conclusion.

Ainsi le climat de la Nouvelle-Calédonie apparaît assez *contrasté* du fait du régime d'alizé du sud-est qui favorise les précipitations sur la côte est "au vent" et dans les zones montagneuses, et qui induit une aridité de la côte ouest "sous le vent". Durant la saison chaude, de très violentes précipitations cycloniques peuvent atteindre le Territoire et particulièrement les reliefs.

IV - VEGETATION.

La végétation des massifs de roches ultrabasiques se caractérise par l'abondance *des groupements végétaux* comprenant maquis et forêts, et par l'*originalité de la flore* constituée à plus de 60% d'espèces endémiques propres aux roches ultrabasiques (VIROT, 1956; JAFFRE, 1974, 1980). Elle apparaît dans le paysage comme un ensemble de "formations sclérophiles sempervirentes arbustives, plus ou moins buissonnantes ou ligno-herbacées à strate herbacée cypéracéenne, appelées localement maquis des terrains miniers" (JAFFRE, 1980). A côté de ces maquis sont observées des formations forestières dans les secteurs les plus humides des massifs; dans les plaines alluviales, se développent des savanes sous la pression actuelle de l'élevage.

1 - Principaux groupements végétaux. Les maquis des terrains miniers.

Les *maquis* des terrains miniers qui ont largement *progressés* sous l'effet des feux, occupent la majeure partie des massifs de roches ultrabasiques de la Nouvelle-Calédonie. Ils présentent une grande variété floristique et structurale. Ils peuvent être arbustifs, buissonnants ou ligno-herbacés. Dans quelques cas extrêmes ils sont herbacés comme cela apparaît très nettement sur les îles du nord : Bélep et Yandé. Les familles les plus caractéristiques de ces maquis sont les Myrtacées, les Cypéracées, les Cunoniacées, les Epacridacées, les Protéacées et les Apocynacées. On note dans ces maquis, assez régulièrement soumis au feu, l'absence de graminées et de niaouli (*Melaleuca quinquenervia*), l'espèce arborée la plus commune des formations pyrophytes de la Nouvelle-Calédonie, à l'exception des îles Bélep et de quelques zones du plateau de Tiébaghi. Cette végétation se distingue donc, du point de vue floristique et physionomique, des savanes communes sur roches sédimentaires et volcaniques. La couverture du sol par ces maquis est très incomplète, particulièrement dans les secteurs ayant subi des feux récents et constitue une mauvaise protection du sol contre l'érosion.

. Les forêts et groupements paraforestiers

Les groupements forestiers sont peu puissants et se développent dans des sites privilégiés le long des cours d'eau, à proximité des talwegs et dans les zones humides d'altitude. Myrtacées, Lauracées et Podocarpacees constituent la base des groupements de basse et moyenne altitude dans lesquels on rencontre des faciès à *Nothofagus*, à *Araucaria* et *Arillastrum guminiferum* (chêne gomme). Au-dessus de 1150 m, sur le massif du Boulinda, se développe une "forêt oronéphéléphile"* (VIROT, 1956) ou forêt dense sempervirente d'altitude à Lichens, Bryophytes et Hymenophyllacées de JAFFRE, LATHAM (1974). Ce type de forêt ne s'observe pas sur les autres massifs étudiés, faute d'altitude. Sur les plateaux de la Tiébaghi et des îles Bélep on peut observer une forêt basse qui a dû brûler un certain nombre de fois dans son histoire. Enfin, dans les cuvettes marécageuses de ces plateaux et dans certaines zones basses des vallées, apparaissent des taches de forêt hydromorphe à niaouli (*Melaleuca quinquenervia*) et à joncs.

. Les savanes à "gafac"

Dans les plaines alluviales, au pied des massifs, se développent des formations de savanes caractérisées par une abondance de "gafac" (*Acacia spirorbis*), de Cyperacées (*Fimbristilis neocaledonica*, *Scleria Browni*, *Gahnia aspera*) et de quelques graminées (*Aristida novae-caledonica*, *Themeda gigantea* et *Schizachyrium obliquiberbe*). Ces secteurs sont régulièrement soumis au feu et servent de pâturage.

* oronéphéléphile : de grec oros : montagne; nephelé : nuage et philos : ami. Formation végétale de montagne très souvent dans les nuages.

2 - Conditions de développement de cette végétation.

Le particularisme de cette végétation a intrigué de très nombreux chercheurs parmi lesquels il faut citer HECKEL (1892), VIROT (1956), plus récemment SCHMID (1972) et surtout JAFFRE (1970, 1974, 1980). Son origine a été recherchée dans une étude écologique du massif du Boulinda (JAFFRE, LATHAM, 1974). *Les toxicités métalliques* dues au chrome, au nickel et au cobalt sont très souvent évoquées pour expliquer ce particularisme. BIRREL et WRIGHT (1945) y ont vu l'une des explications de la différenciation de cette végétation dans une étude menée dans la région de Népoui. Ce problème a fait par ailleurs l'objet de nombreuses publications dans d'autres régions du monde (WHITTAKER, 1954; KRAUSE, 1958; PROCTOR, 1971). Mais dans les sols du Boulinda, le nickel et le cobalt se trouvent à des teneurs faibles dans les horizons superficiels prospectés par les racines. Quant au chrome, son assimilabilité reste à démontrer. Il semble donc qu'il faille rechercher la cause de l'originalité de cette végétation dans une grande *oligotrophie du sol* (très faibles teneurs en P_2O_5 et K_2O), *dans l'excès de magnésium parmi les bases échangeables, et dans la grande pauvreté en calcium*. Dans les sols magnésiens de la base des massifs et des plaines alluviales, les essais de mise en culture après fertilisation, mais sans apports calciques, se sont le plus souvent terminés par des échecs. Cette végétation très originale serait donc adaptée à des conditions d'oligotrophie et de déséquilibre chimique. Sa croissance reste très lente. Les secteurs soumis aux feux sont longs à se reboiser, quand ils se reboisent. Les anciennes zones minières n'ont parfois pas retrouvé de couverture végétale après plusieurs décennies d'abandon. La croissance sans engrais, d'espèces pourtant réputées très agressives comme *Pinus elliotii*, *Pinus caribaea* ou les *Eucalyptus*, s'est révélée très décevante dans le sud du Territoire. La végétation de ces massifs est donc très adaptée mais très fragile, et difficile à reconstituer après sa destruction.

1ère. Partie:

Le massif du Boulinda

**Un massif élevé soumis à de
fortes variations climatiques**

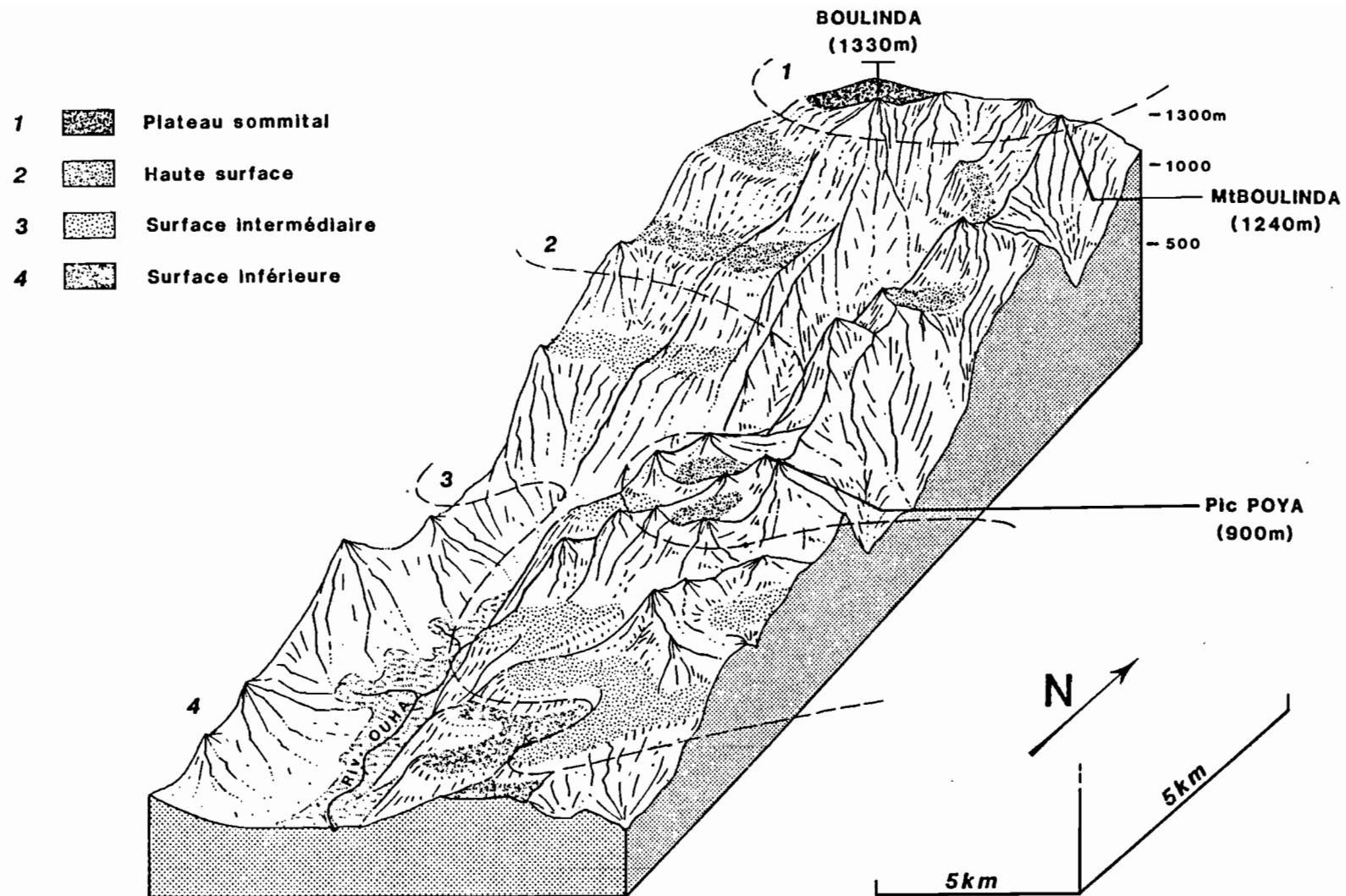


Fig. 6 : Etagement des surfaces topographiques sur le Boulinda.

PRESENTATION

Le massif du *Boulinda* se présente comme un ensemble montagneux très accidenté, culminant à 1330 m et formé de *harzburgite* à *orthopyroxène* avec quelques affleurements de *dunite* et une semelle serpentineuse parfois mylonitisée (CARROUE ESPIRAT, 1966). Il est coiffé par des surfaces à relief faiblement ondulé, séparées entre elles par d'importants décrochements, et profondément disséquées par des versants très abrupts (Figure 6).

Quatre surfaces topographiques principales peuvent être reconnues :

- un "plateau sommital", situé entre 1250 et 1150 m d'altitude, au relief ondulé riche en dépressions fermées (dolines) entouré de petits pitons dont le piton sommital (1330 m) ;

- une "haute surface" entre 1050 et 800 m d'altitude, composée de replats parsemés de dolines et de vallées sans exutoire, bordant le plateau sommital ou isolés de celui-ci par des incisions dues au réseau hydrographique ;

- une "surface intermédiaire" entre 650 et 350 m, formée de glacis disséqués par le réseau hydrographique et situé à la périphérie des replats de la "haute surface" ;

- une "surface inférieure", formée de petits épaulements étayant les glacis de la surface intermédiaire entre 250 et 300 m d'altitude au sud-ouest et entre 400 et 500 m au nord-est.

Les versants ont une pente moyenne de 40 à 45% le long des axes de drainage, ce qui signifie que des pentes voisines ou supérieures à 100% sont fréquentes dans ce massif. Au pied du Boulinda, on note une dénivellation de 1100 m sur 3 km de distance.

Les fonds de vallées sont étroits. Bien souvent les rivières principales Ouha, Muonio, Nekliai traversent des gorges sans zones alluviales. Dans leurs cours inférieurs, les vallées prennent la forme du V tronqué avec une plaine alluviale actuelle et un ou deux niveaux de terrasses alluviales anciennes recoupées par un réseau transversal.

Pour caractériser la couverture pédologique de ce massif, rechercher les transformations qui ont pu l'affecter et tenter alors de relier celles-ci aux phases de la mise en place de ce relief, quatre toposéquences réparties sur les principales unités morphologiques décrites précédemment, ainsi qu'un grand nombre d'observations intermédiaires, ont été réalisées.

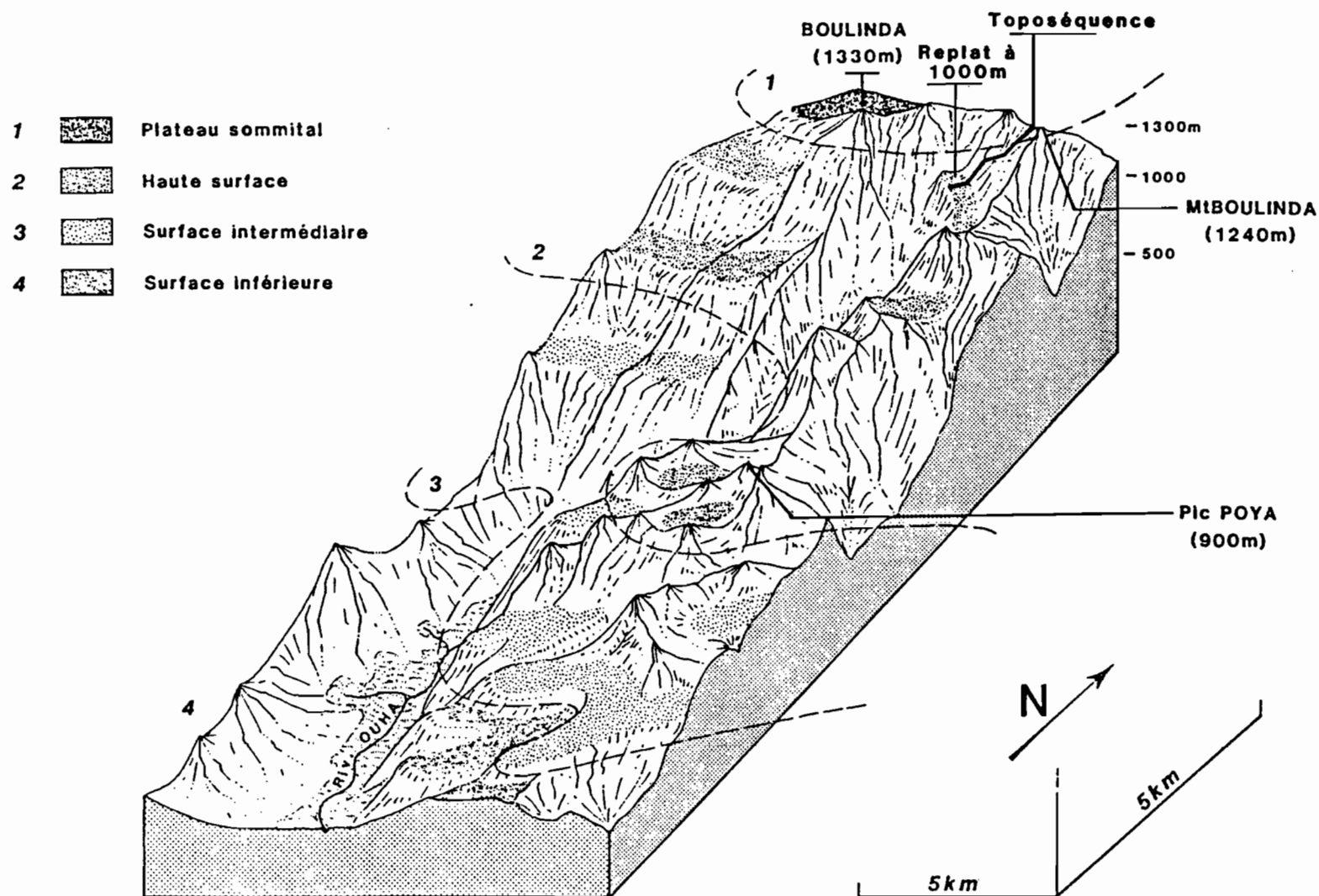


Fig. 7 : Localisation de la toposéquence sommitale du Boulinda.

CHAPITRE I

LA TOPOSÉQUENCE SOMMITALE DU BOULINDA FERRITISATION DIRECTE ET PODZOLISATION

I - PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE

La toposéquence sommitale du Boulinda s'étend sur le versant ouest du massif dans un paysage très accidenté (Figure 7). Elle recoupe :

- un lambeau du plateau sommital;
- un versant à forte pente, entrecoupée par un épaulement;
- un replat profondément entaillé par l'érosion qui appartient à la haute surface.

Le plateau sommital se présente comme une surface faiblement inclinée vers le nord-est (5% de pente), parsemée de dépressions à parois rocheuses (*karst péridotitique*). Ce plateau est bordé de petits pitons sur son côté ouest dont l'un constitue le sommet du massif (1330 m). Quelques lambeaux de ce plateau, dont celui de la partie amont de la séquence, subsistent le long d'une ligne de crête située au sud de la surface principale (Figure 8).

Le versant à forte pente, qui sépare le Mont Boulinda du replat aval, présente de nombreux *affleurements rocheux*. Vers 1100 m, elle est interrompue par un petit épaulement sur lequel s'écoule un *niveau de source*.

Le *replat*, qui d'après les critères topographiques précédents appartient à la "haute surface", est situé au pied de cette ligne de crête à 1000 m d'altitude. Il comprend une butte témoin couverte de blocs de cuirasse ferrugineuse et une *profonde entaille dans la couverture pédologique*, due à l'érosion. Il s'étend, parallèlement à la ligne de crête, sur deux à trois kilomètres de long et sur une largeur de 300 à 400 m. Au pied du Mont Boulinda, se forme une *petite mare semi-permanente sans exutoire* visible. Ce replat est drainé par un réseau de ravines qui n'est actif qu'au moment des fortes pluies. Ces ravines se rejoignent environ 100 m plus bas au-dessus d'un niveau de source qui débouche sur une cascade.

Le modelé de cette partie sommitale du Boulinda montre donc :

- un relief accidenté entrecoupé par des surfaces planes à faiblement ondulées, dont certaines présentent une grande extension comme le plateau sommital ou le replat à 1000 m. Ces surfaces sont

parsemées de dépressions fermées ou dolines, parfois remplies par des mares semi-permanentes qui donnent à ce paysage l'aspect d'un *relief karstique*;

- sur ces replats, un *drainage vertical*, qui l'emporte sur les écoulements longitudinaux; aucun ruissellement permanent n'existe malgré la très forte pluviosité ambiante (environ 3000 mm/an) et la superficie du bassin versant (plusieurs km²); les eaux s'infiltrant donc et réapparaissent en aval par l'intermédiaire de sources, sur les flancs du massif;

- que lors des fortes précipitations cycloniques, le drainage vertical ne pouvant suffire, un *écoulement superficiel violent* se développe. Il entraîne d'intenses érosions, comme en témoignent les profondes ravines du replat à 1000 m.

II - CARACTERISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DEFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - Description.

1 - Présentation générale.

Les sols de cette toposéquence sont le plus souvent *squelettiques* (quelques décimètres de profondeur) et ils sont associés à de nombreux affleurements rocheux. Seuls ceux du replat à 1000 m sont plus profonds (Figure 8).

Sur le plateau sommital et jusqu'à une altitude de 1200 m sur les pentes voisines, ainsi que sur la ligne de crête, on note, à la surface du sol, des *accumulations organiques* de 20 cm à plus de 1 mètre d'épaisseur. Ces dernières surmontent des karsts rocheux formés de blocs de péridotite de taille métrique, aux arêtes aigües et présentant un cortex d'altération de 1 à 2 cm. Entre ces blocs rocheux, sont intercalées des masses terreuses ou des horizons minéraux peu épais, de moins de 50 cm, *riches en nodules ferrugineux*, contenant souvent, en plus, de petites plaquettes silicifiées. La description détaillée d'un profil de ce type est donnée (BOU 98). Mais on a également observé, au cours d'une reconnaissance sur le plateau sommital, vers 1200 m d'altitude, la présence sous l'horizon organique, d'une accumulation de blocs de cuirasse ferrugineuse massive qui témoignent, par analogie avec ce que l'on connaît par ailleurs dans le massif, de l'existence d'une couverture pédologique ancienne à cet endroit.

- Sur les pentes, en-dessous de 1200 m, l'accumulation organique superficielle disparaît. Les sols restent peu épais avec des enrochements denses en affleurement. Ils sont *riches en nodules ferrugineux*, au moins dans leurs quelques centimètres supérieurs. Un profil de ce type est présenté en détail ci-après (BOU 88).

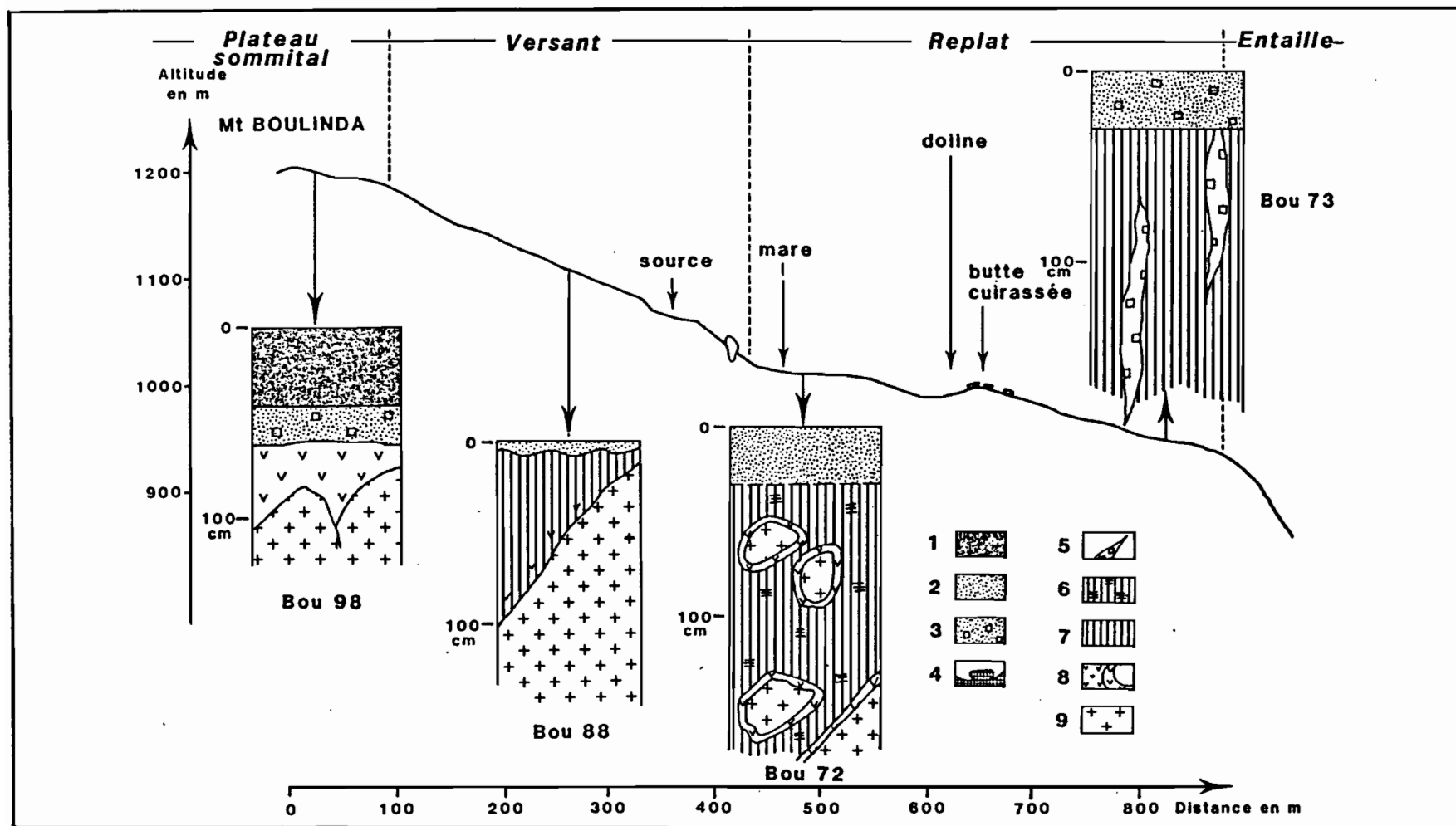


Fig. 8 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques sur la toposéquence sommitale du Boulinda

- Sur le petit épaulement (1100 m), où suinte la source, on note la présence d'un *enchevêtrement de tubes ferrugineux*, aux parois indurées de 0,5 à 5 cm de diamètre en forme de réseau racinaire. Ces tubes sont le plus souvent vides, mais certains peuvent être remplis par un matériau ferrugineux induré.

- Sous cet épaulement et sur une pente très forte (plus de 100%), affleurent de gros blocs siliceux à *structure caverneuse*, souvent remplie d'une fine poudre ferrugineuse jaune.

Par leur aspect, ces formations siliceuses rappellent des meulières; nous les qualifierons de "*pseudo-meulières*" dans la suite de ce texte. Certains de ces blocs siliceux ont des parois externes planes et striées parallèlement, comme des miroirs de faille.

- Au raccordement entre cette pente et le replat, ainsi que sur le replat lui-même, se développent des sols beaucoup plus profonds. Dans la majorité des cas, ils contiennent quelques nodules ferrugineux en surface, parfois recouverts d'un horizon légèrement induré et ils présentent en profondeur des *taches noires d'hydromorphie*; le profil BOU 72 a été décrit dans cette unité. Dans les secteurs riches en éléments siliceux, les sols présentent un *horizon blanchâtre siliceux* dans leur partie superficielle (profil BOU 73). Enfin, en position de butte témoin, la couverture pédologique montre dans les deux mètres supérieurs, une accumulation de blocs de cuirasse conglomératique et de débris ferrugineux d'aspect scoriacé, comparables à ceux de la séquence suivante. Ils feront l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre II.

2 - Profil BOU 98.

Sommet du Mont Boulinda (1242 m), sous forêt "*oronéphéléphile*" à *Metrosideros dolichandra*, Bryophytes, Hymenophyllacées et Lichens. La pluviosité moyenne mesurée sur trois ans est de 2671 mm/an. La température est plus fraîche que dans la plaine avec des minima de 0°C. Ce sommet est très souvent dans les nuages et l'humidité relative y est très forte. La roche mère est une dunite.

0 - 40 cm : Très humide; rouge sombre (10 R 3/2); organique; structure spongieuse; les structures végétales originelles ne sont pas reconnaissables; entrelas de racines moyennes et fines; transition brève et irrégulière.

40 - 60 cm : Très humide; brun rouge foncé (5 YR 3/2); graveleux : 40 à 50% de nodules ferrugineux de forme arrondie dans la partie supérieure de l'horizon et 20 à 30% dans la partie inférieure; quelques plaquettes siliceuses; limono-sableux à sables de chromite ou ferrugineux; non collant; nombreuses racines fines et moyennes; transition distincte et régulière.

60 - 80 cm : Très humide; brun (7,5 YR 5/4); limono-argileux : quelques filonets de quartz; structure massive quelques cailloux de blocs de dunite; nombreuses racines moyennes et fines; transition brève et irrégulière.

80 cm et plus : Dunite fortement diaclasée avec cortex d'altération de 1 à 3 cm.

3 - Profil BOU 88.

Forte pente sous le sommet (1150 m); forêt dense à *Pandanus* spp, *Podocarpus* spp et Fougères. Climat similaire à celui du sommet en ce qui concerne la pluviosité et la température mais l'absence de Bryophytes et de Lichens sur les troncs est très certainement l'indicateur d'une humidité moins régulière. La roche mère est une harzburgite.

En surface, très nombreux affleurements rocheux.

0-5/10 cm : Très humide; brun foncé (7,5 YR 3/2); organo-humifère; limoneux; 30% de petits nodules ferrugineux de forme arrondie; structure fragmentaire nette, polyédrique subangulaire fine; volume des vides très important entre les agrégats; friable; non plastique; non collant; très nombreuses racines fines, quelques moyennes et grosses; transition distincte et ondulée.

5/10-30 cm : Très humide; brun jaunâtre (10 YR 4/3); sablo-argileux; 60% de petits nodules ferrugineux de forme arrondie et parfois tubulaire; blocs de harzburgite centimétriques à décimétriques avec un cortex d'altération de moins de 1 cm; structure fragmentaire peu nette, polyédrique moyenne; volume des vides important entre les agrégats; non cimenté, non plastique; non collant; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

30-70 cm : Dans une anfractuosités de la roche; très humide; brun jaunâtre (7,5 YR 4/2); argilo-limoneux; quelques petits nodules ferrugineux de forme arrondie; structure fragmentaire peu nette, polyédrique moyenne; forte micro-porosités; plastique; non collant; quelques racines fines.

4 - Profil BOU 72.

Piémont du Mont Boulinda; altitude 1050 m; végétation : maquis bas, riche en Fougères (*Dicranopteris Linearis*, *Pteridium esculentum*), en *Beckea ericoides* et en Cypéracées (*Lophospermum* spp); les précipitations moyennes annuelles sont très voisines de celles du sommet (2584 mm/an mesuré sur trois ans). Ce secteur est moins souvent dans les nuages que le sommet. La roche mère est une harzburgite.

En surface et de façon discontinue, on observe une carapace ferrugineuse nodulaire qui peut, par endroit, recouvrir la surface du sol de façon quasi-continue. On remarque aussi quelques blocs de harzburgite et de "pseudo-meulière".

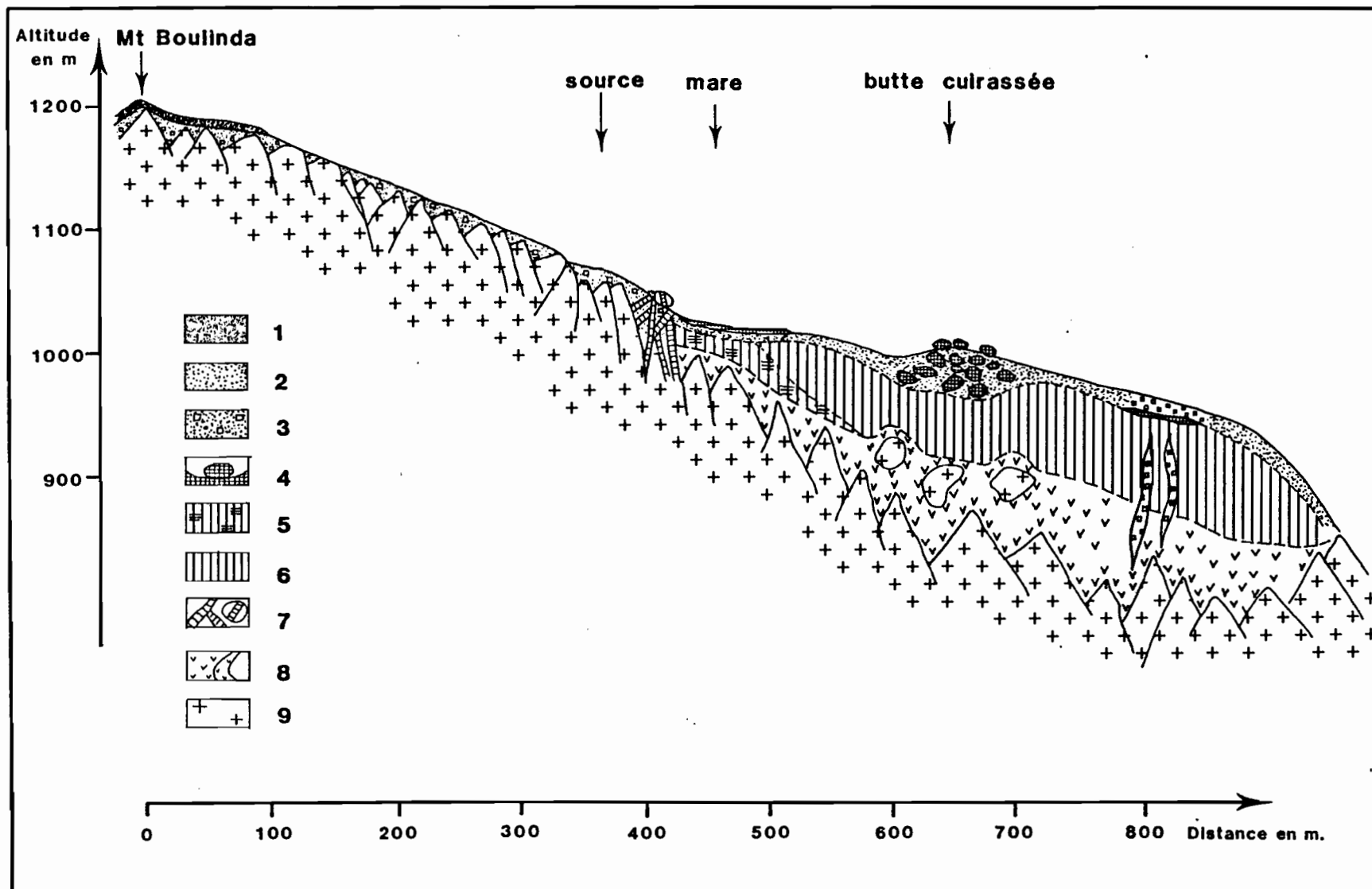
0 - 6 cm : Humide brun foncé (5 YR 3/2); apparemment peu humifère; 60% de nodules ferrugineux de forme arrondie de petite taille; sablo-argileux à sables ferrugineux; structure fragmentaire nette, polyédrique subangulaire fine; volume des vides important entre les agrégats; non plastique; non collant; racines fines et moyennes; transition distincte et régulière.

- 6 - 36 cm : Humide; ocre (5 YR 3/4); quelques nodules ferrugineux de forme arrondie; argileux; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne à fine; volume des vides assez important entre les agrégats; porosité tubulaire et microporosité importante; plastique; non collant; quelques racines fines et moyennes; transition graduelle et régulière.
- 36 -148 cm : Humide : ocre (5 YR 5/4); quelques petites taches noires et rougeâtres; blocs de harzburgite de plusieurs centimètres avec cortex d'altération de 1 à 2 cm; argilo-limoneux; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; volume des vides faible entre les agrégats; porosité tubulaire et micro-porosité importante; toucher onctueux; plastique; non collant; très rares racines; transition graduelle et régulière.
- 148-200 cm : Humide; ocre-jaune (5 YR 5/8); quelques taches noires et rougeâtres diffuses; nombreux blocs de harzburgite avec cortex d'altération centimétrique argilo-limoneux; structure massive à débit angulaire recoupant parfois la structure de la roche; très forte microporosité; toucher onctueux; non collant; pas de racines; transition très brève et irrégulière avec la harzburgite saine.

5 - Profil BOU 73.

Replat au pied du Mont Boulinda. Altitude 1000 m. Pente 20% La pluviosité moyenne est comparable à celle du profil précédent (2584 mm/an). La végétation est une fougeraie à *Dicranopteris linearis* avec quelques individus de *Bekea ericoides* et de *Lophosphenus* spp. Ce sol s'est développé sur une harzburgite dans une zone très riche en "pseudo-meulière".

- 0 - 16 cm : Humide; brun-grisâtre (10 YR 7/2); organo-humifère; humus à aspect de mor-moder; sableux; 50% de nodules ferrugineux et de graviers siliceux; structure massive à débit angulaire; très poreux; porosité tubulaire; légèrement cimenté; très nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.
- 16 - 26 cm : Humide; blanc (10 YR 8/1); sableux à sable fin siliceux et chromifère; structure massive, à débit angulaire; poreux à pores vésiculaires; cimenté; quelques racines moyennes et fines; transition brève et ondulée.
- 26 - 28 cm : Horizon ferrugineux induré à structure lamellaire; transition brève et ondulée.
- 28 -200 cm : Humide; brun jaunâtre (7,5 YR 6/8) avec passées brunes (5 YR 5/6) et blanches (10 YR 8/2) contrastées; les passées blanches correspondant à des amas siliceux sableux et en plaquettes de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur; faiblement cimenté; peu plastique; non collant; quelques racines moyennes et fines.



- 1 Horizon organique 2 Gravalite ferrugineux 3 Gravalite ferrugineux et siliceux 4 Cuirasse et carapace ferrugineuse, fragment de cuirasse
 5 Structichron ferrugineux tacheté 6 Structichron ferrugineux 7 Isaltérite silicifiée, bloc d'isaltérite silicifiée ("pseudo-meulières")
 8 Isaltérite serpentineuse, cortex d'altération 9 Ensemble lithologique (Roches ultrabasiques)

Fig. 9 : Répartition des ensembles et des horizons majeurs sur la toposéquence sommitale du Boulinda

B - Conclusion.

Ces descriptions mettent en évidence plusieurs ensembles différenciés verticalement ou latéralement (Figure 9 et Tableau IV) :

- Un *ensemble d'altération* comprenant :

. un *cortex d'altération* qui dépasse rarement deux à trois centimètres d'épaisseur et qui recouvre les blocs de roche non altérée;

. dans les anfractuosités rocheuses, et lorsque le développement du profil le permet, un *horizon à très forte microporosité* ayant le plus souvent conservé la structure et la texture de la roche et qui s'apparente à une altérite à structure conservée (MILLOT, BONIFAS, 1955), ou à une *isaltérite* (CHATELIN, MARTIN, 1972).

. un *horizon silicifié* qui recoupe l'horizon précédent et les ensembles supérieurs et s'individualise sous forme de "pseudo-meulière", de plaquettes siliceuses ou de passées blanchâtres formées de micrograins de quartz.

- Un *ensemble structichrome* (CHATELIN, MARTIN, 1972), ayant été affecté par une réorganisation structurale pédologique et de couleur plus vive que l'altérite, qui peut se subdiviser en :

. un *structichron brun jaune*, argilo-limoneux à structure de type polyédrique;

. un *structichron tacheté*, à taches noires et rouges diffuses, témoignant d'une certaine hydromorphie;

. un *structichron nodulaire*.

- Un *ensemble ferrugineux induré*, sous forme de carapace superficielle, de cuirasse lamellaire ou d'éléments tubulaires.

- Un *ensemble gravolitique* (CHATELIN, MARTIN, 1972), formé d'un assemblage lâche de nodules ferrugineux avec ou sans grains de quartz et de chromite et pratiquement dépourvu de plasma. Des concentrations siliceuses peuvent se développer dans la partie superficielle des sols riches en pseudo-meulière ou en passées blanchâtres et former un horizon blanc ressemblant à l'horizon A₂ de podzol.

- Un *ensemble organique*, sous forêt au-delà de 1200 m d'altitude.

De façon générale, on constate la faible épaisseur des sols de cette séquence, où abondent les affleurements rocheux, et en particulier, le développement réduit des profils de forte pente et du plateau supérieur. Mais la *présence de zones d'accumulation de blocs de cuirasse* tant sur le plateau sommital que sur le replat à 1000 m pose le problème de *l'existence antérieure d'une couverture pédologique* profonde et de son ablation.

* Dans la suite de ce texte nous adopterons une définition large du terme structichron qui est celle : "d'un horizon minéral meuble qui possède une organisation structurale strictement pédologique, sans rapport avec celle du matériau d'origine" (CHATELIN, MARTIN 1972), et nous étendrons cette définition à l'ensemble des sols étudiés.

Ensembles	Horizons	BOU 98	BOU 88	BOU 72	BOU 73
Organique	Accumulation organique	40-100 cm	-	-	-
Gravolitique	Accumulation ferrugineuse nodulaire et siliceuse superficielle	0-3/4 cm	0-3/4 cm	-	0-26 cm
Ferrugineux	Carapace superficielle	-	-	0-2 cm presque continue	-
Induré	Cuirasse lamellaire	-	-	-	26-28 cm
Structichrome	Structichron nodulaire	3/4-20 cm	3/4-30 cm	2-36 cm	-
	Structichron brun jaunâtre	-	-	-	28-200 cm
	Structichron tacheté	-	-	36-200 cm	-
D'altération	Isaltérite silicifié	Plaquettes siliceuses	-	-	Passées blanchâtre pseudomeulières
	Isaltérite	20-30 cm	Dans les anfractuosités de la roche	200 cm et au delà et dans les anfractuosités de la roche	200 cm et plus
	Cortex d'altération	1-2 cm	1-2 cm	1-2 cm	?
Lithologique		Dunite	Harzburgite	Harzburgite	Harzburgite

Tabl. IV : Organisation macroscopique générale de la toposé-
quence sommitale du Boulinda.

III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.

L'organisation et la nature des constituants dans les principaux ensembles de cette séquence ont été déterminées par une étude microscopique (microscope optique), ultramicroscopique (microscope électronique à balayage), par des microanalyses chimiques ponctuelles effectuées sur microsonde et par des analyses chimiques et minéralogiques globales.

A - L'ensemble d'altération.

1 - Les cortex d'altération.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Les cortex d'altération observés sont peu épais (1 à 2 cm) et ont conservé la structure et la texture de la roche. Les minéraux primaires (olivine, enstatite et chromite) sont en grande partie intacts et l'altération se manifeste à ce niveau par une *ferruginisation le long des maillages serpentineux* de l'olivine et *dans les mâcles* des pyroxènes. Rapidement, en s'éloignant de la roche saine, les minéraux primaires s'isolent et leurs reliques diminuent de volume au profit d'un plasma d'altération isotique de couleur brune en lumière polarisée analysée (L.P.A.) (Figure 10).

b - Microanalyses chimiques.

Des microanalyses chimiques ont été réalisées sur les différentes phases de ce cortex (Tableau V). Aisées à mener sur les minéraux primaires, du fait de leur bonne cristallinité, elles sont beaucoup plus complexes sur les produits fissuraux, en raison de leur porosité et de leur hydratation. La somme des déterminations obtenues pour les divers éléments dépasse rarement 30 à 40% sur ces phases altérées, ce qui ne confère à ces résultats qu'une valeur relative.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Péridots (M 3 analyses)	50,93	0,00	40,91	0,03	0,01	0,01	0,00	0,29	7,58	0,37
Produits fissuraux dans Péridots (M 2 analyses)	18,08	0,76	31,96	1,55	0,28	0,00	0,00	1,28	45,56	0,52
Pyroxènes (M 3 analyses)	35,85	1,31	57,74	0,01	1,00	0,00	0,49	0,21	5,49	0,00
Produits fissuraux dans Pyroxènes	28,3	1,31	55,90	0,09	1,96	0,00	0,87	0,47	10,8	0,32

TABLEAU V : Microanalyses des cortex d'altération de la toposéquence sommitale du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

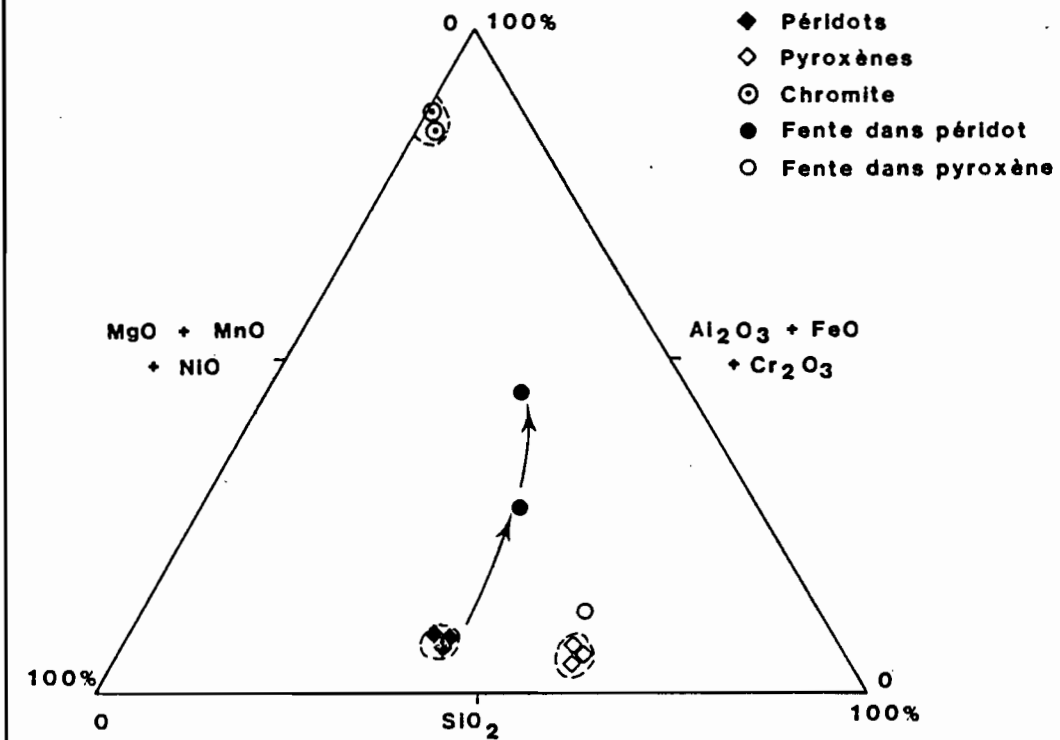
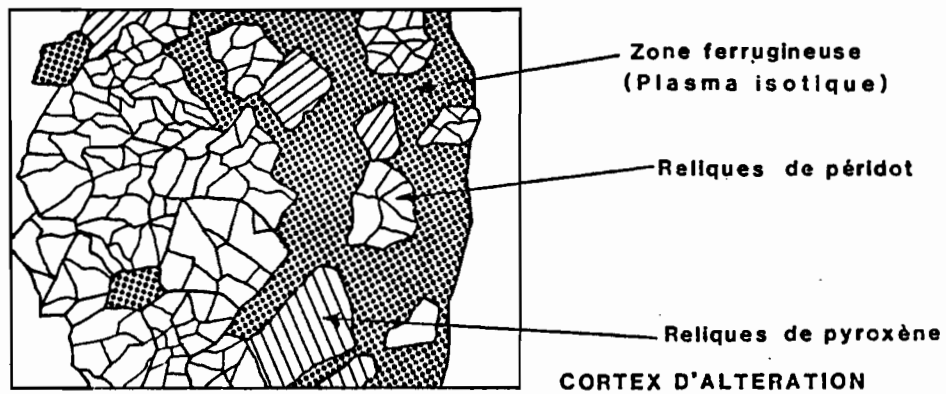
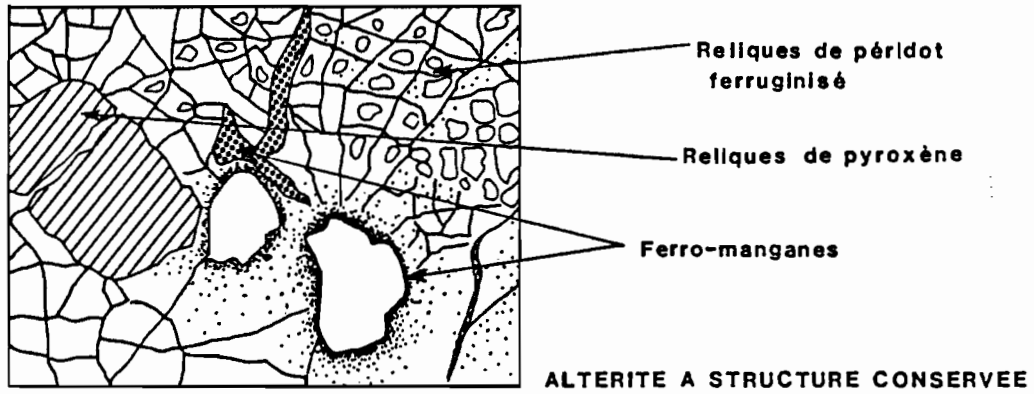


Fig. 10 : Microscopie et microanalyses chimiques de l'ensemble d'altération de la toposéquence sommitale du Boulinda.

La figure 10 et le tableau V montrent, néanmoins, une variation très nette entre les minéraux primaires et les produits fissuraux, marquée par une *ferruginisation importante*, accompagnée d'une forte perte en magnésie et à un moindre degré en silice. Cet enrichissement en fer est *plus précoce dans les péridots que dans les pyroxènes*, comme l'ont déjà montré GOLDICH (1938), SMITH (1962), MILLOT (1964), TRESCASES (1975), BESSET (1978), NAHON *et al.* (1982). Cela peut être observé microscopiquement par la présence de nombreux pyroxènes peu altérés qui demeurent isolés dans un plasma déjà entièrement transformé. De même, les analyses comparées des produits fissuraux montrent que les cortex des pyroxènes sont les moins ferruginisés.

b - Composition minéralogique.

Les produits formés, difficiles à définir au point de vue minéralogique, sont des *complexes mal cristallisés* de composition ferro-silico-magnésienne présentant sur les diffractogrammes de rayons X des pics peu marqués, correspondant à la *goethite*.

2 - Isaltérites - Isaltérites silicifiées.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Les isaltérites se présentent comme des horizons ayant conservé un héritage lithologique important (lithoreliques et structure) et n'ayant pas acquis une véritable organisation pédologique. Au microscope électronique, on reconnaît des reliques parentales ferruginisées (maillage serpentineux, mâcles de pyroxènes), des grains de chromite déjà en partie altérés avec des figures de corrosion en réseau et des minéraux feuilletés (talc). Les *textures de ces minéraux* sont parfois *effondrées* et l'on observe au MEB un empilement très lâche de cloisons ferrugineuses, très poreux, de densité apparente très faible (0,6 à 0,8).

En *position amont* (profil BOU 98), certaines de ces reliques minérales sont entièrement *imprégnées de silice* sous forme de micro-grains de quartz, reconnaissables au microscope optique en lumière polarisée analysée par une forte anisotropie et une extinction roulante.

En *position aval* (profil BOU 72), les cloisons des reliques minérales, qui peuvent contenir quelques accumulations siliceuses, sont très souvent soulignées par des *imprégnations noires ferromagnésifères*.

Dans tous les cas, des filonets de quartz correspondant aux plaquettes siliceuses de "pseudo-meulière" *centimétriques ou même décimétriques* sont observables au microscope et même à l'oeil nu. Ces filons et filonets sont dus à une *pseudomorphose du maillage serpentineux* par de la silice sous forme de quartz et à la dissolution préférentielle des péridots et des pyroxènes. Ils sont particulièrement

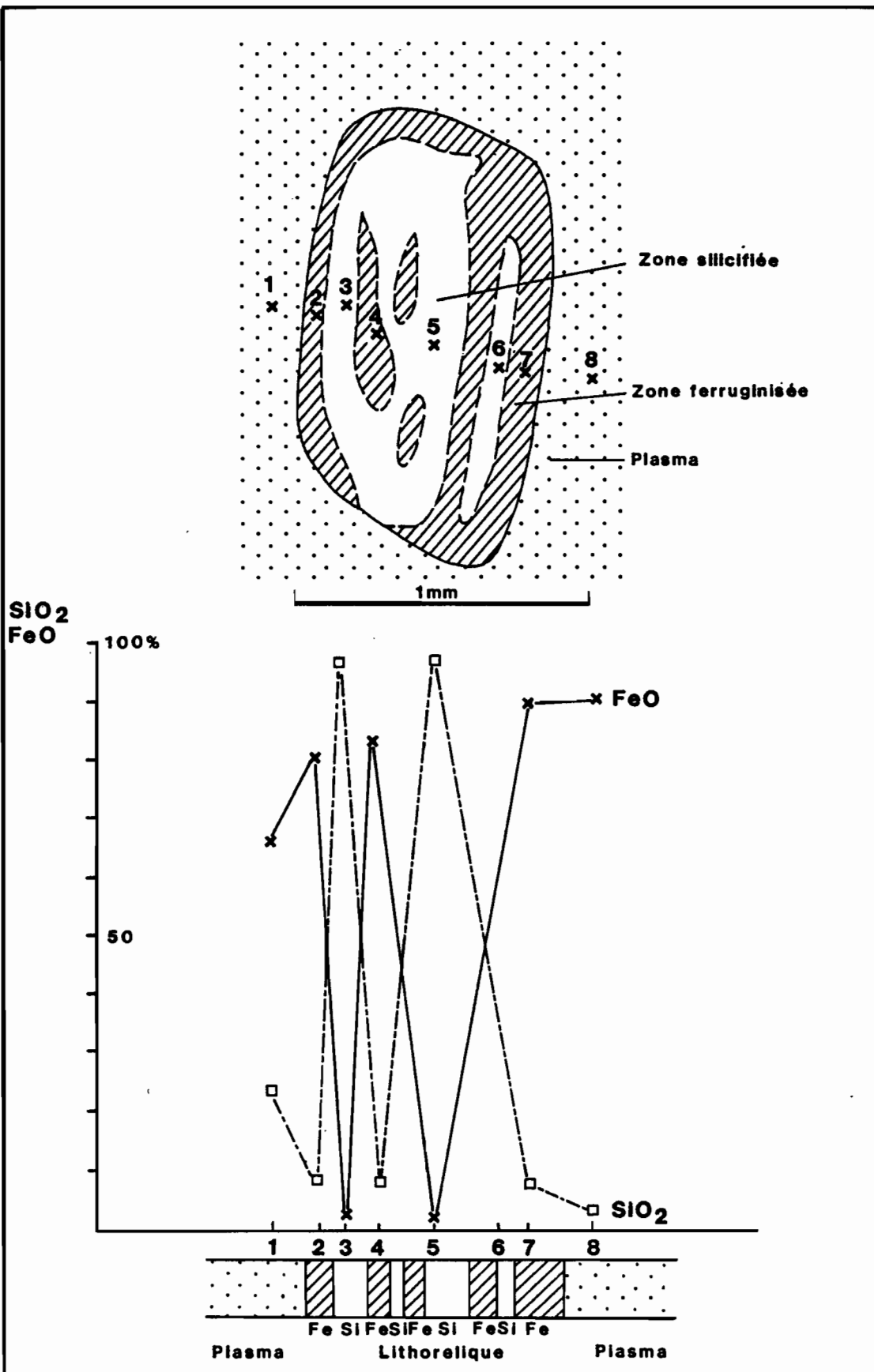


Fig. 11 : Microanalyses chimiques d'une traversée dans une lithorelique silicifiée et ferruginisée de l'isaltérite silicifiée de la toposéquence sommitale du Boulinda.

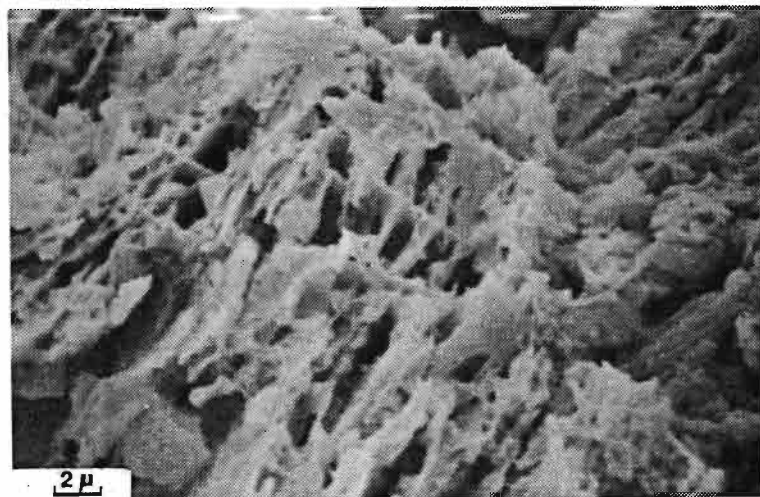
abondants dans les zones de faille. Dans l'altérite, ces quartz sont déjà en cours d'altération. Ils montrent des imprégnations ferrugineuses, des figures de dissolution et des vides autour des grains ou filons (photo MEB, pl. I). Ils correspondent à un héritage de silicifications profondes. Ainsi sur un sondage minier effectué sur le massif de la Tiébaghi, une géode de quartz a pu être découverte dans une fissure de péridotite saine, quelques mètres sous le front d'altération. La silice de dissolution de ces quartz peut cependant recristalliser dans les "pseudo-meulrières" en quartz automorphes (photo MEB, pl. I).

b - Microanalyses chimiques.

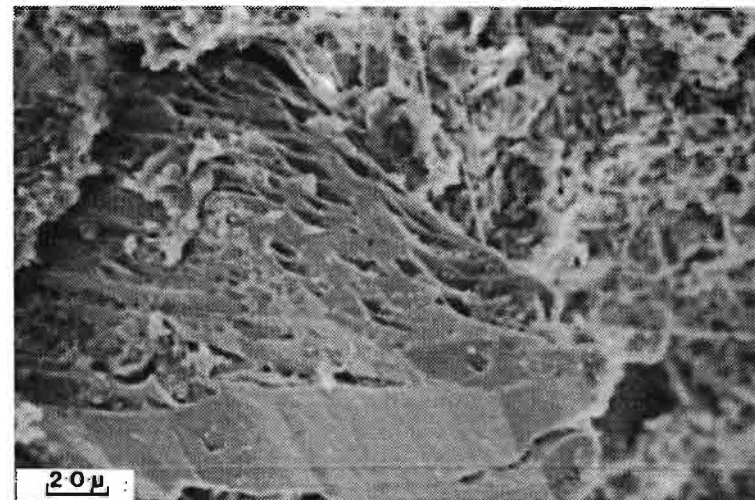
Les microanalyses chimiques (Tableau VI, Figure 11) précisent certaines transformations des minéraux primaires en plasma d'altération. La magnésie a été pratiquement éliminée et la silice en grande partie. Le chrome, le fer, le nickel, le manganèse et l'aluminium se sont en revanche concentrés de façon très nette. Ceci est surtout valable pour le fer dont les concentrations sont multipliées par 10 par rapport aux minéraux primaires. Ces accumulations sont essentiellement relatives car au microscope optique et au M.E.B., on observe très peu de ferranes ou de figures d'accumulation autres que quelques ferromanganés. On est donc essentiellement en présence d'un milieu en cours de dissolution. Cette énorme perte de matière (plus de 80%) explique les effondrements des structures mis en évidence au microscope électronique à balayage.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Plasma d'altération (amont) (M 3 analyses)	1,46	3,81	12,77	0,17	0,02	0,01	0,65	1,26	77,41	2,31
Plasma d'altération (aval) (M 3 analyses)	0,51	3,52	10,89	0,18	0,06	0,00	0,97	2,62	79,72	1,33
Talc (M 2 analyses)	33,08	1,13	63,91	0,25	0,01	0,05	0,11	0,00	1,32	0,11
Quartzane (M 2 analyses)	0,09	1,22	96,85	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	1,72	0,00
Produits fissuraux dans Quartzanes (M 2 analyses)	0,35	2,26	2,37	0,27	0,01	0,03	1,42	1,43	91,00	0,86
Imprégnations noires (M 5 analyses)	1,17	6,37	4,01	0,81	0,22	0,04	0,89	44,34	34,21	8,03

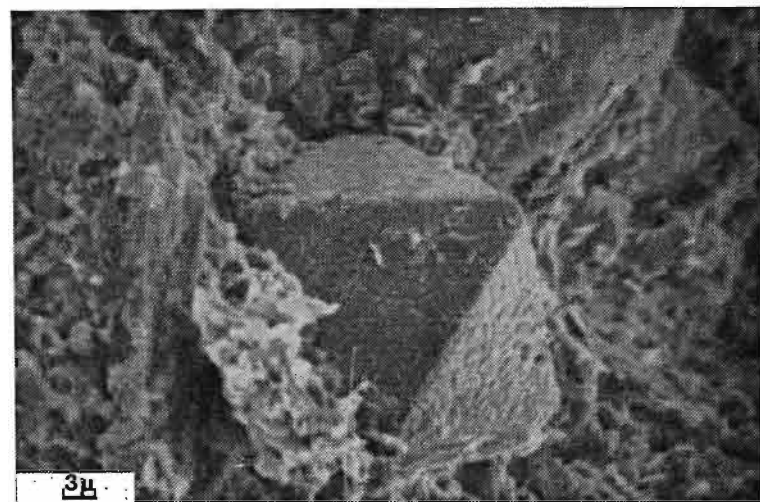
TABLEAU VI : Microanalyses des isaltérites de la toposéquence sommitale du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).



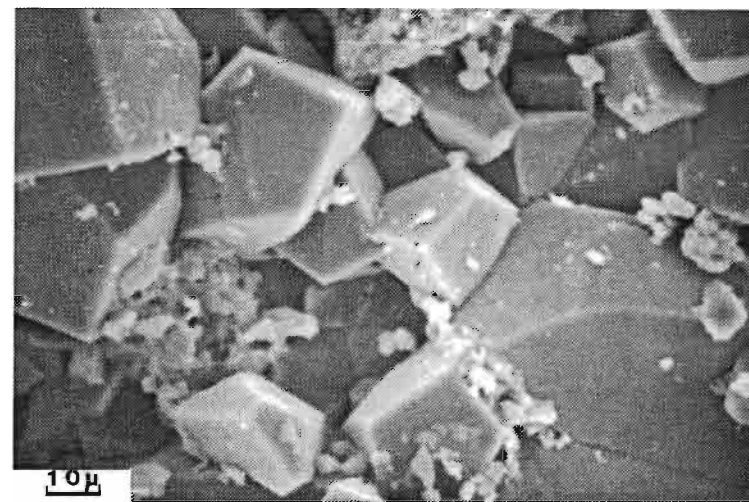
Relique de périclote ferruginiée



Quartz en cours de dissolution



Chromite en cours de dissolution



Quartz recristallisé

c - Composition minéralogique.

La diffractométrie aux rayons X indique une composition à base de *goethite*, de *quartz*, de *produits mal cristallisés* et d'un peu de *talc*. Aucun pic de diffraction de smectite n'est visible dans les diagrammes. Des extractions successives de fer par l'acide chlorhydrique 8 N (méthode SEGALÉN, 1968) ont montré que plus de 40% de cet élément se trouvait sous forme mal cristallisée (Figure 12).

B - L'ensemble structichrome.

1 - Structichrons ferrugineux brun jaune et tachetés.

Sur cette séquence les structichrons ferrugineux ont des couleurs brunes à jaunes et des structures de type polyédrique. Ces structichrons non nodulaires, absents dans la partie accidentée de la séquence, montrent des taches noires et brun rouge en position de piémont et sont brun jaune, plus loin.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

A l'échelle microscopique, les structichrons présentent des assemblages porphyroscellulaire à agglomérat plasmique à plasma inséparable à vosépique.

Ces *plasmas* isotiques au microscope optique en L.P.A., sont constitués de *nombreuses reliques de péridot et de pyroxène entièrement ferruginisées* et traversées par des chenaux, apparaissant en coupe sous forme de vides. La plupart de ces vides sont dépourvus de cutanes, mais certains sont recouverts de ferranes. Dans le cas des structichrons tachetés, des imprégnations noires se développent autour de certains de ces chenaux sous forme de microtaches qui peuvent se regrouper en amas noirs. Au M.E.B. elles apparaissent en bordure de vides comme de *petites éponges* isolées ou agglomérées de quelques microns de diamètre, à *structure en nids d'abeilles*, analogue à celle de la *todorokite* (BURNS, 1979) (photo MEB, pl. II).

A côté de ces imprégnations noires, des dépôts ferrugineux plus clairs que le fond matriciel et des dépôts siliceux (silanes) à extinction roulante en L.P.A., recouvrent d'autres vides.

Enfin des passées quartzieuses en petits grains corrodés, faisant suite aux "pseudo-meulrières" de l'altérite, sont très irrégulièrement réparties dans ces structichrons.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques (Tableau VII, Figure 13), permettent de mettre en évidence la *poursuite de la désilicification* et la

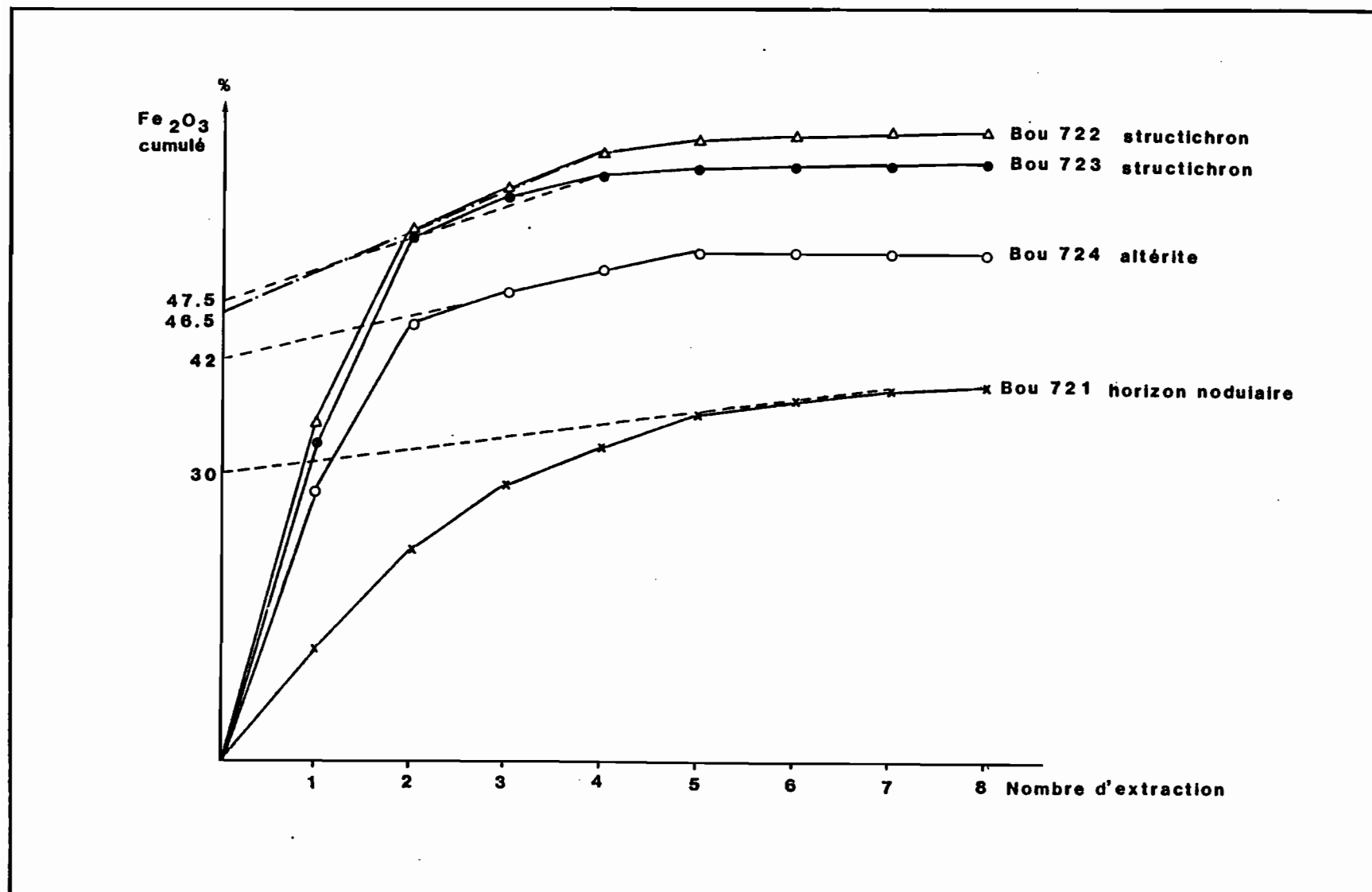
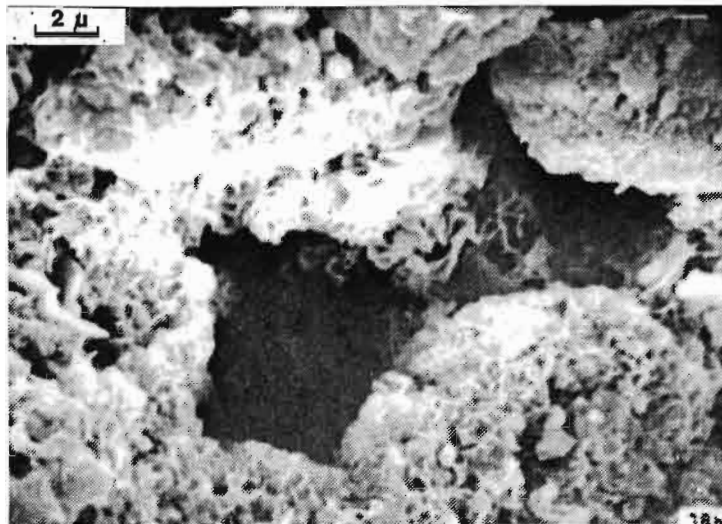
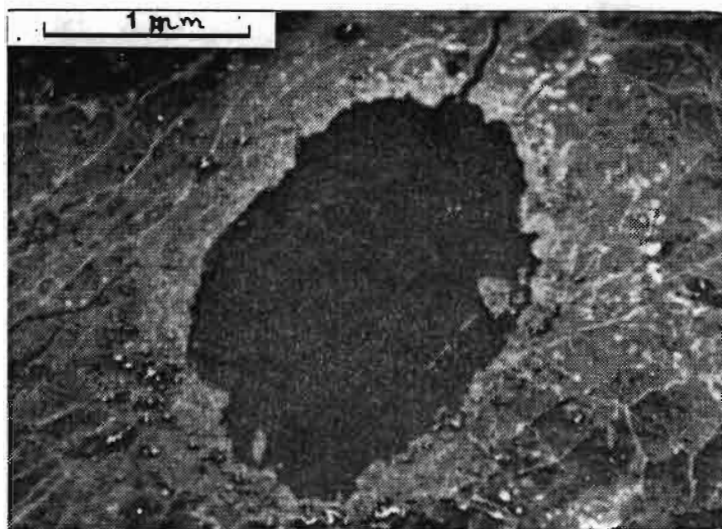


Fig. 12 : Extractions successives du fer par HCl 8 N dans la couverture pédologique de la toposéquence sommitale du Boulinda



Todorokite le long d'un vide(photo M.E.B.)



Mangane Image x



Répartition du Manganèse

Pl. II : Manganés dans le structichron tacheté de la toposéquence sommitale du Boulinda (Photos MEB et carte de répartition du manganèse)

ferruginisation ainsi qu'à un moindre degré, l'aluminisation du fond matriciel.

Cette aluminisation du plasma est liée en partie à un accroissement des teneurs en chrome et donc à une altération des chromites. Dans les horizons tachetés, manganèse, nickel et aluminium ont des teneurs élevées dans le fond matriciel, et très élevées dans les taches. Du cobalt en quantité importante a aussi été reconnu. Ces *concentrations de manganèse, de nickel, d'aluminium et de cobalt* en bordure de vides correspondent à un remplissage de porosité, qui témoigne d'un milieu en partie confiné.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Altérite (rappel)</u> Plasma d'altération (aval)	0,51	3,52	10,89	0,18	0,06	0,00	0,97	2,62	79,72	1,33
<u>Structichron</u> Fond matriciel partie inférieure (M 5 analyses)	0,30	6,29	3,57	0,33	0,01	0,02	1,44	1,06	84,90	1,99
partie supérieure (M 3 analyses)	0,42	7,69	1,09	0,18	0,01	0,07	2,78	1,23	85,89	0,66
<u>Structichron tacheté</u> Fond matriciel (M 4 analyses)	0,43	6,72	4,34	0,09	0,08	0,03	0,63	6,23	78,57	3,07
Taches noires (M 2 analyses)	0,45	14,36	2,26	0,21	0,05	0,01	0,84	38,86	29,22	13,81
Ferranes (M 2 analyses)	0,48	8,51	3,76	0,03	0,20	0,11	0,65	2,39	81,64	2,12
Silanes + (M 4 analyses)	13,44	7,06	70,57	0,00	2,87	0,00	0,24	0,10	4,43	0,17

+ Présence d'une forte quantité d'étain non dosé de façon systématique mais pouvant atteindre 26%.

TABLEAU VII : Microanalyses des structichrons non nodulaires de la toposéquence sommitale du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

Les ferranes sont pour leur part riches en fer et en aluminium et pauvres en silice et en manganèse. Quant aux *silanes*, leur composition est très variable, mais dominée par la silice (40-80%) avec des proportions appréciables d'étain, de magnésium et d'aluminium. On a pu y doser jusqu'à 26% d'étain. L'origine de cet étain reste pour l'instant énigmatique, bien que des liaisons quartz-étain aient été mentionnées dans les Andes boliviennes, en milieu hydrothermal, par KELL'Y et TURN AURE (1970). La *silice* et le *fer* ont ainsi trouvé des possibilités de *piègeage dans certains micromilieus* du structichron tacheté. Les filiations avec les quartzanes, observés par ailleurs dans cette toposéquence, n'ont cependant pas pu être établies.

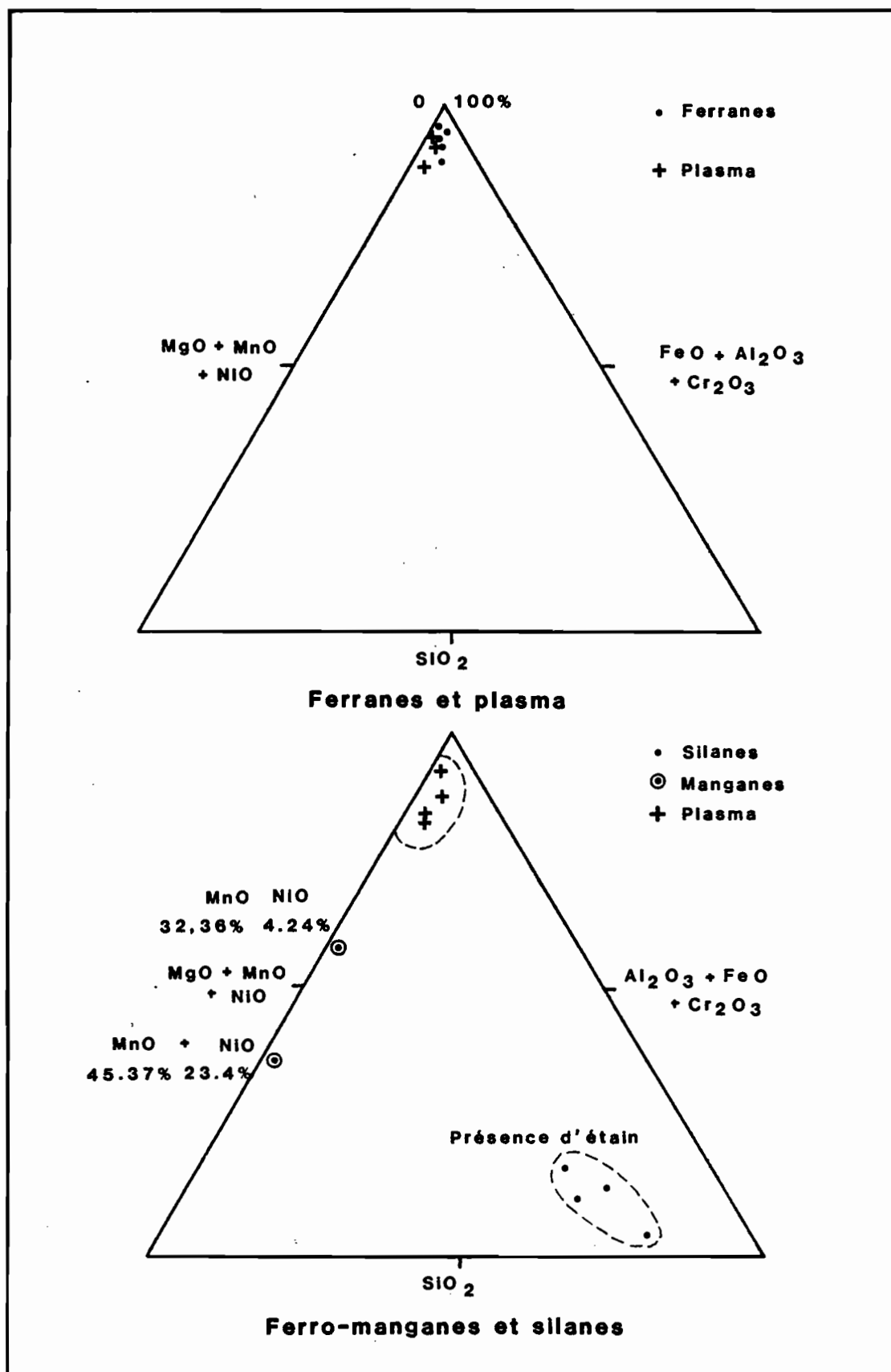


Fig. 13 : Microanalyses chimiques dans un plasma non nodulaire de la toposéquence sommitale du Boulinda.

c - Composition minéralogique.

L'analyse diffractométrique aux rayons X sur échantillon global révèle, comme pour l'altérite, une composition minéralogique à base de *goethite* et de *produits mal cristallisés*. L'examen détaillé des diffractogrammes de rayons X met en évidence un léger déplacement des pics de la *goethite* vers les petits angles, signe d'une substitution alumineuse, substitution que nous évoquerons plus en détail dans le chapitre suivant.

Les extractions successives par HCl 8 N (Figure 12) laissent supposer qu'une part très importante de ce fer se trouve sous *forme mal cristallisée* (près de 50%).

Les diagrammes de rayons X sur échantillons globaux ne permettent pas de caractériser les taches noires manganésifères. Sur échantillon séparé à la loupe binoculaire, deux raies à 9,40 Å et 4,70 Å se développent, la raie 9,40 Å apparaissant plus développée que celle à 4,70 Å (Figure 14), ce qui d'après BRINDLEY et BROWN (1980) est caractéristique de la *todorokite*.

d - Caractéristiques physico-chimiques globales.

La granulométrie indique pour ces sols une prédominance des limons. L'observation à la loupe binoculaire des sables montre surtout des micro-agrégats, ce qui confirme les observations faites à plus grande échelle au M.E.B. d'un empilement de cloisons ferrugineuses. Des essais de dispersion avec différents réactifs et par ultrasons ont été réalisés sans véritables succès. L'hétérogénéité des résultats proposés est d'ailleurs significative d'une *mauvaise dispersion*. Notons qu'en utilisant l'indice de la "Soil Taxonomy" (1975) :

$$\% \text{ argile} = \% \text{ d'eau à pF } 4,2 \times 2,5$$

l'évaluation des teneurs en argile est nettement plus élevée, ce qui n'est pas très significatif, cet indice étant proposé pour des fractions argileuses de nature phylliteuse et non pour des oxyhydroxydes. Il est d'ailleurs probable que les valeurs fournies pour ces capacités de rétention pour l'eau sont surévaluées du fait des fortes microporosités de ces horizons et de la présence de *gels ferro-siliciques à forte surface spécifique* (QUANTIN comm. orale). Les analyses physiques classiques apparaissent donc peu adaptées à l'étude de ces sols.

Les analyses chimiques (pH, complexe d'échange), sont, en revanche, beaucoup plus reproductibles et significatives. Le pH de ces horizons minéraux, tout en restant acide, indique des valeurs supérieures lorsqu'il est mesuré en présence de KCl que lorsqu'il est mesuré en présence d'eau. D'après KENG et UEHARA (1974) cela serait dû à la présence de *charges positives sur les oxyhydroxydes métalliques ferrugineux*, principalement en milieu acide et à l'absence d'argile phylliteuse et de matière organique. Ces oxyhydroxydes à charge positive, dans une solution riche en ions (+), contenant du chlorure de potassium,

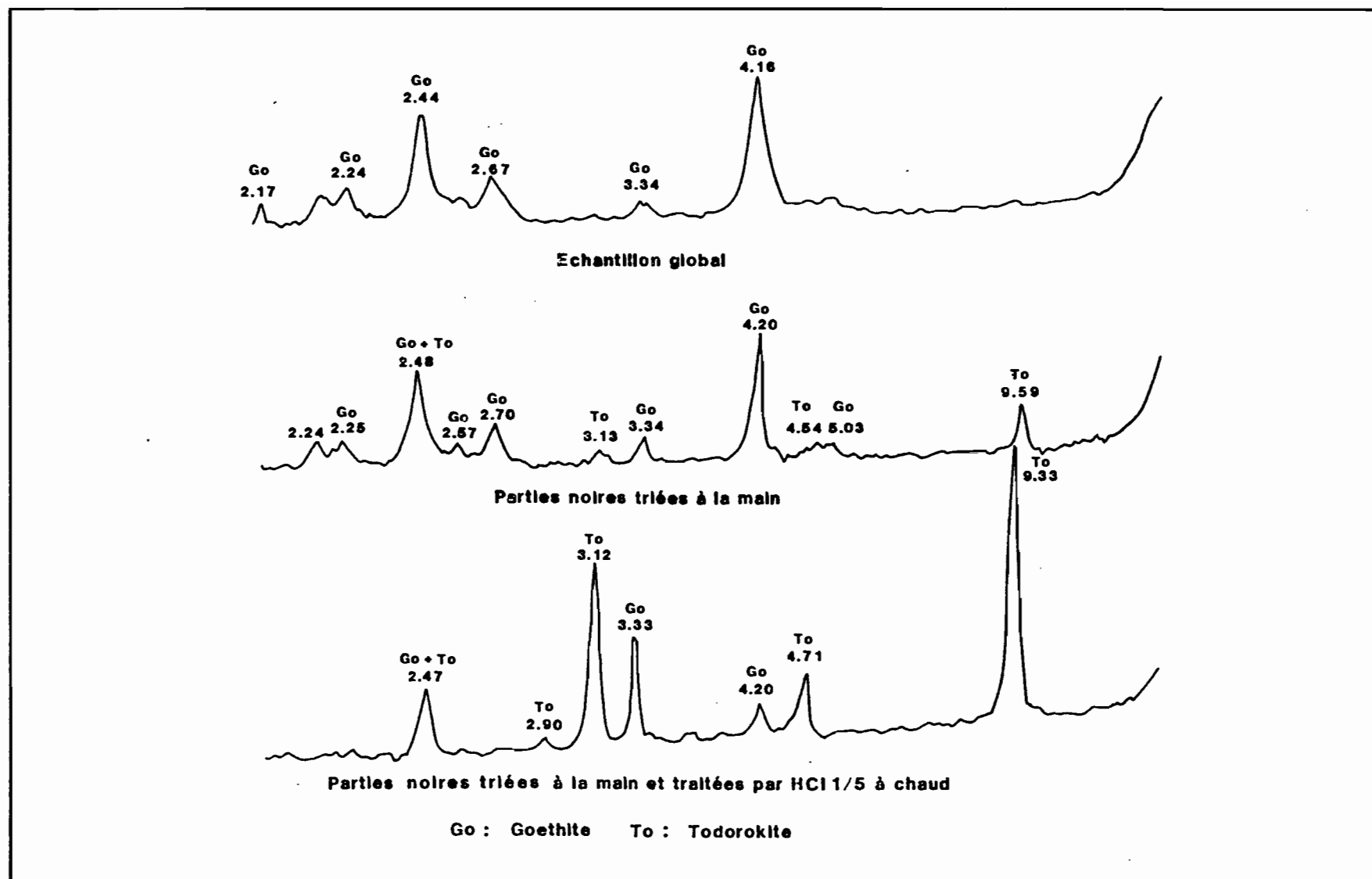
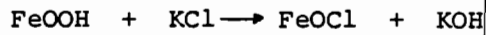


Fig. 14 : Diffractogrammes de rayons X des produits noirs manganésifères du structichron tacheté de la toposéquence sommitale du Boulinda.

fixent l'ion chlore et libèrent de la potasse suivant l'équation d'équilibre :



Ils tamponnent ainsi l'acidité de la solution, ce qui n'est pas le cas en présence d'eau. Cette propriété est une des caractéristiques des horizons à *capacité d'échange anionique*.

HORIZONS	Granulométrie %						Rétention pour l'eau %	
	Argile	L. fins	L.Gross.	S. fins	S.Gross.	M.O.	PF ₃	PF _{4,2}
<u>Structichron non tacheté</u>								
partie supérieure	10,3	45,4	22,1	13,5	0,7	0,8	-	-
partie inférieure	12,9	32,4	23,2	10,1	21,5	-	-	-
<u>Structichron tacheté</u>								
partie supérieure	31,1	18,3	14,7	18,0	24,3	1,7	52,9	84,4
partie inférieure	20,1	47,2	12,8	16,6	2,7	-	36,0	31,4

	Acidité		complexe échangeable en mé/100g					
	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	Ca++	Mg++	K+	Na+	CEC (pH7)	CEC (pH8,2)
<u>Structichron non tacheté</u>								
partie supérieure	4,9	6,1	0,01	0,08	0,02	0,01	0,01	-
partie inférieure	5,5	6,3	0,01	0,10	0,01	0,01	0,01	-
<u>Structichron tacheté</u>								
partie supérieure	4,6	5,2	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	4,9
Partie inférieure	4,9	5,7	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	4,7

TABLEAU VIII : Caractérisation physico-chimique globale des structichrons non nodulaires de la toposéquence sommitale du Boulinda.

Ce problème de charge est parfaitement illustré par la mesure de la capacité d'échange cationique à divers pH. Deux méthodes ont été ici utilisées : celle au chlorure de calcium tamponné à pH 7 et celle au chlorure de baryum à pH 8,2. Ainsi, les capacités d'échange qui sont pratiquement nulles lorsqu'elles sont mesurées à pH 7 sont

sensiblement plus élevées à pH 8,2. Il s'agit là d'une autre caractéristique des oxyhydroxydes métalliques : *leurs charges varient avec le pH* (PARFITT, 1980). Lorsque le pH augmente, les charges négatives se développent entraînant la formation d'une capacité d'échange cationique; lorsqu'il baisse, c'est au contraire une capacité d'échange anionique qui apparaît. Le pH du sol étant plus acide, la capacité d'échange cationique ne peut donc exister. Les quelques bases échangeables mesurées, proviennent probablement d'une dissolution par l'acétate d'ammonium, de minéraux en cours d'altération.

Cette absence de capacité d'échange cationique à des pH acides associée à un fort drainage interne est probablement l'une des raisons de l'évacuation très rapide du magnésium au cours de l'altération. N'étant pas fixé par un réseau argileux, il ne peut être retenu dans le sol.

2 - Structichron ferrugineux nodulaire et gravolite.

Les horizons nodulaires ferrugineux et les accumulations siliceuses se développent dans la partie supérieure du structichron et au sommet de celui-ci sous forme d'un *gravolite ferrugineux* pratiquement dépourvu de plasma, ou bien sous forme d'un horizon A₂ *riche en sables quartzeux*. Dans le cas des profils tronqués du sommet de la toposéquence, ils se trouvent directement en contact avec l'altérite. Pour traiter du problème des nodules et des accumulations siliceuses dans cette séquence, nous nous attacherons à étudier leur évolution sur le profil BOU 98 en sommet de séquence.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

A l'échelle microscopique, la base de l'horizon nodulaire *ferrugineux* (Stade 1, Figure 15) est marquée par l'individualisation de plages millimétriques plus sombres que le plasma en lumière transmise. Ces *plages de formes arrondies, avec des contours souvent diffus*, peuvent englober des reliques minérales, des filonets de quartz ou des grains de chromite tout comme le plasma internodulaire environnant. L'examen du plasma entourant ces nodules n'indique pas, en lumière réfléchie, *de discordance périphérique*; ces nodules ne semblent donc pas en cours de destruction mais *en cours d'accrétion*. L'examen au M.E.B. montre des plasmas intranodulaires très peu poreux par rapport au plasma internodulaire.

Plus haut dans le profil (Stade 2), *les nodules se différencient véritablement*; les contacts deviennent plus nets et plus contrastés en lumière transmise. Le plasma apparaît hétérogène avec des plages ferrugineuses et d'autres beaucoup plus riches en petits grains de quartz et de chromite. Au microscope électronique à balayage, ce plasma apparaît extrêmement poreux. Les nodules, les grains de quartz et les chromites sont entourés de vides. La surface des nodules apparaît elle-même parfois cariée.

Enfin, dans la partie supérieure (Stade 3) qui constitue le gravolite, les nodules sont souvent évidés en leur centre et seule la partie externe reste intacte. Le plasma internodulaire a pratiquement disparu au profit d'un squelette composé de quelques reliques minérales ferruginisées et de micrograins de quartz et de chromite. Au M.E.B., ces grains de quartz et de chromite présentent des fissures de corrosion très caractéristiques. Des horizons blancs, de 20 à 30 cm d'épaisseur, composés presque uniquement de petits grains de quartz peuvent ainsi se développer dans des zones riches en "pseudo-meulière" (BOU 73).

L'étude microscopique et ultramicroscopique permet de distinguer trois stades de nodulation, deux dans le structichron, à la base, et un au sommet, dans le gravolite (Figure 15). Aucune discontinuité n'est présente entre ces stades et on peut donc supposer qu'il y a filiation.

b - Microanalyses chimiques.

Les analyses à la microsonde (Tableau IX, Figure 16) permettent de suivre un certain nombre de transformations qui étaient apparues en microscopie et en ultramicroscopie. La nodulation ne se manifeste pas dans le stade 1 par des variations géochimiques importantes : léger gain de fer et de nickel, en particulier le bord du nodule, et perte d'aluminium, de magnésium et de silice par rapport au plasma.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Partie supérieure</u> (stade 3) (gravolite) Bord de nodule (M 3 analyses)	0,39	4,18	2,82	0,21	0,01	0,05	2,00	1,02	87,68	1,61
Centre de nodule (M 7 analyses)	0,31	1,99	26,59	0,19	0,02	0,06	1,15	1,06	67,79	0,85
Plasma internodulaire (M 6 analyses)	3,79	2,40	42,68	0,88	1,30	0,03	0,70	0,68	44,05	0,86
<u>Partie centrale</u> (stade 2) (structichron) Nodules (M 7 analyses)	0,46	3,18	2,74	0,34	0,02	0,04	1,54	1,44	89,15	1,01
Plasma internodulaire (M 4 analyses)	8,23	1,99	30,61	0,64	0,12	0,04	0,54	1,00	48,63	0,58
<u>Partie inférieure</u> (stade 1) (structichron) Nodules (M 5 analyses)	0,28	2,78	4,67	0,48	0,08	0,09	2,01	-	87,40	2,05
Plasma internodulaire (M 5 analyses)	0,56	5,39	4,87	0,58	0,15	0,09	1,72	-	85,58	0,96

TABLEAU IX : Microanalyses du structichron nodulaire ferrugineux de la toposéquence sommitale du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

Par la suite, dans le plasma, une *déferuginisation* très nette, accompagnée d'un *accroissement des teneurs en silice*, prend place vers le sommet de l'horizon. En ce qui concerne les nodules, leur composition reste constante dans les trois stades, à l'exception de la partie centrale des nodules du gravolite qui a tendance à se *déferuginiser*. L'augmentation des teneurs en magnésie constatée dans la partie supérieure du profil est, pour sa part, à mettre au compte de la concentration relative en reliques minérales. Ces transformations géochimiques apparaissent ainsi en continuité et permettent de confirmer la *filiation entre ces différentes phases*.

c - Composition minéralogique.

Comme précédemment, la goethite est le minéral prépondérant de ces horizons nodulaires. Cette goethite apparaît toutefois mieux cristallisée, les pics des diagrammes de rayons X étant plus développés. Ceci est confirmé par les extractions successives à HCl 8 N (Figure 12) et correspond à deux processus concomittants : une *meilleure cristallisation des constituants nodulaires* et une *dissolution préférentielle des phases les moins bien cristallisées* : les plasma et les centres de nodules.

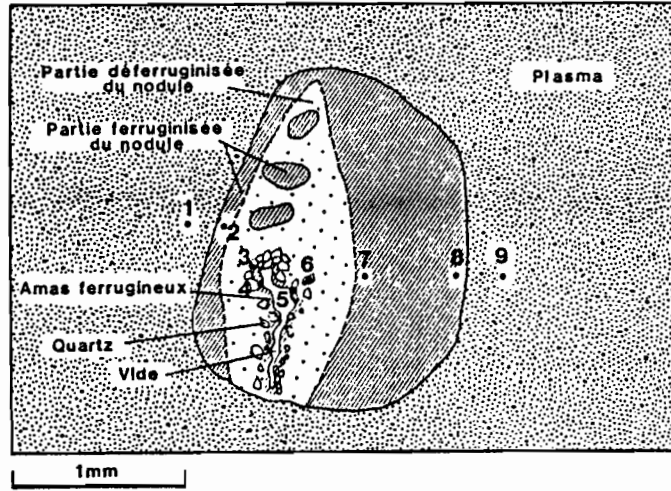
d - Genèse et évolution des nodules.

Le problème de la *nodulation* et de l'*évolution ultérieure de ces nodules* se pose en termes d'*accumulations absolues ou relatives du fer*, de *transfert* et de *réorganisation structurale* et probablement *minéralogique*.

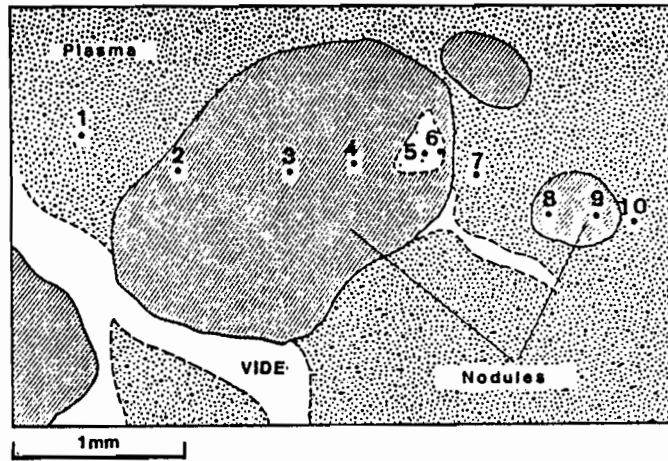
Dans le stade I, les *bords* de nodules sont *diffus*; ils présentent tous les *intermédiaires*, que l'on peut observer, entre des *taches peu contrastées* et des *nodules bien individualisés*. La *similitude* entre les *reliques minérales* et les *filonets de quartz*, observée de part et d'autre du bord des nodules, permet d'avancer qu'il s'agit de nodules formés au sein du plasma, c'est-à-dire de *nodules plasmiques*, comme cela a été noté dans d'autres milieux (NAHON, 1976; MULLER et al., 1980; BOULANGE, 1984). L'examen au M.E.B. de ces nodules montre qu'ils sont moins poreux que le plasma. Ils correspondent à une *réorganisation structurale* et à une *densification* au sein du plasma. Les concentrations en fer et en nickel de ces nodules sur les bords sont donc très probablement le résultat de transfert de ces éléments et d'*accumulations absolues centripètes* dans la porosité intranodulaire. Ces accumulations sont enfin associées à une *meilleure cristallisation de la goethite*, comme le montrent les diagrammes de rayons X.

Dans le stade II, les nodules sont peu transformés, mais le *plasma internodulaire se déferuginise* très fortement.

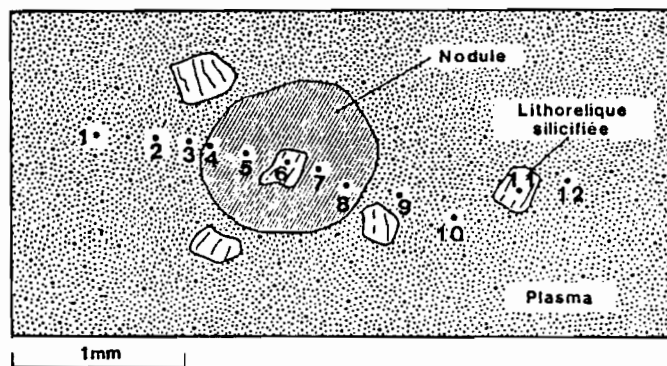
Dans le stade III, non seulement le plasma internodulaire continue à se *déferuginiser*, mais les *plasmas intranodulaires*, eux mêmes, sont *destabilisés*. Cette destabilisation se fait par dissolution des zones les moins bien cristallisées, mais sans recristallisation géodique comme cela a été noté dans d'autres milieux (FRITSCH, 1984;



Stade



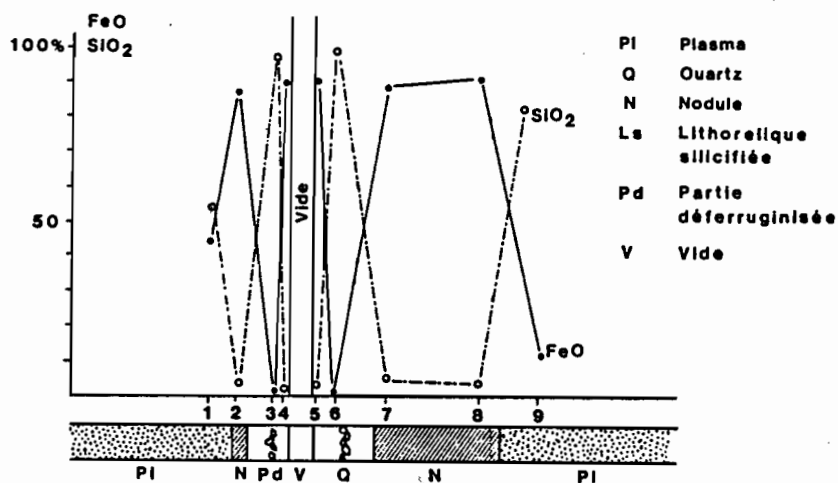
Stade



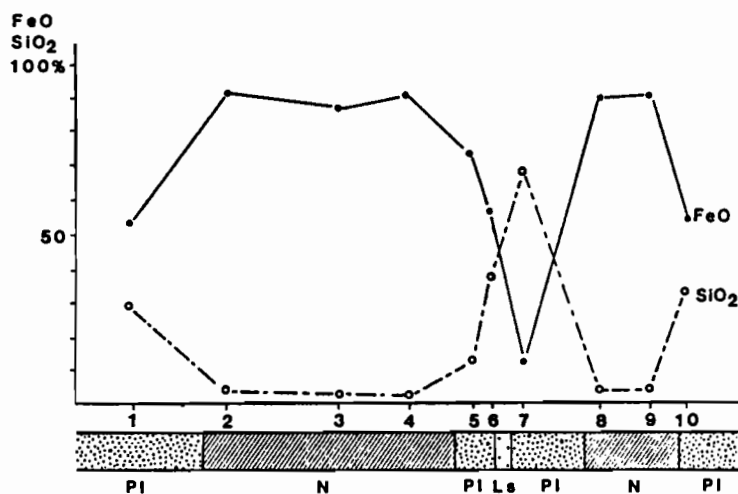
Stade

Fig. 16 : Microanalyses de traversées dans les trois stades d'évolution du structichron nodulaire de la toposéquence sommitale du Boulinda.

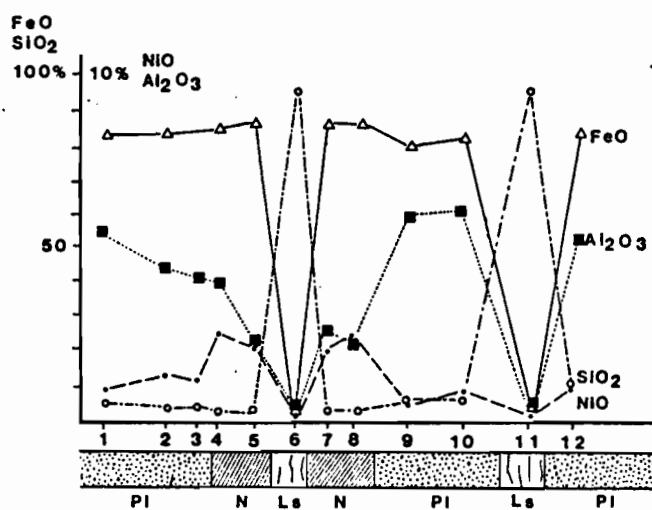
1



2



3



MULLER, BOCQUIER, 1984). Elle commence très généralement par le centre et peut *disloquer* le nodule n'en laissant que des fragments dans un fond matriciel, formé de grains de quartz et de chromite résiduels.

Ainsi sur quelques dizaines de centimètres s'observent une modulation et une destruction des nodules par déferruginisation.

e - Caractéristiques physico-chimiques globales.

Les analyses physico-chimiques globales de ces horizons diffèrent de celles du structichron par leur granulométrie beaucoup plus sableuse (nodules ferrugineux et grains de quartz et de chromite) et par leur plus grande richesse en matière organique (3 à 5%). Par rapport au structichron, *cette matière organique*, par les charges négatives qu'elle confère, *provoque une inversion du pH* avec un pH eau supérieur au pH KCl et permet le développement d'une certaine capacité d'échange cationique. Pour les bases échangeables, ceci se traduit par un *accroissement des teneurs en magnésium et surtout en calcium*. Ce dernier élément qui était pratiquement indosable dans les structichrons brun jaune et tacheté, atteint ici des teneurs notables si ce n'est importantes; il peut même dans certains cas être plus abondant que le magnésium. Le rôle des plantes dans l'assimilation sélective de ce cation (JAFFRE, 1980) et dans sa restitution aux horizons humifères est ici indéniable.

	Granulométrie %						Rétention pour l'eau %	
	Argile	L. fins	L.Gross.	S. fins	S. Gross.	M.O	pF ₃	pF _{4,2}
Bou 982 (40-50 cm)	9,6	33,8	5,5	11,1	58,3	3,3	17,2	10,2
Bou 721 (0-6cm)	16,8	14,9	3,1	12,5	47,7	5,4	27,2	18,6
Bou 731 (0-15 cm)	2,9	9,7	8,4	11,2	65,8	2,6	-	-

	Acidité		Complexe échangeable en mé/100 g					
	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	Ca++	Mg++	K+	Na+	CEC(pH7)	(CEC(pH8,2))
Bou 982	4,6	4,4	0,04	1,20	0,03	0,04	14,9	-
Bou 721	5,4	5,2	0,35	0,31	0,04	0,03	4,5	8,8
Bou 731	4,9	4,4	0,30	0,46	0,03	0,03	12,0	-

TABLEAU X : Caractéristiques physico-chimiques globales des horizons nodulaires ferrugineux de la toposéquence sommitale du Boulinda.

C - Ensemble ferrugineux induré.

Dans cette séquence, les indurations ferrugineuses se présentent sous forme soit de cuirasses lamellaires, soit de carapaces superficielles, ou d'éléments tubulaires de taille centimétrique.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Aux échelles microscopiques et ultramicroscopiques, ces phases indurées, tout en montrant certaines analogies de faciès, se distinguent par l'importance et par la nature des revêtements (cutanes) tapissant les vides qui les parcourent.

Les cuirasses lamellaires comportent, dans un assemblage porphyrosquélique avec un plasma sombre vo-insépique, deux types de cutanes de vides :

- De *nombreux goethanes*, de couleur jaune orangée en lumière polarisée analysée, sont répartis autour des vides et fissures. Ils apparaissent au M.E.B. comme des pellicules mamelonnées de quelques dixièmes de microns d'épaisseur ou comme de recouvrements bourgeonnants composés à fort grossissement (x 7500) de fines aiguilles de goethite.

- Des *imprégnations ferro-manganésifères noires* se différencient autour de certains pores tubulaires. Au M.E.B., ces ferro-manganes se présentent comme des manchons de quelques dizaines de microns de diamètre, tapissés le long de leur vide central, de cristallisation à structure en nids d'abeilles (todorokite). Quelques cristaux de gibbsite peuvent être mis en évidence au centre de ces manchons (planche III).

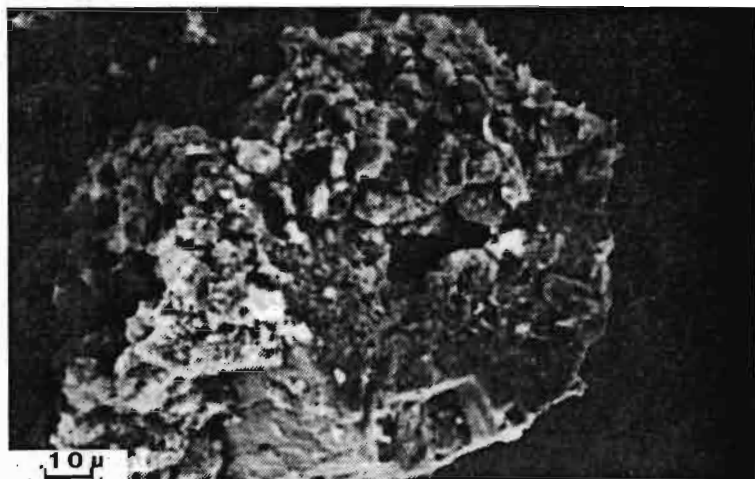
L'induration des cuirasses lamellaires se réaliserait donc par des goethanes à cristallites de goethite bien développés et des ferro-manganes, les ferro-manganes apparaissant en position ultime en bordure de vide quand les deux phases coexistent.

Les carapaces superficielles se présentent comme des horizons nodulaires ferrugineux à assemblage porphyrosquélique avec un plasma vo-insépique. Le long des vides en forme de tubules, se développent des *ferranes de couleur sombre*.

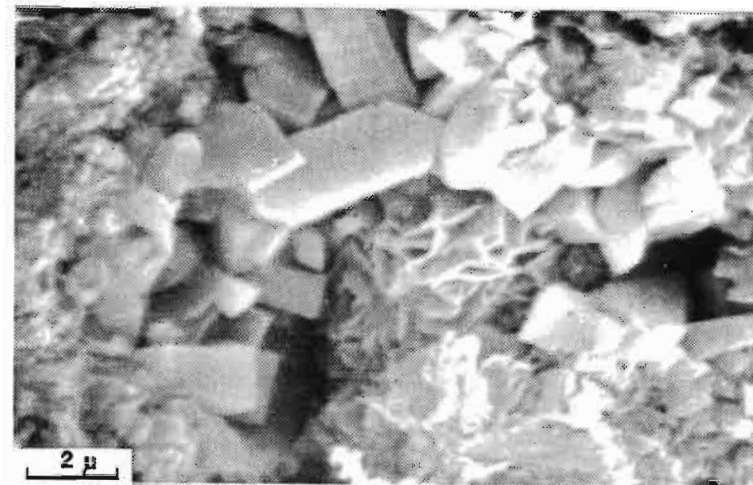
Les *tubes ferrugineux* montrent pour leur part, des zonations concentriques avec :

- une zone externe, riche en produits ferrugineux brun sombre et de *nombreux goethanes de forme festonnée* et de couleur jaune orange vif en lumière polarisée analysée;

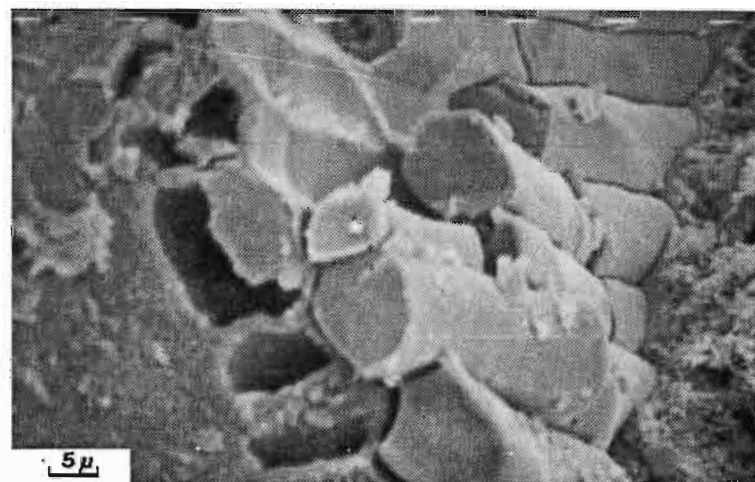
- une zone intermédiaire discontinue, dans laquelle on observe des *assemblages cellulaires de couleur jaune orange vif* de goethite pseudomorphosant des faisceaux de cellules organisées en anneaux de croissance végétale (planche III).



Tubule manganésifère



Gibbsite et Todorokite



Faisceau racinaire



Goethite dans faisceau racinaire

- une zone interne qui, lorsqu'elle existe (de nombreux tubules sont vides) présente au microscope, en lumière polarisée analysée, un plasma internodulaire isotique, avec quelques nodules ferrugineux et grains de chromite, le tout *traversé par des chenaux remplis d'un plasma brun clair*.

L'examen au microscope électronique à balayage de ces tubules permet de caractériser, en plus de quelques revêtements de goethite bourgeonnants sur les parois internes, des faisceaux de produits ferrugineux composés de fibres de section carrée, rappelant des structures cellulaires végétales. Ce sont dans ce cas des pseudomorphoses de structures végétales.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques indiquent pour les zones noires des *teneurs très élevées en manganèse, en fer, en cobalt et en nickel*. Le manganèse est plus abondant dans la cuirasse lamellaire que dans la carapace superficielle, mais ces teneurs sont dans les deux cas plus élevées que celles du structichron.

Dans les tubules ferrugineux, l'induration semble, en revanche plus liée à une *meilleure cristallisation des oxyhydroxydes* qu'à une variation notable des compositions du plasma.

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X réalisés sur des échantillons globaux indiquent pour les cuirasses et les carapaces, une composition à base de *goethite*. Comme pour les structichrons tachetés, la séparation sous loupe binoculaire, de phases noires, a permis de révéler la présence de pics diffractométriques à 9,60 et 4,84 Å caractéristiques de la todorokite.

D - Ensemble organique.

Des horizons organiques de couleur brun rouge, épais de 40 cm à plus de un mètre, recouvrent les sols au-delà de 1200 mètres d'altitude. La matière organique est décomposée; *on ne reconnaît que rarement, à l'oeil nu, l'organisation des fibres végétales*. Ces horizons organiques sont parcourus par un réseau racinaire très dense, et ils reposent directement sur différents substrats minéraux : horizon nodulaire, altérée ou roche saine.

a - Caractérisations physico-chimiques globales.

La densité apparente de ces horizons organiques est extrêmement faible (0,1 - 0,2), elle est liée à une *forte porosité* et entraîne une capacité de rétention pour l'eau considérable (plus de 100%).

La composition de cet horizon est essentiellement organique (57% de carbone), le reste de l'horizon étant formé d'oxygène, d'un peu d'azote, de calcium, de magnésium, de potassium et de sodium. Il n'y a pas incorporation d'éléments minéraux des horizons sous-jacents dans cet horizon organique. La décroissance des teneurs en carbone est d'ailleurs extrêmement brutale entre cet horizon organique et les horizons minéraux, puisque dans le gravolite sous-jacent il ne reste plus que 1 à 2% de carbone.

Le fractionnement, par la méthode DABIN (1971), des matières organiques prélevées en début et en fin de saison des pluies fait apparaître un *accroissement des teneurs en matières légères non humifiées en fin de saison des pluies* aux dépens des matières humifiées : humine, acides fulviques et acides humiques (Tableau XI). Au sein de ces dernières, les acides fulviques à faible poids moléculaire l'emportent très nettement sur les acides humiques. Ceci tend à montrer qu'il y a en fait un *renouvellement assez rapide de ces matières organiques* avec une constitution préférentielle d'acides à faible poids moléculaire comme cela a été mis en évidence dans le cas des sols podzoliques (de BOISSEZON *et al.*, 1973; TURENNE, 1977).

Ces matières organiques sont par ailleurs *très acides* (pH KCl = 2,6); elles ont une forte capacité d'échange (174 mé/100 g) et fixent une quantité relativement importante de bases. A elles seules, elles renferment pour un profil comme BOU 98, deux à trois fois plus de bases échangeables et d'azote que la partie minérale, malgré des taux de saturation et des rapports C/N extrêmement réduits. Ceci se traduit dans la morphologie de ces horizons par une *densité du réseau racinaire très forte*. Ainsi une *végétation peu exigeante vit en grande partie sur ses produits de décomposition et s'affranchit peu à peu du substrat minéral*.

	Début de saison des pluies		Fin de saison des pluies	
Horizon	A ₀₀	A ₁	A ₀₀	A ₁
<u>Extractions successives</u>				
Matières légères	10,5	0,7	77,1	4,1
Acides fulviques	17,8	29,6	4,4	13,0
Acides humiques	4,6	3,9	1,8	4,5
Humine	67,1	65,7	16,7	78,3
AF/AH	3,82	7,5	2,4	2,88

TABLEAU XI : Fractionnement des matières organiques sur le profil BOU 98, en % de la matière organique totale.

IV - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATERALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.

La succession des horizons dans les profils et leur extension dans le paysage permettent de reconstituer les différenciations verticales et latérales de cette couverture pédologique.

1 - Différenciations verticales.

L'altération des péridotites dans cette séquence est marquée par une *ferritisation "directe"* de la roche mère. Ferritisation car, dès l'altérite, la quasi-totalité du magnésium et la majeure partie du silicium sont évacués de la couverture pédologique. Seul le fer demeure et s'accumule de façon relative. "Directe" car entre cette altérite et la roche ne subsiste qu'un cortex d'altération de 1 à 2 cm d'épaisseur composé de lithoreliques et de produits ferro-magnésio-siliciques mal cristallisés. Il n'y a *pas de saprolites grossières ou fines riches en smectites ferro-magnésiennes* comme il en a été décrit dans les principaux travaux, sur l'altération des roches ultrabasiques (BONIFAS, 1959; SCHELLMANN, 1964; BIBENT, 1972; TRESCASES, 1975-1979; BESSET, 1978; NAHON *et al.*, 1982). L'altération latéritique va ici presque directement à son stade ultime : la *ferritisation*; cette intense dissolution de la péridotite, avec maintien en place des éléments les moins solubles, rappelle fortement les altérations de calcaire avec conservation dans le sols des seuls produits non carbonatés (LAMOUROUX, 1972). Les minéraux sont vidés, par perte de la magnésie et de la majeure partie de la silice, et seules subsistent des cloisons ferrugineuses correspondant au maillage des péridots et aux macles des pyroxènes. Une partie de la *silice non évacuée recristallise sous forme de quartz* dans les reliques minérales. Une autre partie, parfois importante, migre dans les diaclases de la roche et précipite sous forme de filons ou de filonets de quartz, qui par altération différentielle de la roche qu'ils ont imprégnées, sont à l'origine des *"pseudo-meulrières"* à cloisons quartzeuses et à vides contenant des traces de goethite. On constate l'individualisation de deux des trois composants majeurs de la péridotite; le fer et la silice, sans qu'il y ait toutefois de véritables recombinaisons entre eux.

La formation du *structichron* s'accompagne d'une réorganisation des produits ferrugineux avec création de chenaux de dissolution et *reprécipitations ferrugineuses, ferro-manganésifères ou siliceuses* qui correspondent à des mouvements verticaux descendants mais aussi latéraux. Ceci à pour conséquence l'*effacement des textures* et le *tassement des cloisons ferrugineuses* précédemment décrites.

La réorganisation du matériau plasmique se poursuit par la *nodulation*, d'abord sous forme de nodules diffus, de couleur plus sombre que le plasma au microscope en lumière transmise. Ils contiennent, comme ce dernier, des reliques minérales, des grains de chromite ou des filonets de quartz. Leur composition géochimique reste très voisine de celle du milieu environnant et leur formation semble être liée à une réorganisation structurale. Puis ces nodules s'individualisent, leurs limites deviennent plus tranchées, des vides périnodulaires se créent et les couleurs sont plus foncées. Dans le même temps le plasma inter-nodulaire présente des plages de déferruginisation qui se poursuivent

tant au sein du plasma internodulaire que dans les nodules eux-mêmes par dissolution de leur zone centrale. Ce dernier stade est surtout évident dans la partie sommitale de la séquence. En l'absence de discontinuité structurale ou géochimique entre ces trois stades de la nodulation, une filiation peut être établie entre eux. On assiste ainsi sur *quelques dizaines de centimètres à la genèse, à l'individualisation et à la destruction de ces nodules*, évolution glébulaire présentant des analogies avec celles décrites par NAHON (1976), MULLER *et al.* (1980), BOULANGE (1984).

Dans les secteurs riches en "pseudo-meulière", des sables quartzeux peuvent s'accumuler, de façon relative, jusqu'à donner des *horizons blanchis* de 20 à 30 cm d'épaisseur, qui expriment l'évolution *podzolique* de la partie supérieure de ces sols. Les conditions de la podzolisation : milieu très acide ($\text{pH} < 5$) et très fort drainage dû aux importantes précipitations sont ici réunies (PEDRO, SIEFFERMANN, 1975). Elles sont plus actives dans la partie amont de la séquence que dans la partie aval. Dans les horizons superficiels, outre les cations alcalins et alcalino-terreux, l'aluminium et le fer sont éliminés en association complexante avec l'humus, alors que la silice s'accumule de façon relative. La formation corrélative d'un horizon spodique de reprécipitation de l'humus, du fer et de l'aluminium n'a en revanche pas pu être mise en évidence. Il y aurait *podzolisation mais pas de véritables podzols*, comme on a pu en décrire à la Réunion (ZEBROWSKI, 1975).

Si quelques ferranes ont pu être observés dans le structi-chron, il semble que les *mouvements de fer se réalisent sur de plus grandes distances que la simple distribution verticale dans un profil*. L'abondance de ferrane dans les horizons tachetés et dans les tubules ferrugineux observés autour des sources, témoignerait ainsi de la précipitation d'une partie du fer dans les zones de battement de nappe. Ces précipitations sont cependant réduites par rapport à la quantité de fer mise en solution au cours de la podzolisation. Il faut donc envisager une évacuation beaucoup plus lointaine des produits ferrugineux dissous.

Cette dissolution est favorisée par la présence d'un épais manteau de matière organique riche en molécules humiques peu polymérisées, et *qui résulte de la pluviosité, du type de couvert végétal et de la nature du substrat*.

Les précipitations très abondantes, qui règnent à cette altitude et la forte nébulosité, déterminent en effet l'installation de l'écosystème de la forêt oronéphéléphile, elle-même à l'origine des accumulations organiques superficielles. Sur la côte est, où la pluviosité et la nébulosité sont supérieures à ce qu'elles sont sur la côte ouest, ces accumulations organiques peuvent se produire dès 800 à 900 m (Mont Kouakoué, sud-est du territoire).

Le type de *couvert végétal, forêt oronéphéléphile à Metro-sideros spp., Bryophytes et Hyménophyllacées* est lui aussi déterminant. Ainsi sur le mont Humbolt (sud du territoire), la zone sommitale, déforestée après des feux anciens, est dépourvue de telles accumulations à une altitude de 1600 m.

Enfin *la nature du substrat* est aussi en cause. La matière organique ne s'accumule pas, par exemple, sur les massifs de mica-schistes et de gneiss du mont Panié (1628 m) et du mont Colnett (1505 m) dans le nord-est de l'île, bien que la pluviosité et la nébulosité y soient tout aussi intenses que sur les massifs de péridotites et que le couvert végétal soit comparables (MORAT *et al.*, 1981). *L'influence du substrat est liée à une mauvaise minéralisation de la litière* due à une faible activité biologique ou tout au moins à une quasi-absence de macrofaune. On ne trouve sur ces massifs que très peu d'insectes, de vers de terre ou de termites et en observation microscopique, on n'a pu mettre en évidence de *granules fécaux* sur cette séquence. Cette faible activité biologique est à relier à une fertilité naturelle très réduite des sols et à leur pH très acide. Elle est en particulier due à une grande pauvreté en éléments nutritifs majeurs, P_2O_5 et K_2O principalement mais aussi à un déséquilibre marqué avec un excès de magnésium par rapport au calcium et peut être à une surabondance d'éléments tels que le nickel, le chrome et le cobalt réputés toxiques pour certains végétaux.

Ces accumulations organiques ne sont pas inconnues sous les régions tropicales de Pacifique. Elles ont été signalées par QUANTIN (1977) au Vanuatu, par LEE (1969) aux îles Salomon, par REYNDERS (1964) en Papouasie Nouvelle Guinée dans des pays équatoriaux à climat perhumide en altitude. En Nouvelle Calédonie le climat doit être limite, puisqu'il faut que l'influence du substrat s'ajoute à celle du climat d'altitude pour permettre leur formation.

2 - Différenciation latérale.

Si la différenciation verticale est extrêmement importante dans ce milieu soumis à une évolution karstique, des variations latérales notables peuvent aussi être mises en évidence sur cette séquence. Elles correspondent à deux types de processus : des processus liés à des *conditions stationnelles* et des processus d'*évolution latérale continue* (Figure 17).

L'accumulation organique et la *podzolisation* intense sont limitées à la partie sommitale de la séquence; elles correspondent à un seuil climatique et à un type particulier de végétation. La présence de "*pseudo-meulrières*" et d'*horizons superficiels blanchis* est liée à des zones de circulations des eaux, le plus souvent le long des failles. L'individualisation de tubules *ferrugineux* se développe autour des niveaux de source et reste très localisée, mais certains tubules, probablement anciens, se trouvent sous forme de reliques dans les horizons nodulaires.

L'accroissement de l'épaisseur de la couverture pédologique vers l'aval de la séquence est lié à deux facteurs principaux :

- le colluvionnement;
- la destruction géochimique des sols de l'amont.

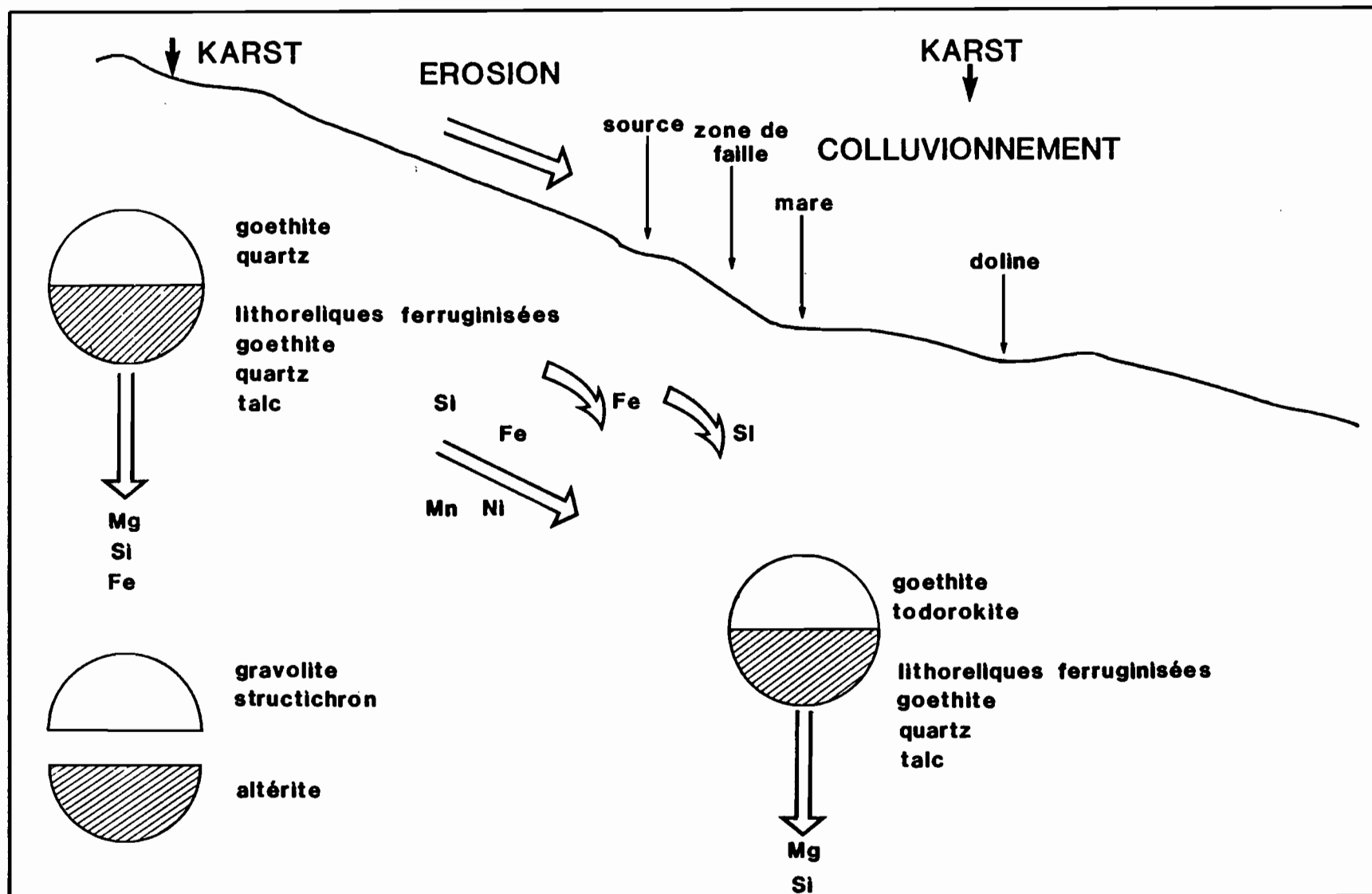


Fig. 17 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes affectant la toposéquence sommitale du Boulinda.

Le colluvionnement est attesté, dans le structichron des sols situés au pied du mont Boulinda, par la superposition d'un horizon très riche en reliques minérales peu altérées sur un horizon entièrement ferruginisé. D'autre part, les ravines d'érosion du replat à 1000 m témoignent de l'intensité de l'érosion dans ce secteur.

La destruction géochimique des profils amonts est liée à la podzolisation, comme nous l'avons mis en évidence en ce qui concerne les structichrons nodulaires. La présence de quelques concentrations de blocs de cuirasse sous le manteau organique du plateau sommital témoigne de l'existence, dans ce milieu, d'une ancienne couverture pédologique cuirassée qui a été presque entièrement détruite par solubilisation.

Des concentrations géochimiques de manganèse, de nickel, de cobalt, de fer et de silicium ont été mises en évidence dans les milieux en partie confinés, situés au pied du mont Boulinda.

3 - Relation entre l'évolution de la couverture pédologique et la morphologie.

L'écoulement vertical préférentiel des eaux le long des diaclases, favorise une altération différentielle de la roche et des effondrements de la surface du sol. Des dolines s'individualisent ainsi dans le paysage. Ces dolines peuvent par la suite se colmater et donner naissance à de petites mares, comme on en observe au pied du mont Boulinda. Ce karst peut affecter des formations rocheuses comme le plateau sommital ou des couvertures pédologiques épaisses comme le replat à 1000 m.

Le drainage joue enfin un rôle prépondérant sur la *conservation globale des reliefs*. Comme en milieu calcaire, les incisions sont quasi-verticales et les pentes sont extrêmement fortes, parfois plus de 100%. Ce qui est vrai à l'échelle des pentes, l'est aussi bien sûr pour les replats, ou tout au moins pour leur enveloppe. Ainsi le plateau sommital, qui est la plus ancienne surface morphologique de ce massif, s'est conservé jusqu'à nos jours.

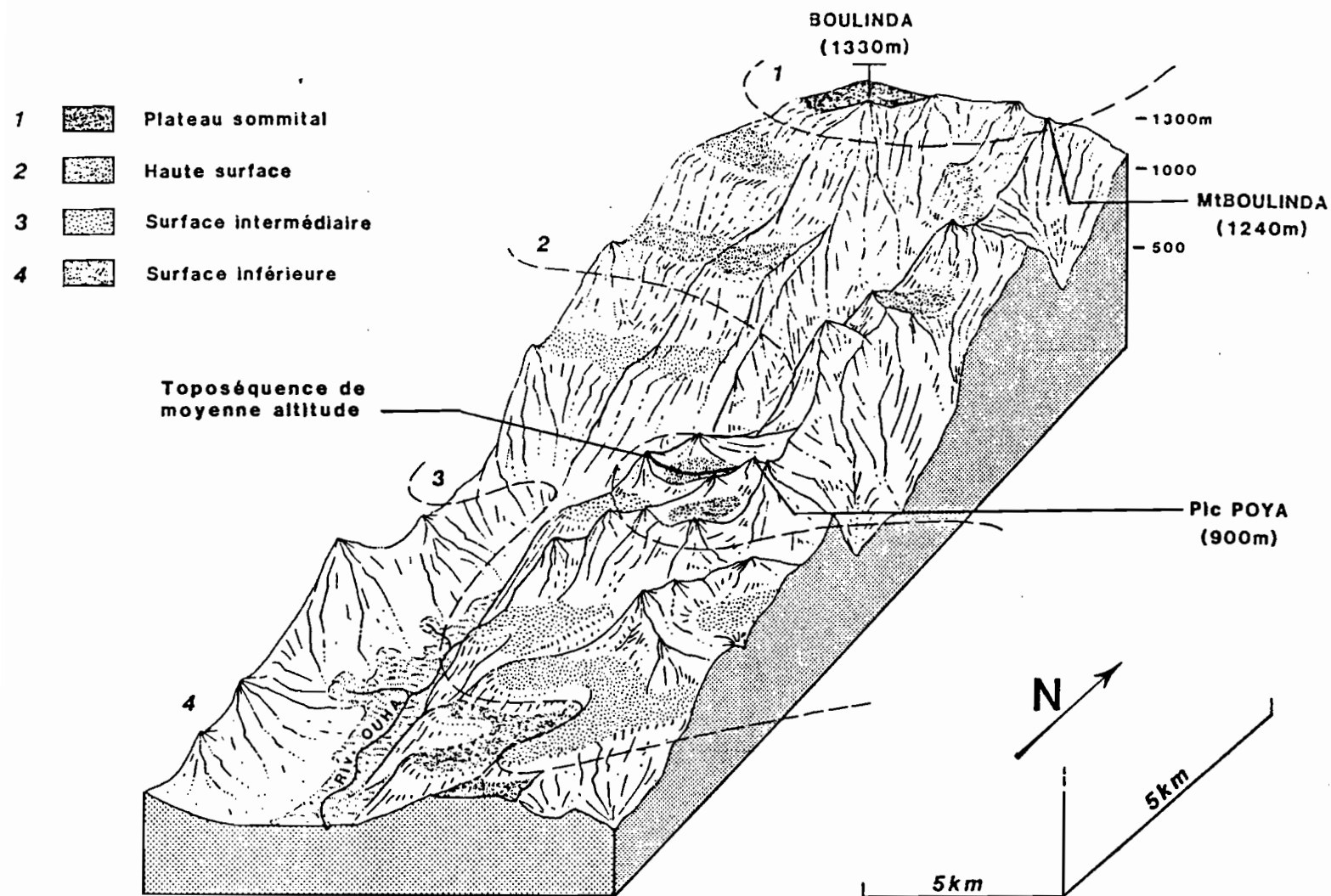


Fig. 18 : Localisation de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

CHAPITRE II

LA TOPOSEQUENCE DE MOYENNE ALTITUDE DU BOULINDA FERRITISATION DIRECTE ET INDURATION

I - PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE.

La toposéquence de moyenne altitude du Boulinda s'étend sur la "haute surface" de ce massif, dans un paysage vallonné comprenant une large vallée aveugle bordée par de petits pitons rocheux aux pentes abruptes. Elle recoupe d'est en ouest (Figure 18) :

- le piton principal du secteur : le pic Poya (908 m);
- le versant ouest de ce piton;
- un large piémont, environ 100 m plus bas;
- une dépression se terminant par un gouffre situé au pied d'une paroi rocheuse formant l'autre bord de la vallée.

De *gros affleurements de harzburgite*, de dimension métrique, occupent le *sommet très étroit du pic Poya* et la partie supérieure des versants qui l'entourent. De pente très forte, ces versants se raccordent au piémont par des reliefs aux formes concaves. Les affleurements rocheux disparaissent à mi-pente pour être remplacés par une couverture pédologique riche, à sa surface, en nodules ferrugineux.

Le piémont de pente faible (2 à 5%) est recouvert de *blocs de cuirasse et de nodules ferrugineux*. Il a une extension de quelques centaines de mètres au pied du pic Poya et se poursuit tout autour de la vallée aveugle.

La *dépression* présente des pentes relativement modérées pour ce massif (10 à 15%) et est encombrée sur ses bords par des *blocs de cuirasse* et par des amas de nodules ferrugineux. Dans le fond, au niveau de gouffre, des pointements rocheux affleurent.

Des ouvertures de route et des prospections minières ont été réalisées au cours des quinze dernières années dans ce secteur. Elles ont provoqué des feux dans une végétation déjà très claire et déclenché un processus d'érosion en ravine sur les versants de la vallée à un stade tel qu'un profil pédologique, ouvert sur plus de deux mètres, dans la partie inférieure de la dépression, a été entièrement comblé par des nodules ferrugineux au cours d'un cyclone en 1975.

L'examen de ce paysage vallonné met en évidence :

- l'importance primordiale jouée par les *phénomènes karstiques* dans l'évolution de ce relief marqué, comme dans la séquence précédente, par un écoulement superficiel exceptionnel et par le drainage vertical, notamment par le gouffre.

- l'évolution complexe de ce paysage dominée par la formation d'un piémont de faible pente et de grande extension au pied des pitons rocheux et par *l'enfoncement du relief* au sein de ce piémont pour former la dépression;

- le rôle des très fortes *précipitations cycloniques* dans les *mouvements superficiels de matériaux*.

II - CARACTERISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DEFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - Description.

1 - Présentation générale.

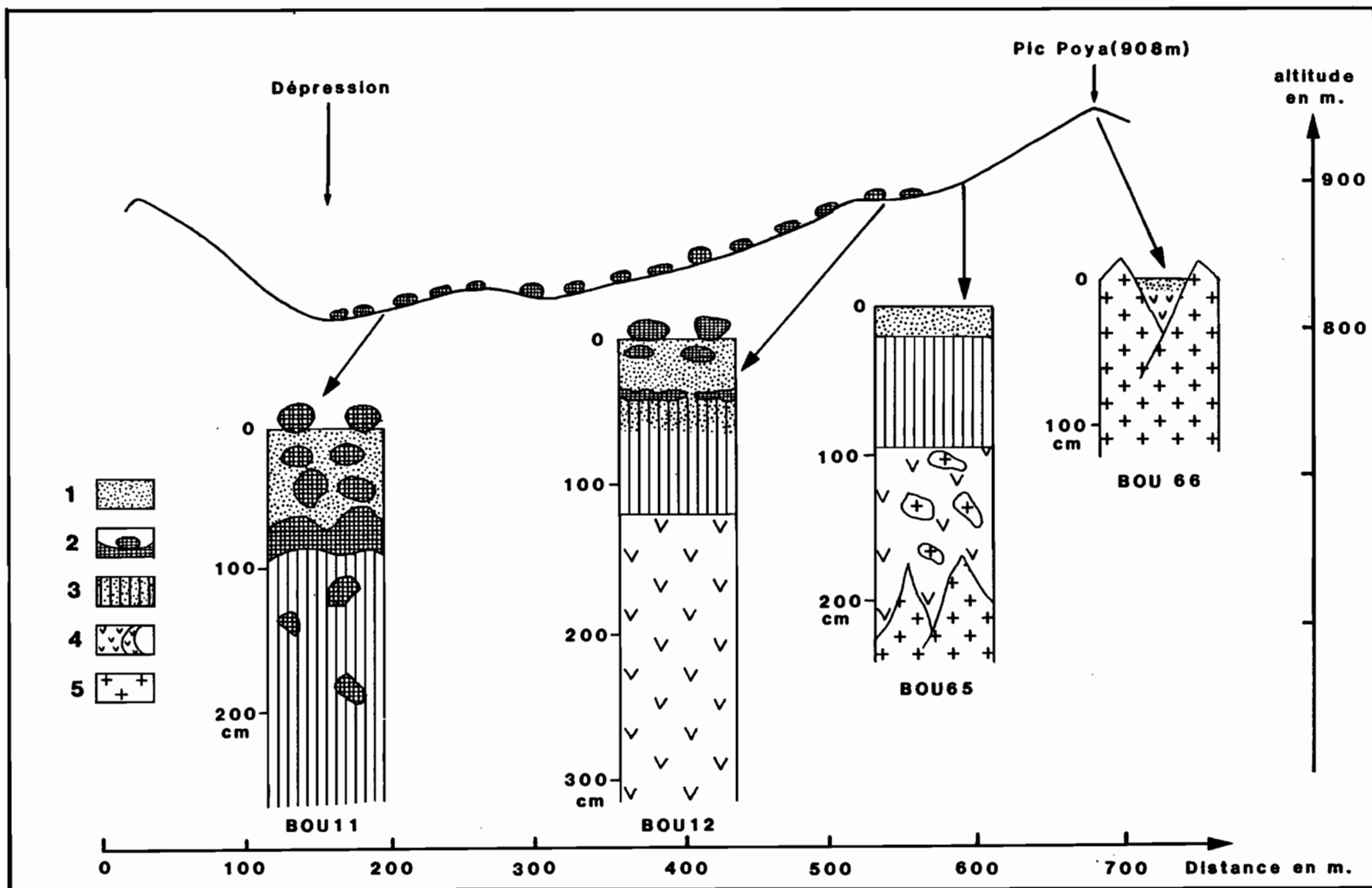
La profondeur des sols de moyenne altitude *varie en fonction de la pente*: squelettiques sur forte pente, ils sont profonds et souvent très profonds dans les secteurs plats ou à faible déclivité. Cependant dans le fond de la dépression, des pointements rocheux affleurent (Figure 19).

Sur le piton du pic Poya et sur les secteurs de forte pente l'entourant, les sols se développent *en poches entre les blocs de roche*. Ils présentent un horizon nodulaire en surface et des horizons limoneux en profondeur. Le profil BOU 66 décrit ci-après est représentatif de cet ensemble.

En position de pente inférieure du piton, les sols sont *de plus en plus profonds*. Le profil BOU 65 est en position moyenne dans ce secteur.

Sur le piémont, seuls des sondages miniers permettent d'atteindre la roche saine. Dans le profil BOU 12, décrit au milieu de ce piémont, elle n'a pu être atteinte à cinq mètres de profondeur. Ces sols sont recouverts de blocs de cuirasse conglomératique de toute taille et d'une accumulation de nodules ferrugineux de 40 à 50 cm d'épaisseur. Le reste du profil est formé d'une altérite riche en nodules ferrugineux dans sa partie supérieure et présentant des rubanements en profondeur.

Sur les pentes de la dépression, l'horizon à nodules ferrugineux s'épaissit. Des *indurations* en dalles cuirassées d'épaisseur variable se développent. Les deux ou trois mètres supérieurs des profils se présentent souvent comme des amas de matériaux ferrugineux hétérométriques comprenant nodules ferrugineux et blocs de cuirasse de toute taille. Le profil BOU 11 décrit plus loin caractérisera cette unité.



1 Gravolite ferrugineux 2 Cuirasse et carapace ferrugineuse, fragment de cuirasse 3 Structichron ferrugineux nodulaire
4 Isaltérite serpentineuse, cortex d'altération 5 Ensemble lithologique (Roches ultrabasiques)

Fig. 19 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

2 - Profil BOU 66.

Sommet du pic Poya (908 m), couvert d'une végétation de maquis bas à *Costularia nervosa*, *Hibbertia altigena* et *Knightia deplanchei*. Les précipitations moyennes annuelles sont voisines de 2000 mm par an. La roche mère est une harzburgite.

La surface du sol présente un enrochement occupant près de 60%.

0 - 4 cm : Humide; brun rouge (10 R 3/3); argilo-limoneux; quelques nodules ferrugineux de forme arrondie et quelques cailloux de péridotites; structure fragmentaire assez nette, polyédrique subangulaire fine; poreux; peu plastique; peu collant; très nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

4-20/50 cm : Frais; brun rouge 2,5 YR 3/4; argilo-limoneux; quelques rares nodules ferrugineux de forme arrondie; cailloux et blocs de péridotites; structure fragmentaire peu nette polyédrique subangulaire fine; volume des vides assez important; très friable; quelques racines moyennes et fines; transition brève et irrégulière.

20/50 cm et plus : Roche dure avec cortex d'altération centimétrique.

Remarque : La profondeur de ces sols de sommet de piton et de forte pente est extrêmement variable. Dans certaines fentes, le sol rouge peut se développer sur plus d'un mètre entre les blocs de roche.

3 - Profil BOU 65.

Pente inférieure du pic Poya (100%), couverte d'un maquis ligno-herbacé à *Costularia nervosa*. Les précipitations moyennes annuelles sont voisines de celles du profil précédent. La roche mère est une harzburgite.

0 - 5 cm : Humide; brun rouge foncé (2,5 YR 2/4); sablo-argileux; 60% de nodules ferrugineux de forme arrondie de 0,2 à 0,5 cm de diamètre; structure particulière; très poreux; peu collant; non plastique; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

5 - 22 cm : Humide; brun rouge (2,5 YR 2/4); sablo-argileux; 40% de petits nodules ferrugineux de forme arrondie; structure fragmentaire assez nette, polyédrique moyenne à fine; poreux : pores tubulaires avec revêtements sur les parois des pores; peu plastiques; non collant; quelques racines fines; transition distincte et régulière.

22 - 40 cm : Humide; brun rouge (2,5 YR 2/4); limono-argileux; structure fragmentaire nette polyédrique moyenne; poreux; revêtements sur les agrégats et dans les pores; peu plastique; non collant; quelques racines fines; transition distincte et régulière.

40 - 85 cm : Frais; brun rouge (2,5 YR 2/4); limono-argileux; quelques minéraux en cours d'altération; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne à grossière; poreux; friable; quelques racines fines; transition graduelle et régulière.

85 -180 cm : Frais; brun jaunâtre (5 YR 4/4); limono-argileux; quelques éléments de roche en voie d'altération; structure fragmentaire peu nette, polyédrique grossière à tendance prismatique à l'état sec; macroporosité faible; microporosité importante; toucher onctueux; pas de racines; transition nette et irrégulière.

180 cm et plus : harzburgite fortement diaclasée avec cortex d'altération centimétrique.

4 - Profil BOU 12.

Replat d'une centaine de mètres d'extension bordant la dépression fermée. La végétation est une forêt claire à *Araucaria rulei* avec une strate arbustive couvrant moins de 50% de la surface du sol, constituée notamment de *Styphelia macrocarpa*, et *Panchearia confusa* et de fougères. La roche mère et la pluviosité moyenne sont comparables à celles qui ont été observées par les profils précédents.

En surface blocs de cuirasse décimétriques d'aspect conglo-mératique.

0 - 20 cm : Frais; rouge sombre (2,5 YR 3/2); à matière organique non directement décelable; très nombreux (95%) nodules ferrugineux de forme scoriacée de 1 à 5 cm de diamètre; blocs de cuirasse conglo-mératique à éléments ferrugineux inclus dans un ciment ferrugineux; sableux; structure particulière; volume des vides très important entre les éléments grossiers; meuble; quelques racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

20 - 40 cm : Humide; rouge sombre (2,5 YR 3/2); très nombreux (95%) nodules ferrugineux de forme scoriacées de petite taille; sableux; structure particulière; volume des vides très important entre les éléments grossiers; friable; quelques racines moyennes et fines; transition nette et régulière.

40 - 42 cm : Mince pellicule induite rouge sombre incluant des nodules ferrugineux de forme arrondie et scoriacée.

42 - 70 cm : Humide; brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/4); quelques nodules ferrugineux de forme arrondie de faible dimension (2 à 3 mm) et quelques galets ferrugineux de 3 à 4 cm de diamètre; limono-argileux; structure fragmentaire, polyédrique fine nette; parfois légère induration sur les éléments structuraux; volume des vides faible entre les agrégats, friable; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.

70 -120 cm : Humide; brun rougeâtre (5 YR 4/4); limono-argileux; quelques sables de chromite; structure fragmentaire polyédrique fine nette; volume des vides faible entre les agrégats; friable; pas de racines; transition graduelle et régulière.

120-150 cm : Humide; brun rougeâtre (5 YR 5/4); quelques taches diffuses jaune-brunâtre (10 YR 6/6); on reconnaît par endroit des plages de minéraux altérés, limono-argileux; structure fragmentaire assez nette; polyédrique moyenne; volume des vides assez important entre les agrégats; microporosité importante; friable; pas de racines.

250-350 cm : Frais; bariolé; rouge jaune(5 YR 4/6) et brun(7,5 YR 5/8) limoneux; nombreux grains de chromite; toucher onctueux; transition graduelle et régulière.

350-500 cm : Frais; bariolé; veines rouge jaune(5 YR 4/6) brune(5 YR 4/6) et brun très foncé(2,5 YR 4/2); limoneux; nombreux grains de chromite et reliques de pyroxènes en rubanements.

5 - Profil BOU 11.

Partie inférieure de la dépression fermée. La végétation est une forêt claire à *Araucaria rulei*, avec un tapis de fougères (*Dicranopteris linearis*). Climat et roche mère sont comparables à ceux des profils précédents.

En surface nombreux blocs de cuirasse ferrugineuse conglomératique de 5 à 50 cm de diamètre.

- 0 - 5 cm : Humide; brun-jaune (5 YR 4/4); graveleux : 90% de nodules ferrugineux de forme scoriacée; les éléments fins sont dus à des apports récents après érosion des déblais de la route; structure particulière; meuble; très nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.
- 5 - 30 cm : Humide; brun rouge foncé (2,5 YR 4/2); graveleux 80% de nodules ferrugineux de forme scoriacée et de blocs de cuirasse; sableux; structure particulière; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 30 - 60 cm : Humide; brun rouge foncé (2,5 YR 4/2); graveleux 60% de nodules grossiers ferrugineux de toute taille; sableux; structure particulière; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition brève et irrégulière.
- 60-70/100cm : Horizon induré, brun rouge et noir formé de blocs de cuirasses cimentés entre eux et constituant localement une véritable dalle de 40 cm d'épaisseur; transition graduelle et régulière.
- 70/100-185cm: Humide; brun rouge foncé (10 R 3/3) avec taches noires; argilo-sableux; graveleux 50% de nodules ferrugineux et de fragments de cuirasse ferro-manganésifère; par endroit zones en voie d'induration avec nombreuses taches noires; structures fragmentaire nette, polyédrique fine; volume des vides faible; consistance légèrement onctueuse malgré les éléments grossiers; pas de racines; transition graduelle et régulière.
- 185 -200 cm : Humide; brun rouge foncé (10 R 3/2); taches noires et jaunâtres diffuses correspondant à une induration de l'horizon; argilo-sableux; 20% de graviers ferrugineux; structure fragmentaire très nette; polyédrique moyenne; consistance onctueuse; pas de racines.

B - Conclusion.

La description de ces quatre profils et les observations intermédiaires faites sur la séquence permettent de distinguer quatre ensembles de différenciation (Tableau XII, Figure 20) :

- un ensemble d'altération qui comprend :
 - . des cortex d'altération de faible épaisseur, dans les

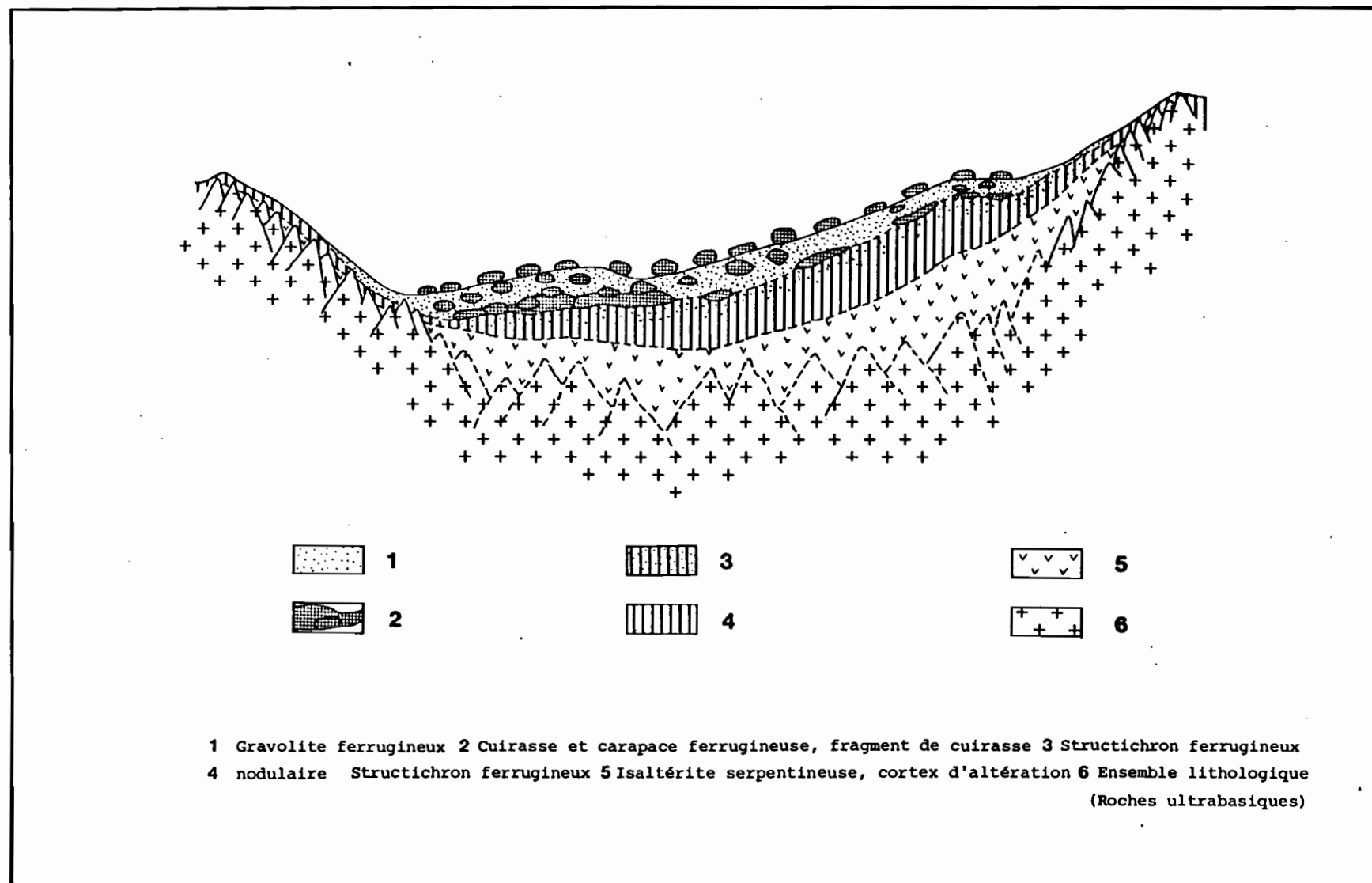


Fig. 20 : Répartition des ensembles et horizons majeurs dans la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

profils où ils ont pu être observés;

. des *altérites de couleur jaune*, de grande épaisseur et qui présentent parfois des rubannements de chromites et de reliques de péridots et de pyroxènes altérés. Mais elles n'ont pas conservé la structure initiale de la roche, et elles peuvent donc être qualifiées d'*allotérites*.

- un *structichron rouge nodulaire* dont l'épaisseur va en croissant vers la partie aval de la séquence;

- un *horizon induré* discontinu cimentant nodules ferrugineux de forme scoriacée ou arrondie et d'autres blocs de cuirasse au sommet du structichron.

- un *gravolite* à nodules ferrugineux de forme scoriacée, très pauvre en éléments fins, en association sur le piémont et dans la dépression avec des blocs de *cuirasse conglomératique* épars sur le piémont et dans la cuvette.

Ensembles	Horizons	BOU 66	BOU 65	BOU 12	BOU 11
Gravolitique	Blocs de cuirasse épars	--	--	nombreux	très nombreux
	Gravolite à nodules ferrugineux de forme scoriacée + blocs de cuirasse	-	-	0-40 cm	0-60 cm
Ferrugineux induré	Cuirasse conglomératique	-	-	40-42 cm	60-70/100 cm
Structichrome	Structichron nodulaire	0-20/50 cm	0-40 cm	42-120 cm	70/100-200cm
D'altération	Allotérite	-	40-180 cm	120-500 cm	200 cm
	Cortex isaltéritique	1 cm	1 cm	-	-

TABEAU XII : Organisation macroscopique générale de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.

III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.

Les observations microscopiques et ultramicroscopiques ainsi que les micro-analyses chimiques et les analyses chimiques et minéralogiques globales permettent de préciser la nature et l'organisation de ces ensembles.

A - L'ensemble d'altération.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Comme précédemment, *les cortex d'altération*, lorsqu'ils ont pu être observés, sont *extrêmement réduits*. Ils conservent la texture et la structure de la roche et contiennent des reliques de *péridot* et de *pyroxène* pris dans une *gangue ferrugineuse goethitique*.

Immédiatement en contact avec le cortex, se développe un horizon à texture et structure de la roche détruite présentant au microscope optique, un assemblage porphyrosquélique avec un plasma à organisation vo-insépique. Dans le détail, au MEB, *le plasma est très poreux* ce qui explique les faibles valeurs de la densité apparente (1,06). Le *squelette*, peu abondant, est composé de reliques de péridots et de pyroxènes, de particules de talc, de filonets de quartz et de grains de chromite.

Dans cette altérite se développent des chenaux (de circulation préférentielle), limités par des parois de quelques dizaines de microns d'épaisseur, qui au microscope en L.P.A. apparaissent plus colorés dans les bruns que le fond matriciel voisin. Ces parois sont en continuités avec le *fond matriciel* et *se révèlent très poreuses* à l'examen au microscope électronique à balayage. Il ne s'agit donc pas d'un dépôt externe de fer, de type *ferrane*, mais d'une transformation sur place du fond matriciel par migration centrifuge, correspondant donc à un *néo-ferrane*. Localement des goethanes de couleur orange vif au microscope en L.P.A., peuvent tapisser certains de ces *néo-ferranes*. Ainsi, dans cette altérite, se seraient succédés une *déferuginisation* et *localement des dépôts avec recristallisation de goethite*.

Des *grains de quartz* et des *nodules siliceux* présents dans le fond matriciel et hérités de silicifications de reliques minérales, comme cela a été montré au chapitre précédent, peuvent en outre être concentrés dans les *néo-ferranes*, par accumulation relative.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques (Tableau XIII) indiquent que les *compositions moyennes du plasma et des néo-ferranes sont très proches*, avec pour ces derniers, un enrichissement en fer, corrélatif de légers appauvrissements en magnésium, aluminium, silicium, manganèse et nickel. L'examen des microanalyses obtenues sur une traversée d'un chenal (Figure 21) confirme ces deux variations géochimiques.

Dans les zones siliceuses, parallèlement à la décroissance des teneurs en fer, il faut noter l'appauvrissement en aluminium, en manganèse et en nickel, et le maintien de teneurs relativement élevées en magnésium et en chrome. La richesse relative des nodules siliceux en magnésium et en chrome confirme plutôt l'hypothèse de leur formation par accumulation relative.

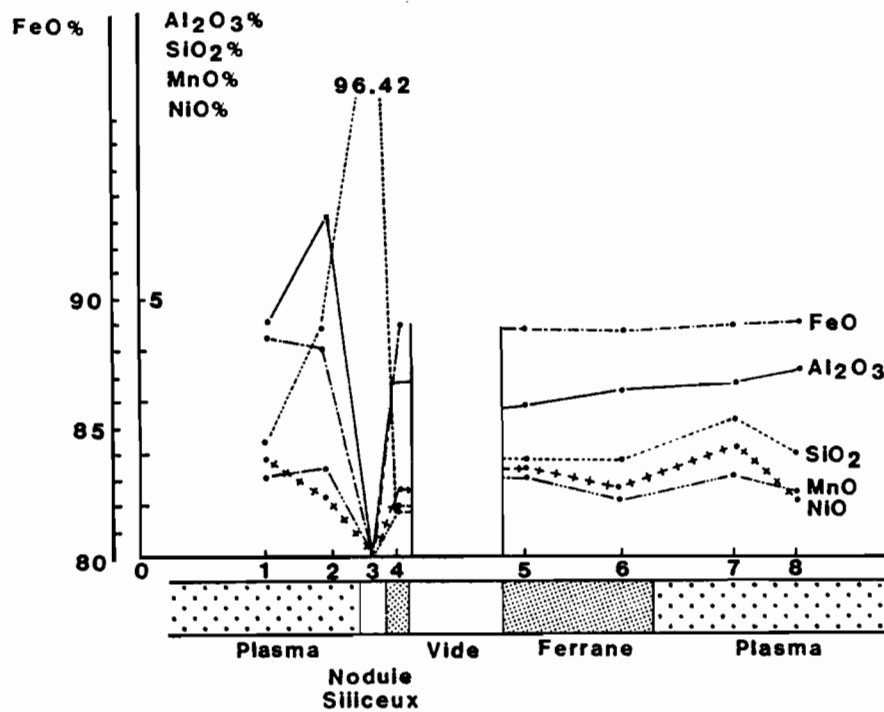
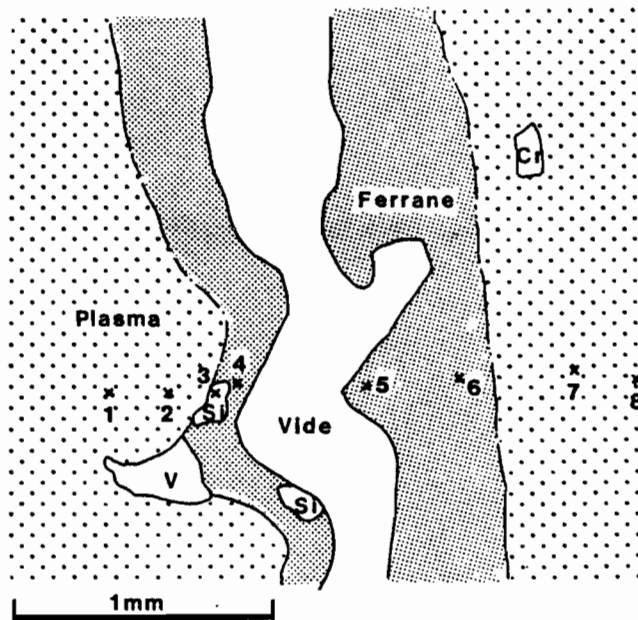


Fig. 21 : Microanalyses d'une traversée d'un chenal dans une alté-rite de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Fond matriciel ($\bar{M}$ 5 analyses)	0,34	4,22	2,62	0,09	0,07	0,05	2,34	1,55	87,49	1,61
Néo-ferranes ($\bar{M}$ 3 analyses)	0,05	3,50	1,84	0,02	0,05	0,08	2,18	1,22	89,49	1,50
Nodules silicifiés ($\bar{M}$ 2 analyses)	2,19	1,35	47,77	0,61	2,01	0,05	2,06	0,70	14,01	0,70
Squelette quartzeux ($\bar{M}$ 2 analyses)	0,17	0,00	96,37	0,03	0,03	0,04	0,22	0,00	2,35	0,00

TABLEAU XIII : Microanalyses de l'altérite de la séquence de moyenne altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

c - Composition minéralogique.

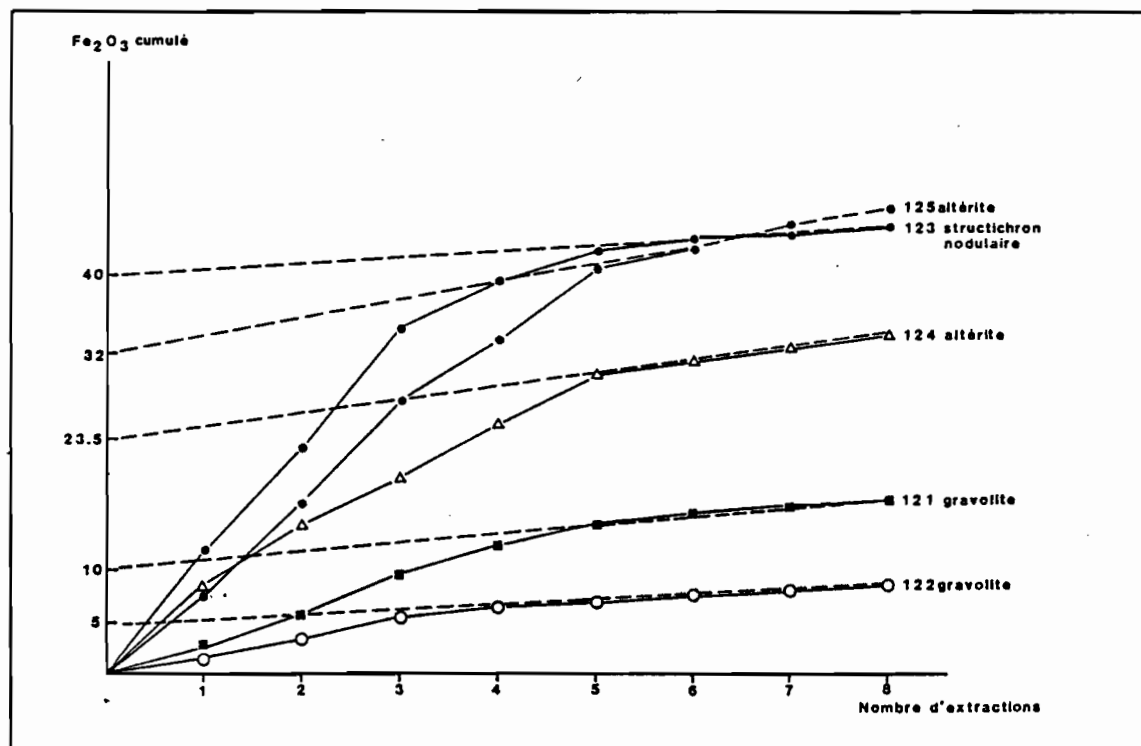


Fig. 22 : Extractions successives du fer par HCl 8 N dans la couverture pédologique de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

L'analyse diffractométrique aux rayons X de cette altérite révèle une composition minéralogique à base de goethite, d'un peu de talc et de produits mal cristallisés. L'analyse détaillée de ces diagrammes indique des déplacements des pics de la goethite significatifs d'une substitution du fer par l'aluminium dans le réseau (NORRISH et TAYLOR, 1961; JANOT et GILBERT, 1970). Une évaluation, faite au Centre de sédimentologie et de géochimie de la surface de Strasbourg par H. PAQUET, permet d'envisager des substitutions moléculaires du fer par l'aluminium pouvant atteindre 10%. Ce chiffre est à comparer avec les

6 à 7% de substitution d'aluminium en composition moléculaire des goethites obtenus par les analyses à la microsonde. Il suggérerait donc la formation de goethite alumineuses avec un taux de substitution en Al relativement faible. Mais la différence entre les taux de substitution déduits des déplacements de pic de la diffractométrie aux rayons X, et les teneurs obtenues par les analyses directes à la microsonde pourrait correspondre à d'autres substitutions à attribuer en particulier au nickel et au chrome. Les analyses à la microsonde indiquent toujours en effet des teneurs élevées en ces deux éléments dans les goethites. De telles *substitutions du fer par le nickel et le chrome* ont déjà été envisagées comme possibles par SCHELMANN (1978), par COLIN *et al.* (1980) et MAQUET *et al.* (1981). Mais leur influence sur les paramètres structuraux des cristaux de goethite et sur les déplacements des raies des diffractogrammes de rayons X n'est pas encore suffisamment établie.

Enfin, les dissolutions successives par HCL 8 N permettent d'évaluer la partie mal cristallisée des produits ferrugineux à près de 32% (Figure 22).

B - L'ensemble structichrome.

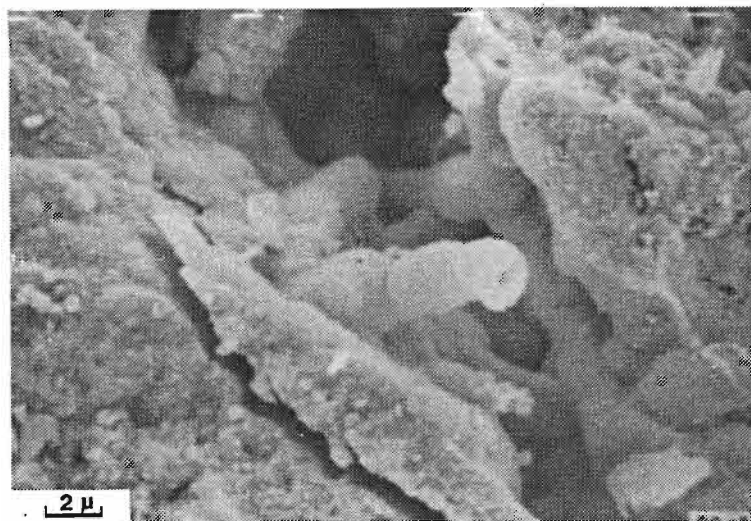
Surmontant l'altérite, le structichron nodulaire se développe en un véritable horizon pédologique, caractérisé par une structure polyédrique nette et une couleur rouge. Il ne conserve de l'altérite que quelques témoins sous forme de reliques de minéraux. Il faut noter l'abondance de ces reliques sur le sommet et le versant du pic Poya alors qu'elles sont beaucoup plus rares sur le piémont et dans la dépression. En position de bas de pente, la superposition d'une phase riche en reliques minérales sur une phase entièrement ferruginisée a pu être observée. Elle correspondrait à un colluvionnement.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

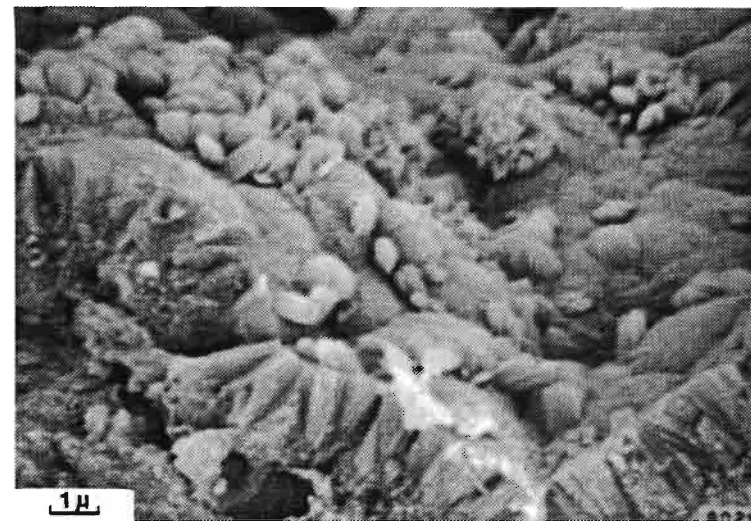
Microscopiquement, l'assemblage de ce structichron est aggloméro-plasmique avec un plasma à organisation insépique, vo-sépique et squelesépique. Au MEB, *ce plasma apparaît beaucoup moins poreux que le précédent*, ce qui correspond également à une densité apparente beaucoup plus élevée (1,71). Le squelette est composé de grains de chromite et de reliques de périclase et de pyroxène. Deux types de nodules ferrugineux coexistent dans le fond matriciel de ce structichron :

- *Des nodules ferrugineux, de couleur brune* en lumière naturelle, entourés d'un cortex* de couleur plus claire, aux contours diffus à la base de l'horizon puis de plus en plus contrastés vers le sommet, s'individualisent ainsi dans le fond matriciel.

* Avec la formation d'un cortex continu, ces nodules acquièrent une structure concentrique, et devraient alors être dénommés "concrétions" (BREWER, 1964) ou "pisolites" (BOULANGE, 1984). L'importance des cortex étant très variable dans un même ensemble et les différences entre nodules et concrétions pouvant être difficile, nous avons préféré n'utiliser que le terme de nodule dans la suite de ce texte, en dehors du cas particulier des concrétions ferro-manganésifères.

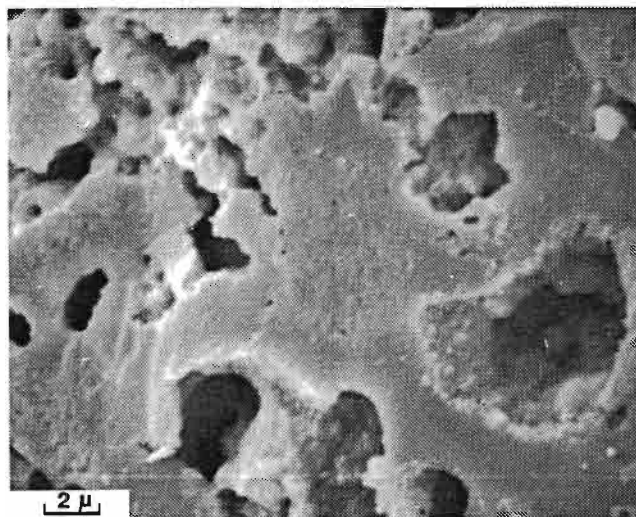


Goethane avec Tubule de précipitation

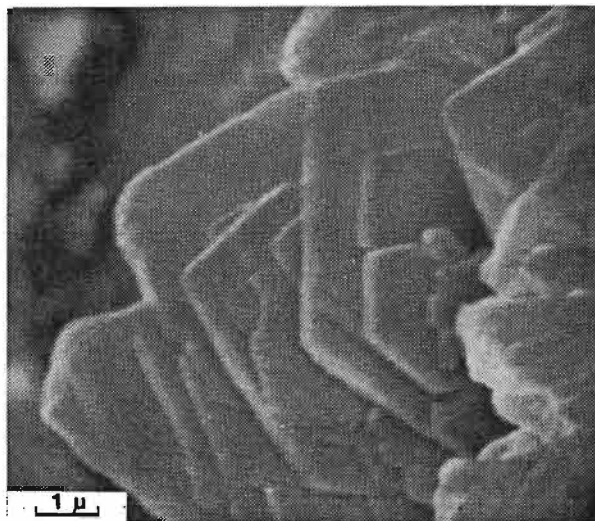


Goethite aciculaire

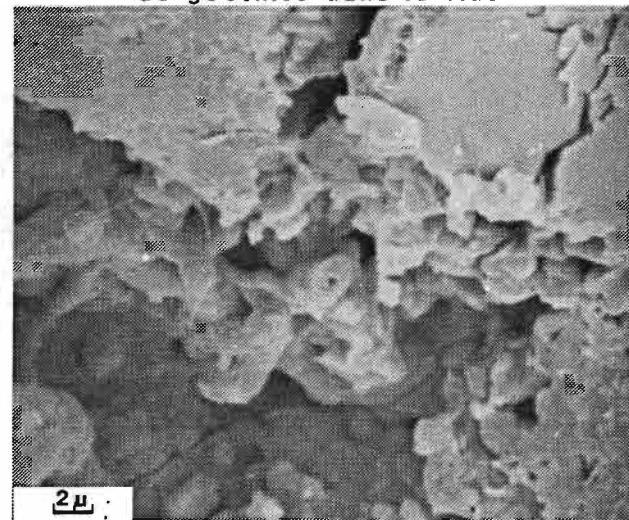
Hématite déstabilisée cariée



Hématite



Hématite déstabilisée avec précipitation de goethite dans le vide



- Des nodules opaques à rouge sombre en L.P.A. sont présents à côté des nodules bruns ou parfois inclus dans ces derniers. En lumière réfléchie, ces nodules sombres et rouge sombre ont une réflectance beaucoup plus forte que celle des nodules bruns et du plasma. La forte réflectance est une caractéristique de l'hématite alors que les teintes grisées sont indicatrices de goethite. *Les nodules rouge sombre seraient donc essentiellement hématitiques.* Ceci serait également confirmé par les observations au MEB, où l'on reconnaît dans ces nodules rouge sombre des empilements de cristallites hexagonaux d'hématite.

Dans ces nodules la transformation de l'hématite en goethite peut être mise en évidence :

- au microscope en lumière réfléchie, où l'on observe des craquelures grisées goethitiques au sein de ces nodules hématitiques;

- au MEB, où l'examen des cristallites d'hématite montre un aspect corrodé des bords et des fissures avec parfois la présence de cristallites de goethite qui se développent sur les bordures corrodées des hématites.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques du fond matriciel et de ces deux types de nodules indiquent une composition générale ferrugineuse, ainsi qu'un certain nombre de différences entre fond matriciel, nodules bruns et nodules craquelés rouge sombre (Tableau XIV et Figure 23).

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Fond matriciel (M 6 analyses)	0,05	7,27	0,82	0,09	0,05	0,18	2,87	0,64	88,85	0,61
<u>Nodules bruns</u>										
Cortex (M 5 analyses)	0,06	6,03	0,56	0,03	0,15	0,13	3,73	0,45	88,30	0,53
Bord interne (M 2 analyses)	0,19	5,20	1,61	0,03	0,05	0,02	3,48	0,52	88,69	1,06
Centre nodule (M 7 analyses)	0,21	5,18	0,96	0,06	0,01	0,05	3,04	0,68	89,23	0,52
<u>Nodules rouge sombre</u>										
Bord interne (M 2 analyses)	0,02	3,71	0,51	0,08	0,05	0,31	4,54	0,41	92,49	0,15
Centre nodule (M 6 analyses)	0,12	3,34	0,86	0,07	0,16	0,24	4,91	0,58	89,17	0,52
Craquelures (M 3 analyses)	0,07	2,68	0,55	0,10	0,09	0,03	1,87	0,73	93,45	0,39

TABLEAUX XIV : Microanalyses du structichron nodulaire de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.

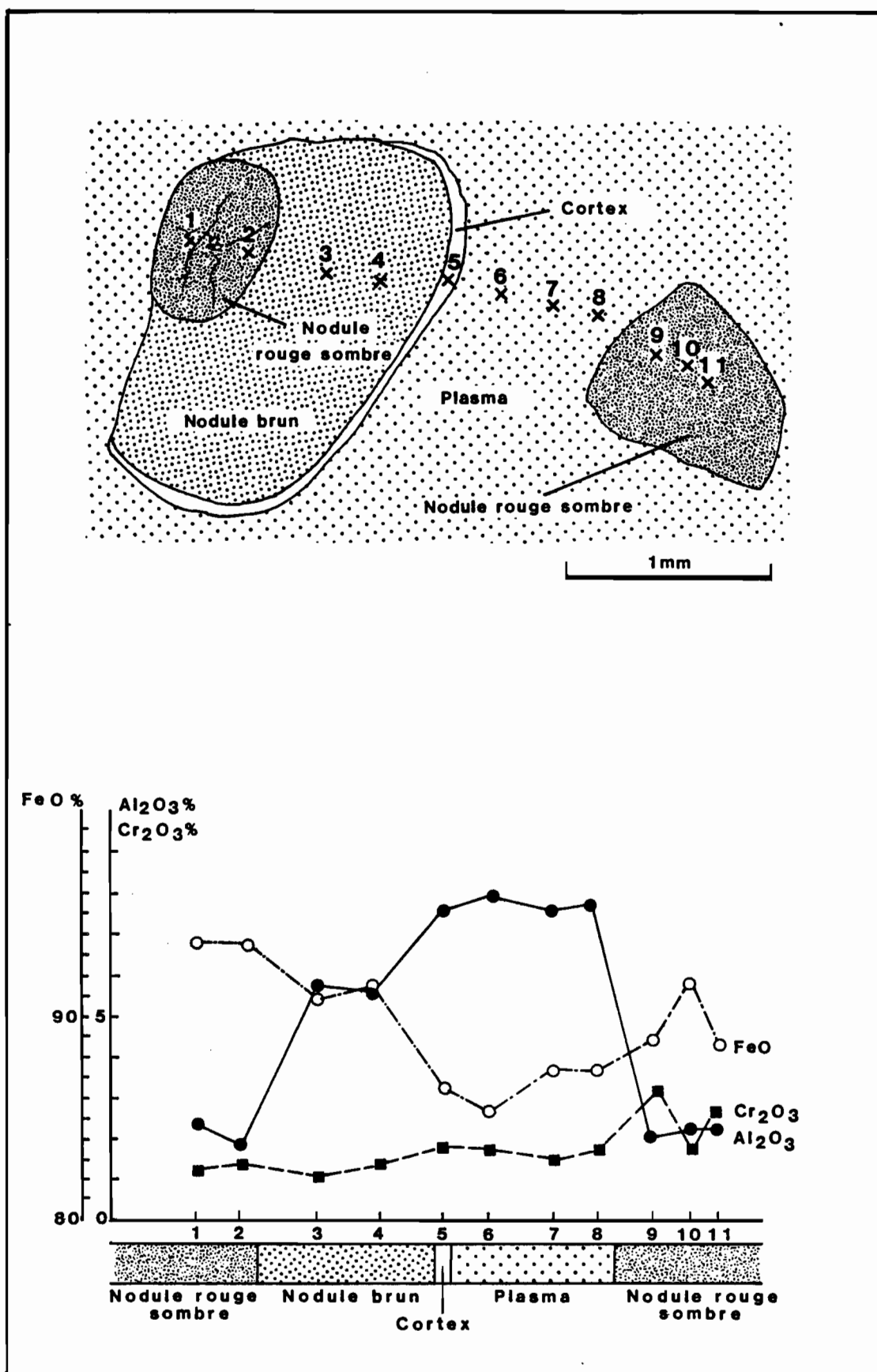


Fig. 23 : Microanalyses d'une traversée d'un structichron nodule de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda

Les teneurs en aluminium croissent des nodules rouge sombre aux nodules bruns et au plasma. La variation est inverse pour le chrome et pour le fer bien que pour ce dernier élément, ce soit moins net du fait de ses très fortes teneurs. Une comparaison des cartes de répartition de ces trois éléments Al, Fe, Cr (planche V), dans un secteur à nodule rouge sombre indique que, pour des teneurs en aluminium à peu près homogènes, les taux de fer et de chrome sont plus élevés dans les nodules que dans le fond matriciel. La porosité, étant plus forte dans le fond matriciel que dans les nodules, cela signifie que l'on a enrichissement relatif en Al du fond matriciel, ce qui correspond à une légère déferruginisation, si l'altérite est prise comme référence. Les variations des autres éléments portent sur de faibles pourcentages et sont donc peu significatives.

c - Composition minéralogique.

L'analyse diffractométrique aux rayons X révèle une composition minéralogique à base de *goethite*, *d'hématite* et de *produits mal cristallisés*. L'hématite qui était absente de l'altérite apparaît à ce niveau et peut représenter jusqu'à 20% du matériau d'après l'analyse des diffractogrammes de rayons X. *Les substitutions du fer par l'aluminium dans les goethites seraient ici plus importantes que dans l'altérite* (15% d'après H. PAQUET). *Les substitutions dans l'hématite seraient en revanche plus faibles* (5%), ce qui corrobore les données de la littérature (NAHON, 1976; SCHWERTMANN *et al.*, 1977). Ces analyses diffractométriques et les analyses à la microsonde effectuées sur fond matriciel, nodules bruns et nodules rouge sombre confirment indirectement la nature plus hématitique des nodules rouge sombre, pauvres en aluminium, que des autres phases. Comme dans le cas précédent, les microanalyses amènent à envisager des substitutions de chrome et de nickel dans les minéraux ferrugineux de l'ensemble structichrome.

Les extractions successives de fer par HCl 8 N indiquent de fortes teneurs en oxy-hydroxydes mal cristallisées (40%), supérieures à celles de l'altérite (Figure 22).

d - Analyses physico-chimiques globales.

Les analyses physico-chimiques globales menées sur la terre fine (inférieure à 2 mm) confirment la granulométrie limoneuse de ces horizons, leur composition à base d'oxy-hydroxydes ferrugineux, leur pH acide (5,5) et leur très faible capacité d'échange, liées aux charges variables des oxy-hydroxydes.

La comparaison des résultats des analyses totales, après attaque nitroperchlorique des structichrons de la séquence montre un accroissement des teneurs en aluminium, en manganèse et en fer de l'amont vers l'aval, corrélatif à la diminution du silicium, du magnésium et du nickel (Tableau XV).

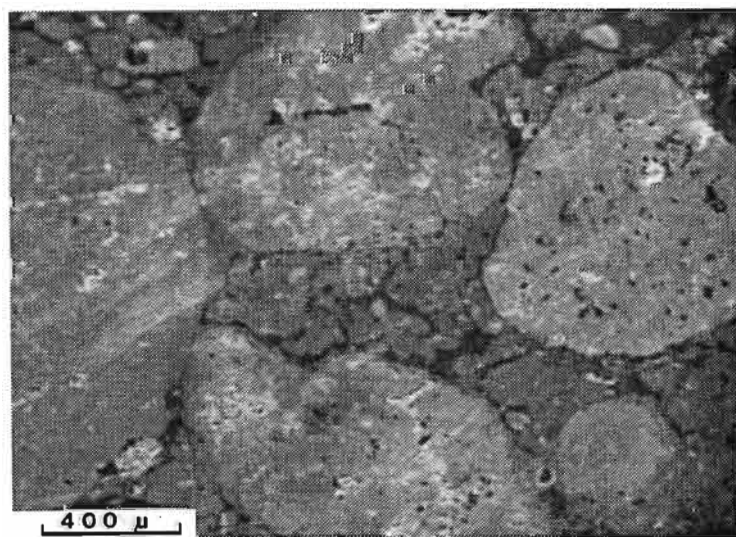
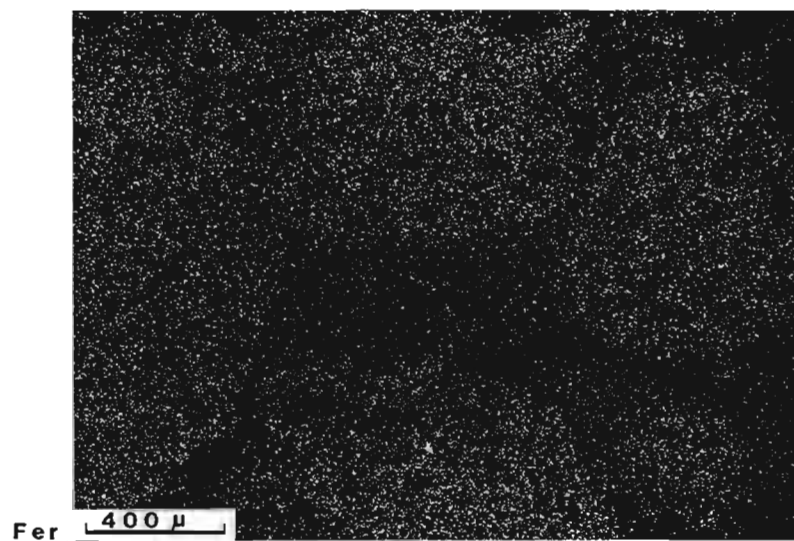
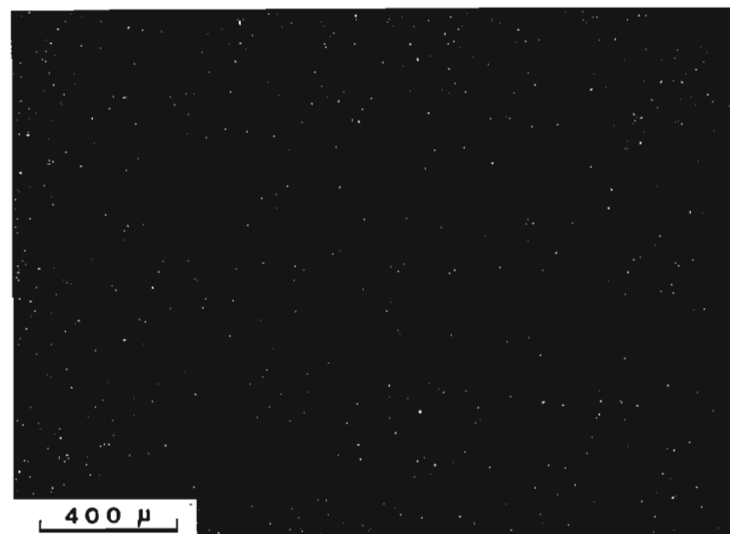


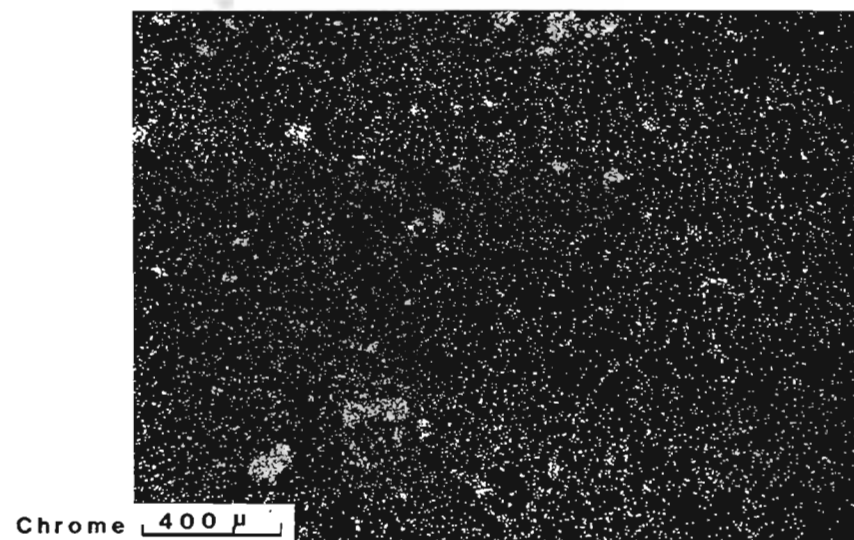
Image x



Fer



Aluminium



Chrome

Pl. V : Distribution des principaux éléments dans la phase à nodules rouge sombre du structichron nodulaire de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda

Teneurs en %	BOU 66	BOU 65	BOU 12	BOU 11
Perte au feu	12,1	13,3	12,5	13,2
Résidu	9,4	3,12	0,34	0,11
SiO ₂	4,83	1,76	1,18	0,83
Al ₂ O ₃	2,93	3,53	4,43	5,25
Fe ₂ O ₃	63,00	73,0	75,1	76,0
MnO ₂	0,92	0,52	0,45	1,46
NiO	1,24	1,02	0,55	0,56
Cr ₂ O ₃	3,55	3,70	5,30	2,70
CoO	0,16	0,08	0,09	0,09
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	1,34	0,34	0,38	0,30
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01

TABLEAUX XV : Analyses totales après attaque nitroperchlorique des structichrons nodulaires de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.

C - L'ensemble ferrugineux induré.

L'ensemble ferrugineux induré ne se développe que dans la partie aval de la séquence. Il s'épaissit du piémont vers la dépression. L'induration cimente des nodules ferrugineux arrondis et scoriacés. Elle est discontinue et liée à la présence d'*accumulations noires manganésifères* dans le fond matriciel et de goethanes le long des fissures.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

A l'échelle microscopique, un fond matriciel de couleur brun sombre à opaque entoure les éléments du squelette (grains de chromite et de quartz) et les nodules ferrugineux. Cette imprégnation apparaît sur lame très variables, certains secteurs étant pratiquement isotropes, d'autres restant bruns isotiques comme dans le structichron nodulaire. *Au MEB, des cristallisations à structure en nid d'abeilles* ont pu être mis en évidence dans le fond matriciel.

En bordure des vides, on observe le plus souvent des *goethanes* qui se présentent sous forme de festons de couleur orange vif en lumière polarisée analysée. Au MEB, les *cristallites de goethite* sont orientés *perpendiculairement aux parois du vide*, et ils s'organisent en tubules. Deux générations de cristallites superposées sont parfois visibles.

b - Microanalyses chimiques.

L'examen du tableau XVI et de la figure 24 indique :

- une composition de ces nodules très proche de celle des nodules bruns du structichron;

- une accumulation de manganèse en bordure des nodules; l'augmentation des teneurs en manganèse dans cette zone est corrélative d'une faible augmentation des teneurs en aluminium, et d'une diminution des teneurs en fer, en chrome et en nickel; de très petits nodules sont, eux aussi, très riches en manganèse;

- dans le fond matriciel, une tendance à l'accumulation de manganèse qui se confirme avec des teneurs maxima de près de 80% de MnO;

- dans les goethanes, des teneurs en fer qui croissent à nouveau, les teneurs en manganèse restant élevées, alors que la richesse en aluminium, en chrome et en titane baisse nettement.

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Nodules (M 10 analyses)	5,12	1,15	0,02	0,06	0,26	3,81	0,31	89,36	0,26
Bord de nodules (M 3 analyses)	5,34	1,07	0,04	0,10	0,18	2,42	20,86	70,00	0,02
Fond matriciel sombre (M 9 analyses)	6,88	0,77	0,08	0,11	0,28	1,08	27,17	64,00	-
Goethanes (M 5 analyses)	4,41	1,30	0,04	0,12	0,04	0,79	4,34	88,00	-

TABEAU XVI : Microanalyse de l'ensemble ferrugineux induré de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.
(Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

Il faut donc retenir, en ce qui concerne l'induration, l'existence de deux phases successives :

- une *imprégnation ferro-mangnésifère localisée*, qui correspondrait à une pseudomorphose partielle du fond matriciel, avec accumulation absolue de manganèse. Elle concerne préférentiellement le fond matriciel mais elle peut également affecter les bords de nodule.

- les *dépôts cutaniques de goethite* le long des vides.

D - L'ensemble gravolitique ferrugineux scoriacé et à blocs de cuirasse.

Les horizons superficiels se présentent le plus souvent comme pratiquement dépourvus d'éléments fins. Nodules et blocs de cuirasse forment avec un peu de matière organique la presque totalité de leur

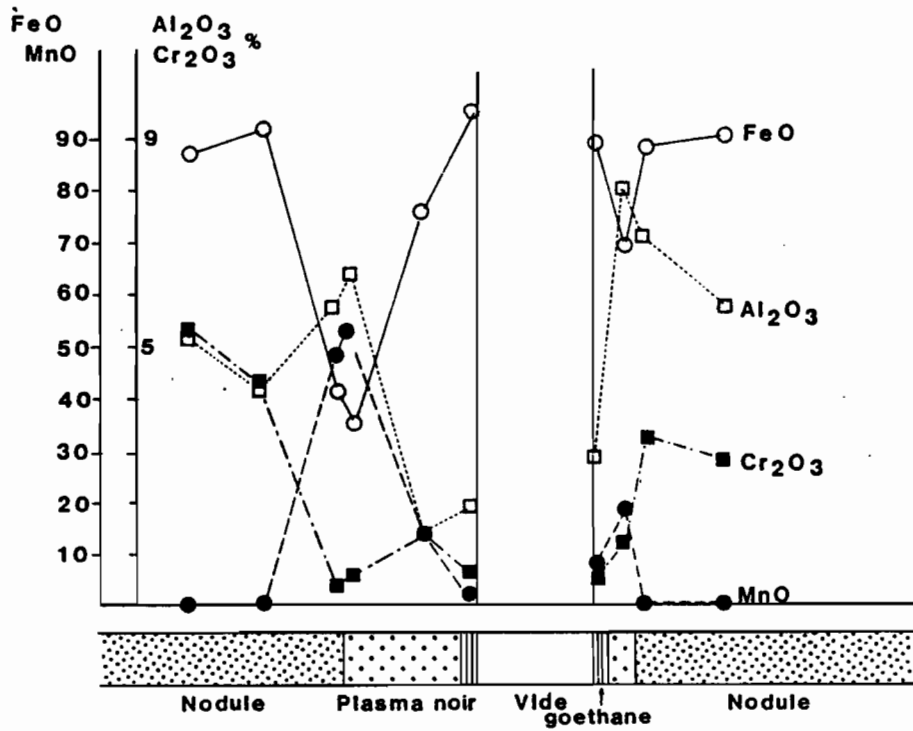
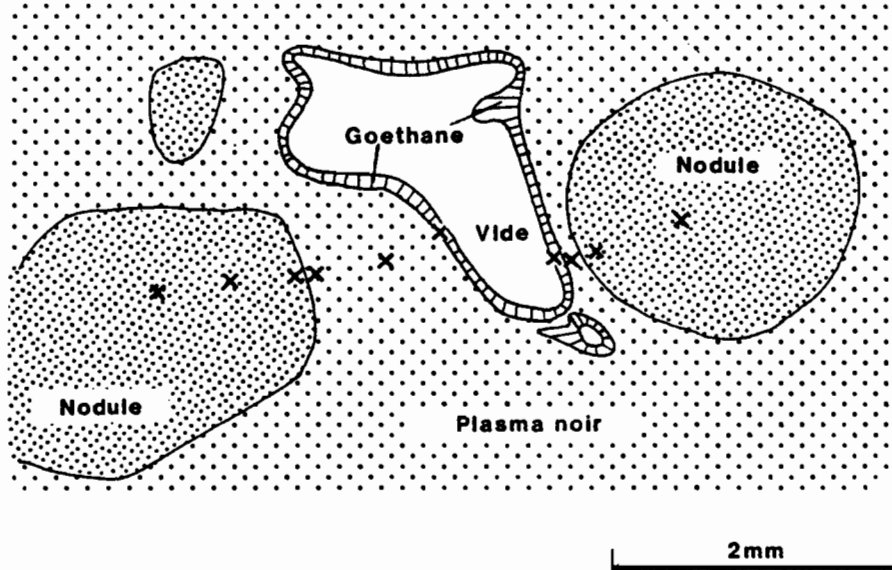


Fig. 24 : Microanalyses d'une traversée dans l'ensemble ferrugineux induré de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

composition. Il faut remarquer l'épaississement de ces horizons vers l'aval de la séquence. De 40 cm sur le glacis, ils atteignent 60 cm et plus dans la dépression.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Au microscope, le gravolite présente un *assemblage intertextique* avec seulement quelques fragments de fond matriciel autour de nodules ferrugineux rouge sombre et des nodules bruns. De nombreux nodules sont complexes et peuvent inclure d'autres nodules ferrugineux bruns ou rouge sombre ou même des microfilonets de quartz. *Les nodules rouge sombre sont craquelés et fissurés* et leurs fissures sont parfois en partie occupées par un plasma brun d'aspect amorphe au microscope. Leur aspect de surface anguleux résulte d'une corrosion des nodules décrite précédemment.

b - Microanalyses chimiques.

La composition chimique de ces différentes phases, obtenue par microanalyse chimique, indique une *constance de fortes teneurs en fer* et des variations pour les teneurs en magnésium, en aluminium, en silicium et en chrome (Tableau XVII).

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Fragment de fond matriciel</u> (M 2 analyses)	0,91	7,01	1,12	0,14	0,10	0,23	3,34	0,80	89,90	0,11
<u>Nodules bruns</u> (M 10 analyses)	0,52	3,75	1,22	0,08	0,10	0,10	6,40	1,01	86,43	0,40
<u>Nodules rouge sombre</u> <u>Centre</u> (M 8 analyses)	0,20	2,15	0,71	0,04	0,01	0,11	3,72	0,69	91,78	0,46
<u>Bord</u> (M 3 analyses)	0,20	2,45	0,47	0,02	0,20	0,25	2,80	0,69	92,78	0,40
<u>Produits fissuraux</u> (M 3 analyses)	0,32	2,11	5,53	0,09	0,28	0,06	2,55	0,78	88,27	0,31

TABLEAU XVII : Microanalyses de l'ensemble gravolitique de la séquence de moyenne altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

Comme précédemment, *les teneurs en alumine, en silice et en magnésie diminuent du fond matriciel vers les nodules ferrugineux rouge sombre*. Cette décroissance s'accompagne d'une augmentation des teneurs en fer. Les teneurs en chrome varient de façon plus irrégulière et semblent liées à la présence de grains de chromite, comme l'indiquerait la figure 25. *La composition des produits fissuraux, au sein des nodules rouge sombre, est plus siliceuse et magnésienne* et moins ferrugineuse que celle des nodules eux-mêmes. Ceci est particulièrement net d'après les données analytiques de la figure 25. Comme il ne s'agit pas d'une

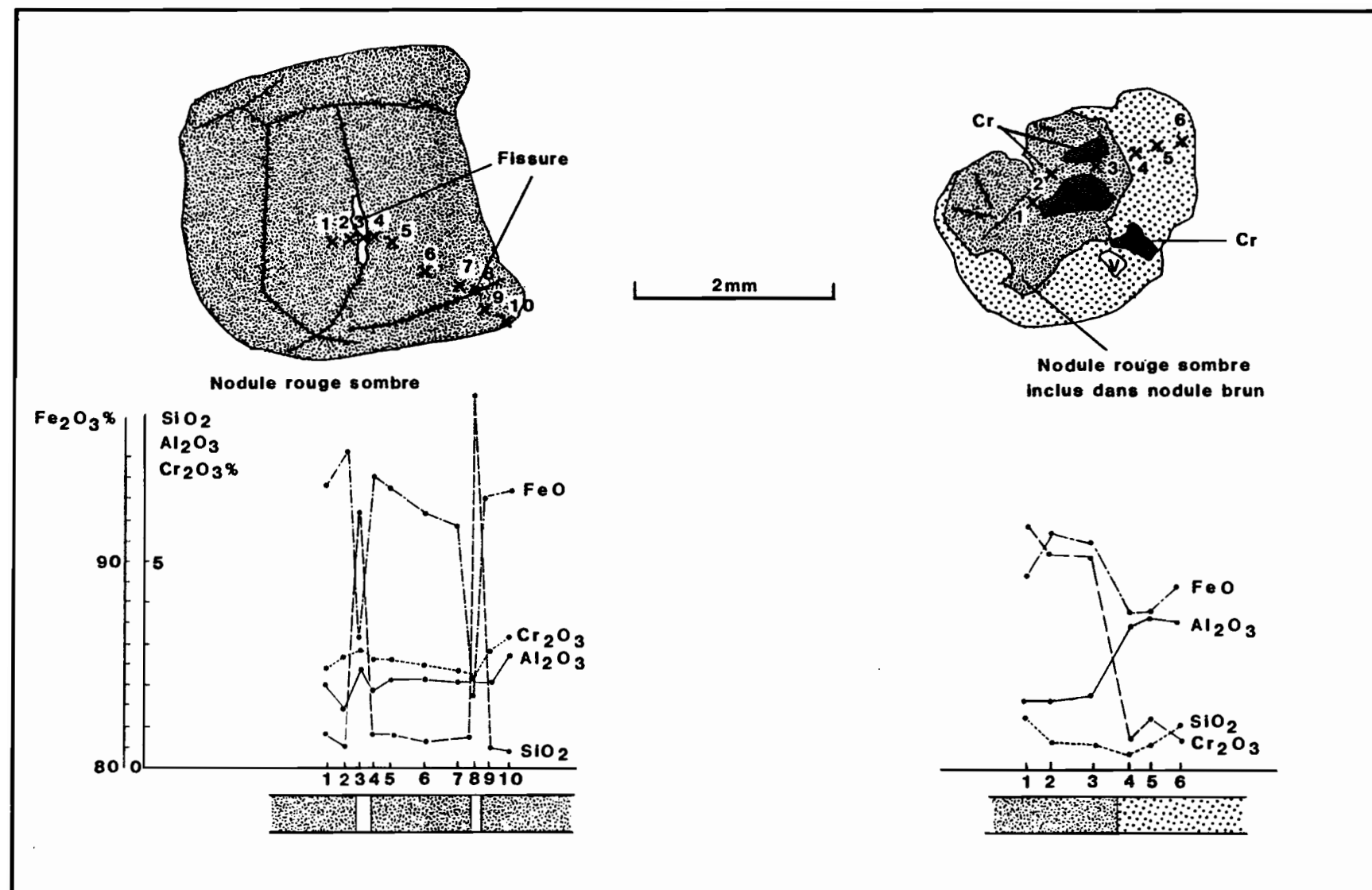


Fig. 25 : Microanalyses d'une traversée dans deux nodules de l'ensemble gravolitique de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

accumulation cutanique (goethane), cette composition peut donc témoigner d'une phase relictuelle résultant ainsi d'une déferruginisation du nodule et d'une concentration relative de silice. Comme dans la séquence sommitale, cette différenciation correspondrait à une podzolisation.

c - Composition minéralogique.

Comme précédemment, *goethite*, *hématite*, et *produits ferrugineux mal cristallisés* sont les minéraux constitutifs de cet horizon. La proportion d'hématite serait d'après l'examen des diagrammes de rayons X plus élevée dans cet horizon que dans le structichron nodulaire sous jacent.

IV - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATERALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.

L'analyse du modelé et des ensembles majeurs de la couverture pédologique permet de reconstituer l'évolution morphologique verticale et latérale de cette séquence (Figure 26).

1 - Différenciation verticale.

L'évolution karstique du relief, en favorisant la circulation verticale des solutions sur les circulations latérales, oriente la pédogénèse vers des différenciations verticales.

De l'altérite au structichron, on a défini une succession de transformations géochimiques, structurales et minéralogiques.

- Les *transformations géochimiques* sont dominées par l'*accumulation relative de fer* (ferritisation) du fait de la lixiviation de la presque totalité du magnésium et du silicium.

- Les *transformations structurales* sont liées à des réorganisations des constituants ferrugineux *ainsi accumulés*. Ainsi, se réalisent par des dissolutions et des reprécipitations successives, la disparition des structures lithologiques puis la formation et l'évolution des structures nodulaires.

- Les *transformations minéralogiques* (Tableau XVIII) sont marquées :

- . au niveau de l'altérite, par la *cristallisation de goethite* et une *substitution* progressive du fer par l'*aluminium*;

- . au niveau du structichron nodulaire et du gravolite, par la *transformation de l'hématite en goethite alumineuse*, qui a pu être décelée au sein des cristallites.

Ainsi, au travers de ces transformations, les altérites, les plasmas des structichrons nodulaires et les nodules bruns sont en par-faite filiation. Un problème se pose cependant en ce qui concerne les

nodules rouge sombre. Ces nodules peuvent provenir, soit d'une pédogénèse antérieure, différente de la pédogénèse actuelle et avoir été formés in situ, soit du remaniement d'une couverture pédologique antérieure et apparaître ici comme des éléments résiduels mélangés au gravolite et au structichron nodulaire. Nous envisagerons un de leur mode de formation au chapitre suivant. De toute façon ils correspondraient à un *vieux stock de produits* hématitiques, reliques et témoin d'une couverture pédologique antérieure.

- l'induration qui se réalise à la limite entre le structichron nodulaire et le gravolite est liée aux accumulations absolues de goethite et d'hydroxydes mixtes ferro-manganésifères.

- En surface, les cuirasses, les nodules et le fond matriciel sont soumis, par déferruginisation, à des dégradations qui conduisent à la dissolution des fonds matriciels, à la corrosion des nodules et au démantèlement des cuirasses. Il en résulte une accumulation de nodules relictuels de forme scoriacée. Cette déferruginisation ultime des gravolites s'accompagne alors d'une accumulation relative de silice dans les fissures qui s'apparente ainsi à une podzolisation.

	G Goethite	H Hématite	al substitué par Al	A produit mal cristallisé T Talc
Horizon graveleux	G ^{al}	H ^{al}		A
Structichron nodulaire	G ^{al}	H ^{al}		A
Altérite jaune	G ^{al}			A
Cortex d'altération	G		T	A

TABLEAU XVIII : Variations minéralogiques générales dans la séquence de moyenne altitude du Boulinda.

2 - Différenciation latérale.

Cette différenciation verticale est complétée par une différenciation latérale, qui se manifeste :

- au *niveau de l'épaisseur* des principaux horizons (altérite, structichron nodulaire, horizon induré, gravolite) qui va en croissant de l'amont de la toposéquence vers l'aval. Cet accroissement des horizons vers l'aval est lui-même lié :

. à une *altération plus profonde des parties aval* -une partie des eaux reçues dans le secteur étant drainées latéralement vers la dépression, la quantité d'eau en contact avec la roche sera plus élevée, à l'aval qu'à l'amont et l'altération sera donc plus profonde-;

. à un colluvionnement lors des fortes précipitations cycloniques -le comblement de la fosse de bas de pente, les ravines d'érosion et l'abondance des lithoreliques dans le structichron nodulaire au pied du pic Poya en sont autant de preuves-;

- au niveau des distributions géochimiques des éléments avec, dans le structichron un accroissement des teneurs en fer, en manganèse et en aluminium vers l'aval, aux dépens du silicium, du magnésium et du nickel. Le fer et le manganèse, mis en solution, reprécipitent alors dans les secteurs bas à drainage plus lent de la séquence, pour cimenter la cuirasse. Ce type d'évolution géochimique latérale est voisin de celui décrit dans les bauxites de karst du sud de la France (PARRON *et al.*, 1983).

3 - Relations entre l'évolution de la couverture pédologique et la morphologie.

Ainsi ce type de pédogénèse, au cours de laquelle la dissolution est favorisée dans les zones de circulation préférentielle des eaux au sein des dépressions tend à accentuer les pentes en protégeant les reliefs et en permettant l'enfoncement des zones basses. Dans la dépression et plus spécialement dans le gouffre, il y a véritablement soutirage de matière, sous forme principalement dissoute, mais aussi, avec des relais, sous forme figurée. Il est surprenant de voir que dans un secteur où les colluvionnements sont aussi importants, le gouffre lui-même n'ait pas été comblé. Les pertes sont donc ici supérieures aux apports et vu les dimensions du gouffre, on peut penser qu'une partie de ces pertes se réalise sous forme figurée, au moins jusque dans les diaclases profondes, où elles peuvent alors être solubilisées. Ce type d'évolution du relief par enfoncement géochimique a été décrit sur roche gréseuse (MILLOT *et al.*, 1976; NAHON *et al.*, 1977) et sur roches basiques (BOULANGE, 1984). Sur roches ultrabasiques, en Nouvelle Calédonie, il prend une ampleur considérable du fait de l'évolution karstique de ces roches très solubles.

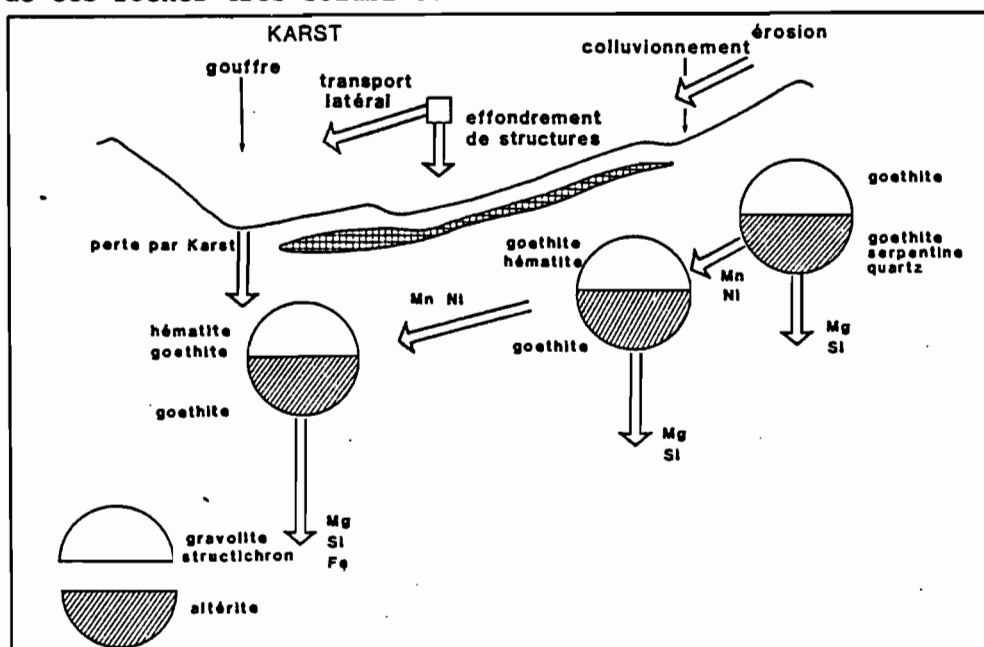


Fig. 26 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes affectant la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.

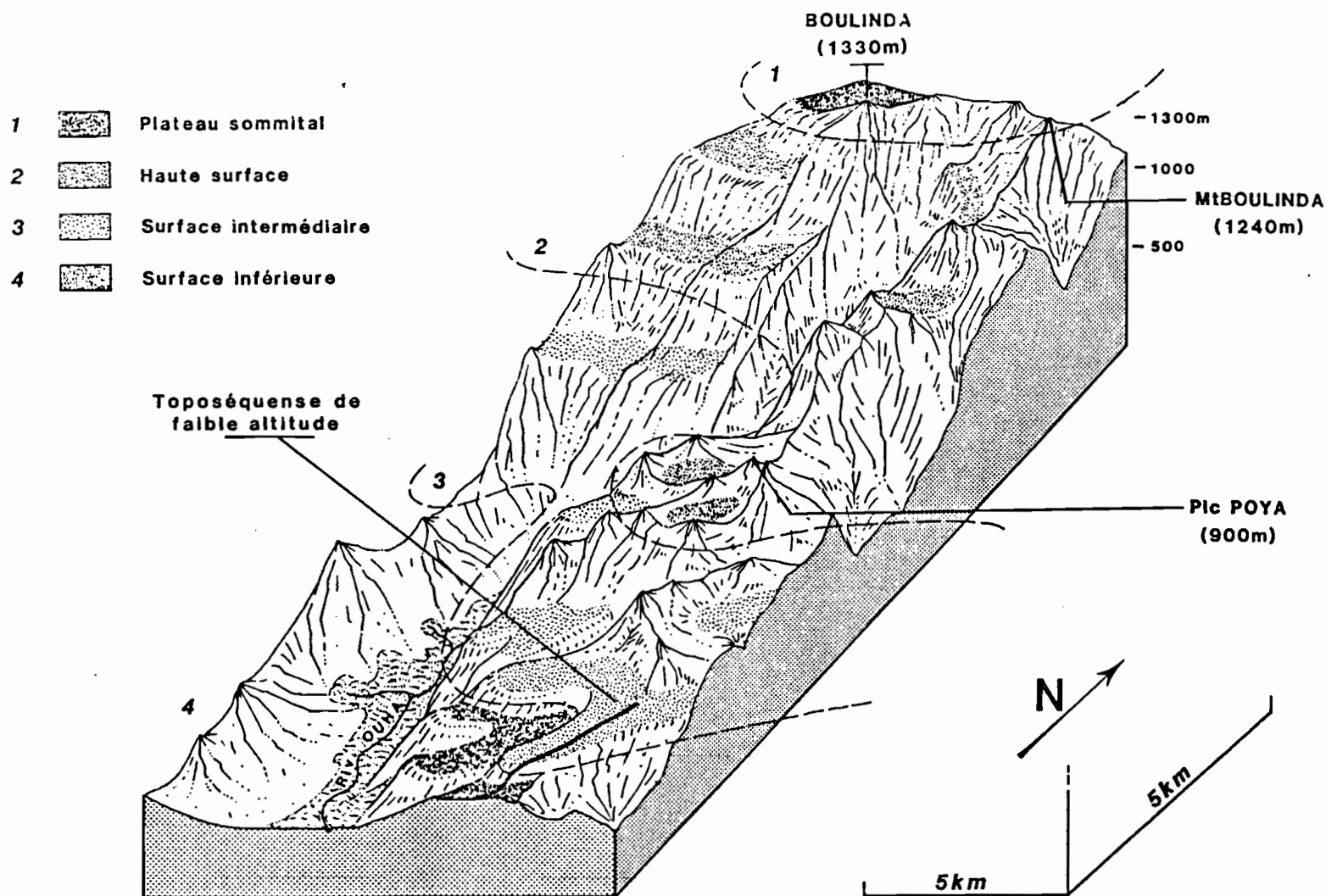


Fig. 27 : Localisation de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

CHAPITRE III

LA TOPOSEQUENCE DE FAIBLE ALTITUDE DU BOULINDA FERRITISATION INDIRECTE ET SILICIFICATION

I - PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE.

La toposéquence de faible altitude s'étend entre 500 et 300 m d'altitude dans un *paysage au relief ondulé*, bordé à l'aval par la forte entaille limitant le pourtour du massif et à l'amont par un important décrochement montagneux. Elle recoupe la "surface intermédiaire", la pente reliant la "surface intermédiaire" à la "surface inférieure", cette dernière (Figure 27).

La "surface intermédiaire" a une pente de 5 à 10% et entoure le massif par un *replat en forme de glacis* de 2 à 3 km de large sur lequel se développe une couverture pédologique ferritique à *nodules ferrugineux arrondis et d'aspect luisant*, de 0,2 à 0,5 cm de diamètre.

Sur la pente, de 20 à 30% de déclivité, s'observent des sols riches en *nodules ferrugineux de forme sphérique* de 0,2 à 0,5 cm de diamètre. Quelques blocs de péridotite altérée et de "pseudo-meulière" affleurent ça et là, mais d'une façon générale, la couverture pédologique ferritique est continue.

La "surface inférieure", de 5 à 20% de pente, a une extension limitée (100 à 200 m). Elle est couverte d'un manteau pédologique ferritique, *riche en petits nodules sphériques* (0,1 et 0,2 cm de diamètre), *et en blocs de cuirasse nodulaire*, à petits nodules de 0,1 à 0,2 cm de diamètre emballés dans un ciment ferrugineux.

Aucune trace d'écoulement hydrique superficiel n'est présente, mais contrairement à ce qui se passe pour les séquences précédentes, ceci n'entraîne pas le développement de formes karstiques notables : dolines, effondrements. Cependant des *figures d'érosion en lavakas*, grandes saignées arborescentes de plusieurs mètres de profondeur, se développent sur les bords de la surface inférieure. Elles recoupent, le plus souvent, les pistes de prospection minières, abondantes dans ce secteur, et semblent liées au déboisement consécutif à ces prospections.

Les caractères généraux de ce modelé montrent donc :

- *l'existence d'un relief ondulé*, ayant la forme d'un versant pris entre deux glacis perchés, bordé par une forte entaille à l'aval et par un fort décrochement montagneux à l'amont;

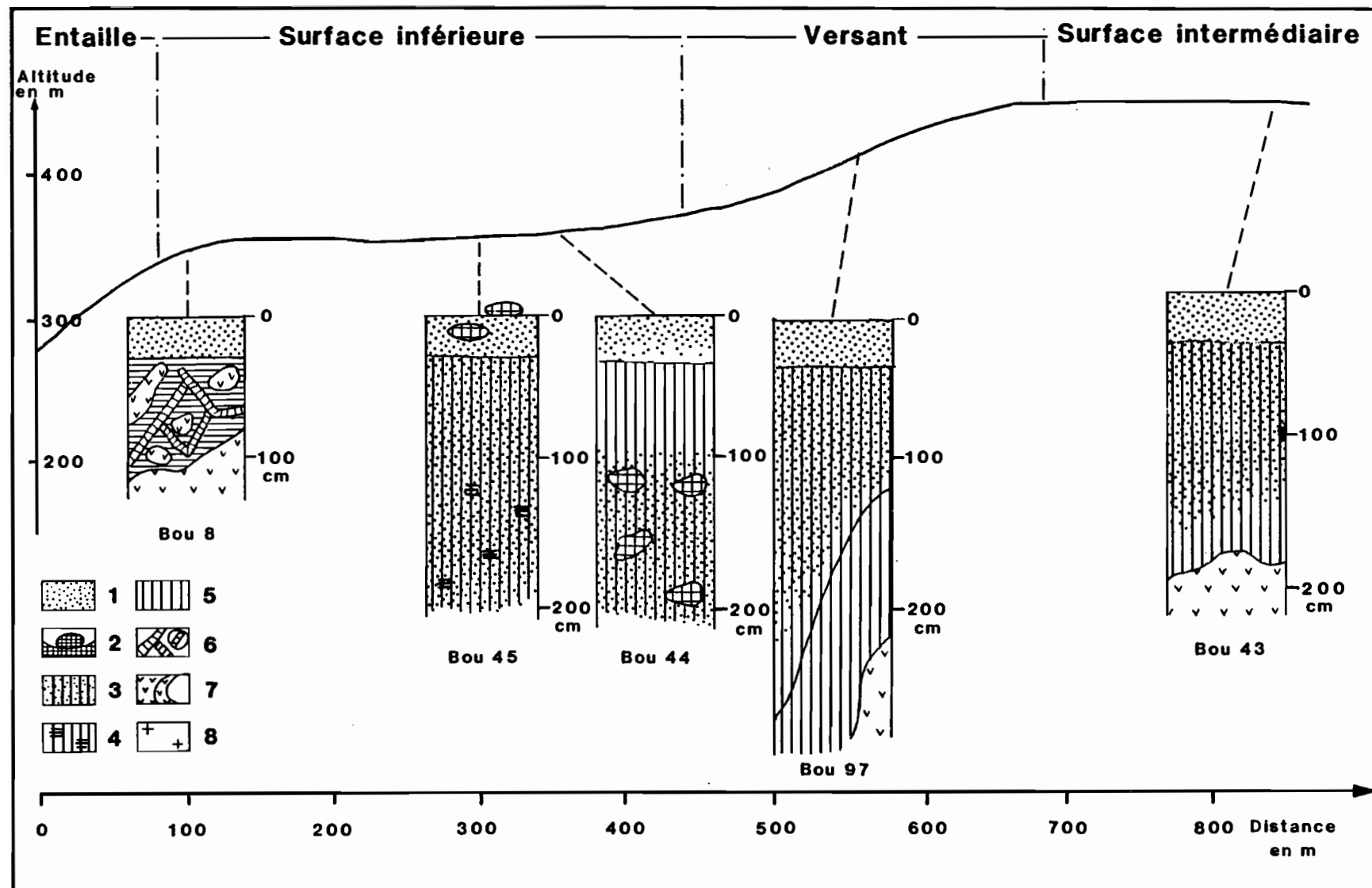


Fig. 28 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques de la toposéquence de faible altitude du Boulinda

- l'absence d'évolution karstique notable, malgré le manque d'écoulement hydrique superficiel;

- le développement, au bord du replat inférieur, d'un ravinement en forme de lavakas, dont l'origine est récente, car il recoupe les pistes de prospection minière, ce qui témoignerait d'un modelé à forte instabilité géomorphologique.

II - CARACTERISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DEFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - Description.

1 - Présentation générale.

La couverture pédologique de cette toposéquence a une épaisseur variable (1 à 5 mètres), et elle n'est que localement interrompue par des affleurements de roche altérée ou de "pseudo-meulière" (Figure 28).

Sur la "surface intermédiaire", les sols sont moyennement épais (2 m à 2,5 m profil BOU 43), et se développent aux dépens d'une altérite verte serpentineuse.

Sur la pente reliant les deux surfaces intermédiaire et inférieure, les sols (profil BOU 97) présentent la superposition d'un ensemble ferritique à concentration nodulaire en surface sur une altérite de couleur verdâtre serpentineuse. La limite entre ces deux ensembles prend un aspect glossique qui est en conformité avec la structure de la péridotite altérée.

En position de replat, la couverture ferritique, très épaisse (plus de 5 m) au niveau du piémont (profils BOU 44, BOU 45), s'amenuise vers le bord extérieur (profil BOU 8). Elle recouvre une altérite smectitique riche en "pseudo-meulières".

2 - Profil BOU 43.

Profil observé sur la "surface intermédiaire" dans un paysage à très faible pente (5%). La végétation est un maquis à *Tristania guilainii*. La pluviosité moyenne mesurée sur trois ans est de 1740 mm.

En surface quelques fragments de cuirasse nodulaire ferrugineuse à nodules brun rouge foncé de 0,2 à 0,5 cm de diamètre et cortex bruns.

0 - 20 cm : Sec; brun rouge foncé (2,5 YR 3/2); graveleux : 70% de nodules ferrugineux de 0,2 à 0,5 cm de diamètre et de forme arrondie; structure particulaire; forte porosité, très nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

- 20 - 42 cm : Frais; brun rouge foncé (2,5 YR 2/4); argilo-limoneux; 40% de nodules ferrugineux de 0,2 à 0,5 cm de diamètre; de forme arrondie; structure fragmentaire plus nette, polyédrique subangulaire; poreux; meuble; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et ondulée.
- 42 - 76 cm : Frais; brun rouge foncé (2,5 YR 2/4); argileux-limoneux; 20% de petits nodules ferrugineux de forme arrondie; structure massive à débit angulaire; poreux; meuble; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 76 - 107 cm : Frais; brun rouge (2,5 YR 4/4); argilo-limoneux; quelques petits nodules ferrugineux; structure massive à débit angulaire; poreux; friable; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et irrégulière.
- 107 - 150 cm : Frais; brun rouge (2,5 YR 4/4); quelques petites taches noires; limoneux-argileux; structure fragmentaire, peu nette, polyédrique fine; poreux; friable; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et irrégulière.
- 150 - 180 cm : Frais; brun jaunâtre (5 YR 4/4); limoneux-argileux; structure fragmentaire peu nette, polyédrique moyenne; très peu dense; macroporosité faible; friable; quelques racines fines.
- 180 cm et plus : péridotite serpentinisée.

3 - Profil BOU 97.

Mi pente sur le versant séparant les deux surfaces intermédiaire et inférieure. Déclivité 30%. La végétation est un maquis à *Tristania guillainii*, *Codia montana*, *Accacia spirorbis* et *Lophoshoenus spp.* La pluviosité annuelle approche 1500 mm, soit légèrement plus que celle de la plaine côtière, mais moins de la moitié de celle qui arrose la séquence sommitale. La roche mère est une harzburgite.

- 0 - 20 cm : Sec; brun rouge foncé (2,5 YR 3/2); graveleux, 90% de nodules ferrugineux de forme sphérique et d'aspect de surface mat, de 0,2 à 0,5 cm de diamètre; structure particulière; meuble; très nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.
- 20 - 60 cm : Brun rouge (10 R 3/3); de texture limono-sableuse; très nombreux nodules ferrugineux de forme sphérique; structure massive à débit subangulaire; quelques pores liés aux racines; quelques fentes; très fragile; nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 60 - 120/130 cm : Sec; brun rouge (10 R 3/4); limono-sableux; quelques nodules ferrugineux de forme sphérique; structure massive à débit subangulaire; macro et microporosité importante; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et irrégulière.
- 120/300-125/305 cm : Frais; brun rouge (10 R 4/6); forme de cortex autour de l'altérite, sablo-limoneux; structure particulière; microporosité importante; nombreuses racines fines et moyennes; transition nette et irrégulière.
- 125/305-400 cm et plus : Altérite, brun rouge (7,5 YR 5/6); avec noyaux de roche peu altérée verdâtre; argileux; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; nombreuses fentes.

4 - Profil BOU 44.

Profil observé en position de bas de pente, pente 20%. La végétation est un maquis à *Acacia spirorbis* dominant; la roche mère est une harzburgite.

- 0 - 15 cm : Sec; rouge sombre (10 R 3/2); sablo-limoneux; 40% de nodules ferrugineux de 0,1 à 0,2 cm de diamètre, sphérique; structure fragmentaire peu nette, polyédrique très fine subangulaire; très poreux; meuble; très nombreuses racines fines et moyennes, transition distincte et régulière.
- 15 - 90 cm : Sec; rouge sombre (7,5 R 3/4); limoneux; quelques rares petits nodules ferrugineux; structure massive à débit subangulaire; peu poreux; fragile; nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 90 -170 cm : Frais; brun rouge foncé (10 R 3/4); limono-argileux; 40% de nodules ferrugineux répartis en poches, avec, par endroits, de plus fortes concentrations : quelques fragments de cuirasse nodulaire à nodules de petite taille (0,1 à 0,2 cm) sphériques à cortex brun; structure fragmentaire peu nette, polyédrique moyenne à fine; moyennement poreux; quelques racines fines.

5 - Profil BOU 45.

Profil observé à 50 mètres du précédent dans le même type de paysage, avec une pente de 15 à 20%. La transition entre les deux profils se fait de façon brutale sur quelques dizaines de centimètres.

En surface, nombreux fragments de cuirasse nodulaire.

- 0 - 30 cm : Sec; brun rouge (2,5 YR 3/2); graveleux; 90% de nodules ferrugineux de forme sphérique, de 0,1 à 0,2 cm de diamètre; structure particulaire; forte porosité; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.
- 30 - 70 cm : Sec; finement taché; brun noir sur fond brun rouge foncé (2,5 YR 3/2); taches diffuses et peu contrastées; 70% de petits nodules ferrugineux sphériques; sableux; structure particulaire; très poreux; meuble; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 70 -200 cm : Horizon présentant les mêmes caractéristiques de granulométrie que le précédent, mais dans lequel les plages noires prédominent sur les plages brun rouge foncé.

6 - Profil BOU 8.

Profil observé en bordure de la surface inférieure, sous un couvert végétal à base d'*Accacia spirorbis* et de *Lepidosperma perteres* (joncs).

En surface blocs de "pseudo-meulière" affleurants.

- 0 - 30 cm : Sec; brun rouge foncé (2,5 YR 3/2); limono-argileux; quelques nodules ferrugineux de 0,1 à 0,2 cm de diamètre, sphériques; structure fragmentaire peu nette, polyédrique fine subangulaire; friable; très nombreuses racines moyennes et fines; transition nette et régulière.

30 - 40 cm : Frais; brun rouge (2,5 YR 3/4); argileux; nombreux blocs de péridotite altérés, quelques petits nodules ferrugineux, sphérique; structure fragmentaire peu nette, polyédrique fine; friable, très nombreuses racines moyennes et fines; transition nette et ondulée.

40 -100 cm : Frais; brun jaunâtre (5 YR 3/3); argileux avec reliques de minéraux altérés verdâtres; structure fragmentaire très nette, polyédrique fine; friable; nombreux blocs de péridotite serpentinisée à cortex jaunâtre et "pseudo-meulière".

B - Conclusion.

Les descriptions précédentes et les observations faites dans ce secteur, permettent de caractériser trois ensembles majeurs sur cette séquence (Tableau XIX, Figure 29).

1° Un ensemble altéritique comprenant :

- à la base de cette couverture pédologique et en contact avec la roche saine, une *isaltérite serpentineuse* de couleur verdâtre de cohésion variable allant du friable des horizons très transformés au cohérent de la roche dure; cet horizon est beaucoup plus développé sur la pente que sur les surfaces inférieure et supérieure;

- sur le bord aval du replat de la surface inférieure et recoupant les horizons supérieurs et inférieurs, une *isaltérite silicifiée* montrant un maillage siliceux correspondant au maillage serpentineux de la péridotite, et des noyaux smectitiques; cette altérite est analogue du point de vue structural aux "pseudo-meulières" observées dans la toposéquence sommitale;

- entourant cette *isaltérite siliceuse*, une *isaltérite smectitique* de couleur brun rouge prenant place au-dessus de l'*altérite serpentineuse*. Elle est riche en blocs de péridotite serpentinisée et contient quelques nodules ferrugineux.

2° Un ensemble structichrome que l'on peut subdiviser en 2 parties :

- sur le replat de la surface intermédiaire et sur la pente, un structichron brun rouge riche en nodules ferrugineux de forme arrondie à sphérique de 0,2 à 0,5 cm de diamètre;

- sur le replat de la surface inférieure, un structichron rouge sombre riche en nodules ferrugineux sphériques de 0,1 à 0,2 cm et contenant quelques fragments de cuirasse nodulaire.

3° Un ensemble gravolitique formé :

- d'un *gravolite* ferrugineux, d'épaisseur variable. Il est souvent pratiquement dépourvu de fond matriciel et peut contenir, sur le replat, des fragments de cuirasse nodulaire.

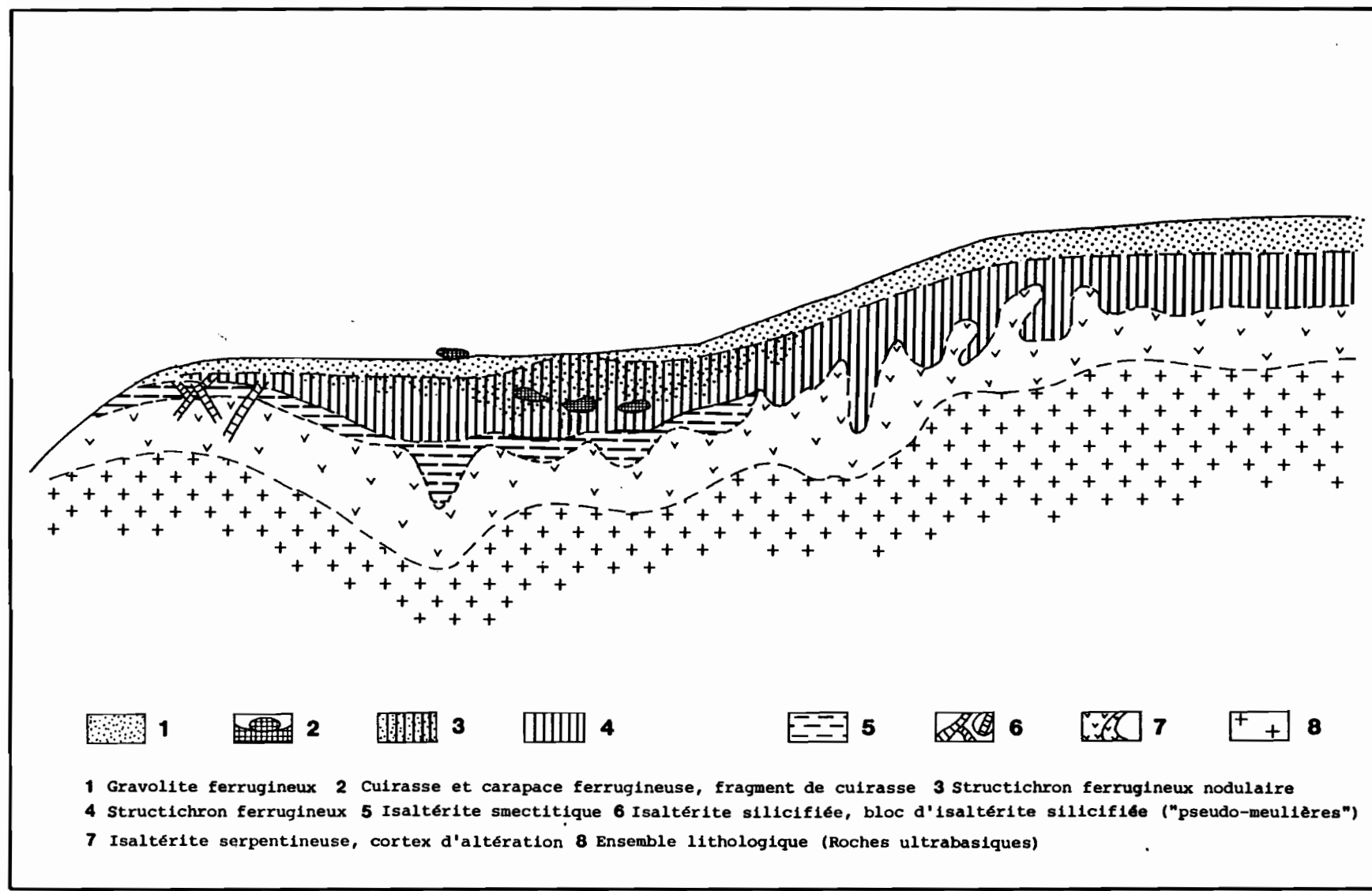


Fig. 29 : Répartition des ensembles et horizons majeurs dans la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

Ensembles	Horizons	BOU 43	BOU 97	BOU 44	BOU 45	BOU 8
Gravolitique	Gravolite ferrugineux	0-20 cm	0-20 cm	0-15 cm	0-70 cm	-
Structichrome	Structichron nodulaire brun rouge	20-180 cm	20-120/300 cm	-	-	-
	Structichron nodulaire rouge sombre	-	-	15-170 cm et plus	70-200 cm et plus	0-30 cm
Altéritique	Isaltérite smectitique	-	-	non atteinte	non atteinte	30-40 cm
	Isaltérite silicifiée	-	-	-	-	40-100 cm
	Isaltérite serpentineuse	180 cm et plus	120/300-400cm	-	-	100 cm et plus

TABLEAU XIX : Organisation macroscopique générale de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - L'ensemble altéritique.

1 - L'isaltérite serpentineuse.

L'isaltérite serpentineuse, de 1 à 3 m d'épaisseur et de cohésion variable, se développe à la périphérie de noyaux péridotitiques aux contours externes parfois tourmentés, correspondant à des blocs de roche dure entre lesquels s'enfoncent des poches d'isaltérite friable de deux à trois mètres de profondeur. Le toit de cette altérite est grossièrement parallèle à la surface du substrat. Ce dernier est bien souvent en grande partie serpentinisé et montre des faciès tectoniquement écrasés comme cela est fréquent à la base des massifs (PARIS, 1981). De couleur verdâtre, dans les parties les plus dures, l'isaltérite prend une couleur brunâtre dans les zones les plus friables. Elle est parcourue de fissures, dont les parois ont une couleur plus grise que le fond matriciel.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope optique de cette altérite montre des faciès *très serpentinisés*, à structure *écrasée et orientée* et des faciès

moins transformés à structure de la roche conservée.

Les phases serpentinisées présentent un *aspect fibreux orienté* avec des cassures conchoïdales et quelques grains de magnétite. Elles sont recoupées par des passées serpentineuses secondaires à fibres perpendiculaires aux parois. De larges fissures (zones grises) sont tapissées d'un réseau de micrograins de quartz sous forme de quartzanes. Au microscope électronique à balayage, *les fibres serpentineuses apparaissent en faisceaux qui s'écartent au niveau des vides et entre lesquels prennent place des micro-quartz bipyramidés* (1 μ). Des voiles argileux froissés peuvent aussi être décelés, à la surface de certains de ces faisceaux. Au microscope électronique à transmission (M.E.T.), ces serpentines se présentent sous forme de tubules de 0,10 à 0,20 micron de diamètre (*chrysotile*), de lamelles allongées (*antigorite*) et de quelques feuilletts (*lizardite*) (voir photo, planche VI). La concentration en lizardite croît au niveau des chenaux.

Les phases les moins transformées tectoniquement, présentent des noyaux d'olivine entièrement altérés en smectite, de couleur brun rouge, entourés d'un maillage serpentineux très large apparemment intact. Ces phases sont traversées par des passées serpentineuses secondaires, parfois rubéfiées.

A proximité du contact avec le structichron ferrugineux rouge sombre, les noyaux d'olivine sont entièrement ferruginisés et le maillage serpentineux continu s'estompe pour ne laisser place qu'à des paquets de fibres isolés de couleur jaune orangé. Au M.E.T., les tubules de serpentine apparaissent fragmentés et beaucoup moins abondants. Des nodules ferrugineux s'individualisent au sein d'un plasma brun rouge.

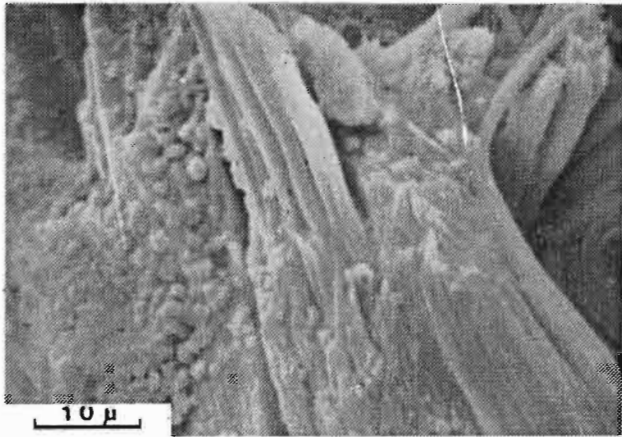
Dans cette altérite, au sein de laquelle la phase serpentineuse domine, *les olivines sont transformées en smectites puis en oxyhydroxydes ferrugineux; la serpentine est dissoute avec recristallisation de quartz et ferruginisation de l'ensemble par accumulation relative.*

b - Microanalyses chimiques.

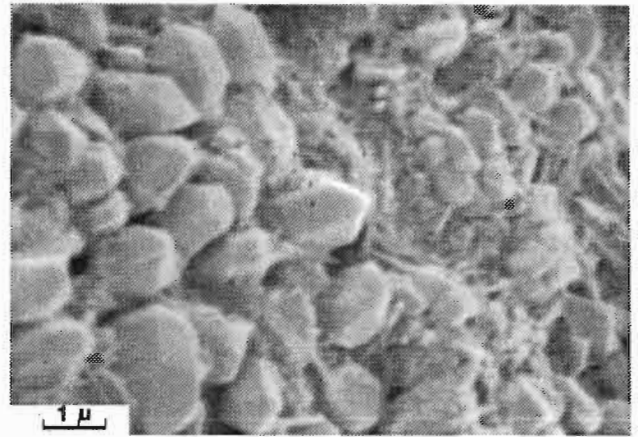
L'examen des résultats d'analyses effectuées à la microsonde sur les différentes phases de cette altérite (Tableau XX) met en évidence :

- *une altération intense des noyaux d'olivine, qui s'enrichissent principalement en fer et en nickel, et s'appauvrissent en magnésium; les teneurs en silicium restant très élevées;*

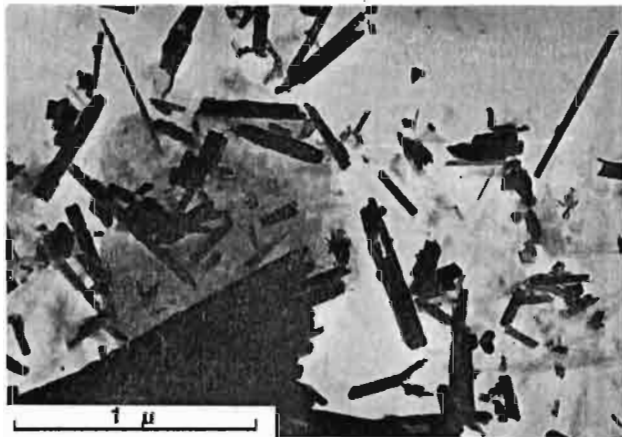
- *une transformation beaucoup plus lente de la serpentine avec perte de magnésium et enrichissement en nickel dans une première phase (bord de vide, serpentine peu altérée), comme cela a été montré par BESSET (1978), TRESCASES (1979) et COLIN (1984), suivie dans les zones les plus altérées d'une perte de silice, de magnésie et de nickel, et d'un gain en fer;*



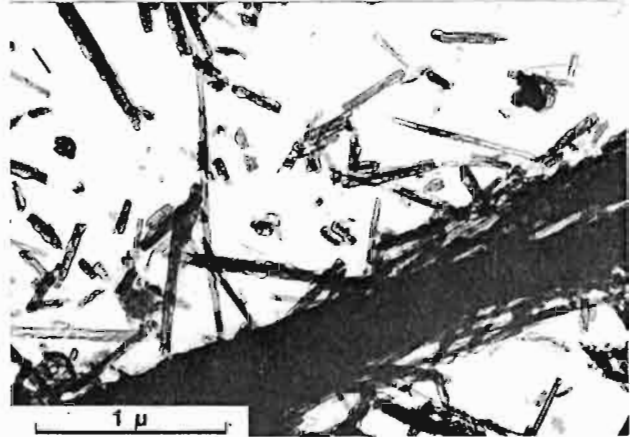
M.E.B. Micrograins de quartz
dans fibres de chrysotile



M.E.B. Micrograins de quartz



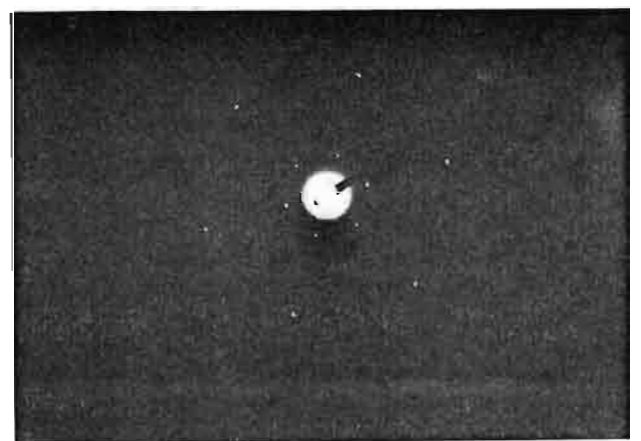
M.E.T. Chrysotile + Lizardite



M.E.T. Fibres de chrysotile



M.E.T. diffraction: lizardite



M.E.T. diffraction: chrysotile

Pl. VI : Isaltérite serpentineuse de la toposéquence de faible
altitude du Boulinda (Photos MEB et MET et micro-diffractions)

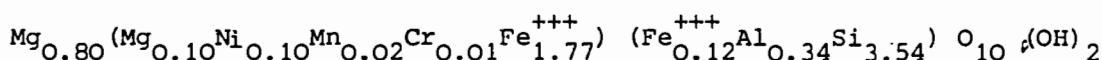
- une *ferruginisation* et une *désilicification* quasi totale, accompagnée d'un enrichissement en manganèse au niveau des petits nodules plasmiques.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	FeO	NiO
<u>Phase peu serpentinisée</u>								
Nodules (M 3 analyses)	5,57	0,06	8,69	0,02	0,08	2,65	81,37	1,30
Bord externe de nodule (M 2 analyses)	10,92	0,58	50,51	0,03	-	3,42	29,66	2,57
Serpentine altérée (M 2 analyses)	21,43	0,61	29,94	0,01	1,44	0,10	43,51	2,23
Serpentine peu altérée (M 6 analyses)	33,28	0,05	50,74	-	0,02	0,04	10,01	5,47
Noyau d'olivine altérée (Smectite) (M 9 analyses)	8,71	0,41	52,27	0,01	0,04	0,29	32,44	1,73
Olivine (rappel)	50,93	-	40,91	0,01	0,00	0,29	7,58	0,37
<u>Phase très serpentinisée</u>								
Serpentine non altérée (M 6 analyses)	45,35	-	51,07	-	0,03	0,01	2,84	0,53
Serpentine bord. de vide (M 3 analyses)	35,92	-	58,07	0,03	0,01	0,05	3,30	2,09
Quartz (M 3 analyses)	0,15	-	99,48	0,01	-	0,02	0,24	0,04

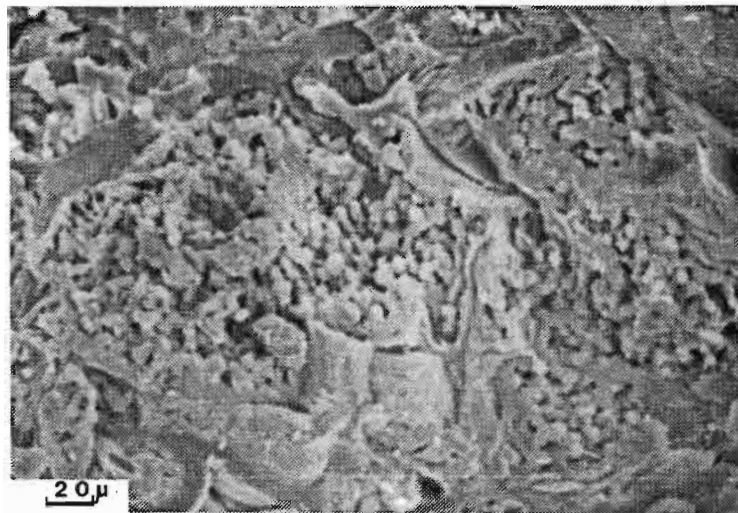
TABLEAU XX : Microanalyses chimiques de l'isaltérite serpentineuse de la séquence de faible altitude du Boulinda.
(Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

c - Composition minéralogique.

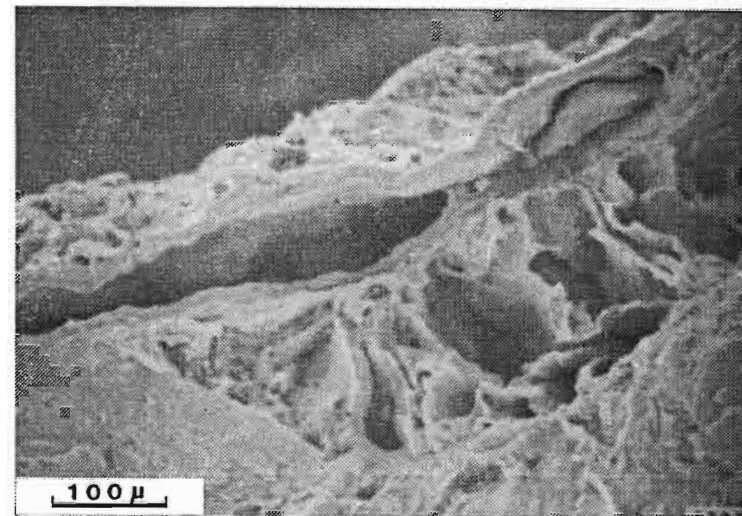
Le minéral principal de ces altérites est la *serpentine*. Il s'agit ici d'un mélange de serpentine fibreuse (*chrysotile*), lamellaire (*antigorite*) et en feuillets (*lizardite*), comme l'ont montré les spectres de diffraction électronique réalisés au M.E.T. (planche VI). Les diagrammes de rayons X révèlent aussi du *quartz*, des traces de *goethite* et de *todorokite* (raies à 9,40 et 4,75 Å), ainsi que des *smectites ferrières*. Ces smectites sont intermédiaires entre les saponites ferrières et les nontronites. Leur composition est assez variable (PAQUET *et al.*, 1982; NAHON *et al.*, 1982), et la formule structurale moyenne de leur demi maille, établie d'après les analyses à la microsonde, serait la suivante :



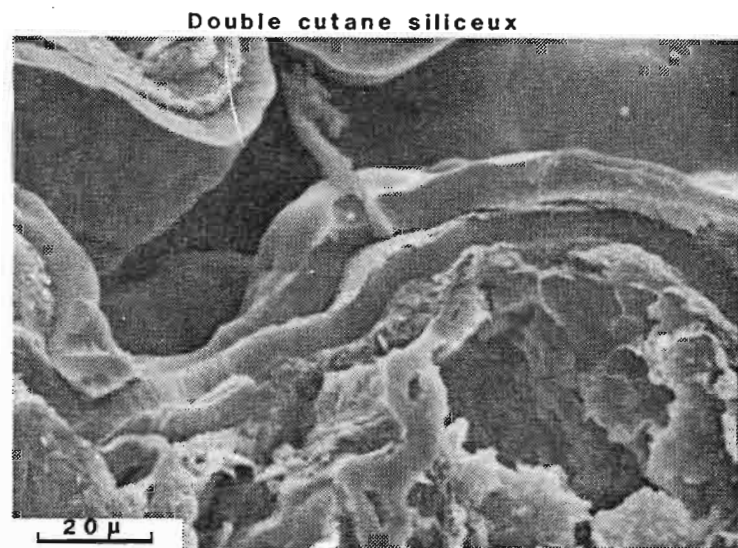
Ces smectites correspondent à celles déterminées par TRESCASES (1975) dans les isaltérites de versant, et qu'il a dénommé *cryptonontronites*.



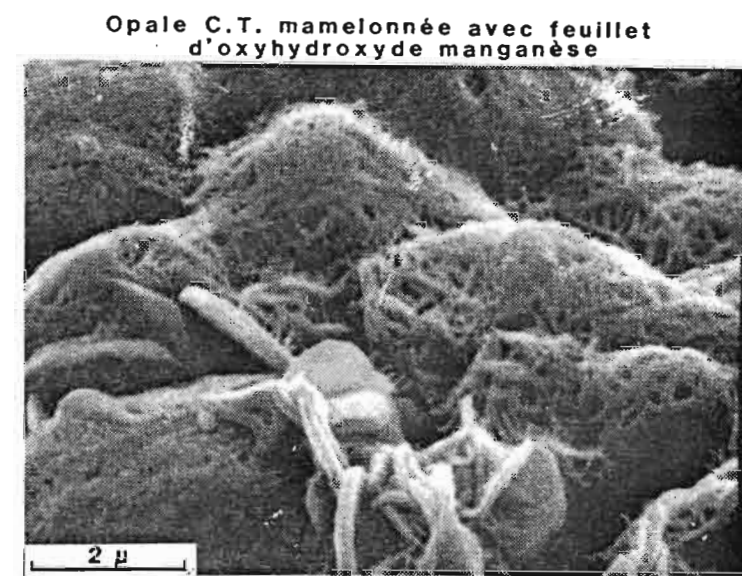
Facies en grappe



Pseudomorphose de la roche par la silice



Double cutane siliceux



Opale C.T. mamelonnée avec feuillet
d'oxyhydroxyde manganèse

Pl. VII : Isaltérite silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda (Photos MEB)

2 - L'isaltérite silicifiée.

L'isaltérite silicifiée imprègne la roche altérée de façon quasi générale dans la partie aval de la séquence. Elle se présente sous forme d'une "*pseudo-meulière*" analogue dans sa structure à celle décrite dans la séquence sommitale, mais elle en diffère par un aspect plus vitreux du maillage silicifié et par le maintien au sein de ce maillage de noyaux de roche peu transformée.

Sur la surface intermédiaire elle est limitée à certaines zones de fracture et prend parfois l'allure de microgéodes de quartz souvent colorées en vert par de fines inclusions de *garniérite* (chrysoprase).

2a - Pseudo-meulières du replat de la surface inférieure.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope optique de l'isaltérite silicifiée du replat de la surface inférieure met en évidence une *pseudomorphose générale du maillage serpentineux* par un matériau de couleur brun opalescent à extinction roulante, parcouru par des passées brun foncé et noires et par des vides recouverts d'une à deux couches de cutanes à extinction roulante de couleur jaune orangé. Les cellules de ce maillage sont soit remplies d'un plasma opalescent gris clair avec des secteurs plus ferruginisés, soit en partie vide avec des résidus argileux brun foncé. Au M.E.B. les cutanes apparaissent *mamelonnés* et *parfois superposés* (photo, planche VII). A fort grossissement (X 10 000), un fin réseau de baguettes enchevêtrées semble recouvrir leur surface et par endroits, des lamelles en forme de rosette, sont ennoyées dans ce réseau (photo, planche VII). Ces cutanes présentent des vides entre eux et reposent sur un *réseau* correspondant au *maillage serpentineux*. Le coeur du réseau est constitué d'un ensemble en *grappe silicifiée*, poreux (photo, planche VII). Des voiles froissés d'argile et une phase résiduelle d'aspect amorphe peuvent tapisser les cellules de ce maillage.

b - Microanalyses chimiques.

Aux trois phases principales de cet horizon : cutanes, maillage et grappes silicifiées correspondent des compositions chimiques différentes (Tableau XXI). On note en particulier, une *silicification progressive* lorsque l'on passe des phases résiduelles aux grappes silicifiées, au maillage et aux cutanes (Figure 30). Il y a ainsi concentration de la silice vers les vides centraux du maillage et donc vers les phases ultimes de dépôt. De nombreuses *impuretés* restent cependant présentes : *magnésium* et *fer* principalement. Une analyse semi-quantitative réalisée sur les lamelles en forme de rosette a permis de mettre en évidence des concentrations de *manganèse*, de *fer* et de *nickel*.

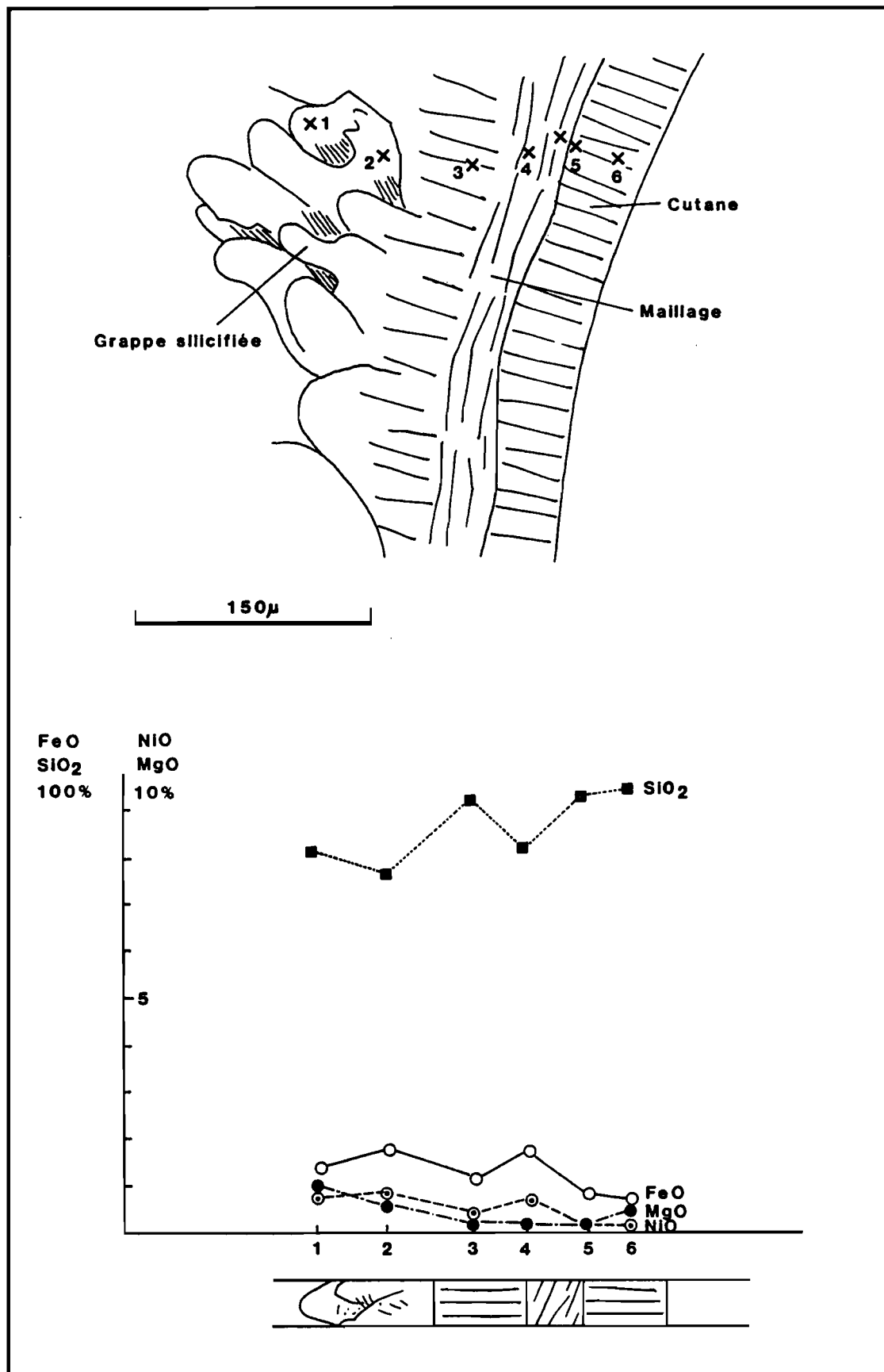


Fig. 30 : Microanalyses d'une traversée dans l'isaltérite silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

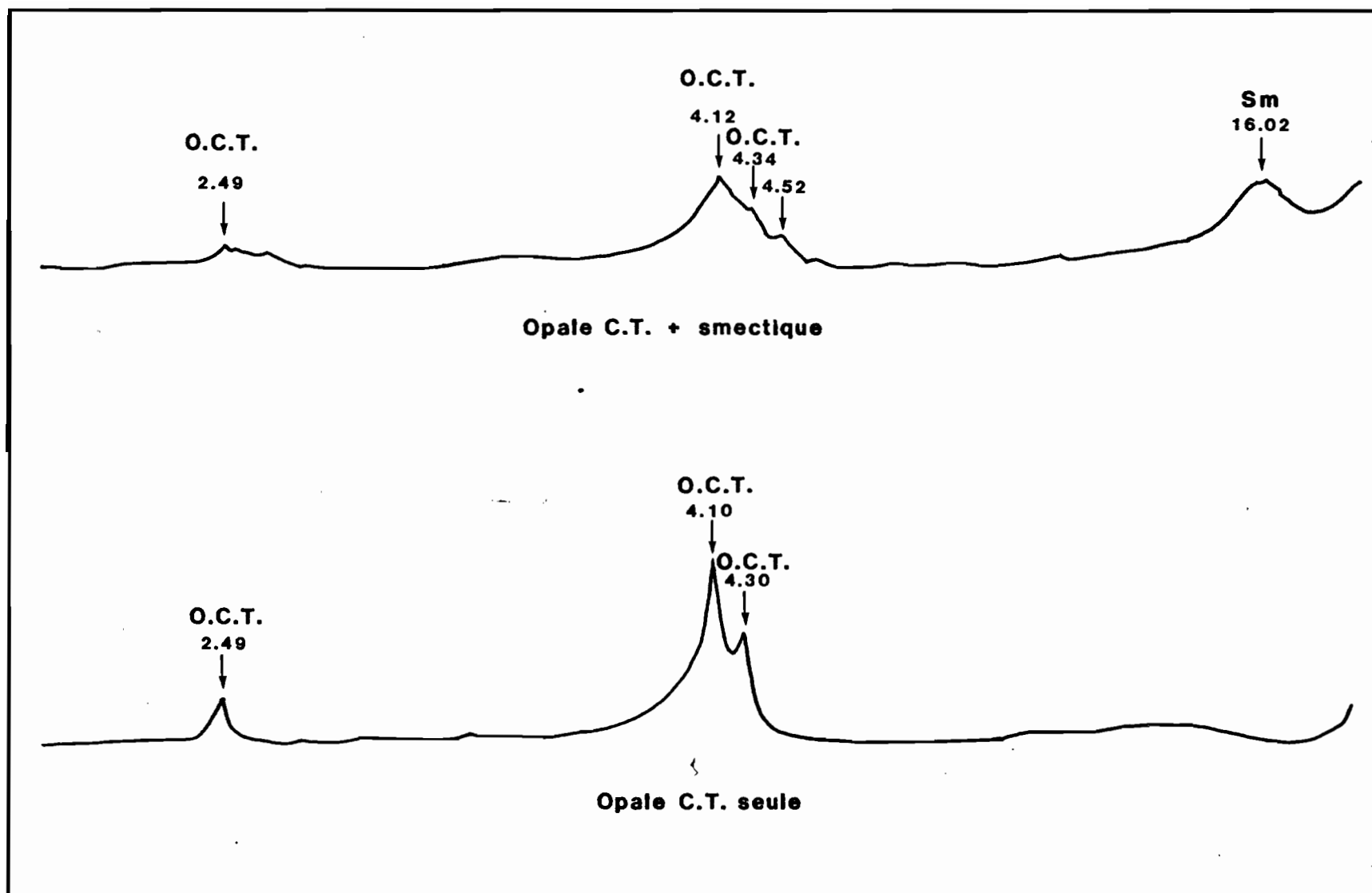


Fig. 31 : Diffractogrammes de rayons X dans l'isaltérite silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Cutanes (M 5 analyses)	0,60	-	96,54	0,01	0,05	0,02	1,02	0,03
Maillage silicifié (M 8 analyses)	1,40	-	82,11	0,02	0,49	0,10	14,62	0,62
Phase résiduelle (M 2 analyses)	10,41	-	70,72	0,11	0,54	-	13,67	0,08

TABLEAU XXI : Microanalyses de l'isaltérite silicifiée de la séquence de faible altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

c - Composition minéralogique.

L'examen des diffractogrammes de rayons X met en évidence, en plus d'un pic de *smeectite* mal individualisé à 16 Å, trois pics à 4,34, 4,12 et 2,49 Å caractéristiques de la *tridymite* (Figure 31). Il s'agit, comme l'ont montré MILLOT (1964) et TRAUTH *et al.* (1978) d'une *opale* C.T. d'origine supergène. Elle présente à l'analyse thermique différentielle, des pics de déshydratation à 106°, à 444° et à 858°.

2b - Garniérite silicifiée de la surface intermédiaire.

Sur une carrière minière, située sur la surface intermédiaire, des joints siliceux verts ont été prélevés. Ils montrent en surface des micrograins de quartz observables à la loupe (0,5 à 1 mm). En coupe, ils se présentent comme des recouvrements sur une matrice argileuse verte.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

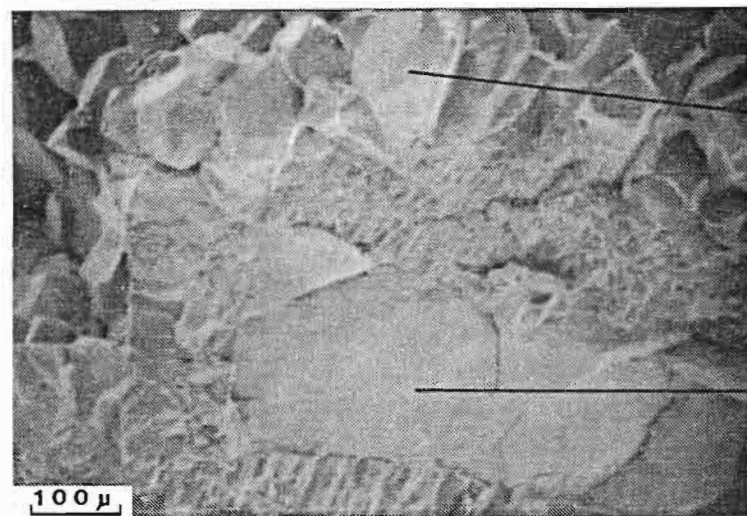
L'observation au microscope montre :

- une *matrice vert pâle* en lumière naturelle formée de *talcs nickélifères* présentant une structure rubannée, analogue à celle notée pour les talcs nickélifères (TRESCASES, 1975; ESSON *et al.*, 1978; BESSET, 1978), avec des *passées de serpentine* en baguettes, le tout entrecoupé par quelques petits filonets de quartz;

- autour de cette matrice argileuse, des *grains de quartz en position de croissance*, et dont la taille va en augmentant au fur et à mesure que l'on s'éloigne du réseau argileux;

- des *zones microcristallines* qui recoupent ces grains de quartz, et dans lesquelles on peut reconnaître de fines baguettes argileuses.

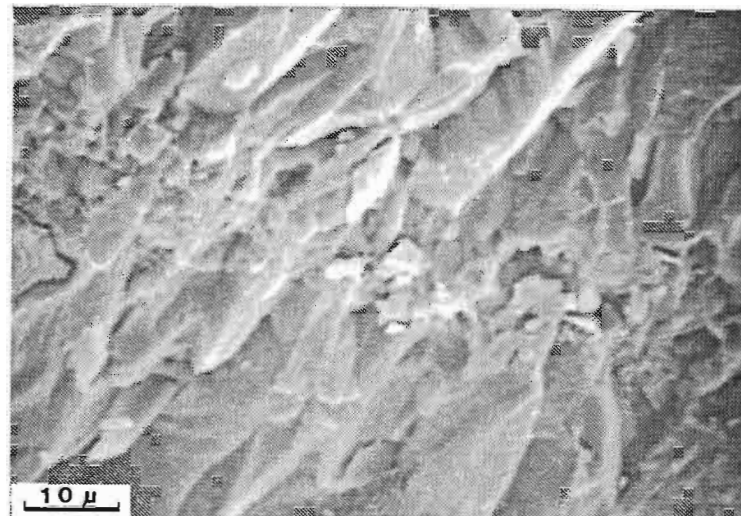
Au M.E.B., la croissance de ces quartz et les zones de joints microcristallins sont parfaitement reconnaissables (photo MEB, planche VIII). Par ailleurs, la surface des cristaux de quartz est recouverte



Quartz, joint
serpentineux

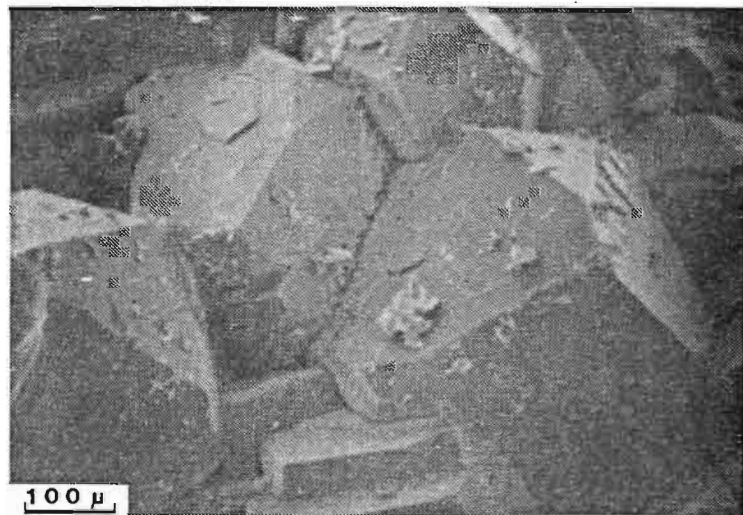
Matrice
vert pâle

Vue générale



Joint serpentineux

Zone mamelonnée et calotte siliceux



Calotte siliceuse



d'une *pellicule d'aspect mamelonnée* entre les pointes pyramidales des quartz qui sont elles-même recouvertes d'une *calotte siliceuse* en position de croissance (photo MEB, planche VIII).

b - Microanalyses chimiques.

Une traversée au MEB équipé d'un analyseur* montre (Figure 32, Tableau XXII) :

- des teneurs élevées en *nickel* et en *magnésium* dans la *matrice argileuse vert pâle*;
- une *prédominance de la silice* avec de faibles teneurs en magnésium et nickel dans la zone de *quartz microcristallins*;
- un *enrichissement en Ni et Mg* au niveau des *joints*;
- une *quasi omniprésence de la silice* dans la zone de *quartz microcristallins*;
- des teneurs très élevées en *nickel* dans les zones *mamelonnées* entre les pointements de quartz;
- une *composition entièrement siliceuse* des *calottes* recouvrant les pointes de quartz.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	Cr ₂ O ₂	FeO	NiO
Matrice argileuse (M 3 analyses)	18,21	0,20	53,34	0,10	0,04	0,10	27,88
Quartz microcristallin (M 1 analyse)	0,39	0,10	96,09	0,11	0,05	0,17	1,12
Joint (M 2 analyses)	1,77	0,37	95,61	0,04	0,01	0,01	0,76
Quartz macrocristallin (M 1 analyse)	0,11	0,07	98,87	0,61	0,04	0,07	0,29
Mamelons (M 2 analyses)	2,67	2,11	43,90	0,85	0,09	0,73	50,19
Calotte siliceuse (M 1 analyse)	0,03	2,90	96,64	0,11	0,04	0,02	0,12

TABLEAU XXII : Microanalyses des garniérites silicifiées de la séquence de faible altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

* Analyses effectuées sur MEB Philips équipé d'un détecteur EDS Link à Orsay réalisées dans le cadre d'un travail sur les chrysoprases en collaboration avec A. MANCEAU et J. DECARREAU.

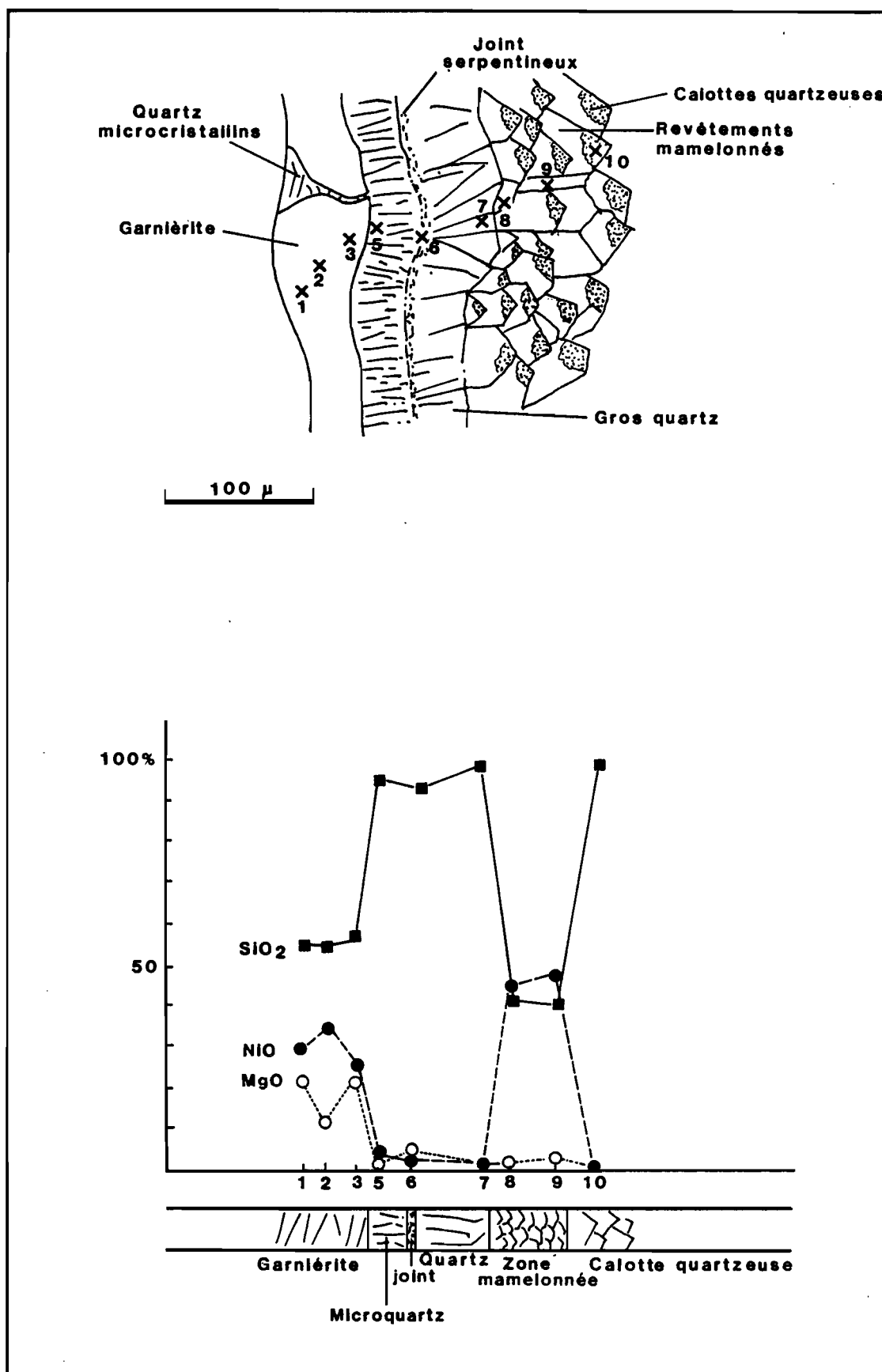


Fig. 32 : Microanalyses d'une traversée dans une garnièrite silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X effectués sur la matrice vert pâle et sur les zones quartzeuses donnent :

- pour la matrice vert pâle, un diagramme présentant des bombements mal définis à 10 Å et à 7,30 Å indicateurs de *talc* et de *serpentine* comme cela a déjà été observé pour les *garniérites* (BRINDLEY *et al.*, 1973; BESSET, 1978; MANCEAU, 1984);

- pour la partie quartzeuse, un diagramme montrant les pics à 4,26 Å, 3,33 Å et 2,28 Å du *quartz* et deux pics moins bien définis à 7,40 Å et 3,66 Å caractéristiques d'une *serpentine mal cristallisée*. Les pics du *quartz* qui sont généralement très bien définis, sont ici légèrement arrondis, indice probable d'une cristallinité médiocre. La *serpentine* d'après les microanalyses chimiques serait une *népouite*.

d - Formation des garniérites silicifiées.

Les garniérites silicifiées apparaissent le long de diaclases comme cela a déjà été plusieurs fois mis en évidence (de CHETELAT, 1945; TRESCASES, 1975; BESSET, 1978; NAHON, 1979; PELLETIER, 1983).

Quatre phases majeures semblent avoir présidé à leur genèse :

- un *dépôt de garniérite* (*talc* + *serpentine* Ni) le long de diaclase de la roche dans ce que TRESCASES (1975) appelle un piège de type III, c'est-à-dire un piège souterrain, situé en aval du massif;

- une *silicification* de cette garniérite avec cristallisation de *quartz* qui peut recouper les structures de la garniérite, les *quartz* présentant les cristaux les plus gros étant situés le plus loin de la garniérite;

- un *dépôt de népouite* à la surface des grains de *quartz* par redistribution de silicate de nickel;

- une *resilicification* des pointes des cristaux de *quartz* par une calotte quartzeuse.

L'interaction entre les teneurs en magnésium et en nickel et la taille des grains de *quartz* apparait ici très nette. Elle est particulièrement marquée dans les joints microcristallins. Elle illustre bien la relation entre la taille des grains de *quartz* et la pureté des solutions déjà avancées par TRESCASES (1975) et marquée dans ce massif par la grande taille des *quartz* observés sur la séquence sommitale et la très petite taille de ceux observés plus bas entre les fibres de *chrysotile*.

3 - L'isaltérite smectitique.

L'isaltérite smectitique peut être recoupée par l'isaltérite silicifiée sur la "surface inférieure". Elle renferme de nombreux

éléments de péridotite peu altérée mais serpentinisée et quelques petits nodules ferrugineux sphériques dans sa partie supérieure.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'observation microscopique de cette isaltérite révèle une *conservation des textures* de la roche dans ses grands traits, mais une *transformation quasi-générale des minéraux en argile brun rouge*. Cette transformation qui se réalise depuis la périphérie des minéraux originaux est donc centripète. Certains coeurs de minéraux apparaissent au microscope peu altérés. Des passées de magnétite et des silicifications occupent certaines reliques minérales. Dans les secteurs les plus ferruginisés de la partie supérieure de l'isaltérite, des *nodules ronds à ovoïdes, à cortex et à pourtour diffus* s'individualisent dans des reliques de péridot. De couleur rouge sombre à opaque en lumière transmise, ils ont une forte réflectance en lumière réfléchie.

Au M.E.B., des voiles froissés argileux recouvrent la majeure partie des échantillons. Les nodules à surface écailleuse, montrent dans leur cortex, entre ces écailles, des réseaux de minéraux en nids d'abeille (todorokite).

b - Microanalyses chimiques.

L'analyse à la microsonde met en évidence une *phase argileuse de type 2-1 ferrifère*, riche en nickel et dans laquelle la presque totalité du magnésium a été évacuée. Au sein de cette dernière, s'individualisent des *nodules riches en fer, en manganèse et en chrome* en leur centre, mais conservant des teneurs élevées en silice et en magnésie, signe de leur liaison avec le plasma environnant. Les *cortex* sont en moyenne beaucoup *plus manganésifères*, certains peuvent contenir près de 40% de MnO, et plus riches en aluminium et en nickel que les centres. Mais les teneurs en silice et en magnésie sont plus faibles que celles des parties centrales (Figure 33).

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Smectites (M 6 analyses)	3,4	2,08	56,92	0,06	0,38	0,91	29,68	4,00
Silanes (M 2 analyses)	1,13	-	89,23	0,02	0,04	0,34	8,05	0,32
Magnétite (M 2 analyses)	0,92	-	6,60	-	-	3,64	84,45	4,32
Nodules, centre (M 6 analyses)	1,20	2,70	11,25	0,03	2,70	6,60	72,88	1,78
Nodules, cortex (M 6 analyses)	0,58	3,38	8,57	0,04	0,86	21,19	59,18	5,22

TABLEAU XXIII : Microanalyses de l'altérite smectitique de la séquence de faible altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

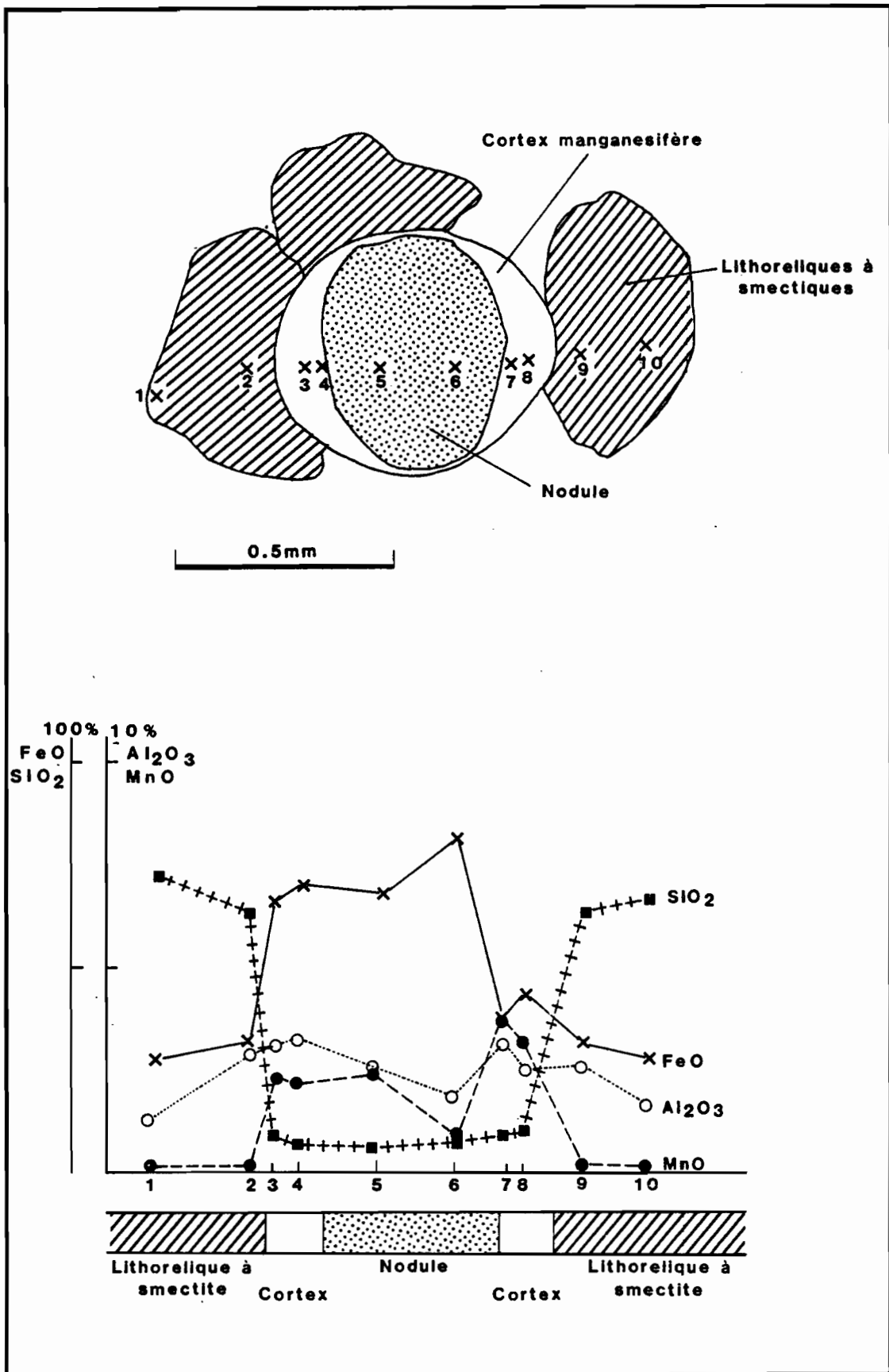
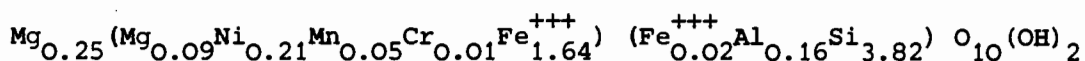


Fig. 33 : Microanalyses d'une traversée dans un nodule de l'isal-térite smectitique de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

c - Composition minéralogique.

Les constituants minéralogiques déterminés par la diffraction aux rayons X sont essentiellement des *smectites* présentant une raie à 15 Å, de la *serpentine*, de l'*hématite* et de la *goethite*. Ces *smectites* sont beaucoup mieux cristallisées que les précédentes; elles sont aussi plus ferrifères, moins magnésiennes et elles correspondent à des *nontro-nites* dont la formule moyenne de la demi maille serait la suivante :



HERBILLON (com. personnelle), par spectrométrie infrarouge a pu préciser qu'il s'agit bien d'une *smectite* dioctaédrique. La diffractométrie effectuée sur la seule fraction nodulaire indique une composition à base de *goethite* et d'*hématite* avec des traces d'un minéral manganésifère ayant des raies à 9,60 et 4,77 Å, qui correspondent à celles de la *todorokite*.

d - Genèse des nodules de l'*isaltérite* *smectitique*.

La genèse des nodules dans cette *isaltérite smectitique* se pose comme dans la séquence sommitale, en termes d'*accumulations relative et/ou absolue* et de *transfert*. Leur très faible microporosité, ainsi que celle du plasma environnant, suggère qu'il y a *accumulation absolue* d'oxyhydroxydes de fer et non, seulement *accumulation relative*, ce qui entraînerait une très forte microporosité du fait du départ de la silice. L'*association du fer avec le manganèse*, élément très mobile, conforte cette hypothèse. Par ailleurs, les teneurs très élevées en *chrome* de ces nodules, par rapport au plasma argileux environnant, les rendent *discordants chimiquement* par rapport à ce dernier, et les rapprochent des ensembles ferrugineux supérieurs. Ces nodules apparaissent donc comme formés par *pseudomorphose par le fer et le manganèse* (*hématite, goethite, todorokite*) de *reliques de péridots* après transferts à partir des ensembles ferrugineux supérieurs et destruction des *smectites*. Les teneurs élevées en silice de ces nodules indiquent toutefois que cette destruction n'est pas complète. La genèse de "nodule d'accumulation ferrugineuse" est connue en milieu kaolinitique (NAHON, 1976; BOCQUIER et al., 1984), elle se produit ici en milieu *smectitique*.

B - L'ensemble structichrome.

1 - Le structichron nodulaire brun rouge amont.

Le structichron nodulaire amont de couleur brun rouge s'étend sur le replat de la surface intermédiaire et sur la pente. Son épaisseur varie de 1 à 2 m. Il est constitué d'un fond matriciel brun rouge à structure polyédrique subangulaire qui emballe des *nodules ferrugineux de forme arrondie* (0,2 à 0,5 cm de diamètre) et d'*aspect de surface luisant*. La quantité de nodules croît de la base vers le sommet de cet horizon.

a - Observations microscopiques.

L'observation au microscope optique de ces structichrons brun rouge nodulaires montre un ensemble aggloméro-plasmique avec un plasma vo-insépique. Dans le fond matriciel, peuvent être mis en évidence deux catégories de nodules présentant très souvent un vide péri-nodulaire par rapport au plasma :

- des *nodules rouge sombre à opaques entourés d'un cortex orangé*;

- des *nodules jaune orangé à cortex orangé*.

Les *nodules rouge sombre* sont constitués d'une partie centrale très colorée dans les rouges en lumière transmise et craquelée à forte réflectance en lumière réfléchiée et d'une partie corticale plus jaune en L.P.A. et plus grisée en lumière transmise. Le noyau central a des formes souvent anguleuses, avec des vides, alors que le cortex présente une faible porosité et des formes arrondies. *Des fragments du coeur de ces nodules peuvent se retrouver dans le cortex* indiquant la formation au moins partielle du cortex à partir du coeur par réorganisation des produits ferrugineux.

Les *nodules jaune orangé* présentent, en lumière réfléchiée, des caractères de réflectance et des craquelures proches de ceux des nodules rouge sombre et le passage vers le cortex se fait de façon graduelle.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques présentées ici ont été réalisées sur les fonds matriciels et nodules du structichron de pente bien drainée (Tableau XXIV). Par rapport aux horizons sous-jacents (isaltérite serpentineuse), une *ferruginisation presque complète* s'est produite. Magnésium, silicium et nickel ont été pratiquement éliminés du plasma et des nodules; le *fer et l'aluminium se sont alors accumulés de façon relative*. Comme pour la séquence de moyenne altitude, une différence existe entre les compositions des nodules rouge sombre et celle des nodules jaune orangé; ces derniers étant plus riches en aluminium que les premiers. *Le passage du nodule au cortex et au plasma* est marqué par une légère *perte en aluminium* et par une très *brutale chute des teneurs en chrome* (Figure 34). Les pertes en chrome et en aluminium notées dans les cortex et dans le plasma par rapport aux nodules sont des transformations chimiques inverses de celles observées dans la séquence de moyenne altitude. Elles doivent être mise en relation avec deux faits :

- les nodules analysés dans la séquence de moyenne altitude se trouvaient en position de replat ou de fond de dépression, en milieu légèrement confiné (taches de manganèse, induration), alors qu'ici, ils se trouvent en position de pente bien drainée;

- à côté des nodules de la séquence de moyenne altitude, existaient des goethanes très riches en fer et pauvres en aluminium; nous n'en avons pas observé ici.

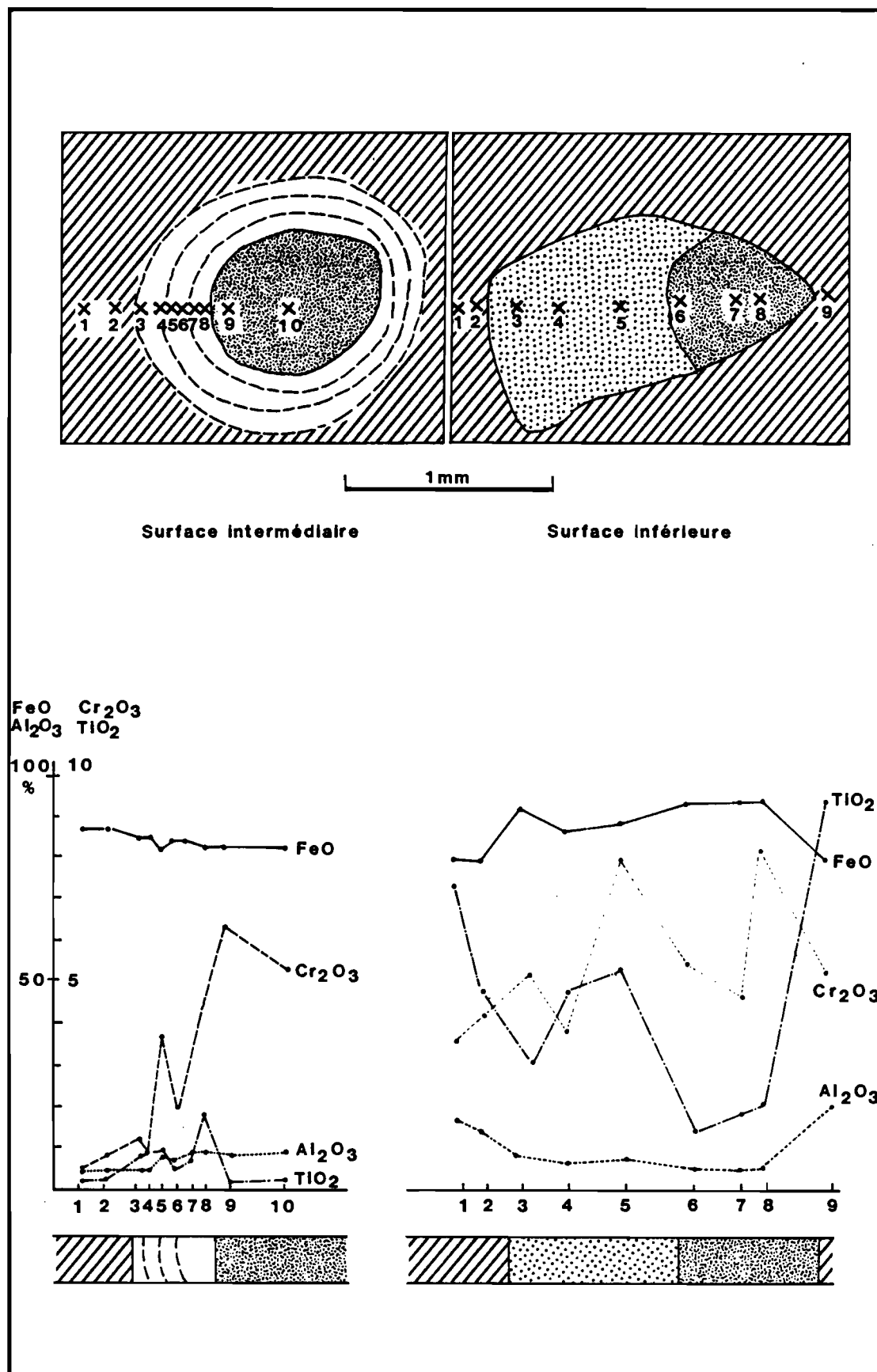


Fig. 34 : Microanalyses de deux traversées dans les structichrons nodulaires de la surface intermédiaire et de la surface inférieure de la toposequence de faible altitude du Boulinda.

Les systèmes géochimiques de ces deux séquences sont donc différents :

- l'un en milieu légèrement confiné, correspond à des pertes en fer et à des gains en aluminium;

- l'autre en milieu bien drainé, correspond à des pertes en aluminium et à des gains en fer.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Fond matriciel (M 6 analyses)	0,59	4,75	2,70	0,04	0,68	5,46	84,18	1,43
Nodule rouge sombre (M 6 analyses)	0,19	6,22	1,67	0,12	4,94	3,40	82,75	0,62
Cortex nodules rouges (M 4 analyses)	0,51	5,19	2,55	0,05	0,85	4,61	84,37	1,58
Nodules jaune orangé (M 10 analyses)	0,38	8,02	1,71	0,15	4,08	3,95	80,63	0,86
Cortex nodules jaunes (M 1 analyse)	0,42	5,58	2,19	0,12	1,46	3,92	84,50	1,61

TABLEAU XXIV : Microanalyse du structichron nodulaire brun rouge amont (position bien drainée profil BOU 97) de la séquence de faible altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

c - Composition minéralogique.

La diffractométrie aux rayons X, effectuée sur échantillon global, révèle une composition minéralogique à base de *goethite* avec des quantités croissantes d'hématite vers le sommet des profils. Il faut remarquer que l'hématite est plus abondante dans le profil BOU 43 sur le replat de la surface intermédiaire, que dans le profil BOU 97 sur la pente et que les substitutions en aluminium de la goethite et de l'hématite sont plus fortes en BOU 43 (10 à 15% pour la goethite) qu'en BOU 97.

2 - Le structichron nodulaire rouge sombre aval.

Le structichron nodulaire aval, de couleur rouge sombre, présente une épaisseur très variable (plus de 2 m en position de piémont à 20 à 30 cm en bord de replat). Il est constitué d'un *plasma à structure aliatique*, défini comme "un assemblage de particules très fines disposées en un continuun pratiquement sans fissures ni faces structurales larges, très poreux et très friable à la pression" (CHATELIN, MARTIN, 1972). Cette structure massive, à la base de l'horizon, devient plus particulière vers le sommet. Des nodules ferrugineux, de forme sphérique et de taille nettement plus petite en moyenne que dans la partie amont (0,1 à 0,2 cm), sont présents en association avec quelques fragments

de cuirasse nodulaire .. Au sein de ce structichron, des *poches de matériau fin alternent avec des matériaux plus grossiers* riches en nodules ferrugineux et en fragments de cuirasse par l'intermédiaire de limites très tranchées qui suggèrent des redistributions de matériaux. La transition entre l'altérite et le structichron est extrêmement brève.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope optique de ce structichron montre un assemblage aggloméroplasmique à la base avec de nombreux vides de dissolution et intertextique au sommet avec un plasma vo-insépique formé de fines particules ferrugineuses. Parmi les traits pédologiques figurent ;

- des *nodules rouge sombre* à opaque;
- des *nodules jaune orangé*;
- des *nodules relictuels*;
- des *fragments de cuirasse nodulaire*;
- des *goethanes*.

Les *nodules rouge sombre et jaune orangé* sont de plus petite taille que les précédents, de forme arrondie à ovoïde et à bords nets. Ils sont souvent brisés et dépourvus de cortex, ou présentent un cortex discontinu. Au M.E.B., ils montrent un assemblage d'écailles disjointes avec des figures de dissolution.

Les *nodules relictuels*, de couleur jaune à rouge orangé, sont formés de reliques de péridot ferruginisés, dont la texture conservée est soulignée par un *maillage de couleur plus foncée que le plasma* de ces nodules. A ce *maillage* correspond en lumière réfléchie un *réseau de craquelures* analogue à celui qui a été observé dans les nodules rouge sombre, ce qui indique une possible filiation entre nodules relictuels et nodules rouge sombre. Au sein de ces réseaux, on note de petits vides tapissés de petits grains de quartz.

Les *cuirasses nodulaires* sont constituées d'un assemblage de nodules bruns ou rouges avec cortex brun jaunâtre, la plupart du temps fortement évidés en leur centre et fissurés dans un fond matriciel brun foncé contenant de petits quartz de recristallisation le long des parois des vides, quelques phénocristaux de quartz et de nombreux ferranes. Au M.E.B. *ces cuirasses apparaissent comme très poreuses avec des cristallites d'hématite corrodées et de très nombreuses reprécipitations de goëthite en tubules*.

Les filiations morphologiques sont très nettes à la base du structichron nodulaire entre l'altérite smectitique, le plasma ferrugineux et les nodules relictuels. La transformation des nodules relictuels en nodules rouge sombre ou jaune dans lesquels le réseau de craquelures correspondrait à l'ancien maillage serpentineux peut aussi être suivi. Les fragments de cuirasse nodulaire apparaissent comme l'un des stades de transformation les plus avancés de ces produits ferrugineux dans lequel nodules et plasma ont été indurés par des goethanes

et des ferro-manganés. Enfin les *petits quartz de recristallisation* et les *phénocristaux de quartz* apparaissent comme le stade ultime de l'évolution des surplus de silice provenant des minéraux non complètement altérés et d'une partie de l'opale C.T.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses réalisées à la base et au milieu du structichron indiquent une *désilicification* vers le haut, accompagnée d'un *enrichissement en aluminium, en chrome et en titane* de chaque phase (Tableau XXV).

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Structichron base</u>								
Fond matriciel	1,67	3,48	6,14	0,17	2,58	1,86	83,4	0,65
Nodules relictuels	0,40	1,40	4,13	0,00	3,67	0,56	89,11	0,40
<u>Structichron partie médiane</u>								
Fond matriciel (M 16 analyses)	0,15	13,61	0,77	0,63	4,22	2,34	76,91	0,51
Nodules jaunes (M 10 analyses)	0,32	13,10	0,50	1,00	11,06	2,99	70,60	0,47
Nodules rouge sombre (M 12 analyses)	0,07	5,46	0,67	0,28	5,18	0,92	85,16	0,35
Ferranes (M 4 analyses)	0,24	0,67	3,24	0,25	1,91	2,03	81,46	0,97
<u>Cuirasse</u>								
Fond matriciel (M 4 analyses)	0,43	9,45	1,82	0,20	2,56	3,49	80,97	0,87
Nodules (M 6 analyses)	0,44	8,35	2,77	0,10	2,41	3,29	81,22	1,06
Quartz (M 3 analyses)	0,31	2,50	96,83	0,02	0,01	0,07	0,19	0,02

TABLEAU XXV : Microanalyses chimiques du structichron nodulaire aval de la séquence de faible altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

La comparaison de ces résultats permet de rapprocher, à partir des teneurs en aluminium, en chrome et en titane : nodules relictuels et nodules rouge sombre d'une part et nodules jaunes et plasma internodulaire d'autre part. Les ferranes de la zone médiane sont de leur côté plus ferrugineux, plus siliceux et moins chromifères que le plasma. Ils s'apparentent en cela à la composition du plasma et des nodules des fragments de cuirasse. Il semble donc y avoir *parallèlement à une déferruginisation* et à un enrichissement en aluminium, en chrome et en titane du plasma et des nodules jaunes, des *dépôts de goethanes* riches en fer qui ont pu amener par le passé la formation de cuirasses nodulaires.

c - Constitution minéralogique.

La diffractométrie aux rayons X, effectuée sur échantillon global, révèle une composition minéralogique à base de *goethite*, *d'hématite* et accessoirement de *quartz* (raie à 3,35 Å). Des déplacements de pics permettent d'envisager des substitutions alumineuses importantes pour ces deux minéraux (15 à 20% en rapport molaire pour la goethite et 5 à 6% pour l'hématite). Enfin des extractions successives par HCl 8N (Figure 35) ne suggèrent que de faibles teneurs en produits ferrugineux finement cristallisés.

C - Ensemble gravolitique. Le gravolite ferrugineux.

Le gravolite ferrugineux, d'une épaisseur de quelques centimètres à près de un mètre dans certains cas, surmonte le structichron nodulaire. Il est constitué d'un ensemble de nodules ferrugineux de petite taille (0,2 à 0,5 cm en zone amont et 0,1 à 0,2 cm en zone aval) et est pratiquement dépourvu de plasma. Latéralement, il va en s'épaississant de la pente vers le piémont pour diminuer par la suite vers le bord du replat. Les observations et analyses relatives à ce paragraphe, ont été faites en position de piémont.

a - Observations microscopiques.

Au microscope optique, ce gravolite présente un assemblage intertextique à granulaire avec des nodules simples ou composites et des fragments de plasma englobant quelques petits nodules et quelques grains de quartz.

Deux catégories de nodules peuvent être différenciés :

- des nodules opaques, parfois très poreux, à forte réflectance en lumière réfléchie;
- des nodules brun rouge à jaune, à réflectance plus grisâtre que les précédents, mais plus forte que le plasma;

Des nodules opaques ou brun rouge peuvent être inclus dans de gros nodules brun rouge en forme de nodules composites ou polynodules.

Ces nodules sont le plus souvent corrodés sur leur bord.

b - Microanalyses chimiques.

L'examen du tableau XXVI permet de séparer géochimiquement les deux types de nodules présents. Comme précédemment, les nodules opaques sont pauvres en aluminium et riches en fer alors que les nodules brun rouge sont plus alumineux et moins ferrugineux. La filiation géochimique entre nodules brun rouge et plasma est très nette alors qu'existe une discontinuité géochimique portant principalement sur les teneurs en aluminium et en titane entre ces deux phases et les nodules opaques. Un rapprochement, peut en revanche, être fait entre la composition des nodules opaques et celle des nodules du structichron de pente.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Fond matriciel (M 4 analyses)	0,29	7,66	3,13	0,25	1,40	3,64	82,74	0,72
Nodules brun rouge (M 6 analyses)	0,19	8,69	2,49	0,22	2,07	3,88	81,20	0,84
Nodules opaques (M 5 analyses)	0,26	2,79	2,56	0,02	1,69	4,03	87,68	0,55

TABLEAU XXVI : Microanalyse du gravolite de la séquence de faible altitude du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%.

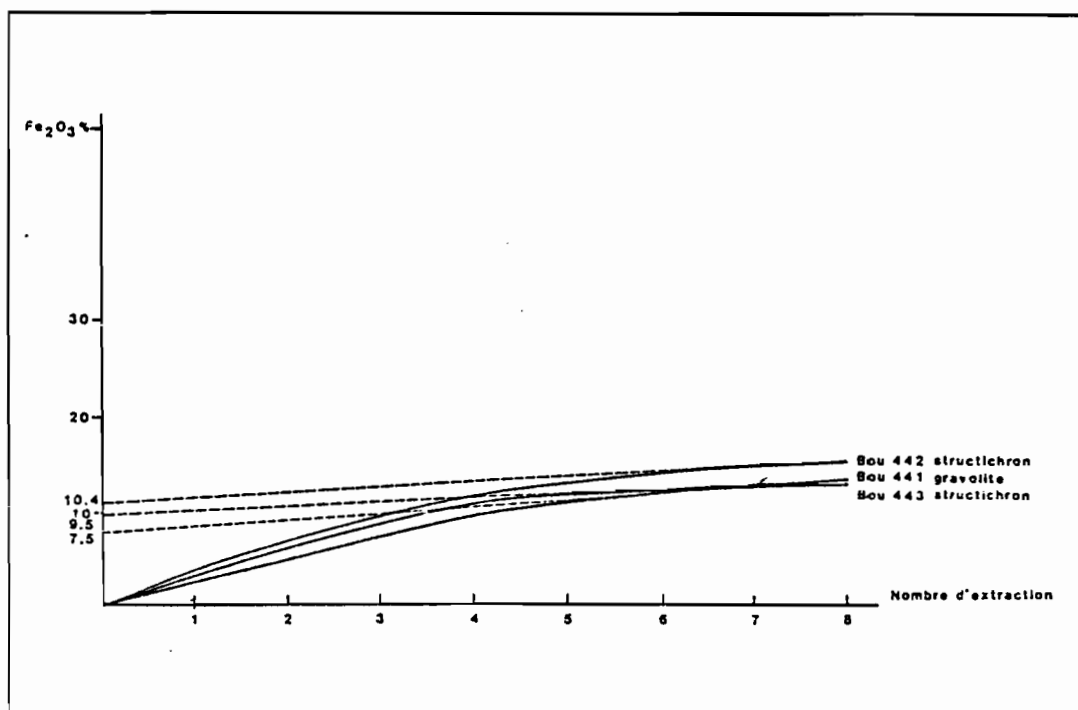


Fig. 35 : Extraction successive du fer par HCl 8 N dans le structichron et dans le gravolite de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

c - Composition minéralogique.

L'examen des diffractogrammes de rayons X permet de caractériser des pics de *goethite*, d'*hématite* et un petit pic de *quartz* à 3,35 Å. Comme pour le structichron nodulaire, les extractions successives de fer par HCl 8N ne dissolvent qu'une très faible proportion des oxyhydroxydes ferrugineux (Figure 35).

IV - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATERALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.

1 - Différenciation verticale.

La *ferritisation* qui dans les cas précédents se réalisait de façon directe, passe ici par l'*intermédiaire d'une phase argileuse riche en serpentinite* et en *smectitique*.

Dans l'*altérite*, les structures sont grossièrement maintenues. Dans un *premier temps*, la ferruginisation se fait dans les noyaux d'*olivine* et le long de paquets de fibres des serpentines. Le magnésium et le silicium des olivines et de la serpentine sont en partie éliminés et de nouveaux minéraux se forment : ce sont des *smectites ferrifères* relativement magnésiennes, apparemment intermédiaires entre des *saponites ferrifères* et des *nontronites*, dénommées *cryptonontronites* (TRESCASES, 1975), et du *quartz*.

Dans un *second temps*, sur le replat inférieur, la serpentine disparaît au profit de *smectites* mieux cristallisées (diffractogrammes de rayons X), plus *ferrifères* et moins magnésiennes que les précédentes et présentant des caractères marqués de *nontronite*. Cette perte de magnésium et cet enrichissement en fer des *nontronites*, en passant des parties peu altérées aux parties plus altérées, correspond à une évolution déjà mise en évidence en Côte d'Ivoire (NAHON *et al.*, 1982).

A proximité du toit de cette *altérite* prend place une *différenciation nodulaire*, accompagnée d'une *accumulation absolue de fer* dans le centre des nodules et d'une *cortification manganésifère* à base de *todorokite* riche en aluminium et en nickel. Le passage de cette *altérite* au *strutichron nodulaire* se fait sur quelques centimètres par une *ferruginisation* de la serpentine et des minéraux argileux. Au sein du plasma ferrugineux s'individualisent d'abord des *nodules jaunes ou rouges relictuels*, de composition chimique assez proche de celle du plasma. Ces nodules se transforment et se cortifient sur le replat de la surface intermédiaire et sur la pente. En position bien drainée, les plasmas et les cortex s'enrichissent en fer, et perdent de l'aluminium, du chrome et du titane par rapport aux nodules, alors qu'en zone mal drainée, le phénomène est inverse. Dans ce dernier cas une partie du fer libéré reprécipite dans le profil sous forme de *goethane*.

Ces transformations aboutissent, dans le *gravolite*, à une *élimination du plasma* et à une *concentration de nodules* eux-mêmes faiblement corrodés. Ces *gravolites* peuvent atteindre un mètre d'épaisseur, par endroit.

2 - Différenciation latérale.

Les différenciations latérales apparaissent dans cette séquence beaucoup plus marquées que dans les séquences hautes du massif.

L'épaisseur du *strutichron nodulaire* et du *gravolite* est

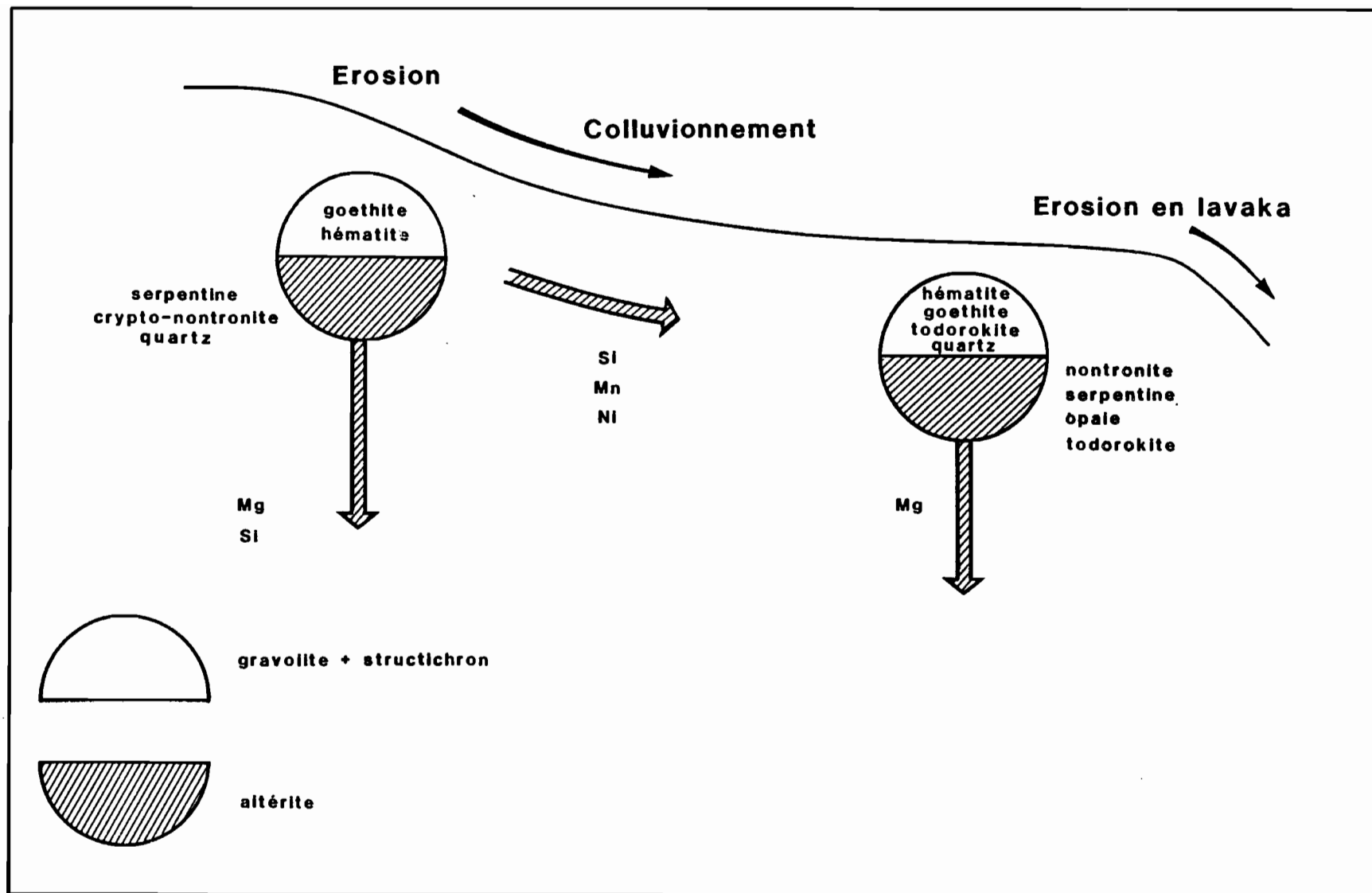


Fig. 36 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes affectant la toposéquence de faible altitude du Boulinda.

beaucoup plus importante en position de piémont que sur pente ou en bord de replat; ceci est essentiellement dû au *colluvionnement* et se marque dans les profils de bas de pente par la présence de niveaux riches en nodules ferrugineux et en fragments de cuirasse nodulaire, interstratifiés dans les horizons fins et par un mélange de nodules plasmiques formés "in situ" et de nodules relictuels souvent brisés de composition plus ferrugineuse que ces derniers. L'importance des lavakas en bord de plateau, est significative de l'érosion qui peut prendre place dans ce milieu.

Les *smeectites* sont plus abondantes, *mieux cristallisées* (pics de rayons X), plus ferrifères et moins magnésiennes *en position de replat que sur pente* où elles ne sont présentes que dans l'altérite serpentineuse. Ceci rejoint les conclusions de BOCQUIER (1973), TRESCASES (1975) et NAHON *et al.* (1982) pour qui des conditions de drainage ralenti sont nécessaires à l'individualisation de nontronite.

Les *silicifications* montrent aussi une différenciation latérale marquée. De la formation de gros grains de quartz dans les garniérites silicifiées et de micrograins de quartz isolés le long des vides dans les passées de chrysotile sur pente, elles tendent, en position de replat, à une pseudomorphose quasi générale de la roche par de l'opale C.T. Par vieillissement et purification, cette silice des altérites des replats peut recristalliser sous forme de phénocristaux de quartz dans les structichrons. Elle occupe alors la place des vides dans le plasma et dans les nodules. Trois voies de silicification se présentent donc ici :

- une *quartzification initiale* en microcristaux automorphes à partir des solutions d'altération de l'altérite serpentineuse, en conditions bien drainées, sur pente;

- une *pseudomorphose de l'altérite* par de l'opale C.T. en conditions mal drainées sur le replat;

- une *quartzification secondaire* par remise en solution de la silice des opales, purification et reprécipitation dans les vides du structichron.

Les conditions de cristallisation de ces minéraux siliceux correspondent aux conditions générales définies par MILLOT (1964), NAHON (1979), THIRY (1981), et ne sont donc pas spécifiques aux roches ultrabasiques. Mais l'importance de la silice libérée au cours de l'altération dans ce milieu, permet des reprécipitations d'une ampleur et d'une variété rarement trouvées dans d'autres types d'environnement.

Les *structichrons nodulaires* et le *gravolite* montrent une évolution des produits ferrugineux en fonction de leur position topographique; cette différenciation est *géochimique*. Sur le replat aval, le structichron a tendance à s'enrichir en aluminium, accessoirement en chrome, en titane et localement en manganèse par rapport à la pente. Le fer, libéré, reprécipite alors sous forme de goethanes moins riches en aluminium et en chrome que le fond matriciel, ce qui correspond aux conditions d'équilibre de l'aluminium et du fer avec accumulation de fer en position bien drainée, et d'aluminium en position moins bien drainée (NORTON, 1973 et BOULANGE 1984).

Cette différenciation est aussi *minéralogique*, avec un accroissement de l'hématite aux dépens de la goethite de l'amont vers l'aval. Il y aurait ici une association entre conditions de *formation de l'hématite et zone mal drainée* déjà évoquée dans la formation des "red bed" (WALKER, 1967). Cette tendance semble cependant s'inverser pour les phases les plus récentes que sont les ferranes, qui sont goethitiques et beaucoup moins riches en aluminium, en chrome et en titane que le fond matriciel. Cela correspond probablement à un changement dans les conditions de drainage du milieu. Après avoir été confinées, elles seraient maintenant mieux drainées.

3 - Relations entre l'évolution de la couverture pédologique et la morphologie.

L'évolution karstique du relief, très marquée dans les séquences précédentes, est beaucoup moins évidente ici. Si les circulations verticales des eaux sur la pente sont possibles, elles sont beaucoup plus complexes sur le replat inférieur où les horizons smectitiques forment une barrière au drainage. Les *mouvements hydriques se font donc latéralement* dans le structichron et en surface et peuvent provoquer des ravines d'érosion lors des violentes précipitations cycloniques. Le paysage apparaît donc ici beaucoup plus, que précédemment, comme une association classique : *versant, piémont colluvial, glacis*.

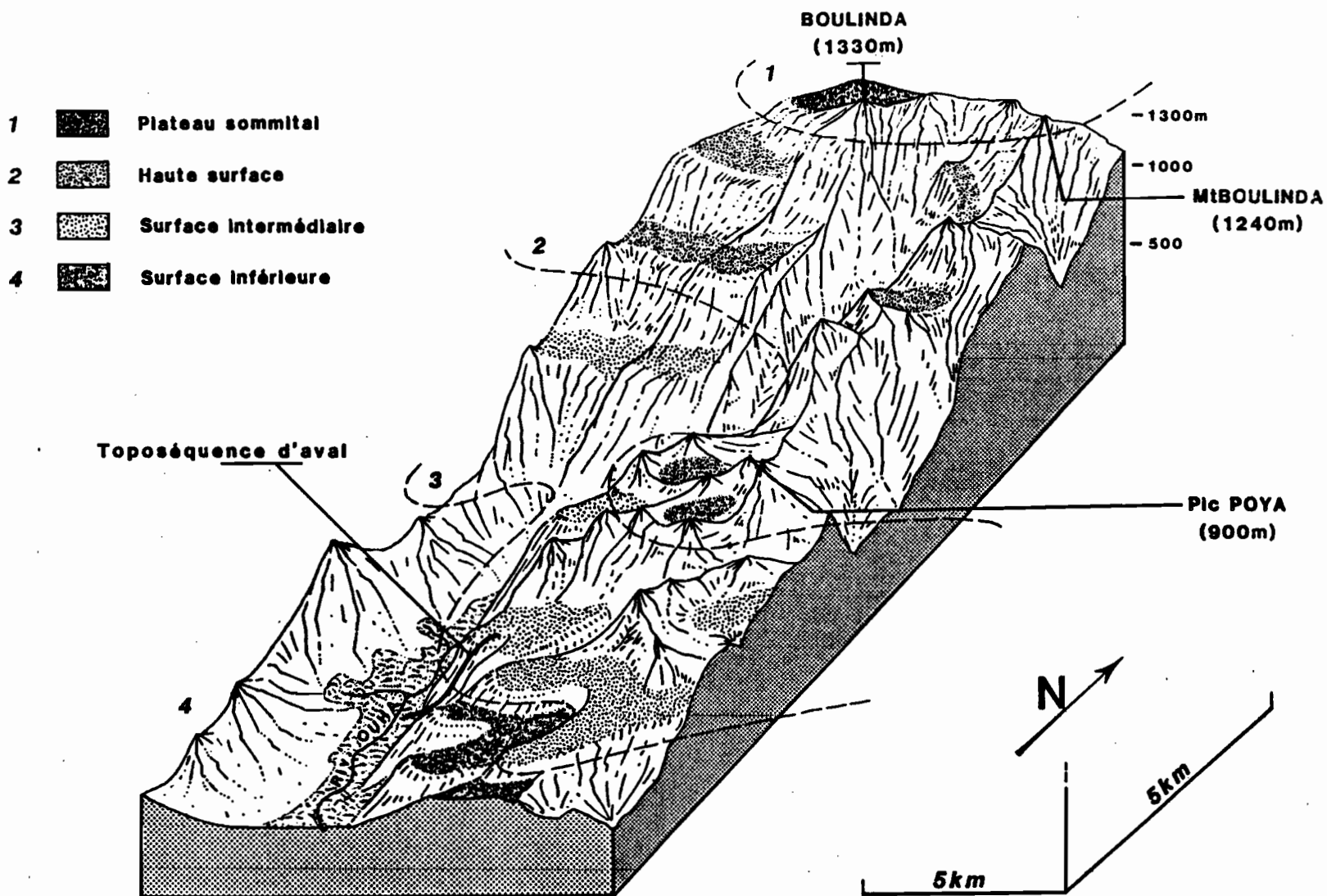


Fig. 37 : Localisation de la toposéquence d'aval du Boulinda.

CHAPITRE IV

LA TOPOSEQUENCE D'AVAL DU BOULINDA FERSIMATISATION ET CARBONATATION

I - PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE.

La toposéquence d'aval est située à la base du versant occidental du massif du Boulinda entre 540 et 80 mètres d'altitude dans un paysage aux pentes très abruptes, drainé par une rivière d'aspect torrentiel à cet endroit : la Ouha. Elle recoupe le versant reliant directement la surface intermédiaire à la plaine alluviale actuelle, avec seulement quelques lambeaux de la terrasse ancienne sur ses bords (Figure 37).

Le versant reliant le replat de la surface intermédiaire à la vallée comprend deux parties :

- un escarpement rocheux qui domine un ensemble d'éboulis recouvert de quelques îlots de végétation;

- un bas versant composé d'une série d'épaulements très étroits perpendiculairement à la vallée et de petits talwegs le long desquels coulent sources et cascades. De très nombreux affleurements de péridotite et un pavage de blocs non enracinés parsèment la surface du sol. La séquence suit un de ces épaulements, avant de rejoindre la vallée par une forte pente. L'aspect peu incliné de la partie basse de la séquence tel qu'il est représenté sur la figure 38, est donc un peu artificiel car d'une façon générale, les pentes de ce bas versant ont plus de 50% de déclivité. Des travaux miniers entrepris en bord de plateau, ont entraîné la formation de saignées d'érosion et d'éboulis de grande ampleur dans ce bassin versant.

A l'aval une terrasse alluviale ancienne se présente sous forme de placages discontinus, adossés à la montagne et d'extension très réduite. Elle domine la plaine récente de quatre à cinq mètres.

La plaine alluviale récente comprend un faciès de débordement de la rivière dans des zones boisées et le lit principal du cours d'eau. Son extension est très variable le long de la Ouha mais, au lieu d'observation, elle ne dépasse par cent mètres. Le lit de la rivière est pour sa part, encombré de blocs de péridotite roulés de quelques centimètres à plus de un mètre de diamètre, de fragments de cuirasse ferrugineuse roulés et de sables serpentineux ou ferrugineux.

Ce modelé est donc caractérisé par :

- un relief très accidenté, marqué par une *phase érosive très intense*, entraînant sur l'ensemble du versant, des affleurements et un pavage rocheux à la surface du sol, dans lequel s'enfoncent des ravines d'érosion;

- *des dépôts de terrasse ancienne, hétérogènes* et discontinus vu l'étroitesse du fond de la vallée;

- *un alluvionnement actuel extrêmement grossier*, résultat d'une très forte compétence du cours d'eau lors des précipitations cycloniques, et augmenté ces dernières années par une érosion anthropique liée à l'activité minière.

II - CARACTERISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DEFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - Description.

1 - Présentation générale.

Les sols de la toposéquence de piémont peuvent se diviser en trois parties (Figure 38) :

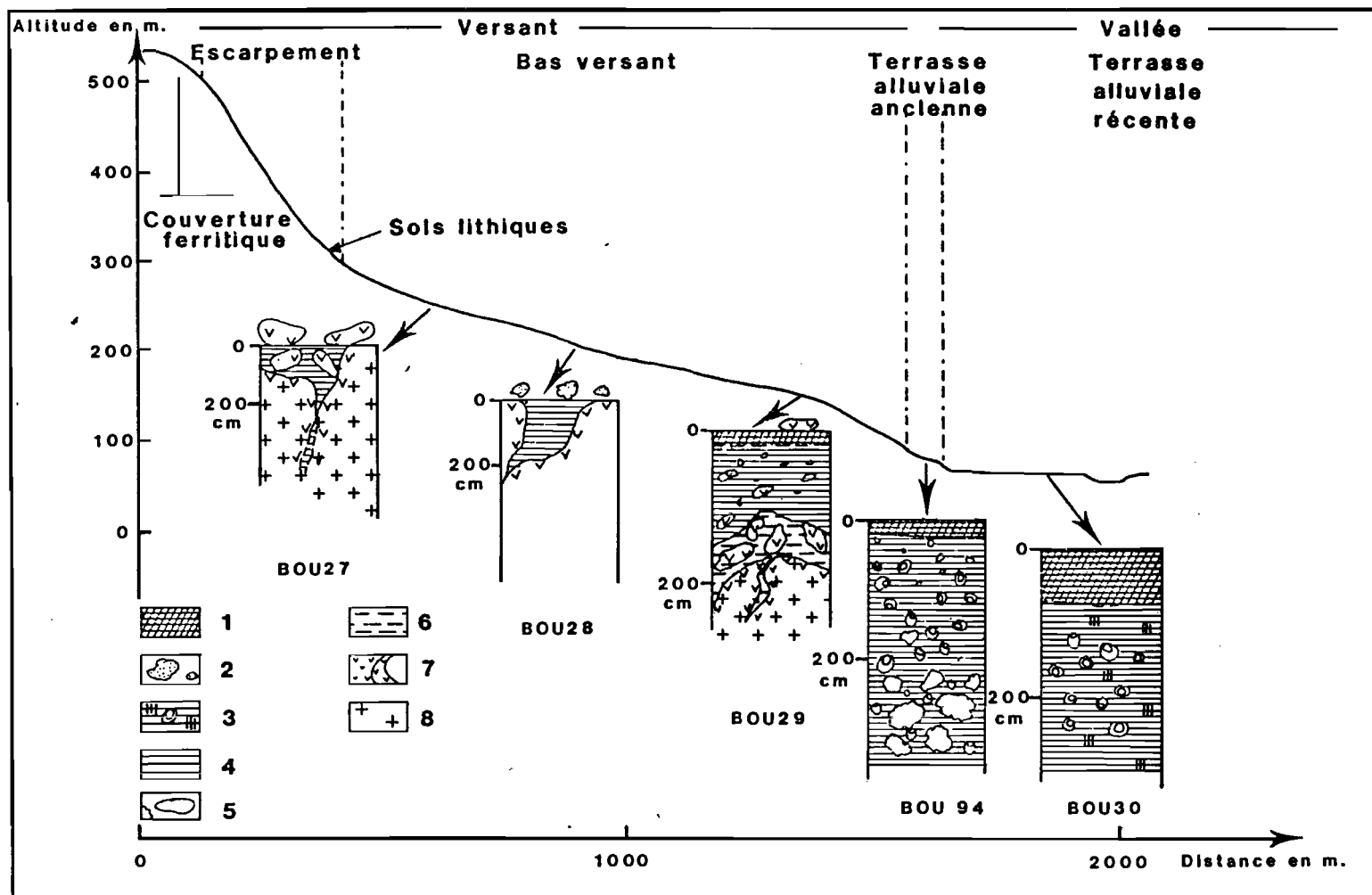
- la transition entre la couverture ferritique de la surface intermédiaire et la pente;

- les sols de pente;

- les sols des terrasses alluviales.

La transition entre la couverture pédologique ferritique de la surface intermédiaire et les sols lithiques de l'escarpement se fait sur une centaine de mètres. Le sol brun rouge nodulaire de près de 2 m de profondeur tel qu'il a été décrit au chapitre précédent (profil BOU 43) s'amenuise sur une courte distance pour ne laisser que quelques amas de nodules entre des affleurements rocheux, puis à l'escarpement, par une diminution progressive de l'épaisseur du structichron nodulaire et du gravolite.

Sur la pente, la couverture pédologique est squelettique. Des affleurements de péridotite serpentinisée et des blocs de roches non enracinés parsèment la surface du sol. Limitée à quelques fissures présentant une altération argileuse au pied de l'escarpement (profil BOU 28), la couverture pédologique s'approfondit sur le versant inférieur sans toutefois dépasser de beaucoup le mètre (profil BOU 29). Sur l'épaule, à la surface de sols squelettiques, des *nodules siliceux* de 5 à 10 cm de diamètre en forme de choux fleur rappelant celle des nodules de giobertite se trouvent associés aux blocs de roche.



1 Horizon humifère 2 Nodule silicifiée 3 Structichron smectitique hydromorphe + concrétion 4 Structichron ferrugineux nodulaire 5 Nodules carbonatés 6 Isaltérite smectitique 7 Isaltérite serpentineuse, cortex d'altération 8 Ensemble lithologique (Roches ultrabasiqes)

Fig. 38 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques de la toposéquence d'aval du Boulinda.

Le passage du versant à la terrasse alluviale ancienne se fait par un raccord de piémont avec des stratifications entrecroisées de blocs de roche silicifiée dans une argile brun rouge. Au milieu de la terrasse, le sol présente (profil BOU 94) la superposition d'un horizon brun rouge à *nodules ferro-manganésifères* sur un horizon brun rouge à *nodules de carbonate de magnésium* ou *giobertite*.

La plaine alluviale récente est pour sa part composée de dépôts très variés. Dans le secteur observé, il s'agit d'une formation argileuse brun rouge, riche en *nodules ferro-manganésifères* (profil BOU 30).

2 - Profil BOU 27.

Pied de l'escarpement dans un éboulis sur une pente de 100%, à 360 m d'altitude, sous une formation paraforestière à *Tristania callobuxus*, *Maxwellia lepidota* et *Garcinia neglecta* et sous climat sec présentant une pluviosité moyenne annuelle de 1200 mm/an.

La surface du sol est recouverte par un éboulis rocheux. Entre les blocs se développent des poches d'altérite.

0-0/25 cm : Sec; brun foncé (2,5 YR 3/4); sablo-argileux; quelques nodules ferrugineux; nombreux fragments de roche altérée ou non; structure fragmentaire peu nette, polyédrique subangulaire fine; friable; très nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et irrégulière.

0/25 et plus: péridotite serpentinisée dure.

3 - Profil BOU 28.

Replat sur épaulement de quelques mètres de large sous un maquis paraforestier à *Casuarina chamaecyparis* et *Deplanchea sessilifolia*.

En surface, on observe de nombreux blocs de péridotite enracinés ou non et *quelques nodules siliceux* qui peuvent présenter une forme analogue à celle des nodules de giobertite.

0-0/15 cm : Sec; ocre rouge (2,5 YR 3/2); argilo-sableux; nombreux petits nodules ferrugineux; structure fragmentaire nette, polyédrique fine; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et irrégulière.

0/15-20/30cm: Frais; ocre (5 YR 4/3); argilo-sableux; nombreux débris de roche altérée; quelques nodules ferrugineux; structure fragmentaire nette; polyédrique moyenne; quelques racines fines; transition nette et irrégulière.

20/30 cm et plus : Péridotite serpentinisée dure.

4 - Profil BOU 29.

Pente forte (80%) à la base du massif, à 150 m d'altitude, sous une végétation de maquis dense, peu différente de la précédente, à *Casuarina chamaecyparis*, *Xanthostemon macrophyllum* et Cypéracées magnésicoles.

En surface, fort enrochement, à blocs et cailloux de péridotite (40% de la surface du sol).

- 0 - 5 cm : Sec; brun foncé (5 YR 3/2); argilo-sableux; structure fragmentaire très nette, polyédrique fine; volume des vides important entre les agrégats; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition nette et régulière.
- 5 - 28 cm : Frais; brun rouge foncé (5 YR 4/4); argileux; quelques petits graviers de péridotite serpentinisée; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; volume des vides faible entre les agrégats; agrégats peu poreux; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 28 - 70 cm : Frais; brun jaunâtre (7,5 YR 5/4); quelques petites taches brun rouge diffuses; argileux; graviers, cailloux et blocs de péridotite serpentinisée; structure fragmentaire nette polyédrique fine; volume des vides faible entre les agrégats; agrégats peu poreux; friable; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et irrégulière.
- 70 - 120 cm : Humide; jaunâtre (10 YR 6/6); quelques petites taches ocre diffuses; argileux; graviers, cailloux et blocs de péridotite serpentinisée abondants; filonets blancs siliceux; structure fragmentaire peu nette, polyédrique moyenne; volume des vides faible entre les agrégats; plastique; collant; quelques racines fines; transition nette et irrégulière.
- 120 cm et plus : Péridotite serpentinisée verdâtre, dure, diaclasée avec cloisons blanches siliceuses et recouvrements noirs manganésifères sur les parois.

5 - Profil BOU 94.

Profil observé sur la terrasse alluviale ancienne de la Ouha, à 5 à 10 mètres au-dessus de la plaine d'inondation, sous une végétation de maquis dense à *Casuarina chamaecyparis* et *Accacia spirorbis*.

En surface nombreux cailloux de péridotite ferruginisée, arrondis et épars.

- 0 - 5 cm : Sec; brun rouge foncé (5 YR 3/3); argileux; quelques cailloux et nodules ferrugineux à patine noire; structure particulière; meuble; quelques racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.
- 5 - 40 cm : Frais; brun rouge (7,5 YR 4/4); argileux; quelques cailloux de péridotite altérée, arrondis; structure fragmentaire très nette, polyédrique moyenne à grossière, à prismatique; nombreuses fentes de retrait; très nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.

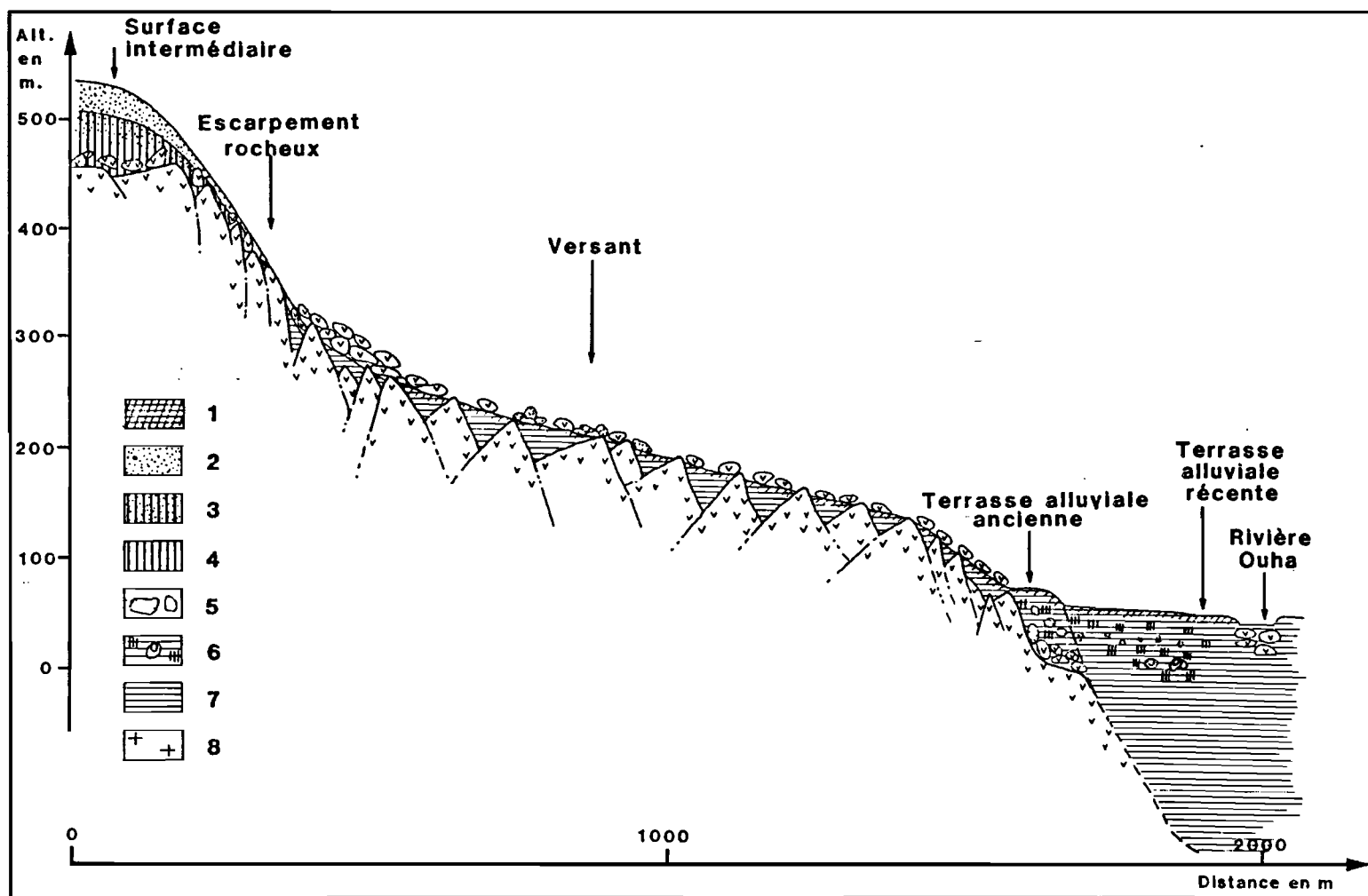
- 40 -105 cm : Frais; brun rouge (7,5 YR 5/6); quelques taches noires liées à des concrétions manganésifères et blanches dues à des amas de giobertite; argileux; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; volume des vides important entre les agrégats; friables; quelques racines fines; transition distincte et régulière.
- 105 -200 cm : Frais; brun rouge (5 YR 5/3); taches noires correspondant à des concrétions ferro-manganésifères, et blanches à d'importants amas de giobertite pulvérulente; nodules de giobertite de 5 à 20 cm de diamètre en forme de choux-fleurs; quelques galets de péridotite altérée et silicifiée; argileux; structure fragmentaire peu nette, polyédrique moyenne; volume des vides faible entre les agrégats; pas de racine. Latéralement le passage entre l'horizon à giobertite et à galets de péridotite et l'altérite serpentineuse se fait de façon nette en recoupant les structures de la péridotite.

6. - Profil BOU 30.

Plaine d'inondation récente de la Ouha, en position de terrasse, 1,5 à 2 mètres au-dessus du lit de la rivière, avec une pente de 5%, à 120 m d'altitude, sous une formation végétale forestière à *Casuarina deplanchei*.

- 0 - 2 cm : Humide; brun rouge foncé (2,5 YR 4/3); limono-argileux; structure lamellaire; friable; très nombreuses racines moyennes et fines; transition nette et régulière.
- 2 - 40 cm : Humide; brun rouge foncé (2,5 YR 4/3); argileux; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; poreux; friable; très nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 40 - 88 cm : Humide; brun (5 YR 4/3); quelques petites taches noires correspondant à des concrétions manganésifères ou à des revêtements manganésifères le long des chenaux racinaires; 40% de concrétions peu indurées; argileux; structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; peu poreux; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 88 -150 cm : Humide; brun rouge (2,5 YR 4/4); quelques taches noires correspondant à des concrétions manganésifères, argileux, environ 40% de petites concrétions peu indurées; blocs de péridotite peu altérée, noyés dans l'horizon; structure fragmentaire nette; polyédrique fine; faces luisantes sur la structure; friable; quelques racines moyennes et fines; transition graduelle et régulière.
- 150 -170 cm : Humide; brun jaune (5 YR 3/3); avec veinures noirâtres; argileux; caillouteux; structure fragmentaire nette, polyédrique fine; friable; très rares racines.

La transition avec l'altérite ou avec tout autre horizon n'a pu être atteinte dans ce profil, pas plus que dans de nombreux autres en Nouvelle Calédonie dans la plaine alluviale récente. Il semble cependant qu'elle puisse être très profonde (plusieurs dizaines de mètres).



- 1 Horizon humifère 2 Gravolite ferrugineux 3 Structichron ferrugineux nodulaire 4 Structichron ferrugineux
5 Nodules carbonatés 6 Structichron smectitique hydromorphe + concrétion 7 Isaltérite smectitique
8 Ensemble lithologique (Roches ultrabasiqes)

Fig. 39 : Répartition des ensembles et des horizons majeurs de la toposéquence d'aval du Boulinda.

Ensembles	Horizons	BOU 27	BOU 28	BOU 29	BOU 94	BOU 30
Résiduel superficiel	Nodules silicifiés	-	Présents	-	-	-
Humifère	Horizon humifère	0-25 cm	0-15 cm	0-5 cm	0-5 cm	0-40 cm
Structichrome	Structichron nodulaire	-	15-30 cm	5-70 cm	5-40 cm	40-88 cm
	Structichron carbonaté	-	-	-	40-200 cm	-
	Structichron hydromorphe	-	-	-	-	88-170 cm
Altéritique	Isaltérite	Présente	Présente	Présente	-	-

TABEAU XXVII : Organisation macroscopique générale de la séquence d'aval du Boulinda.

B - Conclusion.

L'examen de ces profils et les observations intermédiaires réalisés sur cette toposéquence d'aval permettent de différencier six horizons majeurs dans cette couverture pédologique. De bas en haut, on peut reconnaître (Tableau XXVII, Figure 38) :

1° Un ensemble altéritique formé :

- d'une *isaltérite* plus ou moins *silicifiée* représentée par un ensemble péridotitique fissuré et parfois cloisonné par des parois opalescentes;

2° Un ensemble structichrome comprenant :

- un *structichron hydromorphe*, riche en concrétions et en taches noires ferro-manganésifères, que l'on observe que dans la plaine d'inondation;

- un *structichron carbonaté* présentant, associé à des concrétions ferro-manganésifères, des concentrations de giobertite en amas pulvérulents ou en nodules décimétriques en forme de choux fleur et dont l'extension est limitée à la terrasse alluviale ancienne;

- un *structichron nodulaire* ou non, de couleur vive à structure polyédrique marquée;

3° Un ensemble humifère formé :

- d'un *horizon humifère* finement structuré, de couleur brun foncé;

4° Un ensemble résiduel superficiel représenté par :

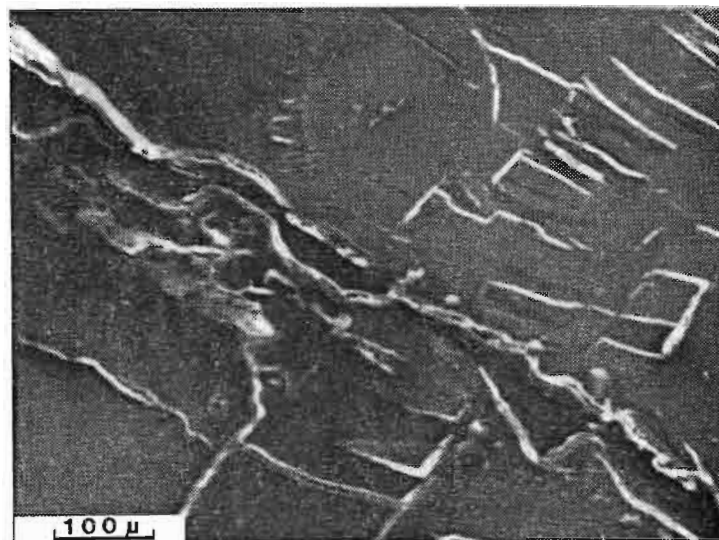
- une *accumulation de nodules silicifiés* en forme de nodules de giobertite, à la surface des sols de l'épaulement.

III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.

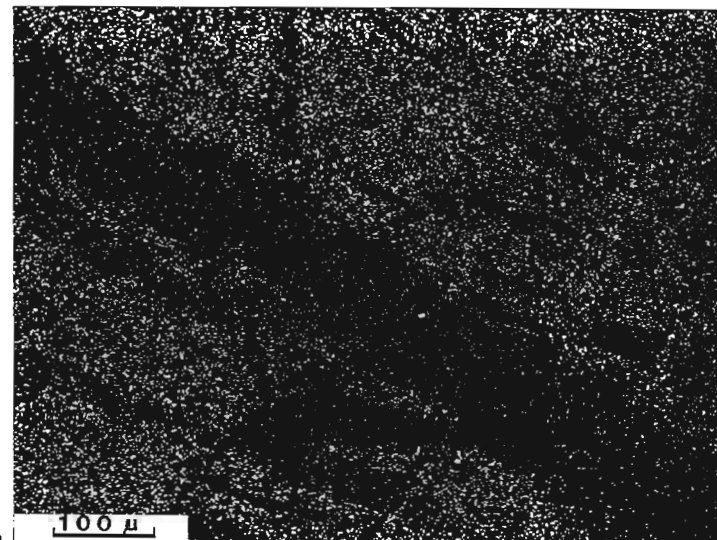
A - L'ensemble altéritique.

1 - L'*isaltérite* silicifiée.

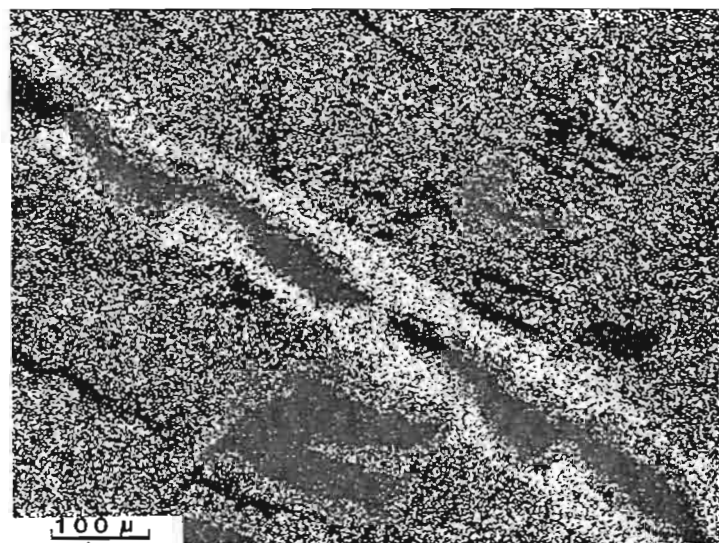
L'*isaltérite* silicifiée de dureté moyenne, dérive de la péridotite serpentinisée et fissurée. Elle est cependant peu transformée, à l'exception des zones fissurées où peuvent prendre place des cloisons blanches siliceuses, associées ou non à des dépôts noirs manganésifères et éventuellement à des ferruginisations.



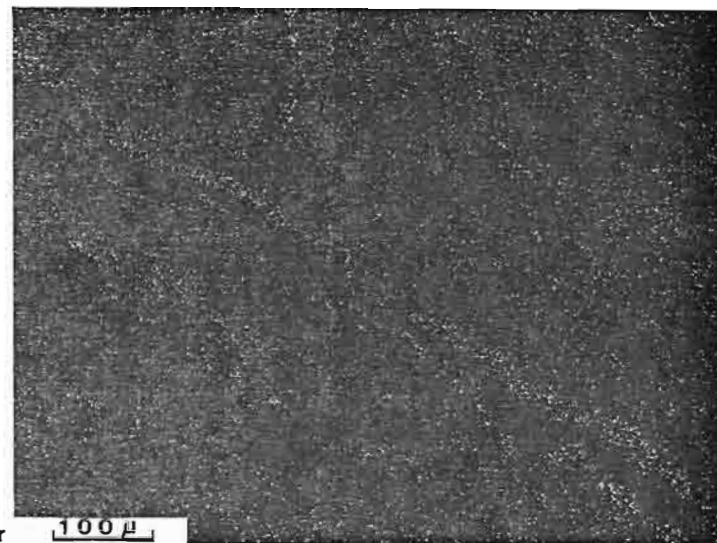
Serpentine
Image x



Magnésium



Silice



Fer

Pl. IX : Carte de répartition des principaux éléments dans
l'isaltérite serpentineuse de la toposéquence d'aval
du Boulinda

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'observation microscopique des fragments de cette altérite montre des transformations de péridots, de pyroxènes et de serpentine et la présence de dépôts siliceux et manganésifères.

Les péridots prennent au microscope un aspect opalescent en lumière polarisée analysée (L.P.A.) correspondant à un début de recristallisation sous contrainte (BESSET, 1978). En leur centre se développe une coloration brune bordée par un maillage serpentineux qui tend, le long de sa fissure centrale, souvent rubéfiée, à devenir isotrope (TRESCASES, 1975).

Les pyroxènes déjà transformés en *bastite*, une variété de serpentine présentant un fin clivage et une coloration grise à blanche en L.P.A. résistent mieux à l'altération. Au M.E.B., on observe cependant des corrosions sur les bords des pyroxènes avec des faciès en peigne et le passage à des produits d'altération peu organisés.

Les cloisons siliceuses, liées à la fissuration, apparaissent isotropes en L.P.A. Elles sont souvent bordées par des imprégnations isotropes, d'oxydes de manganèse. Au M.E.B., ces cloisons siliceuses se présentent comme des dépôts mamelonnés d'opale, d'aspect de surface grumeleux à un grossissement de 5000, et souvent entourés d'un à deux cortex de même nature. Ces dépôts ou cloisons sont parfois bordés par des couches de minéraux cloisonnés en nids d'abeille, analogues à ceux des oxydes de manganèse déjà décrits.

b - Microanalyses chimiques.

Les analyses à la microsonde effectuées sur les diverses phases de cette altérite indiquent une perte en magnésium, une silicification et une ferruginisation des minéraux au cours de leur altération (Tableau XXVIII). Dans les péridots, cette transformation se réalise à partir du cœur du minéral et elle est donc centrifuge. Dans la serpentine, elle suit les fissures, et pour la bastite, elle débute à la périphérie du minéral. Le cas de la serpentine est significatif de ces transformations. Les cartes de répartition des éléments (planche IX) et la traversée (Figure 39) effectuées au niveau d'une fissure indiquent qu'il y a principalement accumulation relative de silice le long de la fissure, avec peut être quelques transferts, comme il y a accumulation relative de fer en bordure du vide sous forme d'une smectite ferrique. Aucune figure de dépôt nette (goethane), n'a d'ailleurs pu être mise en évidence. On remarque, par ailleurs, parallèlement à ces silicifications et à ces ferruginisations, des accroissements de teneur en potassium, en nickel et en aluminium.

Les cloisons blanches, qui sont formées en relation avec les fissures de la roche, sont, en revanche, constituées presque uniquement de silice et d'un peu de fer; elles correspondent à des transferts et à des accumulations absolues de silice le long des fissures de la roche. Il en est de même pour les manganésifères qui bordent ces cloisons siliceuses.

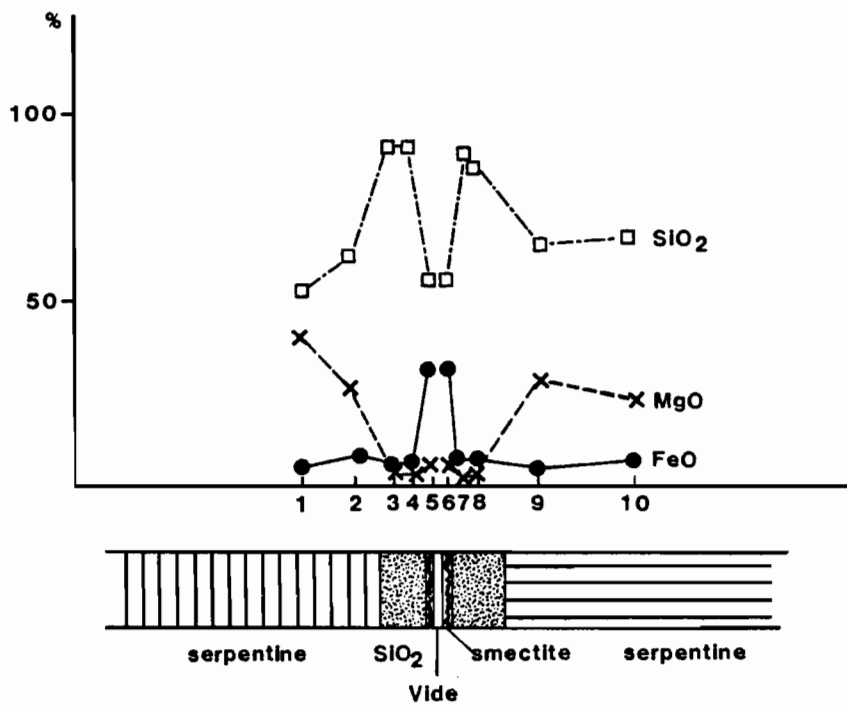
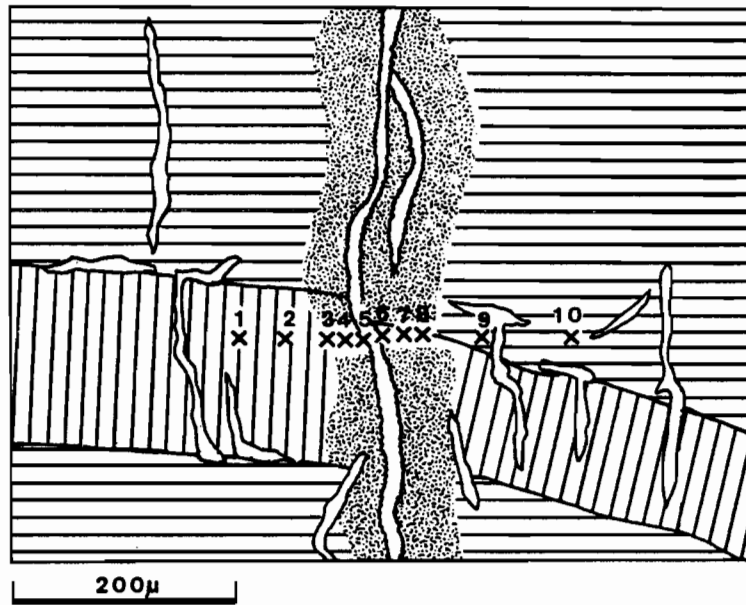
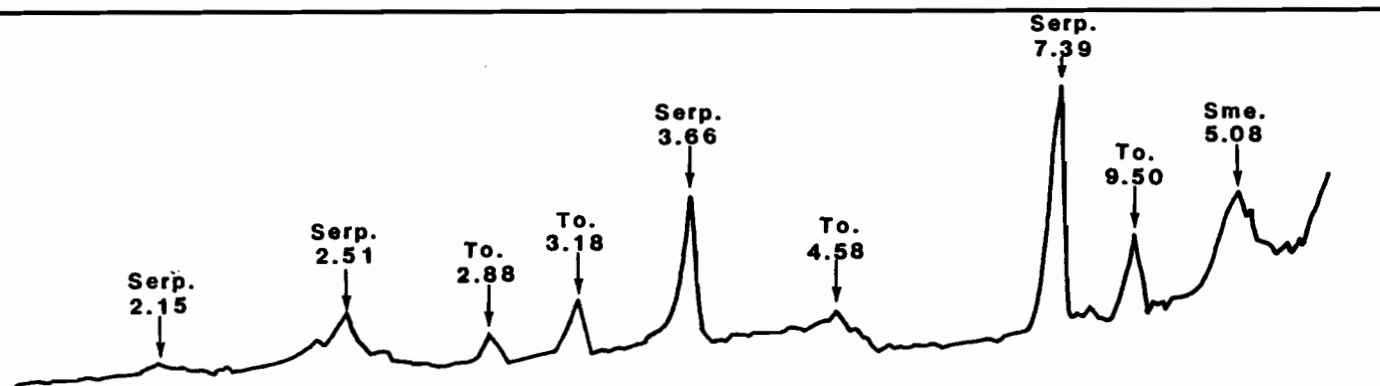
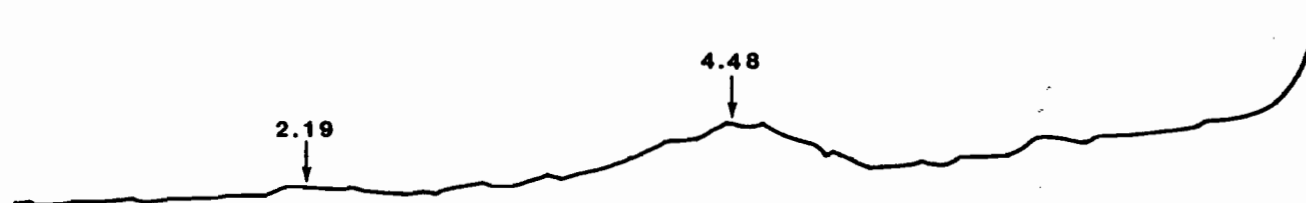


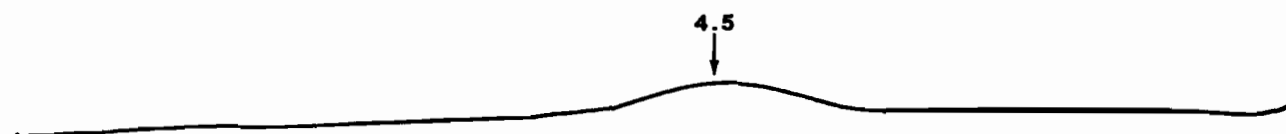
Fig. 40 : Microanalyses d'une traversée dans l'isaltérite silicifiée de la toposéquence d'aval du Boulinda.



Altérite silicifiée : Serpentine : Serp. Smectite : Sm. Todorokite : To



Altérite silicifiée : Opale A



Altérite silicifiée : Opale A

Fig. 41 : Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de l'isaltérite silicifiée de la toposéquence d'aval du Boulinda.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Péridot non transformé (M 2 analyses)	42,83	-	52,78	0,43	0,01	0,02	-	0,09	2,80	0,30
Coeur de péridot (M 2 analyses)	10,67	-	63,40	3,77	-	-	0,05	-	20,88	1,10
Serpentine non transformée (M 4 analyses)	42,48	0,03	52,72	0,30	0,03	0,01	0,04	0,06	3,73	0,55
Serpentine peu transformée (M 3 analyses)	27,18	-	64,30	0,72	-	0,01	0,05	0,03	6,90	0,77
Serpentine silicifiée (M 4 analyses)	3,01	0,36	87,86	0,85	0,01	-	0,07	0,01	7,45	0,38
Serpentine ferruginisée (M 4 analyses)	9,80	0,36	63,00	3,26	0,02	0,01	0,09	0,44	21,88	1,05
Bastite (M 4 analyses)	28,21	-	61,00	0,83	0,02	0,01	0,21	0,21	8,81	0,52
Bastite altérée (M 3 analyses)	16,87	0,37	55,92	1,83	0,12	-	0,27	0,05	23,23	1,21
Cloisons siliceuses (M 2 analyses)	0,83	-	96,08	0,13	-	-	0,07	-	2,77	0,06

TABLEAU XXVIII : Microanalyses des isaltérites de la toposéquence d'aval du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

c - Composition minéralogique.

L'analyse minéralogique, aux rayons X, sur échantillon global, met en évidence une composition à base de serpentine. L'observation au M.E.B. permet de discerner des *fibres de chrysotile* et des *lamelles d'antigorite*.

Les cloisons blanches isolées montrent des diagrammes sans pics (Figure 41) avec un léger bombement autour de 4.40 Å caractéristique de l'*opale A* (BRINDLEY, BROWN, 1980). Enfin les revêtements manganésifères apparaissent sur les diagrammes sous la forme d'un pic à 9,50 Å et d'un petit pic à 4,73 Å, caractéristique de la *todorokite*.

B - L'ensemble structichrome.

1 - Le structichron hydromorphe.

Le structichron hydromorphe se développe dans les profils de la plaine d'inondation actuelle. Il est marqué par la présence de taches noires d'oxydes de manganèse et par le développement de concrétions ferro-manganésifères dans un horizon argileux brun rouge bien structuré.

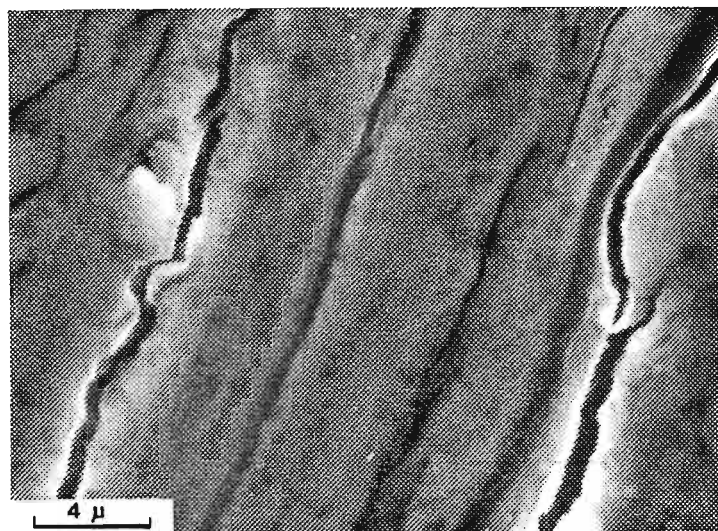
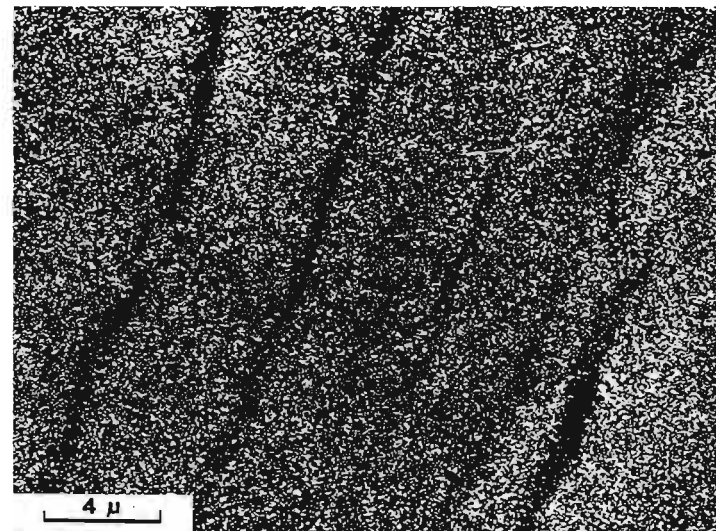
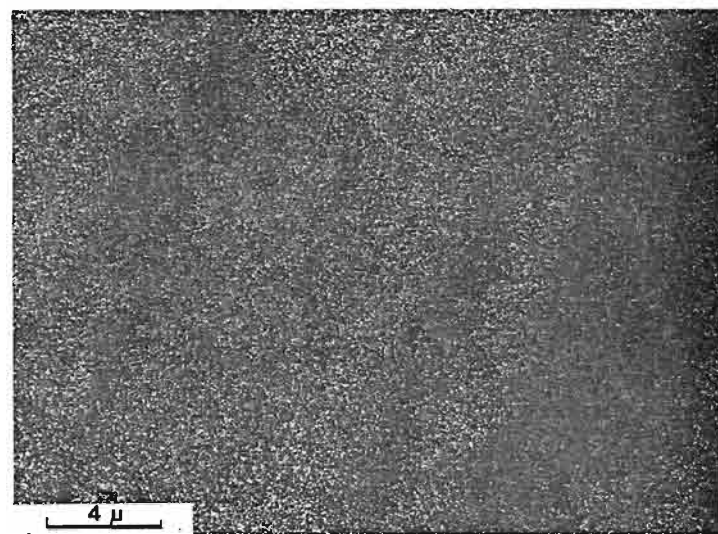


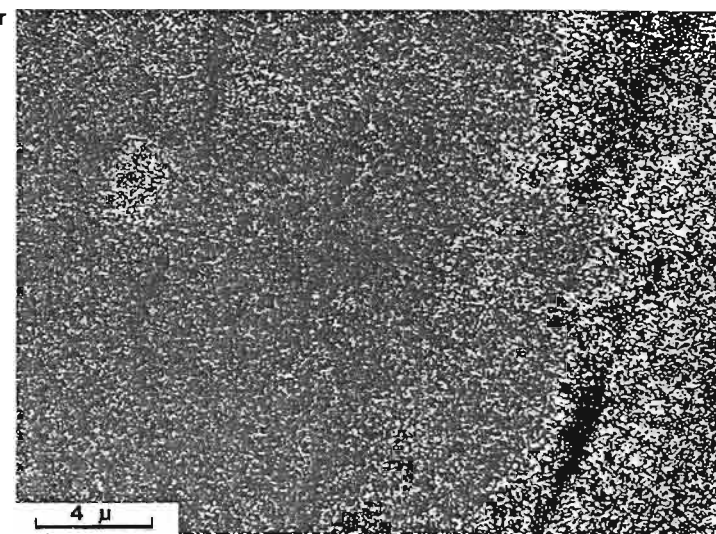
Image x



Silice



Manganèse



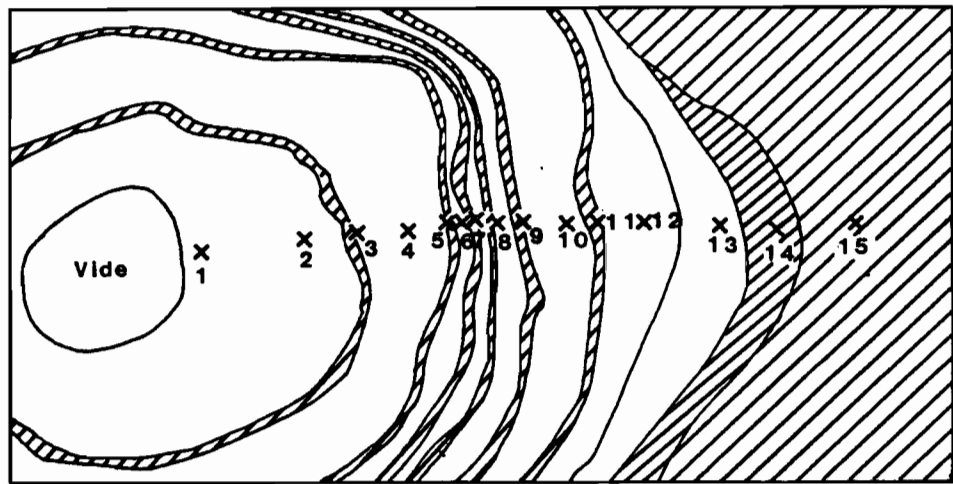
Fer

Pl. X : Cartes de répartition des principaux éléments dans un nodule ferro-manganésifère de la toposéquence d'aval du Boulinda

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CoO*
<u>Fond matriciel</u> (M 4 analyses)	2,38	2,45	53,25	2,21	0,05	0,10	0,36	-	30,47	0,71	-
<u>Nodules brun rouge</u> (M 3 analyses)	6,56	2,48	43,25	1,53	0,03	0,02	0,19	3,19	40,40	1,53	-
<u>1ère grosse concrétion</u> <u>Couches peu manganésifères</u> (M 5 analyses)	4,91	2,85	31,64	0,70	0,15	0,02	0,21	8,41	47,59	3,68	-
<u>Couches manganésifères</u> (M 2 analyses)	9,45	7,81	22,11	0,55	0,14	-	0,16	29,74	17,77	12,22	++
<u>2ème grosse concrétion</u> <u>Couches peu manganésifères</u> (M 5 analyses)	5,58	1,12	30,67	0,84	0,05	0,03	0,11	19,79	34,24	5,89	+
<u>Couches manganésifères</u> (M 9 analyses)	4,82	3,02	17,66	1,40	0,10	0,01	0,01	44,46	15,16	13,37	++
<u>3ème grosse concrétion</u> <u>Couches peu manganésifères</u> (M 3 analyses)	5,53	1,59	29,00	1,60	0,06	0,02	0,07	22,11	34,38	5,79	+
<u>Couches manganésifères</u> (M 4 analyses)	4,97	1,21	9,08	1,13	0,11	0,04	-	60,59	7,98	14,05	++

* cobalt : analyse qualitative : - absent; + présent; ++ abondant.

TABLEAU XXIX : Microanalyses des structichrons hydromorphes de la toposéquence d'aval du Boulinda.
(Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).



100 μ

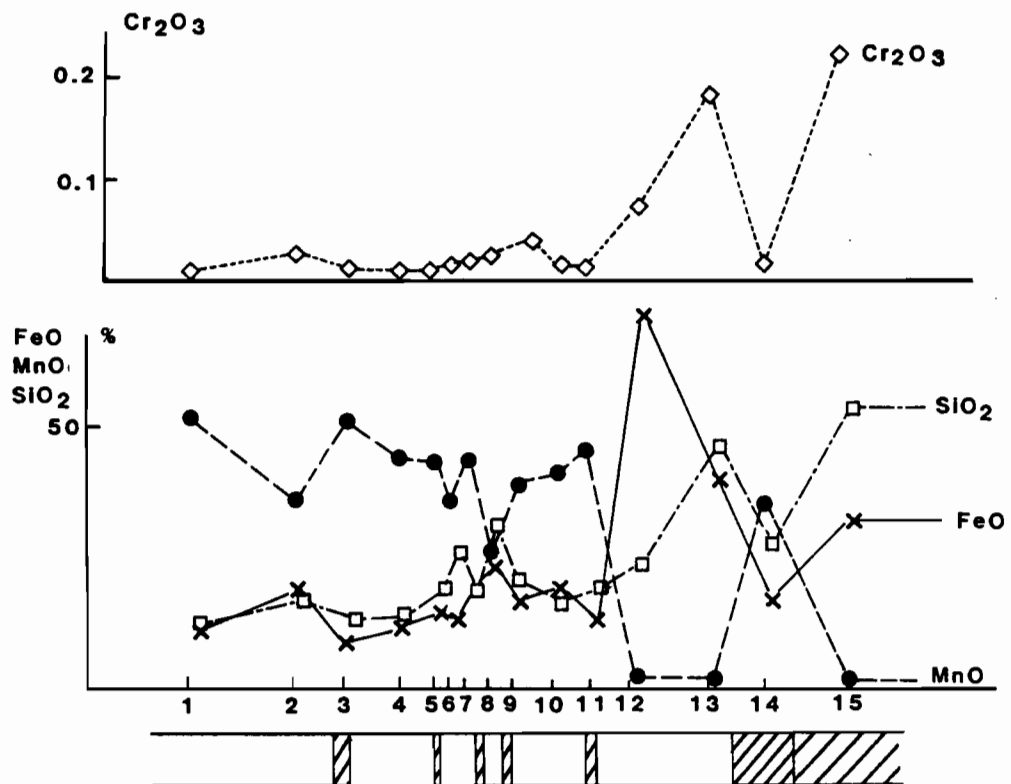


Fig. 42 : Microanalyses d'une traversée dans une concrétion ferro-manganésifère du structichron hydromorphe de la toposéquence d'aval du Boulinda.

a - Organisation microscopique.

Le structichron hydromorphe présente, à l'échelle microscopique, un assemblage aggloméroplasmique à plasma vo-squelsépique. Des fentes de retrait se développent au sein du fond matriciel. Elles sont bordées le long des vides par *des zones déferruginisées* plus claires que le fond matriciel brun rouge. Le squelette est composé de bastite, de périclites silicifiés, de fragments de cloisons d'opale, et de grains de chromite. Une *argilification des minéraux primaires* se développe à partir des bords et des fissures, et des *amas noirs manganésifères imprègnent certaines reliques minérales*. De petits nodules ferrugineux brun rouge en L.P.A. et de grosses concrétions brun rouge et noires ferro-manganésifères peuvent aussi être mis en évidence. Ces *grosses concrétions ferro-manganésifères* de 400 à 500 μ de diamètre montrent, autour d'un noyau central, souvent entièrement noir et présentant parfois un vide central, une *alternance de couches noires et de couches brun rouge*. Cinq à six couches manganésifères concentriques, souvent reliées entre elles par des fissures ont pu être mises en évidence sur certaines concrétions. Ces concrétions sont le plus souvent entourées par un vide périphérique, lui-même imprégné de manganèse sur les bords. Leur aspect souvent poreux, et la présence d'un liseré brun clair en position ultime à proximité de certains vides pose le problème de l'actualité de ce dépôt, ou tout au moins de sa stabilité d'un microsite à un autre.

B - Microanalyses chimiques.

L'analyse de trois concrétions ferro-manganésifères permet de montrer l'*alternance* existant en coupe entre les *couches ferrugineuses* riches en silice et contenant de faibles quantités de chrome, et des *couches manganésifères* riches en nickel et en cobalt, pauvres en fer et en silice, et le plus souvent dépourvues de chrome (Figure 42). Cette alternance de couches riches en fer et en silice d'une part, et en magnésium et en nickel d'autre part est comparable à l'alternance notée dans les nodules polymétalliques sous-marins (R.G. BURNS, V.H. BURNS, 1975; SOREM, FEWKES, 1980).

Au sein des ces concrétions, les teneurs en manganèse, en nickel et en cobalt croissent de la périphérie vers le centre, et ceci d'autant plus qu'un vide central existe dans certaines concrétions (Figure 42). Il semble donc y avoir des dépôts de manganèse centrifuges à partir du vide central vers les couches externes, dans lesquelles cet élément serait ainsi de plus en plus dilué. L'absence de chrome dans les couches manganésifères est un bon indice du caractère de *remplissage* de ces dépôts *plutôt que d'une épigénie*, le chrome étant un élément extrêmement peu mobile (TRESCASES, 1975). Le manganèse, par ailleurs, pseudomorphose partiellement les couches brun rouge et le plasma environnant.

Plasma argileux, petits nodules brun rouge, et couches brun rouge des grosses concrétions présentent des compositions chimiques voisines : les teneurs en oxydes métalliques augmentent du plasma vers les gros nodules, ce qui représente un bon indice d'une filiation entre ces phases.

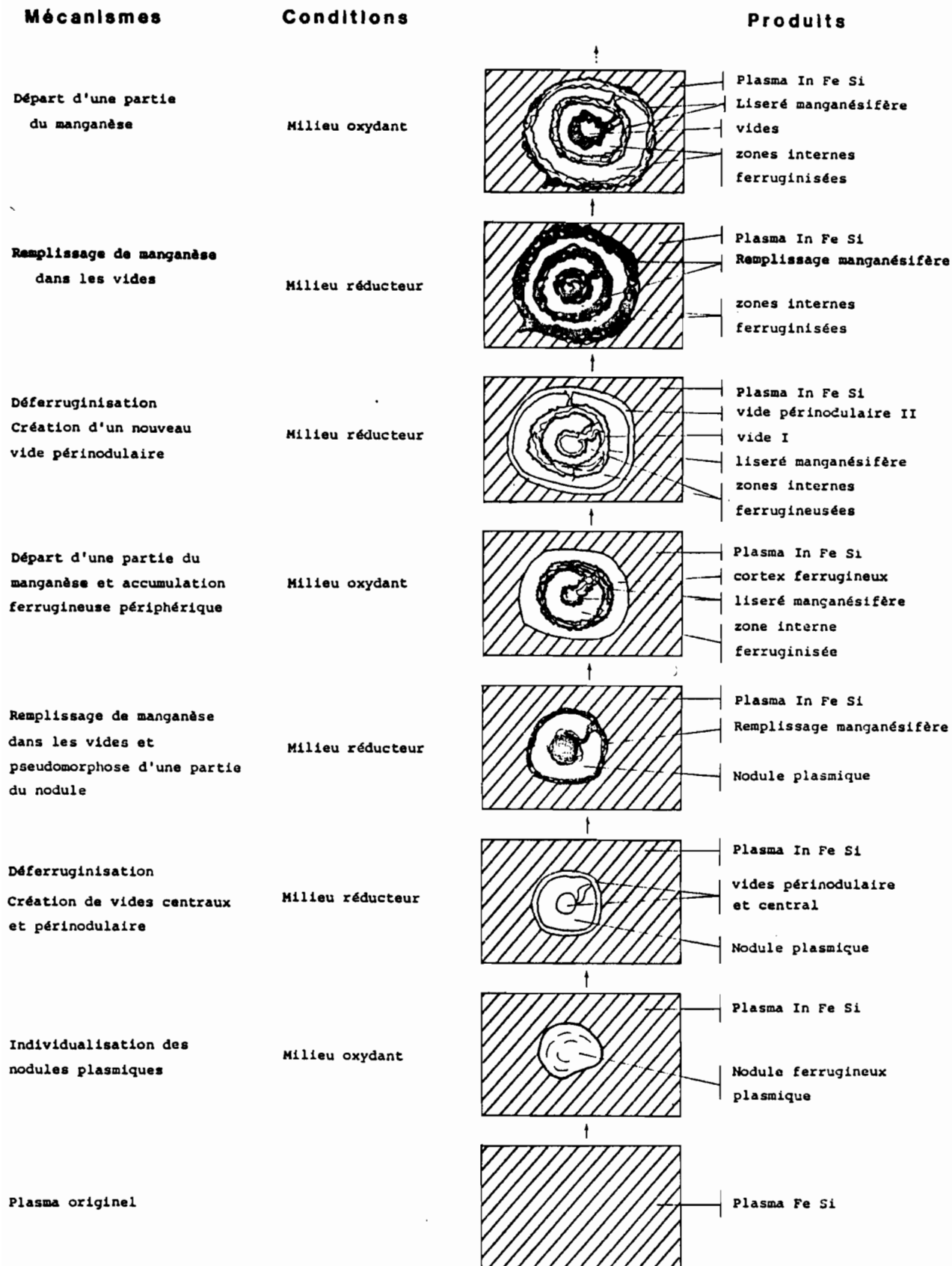


Fig. 43 : Représentation schématique des diverses étapes de la formation des concrétions ferro-manganésifères

Les mécanismes et l'ordre de formation de ces phases pourraient être mis en relation avec des alternances de milieux oxydants et réducteurs (Figure 43) :

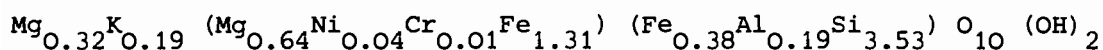
- Individualisation de nodules plasmiques brun rouge ferrugineux, en milieu oxydant;
- Déferruginisation, création de vides centraux et périnodulaires, en milieu réducteur;
- Remplissage de manganèse dans les vides et pseudomorphose par le manganèse d'une partie du nodule, en milieu réducteur;
- Départ d'une partie du manganèse et accumulation ferrugineuse périphérique, en milieu oxydant;
- Déferruginisation et création d'un nouveau vide périnodulaire, en milieu réducteur...

Ce mécanisme se rapprocherait de celui envisagé par R.G. BURNS et V.M. BURNS (1975) pour la formation des nodules polymétalliques. Il en diffère, comme le souligne MILLOT (1984), par le sens des transferts qui se font du bas vers le haut en milieu océanique et du haut vers le bas dans les sols.

c - Composition minéralogique.

L'examen des diagrammes de rayons X permet de reconnaître une composition minéralogique à base de smectites, de traces de goethite et d'un peu de todorokite.

La formule moyenne de la demi-maille de cette smectite serait, d'après les microanalyses chimiques du plasma argileux :



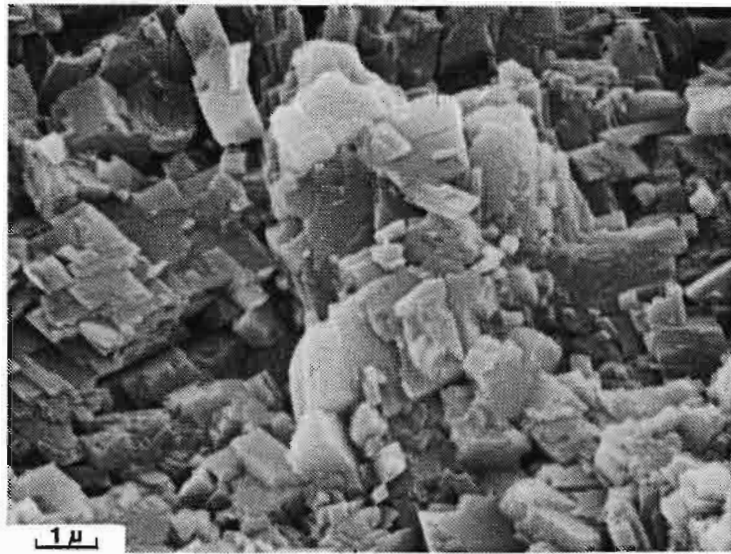
Elle est proche de celle des nontronites observées plus haut dans la séquence de faible altitude.

2 - Le structichron carbonaté.

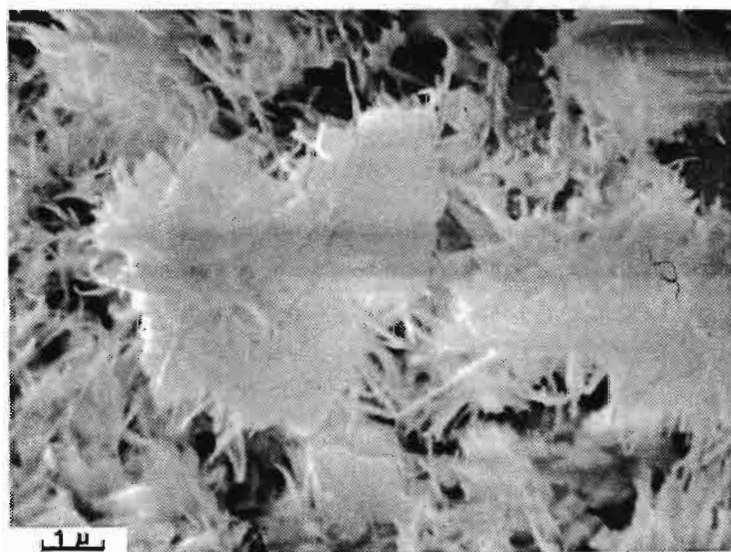
Le *structichron carbonaté* se développe dans les alluvions de la terrasse ancienne et contient dans un fond matriciel argileux brun rouge, des nodules blancs de carbonate de magnésium ou giobertite en association avec des nodules ferro-mangnésifères noirs.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'observation au microscope polarisant met en évidence un assemblage aggloméroplasmique avec un plasma vo-ma-squelsépique brun rouge à forte anisotropie. Le squelette est composé de grains arrondis



Coeur du nodule



Bord du nodule

Pl. XI : Nodule de giobertite dans le structichron carbonaté de la toposéquence d'aval du Boulinda (Photos MEB)

d'olivine serpentinisée et silicifiée, de bastite, de chromite et de quelques petits grains de quartz de forme ovoïde. Des *nodules ferrugineux* et des *concrétions ferro-manganesifères* sont répartis dans l'ensemble de la lame.

Le fait marquant de ce structichron est la présence d'*imprégnations de carbonate de magnésium*, en *amas discontinus* englobant parfois des particules argileuses, en *nodules* ou en *cutanes*. Ces carbonates respectent les assemblages existants en épigénisant le plasma et les traits pédologiques. Ainsi a pu être mis en évidence un nodule dont une moitié était restée intacte et dont l'autre moitié était épigénisée par le carbonate, la trace du nodule dans le carbonate étant indiquée par de petits points noirs délimitant la périphérie de l'ancien nodule. Le bord externe de ces amas, nodules ou cutanes, présente souvent des assemblages très laches qui, au M.E.B. apparaissent très poreux et formés de petits cristaux de giobertite montrant des *figures de dissolution* (planche XI).

Des *imprégnations manganesifères* en amas sont aussi présentes au sein de ces carbonates comme dans d'autres phases de l'horizon. Enfin, en bordure de certains de ces carbonates, se développent des argiles fibreuses grises qui, au M.E.B., ont la forme de *fibres d'attapulgitite* (PAQUET, 1970-1983; ESWARAN et BARZANJI, 1974; EL PRINCE et al., 1979).

Les observations microscopiques et ultramicroscopiques indiquent donc une *épigénie de ce structichron par la giobertite*; épigénie analogue à celle que réalise la calcite en région sèche (RUELLAN, 1971; BOULET, 1974; NAHON, 1976; MILLOT et al., 1977). Ces carbonates de magnésium seraient actuellement *en cours de déstabilisation*.

Ainsi se succéderaient donc, lors de la différenciation de ce structichron carbonaté :

- une *nodulation ferrugineuse*;
- une *épigénie des différents plasmas par la giobertite*;
- une *imprégnation manganesifère*;
- un *début de dissolution des carbonates*;
- la *formation d'attapulgitite*.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques mettent en évidence quatre évolutions principales dans cet horizon (Tableau XXX) :

- une *ferruginisation* au niveau des nodules brun rouge;
- une *accumulation de manganèse* dans les concrétions noires;
- une *accumulation de magnésium* dans les amas de giobertite;
- une *silicification* à la périphérie des giobertites et la formation d'attapulgitite.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CO ₂ *
Fond matriciel argileux (M 4 analyses)	11,16	5,07	54,05	2,73	0,22	-	0,78	0,09	26,07	1,03	-
Nodules brun rouge (M 3 analyses)	5,60	4,77	37,76	1,36	0,19	-	0,89	0,42	48,15	0,33	-
Concrétions noires	3,24	2,30	6,01	0,56	0,16	-	-	68,04	16,50	3,15	-
Bords de concrétions noires	8,63	4,43	12,71	0,93	0,15	-	0,20	37,16	18,16	10,92	-
Giobertite (M 2 analyses)	42,84	0,61	5,99	0,22	0,04	-	0,13	0,06	0,39	0,06	47,12
Fibres d'attapulgate (M 5 analyses)	21,54	3,73	70,18	1,02	0,15	0,10	0,09	0,02	3,00	0,04	-

* CO₂ calculé à partir de MgO pour Mg CO₃.

TABLEAU XXX : Microanalyses du structichron carbonaté de la toposéquence d'aval du Boulinda.
(Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

Les analyses de nodules brun rouge et des concrétions noires confirment les transformations déterminées dans l'horizon précédent : ferruginisation du fond matriciel puis remplissage par des oxydes de manganèse riches en nickel.

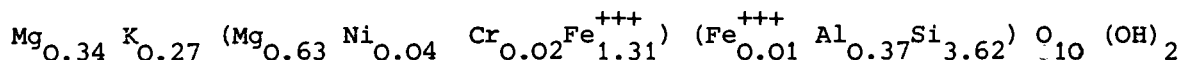
En ce qui concerne les amas de giobertite, le magnésium devient l'élément prédominant accompagné seulement d'une certaine quantité de silicium.

c - Composition minéralogique.

L'examen des diffractogrammes de rayons X permet d'identifier des smectites, de la todorokite, de la serpentine et de la giobertite.

L'attapulgite n'a pu être reconnue aux rayons X, étant donné sa très faible proportion.

Les microanalyses effectuées sur les phases smectitiques permettent de calculer la formule moyenne de leur demi maille :



Il s'agit d'une *nontronite* de composition très proche de celle de l'horizon précédent.

A. HERBILLON (comm. personnelle) a pu mettre en évidence par spectrométrie infrarouge, l'existence d'un domaine d'absorption à 3560-3550 cm^{-1} , et de deux bandes à 820 cm^{-1} et 870 cm^{-1} , caractéristiques des nontronites (GOODMAN *et al.*, 1976). Il est intéressant de noter que dans cet horizon où le magnésium est individualisé sous forme de carbonate, il n'y a pas de formation de smectite trioctaédrique, de type saponite ou bowlingite, à forte teneur en magnésium.

d - Datations absolues des giobertites.

Des datations de giobertite au ^{14}C ont été réalisées* sur cinq échantillons :

- un en provenance du profil BOU 94 sur la séquence;
- un en provenance de la terrasse alluviale ancienne de la Muonio en aval du massif du Boulinda;
- un de la plaine des Gafacs, sur la terrasse ancienne de la rivière blanche, à 10 km au nord du massif du Boulinda;
- deux en provenance de la vallée de la Taom à 60 km au Nord Ouest du Boulinda.

* Analyses réalisées au laboratoire d'hydrologie et de géochimie isotropique d'Orsay dirigé par M. J.C. FONTES.

N° échantillon	Localisation	Age ^{14}C	$\delta^{13}\text{C/PDB}$	$\delta^{18}\text{O/PDB}$
BOU 950	Boulinda toposéquence d'aval	19600 ± 250	-	-
BOU 420	Vallée de la Muonio	22075 ± 300	-	-
PG 60	Plaine des Gafac	20400 ± 800	- 8,66	+ 1,56
LO 2	Ouaco, rivière Taom	26680 ± 1500	- 6,16	+ 1,10
LO 8	Ouaco, rivière Taom	24170 ± 1200	-	-

TABLEAU XXXI : Datation au ^{14}C et analyse des isotopes ^{13}C et ^{18}O des giobertites de la terrasse ancienne.

Ces datations effectuées sur des échantillons correspondant à un même niveau géomorphologique, la terrasse alluviale ancienne, donnent des âges compris entre 20 000 et 26 000 ans B.P. (Tableau XXXI).

Les déterminations des isotopes ^{13}C et ^{18}O effectuées sur deux de ces échantillons, donnent des indications sur les conditions de cristallisation de ces carbonates.

D'après J.C. FONTES (comm. personnelle) elles indiquent :

- une *origine pédogénétique du carbone total dissous*, sans rééquilibrage avec l'atmosphère, et donc une *cristallisation dans une zone de battements de nappe*;

- une *cristallisation à partir d'une eau fortement évaporée* et/ou extrêmement froide par rapport aux conditions actuelles.

Ces données confirment les observations microscopiques et ultramicroscopiques sur la dissolution partielle de la surface de ces giobertites, leur origine non actuelle et les conditions plus sèches et probablement plus froides que les conditions actuelles, qui ont régné lors de leur mise en place. Ceci explique en particulier que l'on n'observe pas de giobertite dans le structichron hydromorphe de la plaine alluviale actuelle.

La période de 20 000 à 26 000 ans B.P. correspond à un *maximum d'abaissement de température* dans cette partie du Pacifique comme cela a été montré en Australie et en Papouasie-Nouvelle Guinée (BOWLER *et al.*, 1976). Des variations climatiques importantes correspondant à un assèchement et à un refroidissement ont donc marqué l'évolution de ce massif dans un passé relativement récent.

3 - Le structichron nodulaire.

Le structichron nodulaire occupe, sur le versant, la partie supérieure de la couverture pédologique sous l'horizon humifère. De couleur brun à brun rouge, il est argileux et présente une structure de type polyédrique fine à moyenne très développée. De nombreux fragments de roches en cours d'altération subsistent dans cet horizon.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope optique de ce structichron montre un assemblage aggloméroplasmique à plasma ma-vo-insépique, qui apparaît au M.E.B. poreux et constitué de voiles argileux froissés et orientés. Le squelette est formé de grains de bastite altérés souvent de grande taille, de péridots serpentinisés argilifiés, de serpentine, de chromite et de fragments de cloisons d'opale, isotropes en L.P.A. Dans ce plasma de couleur brun rouge prennent naissance de très *nombreux nodules ferrugineux* de couleur brun rouge foncé, à bords diffus. Le long de certains vides se développent des cutanes noirs ferro-manganésifères qui se présentent sous forme de todorokite en nids d'abeilles au M.E.B.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses effectuées sur des structichrons de l'amont et de l'aval de la séquence montrent une perte en magnésium et en silicium au cours de la nodulation, accompagné d'un enrichissement en ions métalliques : fer, manganèse, nickel, aluminium et chrome (Tableau XXXII, Figure 44).

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
AMONT										
Fond matriciel argileux (M 8 analyses)	7,89	3,46	52,64	2,85	0,18	0,02	0,26	0,24	31,52	0,96
Nodules (bords) (M 4 analyses)	3,98	3,31	32,16	2,35	0,24	0,09	0,23	13,71	39,62	4,19
Nodules (centres) (M 3 analyses)	5,12	5,26	34,02	2,17	0,17	0,02	0,25	17,57	30,75	4,71
AVAL										
Fond matriciel argileux (M 4 analyses)	10,64	6,42	58,08	3,17	0,34	0,01	0,72	0,08	20,08	0,71
Nodules (bords) (M 3 analyses)	11,28	6,59	41,35	2,42	1,34	0,02	0,27	14,39	17,79	4,33
Nodules (centres) (M 3 analyses)	7,64	5,54	40,42	2,27	0,12	0,04	0,65	9,98	29,39	3,83

TABLEAU XXXII : Microanalyses du structichron nodulaire de la toposéquence d'aval du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

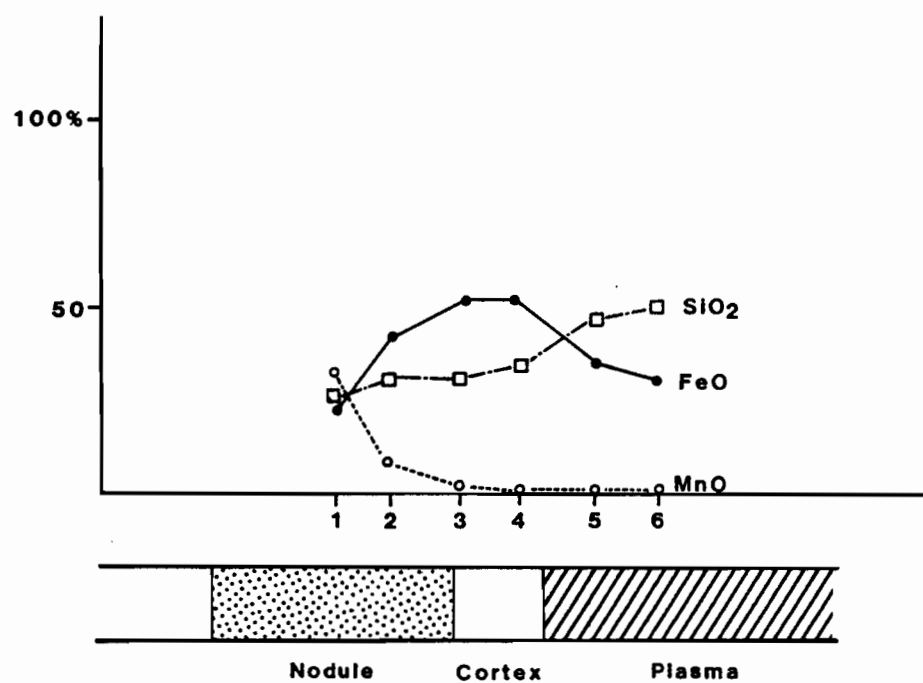
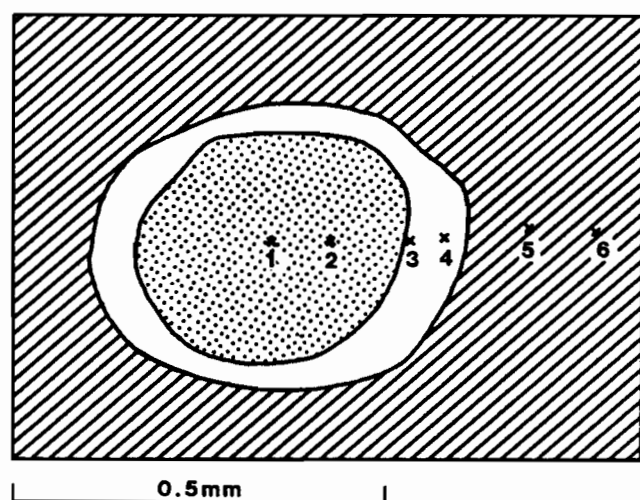


Fig. 44 : Microanalyses d'une traversée dans le structichron nodulaire de la toposéquence d'aval du Boulinda.

L'examen de détail de ces résultats montre pour le plasma argileux *deux domaines distincts* et bien individualisés :

- l'un à l'amont riche en ions ferrugineux;
- l'autre à l'aval plus siliceux et plus magnésien que le précédent (Figure 45).

Cette différenciation latérale se retrouve aussi pour les nodules bien que la dispersion de leur composition chimique soit très grande. Elle est encore plus grande lorsqu'on l'examine élément par élément. Le manganèse, comme précédemment, mais de façon plus discrète, vient imprégner avec des intensités variables certains nodules et parfois certaines phases argileuses. On retrouve les mêmes associations fer-silice d'une part et manganèse-nickel d'autre part.

Il faut enfin noter une ferruginisation des nodules par le cortex à l'amont. A l'aval, une situation inverse est constatée.

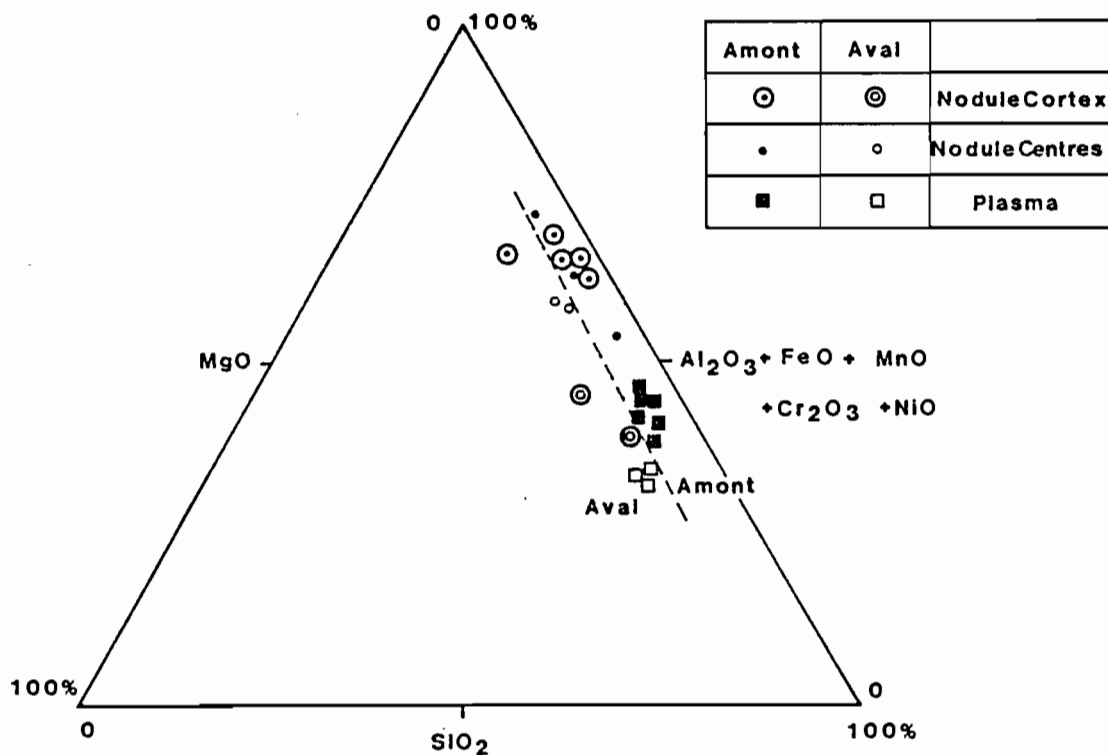


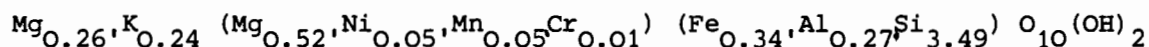
FIGURE 45 : Microanalyses des plasmas et nodules d'amont et d'aval du structichron nodulaire de la toposéquence d'aval du Boulinda.

c - Composition minéralogique.

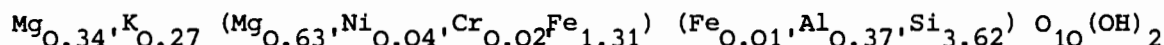
La diffractométrie aux rayons X permet d'indiquer une constitution minéralogique à base de *smectite* avec présence de *serpentine*, de *todorokite*, d'*hématite* et de traces de *goethite*.

Les smectites sont des nontronites comme le montrent les spectres infrarouges réalisés par A. HERBILLON (comm. personnelle). Les formules moyennes de leur demi-maille seraient :

- pour l'amont



- pour l'aval



d - Caractéristique physico-chimiques globales.

La granulométrie confirme la granulométrie argileuse observée sur le terrain et en microscopie : plus de 45% d'argile inférieure à 2 μ en amont et près de 65% en aval. Ces argiles retiennent fortement l'eau à pF 4,2, ce qui explique la *sécheresse du milieu édaphique* (plantes xérophytiques d'après JAFFRE, 1980) et les *drainages internes lents*, qui se manifestent dans ces sols.

La capacité d'échange est élevée, près de 50 mé/100g de terre fine, soit rapportée au taux d'argile, près de 100 mé/100 g d'argile. Ces structichrons sont par ailleurs très faiblement acides (pH 6,4 à 6,8) à peu désaturés en bases (80 à 95%). Le magnésium est pratiquement le seul cation échangeable extrait à l'acétate d'ammonium. Ainsi le drainage est lent et s'accompagne d'une *faible lixiviation des bases*.

C - Ensemble humifère. Horizon humifère.

L'horizon humifère de couleur brun rouge foncé se développe à la surface de cette couverture pédologique sur une épaisseur de 5 à 30 cm. Il est marqué par une granulométrie argileuse et une structure polyédrique fine très nette. Sur pente, il est riche en cailloux et en fragments de péridotite peu altérée.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Au microscope optique, l'horizon humifère présente un assemblage agglomératif plus lâche que celui du structichron nodulaire. Le plasma argileux brun rouge en L.P.A. a une organisation ma-vo-squel-sépique. Au M.E.B. de *très nombreuses boulettes fécales* occupent les vides autour d'un plasma constitué de voiles argileux froissés.

Le squelette, comme précédemment, est composé de grains de bastite, de serpentine, d'olivine silicifiée et ferruginisée, de chromite et de quelques filonets d'opale. De très nombreux fragments de racines parsèment la lame. Des nodules brun rouge vif, à bords diffus et à cortex jaune orangé striés sont répartis dans cet horizon.

b - Caractéristiques chimiques globales.

L'horizon humifère possède des caractéristiques physico-chimiques assez proches de celles du structichron nodulaire. Elles en diffèrent par *des teneurs en matière organique très importantes*, parfois supérieures à 10%, qui contrastent avec les teneurs relativement faibles dosées dans les couvertures ferritiques amont.

	Début de saison des pluies		Fin de saison des pluies	
Horizon	A ₀₀	A ₁	A ₀₀	A ₁
<u>Extractions successives</u>				
Matières légères	37,9	5,3	36,7	6,3
Acides fulviques	11,4	10,1	15,0	12,5
Acides humiques	13,0	9,7	10,0	7,1
Humine	37,0	59,6	38,2	67,9
AF/AH	0,92	1,03	1,50	1,74

TABLEAU XXXIII : Fractionnement des matières organiques sur le profil BOU 29.

Le fractionnement des matières organiques suivant la méthode DABIN (1971) a été réalisé sur des échantillons prélevés en début et en fin de saison des pluies. Elle fait apparaître, comme pour la séquence d'altitude, un accroissement des teneurs en matières légères et en acides fulviques en fin de saison des pluies. Ceci se traduit par des rapports acide fulvique/acide humique (AF/AH) nettement supérieurs à 1 en fin de saison des pluies, alors qu'ils sont proches de 1 en saison sèche. Il faut cependant remarquer que *la fraction humique est beaucoup plus importante dans ce profil que dans le profil d'altitude. Le caractère polymérisé et stable des humus de ces horizons humifères serait à relier à l'action prolongée des saisons sèches* comme l'a mis en évidence NGUYEN KHA (1973).

La granulométrie est légèrement plus limoneuse que celle des structichrons, les teneurs en argiles varient de 40% sur pente à 50% en bas de pente.

Ces horizons sont par ailleurs *légèrement plus acides* (pH 6 à 6,6) *que le structichron*. Parmi les bases échangeables, le calcium prend une importance qu'il n'avait pas dans les horizons profonds

(2,5 à 6,5 mé/100 g) contre moins de 1 mé/100 g de terre plus bas), ce qui est le résultat des remontées biologiques.

c - Composition minéralogique.

L'analyse des diffractogrammes de rayons X associée aux observations pétrographiques effectuées sur l'horizon humifère permet d'identifier une composition à base de *smectite* avec une peu de *serpentine*, de *todorokite* et d'*hématite* et en zone aval de *goethite*.

D - Ensemble résiduel superficiel. Nodules siliceux.

Des nodules siliceux épars ont pu être mis en évidence, à la surface du sol, sur l'épaule intermédiaire. De 5 à 10 cm de diamètre, ils ont un aspect de surface en chou-fleur, analogue à celui de la *giobertite*. En coupe ils n'ont pas la couleur blanche de ce minéral, mais une couleur blanc gris opalescente, avec parfois des imprégnations manganésifères en dendrites.

a - Observations microscopiques.

Au microscope, ces nodules se présentent sous deux formes :

- des *amas de giobertite poreux* aux pores tapissés de *silanes* en bande ondulée à extinction roulante en L.P.A. et aux bords ferruginisés avec des dendrites manganésifères noires;

- des *masses opalescentes blanchâtres* avec des *silanes* ondulés à extinction roulante, ferruginisés sur les bords.

Dans le premier cas, la *giobertite* n'est que partiellement épigénisée par la silice, alors qu'elle l'est totalement dans le second.

b - Microanalyses chimiques.

Le tableau XXXIV, tout en permettant d'individualiser une phase magnésienne dans les secteurs reconnus à *giobertite* au microscope, et une phase siliceuse dans les *silanes*, indique qu'en fait la silicification a atteint l'ensemble des phases de ces nodules. Le manganèse des dendrites est associé à du nickel.

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes des rayons X permettent de mettre en évidence de la *magnésite* ou *giobertite* et de l'opale C.T. avec un petit pic à 4,30 Å (Figure 46). Cette *opale* C.T. apparaît en tous cas mieux cristallisée que l'opale A observée dans l'*altérite* siliceuse, et correspond à un plus grand vieillissement des phases siliceuses.

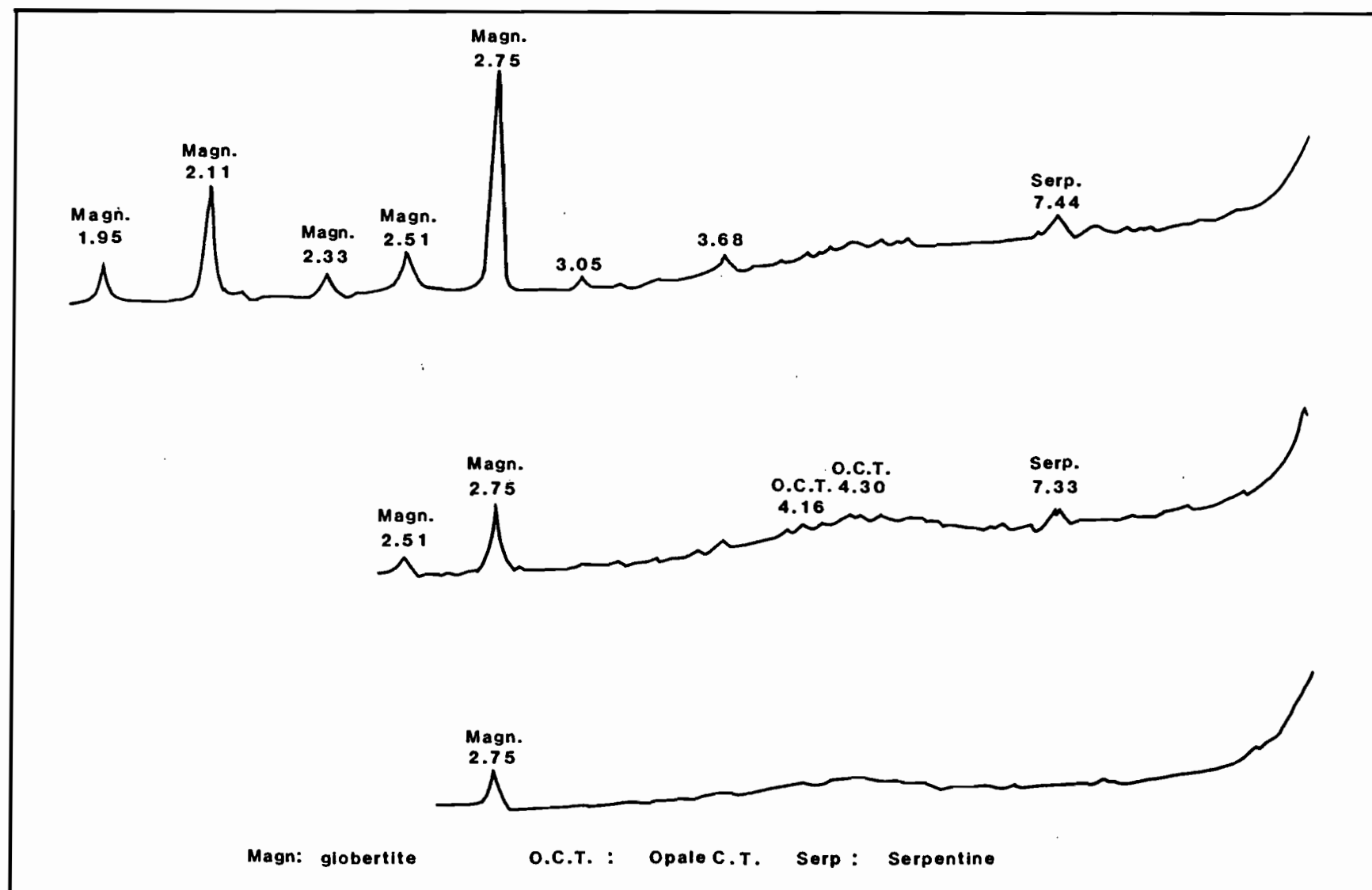


Fig. 46 : Diffractogrammes de rayons X de globertites opalisées de la toposéquence d'aval du Boulinda.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	MnO	FeO	NiO	CO ₂ [*]
Phase siliceuse	0,16	-	99,63	0,01	0,01	-	0,05	-
Phase magnésienne	12,40	-	69,20	1,2	0,01	1,91	-	14,80
Phase manganésifère	2,24	0,18	78,56	0,06	12,76	0,85	5,09	-

* CO₂ calculé à partir de MgO en supposant que le magnésium est sous forme de CO₃ Mg.

TABLEAUX XXXIV : Microanalyses des nodules siliceux de la toposéquence d'aval du Boulinda. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

IV - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATERALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.

1 - Différenciations verticales.

La *ferritisation* qui était le processus pédogénétique majeur des trois séquences précédentes est absente de la séquence d'aval où elle est relayée par ce que l'on pourrait appeler la "*fersimatisation*" (fer-silice-magnésium) ou *simitisation* (PEDRO, BITAR, 1966) par analogie avec la *fersiallitisation* (fer-silice-alumine).

Serpentine, cryptonontronite et opale sont les principales phases *résiduelles, de transformation avec ou sans transfert, ou d'accumulation absolue* observées dans une altérite ayant conservé les grands traits de la structure lithologique. Il est à noter que l'opale formée à ce niveau est une *opale A, à très forte organisation cristalline*, isotrope au microscope en L.P.A. et non une opale C.T. comme dans les séquences précédentes, ce qui s'accorde avec le caractère plus récent de ce dépôt. Cette altérite passe progressivement sur pente, et brutalement sur les terrasses alluviales, à un *horizon pédologique organisé* ou *structichron*. Les structures lithologiques sont bouleversées, et seules persistent dans un fond matriciel argileux, à base de cryptonontronite, des reliques de périclites ou de pyroxènes en partie transformées, des fragments de cloisons d'opale, des nodules ferrugineux, des concrétions ferro-manganésifères et concentrations de carbonates.

A la base de la séquence, dans le *structichron hydromorphe* de la plaine alluviale récente, s'individualisent des *concrétions ferro-manganésifères*, des taches manganésifères et des nodules ferrugineux. Les nodules en forme de concrétion montrent une alternance de couches manganésifères à base de todorokite, riches aussi en nickel et en cobalt et de couches ferrugineuses, manganésifères et siliceuses. La présence dans les concrétions, de vides corticaux concentriques au niveau des accumulations manganésifères et l'absence de chrome dans ces couches quand le plasma et les couches ferrugineuses en contiennent, suggèrent qu'il y a eu *remplissage* dans des nodules ferrugino-smectitiques *de vides corticaux par de la todorokite*. Ce remplissage se fait de façon concomitante à une *épigénie partielle* par des oxydes de manganèse des smectites entre les couches manganésifères, le long de certains vides

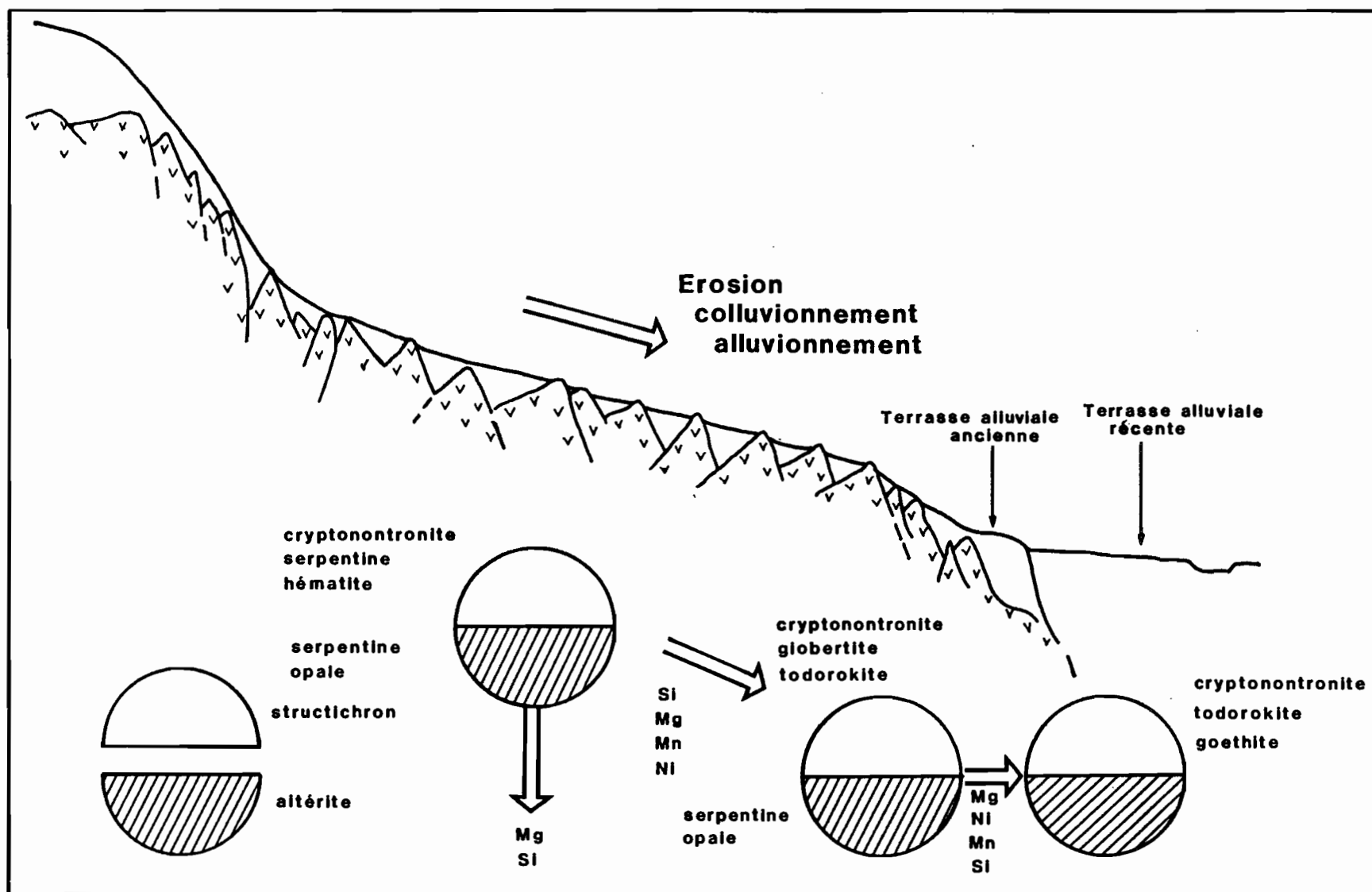


Fig. 47 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes de la toposéquence d'aval du Boulinda.

ou dans les lithoreliques, comme cela a été décrit précédemment (BOCQUIER, 1973; TRESCASES, 1979).

A ces concrétions ferro-manganésifères, viennent s'adjoindre dans le structichron carbonaté de la plaine alluviale ancienne, des *concentrations de giobertite en nodules ou en amas*. Comme les encroûtements calcaires (RUELLAN, 1971; NAHON, 1976; MILLOT *et al.*, 1977; PAQUET, 1970-1983), les concentrations de giobertite épigénisent le structichron avec conservation des structures, dissolution des argiles nontronitiques et précipitation de carbonate de magnésium puis d'*attapulgite*. Les gros nodules de giobertite présentent souvent une bordure plus grise au microscope en L.P.A. et, au M.E.B., leur aspect de surface apparaît très poreux avec des figures de dissolution.

Au-dessus de ces structichrons hydromorphes et carbonatés dans les zones alluviales, et en continuité avec l'altérite sur les pentes, se développent des *structichrons nodulaires*. Des *nodules argilo-ferrugineux* s'y différencient, à côté de quelques concentrations manganésifères, dans un plasma argileux à nontronite où s'individualisent un peu d'hématite et des traces de goethite.

A la surface de cette couverture pédologique se différencie un *horizon humifère riche en humus à molécules fortement polymérisées*, caractéristique des sols brunifiés des zones sèches.

Enfin, sur l'épaulement intermédiaire, des nodules carbonatés en voie de silicification ont pu être mis en évidence. Ces nodules observés à la surface du sol ou en imprégnation dans certains affleurements de péridotite très altérée montrent une *épigénie partielle ou totale du carbonate par la silice* sous forme d'opale A et d'opale C.T. Cette affinité de la silice pour les carbonates a déjà été évoquée par de nombreux auteurs, dont LUCAS (1942), ELOUARD (1959), MILLOT (1964), et ERHART (1973). Dans les exemples décrits, elle concerne des formations carbonatées calciques alors qu'ici ce sont des formations magnésiennes qui sont touchées.

2 - Différenciations latérales.

Les très importantes différenciations latérales qui marquent cette toposéquence sont liées à des actions mécaniques et géochimiques.

Parmi les *actions mécaniques*, les *dépôts d'alluvions* sur les terrasses anciennes et récentes sont bien évidemment les plus importants. Mais l'aspect tronqué de la couverture pédologique sur la pente, dans un secteur où la pédogénèse est active, et l'abondance de blocs de roche recouvrant la surface du sol et lui donnant souvent un aspect de pavage sont des signes d'une *érosion superficielle très intense*.

Ces actions mécaniques ne peuvent masquer une importante *différenciation géochimique latérale*. Si la silice s'accumule dans l'altérite sous forme d'opale dans toute la séquence, les phases argileuses et nodulaires apparaissent plus siliceuses dans la plaine que sur les pentes. La *magnésie* pour sa part ne se concentre que dans les *zones basses* et encore cela ne semble pas en relation avec une évolution

géochimie actuelle, mais avec des périodes antérieures plus arides et plus froides. Le *manganèse*, le *nickel* et le *cobalt* précipitent aussi préférentiellement dans les zones alluviales hydromorphes sous forme de *remplissages de vides*.

En revanche, le *fer* a tendance à se maintenir et à *s'accumuler de façon relative en amont*.

Ainsi aux *actions mécaniques latérales*, sont associés des *transferts géochimiques et des dépôts*. Il est significatif de remarquer que ces transferts affectent aussi bien des matériaux en place, altérite et structichron, que des matériaux d'apport.

3 - Relation avec la morphologie.

L'analyse de cette couverture pédologique et de ses différenciations verticales et latérales permet d'éclairer le *mode et l'histoire de la mise en place de ce relief*.

Cette séquence, comme les précédentes, est marquée par des *circulations verticales internes* des solutions, liées au phénomène karstique, et attestées par les dépôts d'opale dans les diaclases de l'altérite. Cela explique les pentes très fortes des versants et un *réseau hydrographique* d'aspect tourmenté, orienté *suivant les lignes structurales du massif* et reproduisant un *gigantesque maillage serpentineux*. Les vallées prennent de ce fait un aspect de V tronqué à la base par la plaine alluviale.

L'*érosion*, plus que dans les séquences précédentes, *n'a pas permis le développement d'une couverture pédologique épaisse*, laissant en relief de nombreux affleurements rocheux sur les versants. Sa violence est attestée par la taille décimétrique à métrique des galets et blocs de roche qui s'observent à la base des terrasses alluviales anciennes ou que l'on retrouve dans le lit de la rivière. Elle explique la *faible extension des terrasses alluviales dans cette partie du massif*.

L'étude de détail de ces terrasses et les datations absolues réalisées sur les carbonates nous permettent de retracer certaines étapes de la mise en place de ce relief.

Deux niveaux de terrasses sont distingués à l'aval :

- un *niveau récent à actuel* que l'on peut assimiler au niveau de base de la rivière, aucun rapide important ne le séparant du lagon;

- un *niveau ancien* dans lequel se sont individualisés des giobertites il y a 20 000 à 26 000 ans. La mise en place de ce dernier niveau est donc plus ancienne que cette période et *s'apparente probablement au dernier haut niveau de la mer* il y a 120 000 ans B.P. (LALOU et al., 1971; BLOOM et al., 1975; BERNAT et al., 1976).

La présence de nodules de giobertite, en partie ou totalement silicifiée sur l'épaule intermédiaire, suggère qu'il s'agit là de témoins d'un *troisième niveau beaucoup plus ancien que les précédents et entièrement disséqué*.

Ainsi l'étude de la couverture pédologique révèle dans cette séquence une histoire complexe de la mise en place du relief qui est marquée par de fortes incisions correspondant à des circulations verticales des eaux le long des lignes structurales, à des transferts latéraux de sédiments et de solution et par deux ou trois niveaux de dépôts au quaternaire récent et peut-être ancien.

CONCLUSION :

BOULINDA : UN MODÈLE D'ÉVOLUTION BIOGÉODYNAMIQUE

L'analyse du relief et de la couverture pédologique sur les quatre séquences étudiées et les observations intermédiaires réalisées dans le massif, permettent de définir *des systèmes biogéodynamiques*, c'est-à-dire des portions organisées de territoire, caractérisées par des reliefs similaires et par des couvertures pédologiques présentant des différenciations verticales et latérales analogues. Ces systèmes évoluent sur un même type de roche, des péridotites, et dans un milieu où le drainage vertical l'emporte sur les circulations latérales, du fait de la karstification. La végétation est un maquis minier clair à l'exception de la partie sommitale du massif où se développe une forêt. Les facteurs principaux de différenciation du relief et de la couverture pédologique sont donc essentiellement le *climat qui est très varié* dans ce massif, de 1200 à 3000 mm de pluie par an et des températures décroissantes avec l'altitude, et une tectonique importante qui a permis la mise en place *de formations superficielles* apparemment complexe.

I - LES SYSTEMES BIOGÉODYNAMIQUES.

Quatre systèmes biogéodynamiques ont été définis de haut en bas dans ce massif :

- un système sommital;
- un système de moyenne altitude;
- un système de faible altitude;
- un système d'aval.

1 - le système sommital.

Il s'étend entre 1330 et 1000 m d'altitude et comprend un plateau sommital avec de très nombreuses dolines, les pitons et les fortes pentes qui l'entourent et une série de replats situés entre 1000 et 1100 m. Ce système est marqué par une *karstification très intense*. De plus une érosion en ravine se développe sur les replats à 1000-1100 m.

La couverture pédologique se présente de la façon suivante :

- Sur le plateau sommital et sur les sommets, se développent des sols ferritiques peu épais marqués par une podzolisation de surface et recouverts d'un manteau de matière organique;

- Sur les pentes, en-dessous de 1200 m, le manteau de matière organique disparaît pour faire place à des sols lithiques, dans lesquels se développent des mini profils de sols ferritiques entre des blocs de péridotite;

- A la base, sur les replats, se forment des sols plus profonds, à structichron jaune ou hydromorphe, présentant dans les zones d'accumulation siliceuse, un horizon A₂ blanc.

2 - Le système de moyenne altitude.

Situé entre 800 m dans l'ouest du massif et 1000 m à l'est, il est caractérisé par une série de pitons bordant des surfaces faiblement ondulées au sein desquelles s'individualisent une série de *vallées aveugles et de grandes dolines*. Comme le précédent, ce système est marqué par une *karstification intense* et une érosion en ravines.

Le long de la séquence, les sols s'organisent de la façon suivante :

- Sur les sommets et sur les fortes pentes, des mini profils ferritiques se développent entre les blocs de péridotite affleurants;

- En position de bas de pente, la couverture pédologique s'approfondit; des reliques minérales peu altérées sont présentes dans les horizons superficiels témoignant d'un colluvionnement;

- Sur le replat, se forment des sols très profonds, plus de 5 m, riches en nodules ferrugineux jaune et rouge et présentant une induration à faible profondeur. Un gravolite, avec quelques gros blocs de cuirasses conglomératique en mélange, surmonte les horizons nodulaires et indurés;

- Dans le fond de la dépression, le sol apparaît nettement remanié avec la présence de fragments de cuirasse en profondeur. L'épaisseur de l'horizon induré et du gravolite est plus forte que précédemment.

3 - Le système de faible altitude.

Situé entre 800 m et 300 m d'altitude, le relief présente une forte pente, un replat faiblement ondulé entre 600 m et 400 m qui correspond à la surface intermédiaire, une pente plus douce et une série d'épaulements situés à environ 300 m côté ouest et à près de 500 m côté est. Le karst, tout en existant, très peu d'écoulements superficiels sont visibles, n'a pas atteint ici l'ampleur observée dans les deux systèmes précédents. En particulier, aucune doline n'est visible.

Sur la surface intermédiaire et sur la pente, les sols ont deux à trois mètres d'épaisseur et se développent à partir d'une isaltérite serpentineuse. En surface ils présentent un épais gravolite.

Sur la surface inférieure, une isaltérite smectitique et une isaltérite silicifiée se forment au-dessus de l'altérite serpentineuse.

Le structichron de profondeur très variable (30 cm à plus de 2 m) apparaît très mélangé, avec des interstratifications de matériaux fins et grossiers.

4 - Le système d'aval.

Ce système prend naissance dans un relief très accidenté marqué par les profondes incisions des vallées suivant des alignements structuraux. Des terrasses discontinues, et de faible ampleur, se développent au sein du massif.

- Sur les pentes très fortes, se développent donc des sols tronqués, riches en produits peu altérés et en cryptonontronite, au sein desquels s'individualisent des nodules argilo-ferrugineux;

- Sur la terrasses alluviale ancienne, se forment des sols plus profonds riches en nodules de giobertite et en concrétions ferro-manganésifères;

- Sur la terrasse alluviale actuelle, enfin, des nodules argilo-ferrugineux et des concrétions ferro-manganésifères prennent naissance au sein de profils argileux profonds.

II - EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE EN FONCTION DU CLIMAT.

L'analyse de ces différents systèmes biogéodynamiques permet de suivre l'évolution des principales *paragénèses minérales* dans les différentes phases de cette couverture pédologique, en fonction de l'altitude et donc du climat.

1 - La paragénèse ferrugineuse.

Le fer, à haute et moyenne altitude, précipite dans des altérites extrêmement poreuses, de pH faiblement acide, sous forme de *goethite cryptocristalline*, en pseudomorphosant les maillages serpentineux des péridots et les macles des pyroxènes. Les microanalyses réalisées dans ces phases mal cristallisées, montrent une grande richesse en silice et en ions de transition, Mn^{2+} et Ni^{2+} . Vers le haut des profils, ces produits ferrugineux perdent une partie de leur silice et de leurs ions de transition pour se réorganiser dans un structichron nodulaire *goethitique beaucoup mieux cristallisé, et nettement plus acide*. Par la suite, notamment sous l'effet podzolisant des matières organiques, ces produits ferrugineux sont redistribués verticalement et latéralement pour se déposer dans des niveaux de battements de nappe, où ils cristallisent le long de pores, de fissures ou de chenaux racinaires en ferranes simples ou multiples, formés de *goethite aciculaire*, pauvre en silice et en ions de transition. On assiste ainsi à une *cristallisation de mieux en mieux marquée des goethites au fur et à mesure de leurs transformations*, ce qui correspond à :

- un milieu très poreux et donc à forte activité de l'eau

(BOURRIE, PEDRO, 1979; TARDY *et al.*, 1983; DIDIER, 1983), les goethites les mieux cristallisées étant localisées le long des pores ou des fissures;

- un *pédoclimat très humide* (SCHWERTMANN, 1971; SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977);

- un *pH acide* (SCHWERTMANN, 1981);

- la *présence de silice et d'éléments de transition en faible quantité* (SCHELMANN, 1959; NALOVIC *et al.*, 1973; NALOVIC, 1977).

Dans ces sols dépourvus de kaolinite et de gibbsite, la goethite apparaît comme le principal minéral fixateur d'alumine. *Les substitutions du fer par l'alumine* varient entre 5 et 20% dans ce minéral sur le Boulinda, ce qui est modéré en comparaison avec les taux de substitution déjà définis dans d'autres travaux (NORRISH et TAYLOR, 1961; JANOT et GILBERT, 1971; NAHON, 1976; LEPRUN, 1979). Ces substitutions sont plus élevées dans les horizons supérieurs que dans les altérites (NAHON, 1976; LEPRUN, 1979; CANTINOLLE *et al.*, 1984). En revanche, un léger ralentissement du drainage, en position de replat, accroît les substitutions dans les plasmas des structichrons nodulaires. Enfin comme l'a déjà signalé DIDIER (1983), les produits fissuraux des nodules et les goethanes apparaissent moins riches en aluminium que les nodules et les plasmas environnants.

De l'hématite est associée à la goethite dans la partie supérieure des couvertures pédologiques de moyenne et de faible altitude. L'une des sources de cette hématite se situe dans des nodules ferrugineux, qui s'individualisent au sein de l'altérite smectitique de faible altitude. Ces nodules, qui se forment par accumulation absolue et relative dans des *milieux argileux à faible microporosité, de pH neutre à basique*, et en présence de *teneurs élevées en magnésium*, sont dans un premier temps riches en silicium, en manganèse et en nickel, toutes conditions connues comme favorables à la cristallisation de l'hématite (SCHWERTMANN, 1971; WALKER, 1974; NALOVIC, 1977; TARDY *et al.*, 1983; DIDIER, 1983). Dans les structichrons et dans les gravolites, *l'hématite semble relictuelle et en cours de déstabilisation*; ainsi on a pu observer des cristallites de ce minéral, fortement corrodés avec des reprécipitations de goethite sur les bords des vides. Cette transformation d'hématite en goethite est une preuve directe d'un mécanisme qui avait déjà été avancé par de nombreux auteurs (NAHON, 1976; SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977. BIGHAM *et al.*, 1978; SCHWERTMANN *et al.*, 1982; DIDIER, 1983). Aucun signe de transformation de goethite en hématite n'a, en revanche, pu être mis en évidence. Il semble donc que la source de ce minéral dans les structichrons réside dans d'anciennes altérites smectitiques.

Ainsi nous voyons que dans ce massif, les produits ferrugineux se différencient dans les altérites en fonction des conditions du milieu mais qu'ils tendent à s'homogénéiser dans leurs phases ultimes sous forme de goethite peu alumineuse (Tableau XXXV).

Altitude		1200m	800m	400m
Gravolite		G^{Al} A	G^{Al} H^{Al}	H^{Al} G^{Al}
Structichron	Ferranes	G^{Al}	G^{Al}	G^{Al}
	Nodules	G^{Al} A	G^{Al} H^{Al}	H^{Al} G^{Al}
	Plasma	G^{Al} A	G^{Al} A H^{Al}	H^{Al} G^{Al}
Altérite		G A	G A	H G

TABEAU XXXV : Paragénèses ferrugineuses sur le massif du Boulinda.

2 - La paragénèse siliceuse.

Dans les altérites, la silice cristallise sur le Boulinda sous quatre formes principales :

- quartz automorphes bien développés de 100 à 200 μ le long des zones de faille, de haute et moyenne altitude;
- quartz automorphes de la taille du micron, isolés dans les fibres de chrysotile, à faible altitude en milieu bien drainé;
- opale C.T. sur les replats de faible altitude, en milieu à drainage ralenti et en présence de cations solubles (Mg^{++});
- opale A dans les altérites riches en cations solubles (Mg^{++}), de la base du massif.

Ainsi l'altitude, et donc la pluviosité et la pureté des solutions d'altération oriente la cristallisation des minéraux siliceux dans ce massif. Les meilleures cristallisations (quartz) se développent dans les milieux les plus humides alors que l'opale apparaît en zone sèche dans des milieux riches en cations solubles et notamment en Mg^{++} . Ceci correspond aux conditions générales de cristallisations des minéraux siliceux (MILLOT, 1964; MILLOT, FAUCK, 1971; WILDING et al., 1977); TRESCASES, 1975; NAHON, 1979; THIRY, 1981 et MILNES, 1983).

Localisation	Saison	pH	Résistivité	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃	Silice
Boulinda 1050 m Mare	S. Sèche	6.0	40	1.2	0.5	1.0	3.2	7.5	7	4.0
	S. des pluies	6.0	21	0.7	0.2	0.2	1.9	2.2	4	1.5
Boulinda 900 m Source	S. Sèche	7.0	67	0	6.7	0.1	2.5	3.2	34	16.0
	S. des pluies	7.1	65	0	6.2	0.2	2.9	8.7	29	11.5
Boulinda 450 m Source	S. Sèche	7.3	124	0	13.7	0.3	4.1	5.5	68	17.5
	S. des pluies	7.4	105	0	11.0	0.2	3.8	5.7	50	18.0
Boulinda 20 m Rivière rouge	S. Sèche	8.4	654	2.0	82.0	0.07	16.5	31.5	395	53.0
	S. des pluies	8.0	459	1.0	55.0	0.3	12.6	25	266	45.0
Tiébaghi 20 m	S. Sèche	8.0	783	2.4	93.0	0.1	12.2	18.8	428	90.0

N.B. Les teneurs élevées en Ca⁺⁺ et K⁺ des eaux de la mare sont probablement liées à la matière organique.

TABLEAU XXXVI : Analyses d'eaux prélevées sur le massif du Boulinda et au pied du massif de la Tiébaghi.

Deux conditions majeures prévalent à ces néoformations (MILLOT, 1966) :

- *la nature et la concentration en silice des solutions circulantes;*

- *la nature du matériel remplacé.*

La nature du matériel remplacé ne se posant pas, étant donné qu'il s'agit dans tous les cas de péridotite, voyons ce qu'il en est de la nature et de la concentration en silice des solutions.

"Les solutions propres pauvres en cations mais légèrement chargées en silice" favorisent la croissance cristalline du quartz alors que "les solutions riches en cations et peut-être plus riches en silice" orientent les précipitations vers l'opale A (MILLOT, 1964). TRESCASES (1975) a montré l'enrichissement en silice et en magnésie des eaux de source et de rivière de l'amont vers l'aval dans le grand massif de péridotite du Sud. Quelques analyses réalisées sur le Boulinda et au pied de la Tiébaghi nous ont permis de confirmer ce fait (TABLEAU XXXVI). Les teneurs en silice des eaux sont comprises entre celles de la solubilité du quartz (7 mg/l) et celles de l'opale (120-140 mg/l) à une exception près : les eaux de la mare à 1050 m qui ont des teneurs en silice inférieures à 7 mg/l. Il faut cependant remarquer qu'une différence de pression peut modifier les charges solubles des eaux, c'est ce qui se produit entre des eaux de source ou de mare et des eaux circulant dans des altérites. L'évaporation peut aussi concentrer les solutions. Il n'est donc pas impensable de concevoir des précipitations d'opale ou de quartz dans ces milieux.

Ces conclusions appellent deux remarques principales :

- *l'importance et la variété des faciès rencontrés ici est tout à fait remarquable et correspond bien à la spécificité des silicifications en milieu ultrabasique évoquée par MILLOT (1979) ou par GRANDIN et THIRY (1982). Mais cette variété et cette importance des silicifications suit parfaitement les conditions de cristallisation de la silice émises par ailleurs. Il n'y a donc pas spécificité mais développement exceptionnel du mécanisme de la silicification;*

- les silicifications ont le plus souvent été évoquées comme des mécanismes anciens qui ne se produiraient plus actuellement (STEPHENS, 1971; HUTTON *et al.*, 1978; GRANDIN et THIRY, 1982; MILNES, 1983). Or il semble bien que les faciès rencontrés sur le massif du Boulinda soient des faciès tout à fait actuels. Si, dans la séquence d'altitude, on note une abondance de grains de quartz carriés, on peut aussi observer des quartz automorphes sains. La contemporanéité de ce phénomène est d'ailleurs confirmée par les analyses d'eau.

Il apparaît donc que les silicifications sur le massif du Boulinda, se font dans les altérites suivant les conditions générales de cristallisation émises dans d'autres milieux, et se poursuivent actuellement même si elles ont débuté dans des périodes anciennes. L'état de cristallisation de ces silicifications évolue par vieillissement au cours des transformations pédogénétiques. Les moins bien

cristallisées -opale A et opale CT- peuvent, en particulier, se réorganiser pour former des quartz comme nous en avons observé dans les structichrons nodulaires et dans les cuirasses de la séquence de faible altitude. Ces réorganisations cristallines sont notamment à l'origine des murs de quartz qui jalonnent les bords de certains grands massifs de roches ultrabasiques (AVIAS, 1964; TRESCASES, 1975) et constituent un phénomène très général (PARRON *et al.* 1976; THIRY, 1981).

3 - La paragenèse magnésienne.

Le magnésium est presque totalement éliminé de la couverture pédologique des zones d'altitude et partiellement dans les altérites des zones de faible altitude et d'aval où il s'associe au fer et à la silice pour donner des *cryptonontronites*. Il faut remarquer qu'il semble s'agir là d'une phase temporaire, qui évoluerait vers des nontronites pratiquement dépourvues de magnésium, et qu'aucune saponite n'a été décelée dans les échantillons analysés.

Des nodules de carbonate de magnésium ont été observés dans la terrasses alluviale ancienne. Datés de 20 000 à 26 000 ans, ils semblent actuellement en cours de déstabilisation même si des reprécipitations locales peuvent se produire. Les fortes concentrations en magnésium et en bicarbonate observées dans certaines eaux de la plaine alluviale pourraient, dans certains cas de surconcentration par évaporation expliquer la formation de magnésite bien que "la synthèse de ce minéral en milieu aqueux ne semble jamais avoir été réalisée dans les conditions ordinaires de température et de pression de CO₂" (USDOWSKI, 1980). Des dépôts de magnésite ont d'ailleurs pu être recueillis sur des galets dans le lit de la rivière des gafacs à la Tiébaghi en saison sèche et à la sortie d'une source sous forme de travertin aux îles Belep.

4 - Les paragenèses manganésifères, nickelifères et cobaltifères.

Parmi les autres éléments dosés, *le manganèse, le nickel et le cobalt* présentent des dynamiques intéressantes. Les travaux de TRESCASES (1975); BESSET (1977); NAHON *et al.* (1982); MANCEAU (1984) et COLIN (1984) ont montré que *le nickel s'accumulait au niveau des altérites dans des phyllosilicates* (garniérite, kérolite, pimélite...) et nous en avons des exemples à faible altitude. Mais il apparaît qu'un des modes originaux d'accumulation de cet élément, est la constitution de *minéraux manganésifères de type todorokite*, à fortes teneurs en nickel et en cobalt. Ces minéraux se concentrent dans tous les niveaux légèrement confinés du massif et peuvent participer à la nodulation ou à l'induration des cuirasses. Ces todorokites sont connues pour être des pièges à éléments de transition (Mac KENZIE, 1977; BURNS et BURNS, 1979; BURNS *et al.*, 1982; PERSEIL et GIOVANOLI, 1982). Elles jouent ici parfaitement leur rôle et apparaissent comme l'une des phases actuelles de l'accumulation des minerais de nickel.

III - COUVERTURE PEDOLOGIQUE - NIVEAUX GEOMORPHOLOGIQUES.

L'objectif de ce paragraphe est de montrer, à l'aide des caractères de la couverture pédologique, la réalité géomorphologique des séparations topographiques, qui avaient été réalisées dans la présentation de ce massif, pour mieux comprendre les héritages pédologiques ayant participé à la formation des sols. Une telle approche a largement été utilisée en Afrique de l'Ouest (BOULANGE *et al.*, 1973; GRANDIN, 1973; MICHEL, 1973; LEVEQUE, 1975), en Australie (MULCAHY *et al.*, 1973) et partiellement en Nouvelle Calédonie (WIRTHMANN, 1970; TRESCASES, 1975). Elle a cependant récemment été remise en cause dans certains cas par l'étude des transformations latérales affectant les couvertures pédologiques (BOCQUIER, 1973; NAHON, MILLOT, 1977; LEPRUN, 1979; BOULANGE, 1984). Nous allons donc comparer les diverses phases de cette couverture pédologique et tenter de séparer ce qui peut être attribuable à des transformations pédogénétiques actuelles de ce qui appartient au patrimoine pédologique hérité.

1 - Les faits.

Dans ce paragraphe, nous envisagerons principalement les couvertures pédologiques des surfaces planes, celles qui ont pu conserver un héritage d'une histoire ancienne. Nous les comparerons alors au sol des pentes environnantes, qui sous l'effet d'une troncature par érosion, représentent une phase actuelle de la pédogénèse, même si cette troncature limite le développement de leurs caractères.

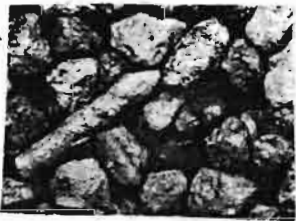
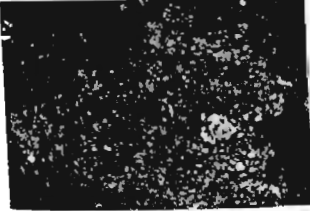
Nous nous intéresserons ainsi à cinq types de paramètres :

- la pluviosité,
- le degré de l'évolution karstique;
- les traits généraux de la pédogénèse actuelle;
- la nature, la forme et l'évolution des nodules;
- la nature et l'organisation des cuirasses.

L'ensemble de ces paramètres pour les quatre surfaces sommitales est regroupé dans le tableau XXXVII d'où il ressort les faits suivants :

- Sur le *plateau sommital*, dans un relief marqué par un karst de grande ampleur, on assiste, en présence d'un climat très agressif, à une fonte de la couverture pédologique, nodules compris, au fur et à mesure de sa formation. La concentration de blocs de cuirasse massive ou vacuolaire reconnue témoigne donc bien d'une pédogénèse antérieure à l'actuelle et qui aurait permis la formation de sols développés avec présence de niveaux de cuirasse.

- Sur la *haute surface*, sous un climat très humide se forme une couverture pédologique épaisse dans laquelle on reconnaît des nodules goethitiques formés "*in situ*" et une induration actuelle,

Unité géomorphologique	Plateau sommital	Haute surface	Surface intermédiaire	Surface inférieure
Altitude	1300 - 1200 m	1000 - 800 m	600 - 450 m	500 - 300 m
Pluviosité moyenne annuelle	3000 - 2700 mm	2600 - 2000 mm	2000 - 1500 mm	1500 - 1200 mm
Couverture pédologique	C.P. très réduite dans la plupart des cas. Altération ferritique presque directe, podzolisation de surface.	C.P. très développée, d'une profondeur supérieure à 5m avec altération presque directe.	C.P. développée 2 à 3 m de profondeur. Altération ferritique indirecte par l'intermédiaire d'une altérite serpentineuse.	C.P. de développement très variable 0.30 à 3 à 4 m en poches. Altération ferritique indirecte avec altérite serpentineuse, siliceuse et smectitique.
Nodules	Nodules s'individualisant et se détruisant au niveau du structichron. 	Nodules plasmiques bruns et nodules relictuels rouge sombre, nodules scoriacés. 	Nodules plasmiques bruns et relictuels rouge sombre arrondis à cortex jaune. 	Nodules plasmiques rouge sombre, petits, ronds à ovoïde avec cortex discontinus ou sans cortex. 
Cuirasse	Cuirasse massive ou vacuolaire conservée par endroits. 	Cuirasse conglomératique 	Cuirasse nodulaire 	Cuirasse nodulaire 

Tabl. XXXIII : Fractionnement des matières organiques sur le profil BOU 29.

mais aussi des nodules hématitiques *relictuels* et des blocs de cuirasse conglomératiques résidus d'un niveau cuirassé démantelé. Cette surface est elle-même en train de s'effondrer sous l'effet du karst pour former des dolines et des vallées aveugles;

- Sur la *surface intermédiaire*, en présence d'un climat relativement moins humide, on observe une couverture pédologique nettement moins épaisse dans laquelle coexistent toujours des nodules goéthitiques formés "*in situ*" et des nodules hématitiques relictuels. Ces nodules de 0,2 à 0,5 cm de diamètre ont un aspect arrondi et patiné et présentent, en coupe, un cortex goéthitique très développé. Des fragments de cuirasse nodulaire superficiels, peu abondants témoignent d'une phase d'induration peu prononcée. L'évolution karstique de cette surface est restée très modeste, ne permettant pas l'individualisation de dolines.

- Sur la *surface inférieure*, sous un climat plus sec, on observe une couverture pédologique de profondeur très variable (30 cm à plus de 3 m avec des poches atteignant parfois 10 m). Les matériaux superficiels sont très hétérogènes avec par endroits des interstratifications de niveaux fins et de niveaux nodulaires à petits nodules de type plomb de chasse de 0,1 à 0,2 cm de diamètre, hématitiques, sans concentrations, associés à quelques fragments de cuirasse pisolithique. Ces différences de profondeur et ces interstratifications peuvent correspondre à des remaniements superficiels;

- Enfin, *les surfaces d'aval* sont marquées par la présence d'au moins deux niveaux de terrasses alluviales, à dominance smectitique, dont un niveau ancien, riche en giobertite.

2 - Interprétation.

Les terrasses alluviales mises à part (leur identification ne posant pas de problèmes, ce qui frappe dans l'analyse du relief et des matériaux superficiels des surfaces sommitales est leur grande diversité. On ne note pas, malgré des différences climatiques parfois minimales entre deux niveaux, une réelle filiation entre les caractères de ces niveaux. Ces variations correspondent-elles donc à une différenciation latérale en fonction du climat actuel, ou bien sont-elles les témoins d'épisodes morpho-génétiques différents, les niveaux de faible altitude étant plus récents que les autres et ayant donc une histoire moins complexe ?

- Les fragments de cuirasse du plateau sommital et les nodules hématitiques des surfaces haute et intermédiaire ne sont pas en phase avec l'évolution pédogénétique actuelle. On ne peut suivre leur filiation dans le profil. Ils constituent donc des héritages de pédogénèse anciennes;

- Les cuirasses massives ou vacuolaires du plateau sommital diffèrent très nettement des cuirasses conglomératiques ou nodulaires qui se développent à plus faible altitude. Elles relèvent donc de systèmes morphologiques différents. Les unes se sont développées dans un matériau non nodulaire, d'autres cimentent un structichron nodulaire en reprenant des fragments de cuirasse; d'autres enfin cimentent des nodules de taille et d'organisation différente. Ce point sera développé plus en détail, à la suite de l'étude du plateau sommital de la Tiébaghi.

- Les différences dans le développement des couvertures pédologiques et dans l'importance de la karstification entre les surfaces supérieures et intermédiaires semblent trop importantes pour être justifiées par les seules variations climatiques actuelles, de même qu'elles n'expliquent pas les différences dans la forme et la dimension des nodules des surfaces intermédiaires et de faible altitude.

Ainsi un faisceau d'arguments basés sur l'état de la couverture pédologique et du relief nous amènent à penser, que les niveaux topographiques, observés dans la présentation de ce massif, correspondent bien à des phases ou à des successions de phases morphopédogénétiques de complexité croissante de la base au sommet du massif. Pour l'instant, seule est connu l'âge de la mise en place des giobertites dans la terrasse alluviale ancienne 20 000 à 26 000 ans. Mais cette question sera reprise après l'étude de la Tiébaghi.

IV - CONCLUSION.

L'analyse du relief et de la couverture pédologique du massif du Boulinda nous permet donc de définir une série de systèmes morphopédologiques dans lesquels les différenciations verticales l'emportent très nettement sur les différenciations latérales, du fait de la karstification du relief. Une différenciation géochimique latérale générale a pu être mise en évidence sur l'ensemble du massif. Cette différenciation se produit par l'intermédiaire de cellules qui présentent chacune leur propre dynamique et qui sont relativement indépendantes les unes des autres du fait des circulations karstiques. Ceci diffère très nettement des autres systèmes morphologiques tropicaux étudiés ces dernières années dans lesquelles les différenciations morphopédologiques latérales peuvent jouer un rôle déterminant au cours de l'histoire d'un modelé (MAIGNIEN, 1958; BOCQUIER, 1973; BOULET, 1974; NAHON, 1976; CHAUVEL, 1977; BOULANGE, 1983; FRITSCH, 1984). Ceci explique l'importance que peuvent prendre les facteurs stationnels que sont le climat ou les héritages morphopédologiques dans ce modèle.

2^{ème}. Partie:
La Tiebaghi et les massifications du
Nord des plateaux de moyennes et
et faibles altitudes soumis à des
variations climatiques moyennes

PRESENTATION

Les massifs du Nord : *Tiébaghi, Poum, Yandé, Belep* (îles ART et POTT) sont des ensembles trapus, formés de roches plus aluminieuses que celles des massifs de la côte ouest. Des *harzburgites à clinopyroxènes*, des *lherzolites* et des *filons feldspathiques* côtoient des dunités et des harzburgites à orthopyroxènes. Cette présence d'aluminium dans les minéraux parentaux se traduit dans les altérites par l'individualisation transitoire de *métahalloysite* et de *kaolinite*, puis de *gibbsite*. Nous analyserons, au chapitre V les transformations géochimiques, minérales et structurales qui prennent place dans les couvertures pédologiques.

Ces massifs sont coiffés par des *plateaux cuirassés* qui couvrent parfois près de la moitié de la surface des affleurements. Ils prennent par endroit l'allure de buttes témoins à relief tabulaire (*mesas*). Les *altitudes* sont inférieures à celles des massifs de la côte ouest, *moins de 600m*, et vont en *décroissant du sud au nord*, pour atteindre 150 m sur l'île Pott, à l'extrême nord.

Comme sur le Boulinda, des *surfaces d'aplanissement* s'étagent autour du plateau sommital. *Leur extension* est cependant plus *limitée*. Nous verrons comment elles peuvent se rattacher aux niveaux géomorphologiques précédemment définis.

L'érosion, qui avait pu apparaître très incisive sur le Boulinda, mais dont les traces restaient relativement limitées, *est ici beaucoup plus étendue* sur les pentes. *Des versants sont ainsi décapés de leurs couvertures pédologiques* et d'importants dépôts se sont accumulés à leur base et sur le piémont.

Seul le massif de la Tiébaghi va faire l'objet dans les chapitres V et VI d'une analyse détaillée. Dans les conclusions de cette deuxième partie, référence sera faite aux observations réalisées aux îles Belep et Yandé.

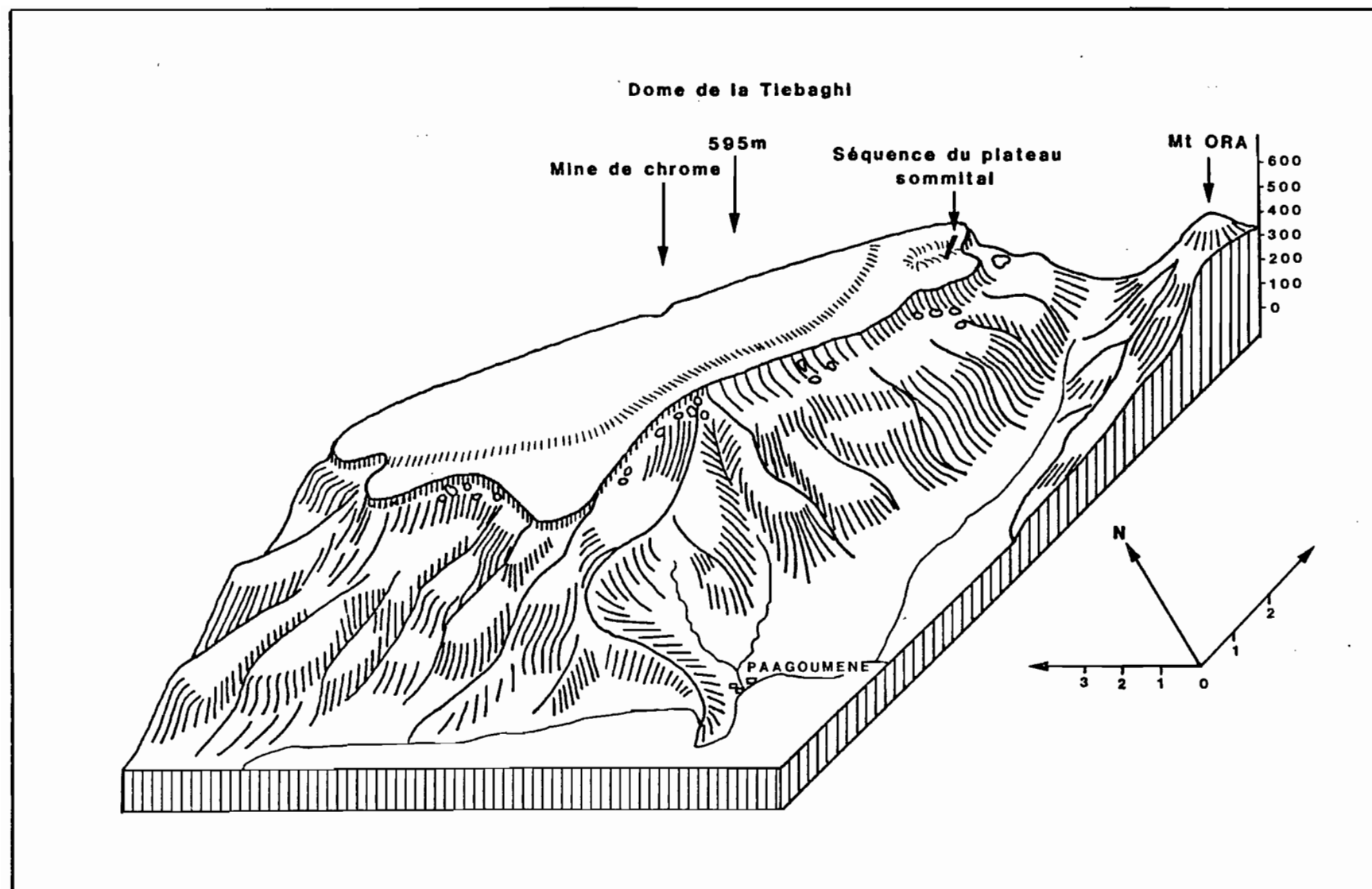


Fig. 48 : Le massif de la Tiébaghi.

CHAPITRE V

LE PLATEAU SOMMITAL DE LA TIEBAGHI FERRITISATION INDIRECTE, INDURATION ET ACCUMULATION RELATIVE D'ALUMINIUM

I - PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE.

Le plateau sommital de la Tiébaghi se présente comme une *surface cuirassée*, culminant à 600 m d'altitude, fracturée en marches d'escalier et inclinée vers le sud-ouest. Dans le détail, s'y développent des *ondulations* de quelques centaines de mètres de large et de 5 à 10 m de dénivelée. Ce faible relief esquisse les contours d'un réseau hydrographique non fonctionnel, *parsemé de dépressions - dénommées "dolines"* - comme l'avaient noté LAJOINIE et VOGT (1978). La séquence étudiée recoupe une de ces ondulations et se termine dans une doline. Elle se situe sur le bord sud du plateau, dans une carrière de la Compagnie française d'exploitation minière (COFREMI) pour le sommet et le creux de l'ondulation et sur une doline située légèrement en amont de la vallée sèche (Figure 48).

Le sommet et le versant de cette ondulation du plateau ont des pentes très faibles 3 à 4% au maximum. La cuirasse, affleure en de nombreux endroits mais, le plus souvent, elle est elle-même surmontée par des nodules ferrugineux et par des blocs de cuirasses épars. La végétation est un maquis dense.

Une doline se situe au creux de cette ondulation, et est marquée par un effondrement de 5 mètres. Elle a 30 m de diamètre. Certaines de ces dolines sont beaucoup plus vastes -plus de 100 m- et peuvent se succéder le long des talwegs. Le fond est, en partie *marécageux*, et couvert d'une forêt à niaouli, *Melaleuca quinquenervia*. De l'eau stagne parfois à la surface de ces fonds de doline mais cela est rare sur le massif de la Tiebaghi. En revanche, on a pu noter des mares de 2 à 3 m de profondeur sur la cuirasse sommitale des Belep. Une nappe quasi permanente est donc présente. L'observation du sol n'a d'ailleurs pu être réalisée que grâce à un trou creusé par les mineurs et dans lequel ils pompaient en permanence pour alimenter en eau leurs sondeuses. Les pentes de cette doline sont fortes et leurs surfaces, creusées de ravines, sont tapissées de nodules ferrugineux et de blocs de cuirasse épars.

Ce paysage montre ainsi une évolution karstique très prononcée, marquée sur le terrain par la présence de vallées sèches, d'effondrements et de dolines. Comme sur le Boulinda, aucun écoulement superficiel des eaux n'a pu être observé malgré une pluviosité abondante de 1500 mm de moyenne annuelle.

En revanche, des sources, dont le débit peut être important, sourdent dans la partie aval du plateau sous la cuirasse, indiquant bien l'importance des écoulements souterrains dans ce système.

L'érosion qui avait creusé de profondes ravines à tous les niveaux sur le massif du Boulinda, et qui est tout aussi active -sinon plus, mais en position plus basse dans le paysage sur la Tiébaghi- est ici presque inexistante. Seuls des ravines et des blocs de cuirasses déchaussés témoignent, sur les pentes des effondrements liés aux dolines, de mouvements de matériaux latéraux. La cuirasse dont l'épaisseur varie de 3 à 10 m, protège et fossilise ainsi en partie ce relief.

II - CARACTERISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DEFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - Description.

1 - Présentation générale.

La couverture pédologique de ce plateau diffère très nettement de celle des séquences observées sur le Boulinda.

Elle est d'abord beaucoup plus épaisse, entre 30 et 40 m en fonction de l'hétérogénéité lithologique. Elle est, par ailleurs, surmontée par une formation cuirassée. Elle est, enfin, beaucoup plus différenciée verticalement et latéralement.

Sur la séquence observée, ces différenciations verticales et latérales se manifestent ainsi très nettement (Figure 49) :

- En position haute de sommet d'ondulation, la cuirasse est très fragmentée et peu épaisse (1 à 3 m). Une transition continue existe entre les horizons indurés et les horizons meubles sous-jacents par la pénétration de l'induration le long de fissures. Le profil TI 34 illustre cet ensemble.

- En position basse, de fond d'ondulation, la cuirasse est beaucoup plus épaisse - 4 à 5 m- et montre une discontinuité avec les horizons sous-jacents. Un niveau de source apparaît, entre ces deux ensembles, dans un horizon blanc grisâtre, à accumulation de gibbsite. Des horizons meubles altéritiques, d'abord ferrugineux, puis smectitiques, se développent en profondeur, sur plusieurs dizaines de mètres. Le profil TIB a été observé dans cette position.

- Dans la doline, sous un horizon cuirassé peu épais -30 à 40 cm- formé de fragments de cuirasse et de nodules cimentés entre eux, s'individualisent des horizons meubles métahalloysitiques et gibbsitiques puis argileux à métahalloysite. Des niveaux de tourbe recoupent ces horizons meubles. Le profil TIO a été décrit dans le fond de cette doline.

2 - Profil TI 34.

"Test pit" COFREMI, sommet de l'ondulation, en bordure sud du plateau, à 560 m d'altitude. Végétation : Maquis à Gaïac (*Acacia spirorbis*). La pluviosité atteint à cet endroit environ 1500 mm/an.

- 0-0,50/2 m : Horizon induré formé de gros blocs de cuirasse de 10 à 30 cm de hauteur et de 50 cm à 1 m de longueur, séparés par des fissures centimétriques ou par des joints ferrugineux fins ou nodulaires. Ces blocs présentent une structure alvéolaire à alvéoles écrasées de 1 à 2 cm de haut et de 5 à 10 cm de large, rappelant le maillage serpentineux de la roche. L'intérieur de ces alvéoles est vide ou rempli d'une terre rouge et jaune friable. Les cloisons sont noires et dures; transition graduelle et régulière.
- 0,50/2-1,50/4 m : Horizon moyennement induré à induration le long du maillage; maillage de 5 à 10 cm de large. La maille est composée d'une double cloison ferrugineuse séparée par un vide avec à l'intérieur un amas de terre rouge friable et de nombreux petits nodules ferrugineux ronds; transition graduelle et irrégulière.
- 1,50/4-3/5 m : Horizon jaune rouge (5 YR 5/6), limoneux avec induration en cloisons le long de fissures obliques. Ces cloisons sont parfois peu indurées et se brisent entre les mains. Elles peuvent présenter une forme circulaire et s'individualiser en anneaux concentriques correspondant à une altération en boule; transition graduelle et irrégulière.
- 3/5-8 m : Horizon jaune (5 YR 5/6), limoneux avec des fissures faiblement indurées de dimension métrique; nombreux petits nodules peu indurés; structure en plaquettes suivant le sens des fissures, et montrant un écrasement des structures de la roche; transition graduelle et irrégulière.
- 8-12 m : Horizon tacheté brun et rouge jaune (5 YR 4/6) avec de nombreux grains de chromite, structure lamellaire dans le sens du maillage de la roche avec quelques grandes mailles faiblement indurées. Latéralement s'observe une passée contenant de gros nodules gibbsitiques, de 1 à 10 cm de large, imprégnant la structure initiale écrasée de la roche; transition graduelle et irrégulière.
- 12-30/30 m : Horizon brun jaune (5 YR 4/6), limoneux à structure de la roche écrasée présentant quelques rubanements festonnés de 2 à 20 mm de large; transition nette et irrégulière.
- 20/30 m - 50 m et plus : Isaltérite smectitique brun verdâtre avec des passées noires manganésifères et rouges ferrugineuses.

3 - Profil TI B.

"Test pit" COFREMI, bord de plateau, base de l'ondulation à 540 m d'altitude. Végétation : maquis dense à Gaïac (*Acacia spirorbis*) et *Styphelia cymbulae*. Même climat que précédemment.

- 0-0,20/0,40 m : Sec; rouge foncé (10 YR 3/6); graveleux, 95% de nodules ferrugineux anguleux à patine noire; très poreux; transition nette et irrégulière.

- 0,20/0,40-1,10m : Cuirasse vacuolaire, à maillage écrasé de 0,5 à 3 cm de diamètre, avec des cloisons noires très épaisses 0,5-1 cm et des vides de quelques millimètres de diamètre. Les cloisons de ces vacuoles sont noires et brillantes en coupe, et rouge (2,5 YR 4/2) et jaune rouge (7,5 YR 7/8) sur leurs faces internes. Ces vacuoles sont généralement vides mais peuvent être remplies de terre peu indurée rouge. La cuirasse est très fissurée; certaines de ces fissures, de 5 à 10 cm de large sont comblées par des joints ferrugineux fins ou nodulaires; transition distincte et irrégulière.
- 1,10-3,50 m : Cuirasse vacuolaire à cloisons moins épaisses que précédemment (0,2 à 0,5 cm) et à parties internes plus larges (0,5-3 cm). Les cloisons de ces vacuoles sont noires et parfois tapissées sur leurs faces internes de bourgeonnements ferrugineux. L'intérieur de ces vacuoles est rempli de terre rouge (2,5 YR 4/6) à jaune rouge (7,5 YR 6/8). Cette partie de la cuirasse est fissurée comme plus haut, mais les fissures présentent le plus souvent des joints massifs ou nodulaires, isolant des blocs métriques; transition distincte et irrégulière.
- 3,50-5 m : Cuirasse alvéolaire à maillage induré plus lâche que précédemment (10 cm de haut, 30 cm de large). Les cloisons de ce maillage sont noires et brillantes. L'intérieur est rempli de terre rouge jaune (7,5 YR 5/8) ou rouge. Des fissures de 1 à 3 cm de diamètre recouvertes de bourgeonnements ferrugineux peuvent se présenter en position de croissance sur les parois; transition nette et régulière.
- 5 - 5,20 m : Horizon sableux en poche, brun foncé (10 YR 3/3) avec des passées blanchâtres de gibbsite. Niveau de source; transition nette et irrégulière.
- 5,20 - 9,50 m : Horizon brun rouge (7,5 YR 6/6) avec quelques filonets blanchâtres de gibbsite. Structure de roche écrasée; très forte microporosité; transition nette et irrégulière.
- 9,50 - 16,5 m : Frais; veiné rouge (10 R 4/4) et rouge jaune (5 YR 5/6) puis progressivement vers 19 m violet (10 R 3/6), blanc jaunâtre (7,5 YR 6/6) et brun (7,5 YR 4/4); structure de la roche écrasée; très forte microporosité, plastique; non collant; transition distincte et régulière.
- 18,5 - 23 m : Frais, brun (7,5 YR 3/2) avec de nombreuses petites taches jaune vif (7,5 YR 5/8) et des passées verdâtres d'altération des pyroxènes. Certaines niveaux apparaissent plus altérés que d'autres. Par endroits, passées de chrysotile, grises à aspect d'asbeste. La structure de la roche est conservée. Argileux, plastique, très collant; transition nette et irrégulière.
- 23-30 m : Dunite altérée et silicifiée, la silice pseudomorphosant le maillage serpentineux; transition distincte et irrégulière.
- 30-44 m : Succession de niveaux altérés, argileux, brun (7,5 YR 7/6) avec des taches verdâtres, d'altération de pyroxène et des niveaux moins altérés plus durs parfois gris verdâtre; transition nette et irrégulière.
- 44 m et plus : Roche dure peu altérée.

4 - Profil TI O.

Fond de doline à une centaine de mètres en amont du profil TI B, le long de la même vallée sèche. La végétation est une forêt à niaoulis (*Melaleuca quinquenervia*) et à Cypéracées (*Lepironia articulata*, *Rhynchospora micronata*).

- O - 0,12 m : Humide, noir; matière organique mal décomposée fine; nombreux nodules et blocs de cuirasse ferrugineuse; structure fragmentaire peu nette, polyédrique subangulaire fine; très poreux; très nombreuses racines moyennes et fines; transition nette et régulière.
- 0,12-0,40 m : Cuirasse conglomératique avec des blocs analogues à ceux observés sur le plateau et des nodules ferrugineux brun rouge à taches noires, le tout faiblement cimenté; transition nette et irrégulière.
- 0,40-0,80 m : Humide; gris (2,5 Y 5/2) avec des taches brun jaunâtre (10 YR 4/4) et rouges (2,5 YR 5/8) de 0,5 à 3 cm de diamètre peu contrastées; très nombreux nodules ferrugineux (environ 60% en volume); structure fragmentaire nette, polyédrique moyenne; poreux; plastique; peu collant; quelques racines fines et moyennes; transition distincte et régulière.
- 0,80-0,90 m : Humide; brun jaune (10 YR 4/4) avec des taches gris clair (10 YR 6/1) diffuses et peu contrastées; limoneux; concentrations grisâtres tubulaires le long d'anciens chenaux racinaires; structure fragmentaire nette; prismatique fine; très poreux; quelques racines fines; transition distincte et régulière.
- 0,90-1,20 m : Humide; gris brun clair (2,5 YR 6/2); limoneux; structure prismatique grossière; poreux; plastique; peu collant; racines fines; transition distincte et régulière.
- 1,20-1,40 m : Humide; noir; trainées grises verticales le long des racines; limoneux; structure prismatique grossière, porosité verticale liée aux racines; transition distincte et régulière.
- 1,40-1,70 m : Humide; gris brun très foncé (10 YR 3/2); limoneux; quelques débris végétaux de feuilles et de bois reconnaissables; structure prismatique grossière; poreux; plastique, non collant; racines fines; transition distincte et régulière.
- 1,70-2,05 m : Humide; noir; quelques taches brunes (2,5 YR 3/2); limoneux; débris végétaux reconnaissables; porosité liée aux racines; plastique, peu collant; nombreuses racines fines; transition distincte et régulière.
- 2,05-2,50 m : Humide; brun foncé (10 YR 3/3); débris végétaux reconnaissables; structure prismatique grossière; porosité liée aux racines; plastique; peu collant; nombreuses racines fines.

B - Conclusions.

Ces caractérisations permettent de définir de bas en haut trois grands ensembles d'épaisseur inégale : un *ensemble altéritique*, un *ensemble induré* et un *ensemble nodulaire* (Figure 49, Tableau XXVIII).

. L'ensemble altéritique se subdivise en un sous-ensemble isaltéritique et un sous-ensemble allotéritique.

Ensemble	Sous-ensemble	Horizon	TI 34	TI B	TI O
Nodulaire	Nodulaire	Nodulaire	Quelques centimètres irréguliers	0-0,20/0,40 m	0-0,10 m
Cuirassé	Induré	Cuirasse conglomératique	-	-	0,10-0,40 m
		Cuirasse allotéritique	0-1,50-/4 m	0,20/0,40-5 m	-
Altéritique	Allotéritique	Allotérite grise métahalloysitique	-	-	0,40-2,50 m et plus
		Allotérite grise gibbsitique	-	5,00-5,20 m	-
		Allotérite jaune rouge goethitique et gibbsitique	0,50/4-12 m	5,20-9,50 m	-
		Allotérite veinée kaolinitique	12-20/30 m	9,50-18,5 m	-
	Isaltéritique	Isaltérite brune smectitique	-	18,5-23 m	-
		Isaltérite silicifiée	-	23-30 m	-
		Isaltérite peu transformée	-	30-44 m	-

TABEAU XXXVIII : Organisation macroscopique générale de la séquence du plateau sommital de la Tiébaghi.

Au contact du front d'altération s'individualise un sous-ensemble à structure et texture de roche conservée, ou *isaltéritique*, qui comprend lui-même successivement :

- une *isaltérite peu transformée*, présentant une succession de faciès rocheux peu altérés et de faciès argileux brun altérés;
- une *isaltérite silicifiée* le long des maillages serpentineux;
- une *isaltérite smectitique*, de couleur brune avec des passées rouges et noires.

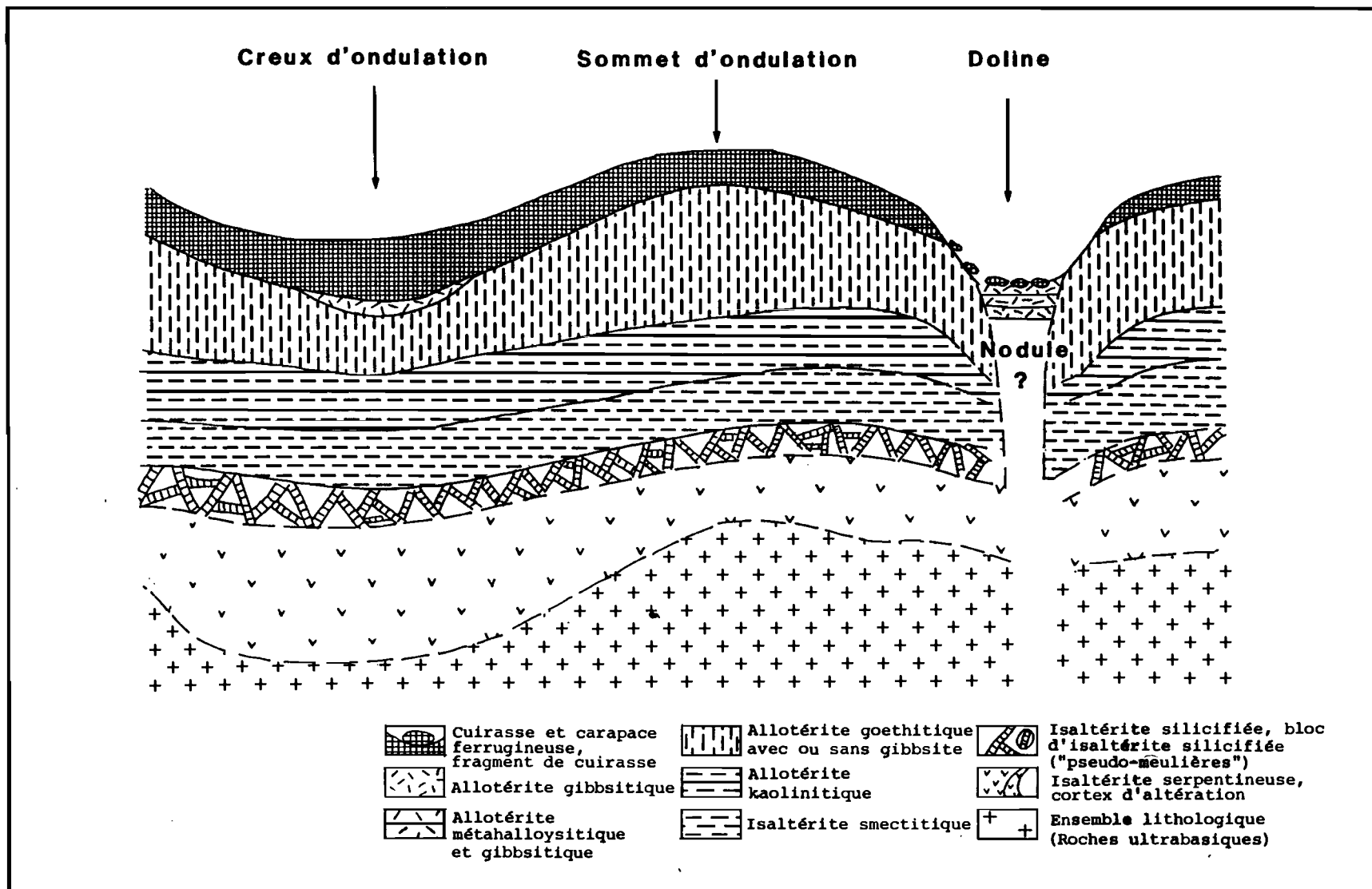


Fig. 49 : Répartition des ensembles et horizons majeurs dans la toposéquence du plateau sommital de la Tiébaghi.

Surmontant cette isaltérite se développe une allotérite, à structure de roche écrasée ou détruite et dans laquelle on peut distinguer :

- une *allotérite veinée kaolinitique* rouge jaunâtre avec des veines rouges ferrugineuses et blanches argileuses;

- une *allotérite jaune rouge goethitique et gibbsitique*;

- une *allotérite grise gibbsitique*;

- une *allotérite grise métahalloysitique*.

. *L'ensemble cuirassé induré* est composé :

- d'une *cuirasse ferrugineuse* d'épaisseur variable dans laquelle la structure maillée mais écrasée de la péridotite est parfois reconnaissable, et qui peut être assimilée à une cuirasse allotéritique (BOULANGE, 1984). Dans le cas de la doline, l'ensemble induré peut prendre un aspect conglomératique.

. *L'ensemble nodulaire* a une très faible épaisseur et surmonte l'ensemble induré.

III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.

A - L'ensemble altéritique, sous-ensemble isaltéritique.

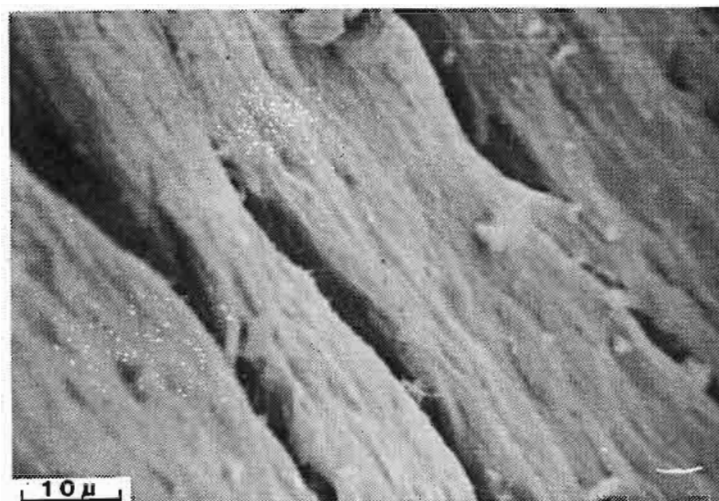
1 - L'isaltérite peu transformée.

L'isaltérite peu transformée a été observée sur un sondage minier localisé au fond de l'ondulation à proximité du profil TI B. Elle comprend une succession de passées argileuses brunes et de roche peu altérée, dont un banc de roche dure gris-verdâtre correspond à des serpentinites et à des roches chloriteuses.

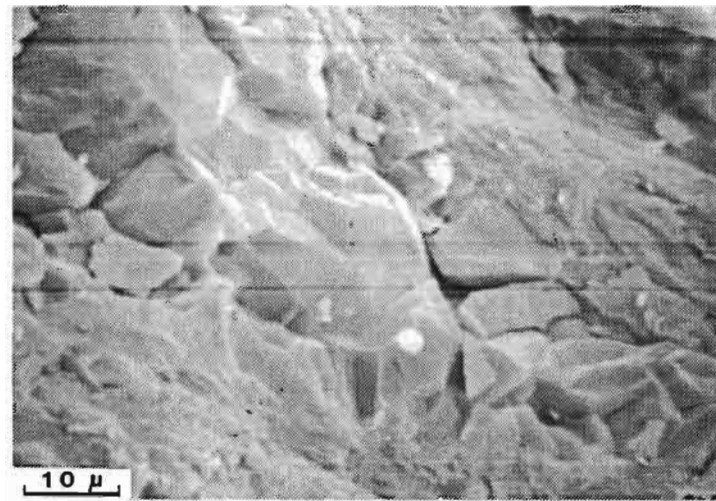
a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope optique de ces différentes phases montre que leur transformation est encore très peu avancée. Les textures et les structures de la roche sont conservées et l'on reconnaît en particulier très bien le maillage serpentineux. Les pyroxènes sont peu altérés et les péridots ne sont que partiellement transformés.

La *phase serpentineuse* qui a été observée à la base du profil est constituée d'une serpentine fibreuse de type *chrysotile*, avec quelques grains épars de magnétite et quelques cristallisations de quartz (planche XII).

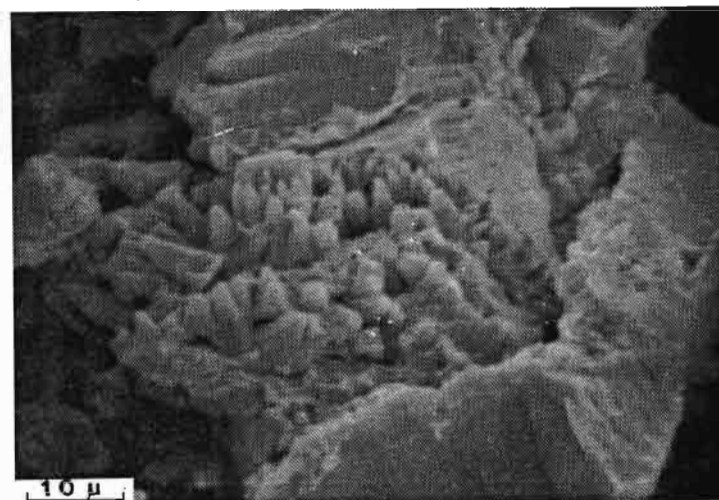


Chrysotiles

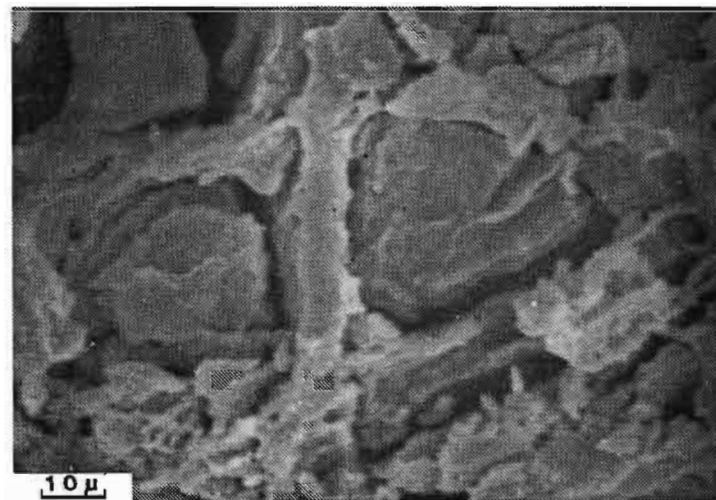


Quartzane

Pyroxène en cours d'altération



Péridot altéré



Pl. XII : Isaltérite peu transformée du plateau sommital de la Tiébaghi (photos MEB)

La phase *chloriteuse* a une couleur vert pâle en lumière naturelle et des teintes bleues en lumière polarisée analysée. Elle est constituée de phénocristaux de *chlorite*. On y reconnaît des minéraux hexagonaux bruns, apparemment transformés qui sont de l'*anatase* et quelques cristallisations de quartz.

Les *pyroxènes* sont peu altérés et montrent au microscope tous les intermédiaires entre un minéral intact et un minéral légèrement coloré en brun par son altération en *smeectites*. Au M.E.B., ils présentent des surfaces lisses ou légèrement déchiquetées du fait de l'altération. Les mâcles sont occupées par des cloisons très poreuses en continuité avec le minéral et un vide central (planche XII) et sont donc plus des produits de transformation que de dépôt.

Les *péridots* sont pour leur part presque entièrement transformés en une masse brune isotique, à l'examen au microscope, en lumière polarisée analysée. Au M.E.B., on observe un amas lâches de glomérules avec quelques cristallisations de goethite en aiguilles ou en disques enchevêtrés (planche XIII).

Ainsi dans cette isaltérite, ce sont les transformations sur place qui prédominent, alors que les transferts et les accumulations absolues apparaissent limités. Seule la *silice s'accumulerait de façon absolue* pour donner des cristallisations secondaires de quartz.

b - Microanalyses chimiques.

L'analyse des différentes phases de cette isaltérite (Tableau XXXIX) montre des transformations géochimiques qui seraient analogues à celles observées sur le Boulinda. Les étapes de transition entre minéraux sains et minéraux néoformés sont cependant ici plus développées.

- Les *péridots* s'altèrent de bas en haut en formant des produits silico-ferro-magnésiens de composition très variable. Les analyses sont d'ailleurs difficiles à réaliser, vu la grande porosité des phases altérées. Elles précisent néanmoins, de la base au sommet de l'horizon, une forte perte en magnésium et en silicium et des gains importants en fer jusqu'à l'individualisation de la goethite.

Les compositions des *serpentes* évoluent peu.

Les *orthopyroxènes* et les *clinopyroxènes* sont moins susceptibles à l'altération. Il perdent, vers le sommet de l'isaltérite, une partie de leur magnésium et s'enrichissent très légèrement en silice et en fer. Le calcium qui était abondant dans les clinopyroxènes est éliminé avec la majeure partie du magnésium dans les produits fissuraux.

Les *chlorites* très alumineuses et ferrières débutent leur déstabilisation avec l'individualisation d'*anatase*.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Péridot</u>										
Peu transformés (base) (M 4 analyses)	30,68	1,96	55,46	0,58	0,09	0,03	0,10	0,23	7,32	3,43
Transformés (base) (M 4 analyses)	22,00	1,74	45,54	0,48	0,12	0,03	1,10	0,02	24,51	4,32
Transformés (sommet) (M 2 analyses)	11,58	1,80	15,02	0,05	0,10	-	0,12	0,03	69,49	0,94
Goethite (sommet)	1,32	-	1,95	0,04	-	0,14	-	2,03	91,87	2,62
<u>Maillage serpentineux</u>										
Base (M 5 analyses)	41,71	1,19	50,83	0,20	0,01	0,03	0,03	0,24	6,21	1,59
Sommet (M 3 analyses)	37,6	0,63	51,38	0,03	0,04	0,02	0,9	0,44	5,18	2,39
<u>Orthopyroxène</u>										
Base (M 2 analyses)	34,74	0,88	48,66	0,21	0,04	-	0,15	0,19	7,22	3,26
Partie médiane (M 8 analyses)	30,81	2,72	50,46	0,19	0,04	0,03	0,63	0,30	9,00	4,15
Sommet (M 3 analyses)	22,10	6,87	52,09	3,00	-	0,04	2,34	0,34	9,66	3,67
<u>Clinopyroxène</u>										
Partie médiane (M 4 analyses)	20,92	6,31	53,54	0,63	9,11	0,13	0,82	0,17	6,05	2,24
Produits fissuraux (M 3 analyses)	1,45	5,77	54,38	3,87	0,19	0,09	0,52	0,11	27,76	5,98
<u>Chlorite</u>										
Minéral peu altéré (M 9 analyses)	18,18	26,68	30,05	0,03	0,02	0,14	0,03	0,16	27,43	0,19
Anatase (M 3 analyses)	1,70	0,84	3,77	0,02	0,08	88,84	0,09	0,55	3,34	0,06

TABLEAU XXXIX : Microanalyses de l'altérite peu transformée du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyenne pour chaque phase ramenée à 100%).

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X réalisés sur échantillons globaux font apparaître des pics très importants de *serpentine* et des pics très peu marqués de *goethite* et de *smectite*. Les produits silico-ferro-magnésiens observés dans les coeurs de péridots et dans les fissures contiennent donc des smectites, mais les cristallinités de celles-ci sont mauvaises, et ne donnent que des pics peu différenciés. Les *chlorites*, en revanche, montrent des pics extrêmement marqués.

2 - Isaltérite silicifiée.

Des filons de quartz sont présents dans l'isaltérite peu transformée mais leur extension est limitée. Un niveau silicifié en pseudomeulière, beaucoup plus important, parfois de 4 à 5 m d'épaisseur, comme cela a pu être mis en évidence sur le profil TI B, se développe au sommet de cette isaltérite peu transformée et apparaît ainsi en discordance par rapport à l'horizon sous-jacent.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

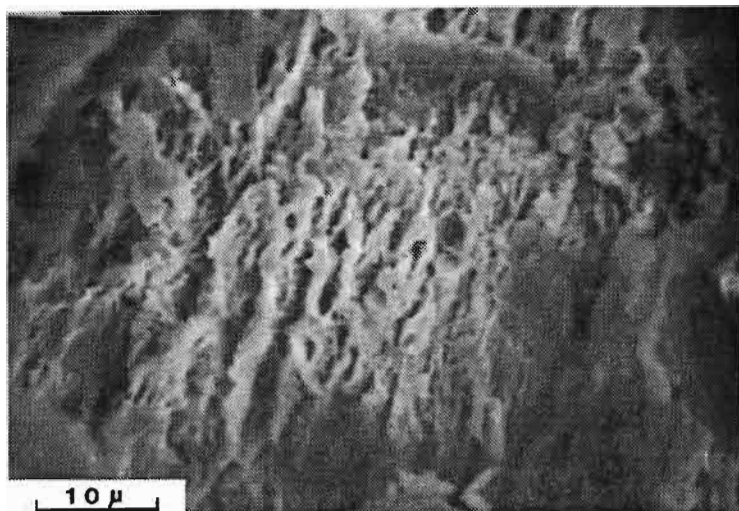
L'examen microscopique de cette isaltérite silicifiée met en évidence un maillage serpentineux entièrement pseudomorphosé par du quartz et ferruginisé. Certaines fissures remplies de dépôts ferrugineux recoupent les quartzanes. Au M.E.B., ces quartz apparaissent bien cristallisés mais cariés sur les bords et dans les centres, avec des vides recoupant les structures des cristaux. A l'intérieur de ces vides se développent des amas ferrugineux en aiguilles (planche XIII). Ces quartz seraient donc en cours de déstabilisation.

b - Microanalyses chimiques.

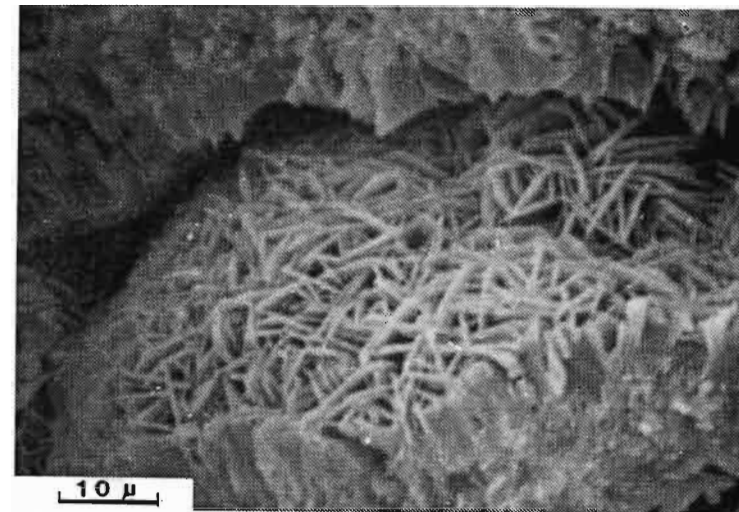
L'analyse à la microsonde des différentes phases de cette isaltérite et des transitions montrent (Tableau XL) :

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Serpentines ($\bar{M}$ 8 analyses)	38,69	-	50,90	0,09	0,04	0,01	0,07	0,05	5,26	4,83
Serpentines ferruginisées ($\bar{M}$ 6 analyses)	30,05	0,22	35,50	0,24	0,03	0,07	0,18	0,11	27,45	2,71
Produits fissuraux dans serpentines ($\bar{M}$ 4 analyses)	25,02	-	46,65	0,13	0,03	0,05	0,46	0,08	17,26	10,02
Péridots silicifiés ($\bar{M}$ 3 analyses)	1,18	0,16	97,24	0,04	-	0,02	0,03	-	1,36	0,17
Phases quartzeuse ($\bar{M}$ 2 analyses)	-	0,13	99,72	-	-	-	-	0,02	0,10	-
Produits fissuraux dans bords de quartz ($\bar{M}$ 2 analyses)	2,37	0,20	87,82	0,09	-	0,08	-	0,06	9,05	0,30

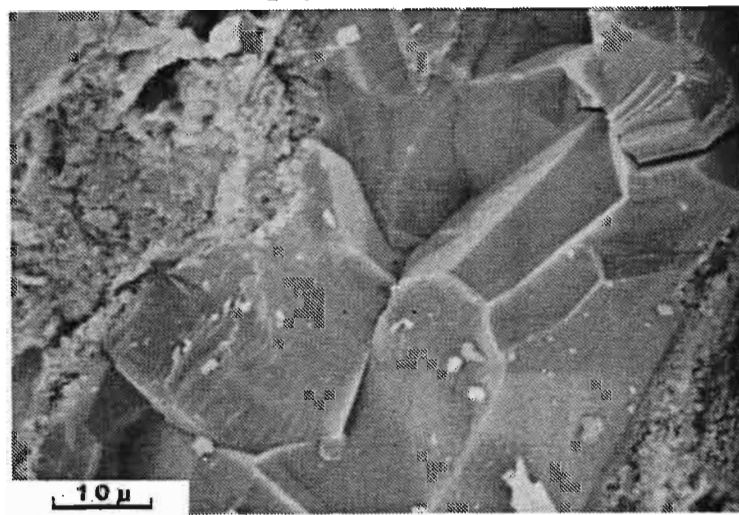
TABLEAU XL : Microanalyses de l'isaltérite silicifiées du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).



Pyroxène altéré

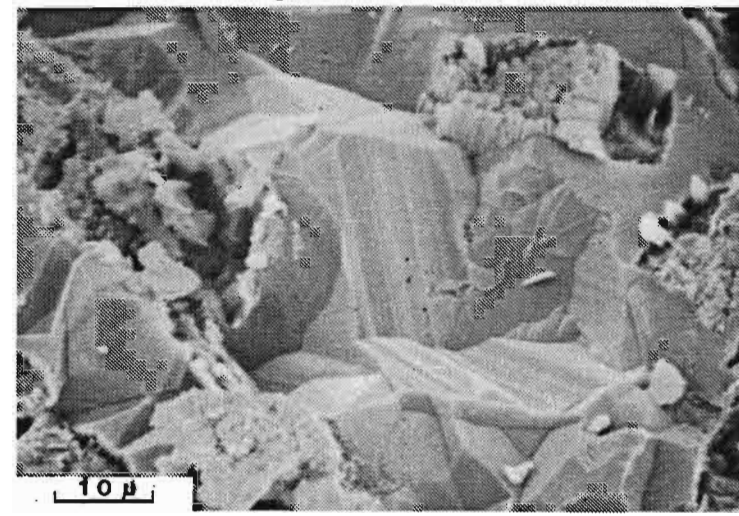


Goethane



Quartzane

Quartz carié avec goethite dans vide de dissolution



Pl. XIII : Isaltérites peu transformées et silicifiées du plateau
sommatal de la Tiébaghi (Photos MEB)

- une ferruginisation des serpentines et une resilicification le long des fissures avec des gains de nickel;

- une silicification des péridots par l'intermédiaire des fissures avec individualisation de quartz très pur. Ces quartz renferment eux-mêmes des fissures riches en fer et pauvres en magnésium.

c - Composition minéralogique.

Un diffractogramme de rayons X, effectué sur échantillon global, met en évidence une composition à base de serpentine et de quartz. Des traces de goethite et de smectites peuvent aussi être identifiées.

3 - Isaltérite brune argileuse.

Dans l'isaltérite brune argileuse qui surmonte l'isaltérite silicifiée dans le profil TI B, la structure de la roche est conservée et de nombreuses reliques de minéraux primaires (pyroxène, serpentine) sont reconnaissables. Des passées plus serpentineuses, relativement peu altérées, alternent avec des passées argileuses fines très altérées.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'observation des deux phases, peu altérées et très altérées, de cette isaltérite met en évidence :

- une conservation générale des structures et des textures de la roche;

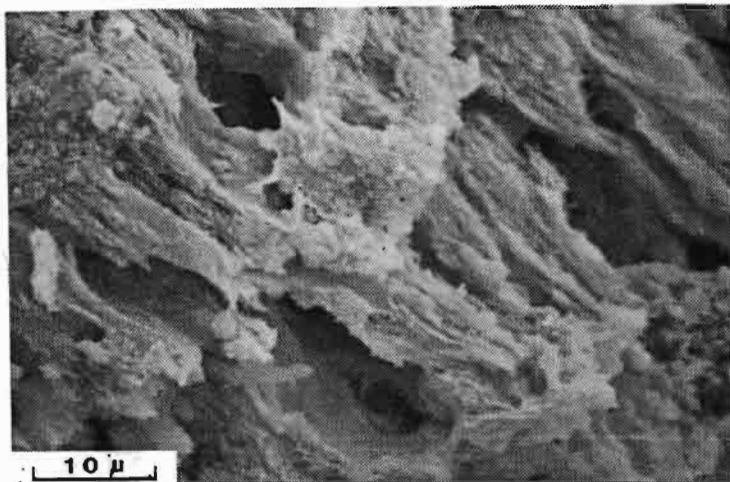
- une intense transformation des minéraux primaires;

- des dépôts rubanés de talc, des ferranes et des manganés.

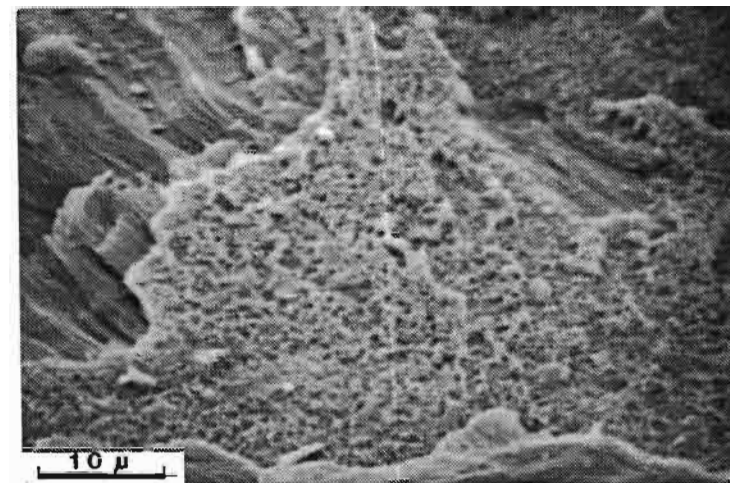
Dans les phases les moins altérées, la serpentine domine. En lame, elle apparaît parsemée de petits points rouges ferrugineux qui se présentent au M.E.B. (planche XIV) comme de petites sphérules de la taille du micron. Des filonets de quartz cariés jalonnent la lame. Des dépôts rubanés de talc, à extinction roulante en lumière polarisée analysée, peuvent être observés dans des fissures à bords ferruginisés. Leur orientation est parfaitement discordante par rapport à la structure de la roche et ils sont analogues à ceux décrits par TRESCASES (1975); ESSON *et al.* (1978) et BESSET (1978).

Dans les phases les plus altérées, les reliques de péridots et de pyroxènes prédominent.

Les péridots sont ferruginisés en leur centre, laissant un vide important entre le maillage serpentineux, lui même ferruginisé, et la masse plasmique centrale. Par endroits, de nombreux quartz occupent le centre du maillage. Enfin, beaucoup de péridots ont été entièrement vidés.

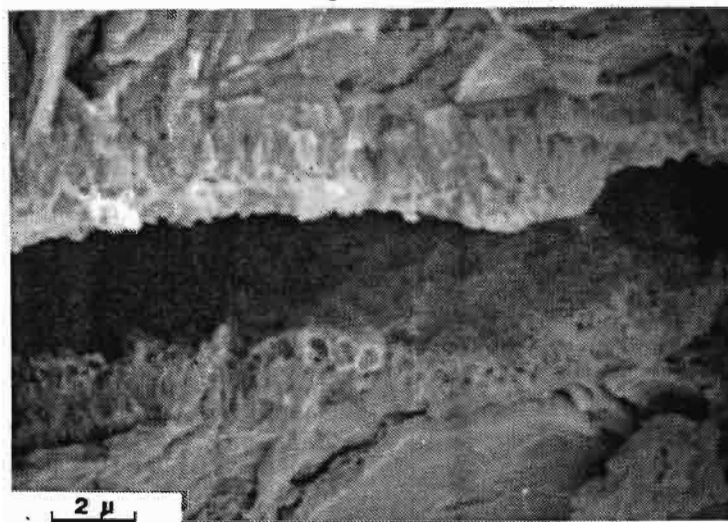


Serpentine en cours d'altération

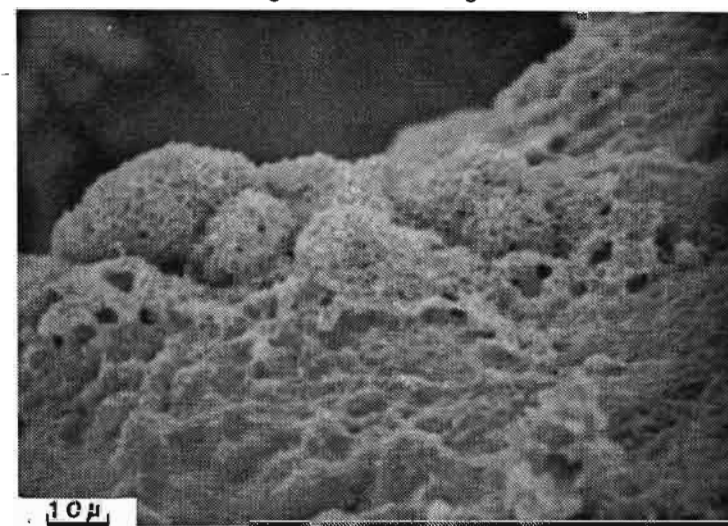


Passée argileuse dans une serpentine

Argilane



Argilane et manganèse



Pl. XIV : Isaltérite smectitique brune du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB)

Les maillages serpentineux prennent une couleur jaune orangée, indice d'une transformation par ferruginisation.

Les pyroxènes sont moins altérés. Ils se ferruginisent à leur pourtour et le long de fissures. Comme pour les péridots, entre les parois extérieures et le coeur non altéré du minéral, se localisent de l'argile brun rouge.

Hormis ces transformations, le fait important, dans ces phases altérées, est l'abondance de *cutanes de grande taille d'oxyhydroxydes métalliques* déposés après transfert à partir des horizons supérieurs. Certains sont ferrugineux, brun foncé, isotiques ou orangé à forte anisotropie, en lumière polarisée analysée, d'autres sont noirs *manganésifères*. Les *manganés* se trouvent toujours en position médiane dans les cutanes, quand ils sont associées à des *ferranes*. Au M.E.B., ils apparaissent discordants par rapport à la structure de la roche et correspondraient donc à des dépôts (planche XIV).

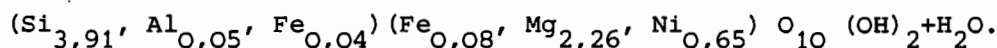
Le manganèse peut par ailleurs contribuer à la *pseudomorphose des minéraux parentaux en cours d'altérations* comme les olivines et les pyroxènes.

b - Microanalyses chimiques.

L'analyse à la microsonde de cette isaltérite brune, permet de bien séparer, au point de vue chimique, les phases altérées et peu altérées (Tableau XLI).

La phase la moins altérée présente en effet trois stades ordonnés de transformation géochimique par rapport aux vides :

- un stade *serpentineux faiblement ferruginisé*, conservant les caractéristiques chimiques principales de la serpentine non altérée;
- des *ferranes*, riches en fer et pauvres en magnésium et en silicium;
- un dépôt *talqueux*, très riche en silicium, magnésium et nickel et associé à un peu de fer et d'aluminium. Le calcul de la formule structurale de ce talc donnerait, pour la demi-maille :



Les microanalyses réalisées sur la phase altérée montrent une *ferruginisation* et une *perte en magnésium généralisée*. Cette ferruginisation n'est cependant pas homogène et atteint plus les parties centrales et externes du maillage que les parties internes. Elle débiterait donc à partir des *ferranes* qui tapissent les fissures.

Parallèlement, le centre des fissures peut être occupé par des oxyhydroxydes de manganèse pauvres en magnésium et en silicium, mais riches en cobalt et en nickel.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Phase peu altérée</u>										
Serpentine ferruginisée (M 8 analyses)	24,86	1,01	46,38	0,29	0,03	0,01	0,19	0,10	24,73	8,1
Ferranes (M 5 analyses)	4,69	0,26	16,82	0,15	0,03	0,08	0,79	0,21	72,11	4,60
Talc Ni (M 7 analyses)	23,62	0,71	60,90	0,13	0,01	0,01	0,07	0,02	2,30	12,12
<u>Phase altérée</u>										
Péridot (cœur) (M 5 analyses)	0,73	3,33	25,35	0,41	0,02	0,15	1,35	-	65,59	2,84
Maillage serpentineux (M 9 analyses)	5,04	6,33	44,57	1,86	0,05	0,08	0,77	0,41	33,14	6,83
Pyroxène (M 3 analyses)	1,44	8,40	37,85	0,15	0,12	0,42	2,28	-	44,74	4,47
Ferranes (M 8 analyses)	1,75	2,68	21,76	0,34	0,08	0,05	0,13	0,69	67,17	5,10
Manganès (M 6 analyses)	1,01	1,68	6,13	0,22	0,07	0,03	0,47	47,92	17,52	24,96

TABLEAU XLI : Microanalyses de l'isaltérite brune argileuse du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X effectués sur la phase altérée permettent de caractériser une *smectite*, de la *goethite* et de la *lithiophorite*, qui est un oxyde de manganèse présentant une raie à 4,75 Å supérieure à la raie à 9,50 Å (BRINDLEY et BROWN, 1980).

B - L'ensemble altéritique, sous-ensemble allotéritique.

1 - L'allotérite veinée kaolinitique.

L'allotérite veinée kaolinitique s'observe à la base du profil TI B, au-dessus de l'isaltérite brune argileuse dont elle est séparée par une transition brutale et ondulée. Les structures écrasées de la roche sont soulignées par des *veines festonnées rouges et jaunes* avec des *passées violacées et blanches*.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope des *zones veinées rouges et jaunes* permet de mettre en évidence :

- une *succession de veines festonnées brun-rouge* compactes, isotiques en lumière polarisée analysée, en filiation avec les *ferranes* de l'horizon brun sous-jacent;

- des assemblages de *baguettes jaune orangé anisotropes* noyées dans un plasma ferrugineux correspondant à des *reliques de pyroxène et de périclase*, à texture conservée *entièrement ferruginisée*. Le tout est recoupé par des *ferriargilanes* jaune-orangé anisotropes. L'observation au M.E.B. des *ferriargilanes* montre un assemblage de *microtubes de métahalloysite*, de la taille du micron, qui apparaissent eux-mêmes très fréquemment *en cours de déstabilisation*;

- des *lamelles blanches à jaunes* à forte anisotropie correspondant à des *serpentes* et qui s'altèrent par ferruginisation et précipitation de goethanes entre les lamelles.

Les *passées violacées et blanches* sont formées :

- de veines blanches constituées de minéraux fibreux, à forte anisotropie, très souvent ferruginisés;

- des *veines rouges festonnées* compactes isotiques.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses réalisées sur les phases rouges et jaunes, et blanches et violacées montrent, par rapport à l'*isaltérite*, des *pertes en magnésium et en silicium* et des *gains en fer et en aluminium* (Tableau XLII).

Dans la phase rouge et jaune, la ferruginisation et l'aluminisation sont quasi générales. Les baguettes orangées contiennent des quantités appréciables de silice et d'alumine et peuvent participer à des réorganisations locales de métahalloysite. Ces métahalloysites peuvent migrer et se déposer dans des ferriargilanes qui peuvent se déstabiliser par ferruginisation (Figure 50). Les *serpentes* évoluent vers des *serpentes Al*, qui se destablisent elles-mêmes par ferruginisation. Enfin des goethanes prennent place entre les feuillets de serpentine, après transfert à partir du milieu environnant.

Dans la *phase blanche et violacée*, la kaolinite de la phase blanche est très pauvre en chrome, en nickel et en magnésium, ce qui la met en discordance géochimique par rapport aux zones veinées rouges et jaunes et la rapprocherait ou bien des chlorites observées dans l'*isaltérite* peu transformée, ou bien des filons feldspathiques qui sont fréquents dans ce massif (MOUTTE, 1979). La phase violacée a, pour sa part, une composition ferrugineuse.

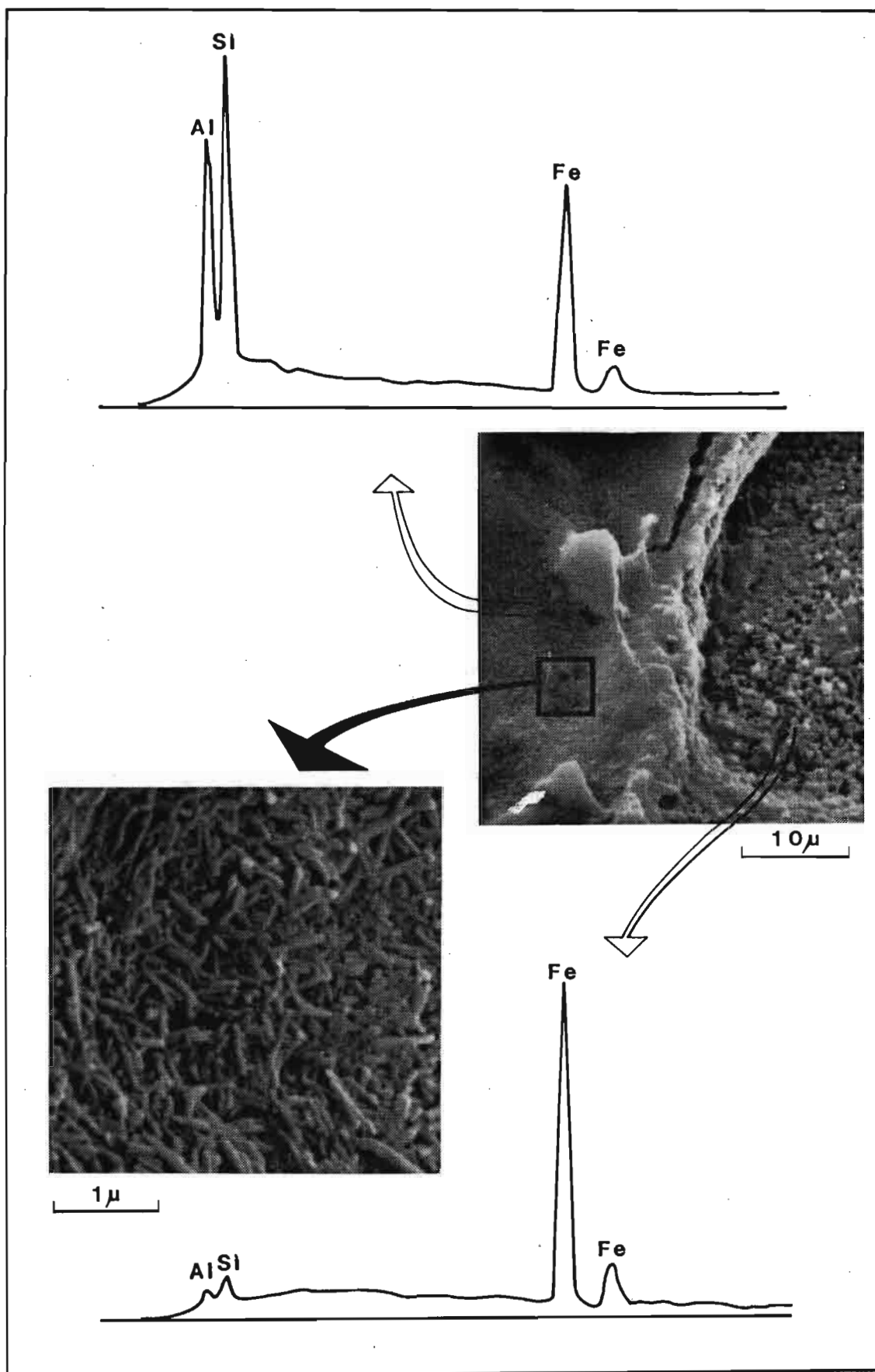


Fig. 50 : Microanalyses de métahalloysite en cours de déstabilisation dans l'allotérite kaolinitique du plateau sommital de la Tiébaghi.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Phases brunes et rouges</u>										
Ferranes (M 4 analyses)	0,77	6,29	6,61	0,01	0,01	0,14	1,74	0,06	82,97	1,34
Baquettes orangées (M 4 analyses)	0,59	14,01	8,24	0,04	0,13	0,05	6,35	0,04	68,95	1,55
Olivine ferruginisée (M 4 analyses)	1,79	10,31	5,13	0,02	0,13	0,02	1,82	0,04	79,18	1,57
Serpentine Al (M 2 analyses)	6,34	9,43	53,42	2,90	0,51	0,05	0,87	0,02	18,38	6,83
Serpentine Al ferruginisée (M 3 analyses)	4,95	5,98	27,54	0,54	0,02	0,05	0,88	0,27	56,65	4,36
Goethane (M 1 analyse)	1,89	-	2,09	-	0,06	-	0,12	1,66	92,14	0,06
<u>Phases blanches et violacées</u>										
Phase blanche (M 4 analyses)	-	44,50	53,90	0,07	0,03	0,02	0,01	0,02	0,63	0,27
Phase blanche ferruginisée (M 4 analyses)	-	32,97	38,72	0,01	0,03	0,10	0,92	0,06	26,81	0,33
Phase violacée (M analyses)	0,97	9,43	6,15	0,02	0,04	0,44	3,18	0,23	78,63	0,83

TABLEAU XLII : Microanalyses de l'allotérite veinée kaolinitique du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes pour chaque phase ramenées à 100%).

c - Composition minéralogique.

L'examen des diffractogrammes de rayons X, effectués sur la phase rouge et jaune met en évidence une composition à base de *goethite*, d'un peu d'*hématite* et de *métahalloysite* marquée par des pics à 7,23 Å, 4,41 Å, 3,56 Å et 2,56 Å (Figure 51). La caractérisation de la *métahalloysite* est confortée par la forme tubulaire des minéraux argileux observés au M.E.B. (Figure 50).

La phase blanche et violacée est à base de *goethite*, de *kaolinite* et d'un peu d'*hématite*.

Ainsi ces faciès d'affaîssement allotéritique correspondent à des réorganisations, à des remobilisations argileuses à base de *métahalloysite* et de *kaolinite*, et à la précipitation d'*hématite* et de *goethite* ainsi que l'ont signalé dans d'autres milieux NAHON (1976), DIDIER (1983), BOULANGE (1984), BOCQUIER *et al.* (1984).

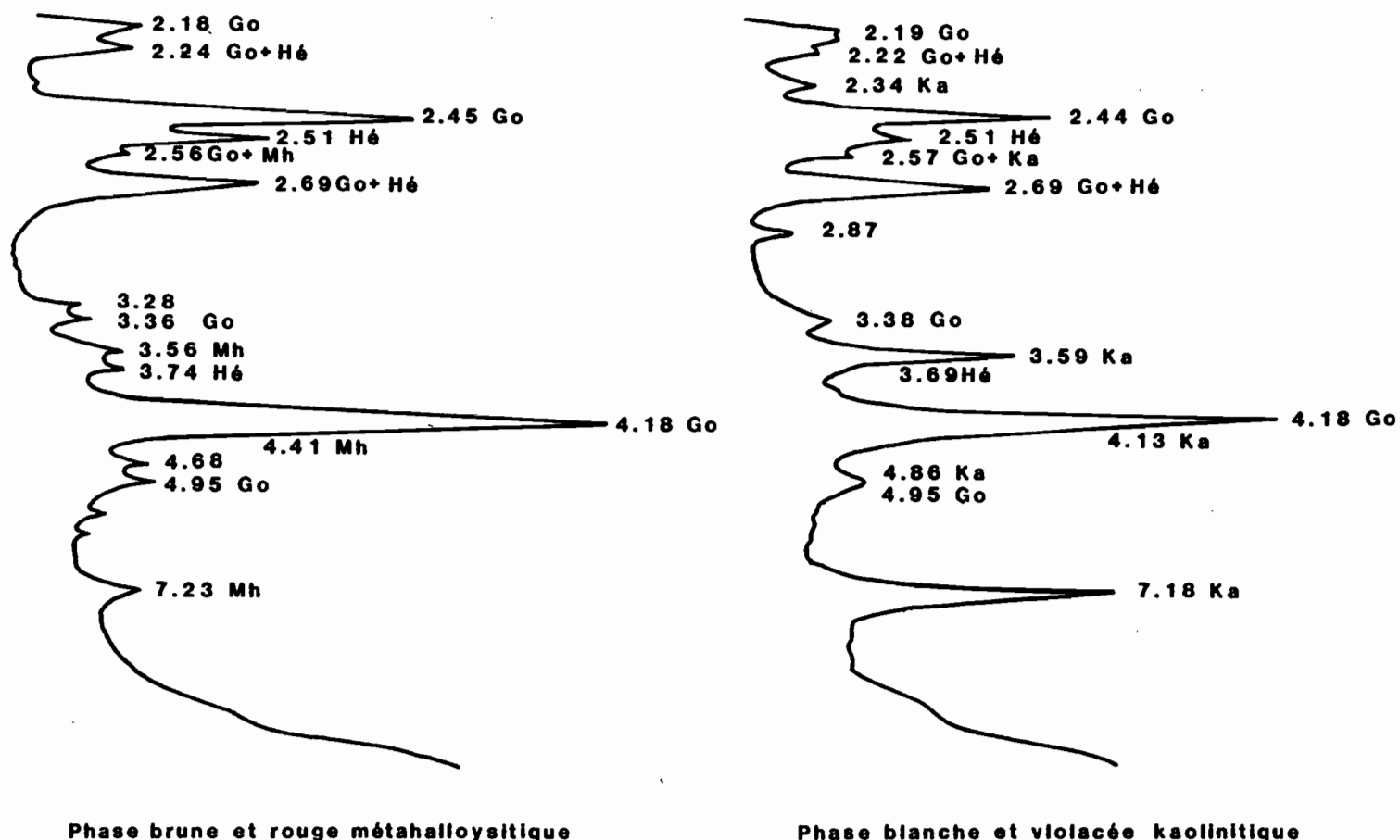


Fig. 51 : Diffractogrammes de l'allotérite kaolinitique de la Tiébaghi.

2 - L'allotérite jaune rouge goethitique et gibbsitique.

L'allotérite jaune rouge constitue un ensemble meuble à structure de roche-mère écrasée, à la base, et détruite, au sommet. Elle surmonte dans les profils TI 34 et TI B, l'allotérite veinée kaolinique de façon progressive. Elle est beaucoup plus développée sur le sommet de l'ondulation que dans le creux et n'a pas été atteinte dans la doline dont elle est apparemment absente, d'après les sondages miniers effectués dans d'autres dolines. Sur le sommet de l'ondulation, elle est cloisonnée par des fissures légèrement indurées alors que, dans le creux de l'ondulation, elle est relativement homogène.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen de cet horizon au microscope permet de le diviser en deux parties :

- une *allotérite à structure de roche écrasée*, mais reconnaissable;

- une *allotérite à structure de roche détruite*, dans laquelle seules quelques reliques de minéraux parentaux dispersées sont observables dans un fond matriciel porphyroscopique.

Dans l'*allotérite à structure de roche écrasée*, les péridots sont entièrement ferruginisés et les maillages présentent une coloration brune plus foncée que les coeurs de minéraux. Les pyroxènes sont marqués par des alignements de baguettes orangées de métahalloysite et de cristaux de gibbsite blanche à forte anisotropie. L'ensemble est extrêmement poreux et présenterait une filiation entre des baguettes intactes, des baguettes ayant un aspect déchiqueté et des cristaux de gibbsite. Des *ferranes rouge cerise* d'épaisseur inhabituelle (50 à 100 μ), à extinction roulante, souvent zonés par rapport à leur axe longitudinal, recoupent ces structures. Sur le sommet de l'ondulation, ces ferranes sont plus abondants que dans le creux, et leur épaisseur peut alors atteindre 1 à 2 cm.

Dans l'*allotérite à structure de roche dégradée*, la concentration en gibbsite et en grains de chromite croît par rapport à la partie inférieure. Les baguettes orangées sont absentes.

En position de sommet d'ondulation, la gibbsite se trouve toujours liée aux reliques de pyroxènes et à leur forte microporosité, alors que dans le creux, elle peut se réorganiser en gibbsitane. Elle n'apparaît pas, cependant, comme la phase ultime des dépôts, l'intérieur des vides des *gibbsitane*s étant tapissé par des ferranes bruns. Des *fragments de ferranes rouge cerise en forme de papules* sont également présents dans cet horizon et proviendraient d'une dégradation des ferranes précédents. Leur zonation est souvent recoupée par des vides ou par l'individualisation de grains de gibbsite. Sur le sommet de l'ondulation, les fragments de ferranes sont particulièrement abondants et correspondent à plusieurs générations de dépôts, les moins disloqués ayant une couleur plus claire que les plus anciens. Enfin, des nodules relictuels de cuirasse peuvent être observés dans le creux de l'ondulation.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Allotérite à structure de la roche détruite</u>										
<u>Sommet de l'ondulation</u>										
Plasma Fe (M 10 analyses)	0,21	15,84	1,02	0,16	0,01	0,70	5,85	0,37	74,02	1,65
Papules (M 6 analyses)	-	19,05	1,42	0,64	0,01	0,29	4,61	-	73,37	0,96
Papules déferruginisées (M 6 analyses)	0,79	80,72	0,10	0,18	0,05	0,13	1,28	0,04	13,39	0,48
Ferranes (M 3 analyses)	-	12,48	1,08	0,38	0,05	0,23	3,98	-	81,31	0,70
<u>Creux de l'ondulation</u>										
Plasma Fe (M 10 analyses)	0,24	12,31	2,28	0,16	0,04	0,36	1,95	0,40	80,49	1,73
Papules (M 6 analyses)	0,08	9,62	1,64	0,15	0,01	0,22	1,71	0,51	84,32	1,55
<u>Allotérite à structure de la roche écrasée</u>										
<u>Sommet de l'ondulation</u>										
Plasma Fe (M 6 analyses)	0,26	13,36	2,45	0,03	0,03	0,13	2,02	-	79,67	1,80
Ferranes (M 5 analyses)	0,29	10,15	2,20	0,05	0,00	0,15	1,82	-	83,36	1,38
Pores dans ferranes (M 3 analyses)	0,25	4,91	3,04	0,08	0,04	0,11	0,58	0,05	89,08	0,86
<u>Creux de l'ondulation</u>										
Péridots ferruginisés (M 7 analyses)	0,32	7,94	2,63	0,08	0,04	0,09	0,81	0,90	85,64	1,75
Pyroxènes (partie ferruginisée) (M 4 analyses)	0,91	6,00	2,83	0,05	0,05	0,20	0,26	0,96	87,78	0,90
Pyroxènes (baguettes orangées) (M 1 analyse)	0,21	41,69	34,43	0,34	-	0,21	2,54	0,03	19,70	0,72
Pyroxènes (gibbsite) (M 4 analyses)	0,03	92,26	2,06	0,06	0,07	0,07	0,17	0,04	5,04	1,30
Ferranes (M 5 analyses)	0,34	8,99	2,27	0,03	0,03	0,20	1,46	0,64	85,06	1,30

TABLEAU XLIII : Microanalyses de l'allotérite goethitique et gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques mettent en évidence une *ferrugineisation* et un *enrichissement en aluminium* des principales phases de cet horizon (Tableau XLIII). A la base de l'allotérite à structure écrasée, gibbsite et baguettes orangées de métahalloysite se trouvent alignées. Une différenciation verticale et latérale se manifeste. Ainsi verticalement les taux d'*aluminium*, de *chrome* et de *titane* augmentent de *bas en haut*, alors que c'est l'inverse pour les teneurs en fer, en nickel et en silicium. Les cutanes ultimes sont, par ailleurs, plus ferrugineux que le plasma allotéritique environnant.

Latéralement, les teneurs en aluminium des produits ferrugineux (reliques minérales, plasma, ferranes) sont nettement *plus importantes en sommet qu'en fond d'ondulation*, bien que la gibbsite soit plus abondante en fond d'ondulation où elle est exprimée par des gibbsitanes.

c - Composition minéralogique.

L'étude des diffractogrammes de rayons X indique une prédominance de *goethite* avec un peu de *gibbsite* et un peu d'*hématite*. L'examen des pics de rayons X (déterminations faites par H. PAQUET CNRS Strasbourg, sur échantillons totaux), montre des déplacements notables des pics de la *goethite* permettant d'envisager des *substitutions d'aluminium en fer*, faibles à la base de l'horizon et pouvant atteindre 20% au sommet. Le calcul effectué en fonction des microanalyses chimiques permet d'envisager jusqu'à 27% de substitution dans les fragments de ferranes du sommet de l'ondulation (Tableau XLIV).

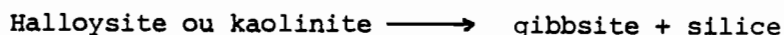
Sous horizon	Phase	Creux de l'ondulation	Sommet de l'ondulation
Allotérite à structure de la roche détruite	Fond matriciel	17,8 %	23,3 %
	Fragments de ferranes	15,4 %	27 %
Allotérite à structure de la roche écrasée	Fond matriciel	11,7 %	19,4 %
	Ferranes	13,0 %	14,7 %

TABLEAUX XLIV : Estimation du taux de substitution de l'alumine au fer dans les produits ferrugineux de l'allotérite goethitique et gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi.

d - Mécanismes de différenciation.

Trois mécanismes principaux prennent part à la genèse et à la différenciation de cet horizon :

- *l'individualisation de gibbsite à partir de minéraux kaoliniques* suivant la filiation déjà décrite et analysée, notamment par MEAD (1915), HARRISON (1933), BONIFAS (1959), GARDNER (1970), FRITZ et TARDY (1973), BOULANGE (1984) :



Cette relation est également envisagée ici du fait des relations morphologiques existant entre baguettes orangées de métahalloysite et gibbsite, ainsi que par le contexte de désilicification caractérisant cet horizon.

- *la substitution croissante de l'aluminium au fer dans les goethites de la partie supérieure des profils bien drainés* a aussi été mise en évidence par de nombreux auteurs (NORRISH et TAYLOR, 1961; JANOT et GILBERT, 1970; NAHON, 1976; LEPRUN, 1979; BOULANGE, 1984; CANTINOLLE *et al.*, 1984). Elle serait réglée, d'après FITZPATRICK et SCHWERTMANN (1982), par l'acidité et un milieu fortement lixivié. Ici la relation avec le pH apparaît nette (Tableau XLV).

Sous Horizon	Creux de l'ondulation		Sommet de l'ondulation	
	Taux de substitution	pH	Taux de substitution	pH
Allotérite à structure de la roche détruite	15,4 - 17,8%	5,0	23,3 - 27 %	4,6
Allotérite à structure de la roche écrasée	11,7 - 13 %	5,8	14,7 - 19,4 %	5,4

TABLEAU XLV : pH et taux de substitution de l'aluminium au fer dans les goethites du plateau sommital de la Tiébaghi.

Les phases les plus acides sont les plus substituées en aluminium. La relation avec le drainage est aussi à relever, les sols de sommet de l'ondulation étant bien mieux drainés que ceux du creux dans lesquels circule une nappe. Ainsi, *taux de substitution en aluminium des goethites, acidité et drainage* semblent bien en relation dans ce cas.

La dégradation de la partie sommitale de cette allotérite, par déferruginisation et accumulation relative de gibbsite, est moins courante. NAHON (1976) et LEPRUN (1979) avaient montré la dégradation des cuirasses par leur base avec accumulation relative de fer. Sur le Boulinda, nous avons mis en évidence la dégradation d'un structichron par déferruginisation et podzolisation. Ici, dans des conditions réductrices, nous avons *déferruginisation et accumulation relative d'alumine* (PETERSEN, 1971; NORTON, 1973; BOULANGE, 1984).

3 - Allotérite grise gibbsitique.

Cette allotérite à structure dégradée, de couleur grise, apparaît par poches de 20 à 30 cm d'épaisseur, sous la cuirasse dans le creux de l'ondulation. Elle a la particularité de se trouver une grande partie de l'année occupée par une nappe perchée.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

L'examen au microscope montre :

- que la *transition* entre l'allotérite jaune rouge sous jacente et l'allotérite grise est *extrêmement brutale et irrégulière*. Elle se fait sur moins d'un millimètre en respectant les éléments ferrugineux les plus denses (papules, cutanes);

- que l'allotérite grise présente un assemblage *intertextique* très lâche de *grains de gibbsite isolés, de reliques minérales gibbsitiques, de grains de chromite de petite taille, de fragments de plasma ferrugineux ou de papules* résidus de l'horizon inférieur, de *nodules* issus de la cuirasse supérieure, et enfin de *débris végétaux* de quelques dixièmes de millimètres, provenant des tourbes accumulées dans les dolines plus en amont. Quelques *gibbsitanes*, présentant des cutanes ferrugineux internes, peuvent également être observés. Certains des éléments ferrugineux, en particulier des papules zonés, montrent une déferruginisation et une individualisation de gibbsite à très fins cristaux dans un ensemble très poreux. Il semble donc y avoir dans ce cas accumulation relative de gibbsite.

Au M.E.B., cet horizon présente un fond matriciel peu cristallisé, très poreux, avec seuls quelques gros cristaux de gibbsite cariés et fréquemment alignés en gibbsitanes (planche XV).

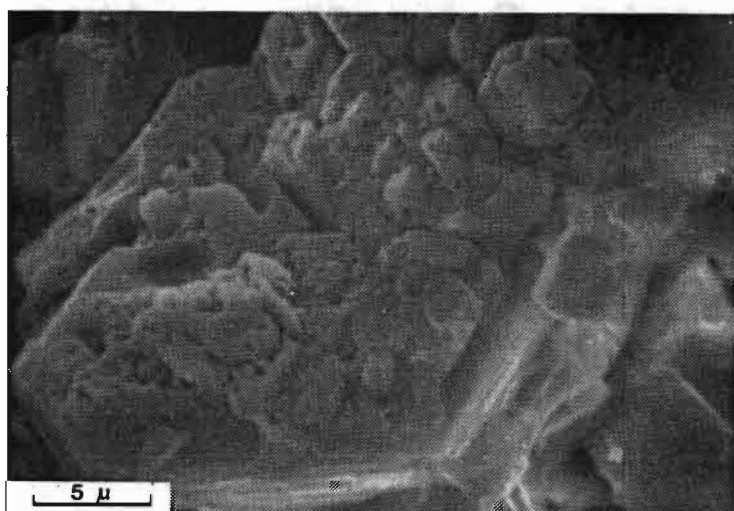
L'observation microscopique et ultramicroscopique de cet horizon semble donc indiquer une origine essentiellement rélictuelle et d'accumulation relative de ses composants, après dégradation de l'allotérite jaune rouge et de la cuirasse. Seuls quelques gibbsitanes et quelques ferranes ultimes sont les signes d'une accumulation absolue, qui dans le cas des gibbsitanes ne correspond plus aux équilibres actuels, vu l'état carié des cristaux de gibbsite.

b - Microanalyses chimiques.

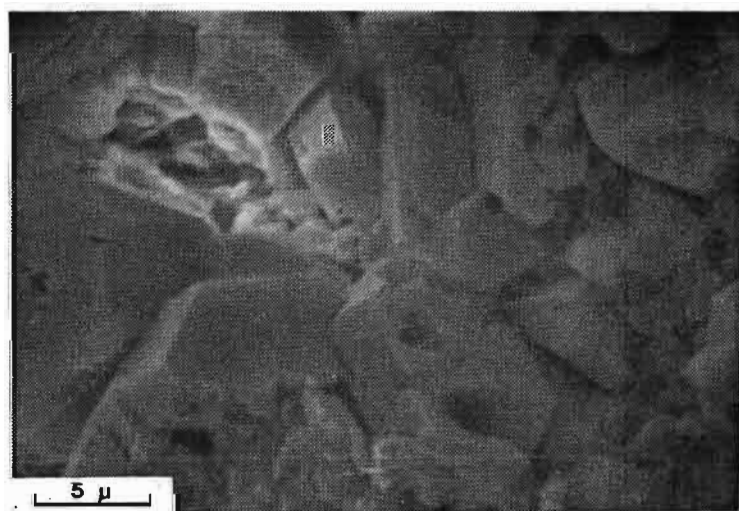
Les résultats des microanalyses réalisées sur cette allotérite grise gibbsitique indiquent (Tableau XLVI) :

- une déferruginisation et une concentration en alumine dans l'ensemble des phases de cet horizon par rapport à l'allotérite brun rouge sous jacente;

- cette aluminisation se fait, dans un premier temps (papule, fond matriciel peu déferruginisé), avec des gains en titane et chrome



Gibbsite carlée



Gibbsite carlée dans gibbsitane

Pl. XV : Allotérite grise gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB)

(concentrations de 55% de titane et près de 20% de chrome). Dans un deuxième temps (partie déferruginisée de papule) le titane est presque totalement éliminé et le chrome le serait partiellement (Figure 52);

- les cutanes ferrugineux internes ont une composition très proche de celle des papules apparemment non déferruginisés.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Phase gibbsitique ($\bar{M}$ 8 analyses)	0,04	96,80	2,26	0,04	0,02	0,04	0,18	0,02	0,37	0,04
<u>Papules</u> Zones fortement déferruginisées ($\bar{M}$ 5 analyses)	0,35	92,86	3,08	0,07	0,02	1,42	0,38	-	1,64	0,05
Zones déferruginisées ($\bar{M}$ 4 analyses)	0,33	54,06	1,86	0,26	0,10	19,68	8,11	-	14,68	-
Zones apparemment non déferruginisées ($\bar{M}$ 7 analyses)	0,01	19,25	1,19	0,07	0,03	1,35	5,37	-	71,54	1,10
Revêtements ferrugineux ($\bar{M}$ 2 analyses)	-	19,96	1,09	0,16	0,08	1,03	4,53	-	72,56	0,49
Fond matriciel peu déferruginisé ($\bar{M}$ 4 analyses)	-	45,13	0,91	0,08	0,02	1,58	6,31	-	44,92	0,80
Nodule ferrugineux ($\bar{M}$ 2 analyses)	-	21,45	0,10	0,05	0,05	1,08	6,42	-	70,79	-

TABLEAU XLVI : Microanalyses de l'allotérite grise gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X effectués sur l'échantillon global indiquent une constitution à base de *gibbsite* avec un peu de *goethite*. Les substitutions de l'aluminium au fer dans les goethites seraient de 15 à 20%, d'après les déplacements de pics aux rayons X. Un calcul, effectué sur les papules apparemment non déferruginisés, ou sur les ferranes internes, donne des taux de substitution de l'aluminium au fer compris entre 29 et 30%, ce qui est très proche du taux maximum de 33% relevé dans une bauxite des îles du Pacifique (BARDOSSY, 1982).

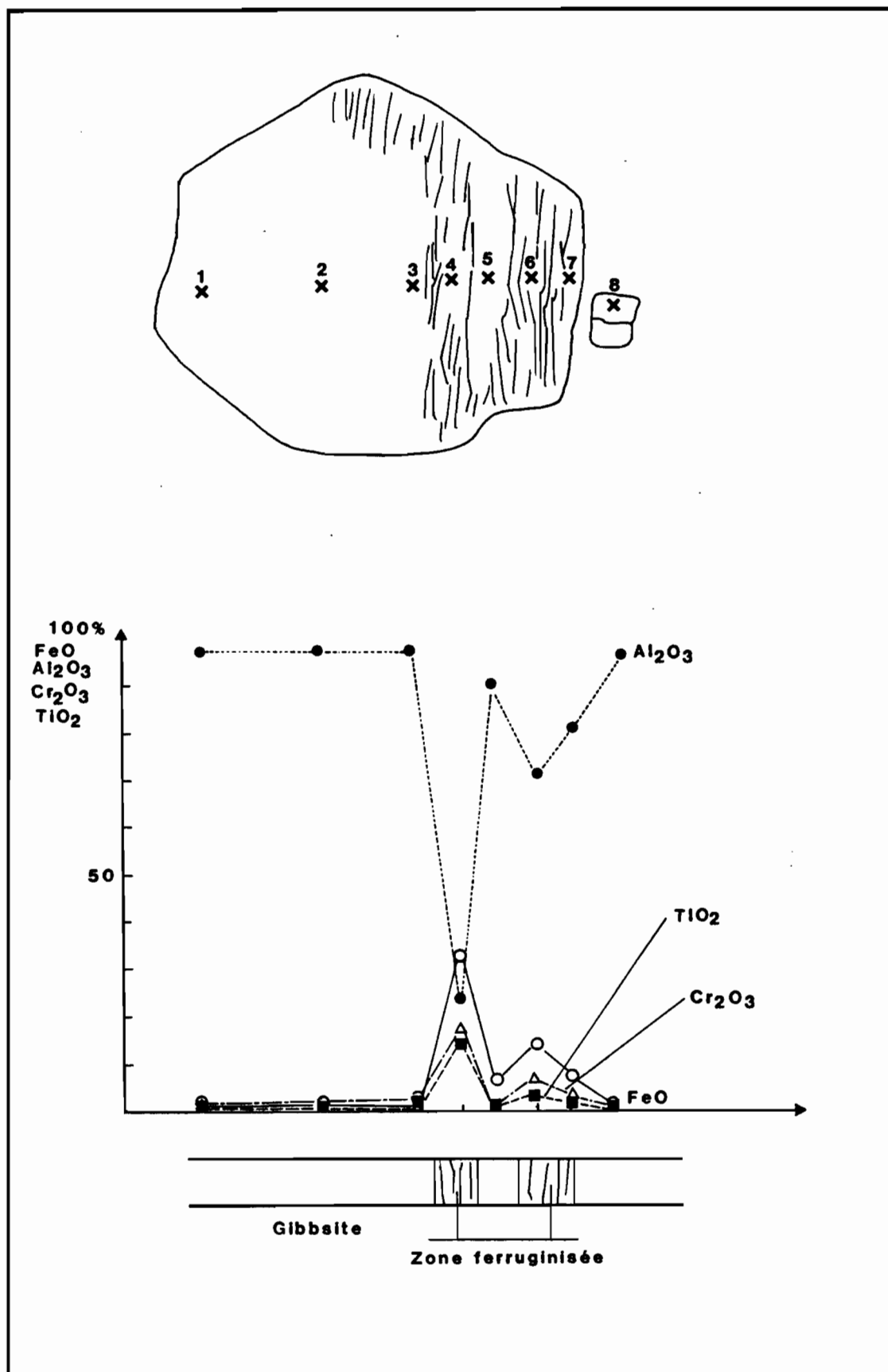


Fig. 52 : Microanalyses d'une traversée dans un papule déferruginisé du plateau sommital de la Tiébaghi.

d - Analyses des eaux de drainage.

Les analyses réalisées sur les eaux de la source du creux de l'ondulation indiquent (Tableau XLVII) :

- une forte acidité;
- de très faibles teneurs en silice et en magnésium;
- des taux relativement élevés de chlorure, de sodium et de potassium, très certainement imputables aux embruns.

	pH	C 25° μ mhos	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺⁺	K ⁺ en mg/l	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	Silice
<u>Source du creux de l'ondulation</u>									
Saison sèche (Octobre 1975)	4,7	56	0,5	1,0	5,0	1,6	9,2	tr	0,2
Début de saison des pluies (Janvier 1976)	4,8	57	0,5	1,0	4,7	1,1	8,5	tr	0,2
Saison des pluies (Février 1977)	4,3	47	0,0	1,0	8,0	0,6	8,7	tr	tr
<u>Nappe dans doline</u>									
Saison sèche (Septembre 1979)	5,6	3,5	0,6	1,0	3,4	0,2	8,1	3,5	3,1

TABLEAU XLVII : Analyses des eaux du plateau sommital de la Tiébaghi.

Des analyses éléments traces (analyses réalisées aux SSC de Bondy. Laboratoire de spectrographie dirigé par Mr M. PINTA), ont donné des teneurs extrêmement faibles :

15 < Al < 25 μg/l
 1,5 < Cr < 10 μg/l
 10 < Mn < 15 μg/l
 10 < Ni < 25 μg/l
 Fe < 50 μg/l

Elle sont cependant voisines des valeurs fournies par d'autres auteurs et concernant l'altération de roches ultrabasiques et basiques (TRESQUES, 1975; SARAZIN *et al.*, 1982).

e - Mécanismes de différenciation.

Le mécanisme majeur, impliqué dans la formation de cet horizon, est la *dégradation par déferrugínisation* des horizons aussi bien

inférieurs : allotérite jaune rouge que supérieurs : cuirasse. Cette déferruginisation s'accompagne d'une *accumulation relative d'aluminium*, de *titane* et de *chrome* dans un premier temps, puis d'*aluminium presque seul* dans un deuxième temps. La goethite alumineuse est ici la principale source d'aluminium avec la chromite, et il a pu être montré sur un papule, en cours de déferruginisation, la filiation :

goethite alumineuse $\longrightarrow$ *gibbsite + (fer + titane) pour ferranes*

Cette transformation est facilitée par des eaux très acides et par des teneurs en matière organique proche de 1% qui permettent une réduction des produits ferrugineux. Si l'on se reporte sur le diagramme Eh, pH de précipitation des produits alumineux et ferrugineux (NORTON, 1973), l'allotérite grise gibbsitique se situe bien dans un domaine où le fer, peut être éliminé préférentiellement à l'aluminium (Figure 53).

Le *titane* expulsé au cours de la formation de la gibbsite s'*accumule avec le chrome dans les zones rélictuelles brunes*, ou bien est transféré avec le fer vers les ferranes. Son déplacement semble cependant réduit, car on n'en trouve pas d'accumulation notable dans les cutanes plus bas dans le profil. *Les gibbsites peuvent se réorganiser en gibbsitanes*; mais ces gibbsitanes apparaissent eux aussi en cours de déstabilisation, étant donné l'aspect carié de leurs cristaux.

L'allotérite grise gibbsitique apparaît donc comme un horizon rélictuel, après dégradation des phases ferrugineuses composant les horizons supérieurs et inférieurs.

4 - Allotérite grise métahalloysitique.

L'allotérite grise métahalloysitique se développe dans le fond de la doline, sous une cuirasse conglomératique. Elle est interstratifiée avec des niveaux de tourbes, indicateurs d'une sédimentation discontinue. Dans la partie inférieure, elle est essentiellement argileuse et collante, alors que dans sa partie supérieure elle a une texture limoneuse et est non ou peu collante. Dans la partie supérieure, des tubules verticaux traversent l'horizon le long d'anciens chenaux racinaires.

a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

A la base de l'horizon, l'observation microscopique permet de mettre en évidence :

- des zones grises isotiques, à assemblage porphyroscellique présentant des linéations et incluant des grains de chromite, des nodules ferrugineux, des fragments de papules ferrugineux et des nodules gibbsitiques;

- le long des pores dans les tubules, des différenciations blanches à forte anisotropie, gibbsitiques.

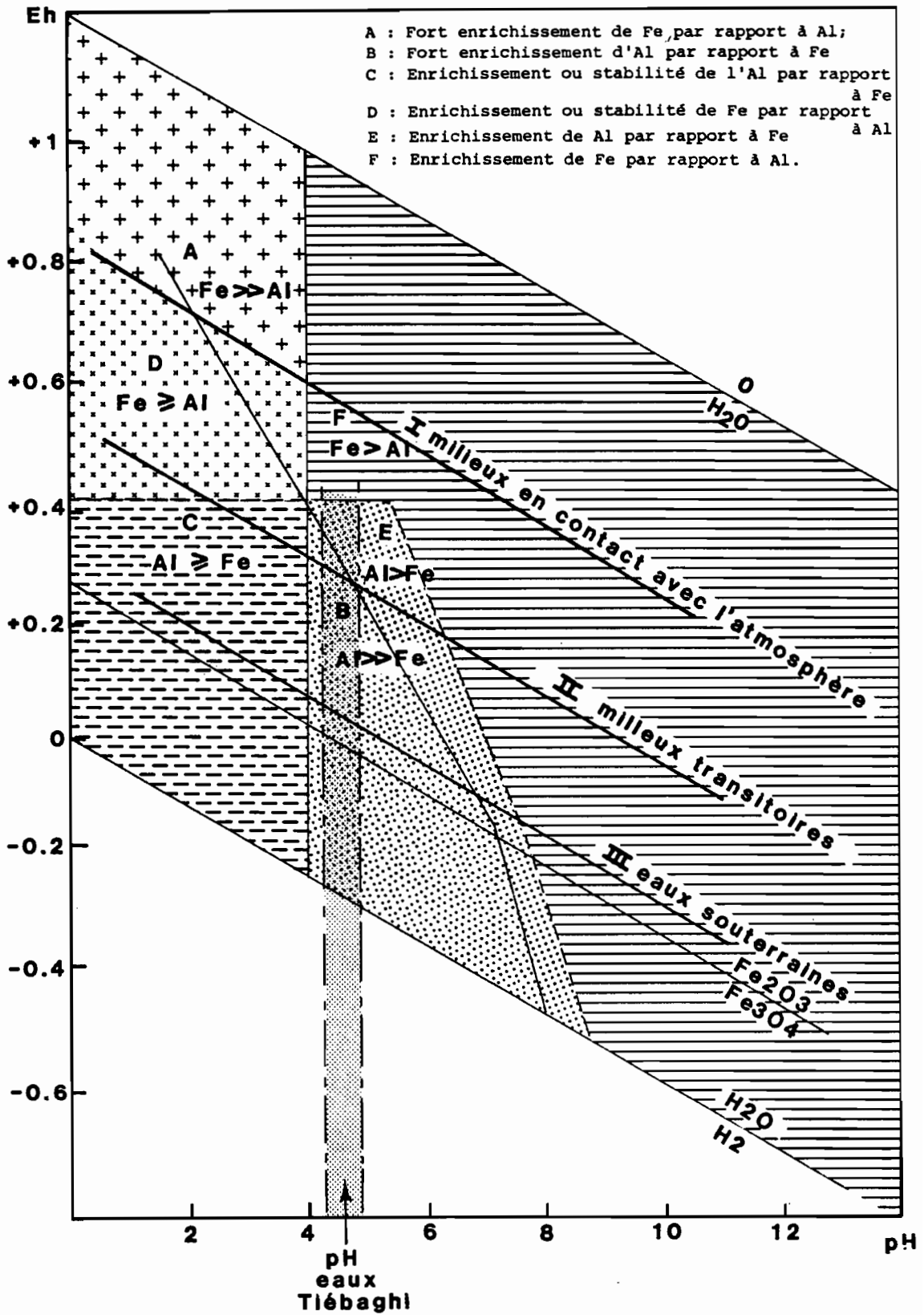


Fig. 53 : Diagramme schématisant les régions d'enrichissement du fer et de l'aluminium dans les sols tropicaux (d'après NORTON, 1973). Position des eaux de la Tiébaghi dans cet ensemble.

Au M.E.B., ces horizons présentent un aspect massif avec de gros cristaux de gibbsite très fortement cariés et une porosité vésiculaire (planche XVI). Le long des vides des zones tubulaires, se développent de petits cristaux gibbsitiques automorphes (1-2 μ).

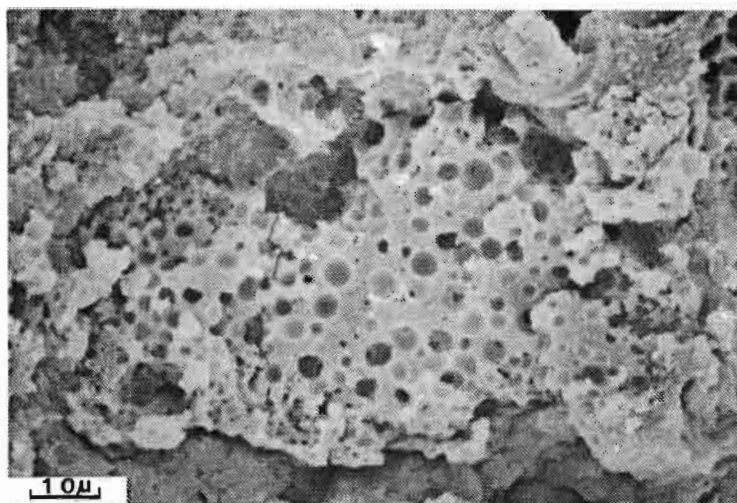
b - Microanalyses chimiques.

L'examen des résultats des microanalyses obtenus sur les différentes phases de cet horizon montre (Tableau XLVIII).

- une composition *alumino-silicique des plasmas* avec des teneurs en silicium plus élevées dans la partie inférieure;
- des *nodules ferrugineux* et des *papules ferrugineuses* pratiquement *dépourvus de silice* et de composition très proche de celle des allotérites brun rouge ou des cuirasses (voir paragraphe suivant) ;
- des *nodules gibbsitiques* isolés dans un plasma argileux et pratiquement dépourvus de silice, alors que les gibbsitanes en présentent de très faibles teneurs;
- des *concentrations de titane et de chrome* très importantes dans presque toutes les phases à l'exception des nodules gibbsitiques où, seul le chrome reste à un niveau élevé.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Partie supérieure										
Fond matriciel brun gris (M 4 analyses)	-	49,55	24,75	0,45	0,03	6,10	10,75	-	8,03	0,10
Papules ferrugineux (M 3 analyses)	-	7,94	0,62	0,15	0,04	1,58	5,41	-	84,20	-
Nodules ferrugineux (M 2 analyses)	-	15,80	0,64	0,06	0,03	1,52	6,58	-	75,31	-
Nodules gibbsitiques (M 5 analyses)	0,68	89,57	0,11	0,04	0,03	0,42	8,38	-	1,05	0,01
Gibbsitane (M 5 analyses)	0,25	88,57	1,24	0,04	0,00	0,76	7,78	-	1,51	0,11
Partie inférieure										
Fond matriciel gris (M 7 analyses)	0,38	44,84	44,69	0,21	0,05	1,25	5,62	0,04	2,29	0,45
Argile blanche (M 4 analyses)	0,32	41,50	45,43	0,32	0,04	1,21	8,84	-	1,82	0,46
Nodules ferrugineux (M 3 analyses)	0,34	24,44	0,75	0,11	0,10	0,91	9,08	-	64,15	-
Nodules gibbsitiques (M 2 analyses)	-	94,59	-	0,82	0,01	0,01	3,20	0,03	1,27	-

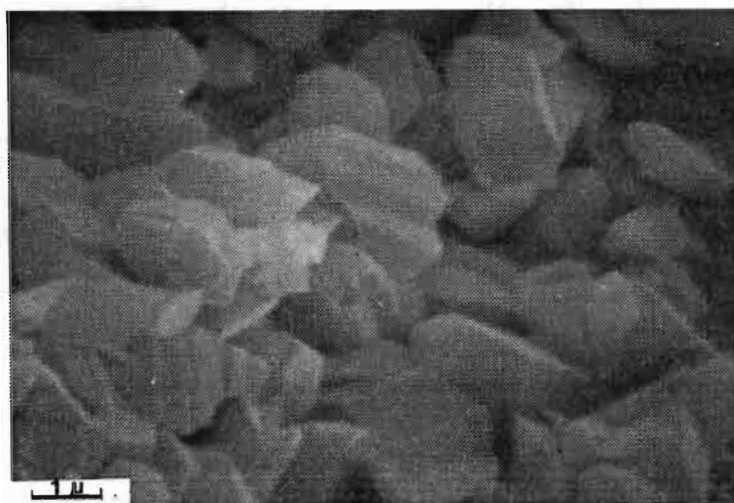
TABEAU XLVIII : Microanalyses de l'allotérite grise métahalloysitique du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).



Gros cristal de gibbsite carié



**Plasma métalloysitique et micro cristallisation
de gibbsite le long des pores**



Micro cristaux de gibbsite dans les zones tubulaires

**Pl. XVI : Allotérite grise métalloysitique du plateau sommital
de la Tiébaghi (Photos MEB)**

c - Analyses chimiques globales.

Les déterminations de pH donnent des valeurs comprises entre 4,2 et 3,7 et les teneurs en carbone varient de 7 à 30%.

d - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X, effectués sur échantillons globaux, présentent des pics peu différenciés, principalement à la base de l'horizon. Les pics les plus importants sont ceux de la *métahalloysite* (4,40 Å, 7,2-7,5 Å, 3,57 Å et 2,46 Å). La *gibbsite*, ainsi que la *goethite* peuvent aussi être mise en évidence, principalement dans la partie supérieure de l'horizon.

e - Mécanismes de formation et de différenciation.

La formation de cet horizon correspond à trois types de mécanismes :

- la destruction d'un horizon ferrugineux et gibbsitique, qui est attestée par :

. *la présence de nodules et de papules ferrugineux* en filiation goéchimique avec les fonds matriciels et les ferranes du sommet de l'allotérite goéthitique et gibbsitique, et avec la cuirasse. La présence de ces phases ferrugineuses noyées dans un fond matriciel argileux et l'aspect corrodé de leur bord indiquent leur caractère relictuel;

. *l'aspect carié des gros cristaux de gibbsite*, qui apparaissent ici en cours de déstabilisation;

. *la concentration du titane et du chrome*, tant dans les phases ferrugineuses relictuelles, que dans les plasmas argileux ou que dans les zones gibbsitiques, qui attestent bien, en l'absence de cutanes d'une accumulation relative après déferruginisation.

- *la silicification et la genèse de la métahalloysite qui apparaît favorisée par le milieu marécageux*. Il ne peut en effet y avoir filiation avec les allotérites kaoliniques observées plus bas dans le profil et ces allotérites métahalloysitiques, du fait des très grandes différences de teneurs en chrome et en titane existant entre ces deux phases argileuses. Les eaux acides (pH 5,5) et faiblement chargées en silice (3 mg/l) (Tableau XLVI) peuvent, en revanche, donner naissance à une métahalloysite, en présence d'une certaine quantité d'alumine. La présence de chrome et de titane dans les résultats des microanalyses des phases météhalloysitiques peut indiquer :

- que ces métaux sont intégrés totalement ou partiellement au réseau de l'argile;

- qu'ils sont absorbés sur les argiles;

- ou qu'ils sont liés aux matières organiques.

Les microanalyses ne permettent pas de résoudre ce problème. De telles kaolinisations en milieu marécageux ont été observées aux îles Loyauté, en arrière du cordon littoral, dans un secteur où l'évolution normale des sols drainés est l'allitisation (TERCINIER, 1971, LATHAM et MERCKY, 1979). Elle se rapproche aussi de la formation des halloysites dans les cortex d'altération des boules d'amphibolite en Côte d'Ivoire (BOULANGE, 1984) ou de la formation des *leverriérites* dans le *tonstein* français (MILLOT, 1964).

La *gibbsitisation secondaire* de la partie supérieure de cette allotérite est attestée par la présence, le long des vides, de petits cristaux automorphes de gibbsite. Elle est vraisemblablement le fait d'une lixiviation actuelle de la silice plus importante qu'au sommet de la formation des métahalloysites.

C - L'ensemble induré.

L'ensemble induré comprend la cuirasse allotéritique du plateau et la cuirasse conglomératique de la doline. Seule, la cuirasse du plateau sera étudiée en détail :

1 - La cuirasse allotéritique.

La cuirasse allotéritique présente trois faciès principaux :

- un faciès alvéolaire inférieur, à maillage large présentant de nombreuses fissures de dissolution recouvertes de bourgeonnements ferrugineux;

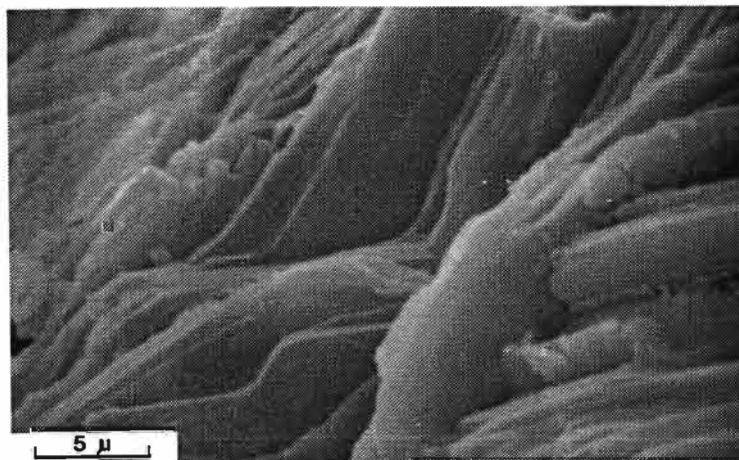
- un faciès alvéolaire médian, à plasma rouge enserré dans un maillage noir;

- un faciès sommital, très dense présentant des faciès nodulaires.

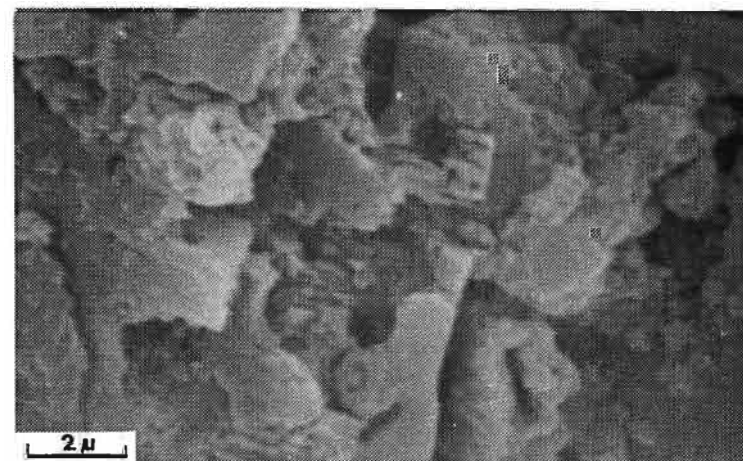
a - Observations microscopiques et ultramicroscopiques.

Le faciès alvéolaire inférieur présente un fond matriciel brun rouge isotique en lumière polarisée analysée, très riche en gibbsite. Cette gibbsite peut être alignée suivant une orientation lithorelictuelle et noyée dans un plasma rouge. Elle apparaît ainsi en filiation avec les mêmes faciès observés dans l'allotérite goethitique et gibbsitique. On la reconnaît aussi, alignée le long de vide, en gibbsitane. Au M.E.B., le plasma ferrugineux est constitué de cristaux d'hématite cariés sur lesquels s'individualise de la goéthite. La gibbsite se présente sous forme de cristaux automorphes légèrement corrodés, noyés dans ce plasma (planche XVII). Le long des fissures, deux séries de ferranes se développent :

- sur la partie interne par rapport au plasma, des ferranes rouge foncé, marqués par une légère anisotropie et dépourvus de gibbsite;

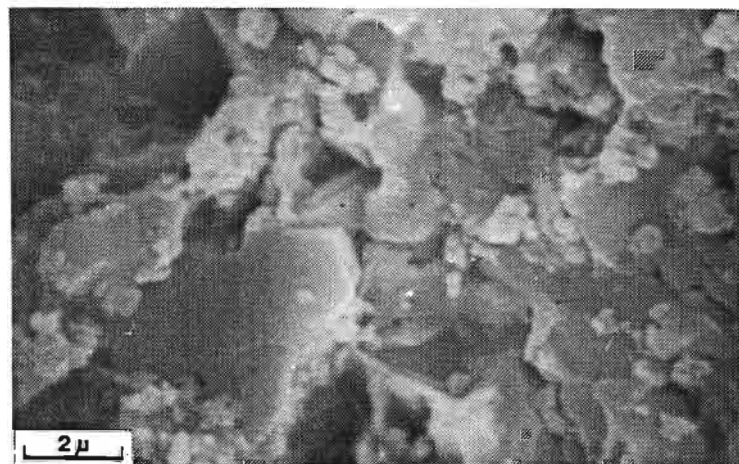


Empilement d'hématite

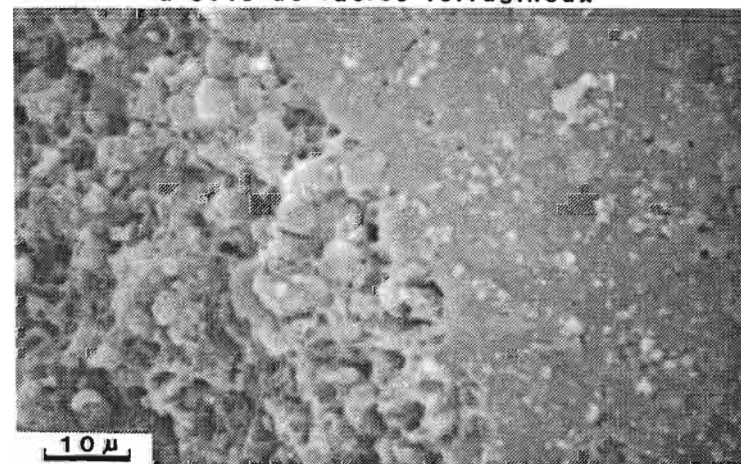


Hématite déstabilisé

Gibbsite et empreinte de gibbsite



**Gibbsite et empreinte de gibbsite
à coté de faciès ferrugineux**



**Pl. XVII : Cuirasse allotéritique du plateau sommital de la
Tiébaghi (Photos MEB)**

- sur la partie externe, le long des vides, et légèrement décollés par rapport aux précédents, des ferranes bruns isotiques.

Au M.E.B., les ferranes internes apparaissent comme très denses et les ferranes externes sont, en revanche, extrêmement poreux.

Le faciès médian est très semblable à l'allotérite goethitique et gibbsitique avec des alignements relictuels de gibbsite, quelques gibbsitane, des papules ferruginisées et des faciès relictuels de périodots. Les cloisons noires se présentent sous la forme de lamelles ferruginisées rappelant le maillage serpentineux et dépourvues de gibbsite. Entre les fissures, se localisent, soit un vide, soit des amas ferrugineux brun isotiques, très riches en grains de chromite et en cristaux de gibbsite.

L'observation au M.E.B., montre des faciès très poreux. La gibbsite est très souvent cariée et de nombreuses empreintes en forme de cristaux et de gibbsite peuvent être observées.

Le faciès supérieur prend un aspect plus massif avec redistribution de fer. Des ferranes à extinction ondulique et des nodules peuvent être mis en évidence. Ces nodules, comme sur le Boulinda, peuvent être rouge sombre, à forte réflectance en lumière réfléchie ou jaune à réflectance plus grisâtre. Les nodules rouge sombre ont une limite extérieure irrégulière et sont entourés de cortex anisotropes jaunes.

D'une façon générale, cette cuirasse présente :

- *un faciès allotéritique* proche de celui de l'allotérite goethitique et gibbsitique inférieure, avec dissolution de la gibbsite dans sa partie médiane;

- *un faciès nodulaire* et de redistribution du fer, très pauvre en gibbsite dans sa partie supérieure;

- *un faciès dégradé*, avec dissolution et reprécipitation partielle du fer. Dans sa partie inférieure se réalisent l'accumulation relative de gibbsite et la redistribution de ce minéral dans des gibbsitane.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses chimiques réalisées sur les trois parties de cette cuirasse, dans le creux de l'ondulation, montrent (Tableau XLIX).

- *une composition des plasmas ferrugineux assez proche* dans les trois parties et voisine de celle de l'allotérite goethitique et gibbsitique à structure de la roche écrasée (Tableau XLIII);

- *une déferruginisation des faciès ultimes* (cortex, cutanes) et plus particulièrement des ferranes de la base de la cuirasse;

- *des teneurs en aluminium très faibles* dans les nodules rouge sombre;

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Faciès supérieur</u> Plasma ferrugineux (M 4 analyses)	-	8,37	0,88	0,24	0,07	0,08	1,54	-	89,15	-
Nodules rouge sombre (M 3 analyses)	-	3,47	0,58	0,05	0,04	1,49	1,47	-	92,84	-
Cortex (M 2 analyses)	-	14,88	0,32	0,19	0,08	1,38	3,35	-	79,69	-
Nodules jaunes (M 3 analyses)	-	7,98	0,87	0,25	0,02	0,04	0,72	-	90,06	-
<u>Faciès médian</u> Plasma ferrugineux (M 5 analyses)	-	8,84	1,74	0,03	0,07	0,13	2,07	-	85,91	0,57
Papules (M 3 analyses)	-	9,02	1,88	0,06	0,08	0,15	2,25	-	85,89	0,59
<u>Faciès inférieur</u> Plasma ferrugineux (M 3 analyses)	-	8,49	0,07	0,01	0,01	0,13	1,95	-	88,49	-
Cutanes internes (M 4 analyses)	-	14,60	0,60	0,03	0,04	0,31	2,06	-	82,30	-
Cutanes externes (M 4 analyses)	-	16,94	0,54	0,04	0,03	0,27	3,93	-	78,14	-
Zones gibbsitiques (M 2 analyses)	-	91,33	-	0,04	0,02	-	0,51	-	7,95	-

TABLEAU XLIX : Microanalyses de la cuirasse du plateau sommital de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

- une forte concentration en titane dans ces nodules et dans leur cortex, ce qui pourrait correspondre à une filiation géochimique entre ces deux phases.

Ainsi sur le sommet et dans le creux de l'ondulation, les microanalyses mettent en évidence une *discordance géochimique* entre cette cuirasse, l'allotérite grise gibbsitique sous jacente et même le sommet de l'allotérite jaune rouge goethitique et gibbsitique.

c - Analyses totales sur échantillons globaux.
Variations verticales et latérales.

Les analyses totales d'échantillons globaux localisés sur le sommet et dans le creux de l'ondulation, confirment :

- que les teneurs en fer des parties supérieures de la cuirasse sont plus fortes que celles des parties inférieures;

- que les concentrations en fer sur le sommet de l'ondulation sont supérieures à celles du creux.

d - Composition minéralogique.

L'analyse aux rayons X d'échantillons globaux de cette cuirasse indique une composition à base de *goethite*, d'*hématite* et de *gibbsite*. Les analyses réalisées sur les *cloisons noires* donnent des diffractogrammes de goethite alors que ceux réalisés sur les parties *internes rouges* du maillage permettent d'identifier de la *goethite*, de l'*hématite* et de la *gibbsite*. La séparation géochimique qui était apparue entre les ferranes et le plasma, se traduit donc bien par une transformation d'hématite en goethite, comme cela avait été montré sur le Boulinda. Ces transformations s'accompagnent d'une augmentation des substitutions en aluminium qui de 13% dans le plasma rouge passe à 25% dans les ferranes.

e - Mécanismes de formation et de différenciation.

Trois mécanismes semblent avoir présidé à la formation et à la différenciation de cette cuirasse.

Dans un premier temps, l'induration d'une allotérite goethitique hématitique et gibbsitique très proche de l'allotérite brun rouge à structure de la roche écrasée, observée en profondeur. Les analyses chimiques et la structure générale des faciès concordent, en particulier dans la partie médiane de la cuirasse riche en faciès rélictuels de péridot, de pyroxène et de serpentine. L'induration se serait faite principalement par des transferts et des dépôts de goethite le long des fissures reprenant en grand le maillage de la roche.

Dans un deuxième temps, l'élimination en grande partie de la gibbsite de la partie supérieure de la cuirasse. Les oxyhydroxydes de fer se redistribuent formant des faciès bréchifiés à nodules rélictuels, avec de nombreux ferranes. Il y a enrichissement relatif en fer. Cet enrichissement est plus important sur le sommet de l'ondulation que dans le creux.

Dans un troisième temps, le fer a tendance à être éliminé à la base de la cuirasse. Il reprécipite partiellement, sous forme de goethite, le long de fissures. L'aluminium se concentre relativement et peut se redistribuer localement pour donner des *gibbsitanes*.

Il y a donc, parallèlement à un bon drainage et à une *densification de la cuirasse, enrichissement en fer* dans la partie supérieure. *Dans la partie inférieure, en revanche, la porosité* croît dans un milieu à battement de nappe, et la cuirasse a tendance à se *déstabiliser par déferruginisation* et accumulation relative d'alumine.

2 - La cuirasse conglomératique.

La cuirasse conglomératique, de 30 à 40 cm d'épaisseur, surmonte l'allotérite métahalloysitique de la doline. Elle est constituée d'un assemblage de nodules ferrugineux à cortex noirs et de blocs de cuirasse vacuolaire, le tout moyennement cimenté. Cette cuirasse, dont la composition chimique est très proche de celle de la cuirasse du plateau, en dérive par effondrement des bords de la doline, accumulation de nodules et de blocs de cuirasse et cimentation en présence d'une nappe. Elle se déferruginise également à sa base.

IV - BILAN DE L'ALTERATION.

Les bilans de l'altération tendent à évaluer les pertes et les gains de matières à partir d'un élément ou d'un volume considéré comme stable. Ils sont intéressants dans ce cas, puisque la couverture pédologique est autochtone et semble avoir été protégée par la cuirasse. Le *quartz*, l'élément le plus souvent retenu dans ce type de bilan (LENEUF, 1959; LELONG, 1969) n'a pu être utilisé, vu son absence dans la roche. MILLOT et BONIFAS (1955), TRESCASES (1975), GENSE (1976) ont choisi, pour leur part, la méthode de *calcul à volume constant*. Le raisonnement isovolumétrique n'est applicable ici que dans l'isaltérite, comme TRESCASES (1975) l'avait déjà noté. La détermination du titane ayant été rendue possible par des analyses très précises en spectrographie d'absorption atomique, nous avons tenté, à la suite de KOSTER (1961), PION (1979) et BOULANGE (1984), de raisonner en *isotitane*. La validité de la méthode a pu être testée sur l'isaltérite dans laquelle en effet, les teneurs en titane varient peu, entre 0,02 et 0,03 % sur une dizaine d'échantillons.

1 - Variations comparées du chrome, du fer et de l'aluminium.

Les calculs effectués, à titane constant (Tableau L), permettent d'envisager que :

- *le fer* s'accumule dans l'allotérite kaolinitique, ce qui est apparu en microscopie, avec la présence de ferrane et de goethanes, mais le fer serait partiellement éliminé dans toute la partie supérieure du profil. Il apparaît également que la déferruginisation serait maximale dans l'allotérite gibbsitique, mais qu'elle atteint aussi très fortement le sommet de l'allotérite goéthitique et gibbsitique, ce qui est conforme aux résultats de microanalyses. Ces calculs montrent aussi, lorsqu'on ramène les résultats à 100% pour chaque horizon (valeur T_2), que les teneurs en fer seraient plus élevées dans le sommet de la cuirasse qu'à sa base, la concentration en fer restant en % moins forte que la concentration en alumine;

- *l'alumine* s'accumule par rapport à Fe_2O_3 et Cr_2O_3 dans l'allotérite goéthitique et gibbsitique, ainsi que dans la cuirasse. Mais par rapport au titane seul, il est partiellement éliminé de l'allotérite gibbsitique, ainsi que de la cuirasse : ceci peut paraître paradoxal, mais pourrait correspondre à l'aspect carié des gibbsites observées au M.E.B. dans ces horizons.

- *le chrome* enfin, suit les variations de concentration du fer. Il est même éliminé plus rapidement que ce dernier en particulier au niveau de la cuirasse.

Ce bilan, tout approximatif qu'il soit, puisque nous avons vu que le titane pouvait se concentrer dans certaines phases et migrer sur de faibles distances, apparaît cependant assez cohérent avec les observations et les analyses pétrologiques réalisées précédemment. Il permet en particulier de mieux comprendre les différences de mobilité du fer, du chrome et de l'alumine dans les principaux horizons, à

	Fe ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		Cr ₂ O ₃		TiO ₂
	T ₁	T ₂	T ₁	T ₂	T ₁	T ₂	%
Cuirasse (sommet)	43	95	64	141	29	64	0,25
Cuirasse (base)	48	84	83	146	39	70	0,21
Allotérite gibbsitique	8,7	26	65	195	26	79	0,66
Allotérite goethitique et gibbsitique (sommet)	35	58	113	186	34	56	0,24
Allotérite goethitique et gibbsitique (base)	71	88	124	153	47	59	0,13
Allotérite kaolinitique	143	101	119	84	161	115	0,05
Isaltérite	100	100	100	100	100	100	0,03

$$T_1 = \frac{R_2O_3 \text{ horizon}}{R_2O_3 \text{ isaltérite}} \times \frac{TiO_2 \text{ horizon}}{TiO_2 \text{ isaltérite}} ; T_2 = \frac{T_1 \times 100}{T_1 Fe_2O_3 + T_1 Al_2O_3 + T_1 Cr_2O_3}$$

TABLEAU L : Variations des concentrations en Fe₂O₃, Al₂O₃ et Cr₂O₃ à T₁ constant* sur les profils d'altération du plateau sommital de la Tiébaghi.

savoir :

- l'accumulation de fer et de chrome dans l'allotérite kaolinitique;

- l'accumulation d'aluminium dans l'allotérite kaolinitique et dans l'allotérite goethitique et gibbsitique.

Ces données précisent également quel serait, dans ce cas, l'ordre de mobilité de ces éléments :

$$T_i < Al < Fe < Cr$$

2 - Estimation de l'épaisseur de roche altérée.

Un calcul prenant pour base :

$$E = \frac{C_1}{C_2} \times \frac{D_1}{D_2}$$

où E = épaisseur de roche altérée

C₁ = concentration en titane de l'échantillon

C₂ = concentration en titane de l'isaltérite

D₁ = densité apparente de l'échantillon

D₂ = densité apparente de l'isaltérite

permet d'évaluer à environ 284 m de péridotite, l'épaisseur de roche saine nécessaire à la formation de cette couverture pédologique, soit pour l'ensemble du profil un coefficient de tassement supérieur à 6.

V - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATERALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.

1 - Différenciations verticales.

L'évolution de ce manteau d'altération réalisée au travers de multiples transformations géochimiques, minéralogiques et structurales, relèverait ainsi des trois processus successifs suivants (Tableau LI).

- *une ferritisation indirecte* avec, comme intermédiaire, des phases smectitiques;

- *une induration* du sommet du profil;

- *une dégradation de la cuirasse* par sa base et de l'allotérite par son sommet, sous l'effet d'une déferruginisation, qui entraîne elle-même une accumulation relative d'alumine.

Les transformations géochimiques sont marquées successivement par :

- *une ferruginisation* et *une concentration en alumine*, avec perte de magnésium et d'une partie de la silice, le reste de la silice *reprécipitant sous forme de quartz* dans l'isaltérite silicifiée et dans l'isaltérite peu transformée;

- *une perte en aluminium* et *une redistribution du fer* dans la cuirasse;

- *une dégradation*, par *déferruginisation* de la base de la cuirasse et du sommet de l'allotérite goethitique et gibbsitique.

Les transformations minéralogiques sont marquées (Tableau LI) :

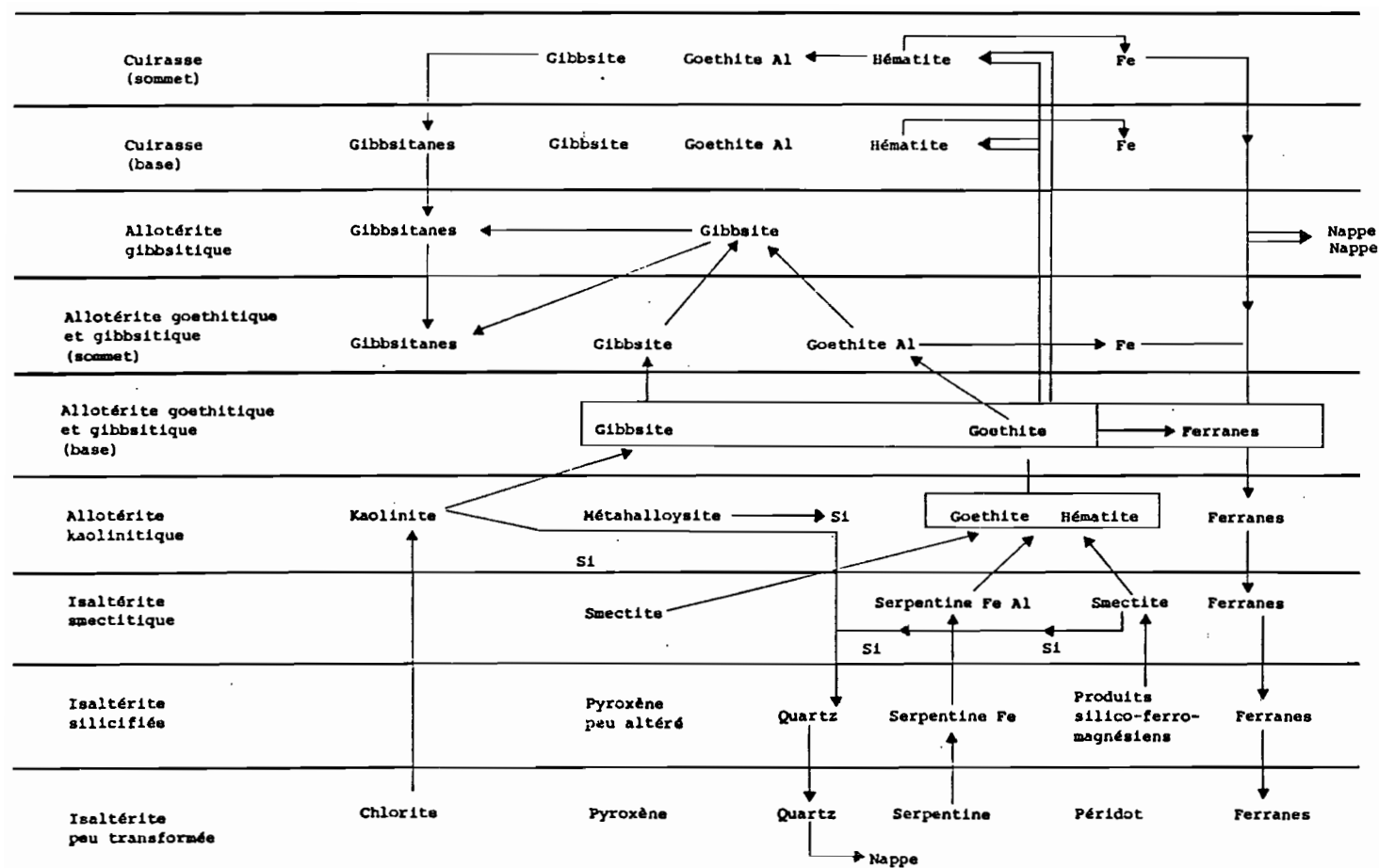
- par l'individualisation de composés *silico-ferro-magnésiens* mal cristallisés à côté d'une importante phase *serpentineuse* dans l'al-térite peu transformée;

- par la formation de *nontronite* dans l'isaltérite brune;

- par la genèse de *kaolinite*, de *métahalloysite*, de *goethite* et d'*hématite*;

- par une *substitution de l'aluminium au fer* dans les *goethites* et par son évolution ultime vers la *gibbsite*;

- par la *resilicification* de ces *gibbsites* et par la formation de *métahalloysites* dans la doline.



Tabl. LI : Transformations minéralogiques prenant place dans la couverture pédologique du plateau sommital de la Tiébaghi.

Les transformations structurales se font en trois phases :

- *le maintien d'une isaltérite à la base du profil, lorsque la perte en silice et en magnésie est encore faible;*

- *l'affaissement des structures initiales de la roche, dès le stade kaolinitique, après la perte de presque toute la magnésie et de la majeure partie de la silice;*

- *la destruction de cette structure initiale de la roche par déferruginisation dans l'allotérite gibbsitique et dans la partie sommitale de l'allotérite goethitique et gibbsitique.*

2 - Différenciations latérales.

Les différenciations latérales ont été observées sur la partie sommitale de cette couverture pédologique. Elles portent sur :

- une plus grande épaisseur de l'allotérite goethitique et gibbsitique observée sur le sommet de l'ondulation plutôt que dans le creux; cette allotérite serait absente dans la doline. Une déferruginisation, liée à la nappe, en serait la cause. Cette déferruginisation entraîne des migrations de fer, qui peut reprécipiter sous forme de goéthite le long des pores et fissures, et favoriser ainsi l'induration.

- une accumulation relative de fer dans la cuirasse et dans l'allotérite en sommet d'ondulation se développe principalement aux dépens de la gibbsite. De nombreuses empreintes de gibbsite peuvent être observées dans ces ensembles. L'aluminium, éliminé dans des conditions acides et de fort drainage, se substitue pour une part au fer des goéthites et est transféré d'autre part vers la nappe pour former des gibbsitanes, ou pour être éliminé du secteur.

- en perdant son aluminium et probablement une partie de son fer, la cuirasse de sommet d'ondulation se fragmente et s'amincit, alors qu'en fond d'ondulation, elle a une beaucoup plus grande épaisseur.

- dans la doline, les eaux légèrement siliceuses permettent une silicification des gibbsites et la formation de métahalloysite.

3 - Relation entre l'évolution de la couverture pédologique et la morphologie.

L'évolution de ce paysage cuirassé est essentiellement une évolution karstique liée à l'altération de la roche et aux dissolutions préférentielles dues aux circulations des nappes. Les dolines apparaissent ainsi comme des exutoires pour ces nappes, tout comme les sources situées sous la cuirasse, en bord de plateau. La résultante de tout ceci est un enfoncement général du paysage, plus accentué le long des zones de circulation des nappes, mais présent partout. Un facteur de tassement supérieur à 6, correspondant à l'altération de près de 280 m de roche, a pu être estimé par calcul, ce qui relativise un peu les affaissements de 5 à 10 m notés dans les creux des ondulations.

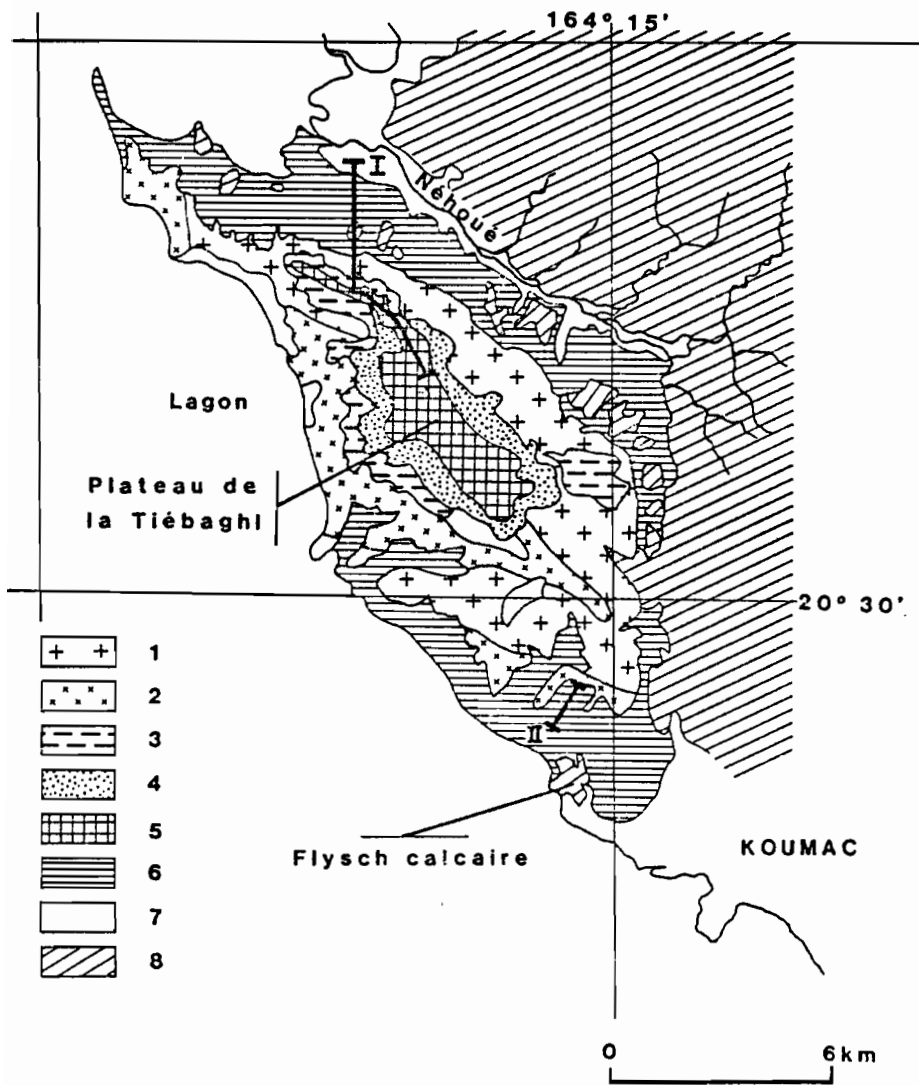


Fig. 54 : Localisation des séquences du versant nord-est et du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.

CHAPITRE VI

LA PARTIE AVAL DE LA TIEBAGHI FERRITISATION INDIRECTE - FERSIMATISATION

I - PRESENTATION.

La zone d'aval de la Tiébaghi comprend des *versants à très fortes pentes*, entrecoupés de *replats* qui entourent le plateau sommital, et un *piémont*, occupé au nord-est par le vaste *complexe alluvial* de la Néhoué et au sud-ouest par un *large glacis*. Sur les versants, les replats se présentent comme une série d'épaulements étagés, recoupés par de profonds talwegs; leur extension maximum se situe sur la pointe nord-ouest du massif ainsi qu'à l'est et au sud-est. Sur les versants nord et sud-ouest il sont en revanche très réduits.

Deux problèmes se posent dans cette zone aval :

- *caractériser brièvement les formations de versant et du complexe alluvial et les comparer à ce qui a été observé sur le Boulinda;*

- *analyser en détail les formations superficielles du piémont dont l'équivalent n'a pas été observé sur le Boulinda.*

Pour cela deux séquences seront étudiées : l'une sur versant nord-est, l'autre sur le piémont sud-ouest (Figure 54).

II - TOPOSEQUENCE DU VERSANT NORD-EST.

A - Généralités.

La toposéquence du versant nord-est coupe :

- *le plateau cuirassé sommital*, dont le rebord se situe à environ 520 m d'altitude;

- *un petit replat*, situé juste en dessous du plateau, entre 500 et 480 m d'altitude, sur lequel peuvent être observés des blocs de cuirasse démantelés, souvent conglomératiques, et des nodules d'aspect scoracié;

- *un large replat entre 430 et 370 m*, couvert de gros nodules arrondis, et qui présente sur ses rebords nord-est et sud-ouest des corniches avec une cuirasse nodulaire;

- *un replat à 300 m*, très riche en petits nodules sphériques mats, et qui peut contenir quelques fragments de cuirasse nodulaire;

- *une profonde entaille*, qui met à nu une altérite smectitique;

- *une butte témoin*, qui culmine vers 60 m au dessous de la plaine alluviale et dont le substrat est formé de schistes siliceux, recouvert par un ensemble colluvio-alluvial en provenance des péridotites formé par un niveau argileux riche en giobertite, lui-même surmonté de formations ferritiques rouges cuirassées à leur sommet;

- *une terrasse alluviale ancienne*, entre 20 et 10 m, riche en nodules de giobertite;

- *une terrasse alluviale récente* formée de sédiments de texture sablo-argileuse (alluvions modernes, ESPIRAT, MILLON, 1967), dont la limite avec la terrasse ancienne est marquée par un ressaut de deux à trois mètres.

B - Les formations superficelles d'altération et de pédogenèse.

Une représentation de l'organisation générale de cette toposéquence, qui recoupe les principaux ensembles pédologiques de ce massif, est figurée au tableau LII, figure 5§. Nous retiendrons quatre ensembles principaux de bas en haut :

- un ensemble altéritique;
- un ensemble structichrome;
- un ensemble induré;
- un ensemble gravolitique.

C - Caractérisation des ensembles majeurs.

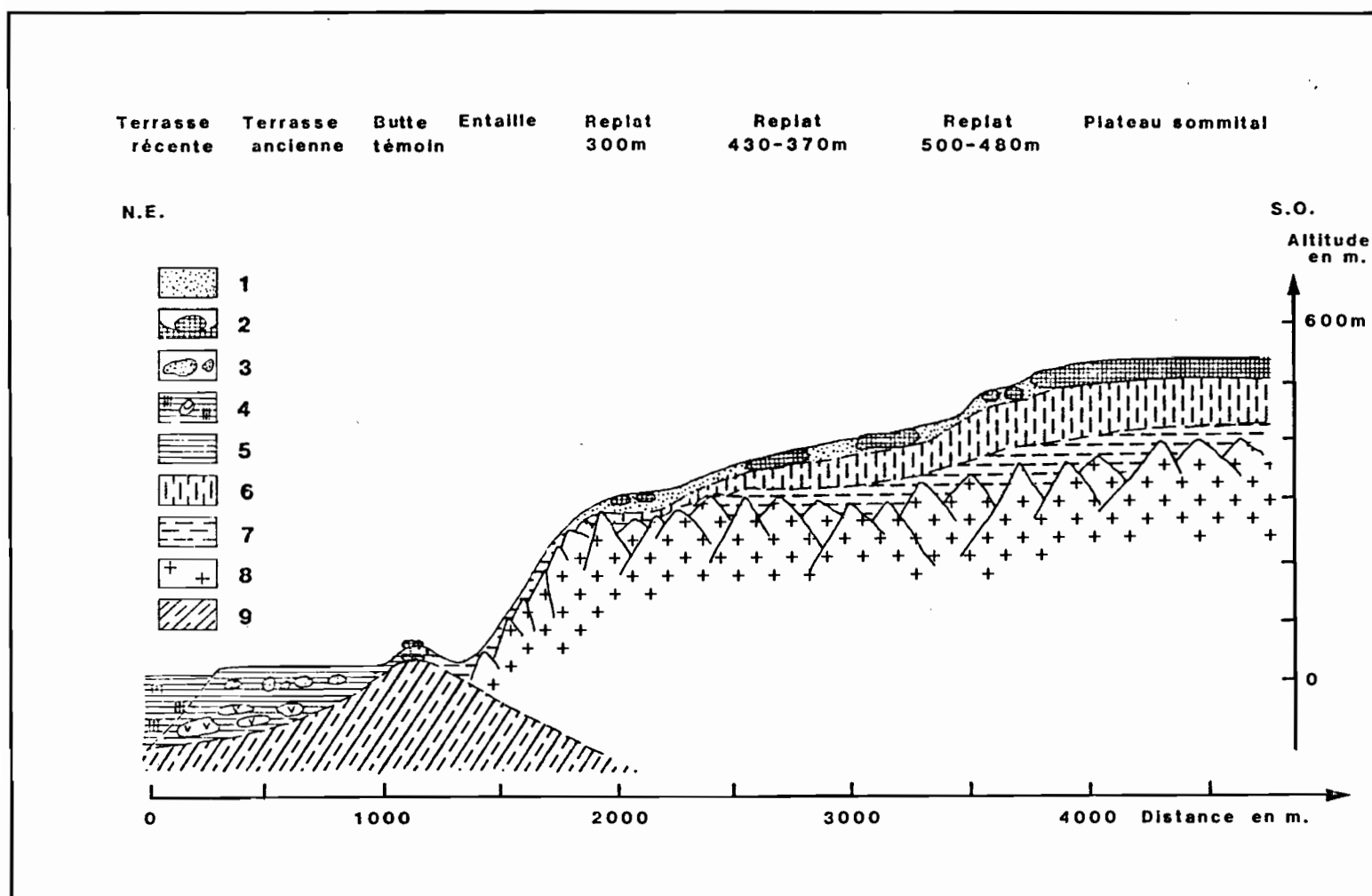
1 - L'ensemble altéritique.

a - L'isaltérite smectitique.

Cette isaltérite se développe à la base du profil d'altération, et est en contact avec la péridotite saine. De couleur brun verdâtre (2,5 Y 4/4), lorsqu'elle est à la base des profils, à brune (7,5 YR 3/2) lorsqu'elle est à l'affleurement sur l'entaille récente, elle contient de nombreux blocs de péridotite peu altérée. Elle est cloisonnée par des passées siliceuses de quartz dans les niveaux supérieurs, d'opale CT et d'opale A à la base du massif. Elle apparaît comparable à l'isaltérite brun verdâtre décrite dans la toposéquence du plateau sommital.

Ensembles	Horizons	Plateau sommatal	Replat 500-480 m	Replat 430-370 m	Replat 300 m	Entaille récente	Butte témoin	Terrasse ancienne	Terrasse récente
Nodulaire	Gravolite	Nodules relictuels sur 20 cm sur la cuirasse	Nodules relictuels scoriacés sur 40-50 cm	Nodules arrondis et luisants sur 40-50 cm	Petits nodules sphériques sur 40-50 cm	-	-	-	-
Induré	Cuirasse alvéolaire	2-3 m	-	-	-	-	-	-	-
	Cuirasse conglomératique	-	1 m	-	-	-	-	-	-
	Cuirasse nodulaire	-	-	1 - 2 m	-	-	-	-	-
	Cuirasse nodulaire et bréchique	-	-	-	-	-	Blocs en 1 m	-	-
Structichrome	Structichron ferrugineux nodulaire	-	-	-	-	-	5 - 6 m	-	-
	Structichron smectitique carbonaté	-	-	-	-	-	1 - 2 m	> 2 m	-
	Structichron smectitique hydromorphe	-	-	-	-	-	-	-	1 - 2 m
Altéritique	Allotérinite ferrugineuse brun jaune	20 - 50 m	20 - 30 m	10 - 20 m	1 - 2 m	-	-	-	-
	Isaltérinite smectitique	5 - 10 m	1 - 2 m	1 - 2 m	1 m	0,5 - 1 m	-	?	?

TABEAU LII : Organisation macroscopique générale de la séquence du versant Nord-est de la Tiébaghi.



1 Gravalite ferrugineux 2 Cuirasse et carapace ferrugineuse, fragment de cuirasse 3 Nodule silicifié
4 Structichron smectitique hydromorphe + concrétion 5 Structichron smectitique nodulaire 6 Allotérite goethitique avec ou sans gibbsite 7 Isaltérite smectitique 8 Ensemble lithologique (Roches ultrabasiqes) 9 (Schistes siliceux)

Fig. 55 : Répartition des ensembles majeurs dans la toposéquence du versant nord-ouest de la Tiébaghi.

b - L'allotérite ferrugineuse brun jaune.

L'allotérite ferrugineuse brun jaune (10 YR 6/8) a été décrite à 370 m d'altitude, où elle se développe sur 15 à 20 m au dessus de l'isaltérite smectitique. Elle se présente comme une formation ferrugineuse comportant 60 à 70% de Fe_2O_3 à l'analyse après extraction nitroperchlorique, à structure de roche écrasée avec quelques passées isaltéritiques. La transition avec l'isaltérite smectitique est soulignée par la présence de tubules noir bleuté d'asbolane. Des teneurs de 36% de MnO , 2,5% de CoO et 2% de NiO , ont été dosées sur ces tubules qui ont fait, au début du siècle, l'objet de nombreuses exploitations pour en extraire le cobalt. Un grand nombre de galeries (trous de cobaleurs) creusées à la base de l'allotérite brun jaunâtre, attestent de cette activité*.

2 - L'ensemble structichrome.

L'ensemble structichrome a été décrit dans le complexe colluvio-alluvial de la Néhoué et sur la pente inférieure du massif au sommet de l'isaltérite brun verdâtre.

a - Structichron smectitique hydromorphe.

Le structichron smectitique hydromorphe se développe dans les alluvions récentes de la Néhoué dont l'origine est diverse (péridotites, roches sédimentaires et volcaniques environnantes). De structure polyédrique nette, il a une couleur brun grisâtre (10 YR 3/2) et montre en profondeur des taches noires d'oxyhydroxyde de manganèse, témoins d'une hydromorphie temporaire.

b - Structichron smectitique carbonaté.

Le structichron carbonaté a été observé dans les alluvions anciennes et à la base de la formation ferritique de la butte témoin. De couleur gris foncé (10 YR 3/2) il présente des taches blanches correspondant à des amas de giobertite. La structure est prismatique. Au microscope optique il montre un assemblage aggloméroplasmique avec un plasma squelmasépique et un squelette formé de nodules ferrugineux, de grains arrondis de chromite, de bastite, de serpentine et de quartz. Des concrétions ferro-manganesifères côtoient des nodules centimétriques à décimétriques de giobertite. En profondeur, des formations grossières, galets de péridotite altérés et fragments de meulière peuvent aussi contenir des nodules de giobertite. Des sondages, effectués dans la terrasse ancienne pour rechercher l'eau, ont parfois traversé de 20 à 30 m de sédiments hétérométriques avant d'atteindre le substrat rocheux.

* Un travail sur les oxydes de manganèse et de cobalt mené par Melle S. LORCA est actuellement en cours à l'Université de Toulouse.

c - Structichron ferrugineux nodulaire.

Le structichron ferrugineux rouge (10 R 4/4) nodulaire se forme dans un matériau hétérométrique comprenant des blocs de cuirasse de toutes tailles et des fragments de "pseudomeulière". Des petits nodules sphériques d'aspect de surface mat se développent dans un fond matriciel limoneux rouge. En observation microscopique, les nodules apparaissent isotropes et sans cortex.

3 - L'ensemble induré.

a - La cuirasse nodulaire et bréchique.

Cette cuirasse coiffe la butte témoin dans la vallée de la Néhoué. Macroscopiquement, elle présente de grosses inclusions formées de fragments de meulière ou de morceaux de cuirasse. Des dépôts blancs siliceux recouvrent certains vides. A l'examen microscopique, elle apparaît composée de très nombreux petits nodules, à centres isotropes, et à cortex brun isotique, assemblés par un ciment brun ferrugineux isotique. L'analyse à la microsonde réalisée sur ces nodules, cortex et plasma internodulaire indique une composition essentiellement ferrugineuse.

b - Cuirasse nodulaire.

La cuirasse nodulaire se développe sur le replat à 430-370 m. Elle est constituée de petits nodules millimétriques brun foncé assemblés par un ciment brun rouge clair à blanc.

Sous le microscope, ces nodules présentent un coeur isotrope, entouré d'un cortex jaune rouge anisotrope. Des cristallites de gibbsite alignés, peuvent recouper le coeur et le cortex des nodules, mais l'alignement ne se poursuit pas jusque dans le fond matriciel internodulaire, ce qui indique deux séries de transformation dans ces cuirasses : l'une ayant affecté les nodules suivie d'une autre ayant affecté le fond matriciel internodulaire. Le ciment brun foncé isotique est poreux et peut présenter autour de certains vides des gibbsitanes. L'observation au M.E.B. a pu révéler la présence de gros cristaux de gibbsite, en position de croissance, autour de ces vides.

L'analyse à la microsonde des différentes phases de cette cuirasse montre (Tableau LIII) une déferruginisation et un enrichissement relatif en aluminium et en titane des cortex et fonds matriciels, signe d'une évolution en milieu à battement de nappe de cette cuirasse avec départ de fer et remobilisation de l'aluminium.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Nodules (Centre) (M 3 analyses)	-	16,23	2,29	0,03	-	0,09	6,21	0,28	76,09	0,06
Nodules (Cortex) (M 5 analyses)	-	21,35	1,95	0,03	0,04	0,37	9,43	0,35	65,29	0,03
Fond matriciel internodulaire (M 3 analyses)	-	44,66	1,45	0,05	0,05	0,40	5,55	0,06	47,72	0,05

TABLEAU LIII : Microanalyses de la cuirasse nodulaire de la séquence du versant nord de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

c - Cuirasse conglomératique.

La cuirasse conglomératique, située juste au-dessous du plateau sommital, est constituée de blocs de cuirasse vacuolaire assemblés dans un ciment ferrugineux, très poreux, riche en nodules ferrugineux de forme anguleuse. Des ferranes bruns bordent les vides. Cette cuirasse apparaît le plus souvent démantelée.

d - Cuirasse alvéolaire.

Cette cuirasse a été décrite au chapitre précédent.

4 - Le gravolite.

Le gravolite apparaît, dans cette séquence, très diversifié, en fonction des niveaux topographiques, sur lesquels il se développe.

Sur la butte témoin, dans la plaine, il est formé de petits nodules sphériques à aspect de surface mat.

Sur le replat à 300 m, il est constitué de petits nodules sphériques mats qui, au microscope, apparaissent isotropes et dépourvus de cortex continu.

Sur le replat à 370-430 m, les nodules ont une forme arrondie. A l'examen microscopique, ils présentent un centre noir isotrope et un cortex brun rouge développé. Ils apparaissent souvent sous forme de nodules composites.

Sur le replat à 480-500 m, les nodules ont des formes anguleuses et très poreuses (scoraciées). En lame mince, ils montrent des caractères d'organisation de la cuirasse vacuolaire, sans cortex. Ce sont donc des fragments relictuels de cette cuirasse. En cela ils sont très comparables aux accumulations de nodules anguleux, observés sur la cuirasse sommitale.

D - Différenciation verticale et latérale.
Comparaison avec le Boulinda.

La toposéquence du versant nord-est de la Tiébaghi recoupe les principaux faciès des formations superficielles d'altération et de pédogenèse de ce massif.

1 - Sur le *plateau sommital*, ces formations superficielles sont particulièrement épaisses et différenciées. La *cuirasse alvéolaire* observée, s'apparente, au point de vue morphologique, aux fragments de cuirasse observés sur le plateau sommital du Boulinda.

2 - *Trois replats principaux*, d'extension beaucoup plus réduite que sur le Boulinda ont été reconnus. *Les faciès* à cuirasse conglomératique et nodules anguleux, à cuirasse nodulaire et nodules arrondis ainsi que ceux à petits nodules sphériques mats, *rappellent* beaucoup *les faciès observés sur le Boulinda*. Ils sont *étagés dans le même ordre*, même si les altitudes sont beaucoup plus réduites et seraient donc comparables.

La plus grande richesse en hématite des sols de la base du massif, marqués par des couleurs rouges plus vives que celles des sols du sommet, dans lesquelles dominent les bruns, est aussi à noter. Cependant nous avons vu que de l'*hématite subsistait dans la cuirasse sommitale*, ce qui est probablement le fait d'un héritage pédologique, les phases ultimes, reprécipitation le long des vides, étant goethitiques. Le maintien de l'hématite découle très certainement d'une pluviosité moins abondante sur la Tiébaghi que sur le Boulinda.

De même, la *silice* cristallise sous forme de quartz dans les parties sommitales, d'opale CT et d'opale A à la base.

La grande originalité du point de vue géochimique par rapport au Boulinda, est la présence d'*aluminium* en quantité suffisante pour former de la *gibbsite*. Cette dernière semble s'accumuler préférentiellement dans les hautes surfaces, comme les bilans géochimiques le laissaient prévoir.

Enfin, *les formations superficielles qui apparaissent plus épaisses sur la Tiébaghi que sur le Boulinda* sont peut-être le résultat d'une plus grande stabilité tectonique qui aurait permis une altération plus profonde.

3 - Le complexe alluvial présente quant à lui :

- un *faciès d'apport récent* peu transformé et comparable à celui observé dans la vallée de la Ouha, à la différence près, que le Néhoué est une rivière importante et qu'une partie de ses alluvions provient des terrains sédimentaires et volcaniques voisins;

- un *faciès d'apport ancien*, argileux, avec des nodules de giobertite dont l'âge, 16300 ± 200 ans BP, serait légèrement plus récent que ceux datés sur les plaines alluviales anciennes plus au sud, mais qui reste dans le même ordre de grandeur;

- un faciès d'apport colluvio-alluvial smectitique à la base, et ferritique au sommet, dont l'évolution sur place a produit une nodulation et un cuirassement. Ces colluvio-alluvions dominent les faciès d'alluvions anciennes de près de 40 m et seraient donc nettement plus anciens.

Ainsi, les formations superficielles de la Tiébaghi suivent les mêmes règles d'évolution que celles du Boulinda même si des différences, dues à la nature géochimique du substrat et à l'altitude sont notables. Les produits indurés des formations superficielles (cuirasse, nodules) apparaissent pour leur part similaires dans leur faciès pétrographique et dans l'ordre de leur étagement. Ils semblent donc comparables au point de vue géomorphologique, même si les altitudes de leurs occurrences diffèrent.

III - TOPOSEQUENCE DU PIEMONT SUD-OUEST.

A - Généralités.

La toposéquence de piémont, décrite au sud-ouest du massif de Tiébaghi, traverse (Figure 56) :

- un *glacis d'érosion* au pied du massif;
- une *zone intermédiaire*, riche en nodules ferrugineux et légèrement cuirassée;
- une *zone marécageuse* très proche du niveau de la mer.

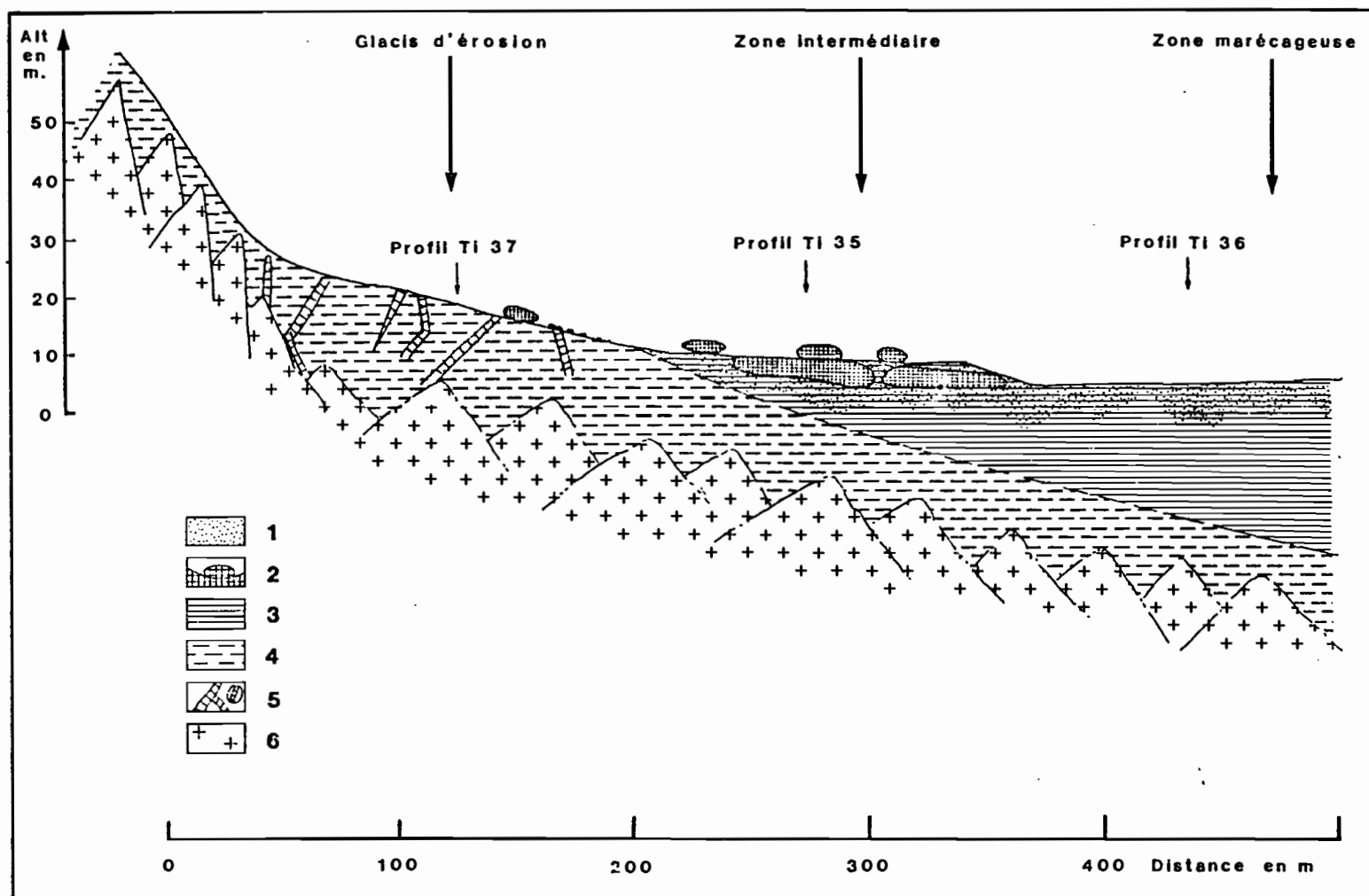
Le *glacis d'érosion*, d'une centaine de mètres de large, entoure le pied du massif et est recoupé par de petits ruisseaux à écoulement temporaire. Sa pente est de 3 à 4%. L'érosion a mis à nu une altérite, à structure de roche conservée, creusant dans les secteurs les plus tendres, et laissant en relief les zones les moins altérées. Quelques nodules ferrugineux et quelques fragments de cuirasse sont répandus à la surface du sol.

La *zone intermédiaire*, d'extension très variable, est caractérisée par la présence de blocs superficiels de cuirasse. Cette zone intermédiaire cuirassée se trouve à proximité d'une terrasse alluviale ancienne qu'elle domine topographiquement.

La *zone marécageuse* s'étend sous une forêt à niaouli (*Melaleuca quinquenervia*) dans la partie la plus basse de la séquence.

L'examen de ce paysage met donc en évidence :

- l'importance des processus d'érosion en nappe (aucune rigole n'est visible) et de sédimentation;
- l'actualité de cette érosion, le glacis d'érosion étant pratiquement dépourvu de végétation.



1 Gravolite ferrugineux 2 Cuirasse et carapace ferrugineuse, fragment de cuirasse 3 Structichron smectitique nodulaire
 4 Isaltérite smectitique 5 Isaltérite silicifiée, bloc d'isaltérite silicifiée ("pseudo-meulières")
 6 Ensemble lithologique (Roches ultrabasiques)

Fig. 56 : Répartition des ensembles majeurs dans la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.

B - Observations macroscopiques : détermination des horizons majeurs.

1 - Présentation.

Les formations superficielles apparaissent sur cette séquence peu développées et peu différenciées.

Sur le glacis d'érosion, elles se limitent à une isaltérite, légèrement silicifiée et argilifiée, dont un exemple est fourni par le profil TI 37.

Dans la zone intermédiaire, elle est plus profonde, et marquée par la présence d'un niveau ferrugineux induré en cours de démantèlement (profil TI 35).

Dans la zone marécageuse, elle est constituée de sédiments argileux et carbonatés, dans lesquels on retrouve quelques nodules ferrugineux (profil TI 36).

2 - Profil TI 37.

Piémont de la Tiébaghi, à 50 m de l'escarpement rocheux du massif; pente 4 à 5%. Les précipitations moyennes annuelles sont d'environ 1000 mm. La végétation est un maquis très clair à gafac (*Acacia spirorbis*), à *Lophoshoenus spp.* et à *Wickstoemia viridifolia*. Très nombreux affleurements de péridotite serpentinisée dure.

La surface du sol est parsemée de fragments de cuirasse et de petits nodules ferrugineux mais aussi de quelques plaquettes silicifiées. Le profil est décrit dans une zone d'accumulation de nodules.

0 - 5 cm : Sec, brun noir (10 YR/3/3); sablo-argileux; 60% de nodules ferrugineux de 2 à 3 mm de diamètre; structure polyédrique émoussée fine nette; très poreux; meuble; nombreuses racines moyennes et fines; transition nette et régulière.

5 - 45 cm : Frais; brun verdâtre (2,5 YR 6/4); roche en voie d'altération; quelques racines dans les fentes.

3 - Profil TI 35.

Piémont de la Tiébaghi, à 100 m du précédent, pente 2%. Les précipitations sont les mêmes que précédemment. La végétation est une savane à niaouli (*Melaleuca quinquenervia*) et à *Heteropogon contortus*.

En surface quelques affleurements de cuirasse.

0 - 10 cm : Frais; brun très foncé (5 YR 4/2); argileux; 70% de nodules ferromangnésifères; structure polyédrique fine à moyenne subangulaire nette; macroporosité importante; friable; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

10 - 35 cm : Humide; brun verdâtre foncé (5 Y 3/3); argileux; 40% de nodules ferro-manganésifères; blocs de cuirasse noire, nodulaire et bréchique, pouvant inclure des fragments de pseudo-meulière et de cuirasse; structure prismatique moyenne nette; fentes de retrait; plastique; collant; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et ondulée.

35 - 60 cm et plus : Humide; brun verdâtre (2,5 Y 5/4); argileuse; 30% de nodules blancs de carbonates; carbonaté (réaction à l'acide chlorhydrique); structure prismatique moyenne nette; nombreuses racines moyennes et fines.

Remarque : La cuirasse est par endroits continue.

4 - Profils TI 36.

Zone marécageuse, à 150 m de la précédente. La végétation est une forêt à niaouli (*Melaleuca quinquenervia*) et à joncs.

Microrelief superficiel important, avec chenaux de circulation de l'eau entre les grands arbres.

0 - 18 cm : Humide, noir (2,5 Y 3/2); très riche en matière organique; argileux; structure polyédrique moyenne nette; poreux; très peu dense; nombreuses racines moyennes et grosses; transition distincte et régulière.

18 - 30 cm : Humide; brun verdâtre foncé (2,5 Y 5/2); argileux; 30% de concrétions noires ferro-manganésifères; carbonaté, structure massive à tendance prismatique; plastique; collant; nombreuses racines moyennes et fines; transition distincte et régulière.

30 - 60 cm et plus : Humide; brun verdâtre (2,5 Y 5/2); argileux; 20% de concrétions noires ferro-manganésifères; quelques petits nodules blancs de carbonates; carbonaté; structure massive; plastique; collant, quelques racines moyennes et fines.

5 - Conclusion.

Les descriptions précédentes et les observations complémentaires faites dans le secteur permettent de caractériser quatre ensembles majeurs.

- un ensemble *altéritique*, qui se présente sous la forme d'une *isaltérite*, *smectitique silicifiée*;

- un ensemble *structichrome*, représenté par un *structichron smectitique carbonaté*, brun verdâtre à *nodules ferro-manganésifères et carbonatés* formé dans des colluvio-alluvions;

- un ensemble *induré* formé d'une *cuirasse nodulaire et bréchique* noire, incluant des fragments de "pseudo-meulière" et de cuirasse;

- un ensemble *gravolitique* constituant un *gravolite noir*.

Ensemble	Horizon	TI 37	TI 35	TI 36
Gravolitique	Gravolite	0- 5 cm	0-10 cm	-
Induré	Cuirasse nodulaire et bréchique	-	10-35 cm	-
Structichrome	Structichron smectitique carbonaté	-	35-60 cm et plus	35-60 cm et plus
Altéritique	Isaltérite silicifiée	5-45 cm	-	-

Tableau LIV : Organisation macroscopique générale de la séquence de piémont sud-ouest de la Tiébaghi.

C - Caractérisation des ensembles majeurs.

1 - L'ensemble altéritique : l'isaltérite smectitique silicifiée.

L'isaltérite smectitique silicifiée a été observée sur le profil TI 37. Elle se présente comme une roche altérée gris verdâtre, à structure conservée, avec quelques veines blanches friables.

a - Observations microscopiques.

L'examen au microscope optique permet de mettre en évidence :

- des péridots altérés, gris brun, en lumière polarisée analysée, entourée d'un épais maillage serpentineux gris à extinction roulante;

- des pyroxènes altérés en bastite, formés de fines lamelles grises orientées, à fortes anisotropie;

- des revêtements argileux brun rouge, anisotropes;

- des revêtements siliceux, isotropes.

b - Microanalyses chimiques.

Les analyses à la microsonde effectuées sur les principales phases de cette isaltérite montrent une silicification générale, qui est complétée par des dépôts d'opale en cutanes le long des vides (Tableau LV). Elles indiquent aussi une composition silico-ferrugineuse des argilanes. Elles soulignent enfin les pertes en magnésium et les gains en fer, qui ont affecté tous les minéraux parentaux de cette isaltérite.

Une grande similitude existe ainsi entre les compositions des diverses phases de cette isaltérite et celles analysées dans la toposéquence aval du Boulinda.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Péridots altérés (M 3 analyses)	8,43	0,96	63,04	4,13	0,08	0,01	0,34	-	22,07	0,86
Serpentine (M 3 analyses)	14,80	1,16	64,63	3,06	0,11	0,07	0,27	-	17,92	0,91
Pyroxènes altérés (M 2 analyses)	6,15	0,45	60,74	4,80	0,04	0,01	0,47	-	27,39	0,91
Argilanes (M 8 analyses)	5,88	1,81	56,16	4,04	0,16	0,03	0,41	-	30,57	1,08
Silanes (M 3 analyses)	3,39	-	95,04	0,73	0,05	0,02	0,06	0,01	0,58	0,08

TABLEAU LV : Microanalyses de l'isaltérite smectitique silicifiée de la toposéquence de piémont sud-ouest de la Tiébaghi.
(Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

c - Composition minéralogique.

La diffractométrie aux rayons X effectuée sur cette isaltérite montre des raies, peu marquées, de *smectite* (16,28, 4,54, 2,53 Å) et de *serpentine*. L'opale est peut-être indiquée par un léger bombement sur le diffractogramme entre 4,4 et 4,5 Å, indicateur de la présence d'opale A.

2 - L'ensemble structichrome : structichron smectitique et carbonaté.

Le structichron smectitique et carbonaté prend place au-dessus de l'altérite silicifiée, sans toutefois que la transition, entre ces deux horizons, ait pu être observée verticalement. Il est riche en petits nodules ferrugineux, manganésifères et carbonatés.

a - Observations microscopiques.

Cet horizon est constitué d'un fond matriciel argileux brun jaunâtre isotique, imprégné de carbonates blancs à forte anisotropie, dans lequel peuvent être observés :

- des fragments de nodules ferrugineux, souvent en cours de déstabilisation, entourés de vides périnodulaires;
- des nodules carbonatés envahis par des précipitations noires d'oxydes de manganèse;
- des manganés, le long de certains vides.

b - Microanalyses chimiques.

Les microanalyses réalisées sur les différentes phases de ce structichron smectitique et carbonaté permettent de mettre en évidence (Tableau LVI) :

- dans le plasma et dans les nodules plasmiques, un excès de calcaire et de magnésium qui est à relier à la *présence de carbonates*;

- l'*abondance du calcium* dont l'origine est à chercher dans l'environnement extérieur au massif de péridotite, probablement les collines de flysch et d'arénite éocène, localisées en bord de mer (Figure 53).

- les *fortes teneurs en manganèse* des nodules carbonatés;

- la *composition des nodules rélictuels*, très ferrugineux et chromifères, en *nette discordance géochimique* par rapport aux autres phases du milieu.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CO ₂ ^x
Fond matriciel argileux ($\bar{M}$ 2 analyses)	4,69	5,41	54,93	5,14	0,13	0,18	1,17	-	25,14	0,60	-
Fond matriciel argileux et carbonaté ($\bar{M}$ 5 analyses)	10,63	2,75	20,83	1,60	19,12	0,03	0,87	0,32	9,61	0,21	33,73
Nodules plasmiques ($\bar{M}$ 6 analyses)	3,74	2,93	42,04	4,57	0,29	0,03	0,49	-	45,59	0,28	-
Nodules carbonatés ($\bar{M}$ 6 analyses)	12,93	3,21	13,26	1,43	13,73	0,06	0,10	17,10	6,61	2,00	29,87
Nodules rélictuels ($\bar{M}$ 6 analyses)	1,42	1,40	4,70	0,17	0,12	0,12	4,40	-	87,00	0,61	-

x CO₂ calculé à partir de l'excès de Ca et Mg.

Tableau LVI : Microanalyses du structichron smectitique et carbonaté de la toposéquence de piémont de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

C - Composition minéralogique.

L'analyse minéralogique, aux rayons X, permet de caractériser des *smectites*, de la *dolomie* et des traces de *goethite*.

3 - L'ensemble induré : cuirasse nodulaire et bréchique.

La cuirasse nodulaire et bréchique est située au-dessus du structichron smectitique et carbonaté dont elle est séparée par une zone d'effritement de la cuirasse. Au sein de cet ensemble induré, des phases nodulaires, à ciment argileux, non indurées, peuvent être observées. Des fragments anguleux de pseudo-meulière et de cuirasse peuvent être inclus dans cet ensemble induré, lui donnant son aspect bréchique, ce qui le rapproche de la cuirasse nodulaire et bréchique observée sur la butte témoin de la Néhoué.

a - Observations microscopiques.

L'observation microscopique a été réalisée sur des faciès cohérents et sur des faciès friables.

Les faciès cohérents sont formés :

- de *nodules arrondis, rouge orangé, anisotropes en L.P.A., à faciès de reliques minérales* (structure de péridot principalement), avec des cortex bruns isotiques très riches en petits grains de chromite orientés dans le sens du cortex;

- des *nodules ferrugineux bruns isotiques*, très riches en petits grains de chromite;

- de *petits graviers siliceux* à bords arrondis et nets.

Le tout est cimenté par un fond matriciel internodulaire ferrugineux, brun, isotique, riche en petits grains de chromite.

Le faciès friable est constitué de nodules à faciès de relique minérale et de fragments de nodules bruns associés dans un plasma argileux brun, très poreux. Certains de ces nodules sont composites et sont eux-mêmes extrêmement poreux dans leur partie centrale.

b - Microanalyses chimiques.

Les résultats des microanalyses chimiques réalisées sur cette cuirasse indiquent (Tableau LVII) :

- une *composition très ferrugineuse des nodules lithoréliques*, analogue dans les deux phases;

- une *déferruginisation des cortex*, accompagnée dans les faciès cohérents, d'un accroissement des teneurs en aluminium, en chrome et en manganèse; dans le faciès friable, se manifeste une silicification venant en plus des gains en ces trois éléments. Les gains en aluminium restent cependant faibles par rapport à ce qui a pu être noté plus haut dans le massif et il n'y a aucune individualisation de gibbsite;

- des *gains en manganèse, en aluminium et en nickel dans le fond matriciel internodulaire ferrugineux* et une silicification des faciès argileux.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
<u>Phase cohérente</u> Nodules relictuels (M 5 analyses)	-	2,82	5,39	-	-	-	8,80	0,81	81,64	0,43
Cortex (M 2 analyses)	-	6,76	4,13	-	-	-	13,63	1,93	73,28	0,25
Fond matriciel I.N. argileux (M 5 analyses)	-	8,24	5,28	-	-	-	8,62	6,16	70,61	1,17
<u>Phase friable</u> Nodules relictuels (M 9 analyses)	0,15	2,93	5,19	0,21	0,06	0,07	6,33	-	84,46	0,42
Cortex (M 5 analyses)	0,45	6,53	8,86	0,62	0,14	0,23	8,80	0,50	74,56	0,43
Fond matriciel I.N. argileux (M 5 analyses)	1,73	7,21	18,28	1,79	0,26	0,29	2,89	6,30	59,98	0,94

TABLEAU LVII : Microanalyses de la cuirasse nodulaire et bréchique de la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.
(Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X, effectués sur un échantillon friable, indiquent la présence de *goethite*, de *smeectite* et de *chromite*. Les pics de la smectite sont toutefois très mal exprimés.

4 - Ensemble gravolitique-gravolite.

L'ensemble gravolitique, de 5 à 10 cm d'épaisseur se développe dans la partie superficielle des sols indurés, et par poche sur l'isaltérite du glacié d'érosion. Il est constitué de nodules ferrugineux et ferro-manganésifères et d'un peu d'argile.

a - Observations microscopiques.

L'examen de ce gravolite au microscope optique permet de distinguer :

- des *nodules relictuels* de cuirasse démantelée à cortex brun foncé, isotiques, très développés, présentant souvent de fortes porosités centrales, soulignées par les couleurs brun foncé à noir des oxydes de manganèse;

- des *concrétions ferro-manganésifères*;

- de petits graviers siliceux ronds ou arrondis à bord très net;

- quelques fragments de fond matriciel argileux autour des nodules.

b - Microanalyses chimiques.

Les résultats des microanalyses chimiques réalisées sur les principales phases du gravolite indiquent (Tableau LVIII) :

- une composition chimique des nodules de gravolite analogue à celle des nodules lithorelictuels de la cuirasse;

- un enrichissement en aluminium, silice et manganèse des cortex et des zones poreuses intranodulaires;

- des teneurs élevées en manganèse dans les concrétions noires ferro-manganesifères.

Les phases argileuses internodulaires sont pour leur part beaucoup plus siliceuses que ces phases nodulaires, et que les phases argileuses de la cuirasse et semblent provenir d'un colluvionnement à partir du haut glacis et d'une silicification générale.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO
Fond matriciel argileux (M 5 analyses)	1,77	4,20	33,46	3,14	0,56	0,17	2,89	0,23	52,96	0,86
Nodules relictuels (M 8 analyses)	0,16	3,32	4,43	0,34	0,11	0,09	7,16	0,02	83,92	0,37
Cortex des nodules relictuels (M 2 analyses)	0,93	7,50	8,67	1,07	0,25	0,25	2,81	3,84	73,84	0,70
Zones poreuses des N.R. (M 4 analyses)	0,23	7,15	8,36	0,68	1,11	0,13	2,30	2,69	76,95	0,26
Concrétions ferro-manganesifères (M 6 analyses)	0,55	3,83	4,04	0,37	0,16	0,21	2,45	17,1	71,04	0,08
Cortex des C.F. (M 4 analyses)	1,35	8,75	7,68	1,45	0,29	0,22	1,52	18,41	58,53	2,12
Zones poreuses des N.M. (M 2 analyses)	1,05	5,03	6,57	1,75	0,53	0,20	0,88	40,12	43,05	0,63

Tableau LVIII : Microanalyses du gravolite de la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi. (Moyennes ramenées à 100% pour chaque phase).

c - Composition minéralogique.

Les diffractogrammes de rayons X indiquent une composition minéralogique à base de goéthite avec des traces de smectite et de chromite.

d - Différenciations latérales et verticales :
morphogénèse et pédogénèse.

La genèse de ces formations superficielles résulte d'une succession de différenciations latérales principalement d'ordre géomorphologiques et verticales d'ordre pédogénétique.

1 - Différenciations latérales.

Sur cette séquence les différenciations latérales sont principalement liées à des *processus d'érosion et de dépôts*. Les preuves en sont :

- l'aspect buriné du glacis d'érosion sur lequel l'isaltérite est mise à nu;

- les faciès de dépôt, observés dans la partie aval de la séquence : nodules ferrugineux rélictuels, souvent en cours de déstabilisation, dans le structichron smectitique et carbonaté, fragments de meulière et petits grains siliceux à bords arrondis dans la cuirasse nodulaire et bréchique, nodules ferrugineux et fragments de cuirasse posés directement sur le glacis d'abrasion.

Certains de ces mécanismes géomorphologiques sont très certainement anciens. D'autres se poursuivent actuellement : en particulier l'érosion sur la partie haute du glacis et le dépôt d'argile dans le gravolite. Ainsi, l'érosion et la sédimentation, qui ont permis la mise en place de ces formations superficielles, sont des processus encore actifs de nos jours.

Des transferts géochimiques latéraux et des transformations minéralogiques sont fonctionnels dans cette séquence. *L'abondance du calcium* dans le structichron smectitique et carbonaté ne peut s'expliquer que par des migrations de cet élément dans la nappe, probablement à partir des collines de flysch et d'arénite calcaire éocène localisés en bord de mer (Figure 53). Les *concentrations de magnésium*, qui associées au calcium donnent de la dolomie, proviendraient, quant à elles du massif. Il en est de même pour le *manganèse* et le *nickel* observés en taches ou en nodules dans les principaux horizons de la partie aval de la séquence. En ce qui concerne le *fer* et la *silice*, les transferts latéraux ont pu exister mais leur extension semble limitée, à l'exception toutefois des *silanes* observés dans l'isaltérite et des silicifications de la cuirasse.

2 - Différenciations verticales.

Les différenciations verticales de cette couverture pédologique semblent s'effectuer en deux temps, si l'on se limite à la partie aval :

- formation de la cuirasse et des nodules plasmiques;
- déstabilisation actuelle de cette cuirasse.

La formation de la cuirasse nodulaire et bréchique résulterait d'une *déferuginisation partielle de nodules ferrugineux rélictuels* probablement d'origine colluviale, et de la formation de goethite alumineuse dans les cortex et dans le fond matriciel internodulaire. Cette réorganisation des produits ferrugineux est accompagnée d'une *accumulation absolue de manganèse et de nickel* et d'une *concentration de grains de chromite*. Elle se serait produite dans un milieu dominé par les battements de nappe comme cela a déjà été évoqué pour la formation des cuirasses sur le Boulinda.

Par la suite, probablement sous l'effet d'un engorgement plus prolongé lié aux apports colluviaux d'argile, *la cuirasse a eu tendance à se déstabiliser. Une silicification du fond matriciel internodulaire* et des cortex a entraîné la formation d'*argiles ferrifères*. En effet, cette argile internodulaire ne correspond pas à des transferts sous forme argileuse, mais plutôt à une silicification de produits ferrugineux.

Ainsi les processus géomorphologiques et pédogénétiques se sont-ils succédés sur cette toposéquence en interférant bien souvent les uns sur les autres.

IV - CONCLUSION.

L'analyse de ces séquences sur le massif de la Tiébaghi nous montre donc :

- que *l'évolution pédogénétique* des formations superficielles sur la Tiébaghi *suit les mêmes règles générales que sur le Boulinda*, même si des différences dues à la nature géochimique du substrat et à l'altitude, donc au climat sont sensibles;

- que les *niveaux géomorphologiques, définis sur le Boulinda, se retrouvent sur la Tiébaghi* avec les mêmes faciès pétrographiques et dans le même ordre;

- la formation d'un système géodynamique non décrit sur le Boulinda : celui de l'élaboration d'un *glacis d'érosion et de dépôt à la base du massif*, et de son évolution ultérieure par cuirassement puis par démantèlement de la cuirasse.

CONCLUSION :

LES MASSIFS DU NORD

PLACES DANS LE MODÈLE BIOGÉODYNAMIQUE

L'analyse des reliefs et des formations superficielles sur le massif de Tiébaghi, ainsi que les observations complémentaires réalisées sur les îles de Yandé et de Belep permettent de constater un certain nombre de similitudes et de dissemblances avec le modèle proposé pour le Boulinda. Ces relations portent sur l'organisation des formations superficielles, sur leur évolution géochimique et minéralogique et sur leur distribution dans le cadre de l'évolution géomorphologique. Le gradient climatique en fonction de l'altitude, moins marqué que sur le Boulinda, est sensible jusque sur les plus petites îles. Sur la Tiébaghi, il pleut environ 1500 mm sur le plateau et de 1000 à 1200 mm sur le piémont.

I - LES SYSTEMES BIOGÉODYNAMIQUES.

Quatre systèmes biogéodynamiques principaux peuvent être définis sur ces massifs :

- un système cuirassé sommital;
- un système de versants et de replats à accumulation nodulaire et/ou cuirassée;
- un système alluvial;
- un système de glacis.

1 - Le système cuirassé sommital.

Ce système a été reconnu sur les plateaux sommitaux de la Tiébaghi et des Belep, à des altitudes comprises entre 600 m sur Tiébaghi et 150 m sur l'île Pott. Il est marqué par la présence d'une puissante cuirasse fracturée et montre une série d'ondulations. Une karstification très poussée l'affecte, avec le développement de dolines, parfois coalescentes, qui sont occupées par des zones marécageuses.

Les formations superficielles se présentent de la façon suivante :

- en sommet d'ondulation, couvertures ferritiques, recouvertes par une cuirasse de 1 à 3 mètres d'épaisseur, fragmentée;

- en fond d'ondulation, des couvertures ferritiques, recouvertes par d'épaisses cuirasses (4 à 5 m) en cours de déstabilisation par leur base;

- dans les dolines, des tourbières à gibbsite et métahalloysite recouvertes par une cuirasse nodulaire peu épaisse.

Ce système très original n'a pas été reconnu dans les massifs de la côte ouest.

2 - Le système de versant et de replat, à accumulation nodulaire et/ou cuirassé.

Ce système se développe sur les versants des plateaux cuirassés, dans des secteurs où l'érosion n'a pas été très active. Sur pente, il comprend des formations superficielles moyennement épaisses, riches en nodules en surface et pouvant être interrompues par des affleurements rocheux. Sur les replats, les altérations et les sols sont beaucoup plus profonds et présentent, en surface, une différenciation nodulaire très marquée avec des concentrations de nodules scoriacés, arrondis, sinon sphérique. Une cuirassement peut cimenter ces horizons nodulaires. L'aluminium, bien que toujours présent, est beaucoup moins abondant que dans le système cuirassé sommital. La gibbsite ne s'individualise que dans les cuirasses.

Ce système se rapproche, par bien des points, du système de faible altitude, défini sur le Boulinda.

3 - Le système alluvial.

Le système alluvial comprend deux ou trois niveaux de terrasses étagés entre 60 m et 10 m d'altitude, dans l'exemple étudié.

La terrasse la plus récente est constituée d'alluvions sablo-argileuses présentant des traces d'hydromorphie en profondeur.

La terrasse ancienne est argileuse et présente des nodules de giobertite, en profondeur.

La terrasse la plus ancienne est formée d'un dépôt ferrugineux colluvio-alluvial, recouvert d'un niveau cuirassé, et présentant à sa base un horizon smectitique riche en gros nodules de giobertite.

Ce système est très proche de la partie alluviale du système d'aval du Boulinda.

4 - Le système de glacis.

Le système de glacis se développe, à la base des massifs, en dehors des zones alluviales. Il comprend : un glacis d'érosion, au pied de l'escarpement montagneux, puis des zones de dépôt, pouvant présenter des cuirassements secondaires. De tels systèmes ont été observés tant au pied de la Tiébaghi qu'au pied du Boulinda.

II - EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE.

Au cours des processus d'altération et de pédogénèse, l'évolution géochimique et minéralogique à partir des principaux éléments de la roche mère (fer, silicium, magnésium) présente, d'une façon générale, un développement analogue dans les massifs du Nord et dans le Boulinda. La goethite se forme dans les parties sommitales les plus pluvieuses, l'hématite dans les parties aval les plus sèches. Du quartz s'individualise dans les altérites, en altitude, alors qu'au pied des massifs se forment des silanes d'opale. La magnésie, enfin, se dépose principalement dans les zones aval.

La grande différence, au point de vue géochimique et minéralogique, vient de la présence d'aluminium en quantité supérieure dans les substrats des massifs du Nord (harzburgite à clinopyroxènes, lherzolites, filons feldspathiques), que dans ceux de la côte ouest (dunite, harzburgite à orthopyroxènes). Cet aluminium est principalement localisé dans les pyroxènes, dans les chromites et dans les passées feldspathiques et chloriteuses. Il permet l'individualisation d'argiles kaolinitiques, au contact de l'isaltérite smectitique et, par la suite, la formation de gibbsite. Sous l'effet de la déferruginisation de l'allotérite et de la cuirasse, la gibbsite peut alors devenir le minéral principal de l'allotérite grise. Dans les dolines, où l'extension de cette allotérite grise est maximum, elle est l'objet de resilicifications pour donner des métahalloysites. Le fer ne subsiste plus alors que dans quelques nodules rélictuels.

Ainsi sur les massifs du Nord, le modèle géochimique et minéralogique, établi sur le Boulinda, se complique par l'introduction de l'aluminium en quantité suffisante pour donner naissance à des argiles kaolinitiques et à de la gibbsite.

III - EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE.

Les grands traits de l'évolution géomorphologique, observée sur le Boulinda, se retrouvent dans les massifs du Nord, bien que les altitudes soient nettement moins élevées.

Le plateau sommital, à cuirasse alvéolaire, prend ici une extension beaucoup plus grande que sur les massifs de la côte ouest. Une cuirasse sommitale continue, très puissante, protège de profonds horizons d'altération. Ceci diffère assez nettement de ce qui a été observé sur le Boulinda, où seul un petit plateau sommital, avec quelques accumulations de blocs de cuirasse, a été reconnu. Mais la cuirasse présente dans les deux cas les mêmes caractères morphologiques.

Les niveaux inférieurs (haute surface, surface intermédiaire et surface inférieure) peuvent aussi être reconnus par certains caractères de leurs cuirasses et de leurs nodules. L'extension de ces niveaux est cependant beaucoup plus réduite que sur le Boulinda. Dans le cas des massifs les moins élevés (Belep), leur distinction est même parfois délicate. Il n'en reste pas moins que l'on retrouve les mêmes faciès pétrologiques, suivant le même étagement tant sur Tiébaghi, que sur Belep ou que sur le Boulinda.

Des terrasses alluviales anciennes et récentes ont aussi été reconnues au pied de la Tiébaghi, sur la vallée de la Néhoué. Les giorbertites datées sur la terrasse ancienne, ont des âges de même ordre de grandeur que ceux du Boulinda (16000 années BP contre 20 à 26000 ans BP).

En plus de ces deux niveaux de terrasses alluviales, un niveau colluvio-alluvial ferrugineux, présentant un cuirassement nodulaire et bréchique à son sommet, a été observé, en position de butte témoin, dominant la terrasse alluviale ancienne de la Néhoué. Ce niveau est assimilable au niveau de piémont, observé au sud de la Tiébaghi, et qui présente lui aussi une cuirasse nodulaire et bréchique. Il s'agit là très certainement de témoins de sédimentation plus anciens que la terrasse alluviale ancienne, et qui ont pu s'indurer postérieurement à leur dépôt. La formation du glacis sud de la Tiébaghi est un cas intéressant et pouvant représenter un modèle d'aplanissement subactuel qui peut être lui-même envisagé pour expliquer la formation des niveaux d'aplanissement sur les massifs.

Si les caractéristiques et l'étagement des niveaux géomorphologiques sont semblables dans les massifs du Nord et sur le Boulinda, les altitudes auxquelles les niveaux se présentent diffèrent très nettement. Ainsi, le plateau sommital qui a été observé à 1200 m sur le Boulinda se retrouve entre 500 et 600 m sur la Tiébaghi et seulement à 150 m sur l'île de Pott au nord des Belep. Il en est bien évidemment de même pour les niveaux inférieurs. La chronologie de ces niveaux géomorphologiques sera discutée au chapitre VII. Avec les éléments dont nous disposons, nous pouvons conclure que des niveaux présentant des caractéristiques pétrologiques similaires, sont distribués suivant le même étagement dans les massifs du Nord et dans le massif du Boulinda.

IV- CONCLUSION.

L'analyse du relief et des formations superficielles nous permet de conclure à une grande similitude malgré quelques différences importantes entre les modèles biogéodynamiques définis dans le nord et celui du Boulinda.

Cette similitude concerne les systèmes de versants et de replats à accumulation nodulaire et/ou cuirassé, les systèmes alluviaux et les systèmes de glacis. Le système cuirassé sommital apparaît, en revanche, très original sur les massifs du Nord, où les systèmes de haute altitude sont absents.

D'un point de vue géochimique et minéralogique, les composés du fer, du silicium et de magnésium évoluent de manière analogue dans ces massifs. De petites quantités d'aluminium supplémentaires dans le substrat des massifs du Nord compliquent toutefois le modèle, par genèse de métahalloysite et de gibbsite et accumulation relative de ce dernier minéral à la suite de dégradations déferruginisantes.

Les faciès géomorphologiques, définis sur le Boulinda, se retrouvent dans ces massifs suivant le même étagement. Leur altitude est toutefois plus faible et la question de leur chronologie se pose.

3^{ème}. Partie:
Relation entre les processus
d'altération-pédogenèse
et de morphogenèse
Interprétations générales

PRÉSENTATION

L'étude du *modelé* et l'analyse pétrologique des *formations superficielles d'altération et de pédogenèse* sur les massifs de roches ultrabasiques du centre-ouest et du nord de la Nouvelle-Calédonie a permis de montrer certaines de leurs variations et évolutions en fonction du climat, de la roche mère et de la tectonique. Il apparaît maintenant opportun, malgré les risques de simplification que cela comporte, d'essayer de *reconstituer l'histoire conjointe du relief et des formations superficielles dans ces massifs*.

Dans cette perspective nous disposons tout d'abord de données concernant les *mécanismes de transformations géochimiques, minéralogiques et microstructurales*, que nous synthétiserons au chapitre VII.

Ensuite, au chapitre VIII, nous *proposerons une chronologie régionale*, à partir d'essais de datations stratigraphiques, paléomagnétiques et isotopiques associés à une évaluation des bilans d'altération. Cet essai de chronologie sera complété par une réflexion sur les *mécanismes géomorphologiques et tectoniques*, ayant permis la mise en place du *modelé* actuel.

Enfin, au chapitre IX, nous tenterons de *préciser les étapes de la mise en place des ensembles biogéodynamiques étudiés*.

CHAPITRE VII

LES TRANSFORMATIONS GEOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES AYANT AFFECTÉ LES FORMATIONS SUPERFICIELLES D'ALTÉRATION ET DE PÉDOGÉNÈSE

Tout au long de l'étude des séquences du Boulinda, de la Tiébaghi, des Belep et de Yandé, nous avons observé des transformations géochimiques, minéralogiques et structurales qui ont permis la formation d'altérites, d'horizons nodulaires et de cuirasses, ainsi que la déstabilisation des produits ferrugineux indurés. Ces transformations se sont réalisées de façons variées en fonction du climat, de la position topographique et du drainage, ainsi que de la nature du substrat géologique.

I LES ALTERITES.

1 - Rappel bibliographique.

L'altération des roches ultrabasiques a fait l'objet d'étude sur le terrain et en laboratoire.

Sur le terrain, en Nouvelle-Calédonie, il faut citer les travaux de de CHETELAT (1947), de TRESCASES (1969-1975), d'AMMOU CHOKROUM (1972) et de BESSET (1978). Par ailleurs dans le monde, en zone tropicale, de nombreux exemples sont fournis par les recherches de de VLETTER (1955) à Cuba, de BONIFAS (1959) en Guinée, de SCHELMANN (1964) en Indonésie, de MELFI *et al.* (1979-1980) et de COLIN (1984) au Brésil, de DELVIGNE (1978) et de NAHON *et al.* (1982) en Côte d'Ivoire, et de OGURA *et al.* (1981) dans le Sud-Ouest Pacifique. Pour ces auteurs, l'altération des péridotites passe par une étape smectitique avant d'aboutir à une phase ferrugineuse.

Les altérations expérimentales en laboratoire, à l'aide de soxhlet (PEDRO, BITTAR, 1966; BIBENT, 1972) ont montré que deux voies principales étaient possibles en conditions hydrolytiques :

- une simatisation avec production de smectites lorsque le drainage est faible;

- une latéritisation avec individualisation d'oxyhydroxydes de fer, lorsque le drainage est rapide.

2 - Processus d'altération reconnus dans les massifs étudiés.

Les deux processus généraux envisagés par PEDRO et BITTAR (1966), se retrouvent ici :

- la latéritisation ferrugineuse ou *ferritisation directe*;
- la *ferritisation indirecte* avec un intermédiaire simatique ou plutôt *fersimatique* (fer-silice-magnésie) à smectites.

Ce dernier processus peut se compliquer légèrement dans les massifs du Nord sur roches légèrement plus alumineuses, avec un intermédiaire kaolinitique entre l'horizon fersimatique et un horizon ferritique.

La ferritisation directe affecte la partie sommitale du Boulinda, dans un secteur où la pluviosité est égale ou supérieure à 2000 mm/an. Dans ce cas, le maillage serpentineux des olivines et les macles des pyroxènes sont pseudomorphosés par des oxyhydroxydes de fer. La magnésie et la majeure partie de la silice sont éliminées par les eaux de drainage, la silice restante pouvant reprécipiter sous forme de quartz dans les diaclases de la roche. Seules subsistent alors, des cloisons goethitiques dans une isaltérite. Ces paragenèses semblent essentiellement liées à des transferts intraminéraux ou "nanotransferts intracristallins" (BOCQUIER *et al.*, 1984). Très peu de ferranes sont en effet mis en évidence dans ces altérites. Par la suite, ces cloisons ferrugineuses s'effondrent pour donner naissance à une allotérite goethitique. Cette ferruginisation a été dénommée "directe", car seuls quelques produits ferro-magnésiens et siliciques mal cristallisés transitoires subsistent dans les cortex d'altération avant la ferritisation complète.

La ferritisation indirecte est la voie la plus fréquente lors de ces altérations. Elle apparaît dans les zones basses du Boulinda, sous des précipitations comprises entre 1200 et 2000 mm/an. Elle se fait par argilification des péridots et des pyroxènes avec formation d'une isaltérite smectitique à crypto-nontronite. La silice, libérée, pseudomorphose le maillage serpentineux avec formation de microcristaux de quartz automorphes et de "pseudo-meulière" formées d'opale CT et d'opale A. Dans la partie supérieure de ces isaltérites, le fer, après transfert à partir du fond matriciel environnant ou même des horizons ferrugineux supérieurs, précipite dans des noyaux d'olivine sous forme de nodules ferrugineux à hématite et goethite. Par la suite, sous l'effet de la désilicification et de la perte du magnésium restant, ces crypto-nontronites se transforment en goethite.

La ferritisation indirecte à intermédiaire kaolinitique prend place dans les massifs du nord calédonien sur des roches légèrement plus alumineuses (harzburgite à clinopyroxènes, lherzolites), que les péridotites du Boulinda. Elle se réalise, sous des pluviosités comprises entre 1200 et 1600 mm, et se manifeste par les différenciations successives :

- d'*isaltérites smectitique*;
- d'*allotérite à métahalloysite et oxyhydroxydes de fer*;
- d'*allotérite goethitique et gibbsitique*.

La phase isaltéritique est plus développée sur le Tiébaghi que sur le Boulinda, au moins en ce qui concerne le plateau sommital. Mais elle en diffère peu minéralogiquement, si ce n'est par la genèse de smectites plus alumineuses que dans le cas précédent.

L'individualisation de métahalloysite est transitoire. Elle vient occuper les reliques de pyroxène et peut participer à des réorganisations locales, à côté d'une grande masse de goethite.

Cette métahalloysite est rapidement transformée, par désilicification, en gibbsite pour former une allotérite à goethite et gibbsite.

II - LES HORIZONS NODULAIRES.

1 - Rappel bibliographique.

Les études sur la formation des nodules et les horizons nodulaires ont emprunté deux voies :

- une voie allochtoniste suivant laquelle les nodules proviendraient du démantèlement d'horizons cuirassés et seraient les témoins d'épandages et de remaniements (SHERMAN, KANENIRO, 1954; FÖLSTER, 1964; BOULVERT, 1968; STACE *et al.*, 1968; STOOPS, 1968; SEGALIN, 1969; KALOGA, 1976);

- une voie autochtoniste avec ferruginisation et concentration sur place de nodules formés à partir de lithoreliques (BOCQUIER, 1973; MULLER *et al.*, 1980; FRITSCH, 1984), de plasma ferro-alumineux (VALETON, 1972; BOULANGE, 1984), ou de fragments de cuirasse (NAHON, 1976; LEPRUN, 1979, MULLER *et al.*, 1980; BOULANGE, 1984) ou encore avec précipitation de composés ferro-manganésifères (SCHWERTMANN, FANNING, 1976; CHILDS, LESLIE, 1977; OGURA *et al.*, 1981).

2 - Les processus reconnus dans les massifs étudiés.

Les nodules observés dans les séquences étudiées relèvent de quatre origines principales :

- lithorelictuelle;
- plasmique;
- relictuelle de cuirasse;
- ferro-manganésifère.

- *les nodules lithorelictuels* se forment par ferruginisation d'une relique minérale (péridot, pyroxène). Ils ont été observés en position sommitale et, dans la séquence de faible altitude du Boulinda, dans des sols peu épais. La structure du minéral s'efface cependant par ferruginisation et il est difficile de la reconnaître dans les structichrons nodulaires et dans les gravolites.

- *les nodules plasmiques* se forment à tous les niveaux du Boulinda. Goethitiques dans la zone sommitale, ils sont goethitiques et hématitiques à faible altitude, et goethitiques, hématitiques et smectitiques à l'aval. Ils se différencient par ferruginisation et densification du plasma.

- *les nodules relictuels de cuirasse* forment une part importante du gravolite de la séquence de moyenne altitude du Boulinda ou de celui observé à la surface des cuirasses sommitales de la Tiébaghi et des Belep. On en observe aussi, sous la cuirasse sommitale de la Tiébaghi, dans l'horizon d'accumulation de gibbsite. Dans ce cas, ils résultent d'une bréchification et d'un démantèlement de la cuirasse par déferruginisation.

- *les concrétions ferro-manganesifères* se forment dans les parties aval des massifs à la suite d'une succession de phases oxydantes et réductrices dans des milieux à battement de nappe.

Les preuves de l'autochtonie de certains de ces nodules sont d'ordre géochimiques, minéralogiques et structurales. Il en est ainsi pour les nodules lithorelictuels et plasmiques des structichrons du Boulinda, des nodules relictuels de cuirasse des plateaux de la Tiébaghi et des Belep, ou des concrétions ferro-manganesifères du Boulinda.

Pour d'autres sites, piémont de la Tiébaghi, piémont de la séquence de faible altitude du Boulinda, l'allochtonie est extrêmement probable. Elle peut correspondre à des mouvements latéraux ou à des affaissements verticaux.

Il reste, cependant, tout un domaine où peu d'arguments permettent de conclure dans un sens ou dans l'autre. Ce sont les gravolites, où des redistributions locales ont pu jouer, ou les nodules rouges sombres de la séquence de moyenne altitude du Boulinda qui sont en discordance géochimique et minéralogique avec le fond matriciel des structichrons.

Il semble bien que dans les couvertures pédologiques très anciennes de ces massifs, des *nodules hérités plus ou moins remaniés*, puissent coexister avec des nodules plus récents formés sur place.

3 - Cortification.

La cortification est une transformation des nodules qui se fait par réorganisation périphérique aux dépens du nodule lui-même et/ou par accrétion aux dépens du plasma internodulaire. JONES (1965), NAHON (1976), MULLER *et al.* (1980), décrivent principalement des "cortifications par dégradation centripète" (BOCQUIER *et al.*, 1984). ALEXANDER et CADY (1962), BOULANGER (1984), FRITSCH (1984), montrent essentiellement des cortifications par accrétion centrifuge.

Deux exemples de cortification de nodules sont fournis sur la séquence de faible altitude du Boulinda et sur la séquence de piémont de la Tiébaghi. Dans ces deux cas, les cortex renferment des éléments du coeur du nodule, ce qui évoque des cortifications par dégradation

centripète. La concentration de grains de chromite, observée dans les cortex du piémont de la Tiébaghi, souligne bien la réorganisation des produits ferrugineux par soustraction. Ces soustractions concernent le fer sur les replats à drainage ralenti, mais peuvent aussi concerner l'aluminium sur pente à drainage rapide (séquence de faible altitude du Boulinda).

Sur ces massifs, la genèse des cortex résulte donc d'une réorganisation des produits ferro-alumineux du nodule par soustraction soit du fer, soit de l'alumine, suivant les conditions de drainage.

4 - Dégradation.

La dégradation des nodules peut être consécutive ou indépendante de la cortification. Elle peut se faire par fissuration concentrique ou radiale (septarias de BREWER, 1964; BOULANGE, 1984), par dégradation centrifuge avec création de vides centraux et par corrosion centripète à leur périphérie.

La dégradation centrifuge des nodules a été observée sur le Boulinda. A faible altitude, des microcristallites de quartz peuvent tapisser la paroi interne du vide central. Dans la séquence sommitale du Boulinda, cette dégradation se poursuit par une fragmentation des bords du nodule, et par la dissolution de ces nodules sous l'effet d'une podzolisation.

La dégradation centripète avec formation de nodules, à aspect scoriacés, a été observée dans la séquence de moyenne altitude du Boulinda. Elle est concomitante de la création de septarias, remplis de produits fissuraux ferro-siliciques.

- Une septarisation affecte aussi les concrétions ferro-manganésifères de la base des massifs avec précipitation d'oxydes de manganèse dans les vides.

- Enfin une déferruginisation, accompagnée d'une silicification et d'imprégnations manganésifères ont été observées dans les nodules du piémont de la Tiébaghi.

5 - Conclusion.

Ainsi divers cas de nodulation, de cortification et de dégradation des nodules ont été reconnus dans ces massifs. Les mécanismes mis en jeu sont principalement des accumulations et des départs de fer.

- La nodulation correspond à des ferruginisations de lithoreliques ou de certains volumes du plasma, à des fragmentations de cuirasse ou à des accumulations ferro-manganésifères. Dans les structichrons, des nodules hérités pouvant être remaniés, et des nodules plus récents formés sur place, coexistent.

- La cortification résulte d'une réorganisation des produits ferro-alumineux des nodules par soustraction soit du fer, soit de l'aluminium suivant les conditions de drainage.

- La dégradation des nodules résulte d'une déferruginisation le long de fissures, à partir d'un vide central ou par la périphérie. Elle entraîne des accumulations relatives des autres éléments constitutifs du nodule : silice, alumine, chrome, et des accumulations absolues de manganèse et de silice.

III - INDURATION FERRUGINEUSE.

1 - Rappel bibliographique.

" Le cuirassement ferrugineux massif est initié par des accumulations absolues de fer, importé des parties hautes du profil ou de paysage" (BOCQUIER *et al.*, 1984). MAIGNIEN (1958), STEPHENS (1971), NAHON (1976), LEPRUN (1979), BOULANGE (1984) ont chacun accentué ou diminué l'importance des mouvements du fer, la tendance actuelle étant de réduire ces mouvements à des redistributions verticales. Ces accumulations se feraient essentiellement sous forme d'hématite (NAHON, 1976; LEPRUN, 1979; BOULANGE, 1984). Elles seraient favorisées par une meilleure cristallisation des oxydes métalliques (ALEXANDER et CADY, 1962) et pourraient se produire, en milieu bien drainé ou en milieu à hydro-morphie temporaire et alternante (MAIGNIEN, 1966).

2 - Les faciès cuirassés.

Quatre faciès cuirassés principaux ont été reconnus dans ce travail :

- des faciès alvéolaires;
- des faciès conglomératiques;
- des faciès nodulaires;
- des faciès lamellaires.

Tous ces faciès cuirassés tiennent leur induration d'accumulation relatives et absolues de fer et de manganèse au niveau des pores et des fissures. L'hématite, souvent citée comme le constituant ferrugineux principal des cuirasses ne semble pas jouer un rôle important dans ces indurations. En effet, elle est même plutôt associée, dans la cuirasse du plateau sommital, à des phases friables. La goethite apparaît, en revanche, comme le principal responsable de l'induration. Elle se présente sous forme de ferranes bruns foncés isotiques ou de goethanes anisotropes, à fines cristallisations aciculaires le long des pores et fissures. Elle favorise, sur la cuirasse sommitale de la Tiébaghi, le cloisonnement d'une allotérite brun rouge en reprenant les grands traits du maillage serpentineux. Elle tapisse les vides des cuirasses conglomératiques ou lamellaires.

Cette goethite est bien souvent alumineuse. Dans le cas des cuirasses nodulaires, la goethite du ciment internodulaire est plus alumineuse que la goethite et l'hématite des nodules. Dans certains cas (niveau à 370 m de la Tiébaghi), le plasma internodulaire peut continuer à se déferruginiser et aboutir ainsi à l'individualisation de gibbsite.

Cette déferruginisation, qui correspond à une réorganisation des produits ferro-alumineux avec perte de fer, peut elle-même s'accompagner d'une concentration relative de grains de chromite (cuirasse du piémont de la Tiébaghi).

Les oxydes de manganèse et de nickel (todorokite, lithiophorite) jouent aussi un rôle important dans ces indurations. Ils précipitent dans les vides ou tubules racinaires (cuirasse lamellaire de la toposéquence sommitale du Boulinda ou conglomératique de la séquence de moyenne altitude). Leur existence semble cependant éphémère et liée à des conditions d'engorgement temporaire, car ils sont absents des cuirasses anciennes bien drainées.

3 - Dégradation des cuirasses.

La dégradation des cuirasses par déferruginisation peut correspondre à plusieurs mécanismes.

La bréchification et l'individualisation de nodules relictuels en-dessus et en-dessous de la cuirasse ont été invoquées par BOCQUIER et MULLER (1973), par NAHON (1976), par LEPRUN (1979) et par PARRON *et al.* (1983). Nous l'observons ici sur le plateau sommital de la Tiébaghi et dans le niveau de moyenne altitude du Boulinda.

La podzolisation observée sur le sommet du Boulinda permet une dissolution du fer par complexation avec la matière organique et concentration de grains de silice et de chromite résiduels. Elle est très vraisemblablement responsable de la disparition quasi totale de la cuirasse du plateau sommital de ce massif.

L'accumulation de gibbsite sous cuirasse correspond à une déferruginisation par *réduction* des composés ferrugineux et cristallisation en gibbsite de l'alumine des goethites alumineuses. Ceci est particulièrement net dans le niveau de tourbière du plateau sommital de la Tiébaghi.

Enfin *l'argilification* des cuirasses du piémont de la Tiébaghi correspond à une silicification de produits ferrugineux, dans un milieu confiné.

4 - Conclusion.

Ainsi, la genèse des différents faciès cuirassés de ces massifs correspondrait principalement à des précipitations de goethite dans les vides et fissures d'altérite ou de structichron nodulaire. Elle s'accompagne bien souvent d'un accroissement de la substitution en alumine des goethites et peut évoluer par la suite jusqu'à l'individualisation de gibbsite. Le manganèse joue aussi un rôle important dans ces indurations, en milieu légèrement confiné.

Ces cuirasses tendent à se déstabiliser dès que les conditions qui ont présidées à leur formation changent, par bréchification, par podzolisation, ou par réduction avec accumulation de gibbsite ou de smectites.

IV - CONCLUSION : ROLE DU FER DANS LES TRANSFORMATIONS GEOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES.

Au cours des transformations successives qui ont affecté les couvertures d'altération et de pédogenèse, le fer semble jouer un rôle primordial. Il maintient les structures de la roche; il en fige d'autres (ferranes, papules); il change de forme minéralogique (hématite vers goethite) et peut ainsi intégrer un reliquat d'alumine; il reste de bout en bout l'élément omniprésent dans ces couvertures d'altération. D'autres éléments jouent un rôle important : la silice, la magnésie, l'alumine et les oxydes de manganèse, de nickel, de cobalt, de chrome ou de titane. Mais leur importance se révèle soit secondaire (par accumulation relative due à des départs de fer), soit éphémère (par précipitation et dissolution), comme c'est le cas pour la manganèse, le nickel et le cobalt.

CHAPITRE VIII

ESSAI DE RECONSTITUTION D'UNE CHRONOLOGIE REGIONALE EN RELATION AVEC L'ORIGINE DU MODELE

La chronologie et les processus de la formation et de l'évolution du modelé dans ces massifs de roches ultrabasiques de la Nouvelle-Calédonie ont déjà fait l'objet de diverses hypothèses :

- surrection principale au Miocène inférieur, "pénéplanation", et voussure vers l'ouest et vers le nord (DAVIS, 1925; ROUTHIER, 1953; AVIAS, 1953);

- surrection, "pénéplanation" et tectonique cassante ayant porté à des altitudes différentes les éléments de la "pénéplaine" (ORLOFF, 1968);

- surrection discontinue et étagement de niveaux d'aplanissement (WIRTHMANN, 1965-1970; TRESCASES, 1969-1975; LAJOINIE et VOGT, 1978);

Les travaux, menés sur le Boulinda et sur les massifs du nord, nous ont montré une succession de niveaux d'aplanissement occupés par des formations superficielles caractéristiques, que l'on retrouve étagés dans le même ordre sur tous les autres massifs. Cependant des différences altitudinales importantes existent entre niveaux équivalents d'un massif à l'autre. Cela pose le problème de la contemporanéité de ces niveaux géomorphologiques et donc de leur chronologie et des processus de leur formation.

I - ESSAI DE CHRONOLOGIE REGIONALE.

ROUTHIER (1953), dans une étude de la coupe de Népoui, formation sédimentaire néogène située en bord de mer à 10 km à l'ouest du Boulinda a mis en évidence la présence, sous *des sédiments calcaires* de galets de péridotite, d'argiles nickélicifères et de nodules ferrugineux, lui permettant de dater la formation de la "pénéplaine" et le début de la latérisation au *Miocène inférieur*. Pour tenter de préciser la chronologie de la mise en place des formations superficielles sur les différents niveaux géomorphologiques reconnus, la difficulté va résider dans la nature des deux formations à dater : cuirasses ferrugineuses et alluvions, qui ont constamment été émergées. C'est une difficulté très générale, comme l'ont déjà souligné GRANDIN et THIRY (1982) dans l'étude des grandes surfaces tertiaires des régions chaudes. Pour résoudre ce problème, les recherches se sont orientées soit vers les

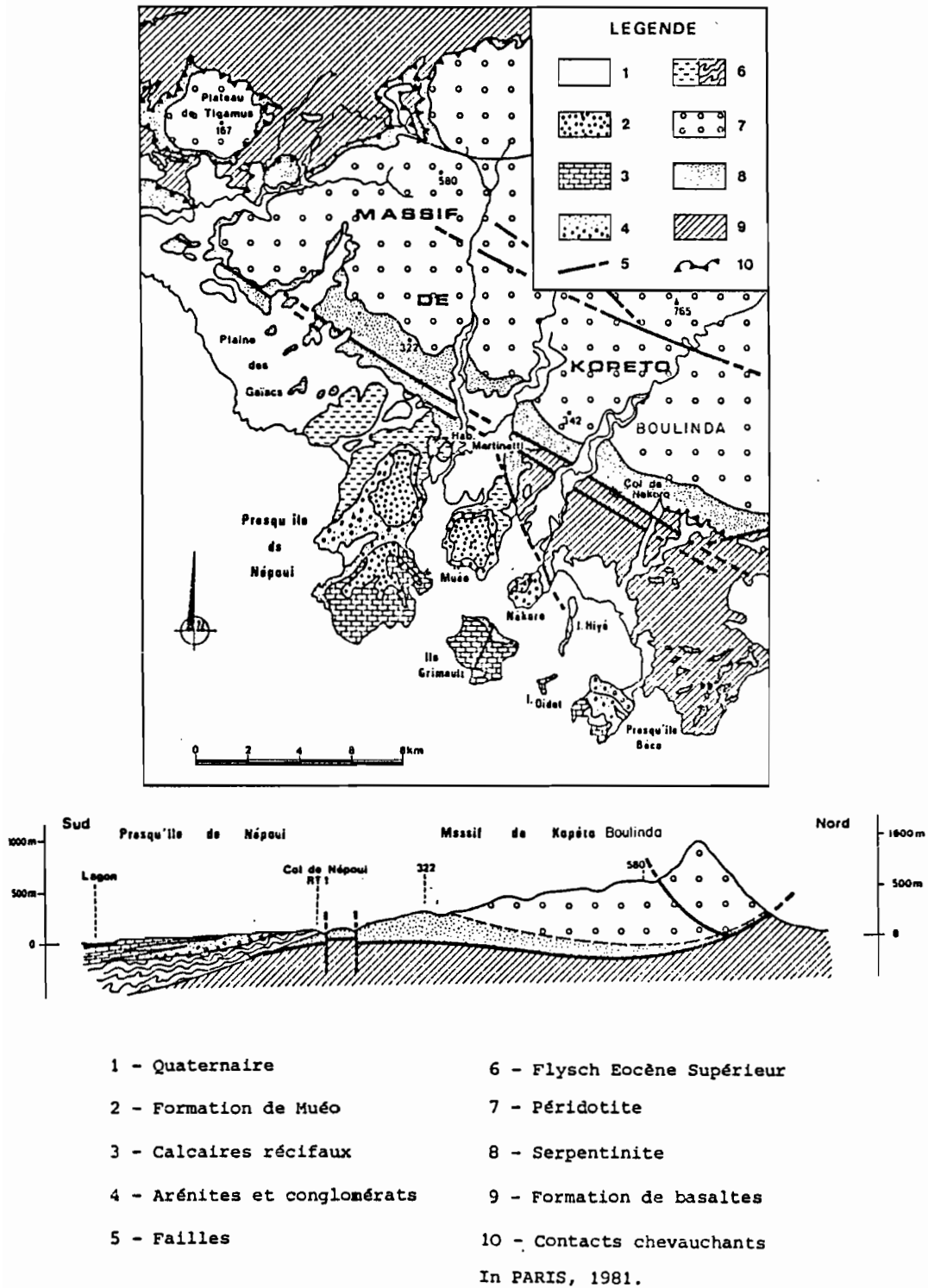


Fig. 57 : Coupe schématique entre la presqu'île de Népoui et le massif du Kopeto-Boulinda.

marges ayant pu être immergées (TESSIER, 1950; ALEVA, 1979) soit vers les dépôts volcaniques les ayant recouvert (ALLEN, SHERMAN, 1965; EXON *et al.*, 1970) soit, et avec beaucoup de prudence, vers la comparaison de l'épaisseur des produits d'altération et de la vitesse d'altération (LENEUF, 1959; BOULANGE, 1984).

Pour réaliser cet essai de chronologie régionale, quatre catégories de données seront successivement utilisées :

- des données stratigraphiques sur les marges des massifs, sinon même dans certains niveaux de ces massifs;
- des mesures directes de paléomagnétisme sur diverses cuirasses;
- des bilans d'altération;
- des datations isotopiques au ^{14}C pour les niveaux les plus récents.

1 - Les données stratigraphiques.

Trois données stratigraphiques importantes permettent de jalonner l'histoire de la mise en place de ces massifs :

- la formation néogène de Népoui;
- le témoin néogène des Belep;
- la formation mio-pliocène de Muéo.

a - La formation néogène de Népoui.

La formation néogène de Népoui est une série sédimentaire marine, qui comprend une unité supérieure carbonatée, reposant en discordance, par l'intermédiaire d'un conglomérat fluvio-deltaïque à éléments roulés de péridotite, souvent très grossiers, sur une unité inférieure à caractère de flysch de l'Eocène supérieur (COUDRAY, 1976). GREKOFF, GLUBEB (1951) et ROUTHIER (1953) furent les premiers à l'étudier et à préciser, d'après la faune, son âge *Miocène inférieur*. Cet âge a par la suite été confirmé par ANDREIEFF (in PARIS, 1981). ROUTHIER (1953) y a reconnu des éléments détritiques, provenant d'une phase érosive, et des argiles nickélifères attribués à une latéritisation. Cette phase de dépôt très importante est la première, connue en Nouvelle-Calédonie, Calédonie, qui renferme des éléments de péridotite. Elle correspondrait, comme l'avait pensé ROUTHIER (1953), au premier aplanissement de cette formation géologique. Par la suite, nous avons pu reconnaître au sommet du conglomérat fluvio-deltaïque, un niveau de cuirasse à faciès nodulaire et bréchique, analogue à celui observé sur le piémont de la Tiébaghi (LATHAM, 1974). Sous cette cuirasse, d'autres niveaux cuirassés d'aspect gréseux recouvrant des paléosols enfouis, ont été inventoriés. Une ou plusieurs phases de cuirassement se situeraient donc au Miocène inférieur sur ce conglomérat et très certainement au sein des affleurements de péridotite. Cependant, deux failles séparant la formation de Népoui du massif de Kopeto-Boulinda, interdisent toute relation géométrique directe entre ces deux ensembles.

Deux conclusions peuvent être tirées de l'étude de la coupe de Népoui :

- une phase érosive importante se serait manifestée au Miocène inférieur dans les affleurements de péridotite; elle serait probablement à l'origine de la première pénéplanation;

- une latérisation et plus particulièrement un cuirassement seraient aussi intervenus à la même époque, sur les affleurements de roches ultrabasiques, ainsi que sur le conglomérat fluvio-deltaïque en dérivant.

b - Le témoin néogène des Belep.

Dans l'île Art, un témoin néogène marin, reposant sur les péridotites, a récemment été découvert à 120 m d'altitude par un ingénieur du B.R.G.M., A. COLLEAU (in PARIS, 1981). La faune de ce sédiment situerait celui-ci, d'après ANDREIEFF (in PARIS, 1981) "dans un niveau stratigraphique plus jeune que celui de Népoui (Miocène moyen à supérieur)". Cet affleurement est partiellement masqué par des formations superficielles ferritiques, à cuirasse nodulaire, s'apparentant à celle de la surface intermédiaire, et apparemment sans liens directs avec le Néogène marin sous-jacent.

Il ressort donc que :

- les éléments ferrugineux reposant sur le niveau sédimentaire sont eux-mêmes très probablement détritiques;

- le développement de la surface intermédiaire à Belep, serait postérieur au Miocène moyen ou supérieur.

c - La formation mio-pliocène de Muéo.

La formation Mio-pliocène de Muéo recouvre le conglomérat et les calcaires du Miocène inférieur de Népoui. Elle a été définie sur la presqu'île de Muéo (COUDRAY, 1969; GONORD, TRESCASES, 1970) et sur la presqu'île de Népoui (PARIS, 1981). Elle est formée "d'un épandage de terres rouges englobant de gros blocs de quartz cariés ("pseudo-meulières") et de fragments de cuirasse ferrugineuse remaniés" (PARIS, 1981). Elle serait en relation géométrique avec le niveau le plus bas (surface inférieure) du Kopeto-Boulinda (Figure 57) et correspondrait donc à une phase détritique très importante (PARIS, 1981). Il faut remarquer que, sur la surface inférieure du Boulinda, nous avons observé des niveaux interstratifiés de terre rouge, de nodules et de fragments de cuirasse. A quelques mètres de la séquence de faible altitude du Boulinda, la piste recoupe un chenal de plus de 10 m de profondeur creusé dans la péridotite et remplie de produits ferrugineux détritiques formés de nodules et de fragments de cuirasse interstratifiés. Une importante phase érosive semble donc s'être produite au moment de la mise en place du niveau inférieur et rien n'exclut que cette phase ne se soit pas poursuivie jusque sur les presqu'îles de Muéo et de Népoui. Aucun élément direct de datation n'a été trouvé pour ce niveau, si ce n'est qu'il a été mis en relation avec des niveaux marins Mio-Pliocène

sur la barrière récifale et qu'il est postérieur aux deux précédents.

D'autres niveaux détritiques grossiers, attribués au Mio-Pliocène ont été trouvés dans divers secteurs de l'île, notamment dans le sud-est (conglomérat de Goa N'Doro : AVIAS, 1952. ORLOFF, 1968; GUY, 1977).

2 - Les datations paléomagnétiques des cuirasses.

a - Généralités.

L'utilisation du paléomagnétisme pour dater les terrains est relativement récents (THELLIER *et al.*, 1959; COX et DOELL, 1960, LAROCHELLE, 1962; ROCHE *et al.*, 1962; IRVING, 1964; TARLING, 1966). La datation repose sur la propriété qu'ont certains minéraux magnétiques de cristalliser ou de se déposer suivant l'orientation du champ magnétique terrestre et de conserver par la suite cette aimantation orientée. Connaissant les variations relatives de la direction du champ magnétique terrestre au cours des temps dans une région donnée, il devient alors possible de dater un terrain en mesurant son aimantation. Pour cela il est toutefois nécessaire de se débarrasser des aimantations parasites par chauffage, ce qui à l'avantage de détruire l'aimantation de la goethite (vers 110°C) et de ne faire les mesures que sur l'hématite, qui, nous l'avons vu, apparaît rélictuelle dans ces cuirasses.

Les datations des sols par cette méthode n'ont été appliquées que récemment par des chercheurs australiens (SCHMIDT *et al.*, 1977; IDNURM et SENIOR, 1978) et américains (HELSLEY, 1969; LARSON *et al.*, 1982). Elles ont été pratiquées sur des latérites en se basant sur les mouvements relatifs de la plaque australienne, calculés par rapport aux pôles par Mc ELHINNY et WELLMAN (1969). Sachant que la Nouvelle-Calédonie a probablement été solidaire de la plaque australienne depuis au moins l'Eocène, il est apparu possible d'utiliser cette méthode pour des datations de terrains plus récents.

b - Cuirasses prélevées et résultats obtenus.

A l'occasion d'une mission en Nouvelle Calédonie, D. FALVEY (géophysicien à l'Université de Sydney) a pu prélever, sur nos indications, des cuirasses dans la formation Miocène de Népoui, datée paléontologiquement et sur les massifs de la Tiébaghi et de Poum. Huit sites ont ainsi été échantillonnés et analysés à l'Australian National University par D. FALVEY. Les résultats de ces travaux, sont intéressants en ce qui concerne les possibilités de cette méthode pour dater les cuirasses néo-calédoniennes (FALVEY, 1979). Sur les huit sites échantillonnés, deux ont en effet donné des résultats fiables, les autres apparaissent plus dispersés.

- une cuirasse d'aspect gréseux à grains fins prélevée à Népoui a montré une bonne stabilité dans l'alimentation, pour les quatre échantillons collectés. L'âge *Miocène inférieur* a pu être ainsi confirmé.

- la cuirasse alvéolaire du sommet de la Tiébaghi a fourni aussi des résultats assez groupés pour les quatre échantillons prélevés. Un âge *Oligocène supérieur à Miocène inférieur* a pu être ainsi proposé.

- les autres cuirasses conglomératiques ou nodulaires ont fourni des résultats beaucoup plus dispersés.

c - Conclusion.

- La datation de la cuirasse de Népoui confirme la possibilité d'utiliser la méthode paléomagnétique pour dater des cuirasses en Nouvelle-Calédonie, notamment au cours des périodes post-Eocènes.

- La datation de la cuirasse de Tiébaghi repousse l'âge des ferritisations et des cuirassements sur les massifs à un âge plus précocé que celui avancé jusqu'alors, mais en conformité avec l'âge des grandes latéritisations du continent australien (SCHMIDT et EMBLETON, 1976; IDNURM et SENIOR, 1978; QUILTY, 1977).

- La principale difficulté rencontrée dans les datations des autres échantillons de cuirasses prélevées vient sans doute de la nature remaniée de ces matériaux : les fragments de cuirasse et les nodules pouvant alors avoir chacun leur orientation propre.

3 - Les bilans d'altération.

Les datations de surfaces à partir de bilans et de vitesses d'altération doivent être prises en considération avec prudence. L'érosion chimique ou mécanique a en partie tronquée les profils. Les vitesses d'altération actuelles sont par ailleurs extrapolées dans les temps passés, or les climats peuvent avoir subi des variations plus ou moins importantes qui ont alors pu influencer sur la vitesse d'altération. Ces estimations peuvent cependant représenter, pour les surfaces stables, des éléments de référence pour des datations relatives.

Ainsi, sur le plateau de la Tiébaghi, la cuirasse a fossilisé le profil d'altération. Nous avons alors estimé par le calcul, à partir d'un bilan isotitané, que les formations superficielles actuelles correspondraient à l'altération d'environ 280 m de roche. Si l'on se reporte à la vitesse de progression du front d'altération, calculée par TRESCASES (1975) dans le massif du sud (29 mm/1000 ans), on peut considérer que le début de la ferritisation serait voisin ou supérieur à 10 millions d'années. Cette durée apparaît alors nettement inférieure à celle proposée à partir des données paléomagnétiques ou stratigraphiques et elle pourrait correspondre dans ce cas à la combinaison :

- d'une sous-estimation de l'épaisseur de roche altérée, par perte de titane; nous avons vu en effet que, dans l'horizon gibbsitique, le titane pouvait être éliminé des secteurs riches en gibbsite;

- d'une moins grande vitesse d'altération, due à des climats anciens plus secs que le climat actuel, ce qu'indiqueraient certains faciès subarides du quaternaire récent, comme les dépôts de carbonate et de gypse, ainsi que la formation d'éolianites (PARIS, 1981).

En conclusion, ces dernières estimations, toutes relatives qu'elles soient, apparaissent intéressantes car elles s'avèrent compatibles avec les autres datations proposées :

- on peut alors envisager de rapprocher chronologiquement des formations superficielles comparables comme celles des plateaux sommitaux de la Tiébaghi et des Belep.

4 - Les datations isotopiques au ^{14}C des giobertites.

Les datations isotopiques des giobertites, localisées dans les terrasses alluviales anciennes, ont donné des âges compris entre 16000 et 26000 ans BP. Ces datations correspondraient à l'âge des précipitations de giobertites dans les terrasses et non au dépôt des alluvions de ces terrasses qui est nécessairement plus ancien, et pourrait être lui-même rattaché au dernier haut niveau de la mer à 120.000 ans BP (LALOU *et al.*, 1971, BLOOM *et al.*, 1974). Ces précipitations de carbonates seraient ainsi liées à des phases climatiques semi-arides, qui sont elles-mêmes attestées par des encroutements calcaires dans le sud de la Nouvelle-Calédonie (COUDRAY, 1976; BALTZER *et al.*, 1977), et à des phases majeures d'aridité en Australie (BOWLER *et al.*, 1976) et au Sahara (ROGNON, 1976).

5 - La succession dans le temps et la contemporanéité des niveaux géomorphologiques d'un massif à l'autre.

La chronologie de la mise en place de ces niveaux géomorphologiques soulève des problèmes de :

- succession dans le temps des niveaux sur un même massif;
- de contemporanéité des niveaux d'un massif à l'autre.

a - La succession dans le temps.

Les observations et les datations effectuées sur la coupe de Népoui, sur les plateaux sommitaux de la Tiébaghi et des Belep, sur le niveau à 120 m des Belep et sur la formation de Muéo, conduisent à admettre que ces niveaux se soient formés durant des périodes différentes. De l'Oligocène supérieur-Miocène au Miocène-Pliocène, soit durant un intervalle de temps compris entre 20-25 millions d'années et 5-6 millions d'années, quatre niveaux d'aplanissement majeurs se seraient succédés sur ces massifs. Les niveaux les plus anciens sont bien les plus élevés en altitude (plateaux sommitaux de Tiébaghi, Belep et Boulinda), et les plus récents, ceux de la surface inférieure.

b - La contemporanéité des niveaux d'un massif à l'autre.

La contemporanéité de ces niveaux d'un massif à l'autre ne peut être établie de manière satisfaisante, faute d'un nombre suffisant de datations et vu les larges incertitudes concernant les âges proposés.

Deux catégories de faits nous permettent cependant d'envisager cette contemporanéité :

- *des faits chronologiques*. Les datations de la cuirasse sommitale de la Tiébaghi et de la cuirasse de Népoui donnent des âges voisins. Or la cuirasse de Népoui a été rapportée à l'un des épisodes ferritiques les plus anciens si ce n'est le plus ancien sur le mont Boulinda, c'est-à-dire aux cuirasses observées sur le plateau sommital. La datation du Néogène marin de Belep, observé dans la surface intermédiaire, serait nettement plus jeune que celle des plateaux précédemment définis.

- *des faits pétrographiques* comme la similitude des différenciations des formations superficielles des plateaux sommitaux de la Tiébaghi et des Belep.

En conclusion :

- quatre niveaux d'aplanissement se seraient différenciés dans ces massifs de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur au Miocène-Pliocène;

- ces niveaux, bien que n'ayant pas les mêmes altitudes d'un massif à l'autre seraient contemporains.

II - LES PROCESSUS A L'ORIGINE DE LA FORMATION DU MODELÉ.

La recherche des processus à l'origine de la formation du modelé pose les problèmes généraux du façonnement de telles surfaces, et de leur étagement en liaison avec les mouvements positifs et négatifs ayant affecté la Nouvelle-Calédonie.

1 - Le façonnement des surfaces d'aplanissement.

Le façonnement des surfaces d'aplanissement a fait l'objet de différentes approches ces dernières années.

Il faut tout d'abord noter que les premiers chercheurs ayant abordé cette question en Nouvelle-Calédonie ont parlé de *pénéplaine* (DAVIS, 1925; ROUTHIER, 1953). Or nous savons que le terme de pénélaine s'applique à un ensemble de talwegs et d'interfluves qui au cours des temps, en condition tectonique stable, voient les pentes de leurs versants diminuer pour donner un paysage pratiquement plat. Plusieurs faits vont à l'encontre de l'intervention d'un tel processus pour les massifs de péridotites :

- les sédimentations très grossières observées dans les coupes de Népoui et de Muéo s'accordent mal avec un système se formant par réduction progressive des pentes des versants jusqu'à atteindre le profil d'équilibre.

- les pénélaines mettent en jeu pour leur formation des circulations latérales superficielles déterminant le façonnement régulier

des versants, ce qui est peu compatible avec l'évolution karstique observée sur les massifs.

- les pénéplaines conservent un réseau hydrographique superficiel important, même lorsqu'elles sont surélevées.

Le terme de pénéplaine semble donc impropre dans le cas des surfaces façonnées sur les massifs de roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie.

Les aplanissements actuels ou subactuels, observés sur ces massifs, correspondraient alors soit à des *glacis d'érosion* comme nous en avons étudiés sur le piémont sud de la Tiébaghi, soit à de larges *plaines alluviales anciennes et récentes* formées au débouché de petites rivières à caractère semi-torrentiel, comme nous en avons observées dans la vallée de la Néhoué, ou dans la plaine côtière de Yandé, ou, plus encore, dans les grandes plaines de Ouaco (LATHAM et MERCKY, 1979) ou de Gomen (PODWOJEWSKI, LATHAM, BOURDON, 1983). Il s'agit là d'épandages fins en surface, mais souvent grossiers en profondeur, qui correspondraient à des phases érosives très violentes. Leur mise en place procéderait de deux processus morphogénétiques :

- le recul des versants avec conservation des pentes et formation d'un glacis d'érosion, comme il a pu en être observé sur le piémont de la Tiébaghi, et comme cela est fréquent en zone subaride (KING, 1948-1962; TRICART et CAILLEUX, 1965; MABBUT, 1978);

- de vastes épandages alluviaux, comme ceux de la côte ouest, qui sont eux-mêmes à l'origine de systèmes de terrasses.

Dans les deux cas, intervient une sédimentation importante et souvent grossière.

Les témoins sédimentaires anciens (conglomérat fluvio-deltaïque de Népoui, formation de Muéo, conglomérat de Goa N'Doro) indiquent que des processus de cet ordre ont pu jouer tout au long de l'histoire de la mise en place du modelé. Ils auraient ainsi été particulièrement actifs lors de la formation des quatre niveaux d'aplanissement majeurs.

2 - L'étagement des surfaces et la surrection de l'île.

L'étagement de ces niveaux d'aplanissement et leur gradient altitudinal, que l'on observe du centre vers le nord de l'île, se relie au problème général de la surrection de la Nouvelle-Calédonie. DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ont émis l'hypothèse d'une "pénéplanation" de l'île puis d'une surrection, au cours de laquelle, un gauchissement vers l'ouest aurait eu lieu. Cette voûture pourrait être décelée par la pente de la "pénéplaine" vers la mer, et par la pente de la semelle de certains massifs. Nos observations ne contredisent pas la possibilité d'un affaissement transversal de l'île. Les pentes des plateaux de la Tiébaghi et des Belep seraient mêmes conformes à cette hypothèse. Sur le Boulinda et sur d'autres massifs de la côte ouest et du nord, une différence altitudinale assez nette existe entre les

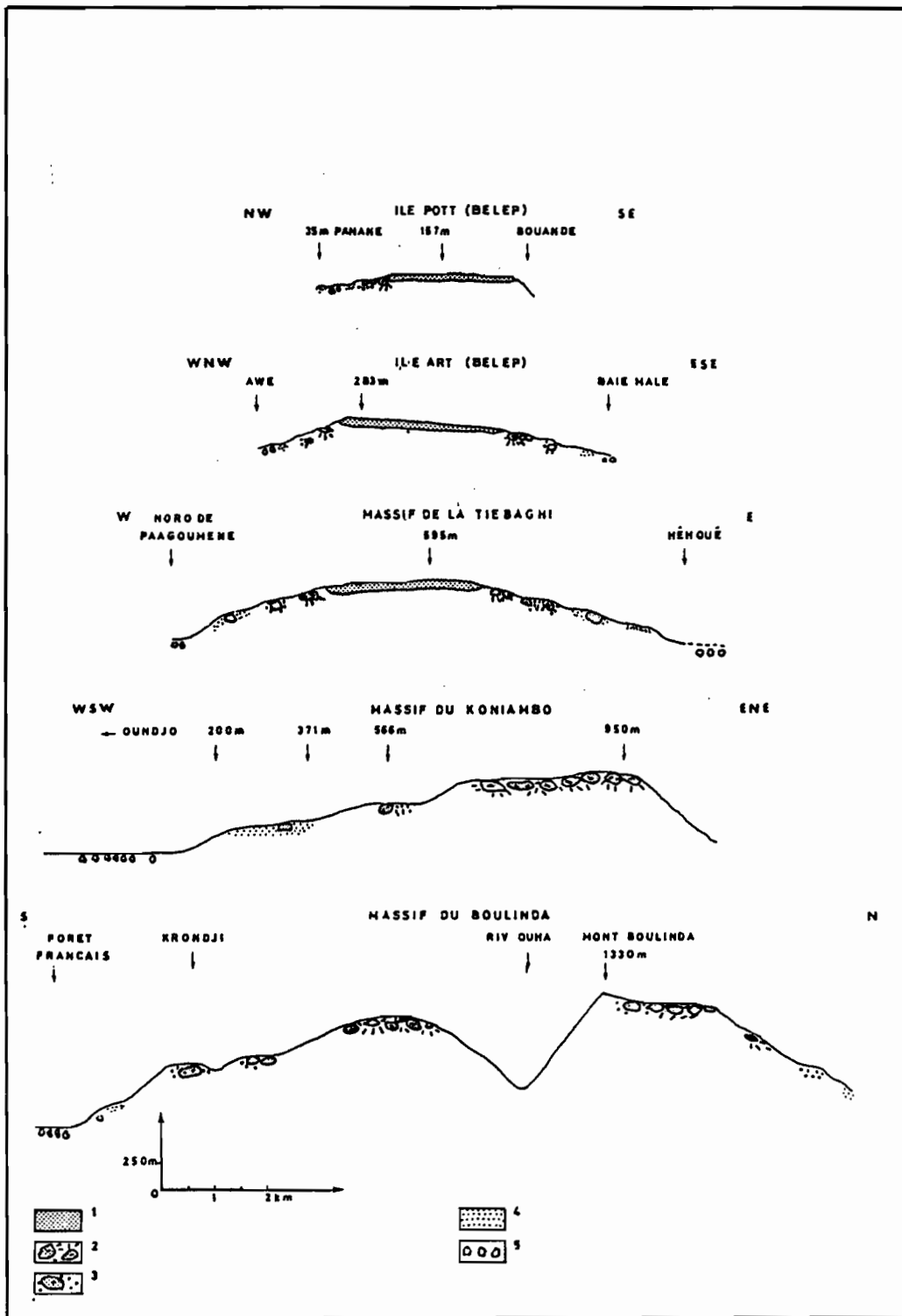


Fig. 58 : Répartition des niveaux géomorphologiques sur les principaux massifs du centre et du nord de la Nouvelle-Calédonie.

niveaux situés à l'est du massif et ceux situés à l'ouest (Figure 57). Mais la symétrie de ces niveaux par rapport au niveau sommital contredit l'hypothèse d'une surrection unique et d'un gauchissement. Elle implique une surrection étalée dans le temps, entrecoupée d'étapes de stabilité relative. Ces étapes de stabilité ne correspondent probablement pas à des arrêts dans les mouvements tectoniques mais à des phases érosives importantes, liées à des climats subarides durant des périodes où surrection et variations du niveau marin se sont équilibrés. Quatre étapes morpho-climatiques majeures se seraient ainsi développées dans ces massifs.

Le problème de la poursuite actuelle de cette surrection se pose. Des mouvements négatifs de subsidence ont été évoqués par DAVIS (1925), ROUTHIER (1953), AVIAS (1953), COUDRAY (1976) et FONTES *et al.* (1976) du fait de l'enneigement de certaines baies de la côte ouest, ou de données stratigraphiques obtenues sur la barrière récifale.

Cet enneigement des baies de la côte ouest ne peut cependant être séparé du contexte des mouvements eustatiques quaternaires récents, qui ont ramené le niveau des océans à près de 100 m au-dessous du niveau actuel (LALOU *et al.*, 1971; BLOOM *et al.*, 1974). Ainsi, au cours des récents bas niveaux de la mer, un modelé s'est creusé avec formation de véritables canyons dans le lagon (DUGAS, DEBENAY, 1978a). L'aspect actuel de ces baies ne correspondrait donc qu'à la partie émergée d'un relief mis en place, au cours de ces récents bas niveaux marins.

Les observations stratigraphiques effectuées sur la barrière récifale semblent confirmer les mouvements eustatiques négatifs au quaternaire récent (COUDRAY, 1976, FONTES *et al.*, 1977). Or, à terre, peuvent être observées des terrasses alluviales étagées qui semblent difficilement compatibles avec une subsidence. Il y a donc lieu d'envisager l'hypothèse de DUGAS et DEBENAY (1978b) sur la présence de failles flexures littorales qui permettraient d'expliquer, à la fois la poursuite de la surrection de l'île, et l'enfoncement des récifs.

Les amplitudes altitudinales de ces niveaux varient d'un massif à l'autre en décroissant vers le nord. GARNIER (1867) avait déjà noté une diminution constante des hauteurs des formations de même âge et de même nature à mesure que l'on avance vers le nord. Ces observations ont été reprises par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) lesquels ont émis l'hypothèse d'un gauchissement longitudinal. Ce gradient altitudinal des sommets a même affecté chacune des étapes de la surrection comme le montre la figure 59. Même si le gradient altitudinal n'est pas strictement linéaire, comme le notait déjà ROUTHIER (1953), l'ampleur de ce phénomène implique une explication tectonique générale. DUBOIS *et al.* (1974), en utilisant les taux d'érosion calculés par BALTZER et TRESCASES (1971) émettent l'hypothèse selon laquelle un mouvement de surrection de 1000 m dû à la décharge continentale, devrait correspondre à une érosion de 9000 m de matériel ultrabasique. Or, les travaux récents menés en Nouvelle-Calédonie permettent :

- d'une part de proposer une épaisseur initiale de la couche ophiolitique (péridotite + basalte + gabbros) d'environ 10 km, à la suite de travaux gravimétriques à terre et en mer (COLLOT *et al.*, 1982);

Niveaux observés	Témoins stratigraphiques	Age présumé	Corrélation : DAVIS 1925 ROUTHIER 1953, AVIAS 1953	Corrélation : WIRTHMANN 1970 TRESCASES 1975
Plateau sommital à cuirasse vacuolaire	Conglomérat et cuirasse de Népoui.. Cuirasse datée de Tiébaghi.	Oligocène supérieur Miocène inférieur	Cycle I Formation de la "pénéplaine"; surrection; voussure Cycle II Erosion vigoureuse	Niveau I pénéplaine
Haute surface à cuirasse conglomératique		Miocène inférieur		
Surface intermédiaire à cuirasse pisolitique et à nodules arrondis luisants	Néogène marin de Bélep	Miocène moyen à supérieur		Niveau II de W et T
Surface inférieure à cuirasse pisolitique et petits nodules ronds mats	Formation détritique de Muéo	Mio-pliocène		Surface III niveau de piémont de T
Colluvions et pédiplaine cuirassée		Plio-quaternaire		
Terrasse alluviale ancienne	Giobertite dans alluvions datées et 16 000 à 26 000 ans BP.	Pleistocène environ 120 000 ans	Cycle III Formations fluviatiles et côtières plioquaternaires ennoyées	Surface IV ennoyée
Terrasse alluviale récente	Coquilles datées de 2 000 ans BP dans alluvions (Yandé)	Holocène	Phase IV de D et R	Phase récente

Tabl. LIX : Corrélation entre l'âge des niveaux observés et les données de la littérature.

- d'autre part de proposer d'autres modèles de déformation de la lithosphère, sous l'effet d'une décharge sédimentaire, plus compatibles avec la réalité néocalédonienne (DUBOIS *et al.*, 1977; TISSEAU, 1979).

Il semble donc bien que les différences d'altitude notées dans les niveaux géomorphologiques des massifs de roches ultrabasiques puissent

En conclusion :

- les quatre surfaces d'aplanissement observées dans les massifs, ainsi que la plaine de la côte ouest, se seraient formées de la même façon à la suite d'importantes phases érosives marquées par des dépôts grossiers et fins sur des glacis-pédiments et sur des terrasses alluviales;

- l'individualisation de ces surfaces se serait réalisée à la suite d'une surrection de l'île, surrection qui semble se poursuivre de nos jours et statiques, dûs à une déformation de la lithosphère sous l'effet d'une décharge sédimentaire continentale.

III - CONCLUSION.

Ainsi sept niveaux géomorphologiques jalonnent les étapes de l'élaboration du modelé des affleurements de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie peuvent être définis suivant le tableau LIX.

Ces étapes correspondent à des niveaux géomorphologiques définis par :

- des modelés comparables;
- des formations superficielles et en particulier des faciès indurés (nodules et cuirasses) similaires;
- des âges contemporains qui s'étagent sur près de 20-25 millions d'années entre l'Oligocène-Miocène et l'actuel;
- des niveaux d'aplanissement équivalents, liés à des phases érosives majeures dues à des périodes climatiques subarides durant des périodes de stabilité entre surrection et variation du niveau marin.

Cet étagement des niveaux géomorphologiques, avec des altitudes allant en diminuant vers le nord, correspondrait ainsi à une surrection différenciée de l'île, liée à une déformation de la lithosphère à la suite de décharges continentales. Elle se poursuivent actuellement sur l'île, alors que des failles flexures littorales entraîneraient des affaissements au niveau du lagon.

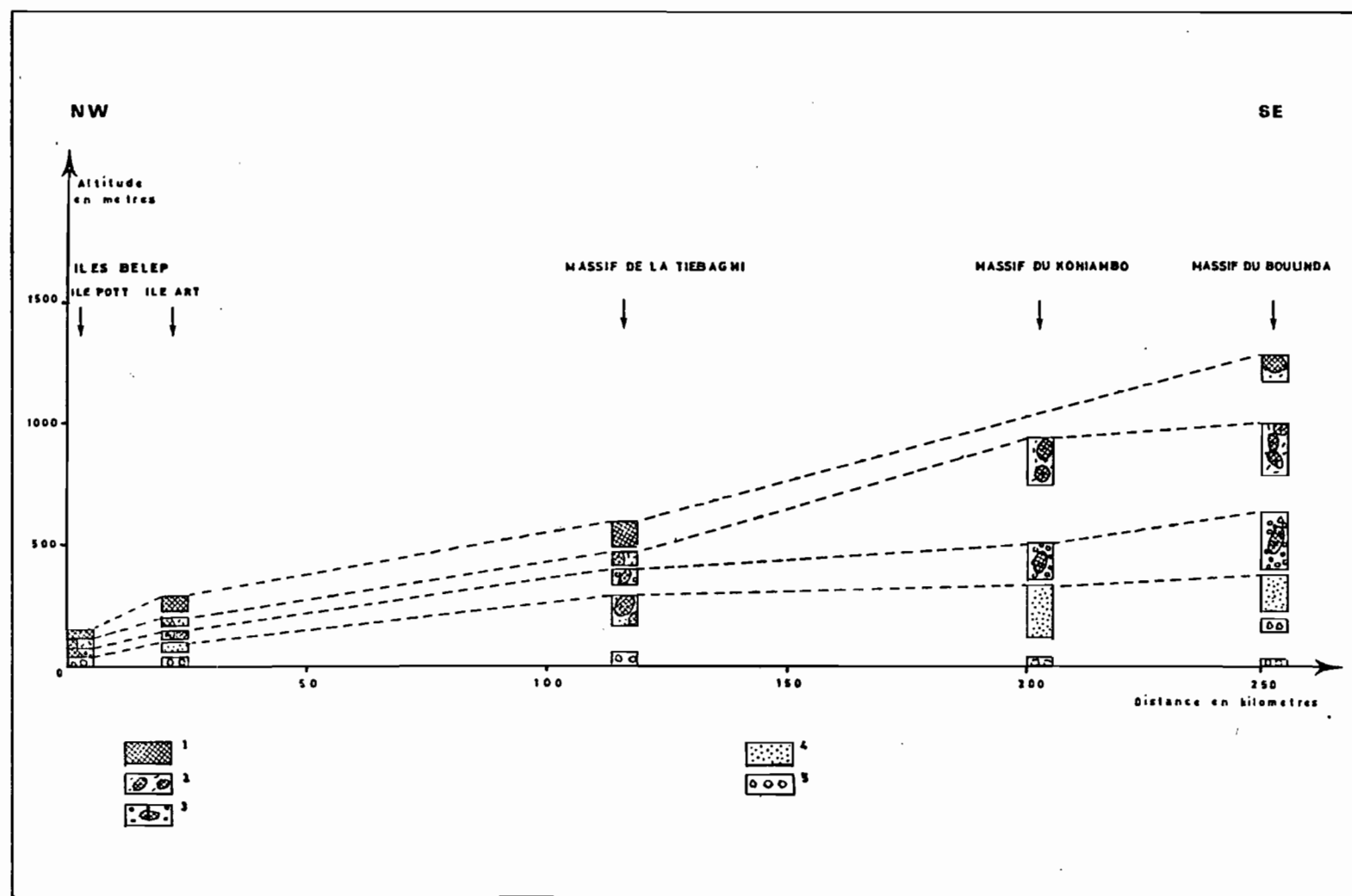


Fig. 59 : Altitudes des niveaux géomorphologiques sur les principaux massifs de roches ultrabasiques du centre et du nord de la Nouvelle-Calédonie.

CHAPITRE IX

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DU MODELÉ

Les chapitres précédents nous ont permis d'analyser les processus à l'origine des formations des altérations, des sols et du modelé, ainsi que la chronologie de l'élaboration de ce modelé. Nous devons maintenant essayer de reconstituer l'histoire des formations superficielles et du modelé par une synthèse des enchaînements structuraux, géochimiques et minéralogiques, qui se sont produits dans les quatre principaux milieux de ces massifs en commençant par les plus récents qui sont les mieux connus :

- le domaine des piémonts et des terrasses à l'aval des massifs;
- le domaine à cuirasse nodulaire de faible altitude;
- le domaine à cuirasse conglomératique de moyenne altitude;
- le domaine des plateaux sommitaux cuirassés ou non.

Pour cela, nous étudierons plus particulièrement :

- les filiations, et en particulier les dernières filiations, indicatrices des altérations et de la pédogénèse actuelle;
- les discontinuités, tant stratigraphiques que géochimiques ou minéralogiques, indicatrices d'étapes successives dans la constitution de ces formations d'altération et de pédogénèse, tout en sachant que les phases humides de latéritisation intense peuvent effacer les différenciations des pédogénèses sèches et faire disparaître un certain nombre de témoins (MAGNIEN, 1966).

I - LE DOMAINE DES PIÉMONTS ET DES TERRASSES DE L'AVAL DES MASSIFS.

Ce domaine a été étudié dans la toposéquence aval du Boulinda, et à la base du massif de la Tiébaghi.

L'histoire débute (stade I, Figure 60) dans un matériau préalablement altéré par la formation d'un glacis d'érosion ou de larges zones d'épandages alluviaux sur le piémont de zones montagneuses, dans un contexte de stabilité du niveau de base. Le climat est sec et contrasté avec de fortes précipitations cycloniques, la couverture végétale est réduite. De telles conditions se retrouvent de nos jours dans les secteurs ayant subi de nombreux feux et nous en avons des exemples

Climat	Niveau de base	Morphogenèse	Altération Pédogenèse
Sec et contrasté		I - Glacis d'érosion - Colluvions - Terrasse alluviale	<u>Fersimitisation</u> - Hydromorphie - Formation de smectites et de carbonates
Humide	Baisse	II Incision dans le glacis précédent	<u>Ferritisation indirecte</u> - Formation d'hématite et de goéthite en haut de profil. - Induration localisée. - Formation de smectites et silicification
Très sec et frais	Equilibre	III Erosion superficielle Dépôt	<u>Fersimitisation</u> - Formation de smectites et de giobertite - Destruction de la cuirasse par argilification
Sec	Baisse puis équilibre	IV Incision puis dépôt Incision	<u>Fersimitisation</u> Formation de - smectite - opale Destruction de : - giobertite - cuirasse

Fig. 60 : Schéma d'évolution des glacis et des terrasses de l'aval des massifs.

à Yandé, ou dans des zones ayant fait l'objet d'exploitations minières. Les formations de glacis ou les dépôts des zones alluviales sont grossiers, en profondeur, et fins, en surface. La plaine alluviale ancienne de la Néhoué est typique de cette stratigraphie, et l'on retrouve cette succession sur toute la côte ouest du Territoire. Ces dépôts sont composés de fractions fines à base de serpentine, de smectite et d'oxyhydroxydes de fer, ainsi que de fractions grossières, qui peuvent contenir des galets de péridotites, des blocs de "pseudo-meulière" et des fragments de cuirasse plus ou moins roulés. Dans ces formations, l'altération est de type hydromorphe (nodules ferro-manganésifères), avec individualisation de smectites et carbonatation éventuelle (piémont de la Tiébaghi).

L'histoire de ces formations superficielles se poursuit (stade II) par une incision dans ces glacis et terrasses, due à une baisse du niveau de base. Le climat est alors plus humide; le drainage s'améliore et une ferritisation indirecte prend place, altérant les fractions fines serpentineuses et smectitiques, dans la partie supérieure du dépôt. De l'hématite et de la goethite se forment. Nodulation et individualisation de cuirasses nodulaires et bréchiques se développent dans des zones de battement de nappe. Parmi les nodules de la cuirasse, une part peut se constituer sur place, l'autre provient des épandages précédents. En profondeur, les galets de péridotite s'altèrent mais conservent leur forme originelle dans les alluvions anciennes à Ouaco (LATHAM, MERCKY, 1979). Une silicification peut, par ailleurs, se développer.

Par la suite (stade III), les entailles creusées au cours de la phase précédente se remplissent partiellement de nouveaux dépôts sous des climats plus secs et plus contrastés. Au sein de ces nouveaux dépôts (alluvions anciennes), et des parties smectitiques du niveau supérieur, des giobertites ont précipité lors d'un climat sec et probablement plus frais que l'actuel, il y a 16 000 à 26 000 ans. Aucune différence d'âge significative n'a été trouvée entre les giobertites de haut niveau et celles des terrasses alluviales anciennes. Il faut donc supposer qu'il ne nous reste que les témoins d'une phase majeure de carbonatation qui aurait été générale sur le Territoire, et dans d'autres formations géologiques (COUDRAY, 1976; BALTZER, DUGAS, 1977).

Cette phase de carbonatation est suivie d'une nouvelle phase d'entaille puis de stabilité (stade IV), probablement sous des climats plus humides que les précédents, du fait de l'absence de giobertite dans les plaines alluviales. Les résidus des hauts glacis sont isolés, en forme de butte témoin. La cuirasse superficielle se fragmente en blocs. Une décarbonation prend place dans la terrasse alluviale ancienne. Une nodulation ferrugineuse et ferro-manganésifère se développe sur les terrasses alluviales anciennes et récentes comme nous l'avons observé sur la séquence d'aval du Boulinda.

Ainsi l'histoire des formations superficielles du domaine d'aval peut se résumer en quatre phases :

- formation de glacis d'érosion et dépôts alluviaux sur le piémonts suivi d'une évolution fersimatique;
- entaille dans le piémont et ferritisation;
- dépôts de la terrasse ancienne et carbonatation;

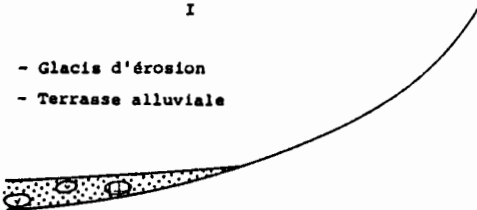
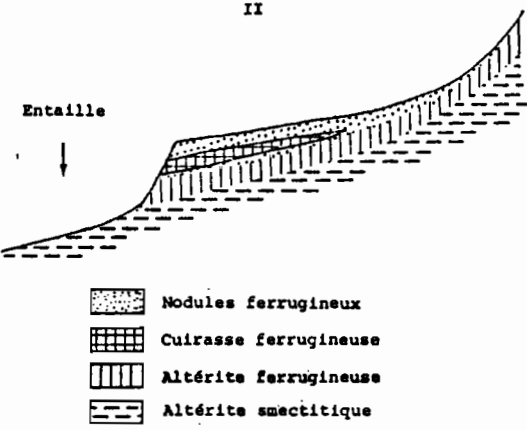
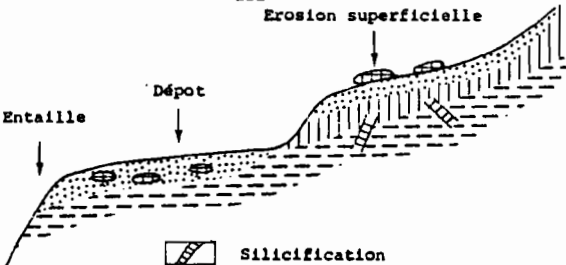
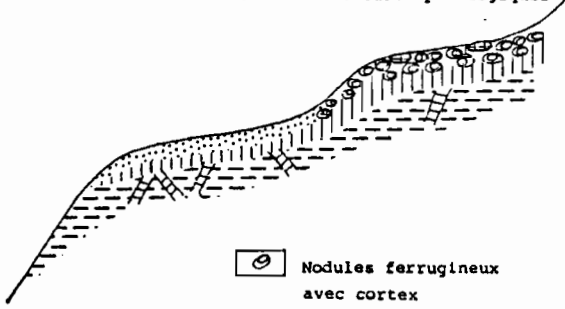
Climat	Niveau de base	Morphogénèse	Altération Pédogénèse
Sec et contrasté	Baisse	I - Glacis d'érosion - Terrasse alluviale  Dépôt hétérométrique	<u>Fersimitisation</u>
Humide	Baisse	II Entaille  Nodules ferrugineux Cuirasse ferrugineuse Altérite ferrugineuse Altérite smectitique	<u>Ferritisation indirecte</u> - Nodulation - Induration - Formation d'hématite et de goéthite en sommet de profil et de smectite avec silicification à la base
Sec et contrasté	Baisse	III Erosion superficielle Entaille Dépôt  Silicification	<u>Fersimitisation</u> - Démantèlement des cuirasses - mise à l'affleurement - Silicification
Humide	Indifférent	IV Enfoncement des couvertures pédologiques  Nodules ferrugineux avec cortex	<u>Ferritisation indirecte</u> Formation de : - goéthite - hématite - smectite - opale CT

Fig. 61 : Schéma d'évolution du domaine à cuirasse nodulaire de faible altitude.

- nouvelle entaille et dépôts d'alluvions sur la terrasse récente avec fragmentation des cuirasses et décarbonatation des giorbertites.

II - LE DOMAINE A CUIRASSE NODULAIRE DE FAIBLE ALTITUDE.

Le domaine à cuirasse nodulaire de faible altitude a été principalement étudié sur la séquence de faible altitude du Boulinda, ainsi qu'accessoirement, sur la séquence du versant nord de la Tiébaghi.

Les formations superficielles de ce domaine commencent, comme pour l'aval par une entaille et par la formation d'un glacis (stade I, Figure 61). Comme précédemment, le climat est sec et contrasté.

L'évolution se poursuit par une baisse du niveau de base et une nouvelle entaille dans le glacis précédent sous un climat probablement humide. Une ferritisation indirecte se développe, provoquant une nodulation et des indurations localisées, dans les secteurs soumis à un drainage ralenti. Il faut remarquer que l'induration est beaucoup plus étendue sur la Tiébaghi où les mouvements tectoniques ont été relativement réduits, que sur le Boulinda. La cuirasse nodulaire semble avoir cimenté des nodules déjà constitués, vu leur similitude avec des nodules lithorélictuels et plasmiques environnants. Les produits ferrugineux formés, sont de l'hématite et de la goethite. A la base du profil, des smectites se sont individualisées dans des niveaux riches en serpentine et en talc, dans lesquels le nickel a pu se piéger sous forme de garniérite.

Cet épisode humide est probablement suivi, après une nouvelle baisse du niveau de base, de l'érosion superficielle du glacis supérieur. Les cuirasses sont mises à nu, des produits ferrugineux et par endroits des fragments de péridotite peu altérés (conglomérat de Goa N'Doro) sont déposés et le glacis inférieur est incisé (stade III). Ceci se passe probablement sous un climat sec et contrasté. Une fersimitisation prend place dans les formations superficielles des glacis inférieurs avec une silicification sous forme de "pseudo-meulière" à opale trydimite. Des silicifications à base de quartz se sont produites à la base du glacis supérieur, et en particulier dans les zones d'accumulation de garniérite.

Revenant enfin vers un climat plus humide, proche du climat actuel (stade IV), la ferritisation reprend dans le glacis supérieur avec production préférentielle de goethite et cortification des nodules. Dans le glacis inférieur, elle se développe dans les formations superficielles et dans le substrat avec formation d'hématite et de goethite en surface, et individualisation de smectites en profondeur. Des interstratifications de passées nodulaires riches en fragments de cuirasse et de passées fines, témoignent, dans ce bas glacis, des dépôts ayant pu affecter la couverture pédologique à ce niveau. Dans le glacis supérieur, la latéritisation continue homogénéise, en revanche, les horizons nodulaires rendant impossible la distinction entre produits authigènes et alloènes, si ces derniers ont existé. Les cuirasses se fragmentent, ne laissant que quelques reliques sur le Boulinda, alors que des niveaux assez épais subsistent sur la Tiébaghi.

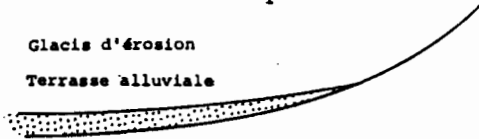
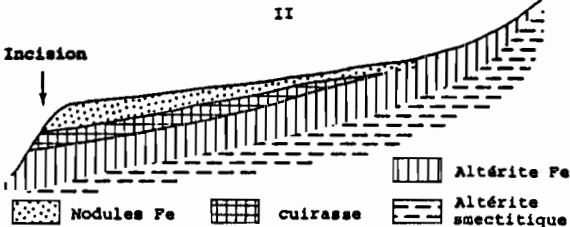
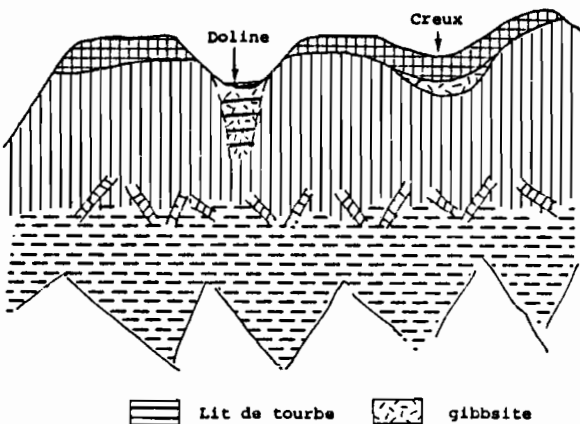
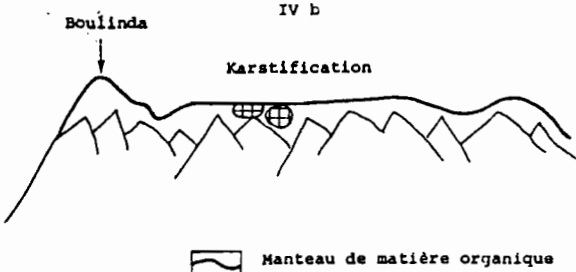
Climat	Niveau de base	Morphogenèse	Altération Pédogénèse
Sec et contrasté	Baisse et stabilité	I Glacis d'érosion Terrasse alluviale 	<u>Ferrimatisation</u>
Humide	Baisse	II Incision  Altérite Fe Nodules Fe cuirasse Altérite smectitique	<u>Ferritisation indirecte</u> Formation de : - hématite - goethite - smectite Induration
Sec	Baisse	III Erosion superficielle mise à nu de la Incision  Silanes	<u>Ferritisation indirecte</u> Poursuite de l'induration Formation de : - hématite - goethite - smectite Silicification
Humide	Baisse	Tiébaghi IV a Karstification Doline Creux  Lit de tourbe gibbsite	<u>Ferritisation indirecte</u> Poursuite de l'altération sous la silicification Dégradation de la cuirasse par déferrugínisation à la base avec accumulation de gibbsite, et de tourbes dans les dolines.
Perhumide	Très forte baisse	IV b Boulinda Karstification  Manteau de matière organique	<u>Ferritisation directe</u> Podzolisation de surface Dissolution de la couverture ferritique

Fig. 63 : Schéma d'évolution du domaine sommital à cuirasse allotéritique alvéolaire.

En résumé quatre phases biogéodynamiques principales ont marqué la formation de cette couverture pédologique :

- deux phases d'entaille, d'érosion et de dépôt ayant permis la formation successive des glacis supérieurs et inférieurs;

- deux phases de ferritisation ayant affecté le glacis supérieur, le glacis inférieur n'ayant évolué que sous l'influence de la seconde.

III - LE DOMAINE A CUIRASSE CONGLOMERATIQUE DE MOYENNE ALTITUDE.

Le domaine à cuirasse conglomératique de moyenne altitude a été observé principalement sur le Boulinda, son extension sur Tiébaghi et sur Belep étant très restreinte.

Comme dans les cas précédents, il inclut la formation d'un glacis (stade I, Figure 62), la ferritisation et l'induration partielle de la couverture ferritique produite (stade II). La cuirasse, formée dans ce stade II, est une cuirasse conglomératique. Elle aurait donc repris des matériaux formés sur place et des matériaux d'apport. Les produits ferrugineux formés sont de l'hématite et de la goethite.

Dans ce glacis, sous l'influence de climats très humides, et d'une baisse de niveau de base, une karstification se développe. Des dolines s'individualisent (stade III). La cuirasse se fragmente et s'effondre dans la doline. L'érosion, peut-être au cours de périodes plus sèches, l'a mise à nu sur les restes des glacis. En profondeur, seule la goethite est formée dans les plasmas d'altération. Dans les horizons nodulaires supérieurs, l'hématite se transforme en goethite.

Par la suite (stade IV), sous des climats toujours très humides et en présence d'un niveau de base très bas, la poursuite de la karstification approfondit les dolines, provoquant parfois la coalescence de deux ou de plusieurs dolines, ce qui donne au paysage un aspect vallonné avec des vallées sèches. Le démantèlement des cuirasses et la dissolution des produits ferrugineux fins superficiels provoque une différence de porosité entre un horizon supérieur gravolitique et un horizon inférieur structichrome. Une circulation hypodermique des solutions s'installe, provoquant une nouvelle induration dont l'épaisseur va en croissant vers le fond de la doline. La dissolution des produits ferrugineux dans le fond de la doline entraîne l'affleurement de la péridotite saine sous-jacente, au niveau du gouffre, quand ce dernier existe.

Enfin, dans certains cas, la poursuite de la dissolution karstique provoque des effondrements des parois rocheuses proches des escarpements et l'ouverture de la doline (stade V). Il reste alors des buttes témoins et des épaulements recouverts de fragments de cuirasse et de gravolites, ce qui donne au relief son aspect si particulier de massif très déchiqueté à pentes très fortes à la base et à sommets arrondis ou plats.

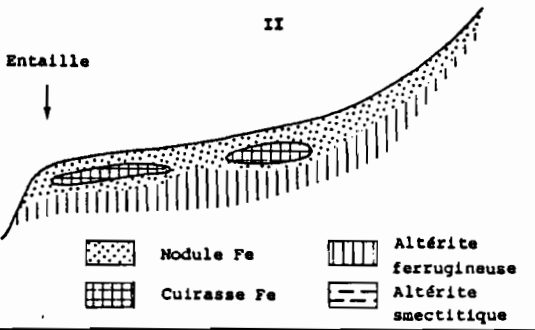
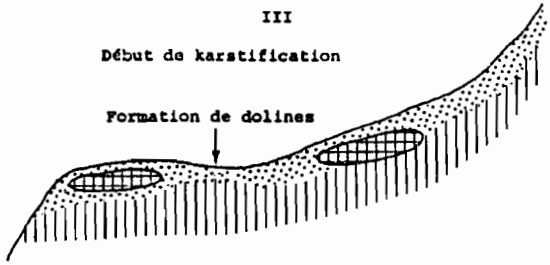
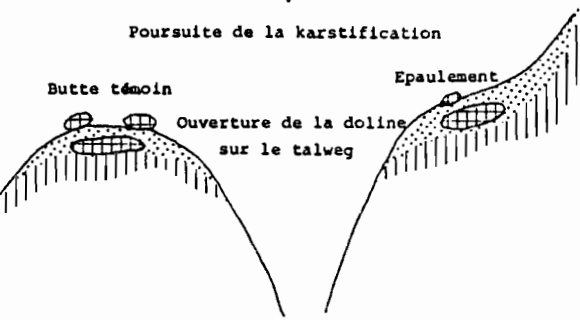
Climat	Niveau de base	Morphogenèse	Altération Pédogénèse
Sec et contrasté	Baisse et stabilité	I Glacis d'érosion Terrasses alluviales  Dépôt hétérométrique	<u>Fersimitisation</u>
Humide	Baisse	II Entaille   Nodule Fe  Altérite ferrugineuse  Cuirasse Fe  Altérite smectitique	<u>Ferritisation indirecte</u> Formation de : - goethite - hématite - smectite - opale
Très Humide	Baisse	III Début de karstification Formation de dolines 	<u>Ferritisation directe</u> Formation de : - goethite
Très Humide	Baisse	IV Poursuite de la karstification coalescence de doline Eboulement sur les versants 	<u>Ferritisation directe</u> Formation de : - goethite
Très humide	Baisse	V Poursuite de la karstification Butte témoin Ouverture de la doline sur le talweg Epaulement 	<u>Ferritisation directe</u>

Fig. 62 : Schéma d'évolution du domaine à cuirasse conglomératique de moyenne altitude.

Ainsi cinq phases majeures ont marqué l'histoire de ces formations superficielles :

- phase d'entaille, d'érosion et de glacis;
- phase de ferritisation en climat humide, avec formation d'hématite et de goethite;
- poursuite de cette ferritisation, sous des climats très humides, avec karstification du paysage et genèse de goethite dans les plasmas altéritiques;
- accentuation de la karstification avec fonte de la couverture pédologique au niveau des fonds de la doline et induration sur les flancs;
- ouverture de la doline avec création d'un talweg et persistance de buttes témoins et d'épaulements couverts de formations ferritiques à nodules et à fragments de cuirasse en surface.

IV - LE DOMAINE DES PLATEAUX SOMMITAUX.

Le domaine des plateaux sommitaux est interprété à partir de l'étude des plateaux de la Tiébaghi et du Boulinda.

L'histoire de ces formations superficielles débute, comme dans les cas précédents, par la formation d'un glacis (stade I). L'érosion qui a donné naissance à ce glacis a dû être très agressive, étant donné la taille des éléments du conglomérat de Népoui et l'épaisseur de ce dernier. Elle a très probablement attaqué des affleurements de péridodite déjà altérés et diaclasés, ce qui explique la présence d'éléments clastiques siliceux ou ferrugineux cuirassés observés dans la cuirasse de Népoui.

Par la suite se développe une ferritisation indirecte, due à une baisse du niveau de base et à un climat plus humide (stade II). De l'hématite et de la goethite sont produites. Une cuirasse allotéritique se forme dans cette couverture pédologique avec ou sans nodules ferrugineux dans la partie meuble supérieure.

LAJOINIE et VOGT (1978) et LAJOINIE (communication personnelle), à partir des données des sondages miniers, subdivisent cette première phase d'aplanissement, d'altération et de cuirassement en deux, avec une zone intermédiaire moins profondément altérée. L'enfouissement géochimique des cuirasses a, par la suite, permis un télescopage de ces deux niveaux qui apparaissent de nos jours comme continus superficiellement.

Une baisse importante du niveau de base, sous un climat plus sec et plus contrasté, permet l'entaille des bords de cette cuirasse. Les reliefs de commandement se sont affaissés, comme dans le cas de Tiébaghi (Figure 6), ou se maintiennent à l'état de pitons rélictuels, comme sur le Boulinda (sommet du Boulinda). La cuirasse s'épaissit à l'aval. Elle passe à l'affleurement, après enlèvement par érosion

superficielle des horizons meubles supérieurs. En profondeur, une silicification importante se produit. Il faut remarquer que la surface de ces glacis présente une faible pente et que deux phases d'aplanissement, d'altération et d'induration, ont pu se télescoper sur ces plateaux. Ainsi, la pente actuelle des plateaux est peut-être sans relation avec des mouvements tectoniques de voussure transversale, tels que les avaient envisagés les premiers auteurs (DAVIS, 1925; ROUTHIER, 1953).

L'évolution ultérieure des formations superficielles de ces plateaux peut emprunter deux voies.

Sur les massifs de faible altitude (Tiébaghi, Belep), sous des climats humides, l'altération se poursuit (stade IV a). Elle laisse sur place des niveaux siliceux et se développe plus profondément dans la péridotite, provoquant de nouvelles silicifications beaucoup plus discrètes. La cuirasse, pour sa part, se déstabilise par karstification et déferruginisation dans les dolines et sous les ondulations de la cuirasse; la gibbsite s'individualise dans les zones déferruginisées de la Tiébaghi. Dans les dolines, des niveaux de tourbes se déposent en interstratification avec la gibbsite, qui a, elle-même, tendance à se resiliçifier grâce aux eaux de lessivage du plateau, pour donner des métahalloysites. Tel est le stade atteint par les formations superficielles de la Tiébaghi et des Belep.

Sur les massifs de plus haute altitude, comme le Boulinda (1330 m) ou comme les hauts sommets du grand massif du sud, Mt Humbolt (1618 m) ou Mt Kouakoué (1501 m), la déferruginisation est beaucoup plus poussée (stade IV b). Sous un climat perhumide, l'altération est une ferritisation presque directe. Mais dans un même temps, une épaisse couverture de matière organique très acide, et une forte lixiviation provoquent une déferruginisation superficielle de la couverture pédologique par podzolisation et une karstification du relief. Seuls quelques blocs de cuirasse alvéolaire résiduels subsistent, témoignant de la présence antérieure d'une couverture pédologique complète. A la surface du sol, des grains de quartz issus des silicifications profondes et des grains de chromite s'accumulent. L'enveloppe du relief atteste de la forme des plateaux initiaux.

Ainsi l'évolution des formations superficielles de ces surfaces se fait en quatre phases, dont la dernière se dédouble en fonction de l'altitude des massifs :

- phase d'entaille, d'érosion et de formation de glacis;
- phase de ferritisation, en climat humide, avec formation de cuirasse allotéritique;
- épaissement de cette cuirasse en zone aval et silicification en profondeur, en période sèche;
- sur les massifs de faible altitude, en climat humide, karstification du relief et dégradation de la cuirasse par déferruginisation sous la cuirasse et dans les dolines, avec individualisation de gibbsite;

- sur les massifs de haute altitude, dissolution de la couverture pédologique par podzolisation superficielle, en climat perhumide.

V - CONCLUSION.

La génèse de ces formations superficielles et du modelé se fait donc par une succession de phases d'altération et d'érosion, de type biorhéistase telle qu'elle a été présentée par ERHART (1956). Ces différentes phases ont marqué leurs empreintes dans les paysages et dans les couvertures pédologiques qui les recouvrent du fait de la surrection continue des affleurements de péridotite, depuis l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Des phases les plus récentes, il reste des témoins, tant des périodes humides, que des périodes sèches. L'histoire de ces formations superficielles est donc relativement facile à décrire. Des phases anciennes, en revanche, il ne reste que des témoins des nombreuses ferritisations qui se sont succédées. La pédogénèse, les remaniements superficiels les ont le plus souvent homogénéisés quand ils ne les ont pas tout simplement éliminés comme c'est le cas sur le plateau sommital du Boulinda.

Le climat devenant plus humide avec l'altitude, au début de la surrection, les altérations ont dû être fersimatique ou ferritique indirecte. Ceci transparait de la présence d'hématite dans la cuirasse sommitale de la Tiébaghi. Par la suite, sous des climats très pluvieux les phénomènes de dissolution ont dû s'accélérer favorisant l'épaississement des formations superficielles, avec génèse de goethite et karstification. Enfin en zone perhumide de haute altitude, ils ont apparemment été plus rapides que les phénomènes d'altération, et sous l'effet d'une podzolisation superficielle, ils ont entraîné la disparition presque complète des couvertures d'altération et de pédogénèse.

Ceci pose bien évidemment des problèmes d'âge de la ferritisation. De nombreux auteurs en Afrique (KING, 1962; MICHEL, 1973), en Australie (JESSUP, 1961; MULCAHY et CHURCHWARD, 1973; QUILTY, 1978) et dans d'autres parties du monde ont évoqué des phases bauxitiques et latéritiques Secondaires et Tertiaires. Mais il leur a été difficile sur des socles stables, de délimiter des périodes de latéritisation. Nous avons vu, après datation paléomagnétique, que le début de la ferritisation devait se situer sur ces massifs, à environ 20 à 25 millions d'années; mais il semble bien qu'en Nouvelle-Calédonie, elle se soit poursuivie tout au long du Tertiaire et qu'elle continue de nos jours sur les reliefs comme le témoignent les formations superficielles des différents niveaux géomorphologiques. Les couvertures latéritiques les plus anciennes comme celles de la Tiébaghi et des Belep sont donc des couvertures qui ont évolué pendant 20 à 25 millions d'années, et leur complexité n'est donc que la résultante de l'ensemble des mécanismes géochimiques, minéralogiques et structuraux, qui les ont affectés durant cette très longue période.

CONCLUSION :
HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS
SUPERFICIELLES ET DU MODELÉ

Les analyses pétrologiques des formations superficielles des massifs de roches ultrabasiques du centre et du nord de la Nouvelle-Calédonie nous ont amené à définir deux modèles biogéodynamiques : l'un très différencié à forte amplitude altitudinale dans le centre, l'autre moins différencié de moyenne à faible amplitude altitudinale dans le nord.

Ces deux modèles différents, au moins dans les phases les plus anciennes et donc les plus élevées, sont apparus dans cette troisième partie comme ayant subi une succession de phases d'altération et d'aplanissement. Fersimitisation, ferritisation indirecte et ferritisation directe, ont été suivies de phases de nodulations et d'induration, qui, elles-mêmes, avec le temps, se sont déstabilisées, l'ensemble des éléments formés et le substrat diaclasé étant périodiquement repris par l'érosion.

Les produits de l'altération et de la pédogénèse formés sur les témoins d'aplanissement, leur mode de formation et leur âge sont apparus, pour chaque grande surface, comme similaires, d'un massif à l'autre, définissant ainsi des niveaux géomorphologiques. Une conclusion à tirer est la constatation d'une surrection beaucoup plus importante dans la partie médiane de l'île que sur sa marge septentrionale.

L'histoire biogéodynamique de ces massifs peut donc s'expliquer par une succession biorhexistatique de phases d'altération et d'érosion dans le substrat et dans les dépôts. Dans les phases les plus anciennes, une homogénéisation et une dissolution partielle des produits ferrugineux formés, rend impossible la distinction entre produits autochtones et allochtones. Cette évolution des couvertures ferritiques s'accompagne d'un accroissement de la karstification dans les niveaux les plus élevés. Elle peut atteindre, sur le plateau sommital du Boulinda, la formation d'un karst rocheux, après fonte de la couverture pédologique sous l'effet d'une podzolisation.

Ainsi la mise en place des ensembles biogéodynamiques de ces massifs apparaît très complexe. Elle s'est déroulée sur une période de 20 à 25 millions d'années, mais contrairement aux grands cratons australiens, africains et sud américains, qui ont été relativement stables, la Nouvelle-Calédonie a subi, depuis l'Oligocène-Miocène, une surrection continue qui a pu atteindre 1300 m dans le centre de l'île. Les principales phases biogéodynamiques se sont ainsi inscrites dans le relief et dans les sols de ces massifs permettant de décrire en partie cette longue et riche histoire.

Conclusions générales

Le travail présenté ici a été consacré à l'étude de deux exemples d'évolution bio-géodynamique sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie :

- l'un présentant une forte différenciation due à un gradient climatique important et à une tectonique active, à partir d'un substrat très pauvre en aluminium;

- l'autre, marqué par une différenciation climatique plus modérée due à des variations climatiques réduites et à une plus grande stabilité tectonique, sur un substrat légèrement plus alumineux.

Pour chaque cas, des analyses structurales, géochimiques et minéralogiques ont été menées de l'échelle de la séquence, à l'échelle du micron. Elles nous ont permis de déterminer les degrés d'organisation verticales et latérales de ces formations superficielles, de proposer des mécanismes pour les principales transformations géochimiques, minéralogiques et structurales les ayant affectés et de les relier à l'évolution des paysages. La détermination de jalons chronologiques nous a aidé à proposer, avec tous les risques d'erreur que cela comporte, un schéma d'évolution historique de ces ensembles bio-géodynamiques.

1 Ferritisation directe et indirecte, fersimitisation.

Les gradients climatiques relevés sur les massifs du Boulinda et de la Tiébaghi orientent les processus d'altération et de pédogenèse vers trois domaines majeurs :

- *La ferritisation directe* se produit à haute et moyenne altitude, sous une pluviosité égale ou supérieure à 2000 mm/an. Elle a été observée sur les deux premières séquences du Boulinda. La lixiviation du magnésium et du silicium est très intense. Dans les cortex d'altération, de 1 à 2 cm d'épaisseur, ces deux éléments, qui représentent près de 80% de la masse des olivines et des pyroxènes, sont évacués. La structure de la roche est maintenue, dans un premier temps par un réseau de cloisons ferrugineuses goethitiques, correspondant au maillage serpentineux et aux macles des pyroxènes. Puis, sous l'effet du tassement, de reprécipitations ferro-manganésifères et de l'activité biologique, ces altérites s'affaissent et se réorganisent en allotérite et en structichrons.

Ce domaine est marqué par de faibles différenciations géochimiques latérales, qui portent sur des transferts et des reprécipitations de silice, d'oxyde de manganèse et de nickel, ou d'oxyhydroxydes de fer. Le type d'altération et de pédogenèse n'en est pas cependant affecté.

- *La ferritisation indirecte* se développe à moyenne et faible altitude sous des précipitations annuelles comprises entre 1200 et 2000 mm. Elle a fait l'objet d'observations sur la séquence de faible altitude du Boulinda et sur la Tiébaghi. Dans ce cas, la lixiviation du magnésium est intense mais le silicium est éliminé plus lentement. Ce dernier élément s'associe, dans les reliques parentales de l'isaltérite, au fer et à ce qui reste de magnésium pour former, à côté des minéraux serpentiniteux, des smectites : cryptonontronites et nontronites. Dans la partie supérieure de cette isaltérite, du fer associé à du manganèse, précipite dans des reliques d'olivine. Des nodules riches en hématite, en goethite et en todorokite s'individualisent. La désilicification se poursuivant, cette isaltérite smectitique se transforme en une allotérite ou en un structichron ferrugineux à goethite et hématite.

Les différenciations géochimiques et minéralogiques latérales sont ici plus marquées que précédemment. L'épaisseur des horizons smectitiques augmente sur les replats par rapport aux versants. Des accumulations, de silicium, de nickel, de manganèse et de cobalt ont aussi été relevées en position basse.

Une variante de cette ferritisation indirecte fait intervenir sur les massifs du nord, la présence éphémère de minéraux kaolinitiques dans l'allotérite, puis de gibbsite.

- *La fersimitisation* (fer-silice-magnésium) se produit sous des pluviosités inférieures à 1200 mm/an, dans la partie aval des massifs.

. Sur les versants, la lixiviation du magnésium et du silicium est beaucoup plus réduite que dans le cas précédent. Des cryptonontronites se forment dans les reliques de péridot et de pyroxène, aux côtés de minéraux serpentiniteux peu transformés. La ferruginisation n'est ici que très partielle et n'atteint pas le stade ferritique.

. Dans la plaine alluviale et sur les piémonts, les réorganisations minérales peuvent être accompagnées d'accumulations géochimiques, après des transferts sur courtes ou longues distances. Des silicifications sous forme d'opale sont abondantes dans le piémont sud de la Tiébaghi ou dans les terrasses alluviales. De même du magnésium s'est accumulé dans ces formations, sous forme de nodules de giobertite. Enfin les secteurs à hydromorphie temporaire peuvent piéger du manganèse dans des concrétions ou dans des cutanes. Ces accumulations sont toutefois très instables et peuvent se redissoudre dès que les conditions de drainage changent. C'est le cas actuellement des nodules de giobertite qui en se dégradant provoqueraient la formation d'attapulgite.

Ainsi les trois domaines d'altération et de pédogenèse s'organisent en premier lieu en fonction d'un facteur stationnel : le climat. Les circulations verticales dominantes des solutions, dues au karst, et le modelé très accidenté oriente la dynamique du système vers la constitution d'un très important domaine éluvié sur les reliefs et d'un domaine accumulatif dans les plaines alluviales et sur les piémonts.

- Dans le détail, chaque unité de modelé présente un domaine éluvié et un domaine accumulatif qui évoluent de façon organisée. De la silice, des ions métalliques comme le nickel, le manganèse ou le

cobalt peuvent se piéger sur les replats, avant d'être remobilisés pour transiter plus bas par l'intermédiaire de la circulation karstique. Ces accumulations constituent les gîtes de nickel et de cobalt du Territoire. L'importance de ces accumulations décroît avec l'augmentation de la pluviosité, et donc avec l'altitude.

- A l'échelle des profils, des domaines éluviés et accumulatifs coexistent aussi.

- Enfin, si l'on poursuit notre analyse vers les plus grandes échelles on a pu remarquer, à l'analyse microscopique, des micromilieus présentant des dissolutions et d'autres présentant des accumulations. Ces accumulations peuvent même être différentes, comme c'est le cas à l'aval de la toposéquence sommitale du Boulinda, où l'on a des dépôts de fer-silice d'une part, et de manganèse-nickel d'autre part.

Ainsi à toutes les échelles, des variations verticales et latérales organisées en fonction des circulations hydriques, se manifestent dans les formations d'altération et de pédogenèse. Cependant, sur les reliefs, les phases de dissolution l'emportent sur les phases d'accumulation, du fait des circulations karstiques. La séparation en trois domaines majeurs d'altération et de pédogenèse apparaît donc valable.

2 - Silicifications.

Une partie de la quantité considérable de silice, exportée des minéraux parentaux lors de l'altération, va se retrouver piégée dans les diaclasses de la roche. Ces accumulations se font à tous les niveaux dans le massif, mais sont nettement plus abondantes à l'aval qu'à l'amont. Le dépôt et la cristallisation de cette silice sont régis par la nature et la concentration en silice et en magnésium des solutions circulantes.

- Dans les zones altimontaines, fortement drainées par des eaux très pures, les silicifications se font sous forme de *quartzanes*, à *gros cristaux automorphes de quartz*. Elles résultent d'une pseudomorphose, en profondeur, des joints serpentineux, en particulier le long des zones de faille. A la surface du sol, nous n'en observons que les reliques sous forme de "*pseudo-meulières*" qui proviennent de l'altération différencielle de la péridotite, après cristallisation du quartz.

- A faible altitude, en position bien drainée, avec des eaux moyennement chargées en silicium et en magnésium, des *micrograins de quartz* se développent le long des fissures de la serpentine entre les fibres de chrysotile. Dans les zones moins bien drainées, avec des eaux plus chargées en silicium et en magnésium, de l'*opale CT* s'individualise comme les quartzanes dans les parties altitudinales, elle apparaît à l'affleurement sous forme de "*pseudo-meulières*", après altération de la péridotite environnante.

- Enfin à l'aval, avec des eaux très chargées en silicium et en magnésium, de l'*opale A* se dépose le long des fissures de la roche.

Ces silicifications qui sont particulièrement abondantes dans ces milieux suivent donc les règles générales de transfert et de dépôt, émises dans d'autres milieux par MILLOT (1964) ou GRANDIN et THIRY (1982).

Les transformations ultérieures, dans les couvertures pédologiques, des formes les moins bien cristallisées des silicifications de ces altérites -opale A et opale CT- se feraient par réarrangement cristallin avec formation de quartz. Cela a été observé dans les structichrons et dans les cuirasses de la séquence de faible altitude du Boulinda. A l'intérieur même des "pseudo-meulières", une association de grains cariés et de grains automorphes bien cristallisée est l'indice de recristallisation de quartz dans les quartzanes.

Ainsi, la cristallinité des produits des silicifications dans les altérites dépend de la nature des solutions circulantes et donc du climat; mais dans les formations pédologiques qui les surmontent, par purifications successives et vieillissement, ils tendent vers la formation de quartz.

3 - Nodulation, cuirassement.

L'induration ferrugineuse sous forme nodulaire ou cuirassée est générale dans les formations ferritiques de ces massifs.

Elle peut affecter des altérites ou des fragments d'altérite comme c'est le cas pour la cuirasse allotéritique sommitale de la Tiébaghi ou pour les nodules lithorelictuels, des structichrons ferrugineux indifférenciés comme pour les nodules plasmiques, ou des structichrons ferrugineux nodulaires pouvant contenir des fragments de cuirasse ou de "pseudo-meulières", comme pour les cuirasses nodulaires, conglomératiques ou bréchiques.

Ces indurations correspondent à des accumulations de fer relatives sur place, et absolues en provenance des parties hautes du profil ou du paysage. Dans le cas des nodules il s'agit d'accumulations ferrugineuses par densification du plasma intranodulaire, avec cristallisation de goethite à haute et moyenne altitude et d'hématite et de goethite à faible altitude. Des oxydes de manganèse -todorokite et lithiophorite- sont souvent associés, dans un premier temps, à la cristallisation des produits ferrugineux dans les nodules. Le cas le plus marquant est celui de la formation des concrétions ferro-manganesifères dans la séquence d'aval du Boulinda. Les cuirasses tiennent leur induration de la présence de goethanes et de ferro-manganes tapissant les pores et fissures. Des pseudomorphoses par des oxydes de manganèse ont aussi été observées dans la cuirasse de la doline de moyenne altitude du Boulinda. L'hématite, souvent considérée dans d'autres milieux comme le minéral responsable de l'induration, n'est, ici, apparue que comme secondaire par rapport à la goethite. Ainsi, dans la cuirasse sommitale de la Tiébaghi, les parties rouges riches en hématite sont friables, alors que les parties noires goethitiques sont indurées. Cette goethite est le plus souvent substituée en aluminium.

L'abondance des oxydes de manganèse dans les cuirasses et nodules récents est un indicateur des milieux à battement de nappe

dans lesquels ils se forment. C'est le cas, sur le Boulinda, des cuirasses lamellaires sommitales, des cuirasses conglomératiques de la doline de moyenne altitude ou des concrétions ferro-manganésifères de la terrasse alluviale récente, ou sur la Tiébaghi de la cuirasse de piémont. Pour les cuirasses et nodules plus anciens, peu de faits permettent de préciser leur condition de formation; mais rien n'interdit d'avancer qu'ils se soient formés dans des conditions similaires.

4 - Destabilisation des faciès indurés.

La destabilisation des faciès indurés peut emprunter des voies très différentes qui ont été illustrées par plusieurs exemples dans ce travail.

- *La podzolisation* est la voie la plus brutale. Elle a été étudiée sur la séquence sommitale du Boulinda. Il a pu être montré que sous un épais manteau de matière organique très acide, des nodules, formés en profondeur, se fissurent et se dissolvent, laissant derrière eux une accumulation relative de grains de quartz et de chromite. Ce processus est probablement en grande partie responsable de la disparition de la cuirasse sommitale du Boulinda.

- *La bréchification et l'individualisation de nodules relictuels* en-dessus et en-dessous de la cuirasse ont été observés sur le plateau sommital de la Tiébaghi et dans la séquence de moyenne altitude du Boulinda. Les cuirasses fissurées, se fragmentent, formant des nodules relictuels souvent d'aspect scoriacé. Quand les conditions de milieu changent légèrement, des recimentations peuvent s'y produire et former des cuirasses nodulaires, conglomératiques ou bréchiques.

- *La réduction avec accumulation relative de gibbsite* a été étudiée sous la cuirasse du plateau sommital de la Tiébaghi. Dans le creux des ondulations du plateau, entre le sommet de l'allotérite goethitique et gibbsitique et la base de la cuirasse, un niveau de nappe circule dans un horizon riche en matière organique. Le fer des goethites et des hématites alumineuses est réduit et transféré plus bas dans le profil et dans le paysage, libérant de l'aluminium qui peut se réorganiser sous forme de gibbsite.

- *La resiliocification et l'argilification* des cuirasses a été observée sur le piémont de la Tiébaghi dans un milieu confiné. Des smectites se forment, alors, dans le fond matriciel internodulaire et dans les pores des nodules, amenant une fragmentation et une destabilisation de ces cuirasses et nodules.

Ces multiples voies de dégradation des produits indurés expliquent le faible développement des niveaux cuirassés intacts dans ces milieux. Elles n'en sont pas toutefois les causes premières, car les processus impliqués sont généraux et peuvent se développer sur toute sorte de matériaux. Or il a été constaté dans d'autres régions du monde (LEPRUN, 1979), que les cuirasses sont généralement moins épaisses et moins étendues sur péridotites que sur les autres substrats, ce qui peut paraître paradoxal étant donné la richesse en fer des sols développés sur péridotite. Il faut peut-être y voir un effet de la richesse

en éléments de transition (nickel, chrome et cobalt) de ces milieux, qui limiterait les cristallisations ferrugineuses comme le notait NALOVIC(1977) et fragiliserait les cuirasses formées.

5 - Niveaux géomorphologiques.

Ce travail nous a permis de préciser l'histoire géomorphologique de ces massifs. Sept niveaux principaux ont pu être distingués par leurs positions topographiques, par les caractères de leurs formations d'altération et de pédogenèse, par le degré de leur évolution karstique et par certaines données chronologiques.

- *Les plateaux sommitaux* auraient été formés à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. Des formations ferritiques et des cuirasses allotéritiques alvéolaires s'y sont développées. Ces cuirasses se sont fragmentées et recimentées. Elles se sont maintenues dans les massifs du nord, à moyenne et faible altitude, alors qu'elles se sont en majeure partie dissoutes sur le massif du Boulinda, à haute altitude, dans un relief karstique très accentué.

- *Les hautes surfaces*, qui n'ont pu être datées, sont recouvertes de cuirasses conglomératiques et de nodules d'aspect scoriacé. L'évolution karstique est intense sur le Boulinda, où cette surface est très développée.

- *Les surfaces intermédiaires* se seraient formées au Miocène moyen à supérieur. Elles sont recouvertes de nodules de forme arrondie, présentant une cortification importante, et de cuirasses nodulaires très souvent fragmentées. L'évolution karstique y est très réduite.

- *Les surfaces inférieures* présentent des formations superficielles ferrugineuses, d'épaisseur variable, riches en petits nodules sphériques, de type plomb de chasse, dépourvus de cortex. Quelques fragments de cuirasse nodulaire peuvent y être observés. Aucune évolution karstique n'a été notée.

- *Les niveaux colluvio-alluviaux anciens cuirassés* à leur sommet dominant la terrasse alluviale ancienne sous forme de butte témoin. A leur base des nodules de giobertite se sont individualisés.

- *La terrasse alluviale ancienne* est recouverte par une couverture pédologique argileuse au sein de laquelle se sont individualisés des nodules de giobertites, datées radioisotopiquement de 16 000 à 26 000 ans B.P. Ces formations pédologiques peuvent recouvrir un matériau alluvial hétérométrique de plusieurs dizaines de mètres parfois.

- *La terrasse alluviale récente* est marquée par des dépôts sablo-limoneux, dépourvus de giobertite dans lesquels des concrétions ferro-manganésifères peuvent s'individualiser. L'épaisseur de ces dépôts peut être aussi de plusieurs dizaines de mètres.

L'étagement de ces niveaux et leur symétrie par rapport aux plateaux sommitaux impliquent qu'ils se sont formés au cours d'étapes de stabilité morphoclimatique majeures durant la surrection. La diminution de leurs altitudes a pu être observée en allant du centre vers

le nord. Elle est le signe d'une moindre surrection de la partie nord de l'île.

Ces niveaux géomorphologiques apparaissent donc comme les témoins de la formation du modelé, dans un milieu marqué par une plus grande surrection de sa partie centrale que de son extrémité septentrionale.

6 - Histoire conjointe des formations superficielles et du modelé.

La reconnaissance de témoins de phases d'aplanissement caractérisées par des modelés et par des formations superficielles spécifiques, l'étagement de ces témoins sur des altitudes souvent importantes et la similitude de leur faciès et de l'ordre de leur distribution, d'un massif à l'autre, implique une histoire commune, marquée par une succession de phases d'altération et d'érosion de type biorhéxistatique, dans un contexte de surrection générale de l'île. Les événements les plus récents ont laissé des empreintes nombreuses tant pour les épisodes secs que pour les épisodes humides. En revanche, les phases anciennes ont subi une longue évolution qui n'a laissé que les traces des phases ferritiques les plus importantes.

L'histoire de ces différents niveaux aurait débuté de façon similaire par la formation d'une surface d'aplanissement comprenant des glacis d'érosion et des plaines alluviales. La violence des érosions anciennes est attestée par la présence de conglomérats d'âge différents reconnus tant dans les massifs qu'à leur périphérie. La fersimitisation et l'hydromorphie auraient été les principaux processus d'altération et de pédogenèse dans cette première phase comme c'est le cas actuellement dans les piémonts des massifs.

Par la suite, la surrection aurait entraîné une amélioration du drainage et le développement de la ferritisation au cours des périodes humides. Des phases d'induration, d'érosion et de dégradation des cuirasses et nodules, d'intensité variable, se seraient alors succédées. Le plateau sommital aurait en particulier subi une induration beaucoup plus poussée que les autres surfaces.

La surrection, en portant les surfaces les plus anciennes à des altitudes élevées, les expose à des pluviosités plus intenses et donc à des dégradations de la couverture d'altération et de pédogenèse plus forte ainsi qu'à une karstification plus accentuée du relief. De la sorte, la cuirasse du plateau sommital est pratiquement détruite sur le plateau sommital du Boulinda à 1200 m, alors qu'elle se maintient, à plus faible altitude dans les massifs du nord. Ainsi, après une histoire initiale commune les formations superficielles et les reliefs de ces différents niveaux évoluent, suivant des voies divergentes en fonction de leur degré de surrection.

Les massifs de péridotite, par la décharge continentale qu'ils provoquent, à la suite des érosions chimiques et mécaniques, peuvent par ailleurs participer à cette surrection par rééquilibrage isostatique. Ils constitueraient ainsi des *systèmes biogéodynamiques ouverts* dans lesquels les énergies importées seraient la tectonique et les éléments

du climat -précipitations, température- et les exportations seraient les produits de l'érosion chimique et mécanique. Par le biais de la décharge continentale, le système pourrait partiellement s'entretenir, à la suite des rééquilibrages isostatiques. Les formations superficielles d'altération et de pédogenèse apparaissent donc, dans ce système, comme des relais différenciés d'un mécanisme d'ensemble de dissolution géochimique du substrat, dont l'un des termes extrêmes apparaît être ici la ferritisation directe suivie d'une podzolisation, observée sur le Boulinda.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEVA (G.J.J.), 1979 - Bauxitic and other duricrusts in Surinam. A review. *Geol. Mijnbouw*, 58 : 321-336.
- ALLEN (V.T.), SHERMAN (G.D.), 1965 - Genesis of Hawaiian bauxite. *Econ. Geol.* 60 (1) : 88-99.
- ALEXANDER (L.T.) et CADY (J.C.), 1962 - Genesis and hardening of laterite in soils. *Tech. bull. 1882 S.C.S. US. Dep. Agric.*
- AMMOU-CHOKROUM (M.), 1972 - Contribution à la valorisation des ferrallites nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Distribution minéralogique des éléments et étude de leur comportement au cours de la réduction solide-gaz des matériaux. Thèse Doct. Etat. Nancy I, 170 p.
- AVIAS (J.), 1952 - Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie : minute à 1/40.000, feuille 12 E (KOUAOUA). Service des Mines NC.
- AVIAS (J.), 1953 - Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations anté-crétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. *Sci. de la Terre*, 1 (1-2), 276 p.
- AVIAS (J.), 1964 - Sur la nature des "dykes" de quartz jallonnant le front de certains grands massifs de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie et sur ses conséquences. *C.R.Soc. Geol. Fr.*, 6 : 433-436.
- BALTZER (F.), TRESCASES (J.J.), 1971 - Erosion, transport et sédimentation liés aux cyclones tropicaux. *Cah. ORSTOM, ser. Géol.* III (2) : 221-246.
- BALTZER (F.), DUGAS (F.), 1977 - Age of slope breccia and caliche capping the aeolianites in the bay of Saint-Vincent, west coast of New Caledonia. *Inter. Symp. Geodyn. South-West Pacific Noumea 1976. Technip. ed.* : 301-306.
- BARDOSSY (G.), 1982 - Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier Ed. *Developments in Econ. Geol.*, 14 : 441 p.
- BAUDUIN (D.), BRUNEL (J.P.), 1981 - Hydrologie. Planche 12. In Atlas de la Nouvelle-Calédonie. ORSTOM. Paris.
- BERNAT (M.), LAUNAY (J.), RECY (J.), 1976 - Datation à l'ionium de quelques formations coralliennes émergées de Nouvelle-Calédonie et des îles Loyauté. *C. R. Acad. Sci. Paris, série D*, 282 (1) : 9-12.
- BESSET (F.), 1978 - Localisations et répartitions successives du nickel au cours de l'altération latéritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. 3ème cycle Montpellier, 129 p.
- BIBENT (B.), 1972 - Sur l'altération expérimentale par l'eau pure de deux roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Conséquences pour la formation des complexes latéritiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, série D*, 274 (11) : 1609-1612.
- BIGHAM (J.M.), GOLDEN (D.C.), BOWEN (L.H.), BUOL (S.W.), WEED (S.B.), 1978 - Mössbauer and X ray evidence for the pedogenic transformation of hematite to goethite. *Soil. Sci. Soc. of America J.*, 42 (6) : 979-981.
- BIRREL (K.S.), WRIGHT (A.C.S.), 1945 - A serpentine soil in New Caledonia. *New Zealand J. Sci. Techn.*, 27 : 72-76.
- BLOMM (A.L.), BROECKER (W.S.), CHAPPELL (J.M.), MATHEWS (R.K.), MESOLELLA (K.J.), 1974 - Quaternary sea level fluctuation on a tectonic coast : New ²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, 4 : 185-205.
- FOCQUIER (G.), 1973 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mém. ORSTOM*, 62 : 350 p.
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), 1973 - Les coupes du chemin de fer transcamerounais de BELABO à NGAOUNDERE. Reconnaissance pédologique. Centre ORSTOM de Yaoundé, 29 p.
- BOCQUIER (G.), MULLER (J.P.), 1984 - Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de différenciation. In livre Jubilaire du Cinquantenaire AFES Paris : 123-138.
- BOISSEZON (P. de), MOUREAUX (C.), BOCQUEL (G.), BACHELIER (G.), 1973 - Les sols ferrallitiques. T. IV La matière organique et la vie dans les sols ferrallitiques. *Initiation/Documentation technique N° 21. ORSTOM Paris.*

- BONIFAS (M.), 1959 - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mem. Serv. Géol. d'Als. Lorr.*, 17, 153 p.
- BOULANGÉ (B.), 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, n° 175, 364 p.
- BOULANGÉ (B.), DELVIGNE (J.), ESCHENBRENNER (V.), 1973 - Description microscopique, géochimique et minéralogique des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, ser. Géol.*, 5, (1) : 59-82.
- BOULET (R.), 1974 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibres paléoclimatiques. Thèse Doct. Etat Strasbourg. (1978). *Mem. ORSTOM*, 85, 272 p.
- BOULVERT (Y.), 1968 - Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition des sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de BOSSANGOR au nord-ouest de la République Centrafricaine. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, VI (3-4) : 259-275.
- BOURRIE (G.), PEDRO (G.), 1979 - La notion de pF, sa signification physico-chimique et des implications pédogénétiques. *Sci. du Sol*, 4 : 313-321.
- BOWLER (J.M.), HOPE (G.S.), JENNINGS (J.N.), SINGH (G.), WALKER (D.), 1976 - Late Quaternary climates of Australia and New Guinea. *Quaternary Research*, 6 : 359-394.
- BREWER (R.), 1964 - Fabric and mineral of soils. John WILEY and sons, NY, 470 p.
- BRINDLEY (G.W.), PHAM THI HANG, 1973 - The nature of garnierites. I structures, chemical composition and colors characteristics. *Clays and clay minerals*, 21 : 27-40.
- BRINDLEY (G.W.), BROWN (G.), 1980 - Crystal structures of clay minerals and their X ray identification. *Mineralogical Soc. Monograph.*, 5, 495 p.
- BRUNEL (J.P.) et al., 1981 - Elément généraux du climat. Planche 11. In Atlas de la Nouvelle-Calédonie. ORSTOM. Paris.
- BURNS (R.G.), BURNS (V.M.), 1975 - Mechanism for nucleation and growth of manganese nodules. *Nature*, 255 (May 8) : 130-131.
- BURNS (V.M.), BURNS (R.G.), 1979 - Observations of processes leading to the uptake of transition metals in manganese nodules. In C. LALOU Ed. La genèse des nodules de manganèse. *Coll. CNRS*, 289 : 305-315.
- BURNS (R.G.), BURNS (V.M.), STOCKMAN (H.W.), 1983 - A review of the todorokite-buserite problem : Implications to the mineralogy of marine manganese nodules. *Amer. Mins.*, 68 : 972-980.
- CANTINOLLE (P.), DIDIER (P.), MEUNIER (J.D.), PARRON (C.), GUENDON (J.L.), BOCQUIER (G.), NAHON (D.), 1984 - Kaolinites ferrifères et oxyhydroxydes de fer et d'aluminium dans les bauxites des Canonettes. (S.E. de la France). *Clays and clay Minerals*, 19 : 125-135.
- CARROUE (J.P.), ESPIRAT (J.J.), 1967 - Carte géologique à l'échelle du 1/50.000. Poya-Plaine des Galacs. Notice - carte BRGM Paris.
- CHATELIN (Y.), MARTIN (D.), 1972. -Recherches d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM. ser. Pédol.*, X (1) : 25-43.
- CHAUVEL (A.), 1977. - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 62, 532 p.
- CHETELAT (E. de), 1947 - La genèse et l'évolution des gisements de nickel de Nouvelle-Calédonie B.S.G.F. 5ème ser. T XVII : 105-160.
- CHILDS (C.W.), LESLIE (D.M.), 1977 - Interelement relationship in iron manganese concretions from a catenary sequence of yellow earth soils in loess. *Soil Sci.*, 123 (6) : 369-376.
- COLIN (F.), PARRON (C.), BOCQUIER (G.), NAHON (D.), 1980 - Nickel and chromium concentrations by chemical weathering of pyroxenes and olivines. UNESCO Intern. Symp. Athènes, 2 : 56-66.
- COLIN (F.), 1984. - Etude pétrologique des altérations de pyroxènes du gisement nickelifère de Niquelandia (Brésil). Thèse 3ème cycle, Paris VII, 136 p.
- COLLOT (J.Y.), MISSEGUE (F.), MALAHOFF (A.), 1982 - Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie : Enracinement des péridotites. In contribution à l'étude géodynamique du Sud-ouest Pacifique. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 147 : 549-564.
- COUDRAY (J.), 1969 - Observations nouvelles sur les formations miocènes et post-miocènes de la région de Népoui (Nouvelle-Calédonie) : précisions lithologiques et preuves d'une tectonique "récente" sur la côte ouest de ce territoire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 269, (17) : 1599-1602.

- COUDRAY (J.), 1976 - Recherches sur le Néogène et le Quaternaire de la Nouvelle-Calédonie : contribution de l'étude sédimentologique à la connaissance de l'histoire géologique post-éocène. Thèse Doct. Etat Montpellier. Fond. Singer Polignac Ed. 8, 272 p.
- COX (A.), DOELL (R.R.), 1960 - Review of paleomagnetism. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71 : 645-768.
- DABIN (B.), 1971 - Etude d'une méthode d'extraction des matières humiques du sol. *Sci. du Sol*, 1 : 47-63.
- DAVIS (W.H.), 1925 - Les côtes et récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Geogr.*, 94 : 244-269, : 322-359, : 423-441, : 521-558.
- DELVIGNE (J.), 1978 - Micromorphologie des processus d'altération des roches ultrabasiques de Côte d'Ivoire en vermiculite et kaolinite. Proc. I Intern. Work. meeting on soil Micromorphology. Grenada, Espagne : 389-406.
- DERRUEAU (M.), 1969 - Les formes du relief terrestre. Masson et C. Ed. Paris, 120 p.
- DIDIER (Ph.), 1983 - Paragénèse à oxydes et hydroxydes de fer dans les bauxites et les cuirasses ferrugineuses. Thèse 3ème cycle Poitiers, 150 p.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.), 1974 - Uplift movements in New Caledonia, Loyalty island area and their plate tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 24 : 133-150.
- DUBOIS (J.), DUPONT (J.), LAPOUILLE (A.), RECY (J.), 1977 - Lithospheric bulge and thickening of the lithosphere with age. Examples in the South West Pacific. Inter. Symp. on Geodynamics in South West Pacific. Noumea 1976. Ed. Technip Paris : 371-380.
- DUGAS (F.), DEBENAY (J.P.), 1978 a - Carte sédimentologique et carte annexe du lagon de Nouvelle-Calédonie à 1/50.000. Feuille Mont Dore. ORSTOM Paris.
- DUGAS (F.), DEBENAY (J.P.), 1978 b - Interférence des failles flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes : le lagon de Nouvelle-Calédonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 287 (12) : 1091-1094.
- ELOUARD (P.), 1959 -. Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. Thèse Doct. Etat Paris, 372 p.
- EL PRINCE (A.M.), MASHADI (A.S.), ABA-HUSAYN (M.N.), 1979 - The occurrence of pedogenic palygorskite (attapulgite) in Soudi Arabia. *Soil Sci.*, 128 (4) : 211-218.
- ERHART (H.), 1973 - Itinéraire géochimique et cycle géologique du silicium. Doin Paris Ed., 217 p.
- ERHART (H.), 1956 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson Paris, 83 p.
- ESPIRAT (J.J.), 1963 - Etude géologique des régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémité nord et versant est). Thèse Doct. Etat, Clermont Ferrand, 217 p.
- ESSON (J.), CARLOS (L.), 1978 - The occurrence, mineralogy and chemistry et some garnierites from Brasil. *B.R.G.M. Bull.*, II (3) : 263-274.
- ESWARAN (H.), BARZANJI (A.F.), 1974 - Evidence for the neoformation of attapulgite in some soils of Iraq. Trans. Xth Intern. Congr. Soil Sci. Moscow 7 : 154-161.
- EXON (N.F.), LANGFORD-SMITH (T.), Mc DOUGALL (S.), 1970 - The age and geomorphic correlations of deep weathering profiles, silcret and basalt in the Roma-Amby region. Queensland. *J. Geol. Soc. Aust.*, 17 : 21-30.
- FALVEY (D.A.), 1979 - Paleomagnetic results from the New-Caledonia laterites. Preliminary report. University of Sydney. Un published report 1979/3.
- FAUCK (R.), 1970 - Evolution des quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 271 : 2273-2276.
- FITZPATRICK (R.W.), SCHWERTMANN (U.), 1975 - Al-substituted oethite. An indicator of pedogenetic and of the weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27 : 335-347.
- FÖLSTER (H.), 1964 - Die pedisedimente der sud sudanischen pediplane. Herkunft und boden bildung. *Pédologie*. Gand XIV (1) : 64-84.
- FONTES (F.C.), LAUNAY (J.), MONZIER (M.), RECY (J.), 1977 - Genetic hypothesis on the ancient and recent reef complexes in New Caledonia. Inter. Symp. Geodyn. South-west Pacific Nouméa 1976. Technip Ed : 289-300.
- FRITSCH (E.), 1984 - Les transformations d'une couverture ferrallitique. Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane française. Thèse 3ème cycle PARIS VII, 188 p.

- FRITZ (B.), TARDY (Y.), 1973 - Etude thermodynamique et simulation du système gibbsite, quartz, kaolinite et gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. *Sci. Géol. Bull.*, 26 (4) : 339-367.
- GARDNER (L.R.), 1970 - A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. *Amer. Miner.*, 55 : 1380-1389.
- GARNIER (J.), 1967 - Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. Dunod Ed. Paris, 92 p.
- GENSE (C.), 1974 - L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Doct. Etat, Strasbourg, 176 p.
- GLASSER (E.), 1932 - Nouvelle-Calédonie, in *La géologie et les mines de la France d'outre-mer*. Soc. Ed. Geogr., 471 p.
- GOLDICH (S.S.), 1938 - A study in rock weathering. *Journ. of Geology*, 36 : 280-305.
- GONORD (H.), TRESCASES (J.J.), 1970 - Observations nouvelles sur la formation post Miocène de Muéo (Côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 270 : 584-587.
- GOODMAN (B.A.), RUSSEL (J.D.), FRASER (A.R.), WOODHAMS (F.W.D.), 1976 - A Mössbauer and I.R. spectrographic study of the structure of nontronite. *Clays and clay minerals*, 55 : 53-59.
- GRANDIN (G.), 1973 - Aplatissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse Doct. Etat, Strasbourg. *Mem. ORSTOM*, 82 : 275 p.
- GRANDIN (G.), THIRY (M.), 1982 - Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. *Cah. ORSTOM, ser. Géol.*, XIII (1) : 3-18.
- GREKOFF (N.), GLUBERT (Y.), 1951 - Données complémentaires sur les terrains tertiaires de la Nouvelle-Calédonie. *Rev. I.F.P.*, 8 : 283-293.
- GUERANGE (B.), LILLE (R.), LOTES (J.), 1975 - Etude géologique des terrains antéoligocènes de la chaîne centrale néo-calédonienne : stratigraphie, régime de sédimentation, évolution structurale et métamorphisme. *Bull. B.R.G.M. Fr. Sect. IV* (2) : 127-137.
- GUILLON (J.M.), 1975 - Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mem. ORSTOM*, N° 76 : 120 p.
- GUY (B.), 1977 - Nouvelles observations sur les formations du Goa-N'Doro (Nouvelle-Calédonie). Intern. Symp. Geodyn. South-West Pacific Nouméa 1976. Technip Ed. : 283-288.
- HARRISON (J.B.), 1934 - The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imp. Bur. Soil Sci. Harpenden* : 79 p.
- HECKEL (E.), 1892 - Coup d'oeil sur la flore générale de la baie de Prony (Nouvelle-Calédonie sud-ouest). *Ann. Fac. des Sci. Marseille*, 2 : 101-163.
- HELSLEY (C.E.), 1969 - Magnetic reversal stratigraphy of the lower triassic Maenhopi Formation in western Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 : 2431-2450.
- HUTTON (J.T.), TWIDALE (C.R.), MILNES (A.R.), 1978 - Characteristics and origin of some Australian silcretes. In *silcrete in Australia*. TREVOR LANGFORD SMITH Ed : 19-39.
- IDNURM (M.), SENIOR (B.R.), 1978 - Paleomagnetic ages of late Cretaceous and Tertiary weathered profiles in the Eromango basin, Queensland. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 24 : 263-277.
- IRVING (E.), 1964 - Paleomagnetism, John WILEY New York.
- JAFFRÉ (T.), 1970 - Les groupements végétaux des sols miniers de basse altitude du Sud de la Nouvelle-Calédonie. *ORSTOM Nouméa* 21 p. multigr.
- JAFFRÉ (T.), 1980 - Végétation des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. *Trav. et Doc. ORSTOM*, N° 124 : 275 p.
- JAFFRÉ (T.), LATHAM (M.), 1974 - Contribution à l'étude des relations sol-végétation sur un massif de roches ultrabasiques de la Côte ouest de la Nouvelle-Calédonie : le Boulinda. *Adansonia*. 14 : 311-336.
- JANOT (G.), GILBERT (H.), 1970 - Les constituants du fer dans certaines bauxites naturelles étudiées par effet Mössbauer. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr.*, 93 : 213-223.
- JESSUP (R.W.), 1961 - A Tertiary-Quaternary pedological chronology for the south-eastern portion of the Australian arid zone. *J. Soil. Sci.*, 12 : 199-213.
- JONES (H.A.), 1965 - Ferruginous oolites and pisolites. *J. Sedim. Petrol.*, 35 (4) : 838-845.

- KALOGA (B.), 1976 - Contribution à l'étude du cuirassement : relation entre les gravillons ferrugineux et leurs matériaux d'emballage. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, XIV (4) : 299-320.
- KELLY (W.C.), TURNAURE (F.S.), 1970 - Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Econ. Geol.*, Vol. 65 : 609-680.
- KENG (J.C.W.), UEHARA (G.), 1974 - Chemistry, mineralogy and taxonomy of oxisols and ultisols. *Soil crop. Sci. Soc. Florida. Proc.*, 33 : 119-126.
- KING (L.C.), 1948 - On the ages of African land surfaces. *Quaternary Journ. Geol. Soc.*, 104 : 755-806.
- KING (L.C.), 1962 - Morphology of the earth. Oliver and Boyd Ed. London, 725 p.
- KOSTER (H.M.), 1961 - Comparaison entre quelques méthodes pour l'examen des processus géochimiques qui se déroulent au cours de l'altération atmosphérique des roches. *Beitz. Mineral. Petrogr.*, 8 (2) : 69-83 (Traduction BRGM 4026).
- KRAUSE (W.), 1958 - Andere bodenspezialisten Hand buch der pflanzenphysiologie. Springer Verlag Berlin, 4 : 755-806.
- LACROIX (A.), 1942 - Les péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs serpentinites et leurs gîtes de nickel et de cobalt, les gabbros qui les accompagnent. *Mem. Acad. Sci. Paris*, 2^e série, 66, 143 p.
- LAJOINIE (J.P.), VOGT (J.), 1978 - Quelques aspects du cadre structural et de la géométrie des formations d'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 2 (3) : 185-190.
- LALOU (E.), DUPLESSY (J.C.), NGUYEN HUU VAN, 1971 - Données géochronologiques actuelles sur les niveaux des mers et la paléoclimatologie de l'interglaciaire Riss-Wurm. *Rev. Geogr. Phy. et Geol. dyn.*, XIII (5) : 447-462.
- LAMOUROUX (M.), 1972 - Etude des sols formés sur roches carbonatées : pédogenèse fersiallitique au Liban. *Mem. ORSTOM*, N° 56 : 245 p.
- LARSON (E.E.), WALKER (T.R.), PATTERSON (P.E.), HOBLITT (R.P.), ROSENBAUM (J.G.), 1982 - Paleomagnetism of the Moenkopi formation, Colorado plateau : basis for long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds. *J. of Geophys. Res.*, 87 (B 2) : 1081-1106.
- LATHAM (M.), 1974 - Nouvelle observation de la coupe de Népoui (Nouvelle-Calédonie), conséquence sur la chronologie de l'étagement des niveaux cuirassés sur les massifs de roches ultrabasiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D 279 : 1055-1058.
- LATHAM (M.), JAFFRÉ (T.), 1976 - Note préliminaire sur la pluviométrie affectant un massif de roches ultrabasiques de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie : le Boulinda. *ORSTOM Nouméa* : 5 p. multigr.
- LATHAM (M.), 1977 - On geomorphology of northern and western New Caledonian ultramafic massifs. In *Intern. Symp. Geodyn. South-West Pacific Nouméa 1976*. Ed. Technip : 235-244.
- LATHAM (M.), MERCKY (P.), 1979 - Etude pédologique de la région de Ouaco. *ORSTOM Nouméa* 37 p. multigr.
- LATHAM (M.), MERCKY (P.), 1983 - Etude des sols des îles Loyauté. *Notice explicative*, N° 99 *ORSTOM Paris*.
- LEE (K.E.), 1969 - Some soils of the British Solomon islands protectorats. *Phil. Trans. Royal. Soc.*, B 255 : 211-257.
- LEGUERE (J.), 1976 - Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier, 95 p.
- LELONG (F.), 1969 - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). *Mem. Sci. de la Terre*, Nancy, 14 : 188 p.
- LENEUF (N.), 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Doct. Etat Paris, 210 p.
- LEPRUN (J.C.), 1979 - Cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse, transformation, dégradation. *Mem. Sci. Geol.*, Strasbourg, 58 : 224 p.

- LEVEQUE (A.), 1975 - Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Doct. Etat Strasbourg, 295 p.
- LUCAS (G.) - 1942 - Description géologique et pétrographique des monts de Ghar-Rouban et de Sidi Bel Abed. *Bull. Serv. Carte Geol.*, Algérie, 2è ser., 16.
- MABBUT (J.A.), 1978 - Lessons for pediments. In Landform evolution in Australia J.L. DAVIES et M.A. WILLIAMS Ed. : 331-347.
- MAC ELHINNY (M.W.), EMBLETON (B.J.J.), WELLMAN (P.), 1974 - A synthesis of Australian cenozoic palaeomagnetic results. *Geophys. J.*, 36 : 141-151.
- MAC KENZIE (R.M.), 1972 - The sorption of some heavy metals by the lower oxides of manganese. *Geoderma*, 8 : 29-35.
- MAIGNIEN (R.), 1958 - Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique occidentale). *Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lorr.*, N° 26 : 239 p.
- MAIGNIEN (R.), 1966. - Induration des horizons des sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM ser. Pédol.* IV (4) : 29-31.
- MAIGNIEN (R.), 1966 - Review on research on laterites. Natural resources research IV UNESCO Paris 148 p.
- MANCEAU (A.), 1984 - Localisation du nickel dans les phyllosilicates. Application aux minerais de nickel de Nouvelle-Calédonie. Thèse 3ème cycle Université Paris VII, 103 p.
- MANCEAU (A.), CALAS (G.), 1984 - Crystallochemistry of secondary nickeliferous minerals resulting from the alteration of New-Caledonian peridotites. *Sci. Geol. Mem.*, 73 : 153-160.
- MAQUET (M.), CERVELLE (B.D.), GOUET (G.), 1981 - Signature of Ni^{2+} and Fe^{3+} in the optical spectra of limonitic ore from New Caledonia : Application to the determination of nickel content. *Mineral Deposita*, 16 : 357-373.
- MEAD (W.J.), 1915 - Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas. *Econ. Geol.*, 10 : 28-54.
- MELFI (A.G.), TRESCASES (J.J.), BARROS DE OLIVEIRA (S.H.), 1979-1980 - Les "latérites nickélifères" du Brésil. *Cah. ORSTOM, ser. Geol.*, XI (1) : 15-42.
- MICHEL (P.), 1973 - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. *Mem. ORSTOM*, 63, 3 vol., 752 p.
- MILLOT (G.), BONIFAS (M.), 1955 - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 8 : 3-10.
- MILLOT (G.), 1964 - Géologie des argiles. Masson Ed. Paris, 499 p.
- MILLOT (G.), FAUCK (R.), 1971 - Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites Quaternaire du Sahara. *C. R. Acad. Sci. Paris, ser. D*, 272 : 4-7.
- MILLOT (G.), BOCQUIER (G.), PAQUET (H.), 1976 - Géochimie et paysages tropicaux. *Rech. Fr.*, 65 : 236-244.
- MILLOT (G.), NAHON (D.), PAQUET (H.), RUELLAN (A.), TARDY (Y.), 1977 - L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroulements carbonatés en pays subarides, AntiAtlas Maroc. *Sci. Geol. Bull.*, 30 (3) : 129-152.
- MILLOT (G.), 1979 - Rôle des épigénies dans l'enrichissement des gîtes météoriques : quatre exemples, présentation et enseignements. *Sci. Geol. Bull.*, 32 (4) : 139-145.
- MILLOT (G.), 1984 - Paléooltération et paysages associés. Ouverture et introduction. Réunion C.P. 706 Paris.
- MILNES (A.R.), 1983 - Silicification in caenozoic landscapes in arid Australia. *Sci. Geol. Mem.*, 72 : 101-110.
- MORAT (Ph.), JAFFRE (T.), VEILLON (J.M.), MACKEE (H.S.), 1981 - Végétation. Planché 15. Atlas de la Nouvelle-Calédonie ORSTOM Paris.
- MOUTTE (J.), 1979 - Le massif de Tiébaghi (Nouvelle-Calédonie) et ses gîtes de chromite. Thèse Doct. Ing. ENSM Paris, 156 p.
- MULCAHY (M.J.), CHURCHWARD (H.M.), DIMMOCK (G.M.), 1972 - Landforms and soils on an uplifted pe-nplain in the Darling range. Western Australia. *Aust. J. Soil Res.*, 10 : 1-14.
- MULLER (D.), BOCQUIER (G.), NAHON (D.), PAQUET (H.), 1980 - Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizon nodulaire du Congo. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, vol XVIII (2) : 87-109.

- MULLER (J.P.), BOCQUIER (G.), 1984 - Mineralogical and microstructural transformations during lateritic Fe nodules formation. Formation and dissolution of Fe-Kaolinite in the mesure of hematite and the crystallization of goethite geods. (A paraître).
- NAHON (D.), 1976 - Cuirasses ferrugineuses et encroutements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Système évolutifs : géochimie, structure, relais et coexistences. *Sci. Geol. Mem.*, N° 44 Strasbourg, 232 p.
- NAHON (D.), 1979 - Cuirasses siliceuses ou silcrètes nickelifères dans les profils de roches ultrabasiques de Cote d'Ivoire. Rôle des épigénies. *Sci. Geol. Bull.*, 32 (4) : 189-197.
- NAHON (D.), MILLOT (G.), 1977 - Géochimie de la surface et forme du relief. V Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. *Sci. Géol. Bull.*, 30 (4) : 275-282.
- NAHON (D.), JANOT (C.), PAQUET (H.), PARRON (C.), MILLOT (G.), 1979 - Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites alumineuses. *Sci. Geol. Bull.*, 32 (4) : 165-180.
- NAHON (D.), PAQUET (H.), DELVIGNE (J.), 1982 - Lateritic weathering of ultramafic rocks and the concentration of Nickel in the Western Ivory Coast. *Econ. Geol.*, 77 : 1159-1175.
- NALOVIC (L.J.), HENIN (S.), TRICHET (J.), 1973 - Le système fer-silice et son comportement. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 276 : 3005-3008.
- NALOVIC (L.J.), 1977 - Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, N° 66, 235 p.
- NGUYEN KHA, 1973 - Recherches sur l'évolution des sols à texture argileuse en conditions tempérées et tropicales. Thèse Doct. Etat Nancy, 157 p.
- NORRISH (K.), TAYLOR (R.M.), 1961 - Isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *J. Soil Sci.*, 12 : 294-306.
- NORTON (S.), 1973 - Laterite and bauxite formation. *Econ. Geol.*, 68 : 353-361.
- OGURA (Y), KAZNO (J.T.O.), KEIICHI KOIDE, KOYO SCHIMOSAKA, 1981 - Geochemistry and mineralogy of nickel oxides ores in the south western Pacific area. Proc. Intern. Sem. Laterization Process. Trivandrum India. Oxford and IBH Publ. Co. New Delhi : 58-67.
- ORLOFF (O.), 1968 - Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houailou et Canala. Nouvelle-Calédonie. Thèse 3ème cycle Montpellier, 189 p.
- PAQUET (H.), 1970 - Evolution géochimique des minéraux argileux et des sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lorr.*, N° 30, 210 p.
- PAQUET (H.), DUPLAY (J.), NAHON (D.), 1982 - Variations in the composition of phyllosilicates monocrystals in a weathering profile of ultrabasic rocks. Proc. 7 th Intern. Clay conference. Bologna, Pavia : 6-12.
- PAQUET (H.), 1983 - Stability, instability and significance of attapulgite in the calcretes of mediterranean and tropical areas with marked dry season. *Sci. Geol. Mem.*, 72 : 131-140.
- PARFITT (R.L.), 1980 - Chemical properties of variable charge soils. In Soils with variable charges B.K.G. THENG Ed. : 167-194.
- PARIS (J.P.), LILLE (R.), 1977 - La Nouvelle-Calédonie du Permien au Miocène : Données cartographiques, hypothèses géotechniques. *Bull. B.R.G.M.*, 1 : 79-95.
- PARIS (J.P.), ADREIEFF (P.), COUDRAY (J.), 1979 - Sur l'âge Eocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie déduit d'observations nouvelles sur la coupe de Népoui. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 288 : 1659-1661.
- PARIS (J.P.), 1981 - Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse. *Mem. B.R.G.M.*, 113 : 274 p.
- PARRON (C.), NAHON (D.), FRITZ (B.), PAQUET (H.), MILLOT (G.), 1976 - Désilicification et quartzification par altération des grès albiens du Gard. Modèle géochimique de la genèse des dalles quartziques et silcrètes. *Sci. Geol. Bull.*, 29 (4) : 273-284.
- PARRON (C.), GUENDON (J.L.), BOULANGE (B.), BOCQUIER (G.), 1983 - Evolutions minérales et micro-structurales dans les bauxites du midi de la France. Mécanisme de bauxitisation sur substrat carbonaté. Colloque ATP Géochimie métallogénie Bonas : 306-319.
- PEDRO (G.), BITTAR (K.E.), 1966 - Contribution à l'étude de la genèse des sols hypermagnésiens. Recherches expérimentales sur l'altération géochimique des roches ultrabasiques (serpentinites). *Ann. Agron.*, 17 (6) : 611-651.

- PEDRO (G.), SIEFFERMANN (G.), 1979 - Weathering of rocks and formation of soils. In Review in modern problems of geochemistry F.R. SIEGEL Ed. UNESCO : 39-55.
- PELLETIER (B.), 1983 - Localisation du nickel dans les minéraux "garniéritiques" de Nouvelle-Calédonie. *Sci. Geol. Mem.*, 73 : 73-183.
- PERSEIL (E.A.), GIOVANELI (R.), 1982 - Etude comparative de la todorokite d'Ambollas (Pyrénées orientales), des manganates à 10 Å rencontrés dans les nodules polymétalliques des océans et des produits de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. D, 294 : 199-202.
- PETERSEN (U.), 1971 - Laterite and bauxite formation. *Econ. Geology*, 66 : 1070-1071.
- PION (J.C.), 1979 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute Volta. Thèse Doct. Etat, Strasbourg, 220 p.
- PIROUTET (M.), 1917 - Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. Etat. Protat ed. Macon, 313 p.
- PODWOJEWSKI (P.), LATHAM (M.), BOURDON (E.), 1983 - Etude des sols de la région de Kaala-Gomen. Notice 73 p. + 2 cartes. ORSTOM Nouméa.
- PRINZHOFER (A.), 1981 - Structure et pétrologie d'un cortège ophiolithique : le massif du Sud (Nouvelle-Calédonie). Thèse Doct. Ing. ENSM Paris.
- PROCTOR (J.), 1971 - The plant ecology of serpentine. III The influence of high magnesium/calcium ratio and high nickel and chromium levels in some British and Swedish serpentine soils. *J. of Ecology*, 59 (3) : 827-942.
- QUANTIN (P.), 1977 - Archipel des Nouvelles Hébrides. Sols et quelques données du milieu naturel. Santo. Carte + Notice ORSTOM Paris.
- QUILTY (P.G.), 1977 - Cenozoic sedimentation cycles in western Australia. *Geology*, V : 336-340.
- REYNDERS (J.J.), 1962 - A brief report on the occurrence of peat in the Netherland New Guinea. *Boren spadi H. veerman and zonen Wageningen*, 12 : 27-32.
- ROGNON (P.), 1976 - Oscillations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. *Rev. Geogr. Phys. Geol. dyn.*, 18 (2)
- ROUTHIER (P.), 1953 - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mem. Soc. Geol. Fr.*, Nouv. ser. XXXII, 67 : 127 p.
- RUELLAN (A.), 1971 - Les sols à profil calcaire différenciés des plaines de la basse Moulouya (Maroc occidental). *Mem. ORSTOM*, N° 54, 302 p.
- SAOS (M.C.), 1972 - Geomorphologie. In Notice Carte géologique à 1/50.000 de Prony, B.R.G.M. Orléans.
- SARAZIN (G.), ILDEFONSE (Ph.), MULLER (J.P.), 1982 - Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 46 : 1267-1279.
- SCHELLMANN (W.), 1959 - Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre bildung von goethit und hämatit. *Chemie der Erde* : 104-135.
- SCHELLMANN (W.), 1978 - Behaviour of nickel, cobalt and chromium in ferruginous lateritic nickel ores. *Bull. B.R.G.M.*, 11 (3) : 275-282.
- SCHMID (M.), 1972 - Végétation et flore. In Carte Géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50.000. Notice explicative de la feuille de Prony. B.R.G.M. Orléans.
- SCHMIDT (P.W.), EMBLETON (B.J.J.), 1976 - Paleomagnetic results for sediments of the Perth basin, Western Australia and their bearing on the timing of regional lateritisation. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, 19 : 257-273.
- SCHMIDT (P.W.), CURREY (D.T.), OLLIER (C.D.), 1977 - Sub-basaltic weathering. Damsite, Paleomagnetism and the age of laterization. *J. Geol. Soc. Austr.*, 23 : 367-370.
- SCHWERTMANN (U.), 1971 - Transformation of hematite to goethite in soils. *Nature*, 232 : 624-625.
- SCHWERTMANN (U.), FANING (D.S.), 1976 - Iron-manganese concretions in hydrosequences of soil in Loess in Bavaria. *Soil Sc. Soc. of Am. J.*, 40 (5) : 731-738.
- SCHWERTMANN (U.), TAYLOR (W.R.), 1977 - Iron oxides. In Mineral in soil environments (J.B.) BIXON; (S.B.) WEBB Ed. Soil Sci. Soc. of America. Madison : 145-180.
- SCHWERTMANN (U.), FITZPATRICK (R.W.), TAYLOR (R.M.), LEWIS (D.G.), 1979 - The influence of aluminium on iron oxides. Part II. Preparation of AL-substituted hematites. *Clays and clay miner.*, 27 (2).

- SCHWERTMANN (U.), 1981 - The influence of pH on goethite and hematite formation from ferrihydrite at room temperature. 7 th Int. clay conf. Bologna, Pavia. abstract : 268.
- SCHWERTMANN (U.), MURAD (E.), SCHULZE (D.G.), 1982 - Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas. *Geoderma*, 27 : 209-223.
- SEGALEN (P.), 1968 - Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes sur certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, VI (1) : 105-126.
- SEGALEN (P.), 1969 - Les remaniements des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, VII (1) : 113-132.
- SHERMAN (G.D.), KANEHIRO (Y.), 1954 - Origin and development of ferruginous concretions in Hawaiian latosols. *Soil Sci.*, 77 (1) : 1-18.
- SMITH (W.W.), 1962 - Weathering in some Scottish basic igneous rocks with reference to soil formation. *Soil Sci. J.*, 13 : 202-214.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975 - Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *U.S. Dep. of Agri. Handbook*, N° 436, 754 p.
- SOREM (R.K.), FEWKE (R.H.), 1979 - Manganese nodules. IFI.Plenum Ed. New York-Washington-London 722 p.
- STACE (H.C.T.), HUBBLE (G.D.), BREWER (R.), NORTHCOLE (K.H.), SLEEMAN (J.R.), MULCAHY (M.J.), HALLSWORTH (E.G.), 1968 - A handbook of Australian soils. Relim. Techn. Publ., Glenside, South Australia, 435 p.
- STEPHENS (C.G.), 1971 - Laterite and silcrete : a study of the genetic relationship of laterite and silcrete and their companion materials and their collective significance in the formation of weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian continent. *Geoderma*, 5 (1) : 5-52.
- STOOPS (G.), 1968 - Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa) *Pédologie*, Gand XVIII (1) : 110-149.
- TARDY (Y.), DIDIER (P.), NAHON (D.), 1983 - Water activity and geochemistry of iron ferricretres. Jubilee GARRELS Harvard.
- TARLING (D.H.), 1967 - Results of paleomagnetic reconnaissance of the New Hebrides and New Caledonia. *Tectonophysics*, 4 (1) : 55-68.
- TERCINIER (G.), 1971 - Contribution à la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'alitisation. Les sols des karsts d'atolls surélevés du Sud-Ouest Pacifique. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, IX (3) : 307-334.
- TESSIER (F.), 1950 - Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie Ouest du Sénégal. Thèse Doct. Etat Marseille. *Bull. Dir. Mines Afr. Occ. Fr.*, Dakar 1952, 14 (1) 267 p.
- THELLIER (E.), THELLIER (O.), 1959 - Sur l'intensité du champs magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. de Géophysique*, 15 : 285-376.
- THIRY (M.), 1981 - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisation, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du sparnation du Bassin de Paris. *Mem. Sci. Géol.*, N° 64, 173 p.
- TISSEAU (C.), 1979 - Modèles de flexure de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire. Application au bassin de Nouvelle-Calédonie (Sud Ouest Pacifique). Thèse 3ème cycle Paris Sud Orsay, 112 p.
- TRAUTH (N.), VILAS-BOAS (G.), THIRY (M.), BADAUT (D.), EBERHART (J.P.), 1978 - Silex et chailles du Bassin de Paris, modifications minéralogiques lors de leurs altérations. *Sci. Géol. Bull.*, 34 (4) : 173-183.
- TRESCASES (J.J.), 1969 - Première observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. *Pédologie-Géochimie-Géomorphologie. Cah. ORSTOM, ser. Géol.*, I (1) : 27-57.
- TRESCASES (J.J.), 1975 - L'évolution chimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères de Nouvelle-Calédonie. *Mem. ORSTOM*, 78 Paris, 259 p.
- TRESCASES (J.J.), 1979 - Remplacement progressif des silicates par des hydroxydes de fer et de nickel dans les profils d'altération tropicale des roches ultrabasiques. *Sci. Géol. Bull.* 32 (4) : 181-182.
- TRICART (J.), CAILLEUX (A.), 1965 - Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes. *Traité de géomorphologie T.V.*, SEDES, Paris, 322 p.

- TROLY (E.), ESTERLE (M.), PELLETIER (B.G.), REIBELL (W.), 1978 - Nickel deposits in New Caledonia: some factors influencing those formations. Inter. Laterite Symp. A.I.M.I., New Orleans, USA : 85-119.
- TURENNE (J.F.), 1977 - Mode d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. Thèse Doct. Etat, Nancy. *Mem. ORSTOM* 84 Paris.
- USDOWSKI (E.), 1980. - Sur quelques aspects physico-chimiques de la formation des carbonates naturels. In *Geochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les roches*. Y. TARDY Ed. : 49-99.
- VALETON (I.), 1972 - Bauxites. Elsevier Pub. Co., 226 p.
- VIROT (R.), 1956 - La végétation canaque. *Mem. Museum Hist. Nat. Paris*, ser. Bot., 8 : 388 p.
- VLETTER (D.R. de), 1955 - How Cuban nickel ore was formed : a lesson in laterite genesis. *Engineering and Mining. J.*, 156 : 84-87.
- WALKER (Th.), 1967 - Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 78 : 353-368.
- WALKER (Th.), 1974 - Formation of red beds in moist tropical climates. A hypothesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85 : 633-638.
- WHITTAKER (R.H.), 1954 - The ecology of serpentine soils IV. The vegetation response to serpentine soils. *Ecology*, 35 (2) : 275-288.
- WILDING (L.), SMELK (N.E.), DRESS (L.R.), 1977 - Silica in soils : quartz, cristobalite, tridymite and opal. In *Minerals in soil environments*. BIXON (J.B.), WEBB (S.B.) Ed. Soil Sci. Soc. of America. Madison : 471-552.
- WIRTHMANN (A.), 1965 - Die reliefentwicklung von Neu Kaledonien. In *Tagungobericht und wissen sechafliche Abhandlungen. Deutscher geographentage Bochum* : 323-335.
- WIRTHMANN (A.), 1970 - Zur geomorphologie der peridotite auf Neu Kaledonien. *Tubinger Geographische studien*. Tubigen, 34 : 191-201.
- ZEBROWSKI (Cl.), 1975 - Etude d'une climatoséquence dans l'île de la Réunion. *Cah. ORSTOM*, ser. *Pédol.*, XII (3/4) : 255-278.

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 : Place de la Nouvelle-Calédonie dans le sud-ouest Pacifique.....	6
Fig. 2 : Répartition des massifs de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie.....	8
Fig. 3 : Répartition des affleurements de roches ultrabasiques dans le centre et le nord de la Nouvelle-Calédonie....	13
Fig. 4 : Antécédence du réseau hydromorphique dans le sud-est du massif du Boulinda.....	19
Fig. 5 : Pluviométrie dans le centre et le nord de la Nouvelle-Calédonie.....	23
Fig. 6 : Etagement des surfaces topographiques sur le Boulinda.	28
Fig. 7 : Localisation de la toposéquence sommitale du Boulinda.	30
Fig. 8 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques sur la toposéquence sommitale du Boulinda.....	33
Fig. 9 : Répartition des ensembles et des horizons majeurs sur la toposéquence sommitale du Boulinda.....	39
Fig. 10 : Microscopie et microanalyses chimiques de l'ensemble d'altération de la toposéquence sommitale du Boulinda.	41
Fig. 11 : Microanalyses chimiques d'une traversée dans une lithorelique silicifiée et ferruginisée de l'isaltérite silicifiée de la toposéquence sommitale du Boulinda....	45
Fig. 12 : Extractions successives du fer par HCl 8 N dans la couverture pédologique de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	47
Fig. 13 : Microanalyses chimiques dans un plasma non nodulaire de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	50
Fig. 14 : Diffractogrammes de rayons X des produits noirs manganésifères du structichron tacheté de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	52

	pages
Fig. 15 : Evolution géochimique au sein du structichron nodulaire de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	55
Fig. 16 : Microanalyses de traversées dans les trois stades d'évolution du structichron nodulaire de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	58-59
Fig. 17 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes affectant la toposéquence sommitale du Boulinda.....	68
Fig. 18 : Localisation de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	70
Fig. 19 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	73
Fig. 20 : Répartition des ensembles et horizons majeurs dans la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	77
Fig. 21 : Microanalyses d'une traversée d'un chenal dans une altérite de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda	80
Fig. 22 : Extractions successives du fer par HCl 8 N dans la couverture pédologique de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	81
Fig. 23 : Microanalyses d'une traversée d'un structichron nodulaire de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda	85
Fig. 24 : Microanalyses d'une traversée dans l'ensemble ferrugineux induré de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	90
Fig. 25 : Microanalyses d'une traversée dans deux nodules de l'ensemble gravolitique de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	92
Fig. 26 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes affectant la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	95
Fig. 27 : Localisation de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	96
Fig. 28 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques de la toposéquence de faible altitude du Boulinda	98
Fig. 29 : Répartition des ensembles et horizons majeurs dans la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	103
Fig. 30 : Microanalyses d'une traversée dans l'isaltérite siliciifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.	110

	pages
Fig. 31 : Diffractogrammes de rayons X dans l'isaltérite silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda	111
Fig. 32 : Microanalyses d'une traversée dans une garniérîte silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	115
Fig. 33 : Microanalyses d'une traversée dans un nodule de l'isaltérite smectitique de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	118
Fig. 34 : Microanalyses de deux traversées dans les structichrons nodulaires de la surface intermédiaire et de la surface inférieure de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	121
Fig. 35 : Extraction successives du fer par HCl 8 N dans le structichron et dans le gravolite de la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	126
Fig. 36 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes affectant la toposéquence de faible altitude du Boulinda.....	128
Fig. 37 : Localisation de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	132
Fig. 38 : Coupe topographique et localisation des profils pédologiques de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	135
Fig. 39 : Répartition des ensembles et des horizons majeurs de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	139
Fig. 40 : Microanalyses d'une traversée dans l'isaltérite silicifiée de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	144
Fig. 41 : Diffractogrammes de rayons X d'échantillons de l'isaltérite silicifiée de la toposéquence d'aval du Boulinda..	145
Fig. 42 : Microanalyses d'une traversée dans une concrétion ferromanganésifère du structichron hydromorphe de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	149
Fig. 43 : Représentation schématique des diverses étapes de la formation des concrétions ferromanganésifères.....	151
Fig. 44 : Microanalyses d'une traversée dans le structichron nodulaire de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	159
Fig. 45 : Microanalyses des plasmas et nodules d'amont et d'aval du structichron nodulaire de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	160
Fig. 46 : Diffractogrammes de rayons X de giobertites opalisées de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	164

	pages
Fig. 47 : Représentation schématique des principaux transferts externes et internes de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	166
Fig. 48 : Le massif de la Tiébaghi.....	186
Fig. 49 : Répartition des ensembles et horizons majeurs dans la toposéquence du plateau sommital de la Tiébaghi.....	193
Fig. 50 : Microanalyses de métahalloysite en cours de déstabilisation dans l'allotérite kaolinitique du plateau sommital de la Tiébaghi.....	205
Fig. 51 : Diffractogrammes de l'allotérite kaolinitique de la Tiébaghi.....	207
Fig. 52 : Microanalyses d'une traversée dans un papule déferruginisé du plateau sommital de la Tiébaghi.....	215
Fig. 53 : Diagramme schématique illustrant les régions d'enrichissement du fer et de l'aluminium dans les sols tropicaux (d'après NORTON, 1973). Position des eaux de la Tiébaghi dans cet ensemble.....	218
Fig. 54 : Localisation des séquences du versant nord-est et du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	232
Fig. 55 : Répartition des ensembles majeurs dans la toposéquence du versant nord-ouest de la Tiébaghi.....	236
Fig. 56 : Répartition des ensembles majeurs dans la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	242
Fig. 57 : Coupe schématique entre la presqu'île de Népoui et le massif du Kopeto-Boulinda.....	270
Fig. 58 : Répartition des niveaux géomorphologiques sur les principaux massifs du centre et du nord de la Nouvelle-Calédonie.....	278
Fig. 59 : Altitudes des niveaux géomorphologiques sur les principaux massifs de roches ultrabasiques du centre et du nord de la Nouvelle-Calédonie.....	282
Fig. 60 : Schéma d'évolution des glacis et des terrasses de l'aval des massifs.....	284
Fig. 61 : Schéma d'évolution du domaine à cuirasse nodulaire de faible altitude.....	286
Fig. 62 : Schéma d'évolution du domaine à cuirasse conglomératique de moyenne altitude.....	288
Fig. 63 : Schéma d'évolution du domaine sommital à cuirasse allotéritique alvéolaire.....	290

LISTE DES TABLEAUX

	pages
Tabl. I : Analyses chimiques totales des principales roches ultrabasiques observées.....	14
Tabl. II : Résultats d'analyses à la microsonde des minéraux primaires.....	17
Tabl. III : Répartition de la pluviométrie sur le Boulinda en fonction de l'altitude.....	21
Tabl. IV : Organisation macroscopique générale de la toposé- quence sommitale du Boulinda.....	38
Tabl. V : Microanalyses des cortex d'altération de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	40
Tabl. VI : Microanalyses des isaltérites de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	44
Tabl. VII : Microanalyses des structichrons non nodulaires de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	49
Tabl. VIII: Caractérisation physico-chimique globale des struc- tichrons non nodulaires de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	53
Tabl. IX : Microanalyses du structichron nodulaire ferrugineux de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	56
Tabl. X : Caractérisation physico-chimique globale des horizons nodulaires ferrugineux de la toposéquence sommitale du Boulinda.....	60
Tabl. XI : Fractionnement des matières organiques sur le profil BOU 98 en % de la matière organique totale.....	64
Tabl. XII : Organisation macroscopique générale de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.....	78
Tabl. XIII: Microanalyses de l'altérite de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.....	81
Tabl. XIV : Microanalyses du structichron nodulaire de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.....	84
Tabl. XV : Analyses totales après attaque nitroperchlorique des structichrons nodulaires de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.....	88

	pages
Tabl. XVI : Microanalyses de l'ensemble ferrugineux induré de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda....	89
Tabl. XVII : Microanalyses de l'ensemble gravolitique de la séquence de moyenne altitude du Boulinda.....	91
Tabl. XVIII: Variations minéralogiques générales dans la séquence de moyenne altitude du Boulinda.....	94
Tabl. XIX : Organisation macroscopique générale de la toposé- quence de faible altitude du Boulinda.....	104
Tabl. XX : Microanalyses de l'isaltérite serpentineuse de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	107
Tabl. XXI : Microanalyses de l'isaltérite silicifiée de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	112
Tabl. XXII : Microanalyses des garniérites silicifiées de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	114
Tabl. XXIII: Microanalyses de l'altérite smectitique de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	117
Tabl. XXIV : Microanalyses du structichron nodulaire brun rouge amont (position bien drainée profil BOU 97) de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	122
Tabl. XXV : Microanalyses du structichron nodulaire aval de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	124
Tabl. XXVI : Microanalyses du gravolite de la séquence de faible altitude du Boulinda.....	126
Tabl. XXVII: Organisation macroscopique générale de la séquence d'aval du Boulinda.....	140
Tabl. XXVIII: Microanalyses des isaltérites de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	146
Tabl. XXIX : Microanalyses des structichrons hydromorphes de la séquence d'aval du Boulinda.....	148
Tabl. XXX : Microanalyses du structichron carbonaté de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	155
Tabl. XXXI : Datations au ^{14}C et analyses des isotopes ^{13}C et ^{18}O des giobertites et de la terrasse ancienne.....	157
Tabl. XXXII: Microanalyses du structichron nodulaire de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	158

	pages
Tabl. XXXIII : Fractionnement des matières organiques sur le profil BOU 29.....	162
Tabl. XXXIV : Microanalyses des nodules siliceux de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	165
Tabl. XXXV : Paragenèses ferrugineuses sur le massif du Boulinda	175
Tabl. XXXVI : Analyses d'eaux prélevées sur le massif du Boulinda et au pied du massif de la Tiébaghi.....	176
Tabl. XXXVII : Evolution des paramètres morphologiques des sols en fonction des niveaux géomorphologiques.....	180
Tabl. XXXVIII: Organisation macroscopique générale de la séquence du plateau sommital de la Tiébaghi.....	192
Tabl. XXXIX : Microanalyses de l'altérite peu transformée du plateau sommital de la Tiébaghi.....	197
Tabl. XL : Microanalyses de l'isaltérite silicifiée du plateau sommital de la Tiébaghi.....	198
Tabl. XLI : Microanalyses de l'isaltérite brune argileuse du plateau sommital de la Tiébaghi.....	203
Tabl. XLII : Microanalyses de l'altérite veinée, kaolinitique du plateau sommital de la Tiébaghi.....	206
Tabl. XLIII : Microanalyses de l'allotérite goethitique et gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi....	209
Tabl. XLIV : Estimation du taux de substitution de l'aluminium au fer dans l'allotérite goethitique et gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi.....	210
Tabl. XLV : pH et taux de substitution de l'aluminium au fer dans les goethites du plateau sommital de la Tiébaghi.....	211
Tabl. XLVI : Microanalyses de l'allotérite grise gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi.....	214
Tabl. XLVII : Analyses des eaux du plateau sommital de la Tiébaghi.....	216
Tabl. XLVIII : Microanalyses de l'allotérite grise métahalloysitique du plateau sommital de la Tiébaghi.....	219
Tabl. XLIX : Microanalyses de la cuirasse du plateau sommital de la Tiébaghi.....	225

	pages
Tabl. L : Variations des concentrations en Fe_2O_3 , Al_2O_3 et Cr_2O_3 , à Ti constant, sur les profils du plateau sommital de la Tiébaghi.....	228
Tabl. LI : Transformations minéralogiques prenant place dans la couverture pédologique du plateau sommital de la Tiébaghi.....	230
Tabl. LII : Organisation macroscopique générale de la séquence du versant nord-est de la Tiébaghi.....	235
Tabl. LIII : Microanalyses de la cuirasse nodulaire de la séquence du versant nord-est de la Tiébaghi.....	239
Tabl. LIV : Organisation macroscopique générale de la séquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	245
Tabl. LV : Microanalyses de l'isaltérite smectitique silici-fiée de la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	246
Tabl. LVI : Microanalyses du structichron smectitique et carbonaté de la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	247
Tabl. LVII : Microanalyses de la cuirasse nodulaire et bréchique de la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	249
Tabl. LVIII : Microanalyses du gravolite de la toposéquence du piémont sud-ouest de la Tiébaghi.....	250
Tabl. LIX : Corrélation entre l'âge des niveaux observés et les données de la littérature.....	280

LISTE DES PLANCHES

	pages
Pl. I : Isaltérite de la toposéquence sommitale du Boulinda...	43
Pl. II : Manganès dans le structichron tacheté de la toposé- quence sommitale du Boulinda (Photos MEB et carte de répartition du manganèse).....	48
Pl. III : Horizon ferrugineux indurés de la toposéquence sommi- tale du Boulinda (Photos MEB)	62
Pl. IV : Structichron nodulaire de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda (Photos MEB)	83
Pl. V : Distribution des principaux éléments dans la phase à nodules rouge sombre du structichron nodulaire de la toposéquence de moyenne altitude du Boulinda.....	87
Pl. VI : Isaltérite serpentineuse de la toposéquence de faible altitude du Boulinda (Photos MEB et MET et micro- diffractions).....	106
Pl. VII : Isaltérite silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda (Photos MEB).....	108
Pl. VIII : Garniérine silicifiée de la toposéquence de faible altitude du Boulinda (Photos MEB).....	113
Pl. IX : Carte de répartition des principaux éléments dans l'isaltérite serpentineuse de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	142
Pl. X : Cartes de répartition des principaux éléments dans un nodule ferro-mangnésifère de la toposéquence d'aval du Boulinda.....	147
Pl. XI : Nodule de giobertite dans le structichron carbonaté de la toposéquence d'aval du Boulinda (Photos MEB).....	153
Pl. XII : Isaltérite peu transformée du plateau sommital de la Tiébaghi (photos MEB).....	195
Pl. XIII : Isaltérites peu transformées et silicifiées du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB).....	199

	pages
P1. XIV : Isaltérite smectitique brune du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB).....	201
P1. XV : Allotérite grise gibbsitique du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB).....	213
P1. XVI : Allotérite grise métahalloysitique du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB).....	220
P1. XVII : Cuirasse allotéritique du plateau sommital de la Tiébaghi (Photos MEB).....	223

TABLE DES MATIERES

	pages
AVANT-PROPOS.....	1
SOMMAIRE.....	3
INTRODUCTION	
- PRÉSENTATION.....	7
I - OBJET DE L'ÉTUDE.....	7
II - CADRE DE L'ÉTUDE.....	7
III - METHODES D'ÉTUDE.....	8
IV - EXPOSÉ DES RÉSULTATS.....	9
- LE MILIEU NATUREL.....	11
I - ROCHES ULTRABASIQUES ET ROCHES ASSOCIÉES.....	11
II - MODELÉ.....	18
III - CLIMAT.....	20
IV - VÉGÉTATION.....	24
I PARTIE : LE MASSIF DU BOULINDA : UN MASSIF ELEVE SOUMIS A DE FORTES VARIATIONS CLIMATIQUES.	
- PRÉSENTATION.....	29
- CHAPITRE I : LA TOPOSÉQUENCE SOMMITALE DU BOULINDA : FERRITISATION DIRECTE ET PODZOLISATION	
I - PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE.....	31
II - CARACTÉRISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DÉFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	32
III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	40
IV - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATÉRALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.....	65

	pages
- CHAPITRE II : LA TOPOSÉQUENCE DE MOYENNE ALTITUDE DU BOULINDA : FERRITISATION DIRECTE ET INDURATION	
I - PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE.....	71
II - CARACTÉRISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DÉFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	72
III - CARACTÉRISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	78
IV - LES DIFFÉRENCIATIONS VERTICALES ET LATÉRALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.....	93
- CHAPITRE III : LA TOPOSÉQUENCE DE FAIBLE ALTITUDE DU BOULINDA : FERRITISATION INDIRECTE ET SILICIFICATION	
I - PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE.....	97
II - CARACTÉRISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DÉFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	98
III - CARACTÉRISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	104
IV - LES DIFFÉRENCIATIONS VERTICALES ET LATÉRALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.....	127
- CHAPITRE IV : LA TOPOSÉQUENCE D'AVAL DU BOULINDA : FERSIMATISATION ET CARBONATATION	
I - PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE.....	133
II - CARACTÉRISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DÉFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	134
III - CARACTÉRISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	141
IV - LES DIFFÉRENCIATIONS VERTICALES ET LATÉRALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.....	165
- CONCLUSION : BOULINDA : UN MODÈLE D'ÉVOLUTION BIOGÉODYNAMIQUE	
I - LES SYSTEMES BIOGÉODYNAMIQUES.....	171
II - ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE EN FONCTION DU CLIMAT.....	173
III - COUVERTURE PÉDOLOGIQUE - NIVEAUX GÉOMORPHO- LOGIQUES.....	179
IV - CONCLUSION.....	182

	pages
II PARTIE : LA TIEBAGHI ET LES MASSIFS DU NORD : DES PLATEAUX DE MOYENNES A FAIBLES ALTITUDES SOUMIS A DES VARIATIONS CLIMATIQUES MODEREES.	
- PRÉSENTATION.....	185
- CHAPITRE V : LE PLATEAU SOMMITAL DE LA TIÉBAGHI : FERRITISATION INDIRECTE, INDURATION ET ACCUMULATION RELATIVE D'ALUMINIUM	
I - PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE.....	187
II - CARACTÉRISATION MACROSCOPIQUE DES PROFILS ET DEFINITION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	188
III - CARACTERISATION DES ENSEMBLES MAJEURS.....	194
IV - BILAN DE L'ALTERATION.....	227
V - LES DIFFERENCIATIONS VERTICALES ET LATERALES ET LEURS RELATIONS AVEC LA MORPHOLOGIE.....	229
- CHAPITRE VI : LA PARTIE AVAL DE LA TIÉBAGHI : FERRITISATION INDIRECTE, FERSIMATISATION	
I - PRÉSENTATION.....	233
II - TOPOSÉQUENCE DU VERSANT NORD-EST.....	233
III - TOPOSÉQUENCE DU SUD-OUEST.....	241
IV - CONCLUSION.....	252
- CONCLUSION : LES MASSIFS DU NORD : PLACE DANS LE MODÈLE BIOGÉODYNAMIQUE	
I - LES SYSTEMES BIOGÉODYNAMIQUES.....	253
II - ÉVOLUTION GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE.....	255
III - EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE.....	255
IV - CONCLUSION.....	256
III PARTIE : RELATIONS ENTRE LES PROCESSUS D'ALTERATION PEDOGENESE ET DE MORPHOGENESE. INTERPRETATIONS GENERALES.	
- PRÉSENTATION.....	259

	pages
- CHAPITRE VII : LES TRANSFORMATIONS GÉOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES AYANT AFFECTÉ LES FORMATIONS SUPERFICIELLES D'ALTÉRATION ET DE PÉDOGENÈSE	
I - LES ALTÉRITES.....	261
II - LES HORIZONS NODULAIRES.....	263
III - LES INDURATIONS FERRUGINEUSES.....	266
IV - CONCLUSION : RÔLE DU FER DANS LES TRANSFORMA- TIONS GÉOCHIMIQUES, MINÉRALOGIQUES et STRUCTURALES.....	268
- CHAPITRE VIII : ESSAI DE RECONSTITUTION D'UNE CHRONOLOGIE RÉGIONALE EN RELATION AVEC L'ORIGINE DU MODÈLE	
I - ESSAI DE CHRONOLOGIE RÉGIONALE.....	269
II - LES PROCESSUS A L'ORIGINE DE LA FORMATION DU DU MODÈLE.....	276
III - CONCLUSION.....	281
- CHAPITRE IX : ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DU MODÈLE	
I - LE DOMAINE DES PIÉMONTIS ET DES TERRASSES DE L'AVANT DES MASSIFS.....	283
II - LE DOMAINE A CUIRASSE NODULAIRE DE FAIBLE ALTITUDE.....	287
III - LE DOMAINE A CUIRASSE CONGLOMÉRATIQUE DE MOYENNE ALTITUDE.....	289
IV - LE DOMAINE DES PLATEAUX SOMMITAUX.....	291
V - CONCLUSION.....	293
- CONCLUSION : HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DU MODÈLE	
- CONCLUSIONS GÉNÉRALES	
I - FERRITISATION DIRECTE ET INDIRECTE, FERSIMISATION.....	299
II - SILICIFICATION.....	301
III - NODULATION, CUIRASSEMENT.....	302

IV - DÉSTABILISATION DES FACIÈS INDURES.....	pages 303
V - NIVEAUX GÉOMORPHOLOGIQUES.....	304
VI - HISTOIRE CONJOINTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET DU MODELE.....	305
BIBLIOGRAPHIE.....	307
LISTE DES FIGURES.....	317
LISTE DES TABLEAUX.....	321
LISTE DES PLANCHES.....	325
TABLE DES MATIÈRES.....	327

1985

Marc LATHAM

ORSTOM

ALTERATION ET PEDOGENESE SUR ROCHES ULTRABASIQUES EN NOUVELLE-CALÉDONIE

Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé.

Résumé

Ce travail traite de l'altération et de la pédogénèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie et des relations qui existent entre les formations superficielles et le modelé.

Pour cela deux ensembles de massifs ont été étudiés à l'aide de toposéquences :

- dans le centre de l'île, des massifs d'altitude élevée formés de péridotites très pauvres en aluminium et soumis à de fortes variations climatiques. Une importante différenciation pédogénétique s'y est produite allant de la ferritisation directe, avec formation de goethite et de quartz, suivie d'une podzolisation à haute altitude, à une fersimitisation avec formation de smectites ferrifères et d'opale, à faible altitude. Les reliefs des zones d'altitude ont subi une évolution karstique majeure alors que les zones de faible altitude sont beaucoup plus érodées.

- dans le nord, des massifs d'altitude moyenne à faible soumis à des variations climatiques modérées sur des péridotites relativement riches en aluminium. La différenciation pédogénétique y est moins marquée que précédemment. L'aluminium s'individualise sous forme de gibbsite sous cuirasse. Ces massifs de forme tabulaire ont subi une évolution karstique modérée et sont chapeautés par une cuirasse sommitale protégeant de très épaisses formations d'altération.

Dans ces deux ensembles de massif, un étagement de sept surfaces d'aplanissement, couvertes par des formations superficielles comparables ont été reconnues. Des datations stratigraphiques, paléomagnétiques et isotopiques ont permis de montrer que ces surfaces se sont développées de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur à l'actuel.

A partir de ces observations pédologiques et géomorphologiques, quatre schémas d'évolution des couvertures pédologiques et du relief sont proposés.

Mots clés

Fer; Silicium; Magnésium; Aluminium; Altération; Accumulation relative; Accumulation absolue; Nodulation; Induration; Destabilisation des indurations; Carbonatation; Aplanissement; Erosion. Karst.