

CARACTERISATIONS PETROGRAPHIQUES DES PROFILS LATERITIQUES NICKELIFERES D'AMBATOVY MORAMANGA, CENTRE EST DE MADAGASCAR

Mandimbiharison A.¹

¹ Département de Géologie, Ecole Supérieure Polytechnique d'Antananarivo, Université d'Antananarivo, B.P. 1500 Antananarivo 101
E-mail auteur correspondant : raory@yahoo.fr

Résumé :

Le gisement du Nickel d'Ambatovy provient de l'altération météorique des péridotites. De la roche mère saine, péridotite (I) à la base jusqu'à la cuirasse ferrugineuse (V) au sommet, le profil d'altération comporte cinq horizons. Par l'étude de deux profils (Profil S et Zone C), nous allons suivre l'évolution et les caractéristiques pétrographiques de chaque horizon par observations des lames minces et des sections polies. A la fin un modèle d'évolution de l'olivine et des cloisons serpentineuses a été présenté.

Mots clés : Altération, nickel, Ambatovy, olivine, péridotite, Madagascar

Abstract :

The Ambatovy Nickel deposit comes from the weathering of Peridotites. Of the healthy parental rock, peridotite (I) at the base to the ferruginous duricrust (V) at the summit, the weathering profile has five horizons. By studying two profiles (Profile S and Zone C), we will follow the evolution and petrographic characteristics of each horizon by observations of thin sections and polished sections. At the end, an evolution model of olivine and serpentine partitions was presented.

Keywords : Weathering, nickel, Ambatovy, olivine, peridotite, Madagascar.

1. INTRODUCTION

Dans les régions à climat tropical chaud et humide, l'altération des roches ultrabasiques conduit à une épaisse formation d'horizons d'altération de caractéristiques diverses mais qui peuvent contenir de minerais ferrugineux et nickélifères exploitables. C'est le cas du gisement du nickel d'Ambatovy, Moramanga, Centre Est de Madagascar.

Dans cet article, nous voulons présenter les résultats des études pétrographiques (lames minces et sections polies) des deux profils latéritiques permettant de suivre l'évolution de l'altération de la roche mère.

2. CARACTERISTIQUES DU GISEMENT LATERITIQUE NICKELIFERE

Les roches ultrabasiques sont très altérables, elles se transforment rapidement en serpentine, c'est la « serpentinisation » dont on distingue 2 types :

- *la serpentinisation primaire* qui affecte les roches ultrabasiques avant qu'elles ne parviennent à l'affleurement. Selon Trescases (1977), il s'agit d'un phénomène de retrodiagenèse hydrothermale, avec expansion partielle du fer sous forme de magnétite. C'est un phénomène hypogène antérieure à l'altération superficielle et constitue les pièges privilégiés des hydroxydes de nickel à la base des profils (TRESCASES 1973).

- **la serpentinisation secondaire** : il s'agit d'une serpentinisation due à l'altération météorique supergène des roches ayant déjà subi la serpentinisation primaire.

Les latérites nickélifères ont été subdivisées en deux types de gisements (Zeissink, 1969 ; Avias, 1978) :

- le gisement silicaté, où le nickel est associé à des silicates et se situe à la base du profil, est caractérisé par de fortes teneurs en SiO_2 et MgO et de faible teneur en Fe_2O_3 ;

- le gisement oxydé, caractérisé par de fortes teneurs en Fe_2O_3 et faible teneur en

SiO_2 et MgO . L'horizon enrichi en Ni est constitué d'hydroxyde et de trouve dans les niveaux supérieurs du profil.

Les profils d'altération latéritique nickélifère sont dénommés « **saprolite** » au niveau silicaté et « **limonite** » (latérite ou saprolite fine) au niveau oxydé.

Pour le gisement latéritique nickélifère d'Ambatovy, c'est du type classique rattaché à l'altération météorique des péridotites dont l'évolution conduit à la formation de cuirasses ferrugineuses et des latérites ou limonites nickélifères.

La figure 1 ci-après montre le profil latéritique type d'Ambatovy.

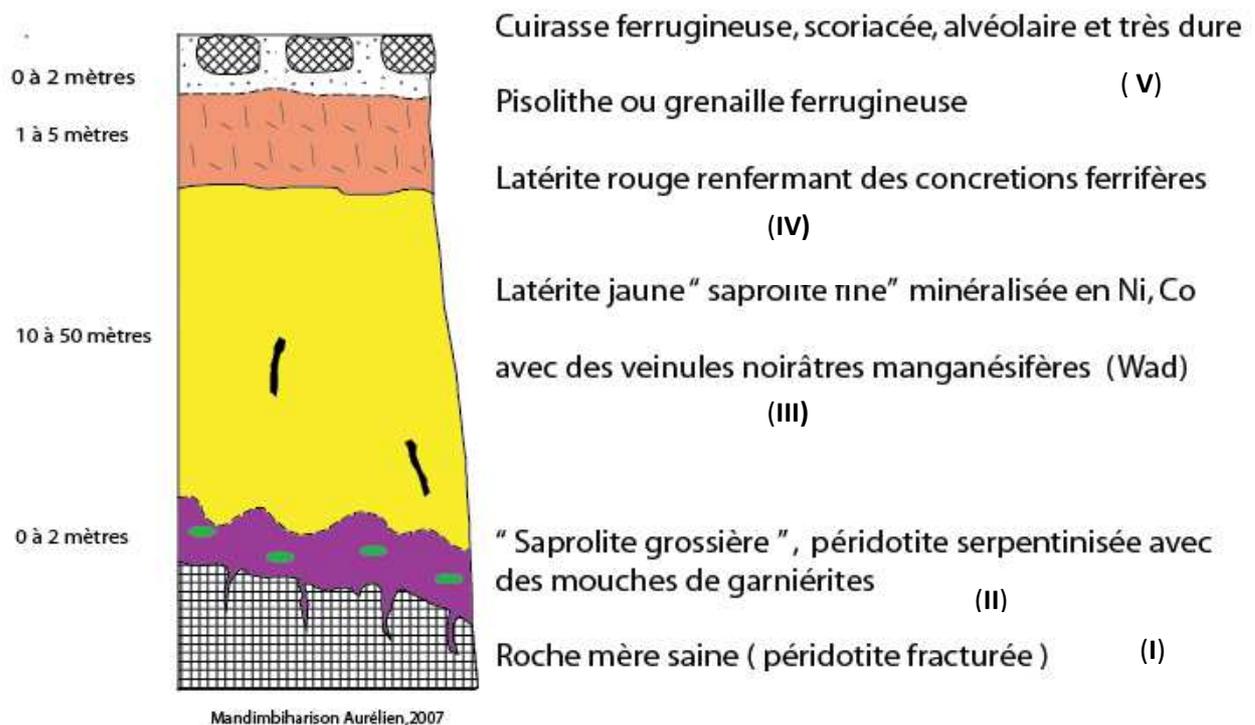


Figure 1 : Profil latéritique type d'Ambatovy

3. CONTEXTE GEOLOGIQUE

3.1- Localisation de la région étudiée

Ambatovy appartient entièrement à la région communément appelée le « Versant oriental de Madagascar ». Elle se trouve à une vingtaine de kilomètres au Nord-est de

la ville de Moramanga située à 110 Km à l'Est de la capitale. C'est une zone forestière située entre 900 et 1200 mètres d'altitude, limitée à l'Ouest par le fossé tectonique de

Mangoro et à l'Est par la falaise de Betsimisaraka. La figure 2 représente la localisation de la zone d'étude, la ville de Moramanga située à 110 Km à l'Est de la capitale. C'est une zone forestière située entre 900 et 1200 mètres d'altitude, limitée à l'Ouest par le fossé tectonique de

Mangoro et à l'Est par la falaise de Betsimisaraka. La zone d'Ambatovy appartient à la Région d'Alaotra Mangoro limitée à l'ouest par la Région d'Analamanga et à l'est par celle d'Atsinanana (figure 2).

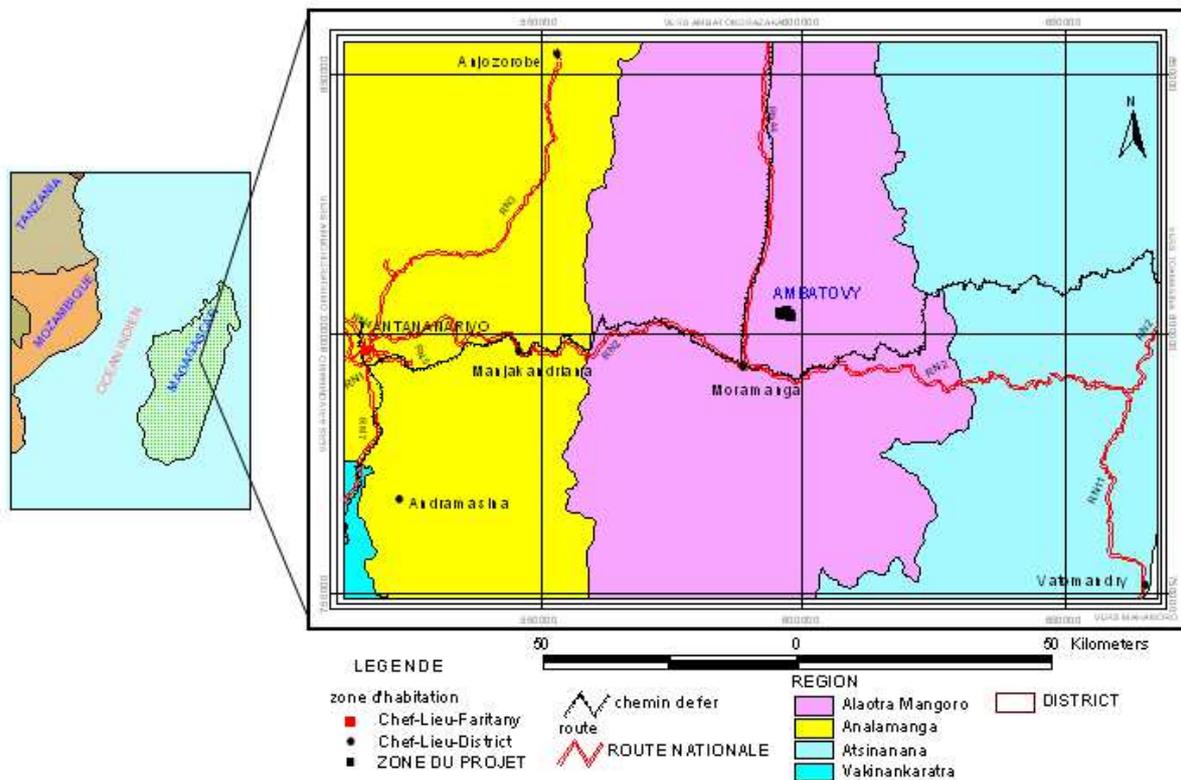


Figure 2: Localisation de la zone d'étude

3.2- Géologie locale

La région étudiée, appartient au domaine d'Antananarivo selon la nouvelle cartographie géologique de Madagascar (PGRM, 2012) et faisant partie du « Complexe d'Antampombato » d'âge Crétacé (Delbos et Rantoanina 1961), elle est représentée par un grand massif intrusif de 80km² environ et de forme elliptique qui est constitué essentiellement par du gabbro, par une masse syénitique formant

un grand « ring dyke » et par deux petits massifs péridotitiques (Ambatovy et Analamay). Ce grand massif, recoupé par de nombreux filons de basalte, dolérite, rhyolite et trachyte, est cintré et dominé par de formations gneissique et migmatitique de direction Nord-Sud.

La figure 3 illustre la variété et la diversité des formations rencontrées dans la région étudiée.

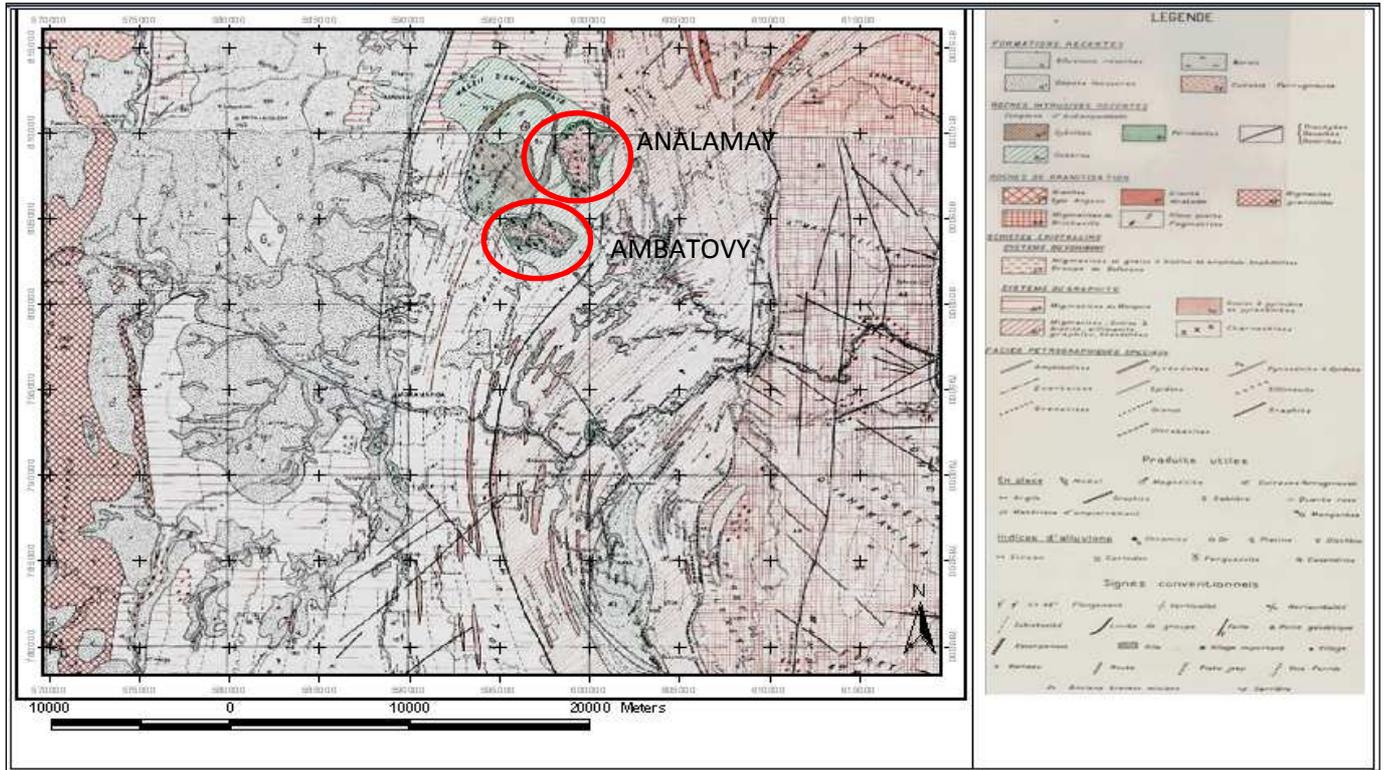


Figure 3 : Géologie régionale avec les deux petits massifs péridotitiques d'Ambatovy et d'Analamay (Delbos et Rantoanina, 1961)

4. DESCRIPTION DES PROFILS ETUDIÉS

Deux profils dénommés « Profil S1 » et « Zone C » font l'objet de cette étude. Le profil appelé « profil S1 » est issu d'un sondage du SIF Bachy en 1980, au point de coordonnées Laborde (X=804 550m, Y=596 550m) et le deuxième nommé « Zone C » provient d'un rafraîchissement d'un affleurement de coordonnées Laborde (X= 803 290m, Y= 595 600m).

4.1- Profil « S1 »

La répartition sur un profil vertical de l'ensemble de faciès d'altération est :

- la « cuirasse ferrugineuse », scoriacée, alvéolaire et très dure. Dans certains endroits elle est pisolithique ;
- la latérite brun violacée parfois jaunâtre qui renferme de concrétions ferrifères, c'est la « latérite rouge ». La puissance de cet horizon est faible, de 1 à 5 mètres environ ;

- la « latérite jaune » ou « saprolite fine » où la structure de la roche-mère est reconnaissable à la base de cet horizon ; donnée par la figure 4 suivante dont on distingue, de haut en bas :

Le contact entre la saprolite fine et la saprolite grossière est progressif.

- la « saprolite grossière », la roche-mère péridotite serpentinisée est altérée mais la structure originelle est conservée. Ce niveau mesurant environ 1,20 m renferme des « mouches » de garnièrites ;
- la « roche-mère », elle est constituée essentiellement de péridotites plus ou moins serpentinisées, avec quelques fissures où tapissent des garnièrites.

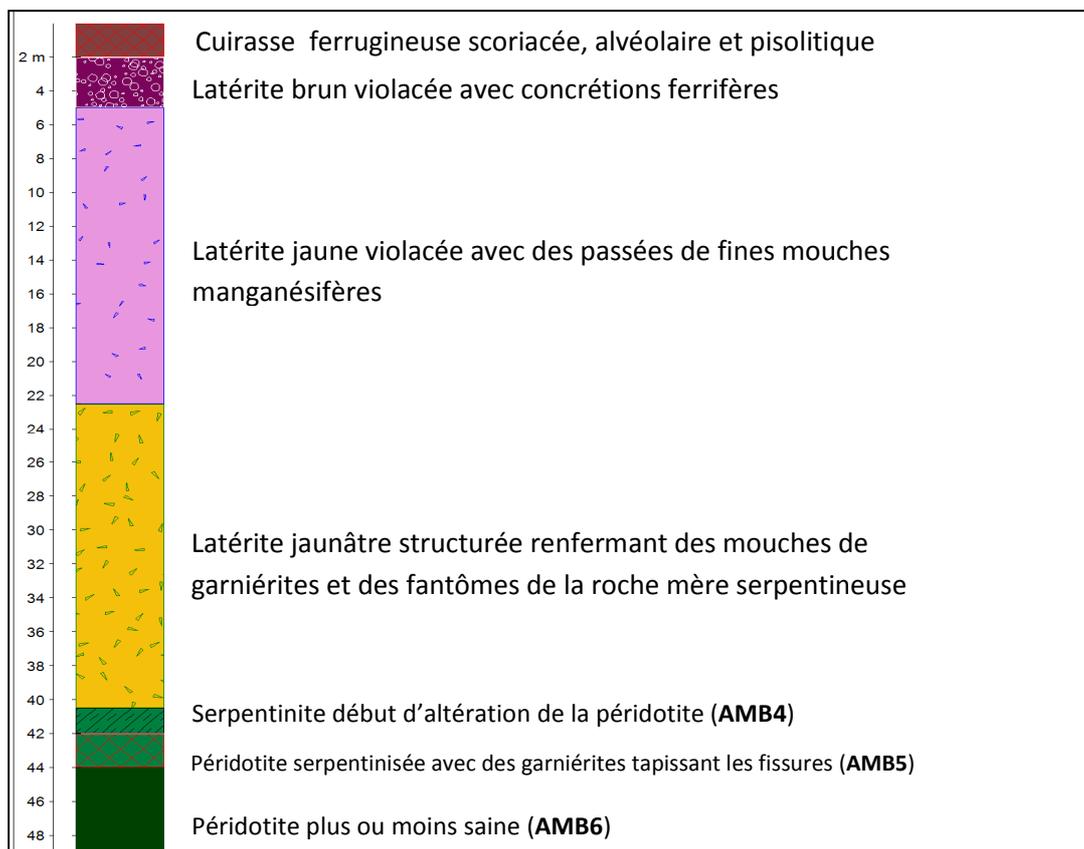


Figure 4 : Profil vertical du sondage S1 (Mandimbiharison, 2012)

4.2- Zone C

Ce profil, situé sur le flanc d'un versant à 970 mètres d'altitude, présente une épaisseur de l'ordre de 8 à 10 mètres où l'on peut distinguer d'après la figure 5 cinq horizons :

- au sommet se trouve une mince couche de sol développée sur la cuirasse ;
- vient ensuite une couche de cuirasse ferrugineuse de 1 à 2m d'épaisseur ;
- suivie de latérite brun violacée avec des veinules d'hématite de 2m d'épaisseur ;

- enfin la latérite brun jaunâtre avec des veinules d'hématite sur plus de 2 m d'épaisseur.

Des lames minces et des sections polies ont été taillées dans les échantillons à la base du profil S1 tels qu'AMB 4, AMB 5, AMB 6. Et pour les échantillons terreux (AMB 23, AMB 24, AMB 25) et les cuirasses ferrugineuses (AMB 11, AMB 26 du haut du profil Zone C) ils sont taillés en sections polies.

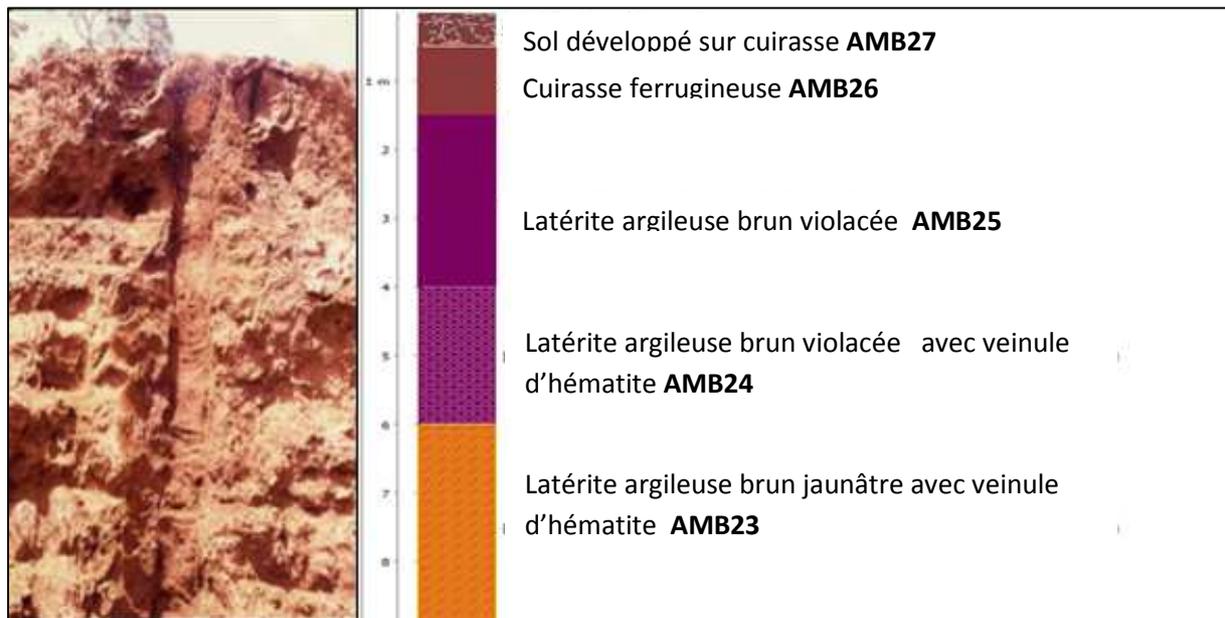


Figure 5 : Profil vertical de la « Zone C » (Mandimbiharison, 2012)

5. DESCRIPTION DES MINÉRAUX EN LUMIÈRE RÉFLÉCHIE

Les minéraux opaques ont été observés sur des sections polies en lumière réfléchie avec un microscope polarisant type « Olympus ». L'objectif x 10 est utilisé pour avoir une vue

d'ensemble de la section, mais pour les détails nous avons utilisé les objectifs x 40 ou x 50.

5.1- Section polie AMB 6 (péridotite serpentinisée)

Les noyaux d'olivine (gris clair), dont les bordures sont plus au moins corrodées,

sont isolés par de doubles cloisons serpentineuses (gris moyen) plus ou moins épaisses (Figure 6).

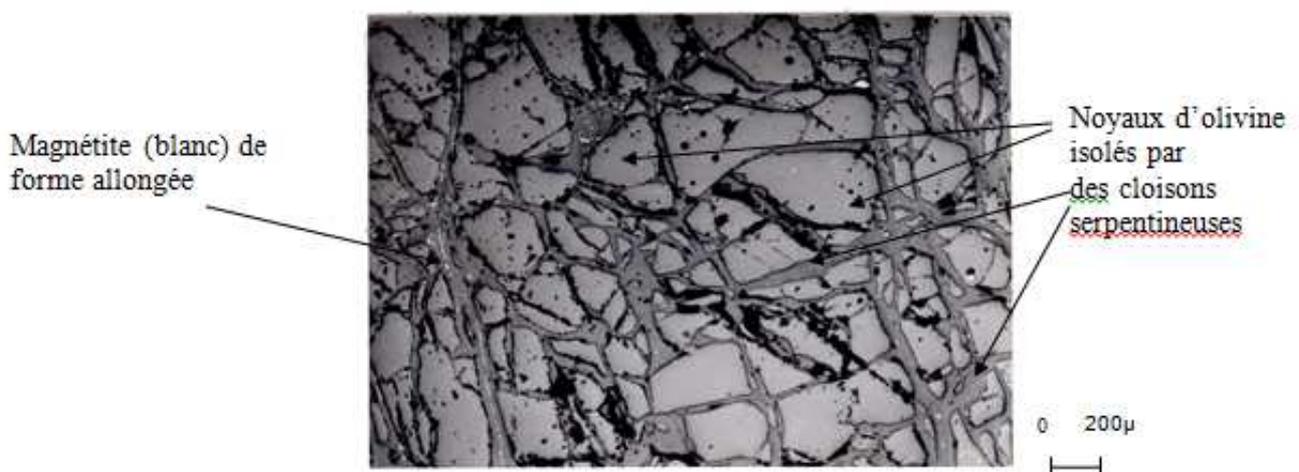


Figure 6: Vue d'ensemble des noyaux d'olivine légèrement corrodés en bordure mais isolés par des cloisons serpentineuses.

Dans le plan axial de ces cloisons serpentineuses est accumulée la magnétite

(blanc) sous forme de lignées (allongées) ou sous forme cubique (Figure 6).

Au sein de cette section polie, le degré d'altération ou de déformation des minéraux diffère d'un endroit à un autre. Là où il y a abondance de ces matières bruns jaunâtres (sombre), les bordures de

filonnets serpentineux sont assez corrodées et leurs épaisseurs ont tendance à s'amenuiser et que les grains de magnétite, rencontrés à l'état frais contour net et automorphe, commencent à être corrodés et dans certains cas, la magnétite est légèrement altérée en maghémite (Figure 7). Ces matières brunes et jaunâtres (sombres) sont des produits ferrugineux libérés lors de l'altération de l'olivine.

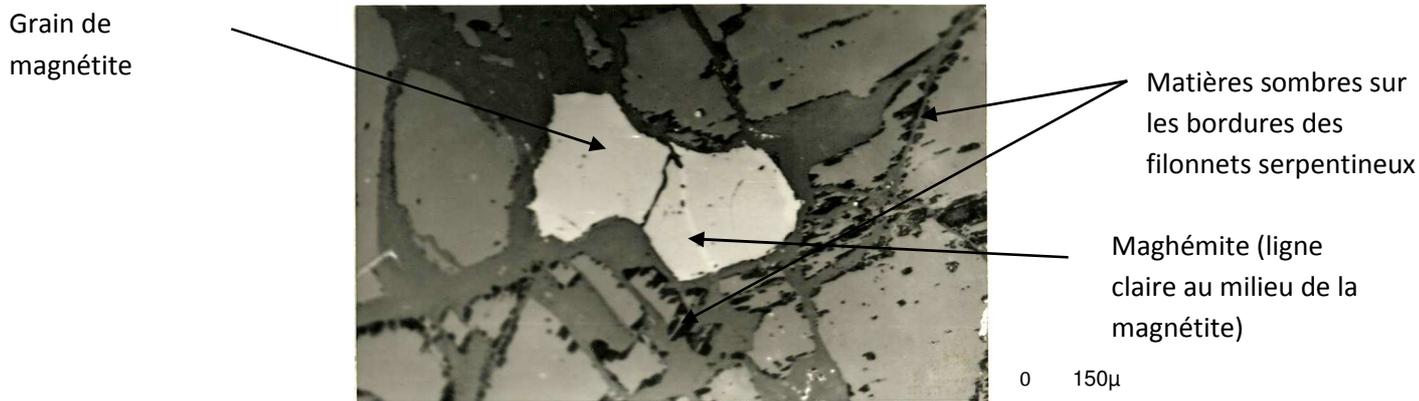


Figure 7 : Un grain de magnétite à contour net et filonnets serpentineux corrodés

Toujours dans le plan axial de ces cloisons serpentineuses, on observe des rares cristaux blancs constitués d'hématite qui proviennent d'une phase de remplacement

de la magnétite en hématite (phénomène de martitisation) et au fort grossissement x 50 de cristaux de pyrite placés à côté de la magnétite (Figure 8).

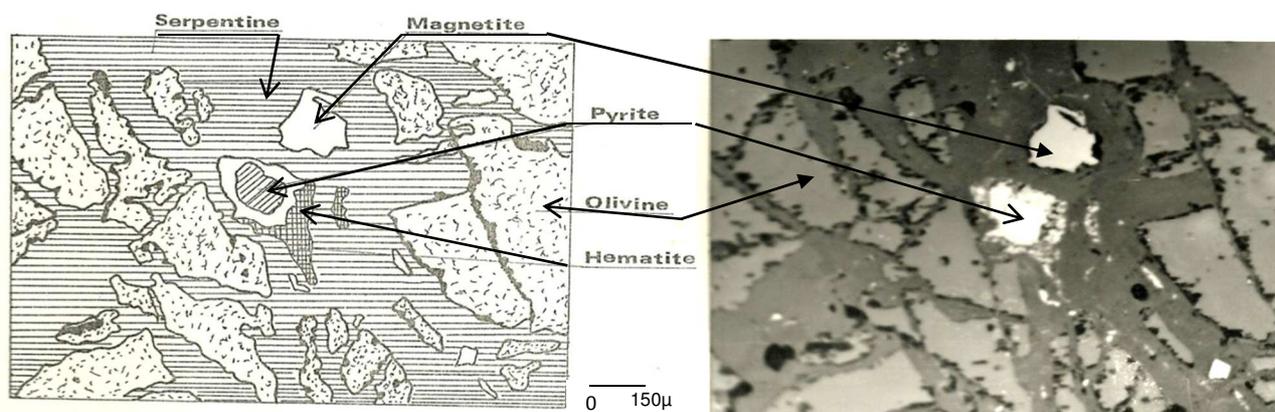


Figure 8 : Les cristaux d'hématite, magnétite et de pyrite au fort grossissement d'AMB6

5.2- Section polie AMB 5 (saproлите grossière)

Dans cette section, le réseau serpentineux est beaucoup moins marqué que dans AMB 6, mais les noyaux d'olivines possèdent des nombreux petits trous, à part les craquelures. Ce sont des trous de

dissolutions de l'olivine. Des petits granules de magnétites (blanc) abondent la plage, ils sont disséqués en bordure et ne sont plus automorphes. Leur dimension diminue par rapport à celle d'AMB 6 (Figure 9).

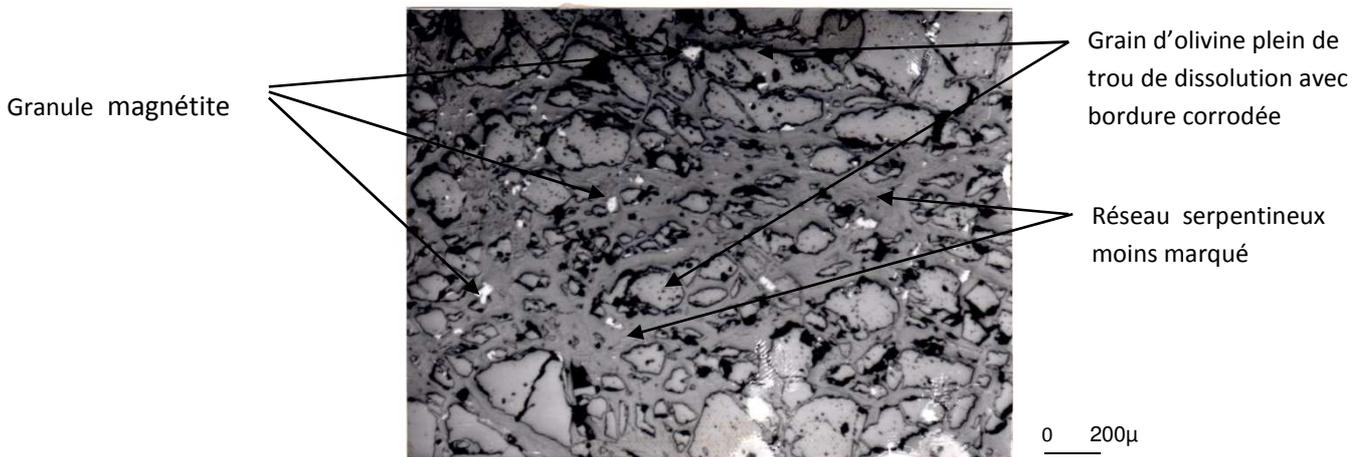


Figure 9: Stade avancé de l'altération de l'olivine

La figure 9 montre l'évolution de l'altération d'un grain d'olivine dont le produit final obtenu est la goéthite. Cette altération commence en bordure de grains d'olivine puis il y a épigénéisation

progressive de l'olivine par l'hydroxyde de fer (goéthite).

Mais de grains mixtes de magnétite - ilménite dont le contact est marqué par un cordon d'hercynite $Fe Al_2 O_4$ et des exsolutions d'ilménite dans la magnétite ont été observés dans cette figure 10.

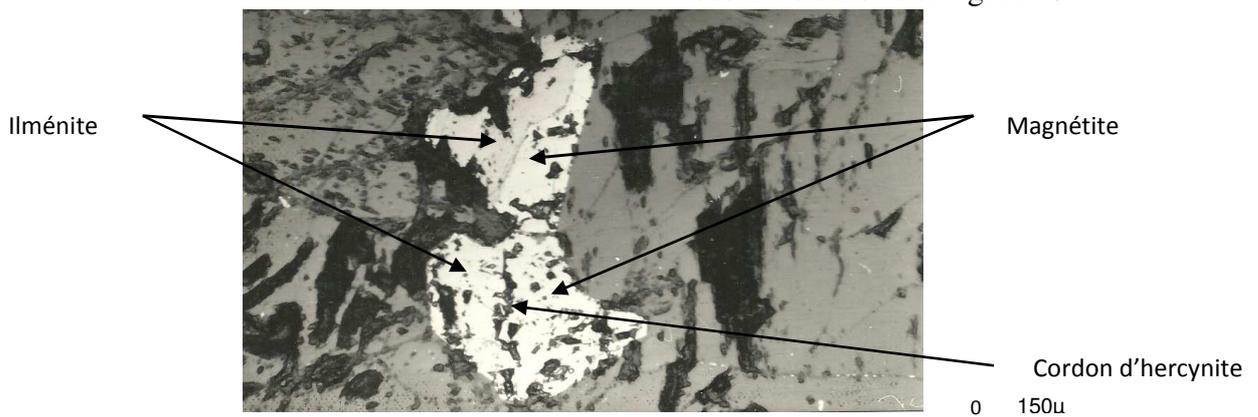


Figure 10 : Grain mixte de magnétite-ilménite

Dans l'ensemble, l'ilménite est encore à l'état frais et se présente sous forme de banquettes. De très rares exsolutions de spinelles dans la magnétite ont été aussi observées ainsi que des grains sulfurés polyphasés qui s'altèrent et évoluent vers la goéthite (Figure 11).

Quelques points verts de dimension 10μ à peu près ont été remarqués au sein des noyaux d'olivine, ceux-ci représentent des « mouches » de garniérite.

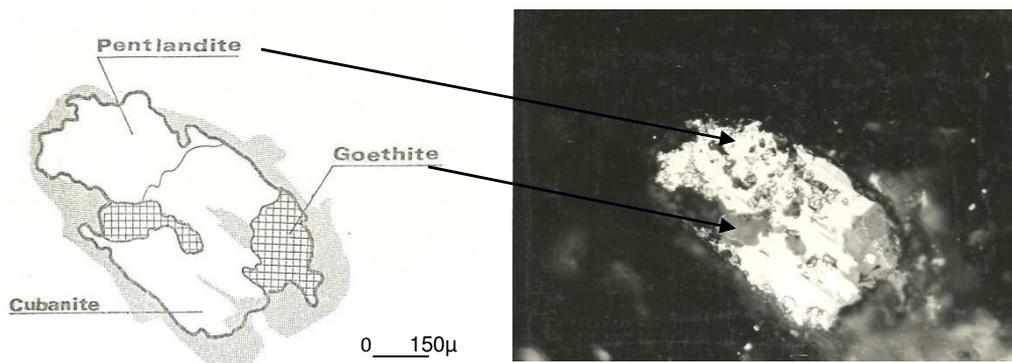


Figure 11 : Un grain sulfuré (pentlandite et cubanite) évoluant vers la goethite

5.3- Section polie AMB 4

Les granules de magnétite qui étaient automorphes subissent aussi la corrosion à leur bordure et parfois même craquelées. Quelques cas montrent une martitisation. A côté de ces minéraux : olivine, serpentine, magnétite, hématite et hydroxyde de fer, on

a observé surtout au fort grossissement, de grains sulfurés à pouvoir réflecteur élevé par rapport à la magnétite (figure 12). Ce sont : Pyrite, Pentlandite, Pyrrhotine. Ces grains de pentlandite sont disséminés dans les filonnets serpentineux.

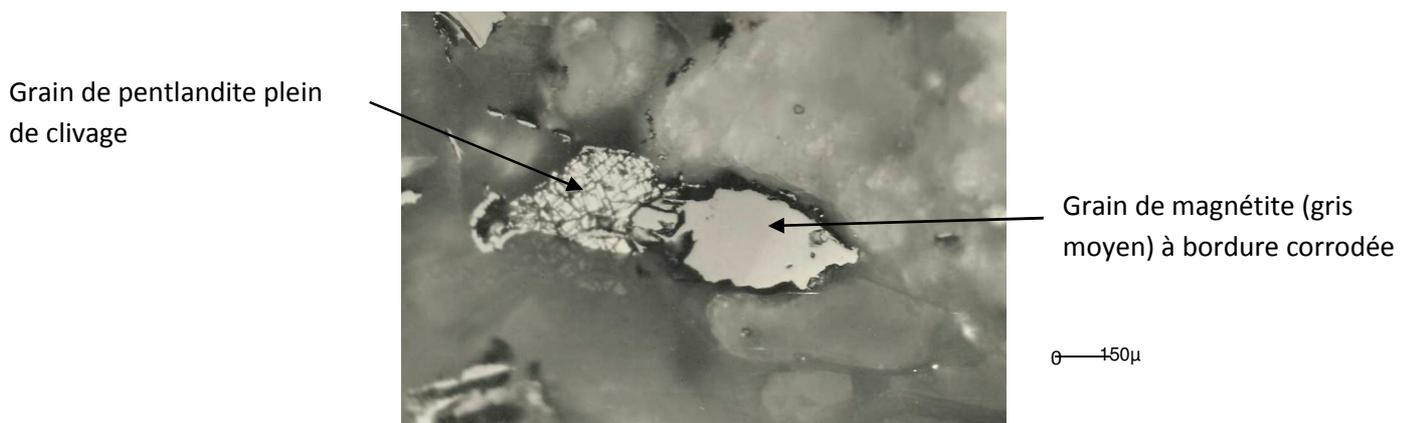
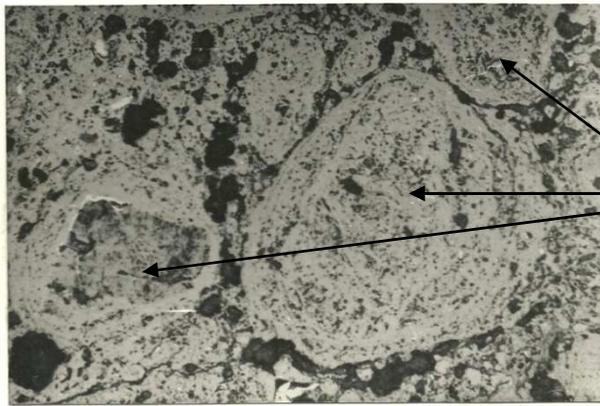


Figure 12: Association des grains d'oxyde de fer (magnétite) et de sulfure (pentlandite)

5.4- Section polie AMB 26 (cuirasse ferrugineuse)

Une vue d'ensemble permet de dire que la section est remplie de structures nodulaires qui sont essentiellement constituées de goethites (figure 13).

Des matières collomorphes sous forme de fibres constituent la partie extérieure de ces nodules et selon Besset (1978), ce sont des gels ferriques.



Structure nodulaire goethitique

0 150μ

Figure 13 : Cuirasse ferrugineuse sous forme

Le fort grossissement permet d'observer des cristaux d'ilménite au centre de ces nodules qui sont remplacés progressivement par de l'hématite qui forma alors des agrégats poreux, sa structure devient alors squelettique. La figure 14 montre les composants de la structure nodulaire.

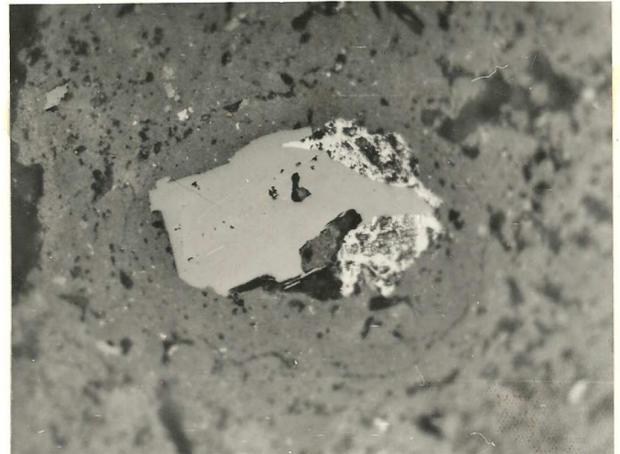
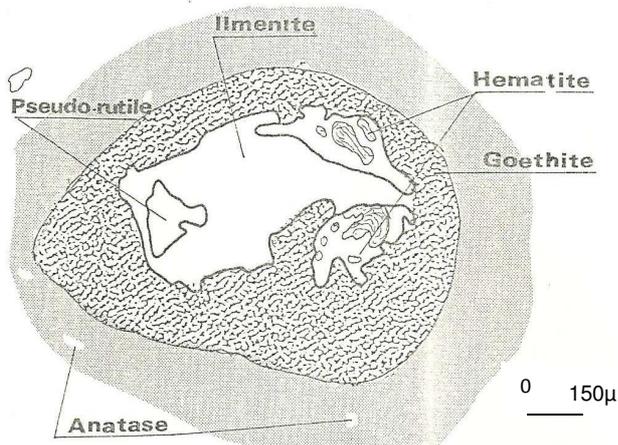


Figure 14 : Les différents composants de la structure nodulaire au fort grossissement : goëthite, hématite, magnétite, ilménite

En fait, dans cette section polie, c'est la goëthite qui prédomine ; la magnétite et l'hématite sont en voie de transformation ou déjà transformées en goëthite. Et à côté de ces évolutions magnétite – hématite –

goëthite, l'ilménite qui est pour la plupart encore intacte et présentant une structure plus ou moins automorphe dans l'ensemble, est aussi assez fréquente dans la section (figure 14).

5.5 - Section polie AMB 11 (cuirasse ferrugineuse)

L'ensemble de la plage de couleur grise est constitué de goëthite. On voit des structures concentriques qui indiquent une phase d'altération et dont le pourtour est constitué de fibres (gel ferrugineux). Des grains, souvent automorphes d'ilménite et encore à l'état frais, sont disséminés dans cette plage de goëthite.

La magnétite fraîche ne se rencontre pas dans la section, elle est déjà oxydée et se

transforme en hématite (martitisation) qui est aussi à l'état de transformation vers la goëthite. La figure 15 montre un fantôme de magnétite complètement altéré en hématite et qui donne une texture particulière appelée « martite ». Et dans le plan de clivage d'ilménite, on voit des grains d'hématite qui sont en voie de dégradation pour donner de la goëthite.

En fait au fort grossissement, on peut déterminer trois phases :

- la phase magnétite – hématite – goëthite (figure 15) ;
- la phase hémio – ilménite ;
- la phase ilménite – magnétite – maghémite.

On n'a pas remarqué la décomposition d'ilménite vers l'anatase.

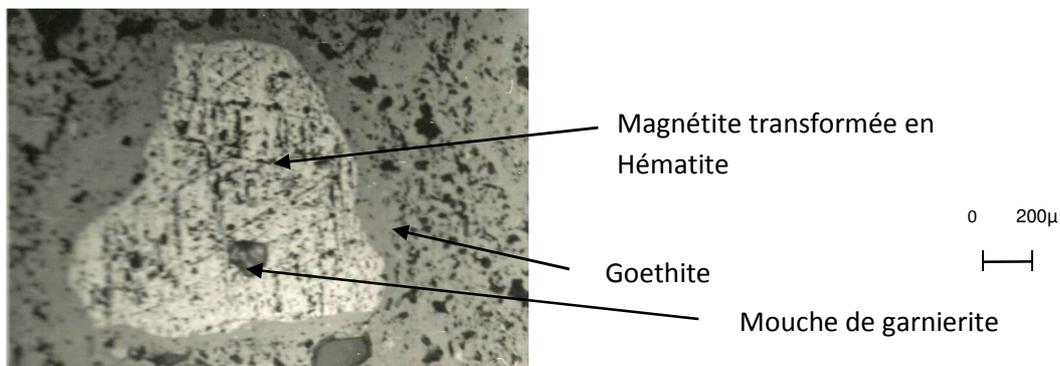


Figure 15 : Structure (111) résiduelle de magnétite transformée en hématite dans une plage de goëthite

5.6- Section polie AMB 25 – AMB 24 – AMB 23

Pour les échantillons terreux (latéritiques), des grains de dimensions variables et de formes différentes sont répartis dans une matrice résineuse. En général ces grains sont plus ou moins arrondis à contour régulier et fortement corrodés. L'ensemble de la plage est dominée par la goéthite caractérisée par des réflexions internes rouges très abondantes et dans certaine plage on peut distinguer de granules d'or (figure 16). Ces goéthites présentent de structures nodulaires souvent jointives (figure 13). Certains grains sont très dégradés et possèdent une structure

squelettique ou spongieuse car on y remarque beaucoup de trous, de pores et de nombreuses fibres fines. Quelques grains d'anatase de forme cubique peuvent se rencontrer dans cette structure vacuolaire (figure 17). Dans certains endroits, la réflexion interne est quelquefois jaunâtre. Ce qui indique une autre variété d'hydroxyde de fer, le « stilpnosidérite ». Quelques cristaux d'hématite sont observés dans cette masse de goéthite. Ils sont corrodés et subissent de « lessivage », de transformations, d'où leur structure vacuolaire ou spongieuse (figure 17).

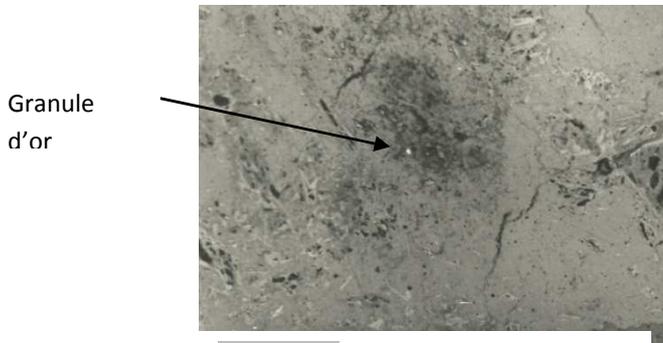


Figure 16 : Granule d'or (blanc) dans une matrice latéritique (goéthite)

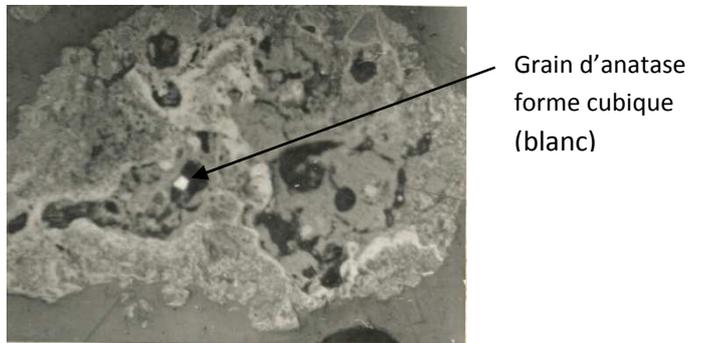


Figure 17: Structure spongieuse de goéthite

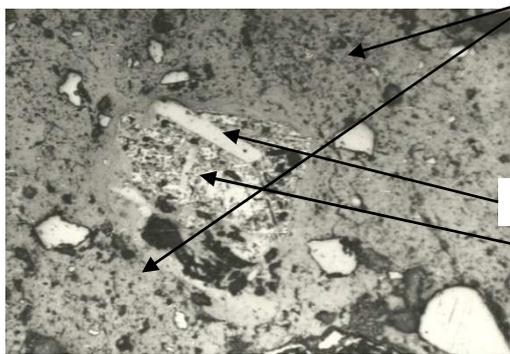


Figure 18 : Grain complexe à structure nodulaire

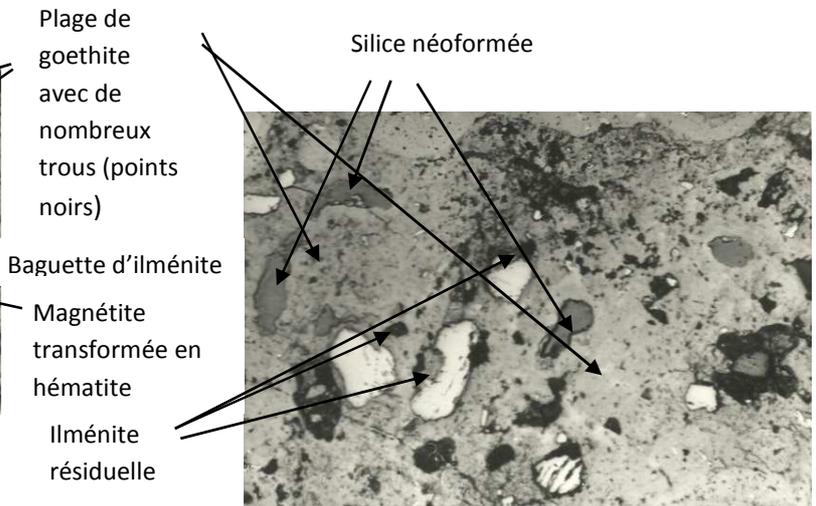
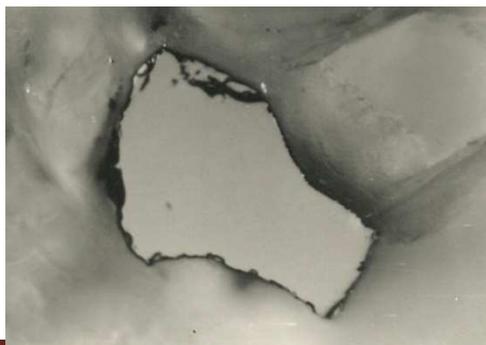


Figure 19 : Grains de silice et d'ilménite noyés dans la goéthite



0 200µ
Γ

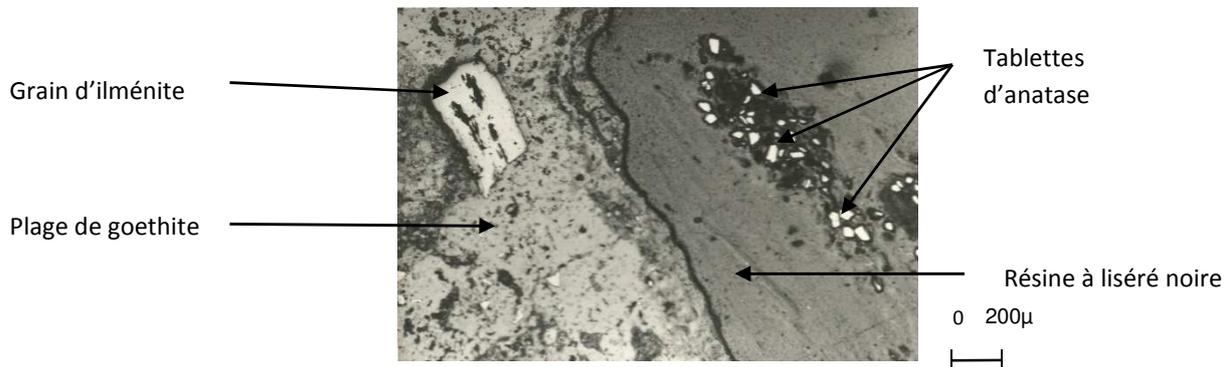


Figure 21 : Libération et reprise des anatases dans la résine lors du polissage

De structures résiduelles d'hématite qui nous montrent la phase de remplacement de l'hématite à la goëthite.

A l'intérieur de nombreux grains (goëthite) à contour plus ou moins régulier, on voit des nombreux filonnets gris qui sont en forme de fibres. Ce sont des produits amorphes colloïdaux présentant une alternance de filonnets bruns et de filonnets gris clairs. Des grains d'ilménite encore intacte sont observés dans certaines plages, mais dans la plupart des cas, ils présentent de craquelures et sont corrodés en bordure. La structure résiduelle d'ilménite transformée en hématite et l'existence de fantômes de magnétite,

reconnaissables même si c'est fortement dégradée et transformée en goëthite (figure 18,19).

Dans certaines fissures on rencontre de petits points verts de garniërite. Des cristaux d'anatase blanc en L.N. (figures 17,21), en forme de fer de lance ou cubique ont été observés, ainsi que des rares granules d'or et de grain de chromite (figures 16, 20) noyé dans une matrice latéritique (masse goëthitique). Dans la figure 21, le grain d'ilménite est quasi intact surtout la bordure mais les anatases sous forme cubique sont facilement libérées de la masse goëthitique par polissage.

6. DESCRIPTION DES MINÉRAUX EN LUMIÈRE TRANSMISE

L'observation des minéraux transparents a été faite sur les échantillons AMB 4, AMB 5 et AMB 6 qui sont constitués de

péridotites serpentinisées plus ou moins altérées. La détermination est faite avec un microscope polarisant « ZEISS ».

6.1- Echantillon AMB 6

L'observation au microscope nous montre essentiellement des cloisons serpentineuses, des noyaux d'olivine et des minéraux opaques (Figure 22).

Les minéraux serpentineux se présentent en fibres allongées d'apparence amorphe et sont de deux espèces : une espèce lamellaire longue et épaisse et une espèce de fibres

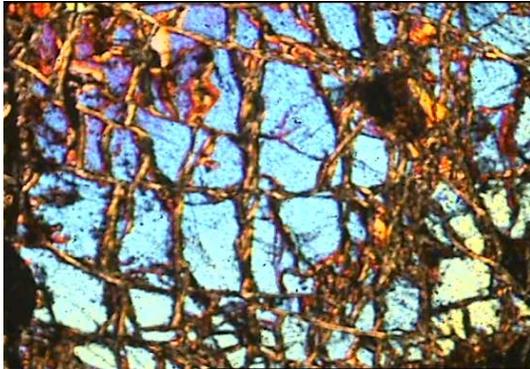
perpendiculaires à la première. Ces fibres de serpentine en elles – mêmes sont représentées par des alternances de fibres de couleurs brunâtre et jaunâtre.

Et en général les bordures de ces minéraux fibreux sont brunâtres.

Au fort grossissement les craquelures au sein des grains d'olivine sont constituées

essentiellement des fibres brunâtres correspondant aux oxyhydroxydes ferriques amorphes.

Et à l'intérieur des minéraux fibreux serpentineux se trouvent des lignées de minéraux opaques sous forme allongée et



Cette lame mince et surtout caractérisée par l'abondance des trous de dissolution de l'olivine (figure 23). L'épaisseur des minéraux serpentineux fibreux est très réduite et ces minéraux sont fortement

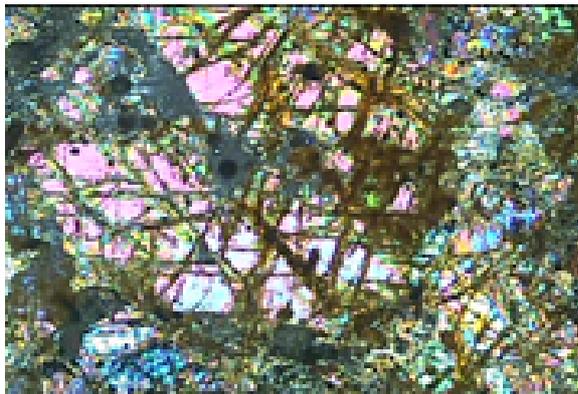


Figure 23 : Fibres serpentineux en réseau maillé perpendiculaire

L'altération de l'olivine se manifeste par la corrosion en bordure de grain (Figure 24).

- le pyroxène facilement distingué de l'olivine par sa couleur brun foncé à brun clair (L.N) et surtout par son clivage et son extinction droite. C'est de l'Enstatite.
- l'amphibole très remarqué avec son clivage

quelquefois ces cristaux opaques sont automorphes.

0 200μ



Figure 22 : Noyaux d'olivines entourés par des cloisons serpentineuses

colorés en brun et en général ils forment de « réseau maillé perpendiculaire » (figure 23). Même les olivines à structure grenue ont des teintes brunâtres dans certains endroits de la lame.

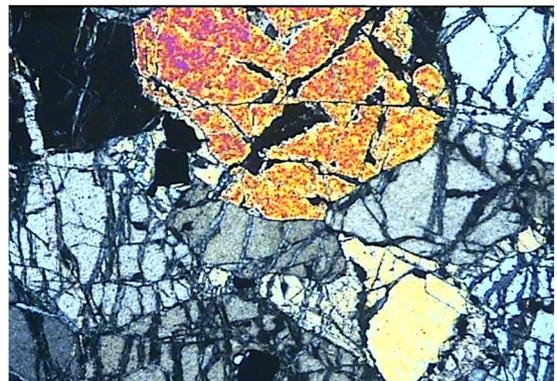


Figure 24 : Grain d'olivine à bordure corrodée

A part de ces grains d'olivine et ces cloisons serpentineuses on rencontre aussi dans cette lame d'autres minéraux tels que :

losangique et par sa couleur jaune un peu brunâtre (LN).

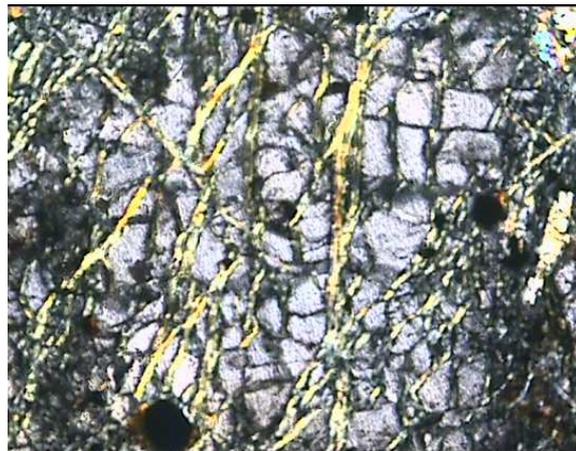
Ces minéraux sont parfois recoupés par des fibres serpentineuses, et dans le plan de ses clivages on observe des teintes brunâtres.

6.3- Echantillon AMB 4

L'épaisseur des fibres serpentineuses est réduite par rapport à celle de AMB 6 mais elles sont beaucoup plus abondantes et que leurs bordures sont fortement corrodés dans la plupart des cas.

Les contours des olivines sont dans la plupart de cas fortement dégradés et corrodés (Figure 25) en abandonnant un résidu d'hydroxydes de fer qui envahit progressivement le plan de clivage des olivines, c'est le début de l'altération. Petit à petit ces hydroxydes de fer remplacent l'olivine qui finit par disparaître et laisser la place aux hydroxydes de fer partiellement

cristallisés en goethites. Les réseaux serpentineux sont à leur tour altérés d'abord leurs axes ou leurs clivages sont envahis par des produits ferrugineux qui rendent les fibres serpentineuses rougeâtres. Puis les filonnets serpentineux deviennent nettement dégradés en abandonnant des oxyhydroxydes ferrugineux d'abord amorphes et qui cristallisent progressivement en goethite qui est la phase ultime de l'évolution de l'altération de roche péridotite serpentinisée.



0 200μ



Figure 25 : Stade avancé de l'altération

7.- DISCUSSIONS

L'observation au microscope optique (en lumière réfléchié surtout) nous a permis de suivre les transformations successives des minéraux silicatés primaires qui sont due à l'altération hydrothermale et superficielle.

Comme la roche mère est une péridotite serpentinisée (Dunite serpentinisée), nous allons suivre l'évolution de l'olivine, des minéraux serpentineux et aussi, des oxydes de fer et de titane.

L'olivine est le plus souvent, partiellement et parfois totalement, transformé en serpentine. Cette transformation qui a lieu en profondeur est connue sous le nom de transformation *hypogène*, elle est due à l'altération hydrothermale.

Au début les cristaux de l'olivine sont de tailles très variable et plus ou moins

automorphes avec des craquelures et séparés par des cloisons serpentineuses.

Puis l'olivine commence à être altérée. Cette altération se manifeste par la corrosion de la périphérie qui laisse parfois des vides qui sont envahis par des produits ferrugineux brunâtres. Ces substances ferrugineuses s'accumulent dans les facteurs qui pénètrent les minéraux, entraînant ainsi la fragmentation des noyaux d'olivine en petits nodules résiduels noyés dans une masse fortement colorée par des hydroxydes de fer. Suivant Trescasses (1975), Besset, (1978); Pelletier (1983); l'olivine est pseudomorphosé en oxyhydroxydes ferriques. Tandis que les cristaux d'olivine disparaissent partiellement ou totalement, les cloisons serpentineuses commencent à s'altérer. Du matériel ferrugineux issu

d'hydrolyse des cristaux d'olivine, vient pigmenter d'abord les contours de ces cloisons serpentineuses, puis les plans de clivages.

Le réseau serpentineux se teinte de plus en plus, on assiste donc à un remplacement progressif du réseau par du matériel ferrugineux. C'est dans l'horizon supérieur « saprolite fine » que la serpentine achève sa disparition mais son fantôme ferrugineux subsiste et évolue progressivement vers la goëthite.

La magnétite qui se trouve dans le plan axial du réseau serpentineux subit aussi une transformation dite « martitisation ». L'hématite dans le dernier stade d'altération s'est évolué en goëthite. On remarque aussi l'apparition de quartz néoformé. L'ilménite est parfois intacte au cours de l'altération sauf que leur bordure est corrodée et elle s'évolue aussi vers l'anatase. Cette évolution se passe dans la partie supérieure de profil. Nos observations sont conformes à celles des autres auteurs (Pelletier, 1983 ; Trescasses, 1979 ; Nahon, 1979 ; Yongue R. et al , 1998).

Vient ensuite la serpentine qui subsiste assez longtemps dans les saprolites et permettant ainsi à la préservation de la structure originelle des péridotites. Sa destruction progressive évolue vers la goëthite (oxyhydroxyde ferrique).

Donc on peut se résumer schématiquement l'évolution de l'altération de la « dunité serpentinisée » comme suit:

- olivine + serpentine ;
- olivine + serpentine+ minéral phylliteux (type nontronite) + gels silico-ferriques ;serpentine + gels ferriques ;
- oxyhydroxydes ferriques.

A partir des observations microscopiques, nous pouvons l'évolution et la progression de l'altération de la roche-mère« dunité serpentinisée ». La figure 26 suivante illustre cette évolution.

En bref, l'olivine est le premier minéral touché par l'altération et les produits finaux de son altération *supergène* sont essentiellement des oxyhydroxydes ferriques.

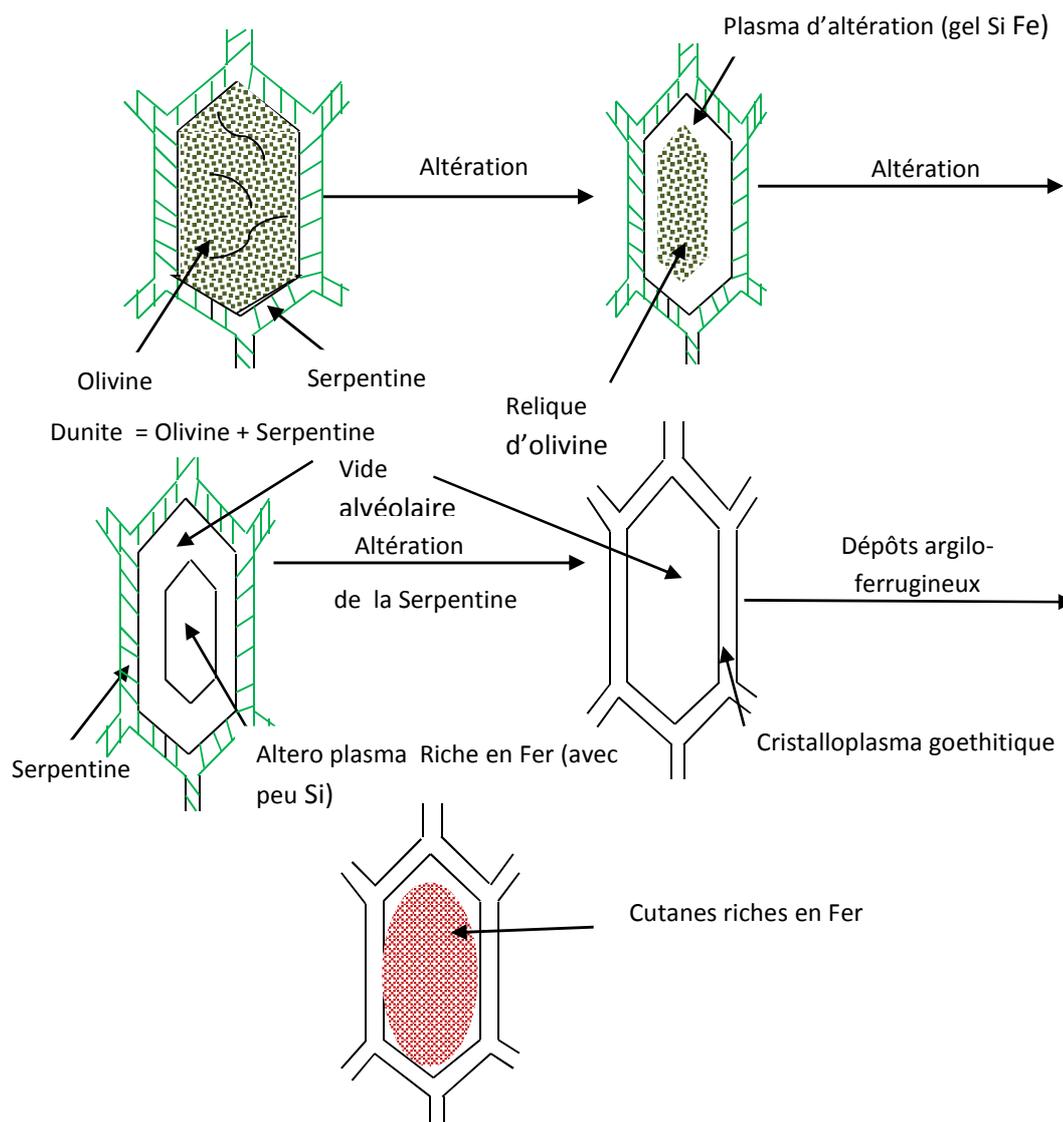


Figure 26 : Modèle d'évolution de l'olivine et des cloisons serpentineuses de la roche-mère « Dunite serpentinisée » (Mandimbiharison, 2012)

8. CONCLUSION

Dans la région d'Ambatovy, la roche ultrabasique, la Dunite, subit d'abord une profonde altération hydrothermale (serpentinisation hypogène) puis survient l'altération météorique qui a modifié progressivement la structure originelle et ne laissant à la fin qu'un résidu goethitique. Les altérations hypogène et supergène ont conduit au développement d'un gisement latéritique nickelifère et cobaltifère contenant cinq niveaux du haut en bas : Cuirasse Ferrugineuse (V), Latérite Rouge (IV), Latérite Jaune (III), Saprolite grossière (II) et Roche mère (I).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Avias J., 1978, L'évolution des idées et des connaissances sur la genèse et sur la nature des minerais de Ni en particulier latéritiques, de leur découverte à nos jours. Bulletin Bureau de Recherches Géologique et Minière, Section II, 3 p 165 – 172.
- [2] Besset F., COUDRAY J., 1978, Le comportement du nickel dans les processus d'altération latéritique des péridotites de Nouvelle Calédonie. Bull. B.R.G.M. Section II, N° 3, 1978, p 207 – 223.
- [3] Besset F., 1978, Localisation et répartition successives du nickel au cours de l'altération latéritique des péridotites de Nouvelle Calédonie. Mémoire C.E.R.G.E. Montpellier Tome XV.
- [4] Delbos L., Rantoanina M., 1961, Les gisements fer-nickel des environs de Moramanga T.B.G. N° 106. (Service Géologique de Madagascar)
- [5] Mandimbiharison A. J., 2007, Rapport de stage sur la télédétection et traitement des données géologiques. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique. Inédit.
- [7] Mandimbiharison A. J. et al 2012, Evolution minéralogique et géochimique du profil latéritique nickélifère d'Ambatovy. Madamines, ISSN 2220-0681, vol. 4, 2012.
- [8] Nahon D., 1979, Cuirasses siliceuses ou silcrètes nickélifères dans les profils d'altération des roches ultrabasiqes de Côte d'Ivoire. Sci. Géol. Bull. 32, p 198-197.
- [9] Pelletier B., 1983, Localisation du nickel dans les minerais « garniéritiques » de Nouvelle Calédonie. Sciences Géol., Mém. 73, p 173-183.
- [10] PGRM (Roig J. Y. et al.) 2012, Nouvelles cartes géologiques et métallogéniques de Madagascar à l'échelle du millionième. Symposium International sur la Géologie de la République de Madagascar, 28-29 juin 2012, Antananarivo
- [11] Trescasses J. J., 1975, L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. Formations des gisements nickélifères de Nouvelle Calédonie. Mémoire O.R.S.T.O.M. 78, (1975) 259p.
- [12] Trescasses J. J., 1979, Remplacement progressif des silicates par les hydroxydes de fer et nickel dans les profils d'altération tropicale de roches ultrabasiqes. Accumulation résiduelle et épigénie. Sci. Géol., Bull. 32, 4, p 181-188
- [13] Yongue F. R. et al., 1998, Séquence d'altération des roches ultrabasiqes dans la région de Lomé, Sud-Est du Cameroun, Ann. Fac. Sci. Univ Yaoundé, série Sc Nat et Vie Vol 34, N° 01 pp 1-17.
- [14] Zeissink H. E., 1969, The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile (Greenvale, Queensland, Australia). Mineral. Deposita (Berl.) 4, p 132-152.