



Analyses pétrographique et géochimique des itabirites des Monts Zatusa dans la Province de Haut-Uélé en République Démocratique du Congo

Levesque Makuku Mbo^{1,3*}, Valentin Kanda Nkula^{2,3}, Albert Ongendangenda Tienge²

⁽¹⁾Université de Kinshasa. Faculté de Pétrole, Gaz et Energies Renouvelables. Département d'Exploration-Production pétrolière. BP 190 Kinshasa XI (RDC). E-mail : levesquemakuku@gmail.com

⁽²⁾Université de Kinshasa. Faculté des Sciences et Technologies. Département des Géosciences. B.P 190 Kinshasa (RDC).

⁽³⁾Centre de Recherches Géologiques et Minières (CRGM). 44, avenue de la Démocratie, Commune de la Gombe, Kinshasa (RDC)

Reçu le 12 février 2024, accepté le 11 juin 2024, publié en ligne le 29 juin 2024

DOI : <https://dx.doi.org/10.4314/rafea.v7i2.7>

RESUME

Description du sujet. La partie Nord-Est de la République Démocratique du Congo (RDC) est une zone géologique très remarquable par la présence du fer. Ce dernier est contenu dans les itabirites, lesquels contiennent des volumes importants des minerais de fer dont les détails géologiques ne sont pas connus pour son exploitation.

Objectif. L'étude vise à analyser la composition minéralogique des minerais de fer, ses différentes paragenèses et éventuellement les transformations que subissent les itabirites en minerais de fer.

Méthodes. Les travaux de terrain ont été réalisés à travers lesquels quatre (4) échantillons de sondage ont été sélectionnés aux fins des analyses pétrographiques à l'aide des microscopes optique et électronique à balayage et des analyses géochimiques à fluorescence X de l'ensemble de la colonne de ces quatre (4) sondages.

Résultats. Ces études ont montré que pour les itabirites, la magnétite était non seulement le plus abondant mais également oxydée en martite (hématite), de texture en treillis à certaines étapes du dépôt. Pour les itabirites dont le quartz a été largement lessivé et enrichi en fer, la teneur en fer varie entre 57 à 69 % tandis que pour les itabirites non transformées, cette teneur ne dépasse pas 50 %.

Conclusion. Les minerais de fer des Monts Zatusa sont riches en majorité avec moins d'éléments délétères lesquels, sont considérés nuisibles dans la chaîne de traitement métallurgique du fer à ses différents alliages. Ces minéraux sont constitués de gibbsite, de kaolinite, de variscite et de strengite.

Mots-clés : Minerais de fer, roches vertes, hématite, Martite, RDC.

ABSTRACT

Petrographic and geochemical analyzes of itabirites from the Zatusa Mountains in the Haut-Uélé Province in the Democratic Republic of Congo

Description of the subject. The north-eastern part of the Democratic Republic of Congo (DRC) is a geological zone that is remarkable for the presence of iron. Iron is contained in BIFs, which contain large volumes of iron ore on which, the geological details are not known for mining purposes.

Objective. The aim of the study is to analyse the mineralogical composition of iron ores, their various parageneses and any transformations that itabirites undergo to form iron ores.

Methods. Four (4) borehole samples were selected for petrographic analysis using optical and scanning electron microscopes and X-ray fluorescence geochemical analysis of the entire column from these 4 boreholes.

Results. These studies showed that for BIFs, magnetite was not only the most abundant but was also oxidised to martite (hematite), with a lattice texture at certain stages of deposition. For BIFs in which the quartz has been largely leached and enriched in iron, the iron content varies between 57 and 69%, whereas for unprocessed BIFs this content does not exceed 50%.

Conclusion. Iron ores from the Zatusa Mountains are rich in the majority with fewer deleterious elements, which are considered harmful in the metallurgical processing chain from iron to its various alloys. These minerals consist of gibbsite, kaolinite, variscite and strengite.

Keywords: Iron ore, Greenstone, hematite, martite, DRC.

1. INTRODUCTION

La partie Nord-Est (NE) de la République Démocratique du Congo (RDC) possède d'immenses ressources en fer pouvant avoisiner des dizaines voire des centaines de milliards de tonnes capables de démarrer sa politique d'industrialisation et fournir des matériaux à base de fer et alliages nécessaires pour les besoins de l'Afrique centrale, potentiel marché pour la construction des routes et les ouvrages de génie civil.

Ces ressources sont essentiellement liées aux formations itabiriques contenues dans la ceinture des roches vertes de la partie NE de la RDC à l'occurrence celles de Ngayu, Zani, Kilo, Moto, Mambasa, Panga, Tele et Isiro qui constituent les séries kibaldiennes encaissées dans la plupart des massifs granitiques de « Upper Congo Granites Complex ». Ces séries kibaldiennes sont divisées en Kibalien inférieur et Kibalien supérieur. Kibalien inférieur est constitué des séries métamorphiques de degré élevé, des roches volcaniques de type basaltiques et les intrusions de tonalites (>2.8 Ga) avec une pauvreté en itabirites et métasédiments (Lavreau, 1984). Kibalien supérieur est dominé par les métasédiments, des grands volumes d'itabirites, rares roches volcaniques et est intrudé des roches granitiques (>2.45 Ga) (Lavreau & Ledent, 1975 ; Lavreau, 1980). Les principales accumulations de ces itabirites forment des surfaces à topographie élevée et très remarquables dans la région, à savoir : les Monts Tina, Maic, Asonga, Zatua, ...

Cette publication s'attelle à étudier les itabirites des Monts Zatus caractérisées par un plateau relativement moins étendu et présentant des altitudes variant entre 500 et 1089 m. Des chaînes, des collines intermittentes peuvent s'élever jusqu'à 300 m au-dessus du plateau environnant. La zone cible comprend une série de collines de direction Nord-Ouest- Sud-Est dans laquelle se trouvent les Monts Zatus avec une altitude maximale de 1300 m. Au Sud-Est, la zone est bordée par la Vallée occidentale du Rift, incluant les lacs Albert et Edouard, séparés par le massif de Ruwenzori (5119 m).

Le Nord-Est de la RDC occupe aussi bien la partie NE du Bassin du Congo que les parties élevées qui constituent les limites ouest du Bassin de graben (Rift). Cette région essentiellement constituée des boucliers archéens, est recouverte par une série des formations Néoprotérozoïques et phanérozoïques lesquelles sont affectées par le contrecoup des récents évènements tectoniques d'âge Cénozoïque à l'origine du rift Est-africain.

L'étude vise à analyser la composition minéralogique des minerais de fer, ses différentes

paragenèses et éventuellement les transformations que subissent les itabirites en minerais de fer.

Cette étude présente des atouts aussi bien scientifiques qu'industriel par le fait qu'elle permet de caractériser les minerais de fer des Monts Zatus en fournissant sa teneur du fer et ses associations minérales, la qualité du minerais de fer à exploiter à l'industrie en énumérant les éléments délétères, nuisibles dans la fabrication de l'acier comme produit fini et la poursuite de la recherche des gisements des minerais de fer avoisinant Monts Zatus à l'instar des Monts Asonga, Mbomo, Tina et Moto dans la même Province, lesquels sont non encore bien étudiés.

2. MATERIEL ET METHODES

2.1. Zone d'étude

Les Monts Zatus qui font l'objet de cette publication sont situés entre le Degré Carré de Bafwasende dans sa partie Nord et celui de Isiro (Paulis) dans sa partie Sud, et se situent entre 27°31'48'' et 27°40'48'' de longitude Est et entre 1°55'48'' et 2°01'48'' de latitude Nord. Ils sont localisés dans le Territoire de Wamba, Province de Haut-Uélé en République Démocratique du Congo, à environ 315 km à vol d'oiseau de la ville de Kisangani (Figure 1).

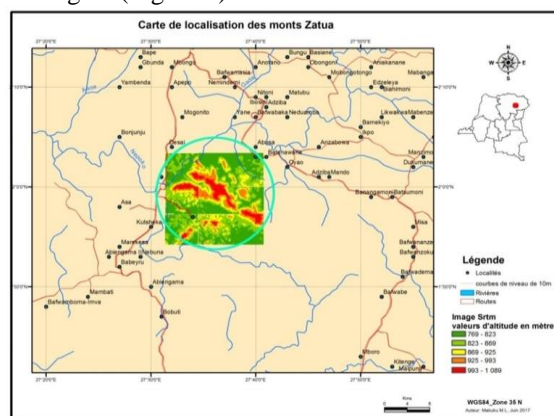


Figure 1. Carte de localisation de la zone d'étude

2.2. Contexte géologique

La partie NE de la RDC est occupée en large partie par les formations d'âge Archéen d'une superficie d'environ 500 000 km², s'étendant du Nord de la RDC vers l'Est de l'Afrique, dont l'Ouganda, Sud du Kenya et le Nord de la Tanzanie (Cahen and Snelling, 1966; Link *et al.*, 2010 ; de Wit and Linol, 2015) formant un bloc unique avant leur séparation par la chaîne Ruwenzorienne (2Ga) et le remplissage des bassins de rifts (Borg and Shackleton, 1997 ; Lavreau, 1982b).

Ces formations archéennes sont constituées de 80 à 90 % des roches plutoniques et de 10 à 20 % des

roches volcano-sédimentaires, principalement métamorphosées dans des conditions de faciès greenschiste, et forment des ceintures et des blocs isolés abritant d'importants gisements d'or dont les détails sont fournis en RDC par Woodtli (1961), Cahen et Snelling (1966), Lavreau (1973 et 1984), Cahen *et al.* (1984), Allibone *et al.*, (2020) ; en Tanzanie par Manyà *et al.* (2006), Chamberlain (2007), Kabete *et al.* (2012a, b), Sanislav *et al.* (2014, 2015, 2017) ; et en Ouganda par Nyachenko et Hagemann (2014), Westerhoff *et al.* (2014).

Ce sont les formations du Complexe de Garamba, du Complexe amphibolitique et gneissique de Bomu datées de 3.4–3.7 Ga (Cahen *et al.*, 1984), du Complexe amphibolitique du West Nilien datées de 3200 Ma - 2728 Ma (Allibone, 2020), les massifs granitiques des formations du Haut-Zaïre « Upper Congo Granites Massifs » couvrant une large partie au centre de la zone, constituées des roches magmatiques, orthogneissiques et diverses intrusions magmatiques, dans lesquelles se trouvent associées également les formations de la ceinture des roches vertes kibalienes où appartiennent les itabirites des Monts Zatus, et lesquelles forment le noyau des larges unités archéennes dans la région (Lavreau, 1982b ; Cahen and Snelling, 1966 ; BRGM, 1982 ; Cahen *et al.*, 1984 ; Bird, 2016 ; Allibone, 2020).

Les itabirites sont les formations les plus remarquables de la région et occupent des étendues aussi vastes par rapport à d'autres formations géologiques. Leur présence est clairement montrée sur la carte représentée dans la figure 2. Ces itabirites sont considérées comme des véritables marqueurs qui définissent les différentes entités structurales de la région. Dans certains endroits, ces formations peuvent avoir des épaisseurs importantes allant jusqu'à 200 m parfois en association avec certaines déformations (plis, failles, laminations) et forment des reliefs relativement élevés. Les itabirites sont retrouvées par endroit intercalées au toit par les roches schisteuses et au mur par les basaltes (Makuku, 2018).

Les datations radiométriques publiées pour les roches du Nord-Est de la RDC se limitent à huit âges Rb-Sr, dont beaucoup présentent une incertitude de 100 à 200 m.a. ou plus (Cahen *et al.*, 1984 ; Poidevin, 1985) et deux âges U-Pb au zircon (Mantari *et al.*, 2013 ; deWit et Linol, 2015), du gneiss composite archéen-néoprotérozoïque du Nil occidental au Nord-Est de la ceinture de Moto et de Kibali.

Les études entreprises par Randgold ont permis de définir trois suites de granitoïdes néoarchéens à composition chimique distincte dans la partie Nord-Est de la RDC à savoir : (1) des tonalites, des trondhjémites et des granodiorites riches en Ca et

en Na avec des rapports Sr/Y élevés ; (2) des granodiorites et des granites moins sodiques et plus potassiques avec des rapports Sr/Y faibles ; et (3) des monzodiorites, des tonalites, des granodiorites et des granites à quartz riches en Fe, Zr, Y et Nb avec des rapports Sr/Y à la fois faibles et élevés (Turnbull *et al.*, 2017 ; Allibone *et al.*, 2020). Les deux premières suites de granitoïdes sont similaires aux granitoïdes à teneur élevée et faible en Ca de nombreux terrains néoarchéens (Champion et Sheraton, 1997), tandis que la troisième suite est similaire aux éléments au craton oriental de Yilgarn (Australie occidentale) (Czarnota *et al.*, 2010).

Toutes ces formations sont recouvertes par des formations d'âge Protérozoïque supérieur (Lindien), des formations Mésozoïques et des formations du Rift Ouest-africain d'âge Cénozoïque.

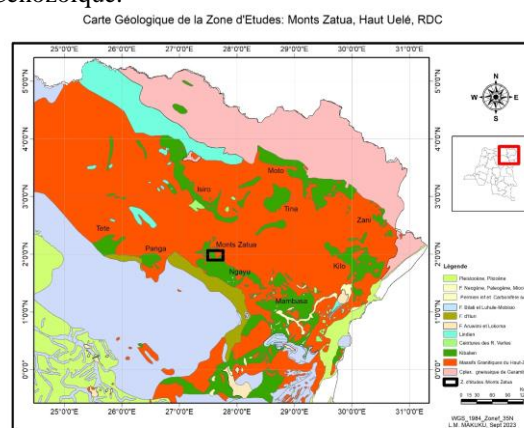


Figure 2. Carte géologique montrant les différentes ceintures des roches vertes dans lesquelles se trouvent encaissées les itabirites des monts Zatus.

2.3. Approche méthodologique

Cette publication, est une combinaison d'une série d'études basées sur les observations minutieuses in situ, partant des multiples travaux in situ de cartographie des affleurements, des travaux de forage, de l'analyse géochimique au laboratoire et de l'étude métallogénique à partir des résultats aussi bien de terrain que de laboratoire obtenu.

Etape de terrain

Les travaux de sondage ont permis la collecte des nombreux échantillons lesquels, ont été sélectionnés et soumis aux analyses pétrographiques, analyses par fluorescence X (XRF), analyses thermogravimétriques (LOI) et analyses de spectroscopie de masse à plasma et à couplage inductif (ICP-MS).

Les travaux ont consisté en l'identification des zones d'affleurements des itabirites, de minerais de fer (parties enrichies) et leurs encaissants à partir des données magnétométriques aéroportées

acquises et interprétées par la société Rio Tinto qui jadis œuvrait dans cette contrée, aux travaux de levé géologique des sites concernés, à la collecte des échantillons sur terrain et la cartographie des zones d’affleurement.

Ces données ont permis de confirmer les zones à itabirites riches (% de fer \geq 50), itabirites pauvres (% de fer $<$ 50) et le minerais de fer (% de fer \geq 60), sans oublier l’encaissant pauvre (% de fer $<$ 40). Plusieurs échantillons ont été collectés dans ces sites et quelques-uns ont été sélectionnés pour des fins d’analyses géochimiques au laboratoire.

Etape de Laboratoire

Les échantillons sélectionnés ont servi à deux types d’analyses, à savoir : (i) les analyses géochimiques, à l’aide d’un spectrophotomètre à fluorescence X (XRF) pour la détermination des éléments majeurs

et mineurs ; (ii) les analyses thermogravimétrique, en vue d’apprécier le taux d’hydratation (la perte au feu) des échantillons des formations itabiriques et le minerais de fer. Il convient de signaler que les analyses géochimiques ont concerné les vingt-six éléments. Cependant, seuls les éléments dont la teneur était différente de zéro (jusqu’à 1 ppm) ont été pris en compte pour l’ensemble des échantillons sélectionnés.

Les résultats issus des analyses géochimiques permettent de faire une interprétation géochimique sur la qualité des formations itabiriques des Monts Zatus et des minerais de fer associés, tout en fixant un regard sur les éléments associés pouvant influencer sur la qualité métallurgique du fer dans ses différentes étapes par la formation des différents alliages.

3. RESULTATS

3.1. Analyses pétrographiques

Les figures ci-dessous présentent les résultats de l’analyse pétrographiques des échantillons de sondage sélectionnés dans les Monts Zatus (Figure 3).

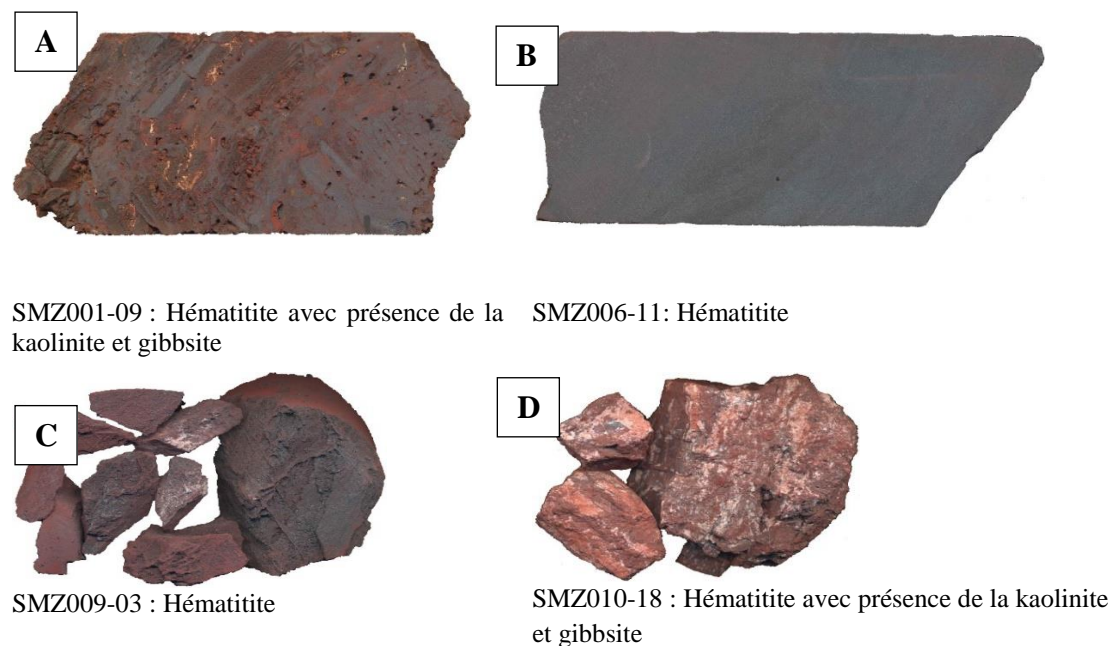


Figure 3. Les échantillons de sondage des itabirites des Monts Zatus

a. Echantillon SMZ001-09

Cet échantillon est constitué par une itabirite riche en hématite fragmenté partiellement altéré (Figure 3), à texture bréchique et contenant une phase argileuse localement abondante.

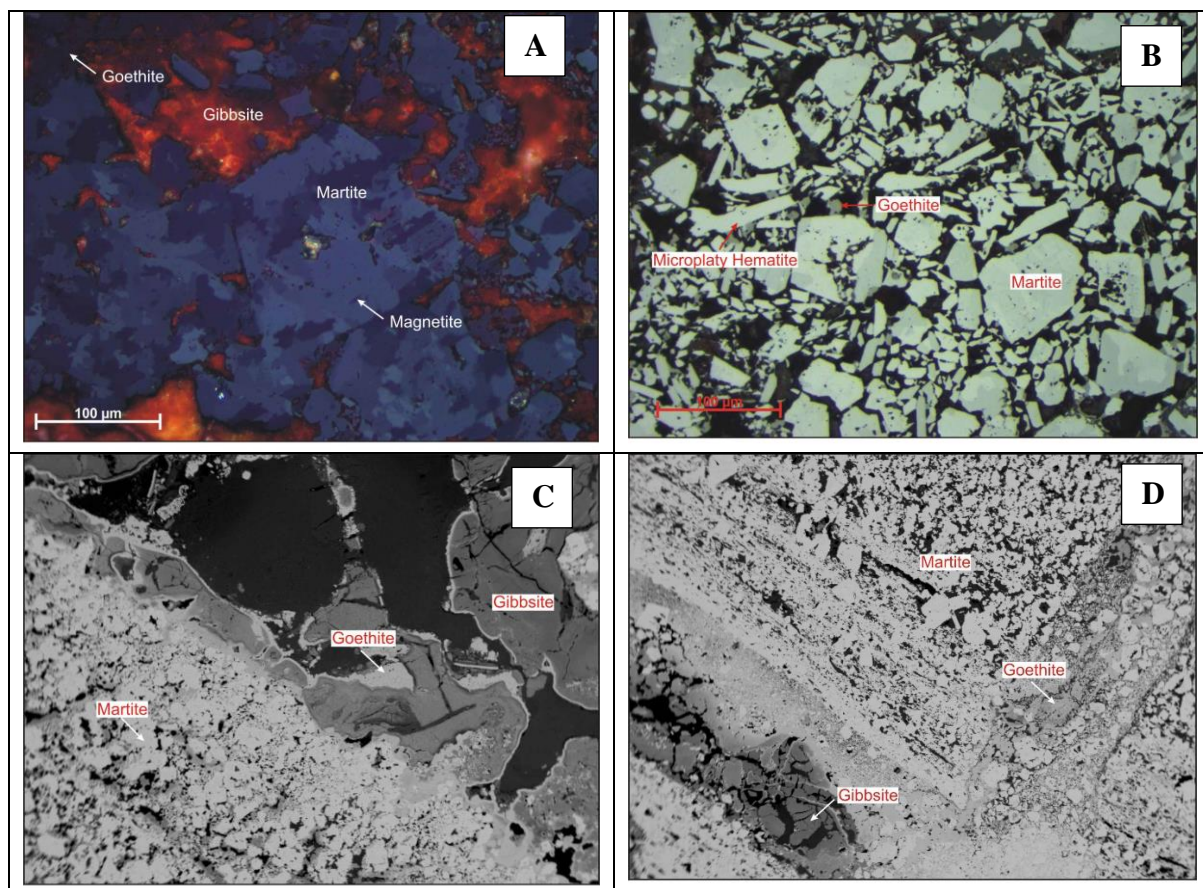


Figure 4 – En A : La nature des cristallites discrètes dans l'hématite/martite. Les limites irrégulières des grains des cristallites de martite indiquent que les conditions d'équilibre n'ont pas été atteintes. La largeur de vue est d'environ 400 μm . En B : Photomicrographie en lumière réfléchie illustrant de la martite subautomorphe (gris clair) et des aiguilles d'hématite micro-aplaties ainsi que la goéthite (gris moyen). Les pores et la gibbsite sont indifférenciés en gris foncé/noir. La largeur de vue est d'environ 400 μm . En C : Image au MEB illustrant de la goéthite botryoidale et concrétionnaire (gris moyen) remplissant une cavité dans les agrégats poreux d'hématite/martite (gris clair). Les pores sont noirs. La largeur de la vue est d'environ 3 mm. En D : Image au MEB illustrant des fractures et des cavités discordantes et concordantes remplies de goéthite (gris moyen) et de gibbsite (gris foncé) associées aux laminations poreuses riches en martite (gris clair). Les pores sont noirs. La largeur de la vue est d'environ 3 mm.

La majeure partie de l'hématite se présente sous la forme d'agrégats enchevêtrés de grains de martite automorphe et subautomorphe dont la taille dépasse rarement 400 μm (Figure 4a). Les agrégats de martite sont souvent traversés par de nombreuses fractures qui sont en grande partie remplies par une ou plusieurs martites, goéthites et gibbsite (Figure 4d). Les grains de martite ont été partiellement recristallisés, les textures en treillis étant rares (Figure 4a). Les cristallites d'hématite/martite présentent des joints de grains irréguliers indiquant que les conditions d'équilibre n'ont pas été atteintes pendant la recristallisation (Figure 4a). L'hématite micro-aplatie/spéculaire est présente en quantités relativement mineures dans cet échantillon, dans les régions interstitielles entre les grains de martite (Figure 4b).

Le terme martite est généralement appliqué à l'hématite qui présente une texture en treillis caractéristique du remplacement de la magnétite.

Cependant, le terme martite est utilisé plus généralement dans cette étude pour distinguer l'hématite qui était à l'origine de la magnétite et l'hématite qui peut s'être formée à la suite, par exemple, d'un enrichissement supergène, comme l'hématite micro-aplatie et spéculaire. Étant donné que la recristallisation détruit généralement les textures en treillis, d'autres techniques d'identification peuvent être utilisées pour déterminer l'origine de l'hématite/martite, y compris la présence de magnétite relique finement disséminée et corrodée et/ou la présence de la morphologie originale de la magnétite.

La gibbsite est une phase accessoire commune, apparaissant principalement comme remplissage de cavités (Figures 4c). La gibbsite est localement abondante, remplissant des cavités plus importantes entre les agrégats de martite poreuse. La gibbsite est clairement observée dans l'échantillon physique, présentant une couleur blanche rosée distinctive

(Figure 3a). L'analyse qualitative au MEB de la gibbsite confirme qu'elle présente souvent des degrés variables de ferruginisation qui semblent représenter un remplacement partiel et/ou de fines excroissances de goethite. Des quantités mineures de Si ont également été détectées dans la gibbsite.

La goethite est commune et présente une couleur orange-brune distinctive dans les échantillons physiques (Figure 1). La goethite se présente comme un remplacement partiel de la martite mais forme également des agrégats botryoïdaux/concrétionnaires dans les plus grandes cavités/espaces de pores entre les agrégats de martite (Figure 4). Les textures botryoïdales sont typiques d'un dépôt en espace ouvert. L'analyse qualitative au MEB de la goethite confirme qu'elle contient des quantités mineures d'Al, de P et de Ti. La gibbsite et la goethite représentent des stades relativement tardifs de la minéralisation qui ont probablement précipité à partir de fluides oxydants dans des conditions d'altération proches de la surface.

b. Echantillon SMZ006-11

Cet échantillon se compose d'une itabirite hématitique qui présente quelques variations localisées de la taille des grains, une stratification fine et mal définie et une porosité relativement faible (Figure 3b).

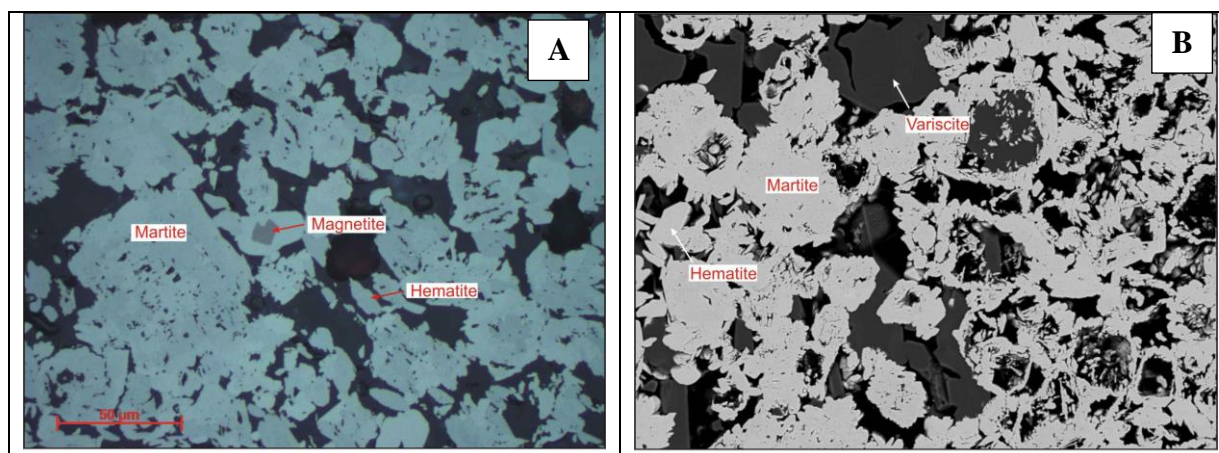


Figure 5 : en A - Photomicrographie en lumière réfléchie illustrant des grains de martite (gris clair) avec de la magnétite fossile (gris rosé moyen). De petites quantités d'hématite micro-aplatie cimentent la martite. Les régions interstitielles sont constituées de variscite et d'espaces poreux (gris foncé/noir indifférencié). La largeur de vue est d'environ 200 µm. En B - Image au MEB illustrant de la martite poreuse partiellement lessivée (gris clair, partie droite de l'image) et de la variscite interstitielle (gris foncé). De petites quantités d'hématite micro-aplatie sont également présentes dans les régions interstitielles entre les grains de martite. La largeur de vue est d'environ 300 µ.

L'échantillon SMZ006-11 est dominé par la présence de grains de martite disséminés avec des quantités subordonnées mais significatives d'hématite micro-aplatie interstitielle (Figures 5a et b). Les parties les plus poreuses de cet échantillon contiennent également de la variscite interstitielle (Figures 5a et b). Une stratification délicate est évidente dans la section polie et reflète largement les variations de porosité et de taille des grains de martite (Figure 5b). Les grains de martite sont typiquement à grains fins et dépassent rarement 200

µm. La nature poreuse des agrégats de martite résulte vraisemblablement de la lixiviation des minéraux de la gangue primaire. En plus d'augmenter la porosité du minerai et de faciliter la perméabilité des fluides oxydants, la lixiviation des minéraux de la gangue primaire peut également réduire la compétence de la roche, entraînant un effondrement et une bréchification localisés, en particulier en l'absence relative de minéralisation secondaire d'hématite micro-aplatie. Ceci peut expliquer en partie la nature fragmentée de cet échantillon.

La majeure partie de la composante délétère de cet échantillon est hébergée par de la gibbsite et de la goethite. La gibbsite et la goethite devraient être associées aux échantillons proches de la surface et peuvent être nettement moins abondantes en profondeur, en fonction de la porosité/perméabilité du minerai en général et de la présence d'autres conduits tels que des failles et des fractures majeures.

µm. De petites quantités de magnétite relique sont disséminées dans la martite (Figure 5a). Les grains de martite présentent souvent des textures poreuses et squelettiques, probablement dues à la lixiviation (Figure 5b). Des textures en treillis sont également évidentes dans les grains de martite poreuse, bien que la recristallisation ait entraîné le remplacement partiel de ces textures par de l'hématite micro-aplatie (Figures 5b). Les grains de martite plus robustes contiennent typiquement des cristallites dont les limites de grains sont irrégulières, ce qui

indique que la recristallisation n'a pas atteint l'équilibre.

L'hématite micro-aplatie est fréquente dans les régions interstitielles entre la martite, cimentant les grains et réduisant la porosité globale de cet échantillon (Figures 5a et b). Une partie de l'hématite micro-aplatie peut, en partie, s'être

formée à la suite de la recristallisation de la martite. Les grains discrets d'hématite micro-aplatie dépassent rarement 75 μm de longueur. La variscite se trouve dans les régions interstitielles entre les grains de martite et contient la majeure partie des contaminants Al et P de cet échantillon (Figures 5a et b).

c. Echantillon SMZ009-03

Cet échantillon consiste en une itabirite riche en hématite, relativement mou et friable, qui présente une grande variation de porosité et de taille de grain (Figure 3c). Une phase argileuse blanc rosé est également présente localement.

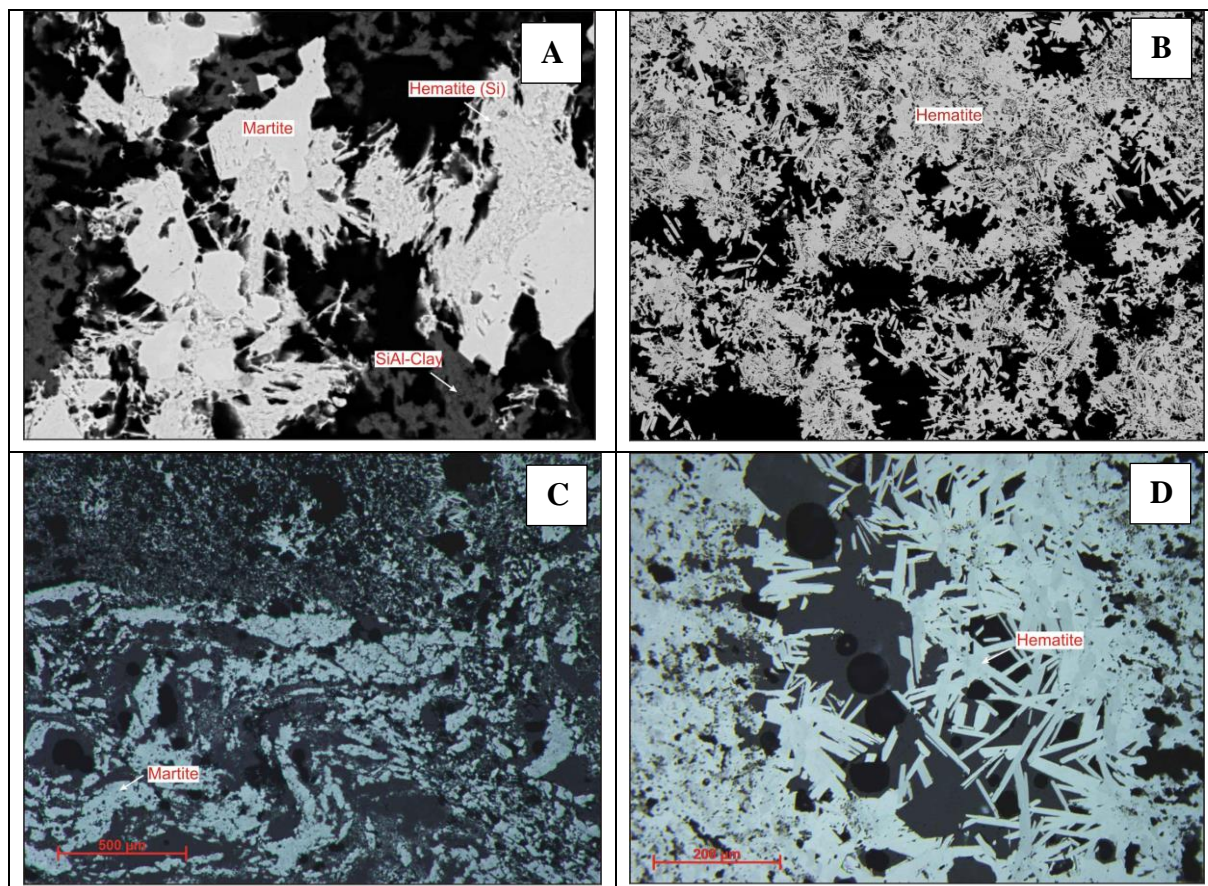


Figure 6 : En A - Image d'électrons rétrodiffusés illustrant des agrégats poreux d'hématite contenant du Si (gris clair tacheté) qui semblent remplacer partiellement la martite (gris clair). La largeur de vue est d'environ 150 μm . En B - Image au MEB illustrant des agrégats à grains fins et poreux d'hématite micro-aplatie qui est localement abondante dans cet échantillon. La largeur de vue est d'environ 500 μm . En C - Photomicrographie en lumière réfléchie illustrant le plissement des couches étroites de martite (gris clair). La partie supérieure de l'image est constituée d'hématite à grain très fin et poreux. Les espaces poreux sont en noir/gris foncé. La largeur de vue est d'environ 2 mm. En D - Photomicrographie en lumière réfléchie illustrant la présence de cristaux d'hématite spéculaires à lames dans une cavité remplie de résine époxy (gris foncé/noir). La largeur de vue est d'environ 800 μm .

L'échantillon SMZ009-03 se compose principalement d'agrégats de martite recristallisée et de quantités subordonnées d'hématite spéculaire/micro-aplatie (figures 6a, b, et d). Les laminations riches en martite peuvent dépasser plusieurs millimètres de largeur. Les régions les plus poreuses de cet échantillon sont constituées d'étroites couches de martite qui sont quelque peu

désagrégées et qui présentent souvent des plissements importants (Figure 6c). La majeure partie de la martite a été recristallisée et il n'y a que peu ou pas de preuves de déformation ou de textures en treillis.

Il est très poreux et présente un enrichissement supergène localisé, avec des quantités mineures

d'hématite spéculaire remplissant les cavités (Figure 6d). Les cristaux d'hématite à lames discrètes dépassent rarement 250 μm de longueur. Des agrégats d'hématite micro-aplatie poreux et à grain fin sont localement abondants (Figure 6b).

L'argile SiAl est localement abondante, remplissant partiellement les cavités dans les agrégats de martite (Figure 6a). Ces régions riches en argile de l'échantillon contiennent également de l'hématite contenant du Si qui semble s'être formée aux dépens de la martite. L'hématite contenant du Si présente typiquement des textures poreuses et à grain fin, avec des cristaux aciculaires également observés (Figure 6a). Ces textures en forme

d'aiguilles sont similaires aux textures observées dans les agrégats d'hématite micro-aplatie poreux décrits dans cet échantillon (Figure 6b).

La lixiviation a ensuite entraîné l'élimination des minéraux de gangue primaires, ce qui a donné lieu à des couches riches en martite très poreuses et friables. Le pliage observé dans la section polie peut refléter des textures reliques de l'itabirite primaire non oxydée. L'hématite contenant du Si semble s'être formée à la suite d'interactions entre la martite et des fluides contenant du Si, peut-être les mêmes fluides qui étaient responsables de la précipitation de l'argile SiAl).

d. Echantillon SMZ010-18

Cet échantillon se compose d'une phyllite tendre, friable, à grain fin, de couleur brun rougeâtre, qui présente une ferruginisation étendue (Figure 3d). Une phase argileuse blanc rosé est abondante et se trouve principalement le long de fractures étroites.

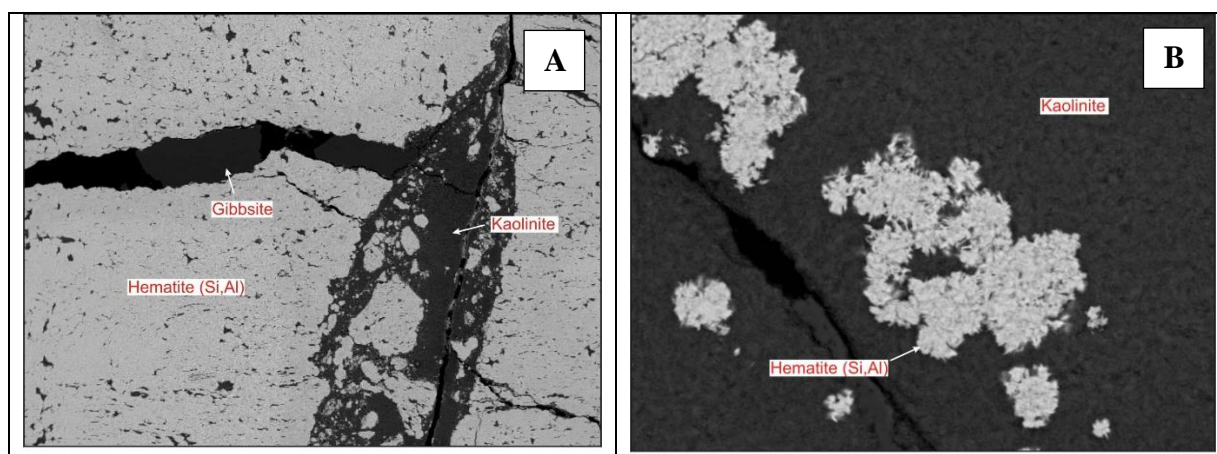


Figure 7 : En A - Image au MEB illustrant de l'hématite à grains fins contenant du Si et de l'Al, ainsi que de la kaolinite (gris foncé) et de la gibbsite (également gris foncé) le long de fractures. La largeur de vue est d'environ 1mm. En B - Image au MEB illustrant la nature à grain fin des agrégats sphéroïdaux d'hématite contenant du Si et de l'Al qui semblent s'être formés à la suite du remplacement extensif de la kaolinite (gris foncé). La largeur de vue est d'environ 100 μm .

L'échantillon SMZ010-18 se compose principalement d'hématite à grain fin contenant du Si et de l'Al, qui semble s'être formée à la suite du remplacement de la kaolinite (Figures 7a et b). Un examen détaillé de l'hématite confirme qu'elle est constituée d'agrégats sphéroïdaux à grain fin et poreux et de cristaux en forme de plaques (Figure 7b). La présence de Si et d'Al peut refléter la présence de kaolinite fine dans les agrégats d'hématite. La kaolinite et la gibbsite sont également abondantes dans les nombreuses fractures qui traversent cet échantillon (Figure 7a). Cet échantillon diffère nettement des échantillons précédents de cette suite et pourrait représenter une phyllite altérée ferruginisée.

3.2. Analyse géochimique

Les échantillons de quatre (4) sondages sélectionnés ont été soumis aux analyses par fluorescence X (XRF) et analyses thermogravimétriques (LOI) pour connaître leur évolution de la teneur en fer en profondeur ainsi que les différentes proportions des éléments délétères tels que le Si, l'Al, le P et la perte en feu (LOI).

Les résultats des analyses géochimiques sont présentés dans les figures 8, 9, 10 et 11 ci-après.

a. Sondage SMZ001

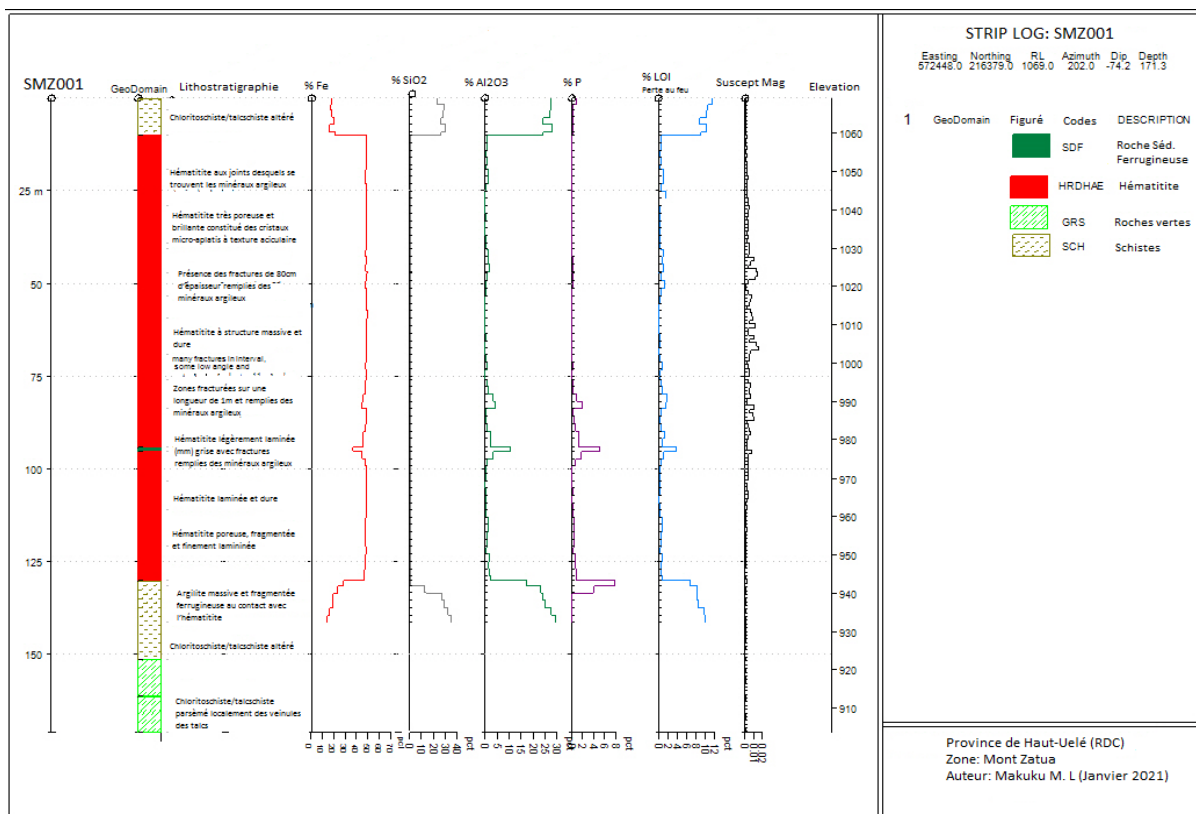


Figure 8. Log Lithostratigraphique et géochimique du sondage SMZ001

b. Sondage SMZ006

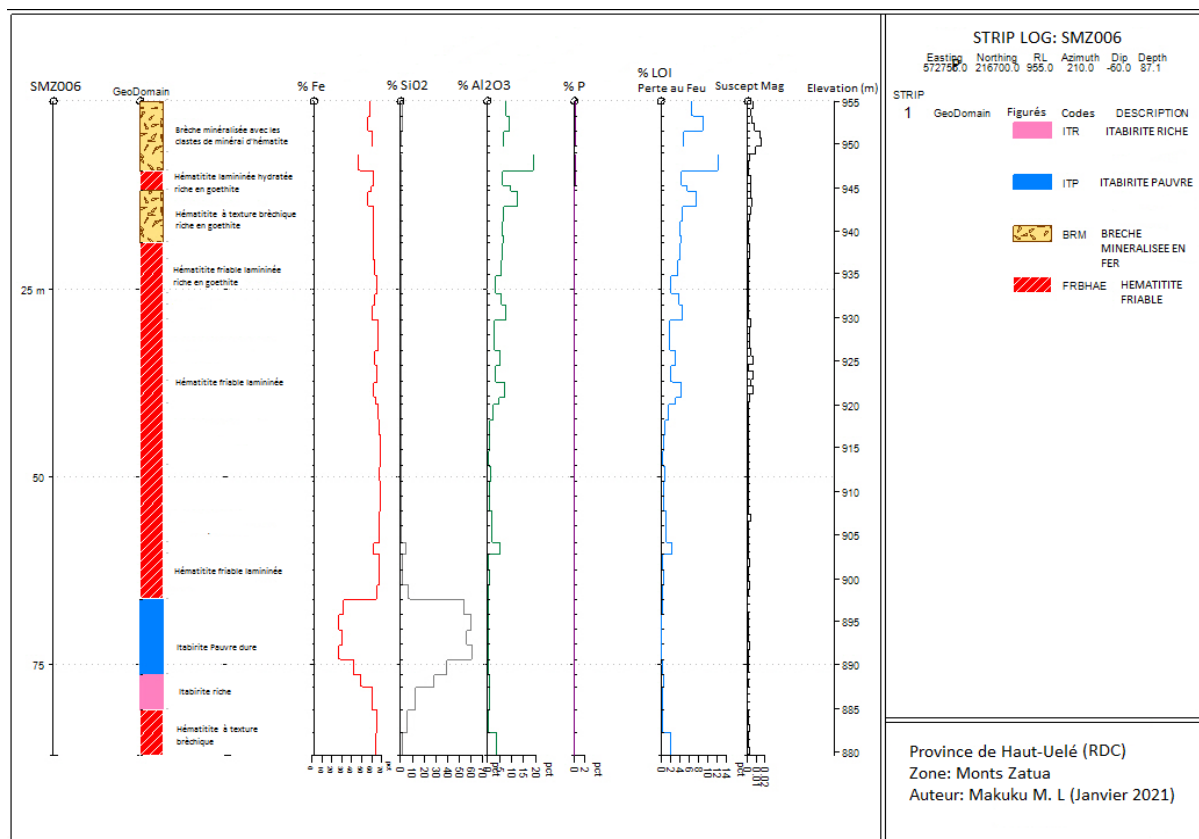


Figure 9. Log Lithostratigraphique et géochimique du sondage SMZ006

c. Sondage SMZ009

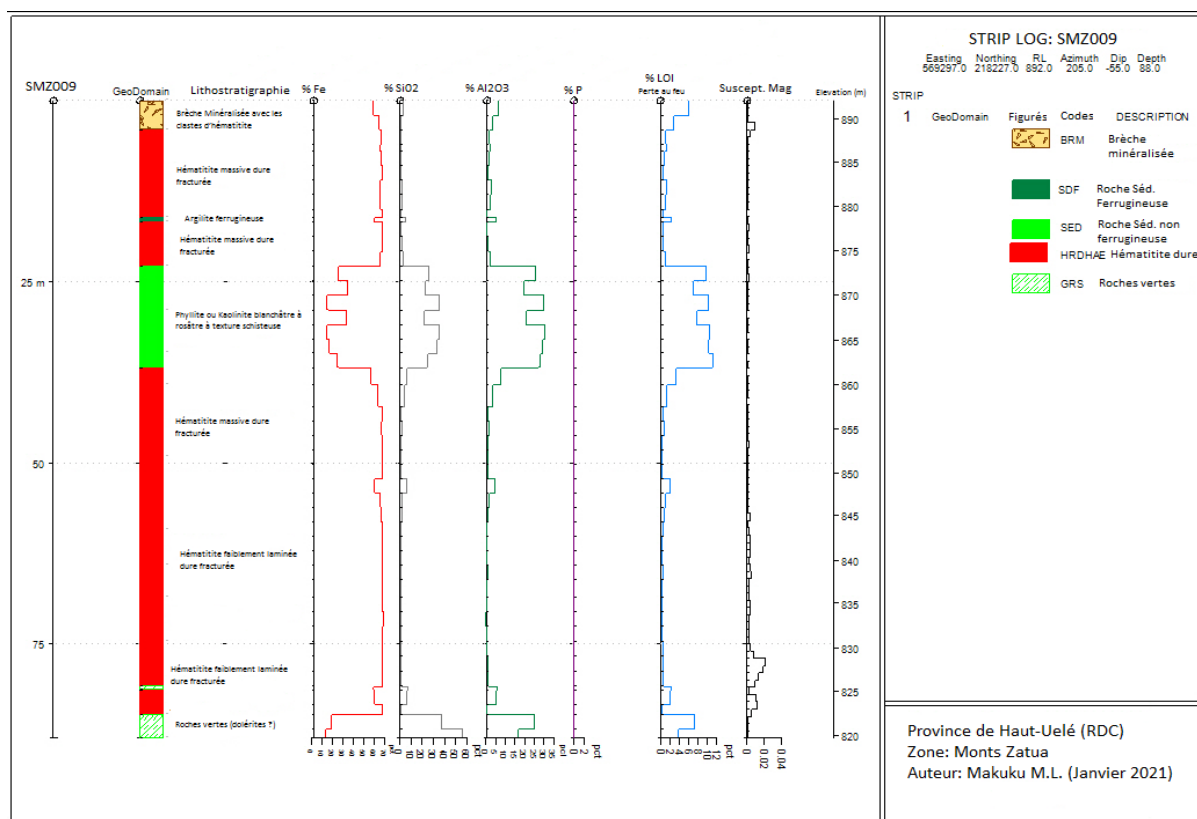


Figure 10. Log Lithostratigraphique et géochimique du sondage SMZ009

d. Sondage SMZ010

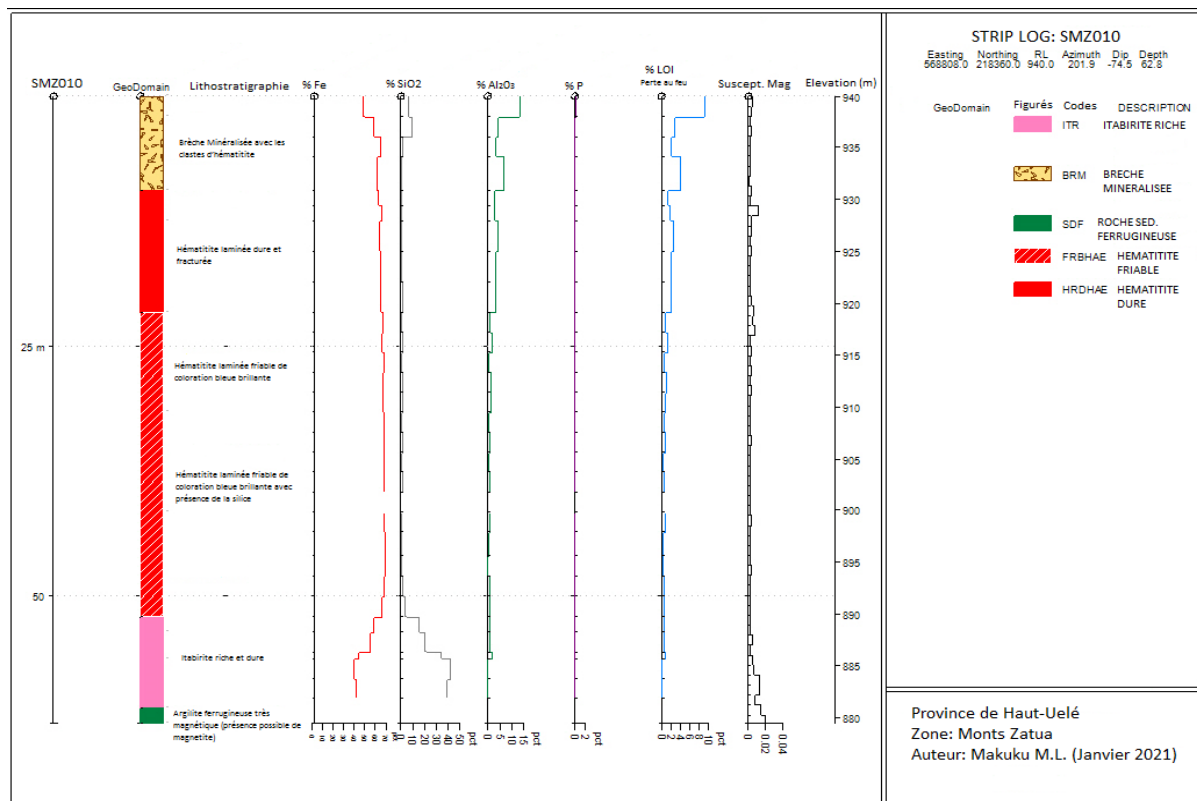


Figure 11. Log Lithostratigraphique et géochimique du sondage SMZ010

Les résultats des analyses géochimiques de l'ensemble des échantillons sélectionnés montrent clairement que pour les échantillons des itabirites dont le quartz a été largement lessivé et enrichis en fer, la teneur en fer varie entre 57 à 69 %, tandis que pour les itabirites non transformées, cette teneur ne dépasse pas 50 %. Cette observation va de soi pour les autres éléments délétères ou impuretés du fer (Al, P et Si) qui diminuent dans les échantillons des minerais de fer que dans les itabirites.

Quelques soient les processus conduisant à la transformation des itabirites en minerais de fer, il y a lieu d'indiquer la présence des éléments délétères qui peuvent influencer sur le traitement de minerai de fer dans l'industrie métallurgique, à savoir les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 ne doivent pas dépasser 3 %, et de P_2O_5 ne doit pas dépasser 0,18 %. Cette condition issue des industriels est devenue une norme utilisée pour l'appréciation de la qualité de minerai de fer industriel.

4. DISCUSSION

4.1. Pétrographie

Les différentes analyses réalisées aux échantillons de sondage dans la zone des Monts Zatus ont révélé, qu'aussi bien en profondeur, les mêmes processus génétiques qui ont conduit à l'enrichissement des itabirites en minerais de fer riche exploitables. Ces analyses montrent clairement que pour les échantillons des itabirites dont le quartz a été largement lessivé et enrichis en fer, les autres éléments délétères ou impuretés du fer (Al, P et Si) sont moins représentés dans les échantillons (Figures 8, 9, 10 et 11). Ce lessivage est possible le long des zones de faiblesse liées aux joints de la roche, aux fractures et aux plissements conduisant au départ du quartz primaire et à la concentration des minerais de fer (magnétite, martite et hématite). Là où les vides laissés par le départ de la silice primaire ne sont pas comblés, l'hématite secondaire, la goethite, la gibbsite, la kaolinite, la strengite, la variscite et d'autres formes d'argiles ferrugineuses viennent remplir les pores comme matrice, consolidant les fragments de la roche (cas de brèches minéralisées). Ces minéraux secondaires sont aussi les véritables sources d'éléments délétères comme Si (silice résiduelle et la kaolinite), P (la solution solide de strengite-variscite), Al (la gibbsite et la kaolinite) et du taux d'hydratation de la roche (Makuku *et al.*, 2023).

L'ensemble de ces remplacements se sont faits par une succession de processus génétiques parfois effacés par d'autres événements et dont le processus supergène est le dernier d'être perceptible sur les échantillons observés et par lequel, les eaux météoriques sont en large partie responsables de la transformation ou du lessivage de la roche

conduisant à son enrichissement en fer (Morris, 1980, 1985, 2002b ; Harmsworth *et al.*, 1990).

Cette observation reste dans la mesure du possible en faveur du processus supergène-hypogène modifié associé au métamorphisme (Beukes *et al.*, 2002; Gutzmer *et al.*, 2006 ; Lascelles, 2002, 2007a). Les solutions hydrothermales, les eaux issues de la déshydratation des roches hydratées par le métamorphisme rétrograde et les eaux météoriques ont joué un grand rôle au lessivage de la silice et à l'enrichissement des itabirites en minerais de fer riche exploitable. Les phyllites (chlorites, schistes sériciteux) sont considérés comme les roches métamorphiques de basse température provenant des argilites rencontrées dans ce bassin sédimentaire.

4.2. Géochimie

Les résultats des analyses géochimiques de l'ensemble des échantillons sélectionnés montrent clairement que pour les échantillons des itabirites dont le quartz a été largement lessivé et enrichis en fer, la teneur en fer varie entre 57 à 69 % tandis que pour les itabirites non transformées, cette teneur ne dépasse pas 50 %. Cette observation va de soi pour les autres éléments délétères ou impuretés du fer (Al, P et Si) qui diminuent dans les échantillons des minerais de fer que dans les itabirites.

Ces résultats indiquent clairement que la majorité des échantillons des brèches et d'hématite sont riches et ne contiennent pas les teneurs de Si, Al et P au-delà de la norme. Là où la teneur de ces éléments est importante, le dépassement est expliqué par le fait que ces échantillons ont été collectés dans les zones fracturées où l'écoulement des eaux météoriques a occasionné la circulation des éléments secondaires riches en Si (silice résiduelle et la kaolinite), P (la solution solide de strengite-variscite), Al (la gibbsite et la kaolinite). La preuve de cette circulation est le taux d'hydratation de la roche influencé par la valeur de la perte au feu (LOI) dans les échantillons où le pourcentage de ces éléments est plus prononcé.

La majorité des échantillons analysés présente une teneur en silice <1,0 %, ce qui suggère que la majeure partie de la silice primaire a été lessivée des échantillons à une certaine étape et a été en relation avec le processus d'oxydation ayant donné lieu à la martitisation de la magnétite. Ce lessivage est possible le long des zones de faiblesse liées aux joints de la roche, aux fractures et aux plissements conduisant au départ du quartz primaire et à la concentration des minerais de fer à l'exemple de la magnétite, martite et hématite (Lascelles, 2017).

Les minéraux secondaires dans ces échantillons sont marqués par la composition en silicium (quartz ou chert, goethite et Kaolinite), en aluminium (Gibbsite, variscite, goethite et Kaolinite) et en

phosphore (variscite) dans les analyses. On note aussi que certains minéraux sont hydratés et influent sur une valeur élevée de la perte au feu.

En plus de ces observations, l'introduction de ces minéraux secondaires conduit à la baisse de la teneur en fer dans les échantillons. Comme observé dans les figures 8, 9, 10 et 11, la teneur totale du fer décroît concomitamment avec l'augmentation de la teneur des minéraux secondaires. La nature et les proportions relatives des minéraux secondaires varient d'un échantillon à l'autre et peuvent avoir des implications significatives sur la valeur industrielle des minerais exploités, particulièrement dans le cas du phosphore.

5. CONCLUSION

Les différentes analyses réalisées aux échantillons de sondage dans la zone des Monts Zaua ont révélé, qu'en profondeur, les mêmes processus hypogène et supergène, ont conduit à l'enrichissement des itabirites en minerais de fer riche exploitables. Ces analyses montrent clairement que pour les échantillons des itabirites dont le quartz a été largement lessivé et enrichis en fer, la teneur en fer varie entre 57 à 69 % tandis que pour les itabirites non transformées, cette teneur ne dépasse pas 50 %. Cette observation va de soi pour les autres éléments délétères ou impuretés du fer (Al, P et Si) qui sont présents dans les échantillons d'itabirites enrichies.

Les analyses géochimiques des échantillons de sondage présentées indiquent les teneurs trop élevées du fer et les valeurs trop faibles des minéraux secondaires, lesquels, expliquent le lessivage des éléments déposés lors du processus hypogène par les solutions hydrothermales. Ce lessivage est possible le long des zones de faiblesse liées aux joints de la roche, aux fractures et aux plissements conduisant au départ du quartz primaire et à la concentration des minerais de fer (magnétite, martite et hématite).

Cette observation reste dans la mesure du possible en faveur du processus hypogène-supergène modifié associé au métamorphisme, par lequel les eaux météoriques et les eaux issues de la déshydratation des roches hydratées par le métamorphisme, ont joué un grand rôle à la dissolution, au lessivage de la silice et à l'enrichissement des itabirites en minerais de fer riche exploitable. Les phyllites (chlorites, schistes sériteux) sont considérés comme les roches métamorphiques de basse température provenant des argilites rencontrées dans ce bassin sédimentaire.

Des études isotopique, sédimentologique et métallogénique des minerais de fer des Monts Zaua et environs sont d'une grande importance pour compléter cette étude et comprendre les différents

processus ayant contribué à l'enrichissement des itabirites en minerais de fer exploitables.

Références

- Allibone A., Vargas C., Mwandale E., Kwibisa J., Jongens R., Quick S., Komarnisky N., Fanning M., Bird F., MacKenzie D., Turnbull R. & Holliday J., 2020. Orogenic Gold Deposits of the Kibali District, Neoproterozoic Moto Belt, Northeastern Democratic Republic of Congo. In R. H. Sillitoe, R. J. Goldfarb, F. Robert, & S. F. Simmons, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists. *Society of Economic Geologists*, Inc. SEG Special Publications, 23, 185–201. <https://doi.org/10.5382/SP.23.0>
- Beukes N. J., Gutzmer J. & Mukhopahyay J., 2002. The geology and genesis of highgrade hematite iron ore deposits, Iron Ore 2002: Perth, Australia. *The Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, Publication Series 7/2002, 23-29.
- Bird P.J., 2016. Evolution of the Kibali Granite-Greenstone Belt, North East Democratic Republic of the Congo. In: *and Controls on Gold Mineralisation at the Kibali Gold Deposit*. Kingston University London, 307 p.
- Borg G. & Shackleton R.M., 1997. The Tanzania and NE-Zaire Cratons. In: *de Wit, M.J., Ashwal, L.D. (Eds.), Greenstone Belts*. Oxford University Press, Oxford, pp. 608–619.
- BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), 1982. *A Geology and Mineral Map of Northeastern DRC Compiled from by the BRGM (1980-1982) from a Field Survey in 1976 from Geological Maps Haut Zaïre (Uele Area), Haut Zaïre (Ituri Area) at 1:500,000 Scale*.
- Cahen L. & Snelling N.J., 1966. *The geochronology of Equatorial Africa*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, North-Holland Publishing, 195 p.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J. & Vail J.R., 1984. *The Geochronology and Evolution of Africa*. Oxford Science Publishing, Clarendon press, Oxford, UK, Clarendon Press, 512 p.
- Chamberlain C.M., 2007. *Geology and genesis of the Bulyanhulu gold deposit, Sukumaland greenstone belt, Tanzania*. Ph.D thesis, London, Imperial College, 401 p.
- Champion D.C. & Sheraton, J.W., 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn craton, Australia: Implications for crustal growth processes. *Precambrian Research*, 83, 109–132.
- Czarnota K., Champion D.C., Goscombe B., Blewett R.S., Cassidy K.F., Henson P.A. & Groenewald P.B., 2010. Geodynamics of the eastern Yilgarn craton. *Precambrian Research*, 183, 175–202.
- deWit M.J. & Linol B., 2015. Precambrian basement of the Congo basin and its flanking terrains. In: *Wit, M.J., Guillocheau, F., and de Wit, M.C.J., Geology and resource potential of the Congo basin: Berlin Heidelberg. Springer* pp. 19–37.
- Gutzmer J., Mukhopadhyay J., Beukes N. J., Pack A., Hayashi, K., and Sharp, Z. D., 2006. Oxygen isotope

- composition of hematite and genesis of high-grade BIF hosted iron ores: *Geological Society of America Memoirs*, 198, 257-268.
- Harmsworth R. A., Kneeshaw M., Morris R. C., J. R. & Shrivastava P. K., 1990. BIF Derived Iron Ores of the Hamersley Province. In *E. H. F., ed., Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea: Melbourne*. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 617-642.
- Kabete J.M., Groves D.I., McNaughton N.J. & Murma A.H., 2012a. A new tectonic and temporal framework for the Tanzanian Shield: Implications for gold metallogeny and undiscovered endowment. *Ore Geology Reviews*, 48, 88–124.
- Kabete J.M., Groves D.I., McNaughton N.J. & Murma A.H., 2012b. Reconnaissance SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Tanzania craton: Evidence for Neoproterozoic granitoid-greenstone belts in the central Tanzania region and the southern east African orogeny. *Precambrian Research*, 216(219), 232–266.
- Lascelles D. F., 2002. A new look at old rocks - an alternative model for the origin of in situ iron ore deposits derived from banded iron-formation, Iron Ore 2002: Perth, Australia. *The Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series 7/2002*, pp. 107-126.
- Lascelles D. F., 2007a. Black smokers and density currents: An uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geology Reviews*, 32, 381-411.
- Lascelles, D. F. (2017). Banded Iron Formations to Iron Ore: an Integrated Genesis Model. Edition Nova Science Publishers, Inc. New York.
- Lavreau J.J., 1973. New data about the Kilo-Moto gold deposits (Zaire). *Miner. Deposita*, 8, 1–6.
- Lavreau J., 1980. *Etude géologique du Zaïre septentrional. Génèse et évolution d'un segment lithosphérique archéen*. Unpublished Ph. D. Thesis. Brussels, Belgium.
- Lavreau J., 1982b. The Archaean and Lower Proterozoic of Central Africa. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3), 187-192.
- Lavreau J., 1984. Vein and stratabound gold deposits of Northern Zaïre –Mineral. *Deposita*, 19, 158-165.
- Lavreau J. & Ledent D., 1975. Etablissement du cadre géochronologique du Kibalien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 98, 197-21.
- Link K., Koehn D., Matthias G., Barth J.V., Tiberindwa E.B., Aanya K. & Foley S.F. 2010. Continuous craton crust between the Congo and Tanzanian blocks in western Uganda. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1559–1573.
- Makuku L. M., 2018. Caractéristiques géologiques et pétrographiques des itabirites des Monts Zataua, Nord-Est de la RDC. *Revue de Congo Sciences*, 6, 136 -141.
- Makuku L. M., Wetshondo O. D., Kanda N. V., Nzambe K. K. & Ongendangenda T. A., 2023. Geochemical Signature and Metallogeny of BIFs and Associated Iron Ore of Zataua Hills, Haut-Uele Province (DR Congo). *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 11, 201-217. <https://doi.org/10.4236/gep.2023.1110014>.
- Manttari I., Westerhof P., Harma P., Kigereigu F., Koistinen T., Kuosmanen E., Lahaye Y., Lehtonen M.I., Makitie H., Manninen T., Pokki J. & Virransalo P., 2013. *Mesoarchean to Neoproterozoic evolution of north Uganda: Evidence from new U-Pb rock ages [abs.]: CAG, 24th, Addis Ababa, January 8–14, 2012*.
- Manya S., Kobayashi K., Maboko M.A.H. & Nakamura E., 2006. Ion microprobe zircon U-Pb dating of the late Archean metavolcanics and associated granites of the Musoma-Mara greenstone belt, northeast Tanzania: Implications for the geological evolution of the Tanzanian craton. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 355–366.
- Morris R. C., 1980. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley iron province of Western Australia. *Economic Geology*, 75, 184-209.
- Morris R.C., 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes - a conceptual model. In *Wolf, K. H., ed., Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits, 13. Amsterdam*. Elsevier, pp. 73-235.
- Morris R. C., 2002b. Iron ore genesis and post-ore metasomatism at Mount Tom Price, Iron Ore 2002: Perth, Australia. *The Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series 7/2002*, 1-13. In Morris, 1980.
- Nyachenko C. & Hagemann S.G., 2014. An overview of gold systems in Uganda. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61, 59–88.
- Poidevin J.L., 1985. Le Protérozoïque supérieur de la République Centrafricaine: Annales du Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervurea (Belgique), Serie in-8. *Sciences Géologiques*, 91, 75.
- Sanislav I.V., Wormald R.J., Dirks P.H.G.M., Blenkinsop T.G., Salamba L. & Joseph D., 2014. Zircon U-Pb ages and Lu-Hf isotope systematics from the late-tectonic granites, Geita greenstone belt: Implications for crustal growth of the Tanzania craton. *Precambrian Research*, 242, 187–204.
- Sanislav I.V., Kolling S.L., Brayshaw M., Cook Y.A., Dirks P.H.G.M., Blenkinsop T.G., Mturi M.I. & Ruhega R., 2015. The geology of the giant Nyankanga gold deposit, Geita greenstone belt, Tanzania. *Ore Geology Reviews*, 69, 1–16.
- Sanislav I.V., Brayshaw M., Kolling S.L., Dirks P.H.G.M., Cook Y.A. & Blenkinsop T. G., 2017. The structural history and mineralization controls of the world-class Geita Hill gold deposit, Geita greenstone belt, Tanzania: Mineralium. *Deposita*, 52, 257–279.
- Turnbull R., Allibone A.H., Fanning C.M. & Matheys F., 2017. *Geochronology, isotope chemistry, and relative prospectivity of Archean rocks in the northeast Democratic Republic of Congo, central Africa*. St. Helier, Jersey, Channel Islands, Randgold Resources Ltd, Unpublished report, 79 p.

Westerhoff A.B., Harma P., Isabirye E., Katto E., Koistinen T., Kuosmanen E., Lehto T., Lehtonen M.I., Makitie H., Manninen T., Manttari I., Pekkala Y., Pokki J., Saalman K. & Virransalo P., 2014. Geology and geodynamic development of Uganda with explanation of

the 1:1,000,000 scale geological map. *Geological Survey of Finland*, Special Paper 55.

Woodtli R., 1961. Iron ore resources of the north-eastern Congo. *Econ. Geol.*, pp. 56 (81).