

Etude du comportement magnétique des roches précambriennes de Séguéla (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire) à partir des mesures géochimiques et pétrophysiques

Serge Pacôme Déguine GNOLEBA¹, Loukou Nicolas KOUAME¹, Simon Pierre DJROH¹, Gnamin Innocent KOUAKOU¹, Ehui Beh jean Constantin AKA¹ ; Boko Célestin SOMBO¹, Emile GAHE²

¹(Laboratoire de Géophysique Appliquée, Université Félix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire)

²(GEOSERVICE-CI, Côte d'Ivoire)

Corresponding Author: Serge Pacôme Déguine GNOLEBA

Abstract : Magnetic susceptibility analysis of precambrian rocks of Seguela allowed to distinguish paramagnetic rocks ($0 < k < 2 \times 10^{-3} SI$), weakly ferromagnetic rocks ($2 \times 10^{-3} SI < k < 6 \times 10^{-3} SI$), and moderately ferromagnetic rocks ($k > 6 \times 10^{-3} SI$). These rocks are respectively responsible of low, medium, and high signatures on the aeromagnetic map. The use of geochemical data in this study highlighted some oxides actions in magnetic behavior of the rocks. Thus, independently of mineralogical composition, strongly magnetic anomalies are caused by the rocks which Fe_2O_3 and TiO_2 content is respectively greater than 3.2 % and 0.3%. Others oxides such as Al_2O_3 , MnO , V_2O_5 , et P_2O_5 , and ZrO_2 also influence on magnetic activity of rocks, by their availability for the formation of ferromagnesian silicates such as pyroxene, amphibole and biotite.

Keywords : Aeromagnetic signatures, oxides, magnetic susceptibility, Precambrian

Date of Submission: 28-02-2020

Date of Acceptance: 08-03-2020

I. Introduction

L'aéromagnétométrie a particulièrement évolué ces dernières années dans un nouveau rôle, principalement sur les terrains précambriens, où elle est utilisée comme un précieux outil pour aider à la réalisation de cartographie géologique détaillée. Son apport dans ce domaine, en particulier dans la détermination de la lithologie et des structures du socle, a été reconnu et démontré par plusieurs auteurs [1-3]. Cette méthode géophysique est la plus utilisée et se présente comme une solution adéquate du fait de ses avantages considérables, comparativement aux autres techniques de cartographie géophysique et géologique, concernant le coût par unité de surface couverte, le temps de compilation et d'interprétation [3]. Cependant, elle souffre du syndrome de la non unicité de solution qui implique certaines contraintes dans le processus d'interprétation. En effet, il est jusqu'à présent impossible d'attribuer à une signature magnétique, une lithologie bien précise. D'où les nombreuses études pour expliquer le comportement magnétique des roches et les signatures qui leurs sont associées. L'objectif de ce travail est de fournir des éléments d'explication sur le comportement magnétique des roches précambriennes de la région de Séguéla en vue de favoriser une meilleure interprétation géologique de leurs signatures aéromagnétiques.

II. Cadre D'étude

3.1. Localisation

Comprise dans la région de Séguéla, la zone d'étude est située au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, dans le District du Woroba. Elle est située à 516 km d'Abidjan et est géographiquement localisée par les coordonnées suivantes (Fig.1) :

- Longitudes $6^{\circ} 30' 00''$ W et $7^{\circ} 00' 00''$ W ;
- Latitudes $7^{\circ} 45' 00''$ N et $8^{\circ} 15' 00''$ N

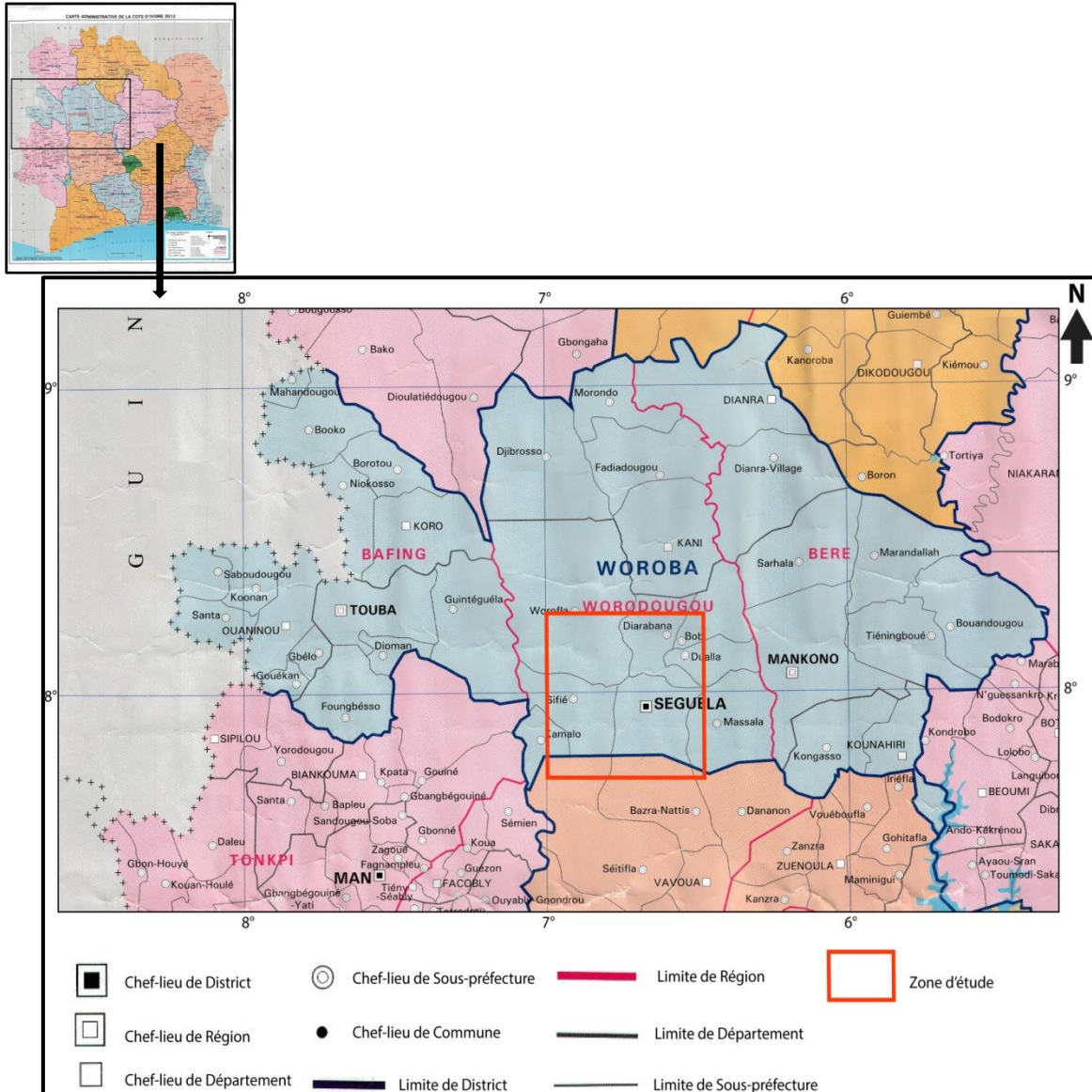


Fig.1. Carte de Localisation de la zone d'étude

3.2. Contexte géologique

Le socle précambrien ivoirien est caractéristique de la dorsale de Man, avec une partie occidentale archéenne séparée de la partie orientale protérozoïque par la faille subméridienne de Sassandra. Le passage de l'Archéen au Protérozoïque est marqué par une zone de transition [4] subdivisée en trois domaines dont le domaine centre (ou Séguéla-Vavoua) dans lequel est située la zone d'étude.

Au plan structural, le socle protérozoïque est marqué par trois déformations principales D1, D2, et D3, reconnues par [5]. La D1 serait une déformation tangentielle avec un charriage des formations birimiennes sur le continent archéen, à la limite des deux domaines. Selon [6] et [7], la déformation D1 est présente autour des granitoïdes birimiens les plus précoces. La déformation D2 correspond à une phase de plissement et à la genèse de couloirs de cisaillement, tandis que la D3 voit la genèse de couloirs de cisaillement dextre [5]. L'Éburnéen, en Côte d'Ivoire, termine l'évolution crustale en même temps que la cratonisation.

La figure 2 présente la carte géologique de la zone d'étude extraite des cartes régionales provisoires de Mankono et Séguéla réalisées en 1995 par la direction des mines et de la géologie de la Côte d'Ivoire.

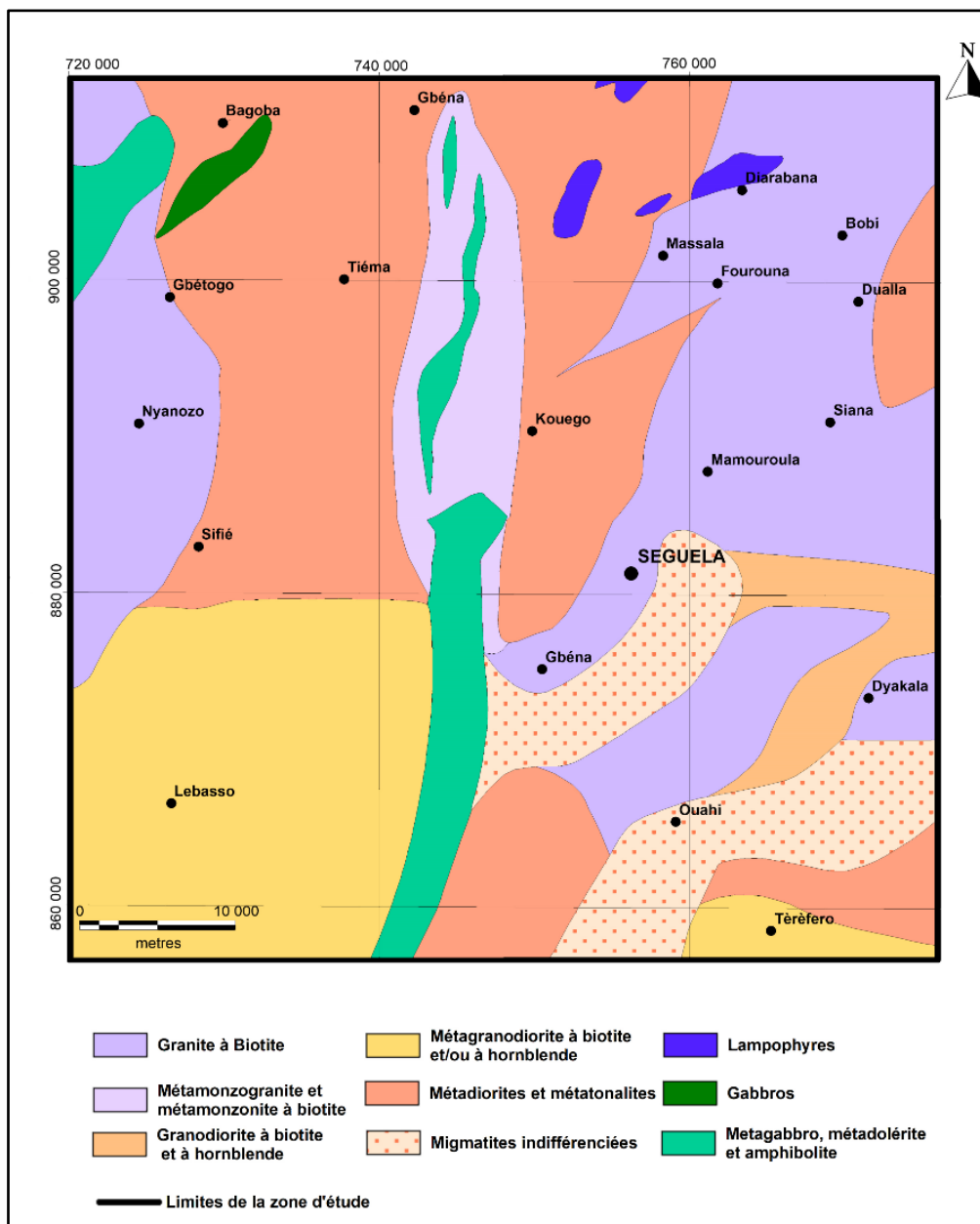


Fig.2. Carte géologique de la zone d'étude (Direction des mines et de la géologie, 1995)

L'analyse de cette carte montre une abondance de granite à biotites, de métadiorite et métatonalite des lampophyres, migmatites indifférenciées, gabbros et métagabbros, granodiorites et métagranodiorites (à biotite et/ou à hornblende), métamonzogranite et métamonzonite. Aussi, en plus des célèbres dykes kimberlitiques de Bobi et de Diarabana riches en diamant (au Nord-Est), de nombreux indices aurifères présents dans les formations des monts Goma et Fouimba constituent le potentiel minier de la zone.

III. METHODOLOGIE

3.1. Traitement de données aéromagnétiques

Quatre (04) cartes de contours aéromagnétiques (Séguéla 1a et 1b ; Mankono 3c et 3d) à l'échelle 1/50000 ont été digitalisées pour l'obtention de données numériques destinées à la phase de traitement. Les contours isomagnétiques de ces cartes ont été compilés à partir des enregistrements réalisés le long des lignes orientées N-S. Les lignes de vol étaient espacées de 500 m, avec une hauteur nominale de vol de 150 m (± 15 m) et un temps d'échantillonnage d'environ 0,75s. Les magnétomètres à bord des avions étaient de type Geometrics 803 avec une sensibilité nominale de 0,5 nanotesla. Les données obtenues par la digitalisation des contours des cartes aéromagnétiques ont été soumises à un processus de séparation régionale/résiduelle afin de produire une carte d'anomalie magnétique. La réduction à l'équateur a été appliquée au détriment de la réduction au pôle qui est

instable dans les régions équatoriales. Ce filtre approprié pour repositionner les anomalies à l'aplomb des sources dans la région étudiée, est traduite par la formule mathématique suivante :

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2 \times (-\cos^2(D - \theta))}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \times [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (1)$$

Si ($|Ia| < |I|$), $Ia = I$; où

- I est l'inclinaison magnétique, Ia est l'inclinaison pour la correction d'amplitude, et D est la déclinaison. $\sin(I)$ est la composante en amplitude et $i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)$ est la composante en phase.

3.2. Mesure de susceptibilité magnétique

Des mesures de susceptibilité magnétique ont été effectuées sur les principales faces que présentent les échantillons. Sur chaque échantillon de roches, plusieurs mesures ont été réalisées et notées k_1 , k_2 , k_3 et k_n . Le quotient de la somme de ces mesures par rapport au nombre de faces constitue la susceptibilité moyenne \bar{k} ou k_m de l'échantillon de la roche. Pour un échantillon de roche présentant n faces, la susceptibilité moyenne sera :

$$\bar{k} = \frac{k_1 + k_2 + \dots + k_n}{n} \quad (2)$$

Cette procédure qui est prise en compte par le « average mode » du susceptibilimètre SM 30, a été réalisée pour obtenir la susceptibilité moyenne des différents échantillons de roches. Ainsi, dans cette étude, les valeurs de susceptibilités k attribuées aux roches représentent la moyenne des mesures prises sur les n faces des échantillons de ces dernières.

3.3. Mesure au spectromètre à fluorescence X

Seize (16) échantillons de roches prélevés dans la zone d'étude ont été analysés au spectromètre à fluorescence X. Ils ont au préalable été broyés, pulvérisés, homogénéisés et tassés au maximum pour éviter l'absorption des rayons X par l'air. La poudre de roche a été mise dans une coupelle dont un côté est recouvert par un film en Mylar de $6\mu\text{m}$ d'épaisseur. L'échantillon est placé dans la coupelle au contact du film en Mylar à travers lequel il est analysé. Les différentes mesures ont été effectuées pendant 120 secondes en mode « mining Cu/Zn » avec le Niton XRF de Thermos Scientific inc. Ce mode est idéal pour les analyses des roches et optimal lorsque les éléments chimiques cibles sont présents à des dixièmes de pourcentage ou plus, comme c'est le cas avec les éléments chimiques des oxydes cibles.

IV. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

4.1. Analyse aéromagnétique

Les échantillons de roches prélevés, qui ont fait l'objet de l'étude pétrographique et pétrophysique, ont été plotés sur la carte magnétique (Fig.3) pour permettre une classification des roches en fonction du type d'anomalie magnétique. Les échantillons SIAK GBO, SIF2, SIF3, DUA, DIAR, SON, et GBIN sont liés aux signatures élevées et constituent le groupe des formations fortement magnétiques. Ces réponses aéromagnétiques d'amplitude élevée sont donc liées aux roches vertes que sont les micaschistes et les gabbros, mais aussi aux granitoïdes tels que les granodiorites, granites à biotites et amphiboles, et granites à biotite. Les signatures intermédiaires sont causées par les roches moyennement magnétiques représentées par les échantillons GOU1, GOU2, GBET et NIA. Le troisième groupe comprend les formations faiblement magnétiques dont les échantillons BOG, GBE, FOR, et SIF1 correspondent aux signatures faibles qui sont essentiellement causées par des granites à biotites. Cependant, le gabbro (SIF1) qui coïncide avec une anomalie faiblement magnétique, proviendrait du dôme de gabbro dont est issu l'échantillon SIF2. Ces blocs du fait de l'altération se seraient détachés, et transportés par l'effet de la topographie.

La correspondance entre les formations géologiques et signatures magnétiques souffre dans certains cas d'une ambiguïté ; c'est la non unicité des solutions géophysiques. En effet, les réponses aéromagnétiques ne peuvent être associées à des lithologies particulières, d'où la nécessité des données géologiques et pétrophysiques pour contraindre les résultats géophysiques. Cette ambiguïté est ici montrée par des anomalies hautement magnétiques qui sont associées aussi bien aux granites qu'aux roches mafiques

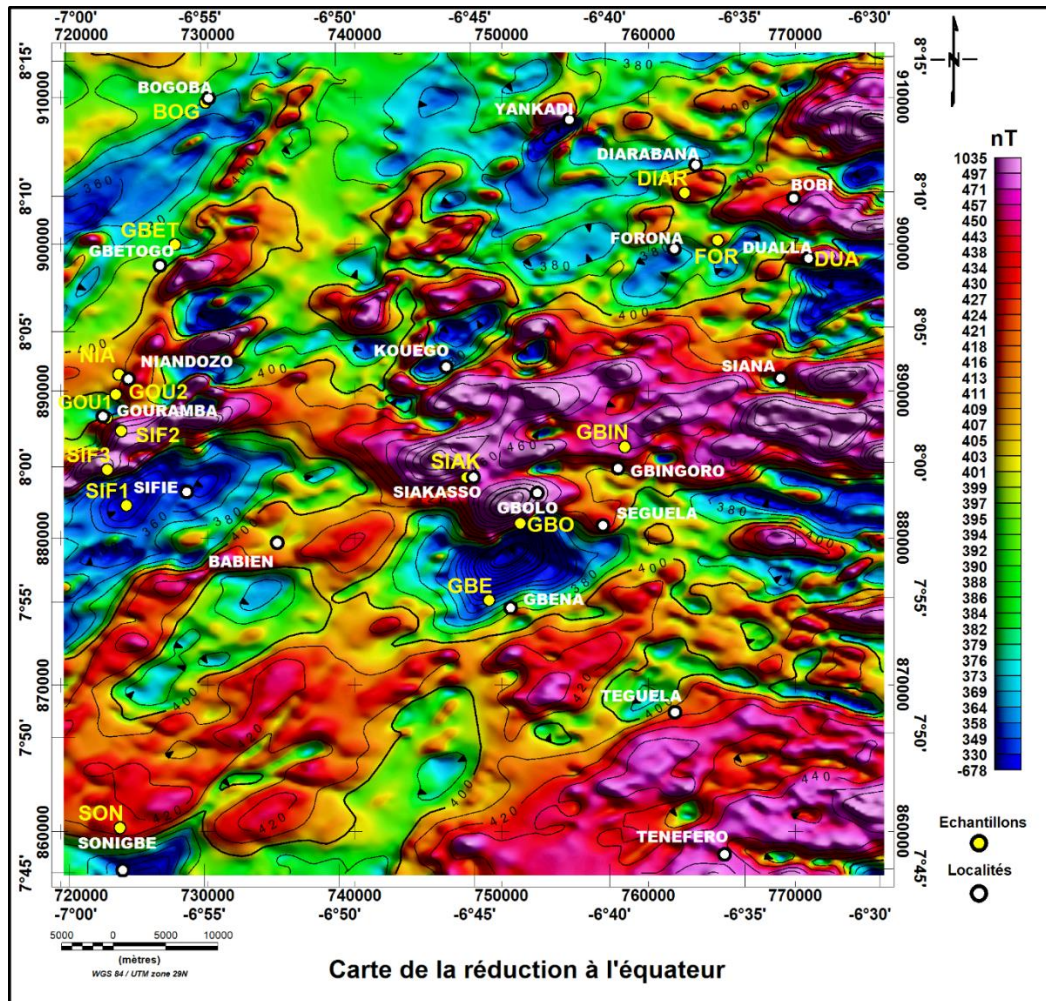


Fig.3. Carte du champ magnétique réduit à l'équateur

4.2. Analyse pétrophysique

Les susceptibilités magnétiques des formations responsables des différentes signatures ont été plotées à l'aide de symboles géométriques pour distinguer la nature lithologique des échantillons. Les couleurs bleue, verte et orange sont attribuées respectivement aux roches d'intensités magnétiques faible, modéré et élevé (Fig.4). Les valeurs élevées de susceptibilité (supérieures à $6 \times 10^{-3} \text{SI}$) ont été obtenues sur des granites à biotites et amphiboles, et des granodiorites qui contiennent également de nombreux oxydes métalliques à priori magnétiques. Le comportement magnétique de ces granitoïdes responsables de signatures élevées est dû aux oxydes magnétiques et silicates ferromagnésiens (biotites et amphiboles) qui contribuent fortement au rehaussement de la susceptibilité.

Les formations géologiques qui sont pour la majorité liées aux signatures magnétiques intermédiaires présentent des susceptibilités comprises entre 2 et $6 \times 10^{-3} \text{SI}$. La faible quantité de silicates ferriques représentés par la biotite et des oxydes magnétiques, contenue dans les granites à magnétisme intermédiaire explique leur activité magnétique moins élevée. Cependant, le granite de Gbingoro (GBIN), nonobstant les similitudes du point de vue minéralogique avec les autres granites de la zone, est moyennement magnétique et responsable de signature d'intensité élevée. Quant aux roches vertes de ce second groupe, elles sont constituées de silicates ferromagnésiens (ortho et clinopyroxène, hornblendes et chlorites) et de grains fins de minéraux opaques. Les réactions telles que la chloritisation, l'épidotisation et la séricitisation auraient considérablement affecté la minéralogie magnétique de ces roches ferromagnésiennes et influencé leurs susceptibilités magnétiques. Les granites de Bogoba et de Gbéna, sources des anomalies faiblement magnétiques, présentent logiquement les plus faibles valeurs de susceptibilité magnétique (inférieures à $2 \times 10^{-3} \text{SI}$). Ces granitoïdes faiblement magnétiques contiennent moins de silicates ferriques et parfois quelques grains fins de minéraux magnétiques. L'aspect broyé des minéraux dans le granite de Bogoba et la rareté des minéraux opaques expliquent sa très faible susceptibilité magnétique, illustrant ainsi l'influence de la mylonitisation. Toutefois, de faibles valeurs ont également été obtenues sur des roches vertes notamment les micaschistes (SIK) et métagabbro (SIF1), responsables de signatures fortement magnétiques. Les faibles susceptibilités obtenues sur l'échantillon SIF1 (même minéralogie que SIF2) prélevé sur

des blocs probablement déplacés et altérés et sur le micaschiste, illustrent l'action réductrices des phénomènes d'altération et de métamorphisme sur l'activité magnétique des roches.

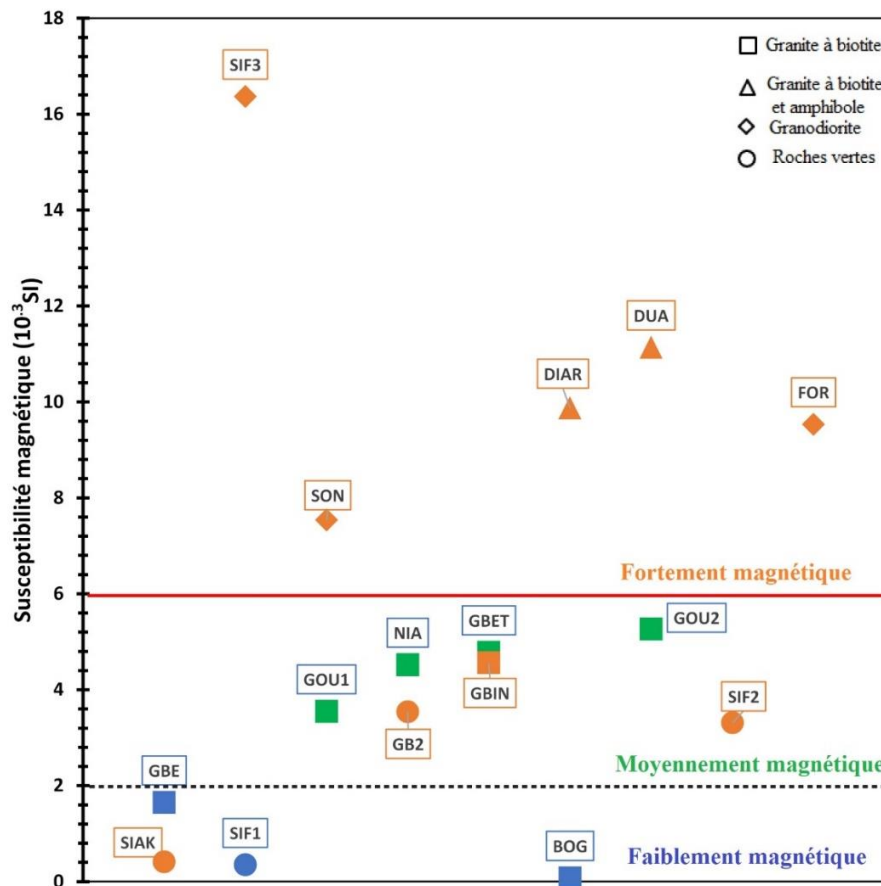


Fig.4. Classification des roches en fonction de la susceptibilité magnétique

L'analyse pétrophysique montre donc que la susceptibilité à se magnétiser des différentes formations géologiques est fonction de leurs compositions minéralogiques, notamment de la présence des silicates ferrifères et des oxydes magnétiques dont la quantité et la taille constituent des paramètres importants. Aussi, plusieurs phénomènes géologiques dont le métamorphisme, la granitisation, l'altération et la mylonitisation auraient une influence sur le comportement magnétique des roches, qu'il ne faudra pas négliger dans l'interprétation des signatures magnétiques.

4.3. Analyse géochimique

4.3.1. Influence des Oxydes Ti-Fe

Le diagramme de la figure 5a montre que les granites à biotites liées aux signatures faibles contiennent moins de 3,2% de Fe₂O₃. Au-delà de cette teneur limite, les roches sont responsables de signatures magnétiques élevées. Deux (02) groupes se distinguent dans cette catégorie, le premier est constitué de granodiorites et de granite à biotite et amphiboles. Le second renferme des roches vertes présentant les plus fortes teneurs en Fe₂O₃. Cependant le granite de Gbingoro (GBIN) fait exception dans cette classification basée sur le taux d'oxyde de fer.

Sur le second diagramme (Fig.5b), les roches faiblement magnétiques présentent des taux d'oxyde de titane allant de 0,09% à 0,3%, tandis que celles caractérisées par des signatures magnétiques élevées ont des teneurs de TiO₂ relativement fortes (> 0,3%). L'influence de l'oxyde de titane est ainsi mise en évidence par la valeur limite de 0,3%, à partir de laquelle une roche aura une intensité de signature élevée ou faible. Aussi, la signature magnétique élevée de l'échantillon GBIN, malgré sa composition en Fe₂O₃ relativement faible, serait plutôt due à sa teneur en TiO₂ (0,307%).

L'analyse des deux diagrammes de la figure 5, révèle que les anomalies fortement magnétiques sont dues à des roches ayant une teneur en Fe₂O₃ supérieure à 3,2% et un taux de TiO₂ supérieur à 0,3%. La teneur en TiO₂ en particulier, a permis une classification sans exception des roches selon leurs signatures aéromagnétiques indépendamment de la nature lithologique.

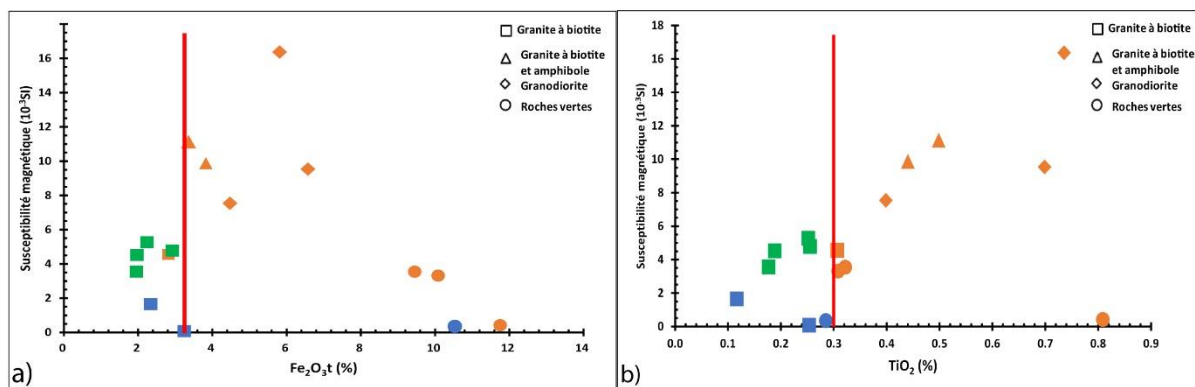


Fig.5. Diagramme des oxydes en fonction de la susceptibilité magnétique : a) oxyde de fer (Fe_2O_3t) ; b) oxyde de Titane (TiO_2)

4.3.2. Influence des autres oxydes

Les granites à textures variées, sources de signatures magnétiques faibles à intermédiaires, présentent des teneurs en SiO_2 supérieures à 63% (Fig. 6a). Ces roches acides sont pour la plupart pauvres en minéraux opaques, impliquant la rareté des minéraux magnétiques. Les granitoïdes intermédiaires tels que les granodiorites et les granites à biotites et amphiboles, présentent des susceptibilités magnétiques les plus élevées. Les forts taux de Al_2O_3 (supérieure à 11,2%) ont également été obtenus sur ces granitoïdes, illustrant ainsi l'influence de l'aluminium dans leur comportement magnétique (Fig. 6b). En effet, les anomalies magnétiques de forte amplitude liées à ces roches s'expliqueraient par leur richesse en aluminium (Al) qui est un cation trivalent, et remplaçant idéal du silicium (Si) dans les réactions de substitution. Cela signifierait qu'il y a remplacement d'un élément diamagnétique (silicium) par un autre élément paramagnétique (aluminium). Cette réaction est donc favorable à une augmentation de l'activité magnétique du matériau qui en est sujet.

Le diagramme de l'oxyde de calcium en fonction de la susceptibilité magnétique (Fig. 6c), montre des caractéristiques quasi similaires à celui de Fe_2O_3t . En effet, les roches riches en oxyde de fer sont également caractérisées par des teneurs élevées en CaO allant de 11,99 % à 13,2 %. Les taux élevés en oxyde de calcium dans ces formations seraient probablement liés à l'abondance des minéraux contenant du calcium, tels que les pyroxènes calciques ou clinopyroxènes ($Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$) et l'amphibole ($NaCa_2(Mg,Fe)_4Al_3Si_6O_{22}(OH,F)_2$), des plagioclases calciques ($CaAl_2Si_2O_8$) et la calcite ($CaCO_3$) qui est spécifiquement abondante dans les micaschistes de Siakasso. Le calcium et le potassium, avec leur évolution opposée sur les diagrammes de CaO (Fig. 6c) et K_2O (Fig. 6d) fait remarquer que les granitoïdes riches en plagioclase sont plus magnétiques que ceux à composition riche en orthoclase (Fig. 6d). Les diagrammes de MnO (Fig. 6e) et (Fig. 6f) V_2O_5 montrent des valeurs limites respectivement égales à 0,02% et 0,014%, au-delà desquelles, les roches sont responsables des anomalies magnétiques positives. Cela démontre que la présence de ces deux oxydes contribuerait au rehaussement des propriétés magnétiques des roches. Malgré leurs proportions négligeables, leurs apports semblent déterminants dans la distinction des formations à signatures magnétiques élevées de celles à faibles signatures. Ce constat s'explique par la présence du manganèse (Mn) dans les oxydes titanifères (Ilménite) et celle du vanadium (V) souvent dans les oxydes ferrifères (Magnétite). Les similarités entre les diagrammes de MnO et V_2O_5 et ceux des oxydes du couple Fe-Ti corroborent leur coexistence.

Les roches riches en P_2O_5 avec des teneurs supérieures à 0,2% (Fig. 6g), le sont aussi en ZrO_2 avec des teneurs au-delà de 0,018% (Fig. 6h). Ce sont pour la plupart des granodiorites et des granites à biotites et amphiboles. Ce fait montre que ces oxydes sont tous deux intéressants pour distinguer les roches acides et intermédiaires susceptibles de causer des anomalies magnétiques positives. Les oxydes P_2O_5 et ZrO_2 auraient donc à un degré moindre une influence dans le comportement magnétiques des granitoïdes.

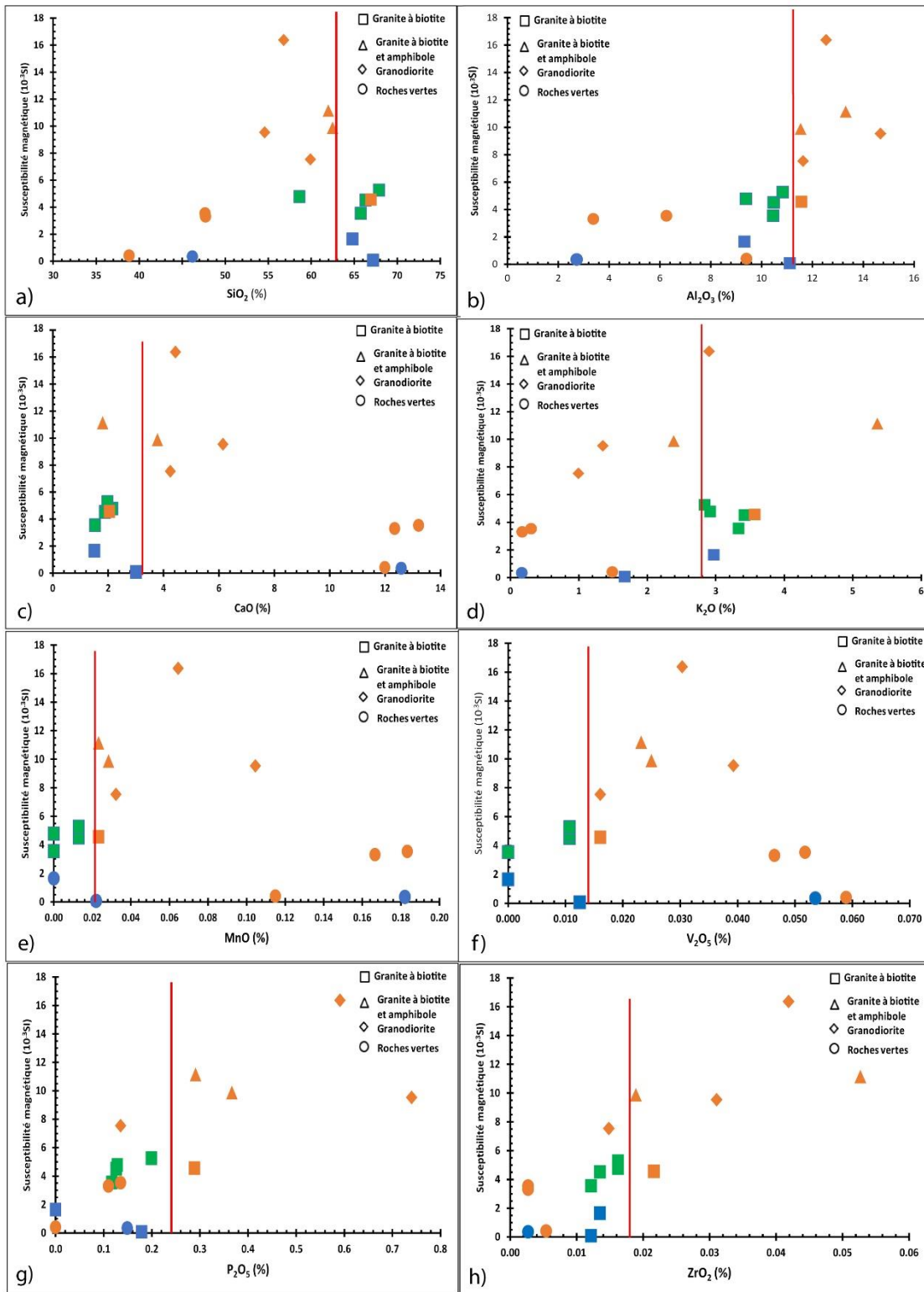


Fig.6. Diagramme des oxydes en fonction de la susceptibilité magnétique : a) SiO₂ ; b) Al₂O₃ ; c) CaO ; d) K₂O ; e) MnO ; f) V₂O₅ ; g) P₂O₅ ; h) ZrO₂.

V. DISCUSSION

Les mesures de la susceptibilité magnétique sur les formations géologiques de la zone d'étude ont montré que $6 \times 10^{-3} \text{SI}$ est la valeur minimale des roches fortement magnétiques. C'est sur les granodiorites et granites à biotite et amphibole que les susceptibilités supérieures à cette valeur ont été obtenues. Selon la classification de [8] Ces derniers seraient donc de la classe des granites de la série à magnétite ($0,2 \times 10^{-3} \text{SI} < k < 10 \times 10^{-3} \text{SI}$), contrairement au granite de Bogoba (BOG) qui appartient à la série à ilménite ($k < 0,2 \times 10^{-3} \text{SI}$). Cette classification rejoint celle de [9] dans laquelle les susceptibilités magnétiques des granites paramagnétiques sont de l'ordre de $0,4 \times 10^{-3} \text{SI}$, tandis que celles des granites dits ferromagnétiques sont comprises généralement entre 5 et $50 \times 10^{-3} \text{SI}$. L'étude montre que les granitoïdes ferromagnétiques caractérisés par des susceptibilités supérieures à la valeur limite sont responsables des anomalies magnétiques de haute intensité. Quand aux granitoïdes paramagnétiques, caractérisés par des valeurs inférieures à $6 \times 10^{-3} \text{SI}$, ils sont sources de signatures faiblement magnétiques. Selon la subdivision détaillée de [10], qui classe les roches ignées également sur la base de leurs susceptibilités magnétiques, les roches sont dites :

- diamagnétiques si $k < 0$, elles sont extrêmement rares ;
- paramagnétiques si $0 < k < 1,26 \times 10^{-3} \text{SI}$;
- faiblement ferromagnétiques si $1,26 \times 10^{-3} \text{SI} \leq k < 3,77 \times 10^{-3} \text{SI}$;
- modérément ferromagnétiques si $3,77 \times 10^{-3} \text{SI} \leq k < 37,7 \times 10^{-3} \text{SI}$;
- fortement ferromagnétiques si $k \geq 37,7 \times 10^{-3} \text{SI}$.

Cette classification permet de montrer que les granitoïdes de la région de Séguéla sont plutôt faiblement à modérément ferromagnétiques. Quant aux roches mafiques, elles seraient paramagnétiques à faiblement ferromagnétiques. Les roches qui appartiennent à la classe des paramagnétiques contiennent généralement des traces de minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite, et leur susceptibilité mesurée serait dominée par la contribution des minéraux paramagnétiques qui sont dépourvus de magnétisation rémanente [10]. La classification des roches de la région de Séguéla basée sur le modèle de Clark (Fig. 7) montre que les roches :

- faiblement magnétiques ($0 < k < 2 \times 10^{-3} \text{SI}$) sont paramagnétiques.
- moyennement magnétiques ($2 \times 10^{-3} \text{SI} < k < 6 \times 10^{-3} \text{SI}$) sont faiblement ferromagnétiques ;
- fortement magnétiques ($k > 6 \times 10^{-3} \text{SI}$) sont modérément ferromagnétiques.

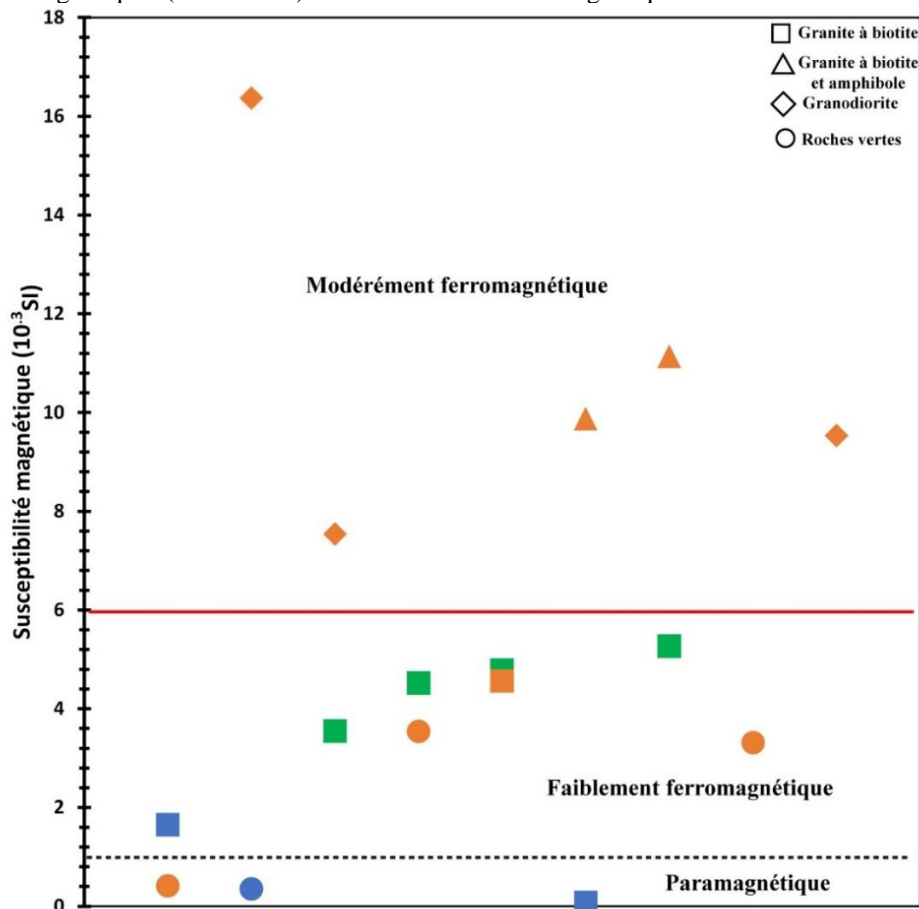


Fig.7. Classification des roches de Séguéla selon le diagramme de [10]

Par ailleurs, l'analyse géochimique a permis de montrer que les formations géologiques qui sont sources de fortes signatures magnétiques ont des teneurs de Fe_2O_3 et TiO_2 relativement élevées. Cela est cohérent avec le fait que les propriétés magnétiques des roches soient déterminées par la répartition des oxydes du couple Ti-Fe dans la minéralogie magnétique. Ils s'agit de la magnétite (Fe_3O_4), la titanomagnétite ($x\text{Fe}_2\text{TiO}_4(1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$), hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$), titanohématite ($x\text{FeTiO}_3(1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$), maghémite ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), ilménite (FeTiO_4), etc. Ces minéraux sont les principaux responsables des anomalies magnétiques soit à cause de leur forte susceptibilité magnétique (magnétite) ou de leur forte magnétisation rémanente (ulvöspinel et ilménite). La répartition de la minéralogie magnétique dans les roches ignées est définie selon [11] par trois systèmes chimiques :

- le système d'oxydes Fe-Ti-O ou FeO- Fe_2O_3 - TiO_2 ;
- le système de sulfure Fe-Ni-S ;
- le système d'alliage métallique Fe-Ni-Co.

Les teneurs en SiO_2 et Fe_2O_3 des échantillons de la région ont été plotées dans le diagramme (Fig.8) prenant en compte la relation entre ces oxydes, la susceptibilité magnétique (échelle arbitraire), et le ratio Magnétite/Ulvöspinel [12-15]. La répartition des échantillons marquée par les valeurs fortes de susceptibilité magnétiques atteintes par les roches intermédiaires (granodiorites et granites à biotites et amphiboles), permet de privilégier la série réactionnelle (a) de Osborne dans la genèse des roches de Séguéla. En effet, la première série réactionnelle d'Osborne ou Serie (a), conduit à un liquide résiduel riche en silice et pauvre en fer. De ce liquide se forment les séries calco-alkalines de roches ignées, caractéristiques des chaînes orogéniques. Ce cas est favorable à la formation de la magnétite primaire qui débute avec les premières cristallisations et se poursuit durant tout le processus. Elle passe d'une composition riche en Ti (Titanomagnétites) à la magnétite pure. La différenciation conduit de plus en plus à une magnétite titanifère qui est associée aux roches mafiques et ultramafiques, tandis que les felsiques auraient tendance à contenir de la magnétite sous une forme plus pure, expliquant ainsi leur fort magnétisme. Outre le fer, le titane et la silice, la chimie des roches fait intervenir d'autres éléments tels que l'aluminium, le calcium, le potassium, et le magnésium. Leur implication dans le comportement magnétique des roches repose sur leur disponibilité pour la formation des silicates ferromagnésiens tels que le pyroxène, l'amphibole et la biotite. Selon [15], ces silicates du complexe Fe-Mg-Ca-Al sont en compétition avec les oxydes dans l'utilisation du fer disponible. Leur présence a une influence sur le taux de magnétite qui peut se former à l'intérieur d'un assemblage minéral donné, et par conséquent sur leurs propriétés magnétiques. Quant aux éléments tels que Mn et V qui sont paramagnétiques, ils jouent un rôle malgré leur faible proportion, dans le rehaussement du comportement magnétique des roches. Par exemple, l'ilménite riche en Mn (> 30% de MnTiO_3) constitue parfois l'un des minéraux magnétiques accessoires de certaines intrusions ferromagnétiques, tandis que l'ilménite réduite, (< 8% Fe_2O_3 et pauvre en Mn) est un minéral des intrusions paramagnétiques [10].

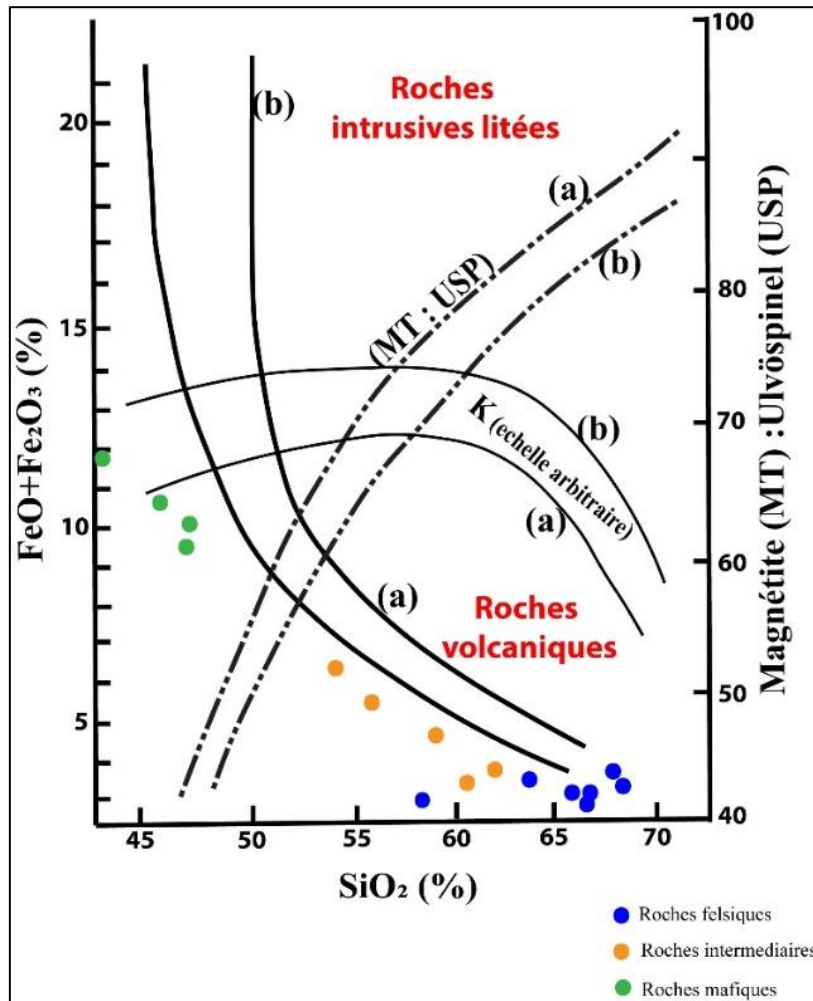


Fig.8. Diagramme de SiO₂ en fonction de FeO+ Fe₂O₃ et du ratio Magnétite-Ulvöspinel [13 ; 15]

VI. Conclusion

L'étude dans la région de Séguéla a mis en évidence une bonne corrélation entre les propriétés pétrophysiques des roches, leur compositions minéralogiques et les signatures magnétiques dont elles sont responsables. Elle a permis d'établir une classification basée sur la susceptibilité magnétique selon laquelle, les anomalies :

- faiblement magnétiques sont produites par des formations paramagnétiques ($0 \leq k \leq 2 \times 10^{-3} SI$) représentées par le granite à biotite et les micaschistes ;
- moyennement magnétiques sont produites par des formations faiblement ferromagnétiques ($2 \times 10^{-3} < k \leq 6 \times 10^{-3} SI$) ; représentées par le granite à biotite et des roches mafiques (métagabbros ou amphibolites) ;
- fortement magnétiques sont causées par des formations modérément ferromagnétiques ($k > 6 \times 10^{-3} SI$) représentées par le granite à biotite et amphibole et la granodiorite.

Aussi, l'analyse des oxydes a montré l'influence de certains oxydes dans le comportement magnétique des roches. Même si l'influence des oxydes de fer et titane n'est plus à prouver, ce travail a fait ressortir qu'indépendamment de la minéralogie, les anomalies fortement magnétiques sont dues à des roches ayant une teneur en Fe₂O₃t supérieure à 3,2 % et un taux de TiO₂ supérieur à 0,3%. D'autres oxydes tels que Al₂O₃, MnO, V₂O₅, et P₂O₅, ZrO₂ influent à des degrés divers dans le comportement magnétique des roches. Leur implication repose sur leur disponibilité pour la formation des silicates ferromagnésiens dont le pyroxène, l'amphibole et la biotite.

References

- [1]. **Mutton A. J. et Shaw R. D. (1976)**. Physical property measurements as an aid to magnetic interpretation in basement terrains. Aust. Soc. Explor. Geophys. Bull. 10, pp 79-91.
- [2]. **Mcintyre J. I. et Wyatt B. W. (1978)**. Contributions to the regional geology of the Broken Hill area from geophysical data. BMR J. Aust. Geol. Geophys. 3, pp 265-280.
- [3]. **Whiting T. H. (1986)**. Aeromagnetism as an aid to geological mapping—a case history from the Arunta Inlier, Northern Territory, Australian Journal of Earth Sciences, 33:2, pp 271-286.

- [4]. **Kouamelan A. N. (1996)**. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire, implication pour la transition Archéen-Protérozoïque. Mém. Géosciences Rennes, 73, 289 p.
- [5]. **Milési J. P., Feybesse J. L., Ledru P., Dommanget A., Ouédraogo M. F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J. P., Johan V., Tegvey M., Calvez J. Y. et Lagny P. (1989)**. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest, leurs relations avec l'évolution lithostratigraphique du protérozoïque inférieur. Chron. Rech. Min., Fr.497, pp 3-98.
- [6]. **Delor C., Simeon Y., Kouamelan A. N. et Peucat J. J. (1994)**. Persistance de processus archaïques de création crustale au Birimien (Protérozoïque) en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). 15e RST, Nancy, Abstr., Publ. Soc. Géol. Fr.
- [7]. **Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y. et Alric G. (1996)**. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 et 2,0 Ga: le style archéen des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire. Bull. Soc. Geol. Fr., 167 (3), pp 307-319.
- [8]. **Ishihara S. (1977)**. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Min. Geol. vol 27, pp 293-305.
- [9]. **Bouchez J.-L. Nédélec A. (2015)**. Granites Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny Oxford University Press, United Kingdom 335p.
- [10]. **Clark D.A. (1999)**. Magnetic petrology of igneous intrusions: Implications for exploration and magnetic interpretation Exploration Geophysics vol 30, pp 5-26.
- [11]. **Haggerty, S E. (1979)**. The aeromagnetic mineralogy of igneous rocks. Can. J. Earth Sci., vol 16, pp 1281-1293.
- [12]. **Nockolds, S.R., (1954)**. Average chemical compositions of some igneous rocks. Geol. Soc. Am. Bull., N°65, pp 1007-1032.
- [13]. **Buddington, A.F. et Lindsley, D.H. (1964)**. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol. Vol 5, pp 310-357.
- [14]. **Paterson, Grant et Waston (1979)**. Interprétation d'un levé magnétométrique et radiospectrométrique aéroporté sur la partie nord de la République de Côte d'Ivoire. Rap. SODEMI, Abidjan, 218 p.
- [15]. **Grant F.S. (1985)**. Aeromagnetism, geology and ore environments, i. Magnetite igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview, Geoexploration vol 23, pp 303-333.

Serge Pacôme Déguine GNOLEBA " Etude du comportement magnétique des roches précambriennes de Séguéla (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire) à partir des mesures géochimiques et pétrophysiques." International Journal of Engineering Science Invention (IJESI), Vol. 09(03), 2020, PP0 36-47.