



MEMOIRE DE MASTER II

## MASTER II : TERRE ET PLANETES

Année Universitaire : 2014 - 2015

---

Présenté et Soutenu par : Jacques KONE

(Juin 2015)

*Titre : Signification de l'héritage structural et métamorphique de la série métasédimentaire encaissant du pluton de granite de Saraya (Sénégal Oriental).*

*(Craton Ouest Africain, 2.2 - 2.0 Ga) : implications géodynamiques.*

---

Encadrants :

BARATOUX	Lenka
GANNE	Jérôme
NDIAYE Papa	Moussa
VANDERHAEGHE	Olivier

## **REMERCIEMENTS**

Mes remerciements vont d'abord à mes encadrants, Lenka BARATOUX, Jérôme GANNE (tous deux chercheurs à l'IRD), les Professeurs Olivier VANDHERAEGHE et Papa Moussa NDIAYE respectivement enseignant à l'Université Paul Sabatier de Toulouse et à l'université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal).

Les résultats auxquels nous sommes parvenu relève en grande partie de leur investissement personnel. Ils m'ont apporté des soutiens multiformes pendant toute la durée de ce mémoire. Je ne pourrai jamais les remercier à la hauteur de leur contribution qui est inestimable.

-Je remercie également Famara DIATTA et Makhoudia FALL pour le soutien qu'ils m'ont apporté durant mes travaux de terrain.

-Je remercie monsieur David BARATOUX chercheur à l'IRD pour ses efforts et son soutien dans l'organisation de la mission de terrain au Sénégal Oriental.

-Je remercie Mme Françoise VANHILLE pour les soutiens multiformes qu'elle m'a apportés depuis que je suis en France.

## RESUME

Sur cette étude thermobarométrique, nous essayons de contraindre l'évolution des chemins P-T pendant l'orogénèse Eburnéenne enregistré par la série métasédimentaire encaissant du pluton de granite de Saraya au paléo protérozoïque (2.5-2.0) dans le craton Ouest Africain.

La zone d'étude correspond au supergroupe du Dialé-Daléma constitué de bassins sédimentaires intrudés par des granitoides et métamorphisés pendant l'orogénèse Eburnéenne. Il est localisé à l'ouest du Craton Ouest Africain à la frontière Sénégal/Mali.

Ainsi nous avons identifié une évolution métamorphique très contrasté au niveau des deux flancs Est et Ouest au contact du massif granitique reflétant des faciès métamorphiques différents.

La bordure occidentale a enregistré un métamorphisme HP-BT avec une pression de l'ordre de (8-10 kbar) dans les reliques de la S1, ensuite un métamorphisme de haute température (HT) dans le faciès amphibolites dépassant les 600°C, suivi d'une décompression (4-6 kbar) associant un métamorphisme rétrograde.

Sur le flanc oriental par contre un seul événement a été enregistré dans le faciès schiste vert avec une pression de l'ordre de (4-6 kbar) et une température comprise entre (400-450°C).

Nous avons relié le contact d'unités métamorphiques différentes à un couloir cisailant de basse température.

Les âges U-Pb sur monazites obtenus sur les unités de hautes températures situées sur le flanc ouest du massif de Saraya 2050± 6,9 et 2060± 15 nous ont permis de prouver que le métamorphisme de contact est lié à la mise en place du granite de saraya dont l'âge est estimé entre 2100 et 2070 Ma U-Pb sur zircon.

## Tables des Matières

### CHAPITRE I : PRESENTATION DU CADRE GEOLOGIQUE GENERAL ET CONTEXTE SCIENTIFIQUE.

I.1 Le Craton Ouest Africain (C.A.O).....	1
I.2 Problématique et Contexte scientifique.....	4
I.3 La fenêtre de Kédougou-Keniéba.....	5
I.4 L'extrémité NE du pluton de Saraya et son encaissant.....	9

### CHAPITRE II: METHODOLOGIE

II.1 Méthode de terrain.....	10
II.2 Méthode géochronologique.....	10
II.3 Thermobarométrie.....	11

### CHAPITRE III : PRESENTATION DES RESULTATS

III.1 Principales lithologies.....	12
III.1.1 Les formations métasédimentaires du supergroupe du Dialé-Daléma	
III.1.2 Les formations magmatiques du supergroupe de Dialé-Daléma.....	13
III.2 Structures.....	15

### CHAPITRE V : THERMOBAROMETRIE

V.I Paragenèses métamorphiques et informations sur les microstructures	
V.I .1 Les Paragenèses métamorphiques.....	19
V.I.2 Informations sur les microstructures.....	22
V.II Thermobarométrie.....	23

### CHAPITRE IV : Géochronologie

IV.1 Généralités sur les Monazites.....	26
IV.2 Fonctionnement su système U-Pb.....	27

### CHAPITRE V : INTERPRETATIONS ET DISCUSSION

V.1 Intégrations géodynamiques.....	33
V. 2 CONCLUSION.....	35
Références et Annexes .....	36

## Liste des Figures

Figure 1: Carte géologique simplifiée du craton ouest africain (C.A.O).....	2
Figure 2: Reconstruction paléogéographiques du Craton Ouest Africain.....	4
Figure 3: localisation du supergroupe de Mako et du Dialé-Daléma.....	6
Figure 4 : (A) Carte géologique simplifiée de la partie sud du craton ouest africain montrant le nucléus d'âge Archéen à l'ouest et la province birimienne à l'est. (B) Carte géologique simplifiée des terrains birimiens situés le plus à l'est de cette province paléoprotérozoïque, coté Burkina Faso d'après (Ganne et al., 2012).....	7
Figure 5: modèles géodynamiques de l'évolution tectonique et métamorphique paléoprotérozoïque (2.2 - 2.0Ga) de la ceinture de roches vertes de la C.A.O.....	8
Figure 6: Carte de localisation de la zone d'étude au Nord du massif de Saraya.....	9
Figure 7: Les lithologies métamorphiques du supergroupe du Dialé-Daléma.....	12
Figure 9 et 10: Les roches magmatiques du groupe du Dialé-Daléma.....	13
Figure 10,11,12: Synthèse des différentes schistosités.....	15
Figure 13 et 14: Synthèse des autres marqueurs de la déformation.....	17
Figure 15: Projections stéréographiques (Canevas de Schmidt ; hémisphère inférieur) des pôles de plans de schistosités et des linéations d'étirements.....	18
Figure 16,17,18 et 19: Synthèses des différents assemblages pétrographiques.....	20-21
Figure 20: Carte géologique de la partie Nord Orientale du massif de Saraya avec la localisation des échantillons étudiés.....	22
Figure 21: Microstructures de haute température.....	21
Figure 22: Microstructures de basse température.....	22
Figure 21: variation de la composition du grenat et de la staurotide au cours des chemins P-T.....	24
Figure 24: Pseudosection avec les champs de stabilités des différents assemblages dans l'espace P-T.....	25
Figure 25: (a) isoplètes du grenat et staurotide ; (b) isoplètes du plagioclase et de la biotite.....	25
Figure 26: Spectre EDS d'une monazite au MEB.....	26
Figure 27: Schéma de désintégration radioactive.....	27
Figure 26: Position texturale des monazites datées.....	28
Figure 28a et b: âge respectif des échantillons 44A2 et 53A.....	29
Figure 29: Coupe transversale de l'auréole de haute température dans la région de Saraya .....	30

Figure 30 : Trajectoires de pression et de température (P-T) enregistrées par des méta-sédiments du Craton Ouest Africain (modifiée d'après Ganne et al., 2012 et les nouvelles données du sud-ouest du Ghana).....	32
Figure 30: Coupe transversale à travers l'auréole métamorphique de haute température du massif de Saraya avec le cisaillement de basse à moyenne température.....	34
Tableaux 1: Les compositions représentatives des minéraux analysés dans l'échantillon de micaschiste recueilli dans l'auréole thermique de haute température (44A2) localisé au niveau du flanc ouest du massif de Saraya.....	37
Tableaux 2 : Composition chimique de la roche totale analysé.....	37



# **CHAPITRE I : PRESENTATION DU CADRE GEOLOGIQUE GENERAL ET CONTEXTE SCIENTIFIQUE.**

## **I.1 Le Craton Ouest Africain (C.A.O).**

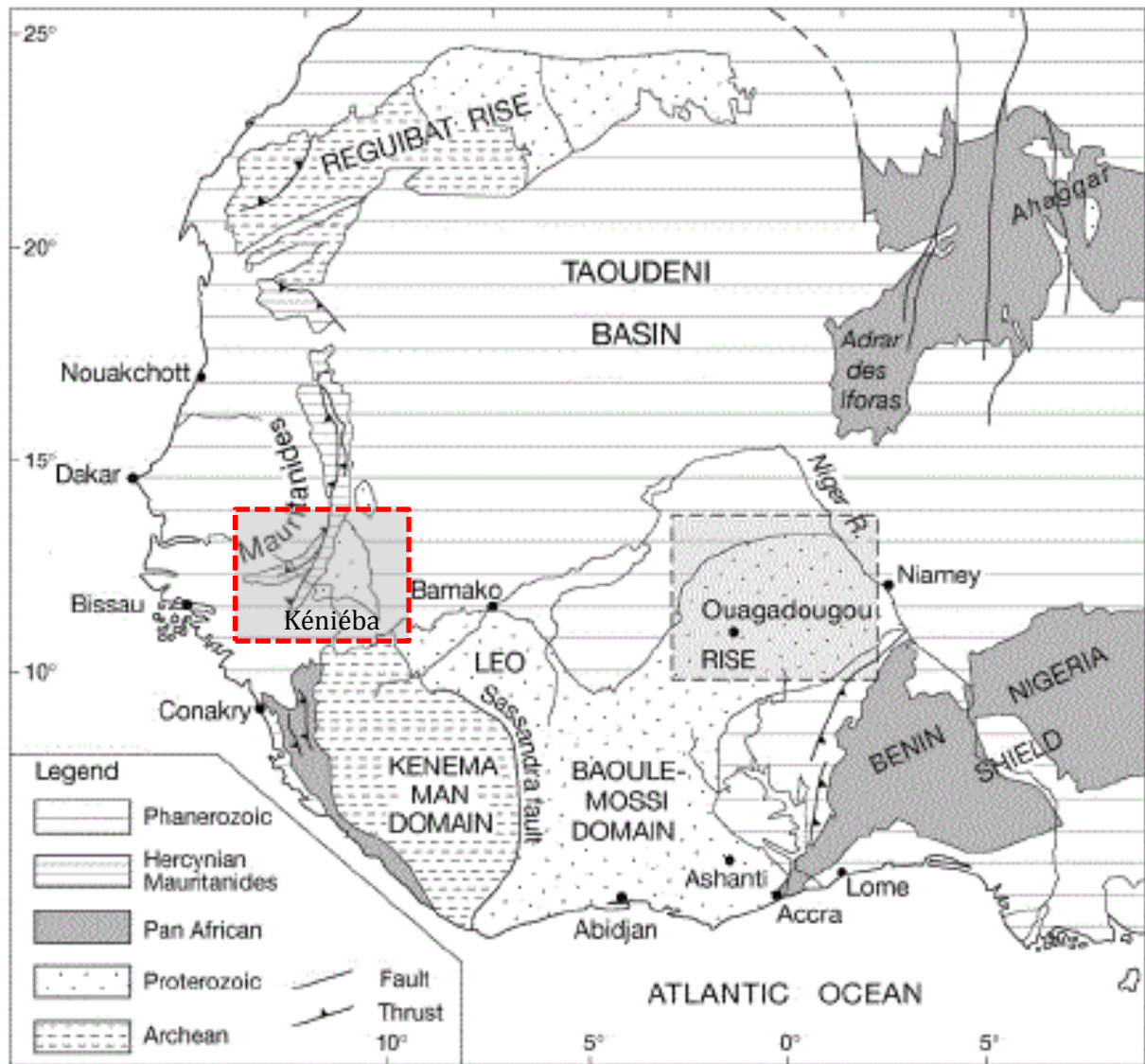
L'Afrique de l'ouest est caractérisée du point de vue géologique par la présence du Craton Ouest-Africain (C.A.O) correspondant à un ensemble de ceintures orogéniques, des bassins sédimentaires intrudés par des granitoïdes et métamorphisé pendant le paléoprotérozoïque. Le C.A.O affleure au nord dans la dorsale de Réguibat qui comprend dans sa partie occidentale le domaine archéen et à l'est domaine paléoprotérozoïques (Fig.1).

A l'ouest il couvre les formations de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba et celle de Kayes à la frontière Sénégal-Malienne. Ces deux fenêtres sont formées exclusivement par des formations Birimiennes du paléoprotérozoïques consistant en d'étroites ceintures volcaniques et en de larges bassins sédimentaires structurés et intrudés par des granitoïdes pendant l'orogénèse éburnéenne Liégeois et al., (1991).

Au sud il est constitué par la dorsale de Léo qui couvre une large région qui va du Liberia au Ghana en passant par la Guinée, le Mali et la Côte d'Ivoire et le Burkina-Faso. Elle est divisée aussi en deux parties : à l'ouest, le domaine archéen de Man, à l'est et au nord, le domaine Birimien du Baoulé-Mossi.

Le Craton Ouest Africain se limite à l'est par les chaînes panafricaines des Dahoméyides, du Gourma et des Pharusides, au Nord par l'Anti-Atlas, à l'Ouest des fenêtres de Kayes et de Kédougou-Kéniéba par les Rockélides (panafricaines) et les Mauritanides (hercyniennes) structurées depuis la fin du Précambrien jusqu'au Dévonien. Enfin l'immense bassin de Taoudeni, au Mali recouvre le cœur du Craton Ouest Africain.





**Figure 1: Carte géologique simplifiée du craton ouest africain d'après D. Béziat et al. (2008). Le rectangle rouge délimite la fenêtre de Kédougou-Kéniéba localisée au Sénégal oriental.**

L'évolution crustale craton Ouest Afrique de l'Ouest s'est déroulée en deux étapes principales. La première correspond à la formation d'une croûte archéenne (3,5-2,5 Ga) formant le noyau de Man, le plus ancien du Craton Ouest-africain. Elle est suivie par la formation d'une croûte paléoproterozoïque (2,2-1,7 Ga) dont la déformation a résulté de la fermeture du bassin océanique qui séparait les cratons Ouest Africain et du Congo, impliquant l'accrétion progressive d'arcs insulaires et de plateaux océaniques contre une masse continentale en croissance (Hirdes et al., 1992 ;1996 ; Leake, 1992 ; Pohl et Carlson, 1993 ; Davis et al.,1994 ; Ledru et al., 1994).

La reconstitution en termes de tectonique des plaques, des supercontinents archéens et paléoprotérozoïques n'est pas aisée. Elle nécessite une corrélation entre les principales caractéristiques structurales, lithologiques, paléontologiques, géochronologiques et paléomagnétiques des principaux blocs continentaux.

Les reconstitutions les mieux argumentées sont celles de la Rodinia, du Gondwana et de la Pangée.

Les positions successives du Craton Ouest Africain dans la Rodinia et le Gondwana (Fig.2a et b) montrent qu'il a souvent changé de latitude, changements à mettre en relation avec la déformation de ses bordures au Panafricain et à l'Hercynien.

En plus la comparaison de l'évolution tectonique des deux côtés de l'Atlantique Sud montre que la convergence majeure des terrains archéens et paléoprotérozoïques a eu lieu à environ 2 Ga, contribuant à la création de nouveaux blocs continentaux.

La position actuelle des cratons archéens et paléoprotérozoïques est issue de la dislocation de la Pangée (Fig.2c).

Les similitudes qui existent dans l'évolution géologique du craton ouest africain, du bouclier de Guyane et du petit bloc cratonique de São Luis indiquent que ces entités formaient un même bloc avant sa dislocation récente au mésozoïque pendant l'ouverture de l'atlantique Sud (Delor et al., 2001 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ).

L'évolution structurale et métamorphique des dépôts fluviaux-deltaïques montre de nombreuses similitudes dans les provinces archéennes et protérozoïques.

Les marges des bassins sont généralement charriées par le socle paléoprotérozoïque ou archéen plus ancien (Villeneuve, 1987).

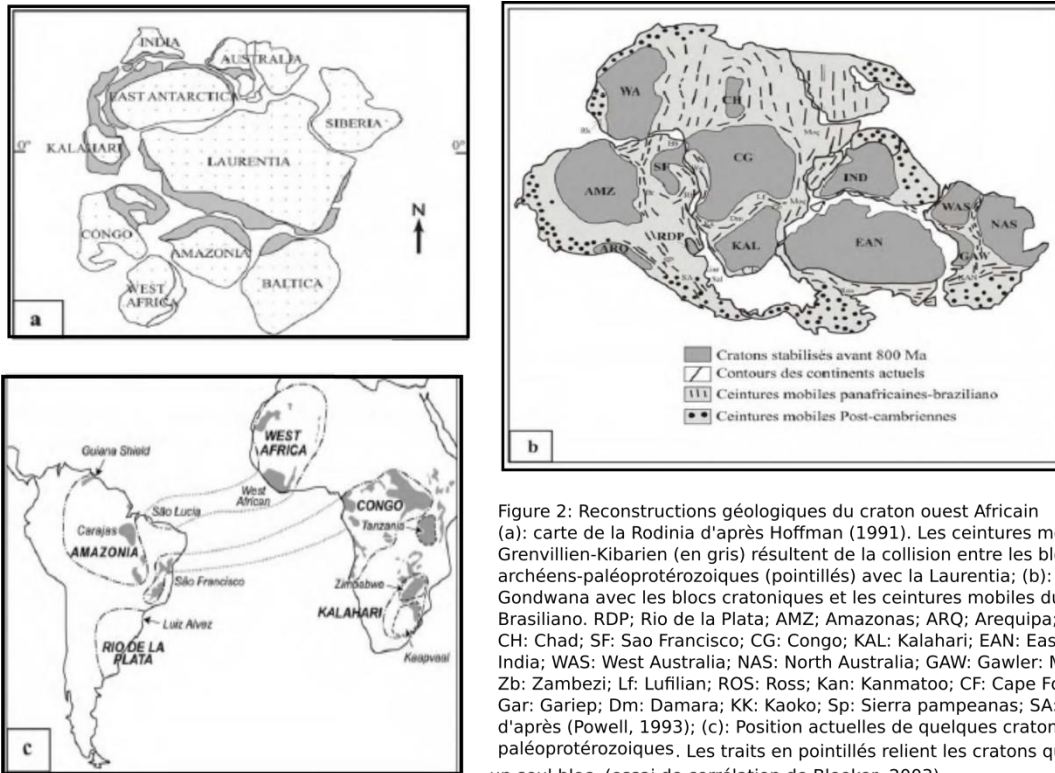


Figure 2: Reconnstructions géologiques du craton ouest africain (a): carte de la Rodinia d'après Hoffman (1991). Les ceintures mobiles Grenvillien-Kibarien (en gris) résultent de la collision entre les blocs continentaux archéens-paléoprotérozoïques (pointillés) avec la Laurentia; (b): Le paléocontinent Gondwana avec les blocs cratoniques et les ceintures mobiles du Panafricain ou Brasiliano. RDP: Rio de la Plata; AMZ; Amazonas; ARQ; Arequipa; WA: West Africa CH: Chad; SF: Sao Francisco; CG: Congo; KAL: Kalahari; EAN: East Antarctica; IND: India; WAS: West Australia; NAS: North Australia; GAW: Gawler; Moç: Moçambique Zb: Zambezi; Lf: Lufilian; ROS: Ross; Kan: Kanmatoo; CF: Cape Fold; Sal: Saldania; Gar: Gariep; Dm: Damara; KK: Kaoko; Sp: Sierra pampeanas; SA: Sierra Australes d'après (Powell, 1993); (c): Position actuelles de quelques cratons archéens et paléoprotérozoïques. Les traits en pointillés relient les cratons qui ont jadis formé un seul bloc. (essai de corrélation de Bleeker, 2003).

## I.2 CONTEXTE SCIENTIFIQUE

L'évolution géodynamique du Craton Ouest Africain offre des particularités très importantes qui posent une certaine problématique scientifique sur la signification des conditions P-T très contrastées enregistrées par les roches formant la ceinture éburnéenne (tectonique des plaques et succession d'enfouissement sous un gradient géothermique froid suivi d'une relaxation thermique, ou mise en contact de roches supracrustales de basse température avec des roches venant de la racine orogénique à haute température en lien avec le développement d'instabilités gravitaires ?).

Notre capacité à proposer et à tester des modèles tectoniques repose en priorité sur notre capacité à réunir des informations précises, en terme de Pression (P) et de Température (T) sur un événement tectono-métamorphique ou sur un événement de type circulation de fluide. Dans les cratons archéens et paléo-protérozoïques, cet exercice est compliqué par le fait que les ceintures de Roches Vertes sont plus communément métamorphisées dans le faciès des schistes verts (T°C ~450°C), excepté à la bordure des intrusions granitiques. Dans le cadre de ce projet de recherche, nous avons eu pour objectif de collecter des données Pression-Température-déformation (P-T-déformation) dans la province

aurifère d'âge paléo-protéozoïque d'Afrique de l'Ouest, le long d'une traverse recoupant une ceinture granitique et son bassin de Roches Vertes (Birimien).

Nous nous sommes concentrés sur la partie nord de la Bouttonnière de Kédougou, situées à la frontière Sénégal/Mali, que nous avons échantillonné au premier semestre 2015. Nous avons d'abord cherché à déterminer l'évolution cinématique de cette ceinture au cours de la mise en place du corps granitique.

Pour répondre à ce point, nous avons utilisé différentes techniques d'analyse structurale à différentes échelles d'observation afin de caractériser le champ de la déformation finie (cartes des linéations, des trajectoires de foliations,...).

Le travail de terrain a inclus une analyse structurale détaillée de la bordure nord du granite de Saraya, de son auréole métamorphique et des Roches Vertes environnantes. Nous avons ensuite cherché à déterminer le contexte thermique dans lequel prenait place ces déformations.

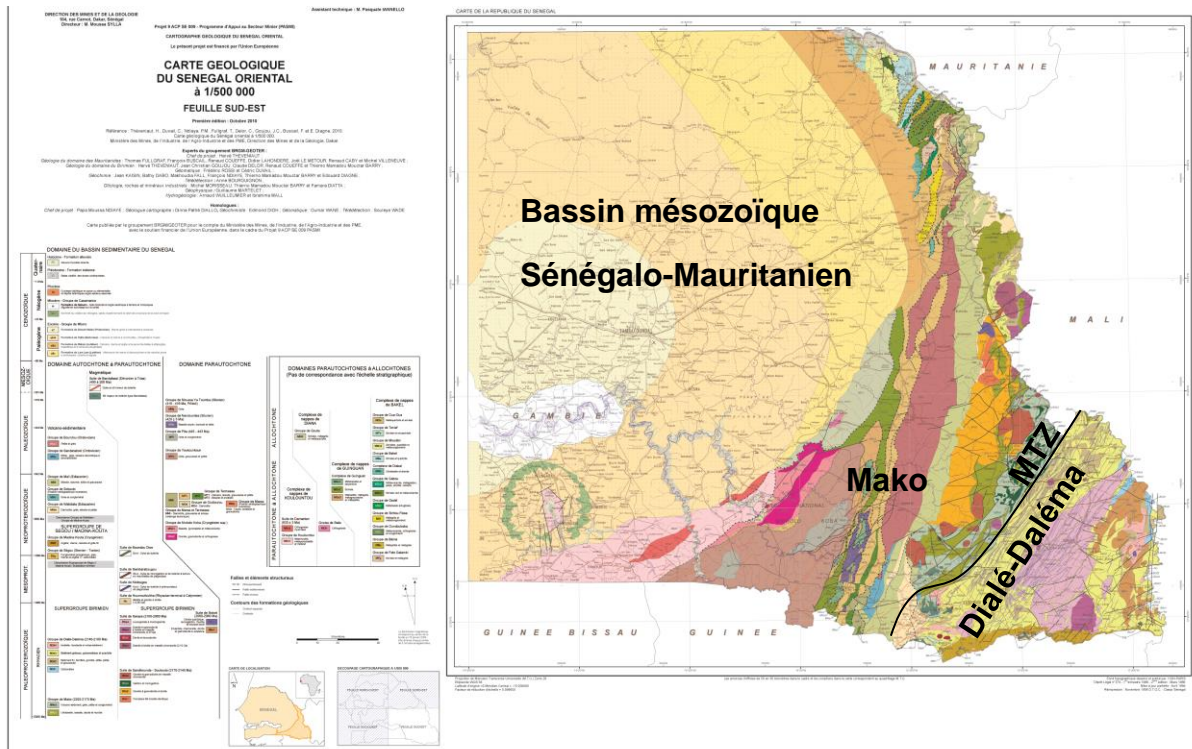
Pour répondre à ce point, nous avons fait appel aux outils du métamorphisme appliqués aux lithologies présentes dans les ceintures de Roches Vertes. Les méta-pélites, qui sont des roches chimiquement et minéralogiquement assez variées, ont été utilisées pour contraindre les domaines de stabilité Pression-Température des différentes associations minérales rencontrées à proximité de l'intrusion granitique (réalisation de pseudosections). Ces données sur l'évolution thermique et mécanique de la croûte Birimienne nous ont permis de discuter les mécanismes d'exhumation des roches de haut grade au Paléoprotérozoïque. En fin nous avons étudié la chronologie relative et absolue des différentes phases de déformation et du métamorphisme.

### **I.3 La fenêtre ou Bouttonnière de Kédougou-Kéniéba**

Le Sénégal Oriental est caractérisé par la mise à l'affleurement du socle Birrimien dans la fenêtre de Kédougou-Kéniéba communément appelé boutonnière de Kédougou au niveau du craton ouest Africain (Fig. 1).

Ce Birimien du Craton Ouest Africain est composé de métasédiments paléoprotérozoïques, de métavolcanites et de granitoïdes mis en place autour de **2.2 - 2.1 Ga** (Abouchami et al., 1990).

En effet la Bouttonnière de Kédougou-Kéniéba est divisée en deux super-groupes depuis les travaux précurseurs de Bassot et al. (1963) ; Bassot (1966) (Fig. 3).



**Figure 3: localisation du supergroupe de Mako et du Dialé-Daléma dans la fenêtre de Kédougou-Kéniéba les deux supergroupes sont séparés par la MTZ (Main Transcurrent Zone).**

- Le supergroupe de Mako à l'ouest dont les formations basaltiques et ultrabasiques témoignent d'une croûte océanique et donc d'un socle birimien juvénile produit par extraction mantellique vers **2.25 à 2.20 Ga** (Dia et al., 1990 ; Abouchami et al., 1990). On retrouve également des volcano-sédiments et sédiments associées aux roches magmatiques basiques, mais aussi intermédiaires à acides.
- Le supergroupe de Dialé-Daléma à l'est constitué d'une importante série de roches sédimentaires à volcano-détritiques (quartzites, grauwackes, conglomérats) à intercalations carbonatées.

Ces deux supergroupes sont intrudés par des batholites dont celui de Kakadian et de Saraya mis en place respectivement dans le supergroupe de Mako et Dialé-Daléma.

Ainsi les formations Birimiennes présentes à l'affleurement dans le supergroupe de Dialé-Daléma témoignent d'un métamorphisme des faciès amphibolites au contact du massif de Saraya développé au cours de l'orogénèse Eburnéenne.

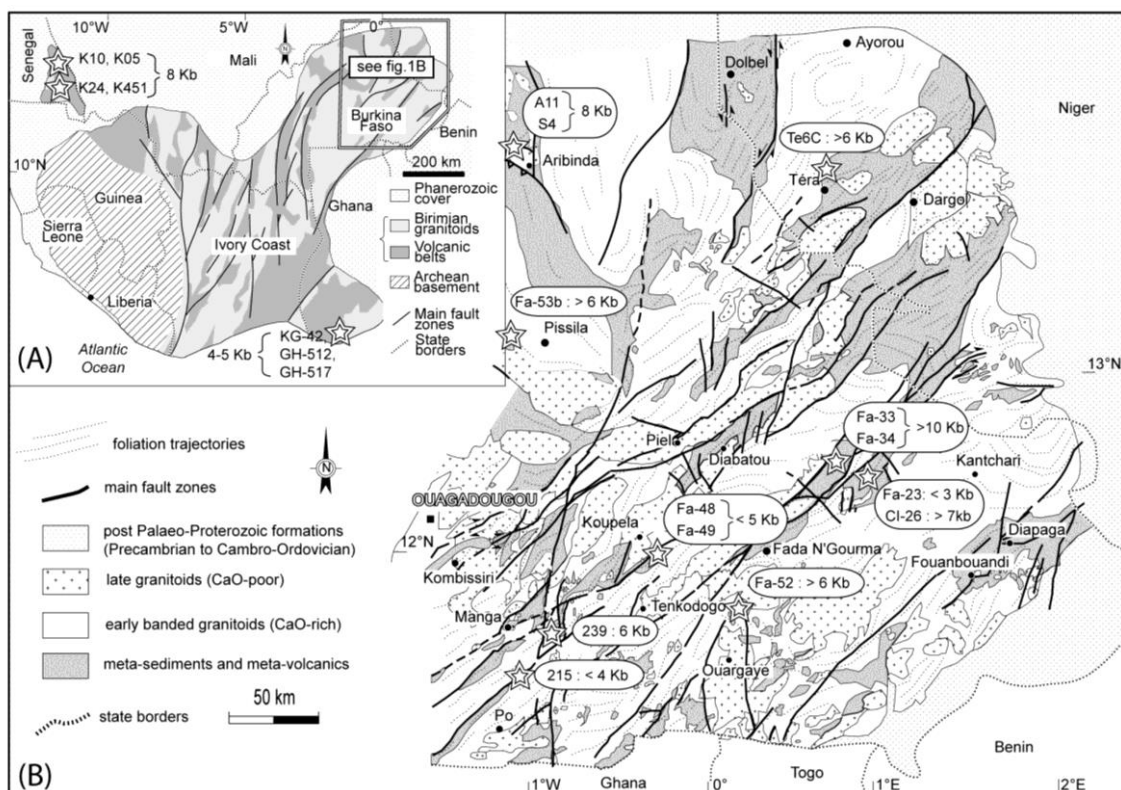


L'orogénèse Eburnéenne est le résultat de deux déformations majeures pendant le paléoprotérozoïque : la première phase résulte d'une tectonique tangentielle compressive Liégeois et al. (1991) ; Feybesse et al. (1990) dans un contexte de subduction. La seconde phase correspond à une déformation transcurrente (Lémoine, 1988 ; Ledru, 1991 ; Feybesse et Milesi, 1994). Elle s'identifie par la mise en place, autour de **2.1 Ga**, de grands ensembles de granitoïdes.

Le métamorphisme dans le contexte régional Eburnéen est caractérisé par des paragenèses métamorphiques du faciès schiste vert presque homogène dans les séquences sédimentaires et volcaniques selon Liégeois et al. (1990).

Il s'agit notamment des assemblages à quartz-biotite-albite-(épidote chlorite) dans les métagrauwackes ; quartz-biotite-albite-épidote-(actinote-chlorite) dans les roches métavolcaniques acides et biotite-actinote-épidote-albite (quartz-chlorite) dans les roches volcaniques basiques.

Des études plus récentes réalisées au Burkina Faso par Ganne et al. (2012) (sont venues améliorer les connaissances sur l'évolution métamorphique du craton ouest Africain pendant l'orogénèse Eburnéenne en utilisant des modèles thermodynamiques pour contraindre les conditions de formation de minéraux métamorphiques du socle métamorphique ouest Africain (2,2-2,0 Ga). (Fig.4)



**Figure 4 : (A) Carte géologique simplifiée de la partie sud du craton ouest africain montrant le noyau d'âge Archéen à l'ouest et la province birimienne à l'est. (B) Carte**

géologique simplifiée des terrains birimiens situés le plus à l'est de cette province paléoprotérozoïque, coté Burkina Faso d'après (Ganne et al., 2012). Les étoiles blanches indiquent la position des échantillons utilisés pour l'étude du métamorphisme ; le pic de pression enregistré par l'échantillon ainsi que son numéro de référence sont donnés dans l'encart blanc situé à droite de l'étoile. Noter les différences de pression observées à l'échelle de ces quelques degrés carrés.

Ils trouvent l'enregistrement d'un métamorphisme de faciès schistes bleus et montrent que les minéraux tels que la chlorite et la phengite sont formés à haute pression (10-12 Kbar et à basse température de 400-450° C sous un gradient géothermique relativement froid 10-12 °C/km) lesquels conditions sont caractéristiques d'une zone de subduction.

La subduction a entraîné l'enfouissement des sédiments à environ 33 km pendant la tectonique compressive D1. Cette étape d'enfouissement des roches est suivie par une décompression des unités associées avec une augmentation progressive du gradient thermique 15°C/Km jusqu'à environ 50°C/km au cours de la deuxième étape de déformation (D2) transcurrente.

Cette deuxième phase est responsable du métamorphisme de faciès amphibolite au contact des intrusions de granitoïdes exprimé par les assemblages à grenat, staurotide, chlorite, cordiérite, plagioclase, disthène, sillimanite, biotite, ilménite, rutile, quartz.

Les minéraux du faciès schistes verts métamorphisés dans le faciès amphibolites au cours du chemin rétrograde étaient initialement enfouis (20-25 km) le long d'un gradient géothermique froid, avant de chauffer jusqu'à 600 - 650 °C proche du solidus au cours de la mise en place de granitoïdes pendant la déformation D2 (Ganne et al., 2012) (Fig. 5).

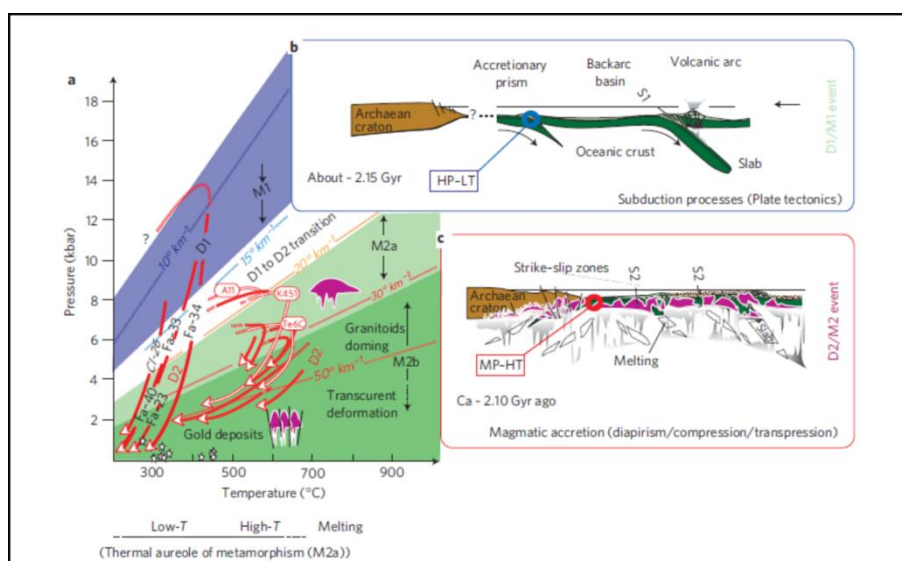


Figure 5: Modèles géodynamiques de l'évolution tectonique paléoprotérozoïque (2,2-2,0 Ga) de la ceinture de roches vertes de la C.A.O selon Ganne et al. (2012).

(a), l'évolution métamorphique. (b), les processus de subduction. (c), accrétion magmatique.

#### I.4 L'extrémité NE du pluton de Saraya et son encaissant

Comme précédemment cité en introduction le craton Ouest Africain affleure dans la partie Orientale du Sénégal (Fig.1).

**NB:** Toutes les coordonnées GPS dans ce rapport sont communiquées dans le système géodésique WGS84 (Projection latitude-longitude).

L'ensemble de l'étude s'est déroulée essentiellement dans la partie Nord du massif de Saraya dans le super groupe du Dialé-Daléma où les rivières et les marigots telles que la Falémé et le Balangouma offrent des conditions d'affleurements des roches préalablement enfouies en profondeur (Fig. 6).

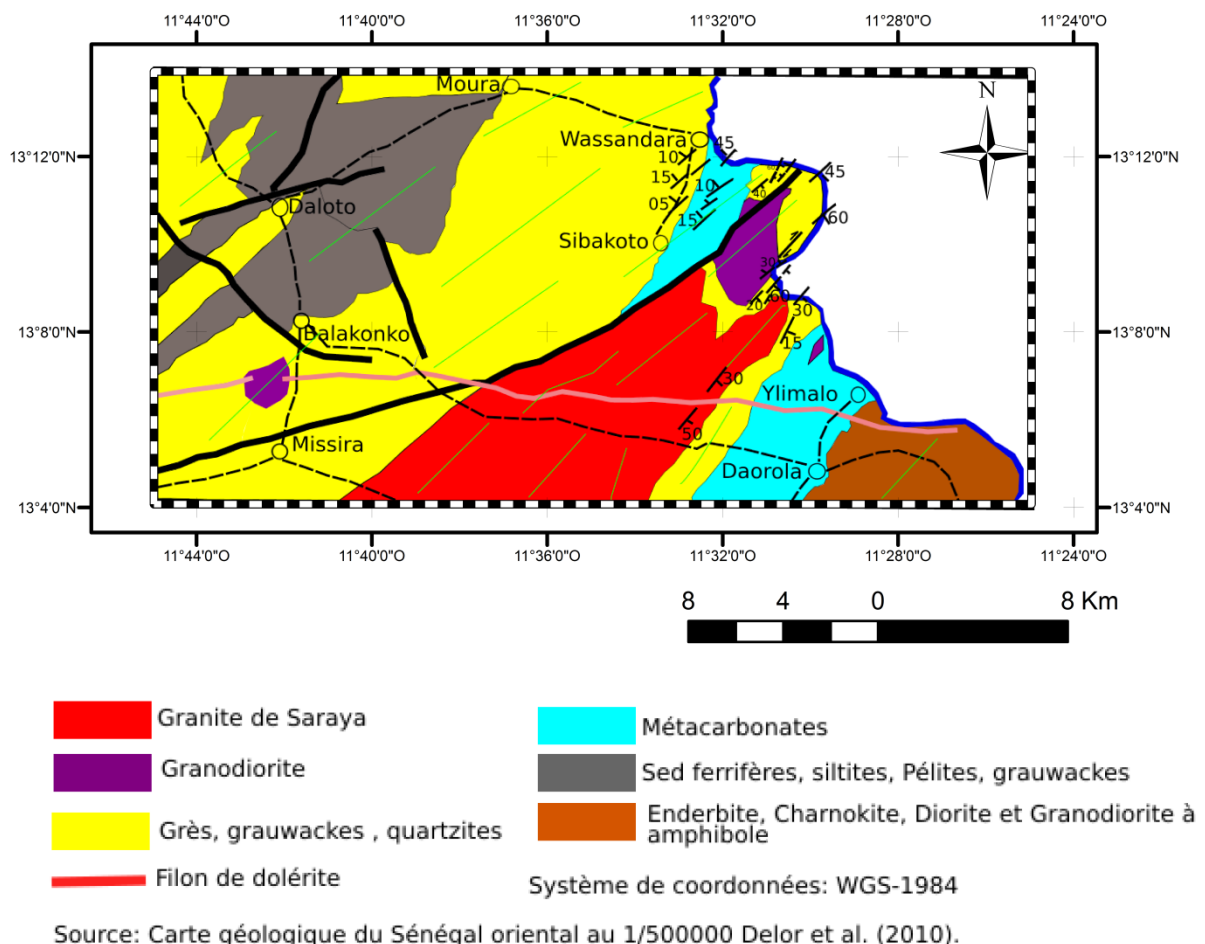


Figure 6: Carte de localisation de la zone d'étude au Nord du massif de Saraya délimitée par le rectangle.



## **CHAPITRE II: METHODOLOGIE**

### **II.1 Méthode de terrain**

Pour réaliser notre étude structurale, nous avons d'abord fait la cartographie des différentes formations magmatiques et métamorphiques à partir de leurs caractéristiques (granulométrie, nature des grains, lithologie, et autres traits remarquables). Les données structurales (directions et pendages des plans de schistosités, linéations, failles, axes de plis) ont également été relevées à l'aide d'une boussole. Nous avons ensuite reporté et localisé (au moyen d'un GPS et de marqueurs cartographiques) ces informations afin de permettre la cartographie la plus précise de notre terrain d'étude. Une fois au laboratoire, l'utilisation d'Arc GIS nous a permis d'affiner nos corrélations et à préciser les informations sur notre carte.

### **II.2 Méthode géochronologique**

Afin de déterminer l'âge du métamorphisme du socle Birimien du Sénégal Oriental nous avons utilisé le géo chronomètre U-Pb en procédant par la technique d'ablation laser couplé au spectromètre de masse (LA-ICP-MS) sur les monazites permettant d'étudier des portions de grains sans manipulation chimique préalable en utilisant un faisceau ionique capable d'éroder progressivement la surface de l'échantillon puis d'analyser la composition isotopique U-Pb du nuage d'ions ainsi produits.

Le laser est un outil capable de produire une onde monochromatique, cohérente, monodirectionnelle.

Pour cette étude nous avons utilisé un laser à excimères compex 102 de Lambda physik opérant dans l'ultraviolet profond à 193nm. Il permet d'atteindre une énergie de 200 mJ et une densité d'énergie maximale sur l'échantillon de 35 J/cm<sup>2</sup>.

Le principe de l'ablation laser est basé sur une interaction entre une source laser et l'échantillon (solide). L'échantillon est placé dans une enceinte close où circule un flux de gaz continu (transporteur). Un faisceau laser est focalisé sur la surface de l'échantillon à ablater. Cette interaction entre le faisceau laser et l'échantillon est un processus complexe. Schématiquement, cela correspond à une décomposition de l'échantillon qui se fait essentiellement par absorption de l'énergie des photons incidents par l'échantillon cible. Le transfert d'énergie des photons à l'échantillon fait intervenir un ensemble de phénomènes qui

a généralement des conséquences mécaniques (arrachage de fragments et de particules) et thermiques (fusion, vaporisation et formation d'un plasma), mais qui peut également se traduire par l'ionisation directe des atomes de l'échantillon.

Le produit de l'ablation c'est-à-dire le nuage d'ions est pris dans un flux de gaz et acheminé dans une torche à plasma de l'ICP-MS.

Les ions produits dans la torche à plasma sont ainsi séparés d'abord sur la base du rapport masse/charge ensuite analysés ou quantifiés par un système de détection.

Ici pour le cas qui nous concerne le système de détection quantifie des rapports isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

### **II.3 Thermobarométrie**

Nous avons d'abord observé au microscope optique différents assemblages permettant d'identifier les différentes séquences de cristallisation des minéraux métamorphiques. Ensuite nous avons construit une grille pétro génétique (grille modèle) en utilisant un modèle thermodynamique Perplex. Ce modèle thermodynamique calcule les assemblages de minéraux métamorphiques stables dans l'espace Pression-Température à partir d'une composition chimique donnée qui est celle de la roche totale.

Enfin les analyses ponctuelles réalisées à la microsondes sur certains minéraux métamorphiques comme le grenat ou le plagioclase dont les compositions sont sensibles aux variations de la pression et de la température nous ont permis de discuter de l'histoire de la température et la pression enregistré par les roches pendant l'orogénèse Eburnéenne dans le supergroupe du Dialé-Daléma.

## CHAPITRE III. PRESENTATION DES RESULTATS

### III.1 Présentation des principales lithologies

#### III.1.1 Les formations métasédimentaires du supergroupe du Dialé-Daléma :

Les métasédiments sont constitués par des métapelites, des métacarbonates et méta-grauwackes qu'on peut assimiler à d'anciens dépôts de type flyches ou de turbidites.

Les métacarbonates sont intercalés dans les micaschistes et méta-grauwackes. La pétrographie est en majorité constituée par la calcite avec une phase détritique minoritaire composée de cristaux de quartz (Fig.7 a).

Les micaschistes ou métapelites représentent l'essentiel des roches présentes à l'affleurement, ils sont constitués d'alternances de lits gréseux claires (riches généralement en quartz) et de lits plus sombres riches en micas (Fig.7b).

Les méta-grauwackes sont caractérisés par des cristaux de quartz et de feldspath avec une proportion de micas moins importante que dans les micaschistes (Fig.7c).



**Figure 7: Les différentes formations métamorphiques du supergroupe du Dialé-Daléma. (a), métacarbonates. (b), micaschistes. (c), métagrau-wackes.**

#### III.1.2 Les formations magmatiques du supergroupe de Dialé-Daléma :

Il s'agit des granitoïdes intrusifs dans les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires. Selon Ndiaye et al. (1996) ces granitoïdes (granodiorite, granite et pegmatite aplitique) dans le supergroupe de Dialé-Daléma sont d'affinité calco-alkaline comparable à ceux des zones de collision.

Les granodiorites : Elles forment des intrusions magmatiques dans les micaschistes en s'injectant dans les plans de schistosité. La direction d'allongement des granodiorites est donnée par celle des enclaves métasédimentaires. Celle-ci varie du Nord-Sud à N15. Les

faciès pétrographiques varient de la diorite à la granodiorite en fonction du degré de différenciation magmatique (Fig.8a).

Le batholite de Saraya : Le massif granitique de Saraya est allongé selon un axe NNE-SSW au sein des formations Birimiennes formant la fenêtre de Kédougou-Kéniéba (Bassot et Caen-Vachette, 1984 ; Bassot, 1975) et mis en place dans un contexte syntectonique c'est à dire pendant la déformation D2 transcurente. Il est structuré et débité en plans de schistosités qui plongent vers le SE sur la bordure Orientale. Il s'agit d'un granite à biotite et muscovite d'affinité calco-alkaline comparable à ceux des zones de collision Ndiaye et al. (1996). Le batholite de Saraya résulte de la coalescence de plusieurs plutons dont le granite de Saraya à muscovite dominant n'est qu'un composant Valéro et al. (1985). L'étude structurale révèle que les foliations y dessinent une structure en dôme dissymétrique, plus penté à l'Est qu'à l'Ouest avec un déversement vers le SE. Les structures linéaires marquée par l'orientation des nodules quartzeux sont parallèles à l'allongement NNE du massif (Fig.8b). Cette linéation minérale est bien corrélée à la linéation d'étirements dans l'encaissant qui donne la même direction d'allongement NNE.

Les pegmatiques aplitiques : Les pegmatites sont considérées comme les jus tardifs qui sont issus des derniers stades de cristallisation du massif granitique de Saraya. Elles sont intrusives dans l'ensemble des formations Birimiennes du groupe de Dialé-Daléma. Cette génération de filons aplo-pegmatitiques a eu lieu pendant que le massif granitique présentait déjà un comportement cassant (Fig.8c et d).

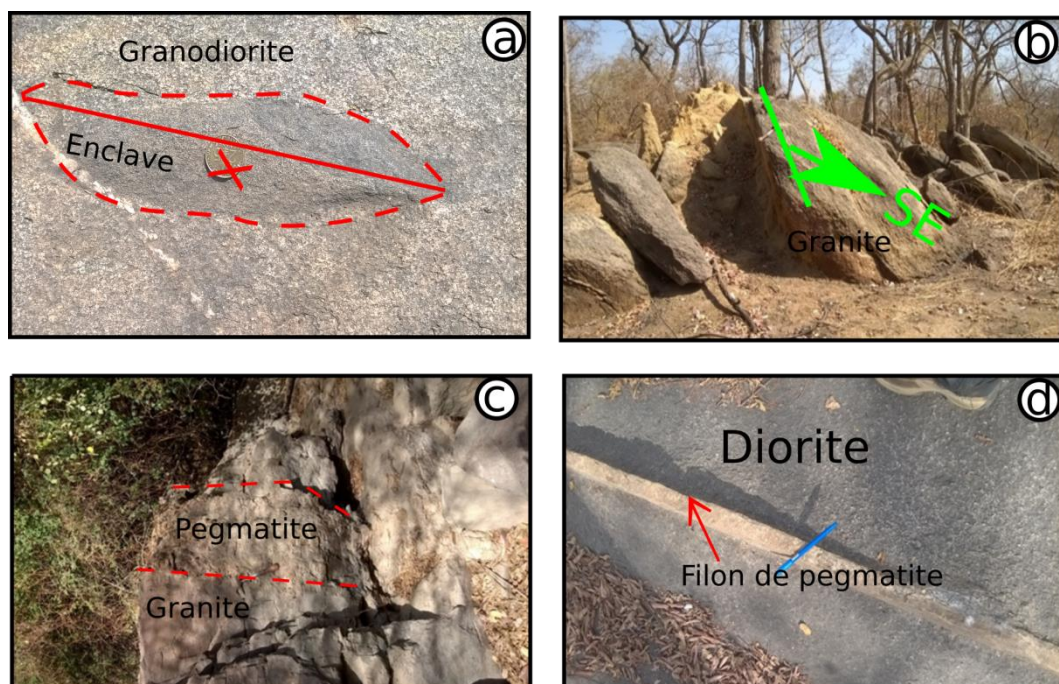


Figure 8: Présentation des roches magmatiques du groupe du Dialé-Daléma.



**(a), enclave métasédimentaire dans la granodiorite (indique l'allongement de la granodiorite). (b), granite de Saraya débité à l'est. (c et d), filon de pegmatite dans le granite et la granodiorite.**

Les Orthogneiss: Ce sont des granites, des granodiorites métamorphiques ou déformés. Ils sont préférentiellement localisés le long des zones où les intrusions magmatiques (granodiorite et granite) sont affectées par des cisaillements. La pétrographie des orthogneiss est caractérisée par des feldspaths potassiques qui apparaissent sous forme de cristaux roses et des lits clairs quartzo-feldspathique alternant avec des lits sombre de biotite. Ils diffèrent du protolithe par la foliation métamorphique (Fig.9a).

Des nodules ultrabasiques (pyroxénites) et basiques (gabbros, diorite et micro diorite) se rencontrent sous forme d'intrusion également dans les métasédiments (Fig.9b).

Les amphibolites : des amphibolites déformées au contact du granite sont aussi observables sur le terrain. Ces formations résultent du métamorphisme de haute température des formations de type dioritique au contact du granite de Saraya (Fig. 9c).



**Figure 9: Présentation des roches magmatiques du groupe du Dialé-Daléma. (a), orthogneiss. (b), mylonite. (c), amphibolite. (d), pyroxénites.**

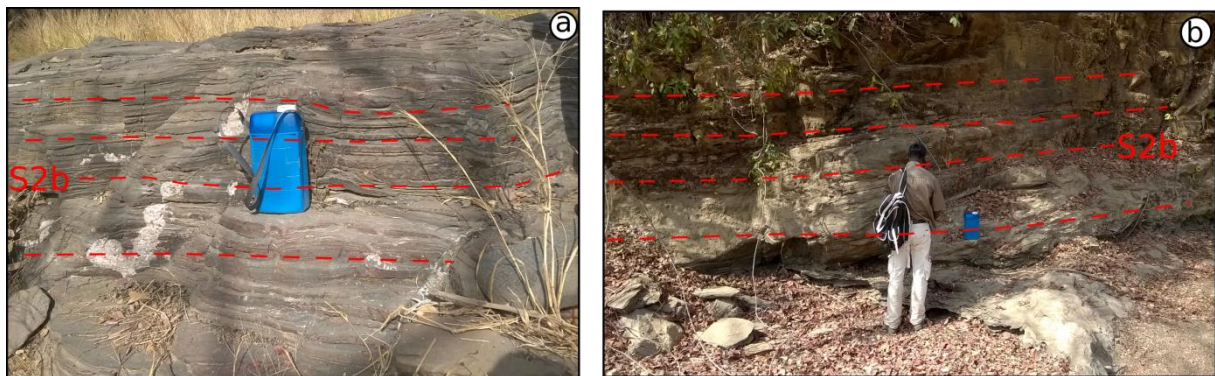
### III.2 Structures

Plusieurs marqueurs de déformation ont été observés, ils correspondent chacun à une phase de déformation différente ayant affecté les formations décrites dans la première partie : il s'agit essentiellement des plans de schistosités, des cisaillements, des axes de plis et des plans axiaux.

**NB** : La schistosité S1 n'est pas visible sur le terrain, elle est observable uniquement à l'échelle microstructurale.

Les différentes schistosités affectent l'ensemble des métasédiments (métapélites, métacarbonates, métagrauwackes ainsi que les métavolcanites présentes sur le terrain.

La schistosité notée S2 consécutive à la déformation D2 caractérise les roches localisées sur le flanc occidental du massif de Saraya. Elle présente un pendage faible vers le NW presque subhorizontal lorsqu'on s'éloigne de la zone de contact du granite (Fig.10).



**Figure (10 a et b): Schistosité S2 subhorizontale acquise lors de la déformation D2 .**

Dans l'extrémité nord du massif de Saraya dans le lit de la Falémé où elle affleure également, la schistosité S2 présente de nombreuses particularités qui sont corrélées avec la mise en place syncinématique des granitoïdes.

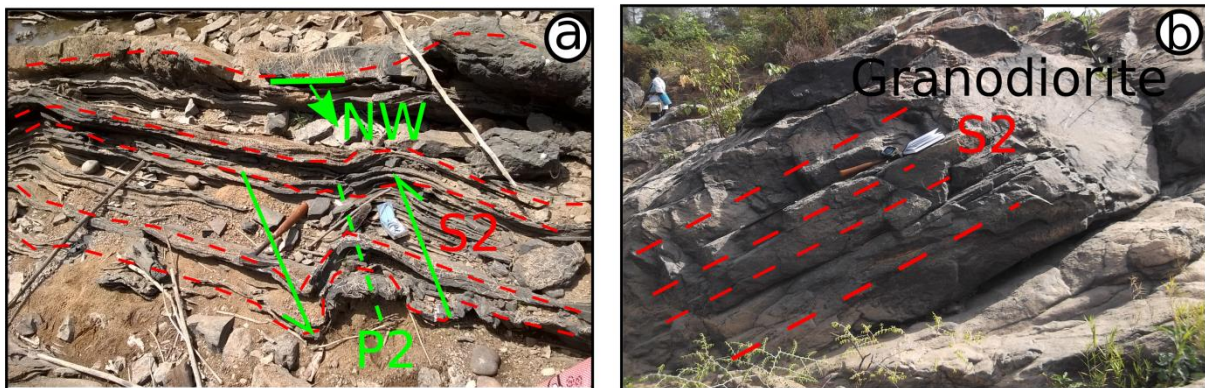
On l'a retrouvée localement plissée au contact de la granodiorite de Moussala sous forme de plis P2 suite à un cisaillement senestre induit par la granodiorite au moment de sa mise en place (Fig.11a).

L'intrusion granodioritique étant elle-même boudinée et débitée en plans de schistosités parfois de fort pendage dans la même direction que celle de l'encaissant, confirme le contexte de mise en place syntectonique (pendant la déformation) des granitoïdes pendant la déformation D2 (Fig.11b).

Le plus souvent les métacarbonates intercalés dans les métagrauwackes et les micaschistes subissent un plissement beaucoup plus prononcé. Cela peut être interprété comme étant la



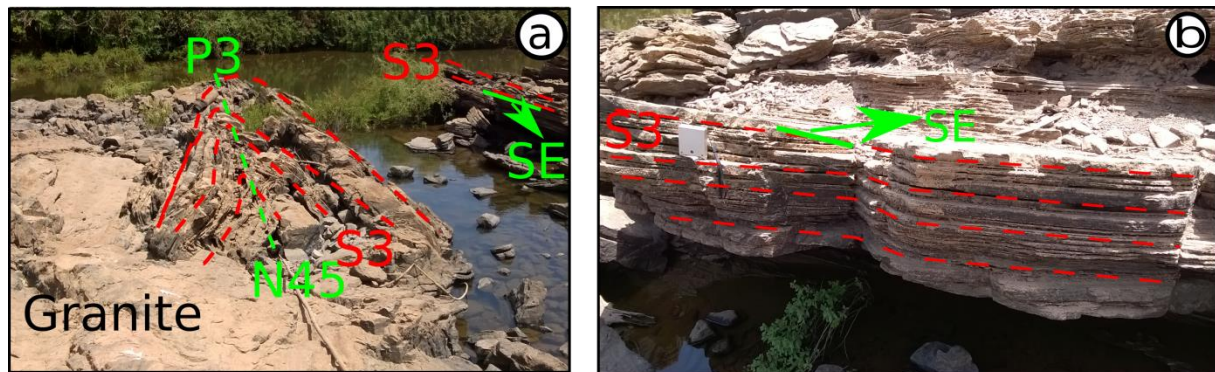
différence de rhéologie ou de compétence des différentes formations lors de la mise en place des intrusions responsables du plissement.



**Figure 11: (a) schistosité S2 plissée sous forme de plis P2 au contact de la granodiorite de Moussala. (b) granodiorite débitée en plans de schistosité S2 pendant la D2.**

Sur la bordure orientale du massif de Saraya, on identifie une schistosité S3 plissée au contact du massif granitique de Saraya lors de sa mise en place sous forme de plis P3 dont le plan axial est orienté N45 qui correspond aussi à l'axe du granite.

Cette schistosité S3 garde une direction relativement homogène comme la S2 NNE mais pend fortement vers le SE (Fig.12).



**Figure 12: (a), schistosité S3 plissée sous forme de plis P3 lors de la mise en place du massif de Saraya. (b), schistosité S3 dans les métasédiments affectés par la déformation D3.**

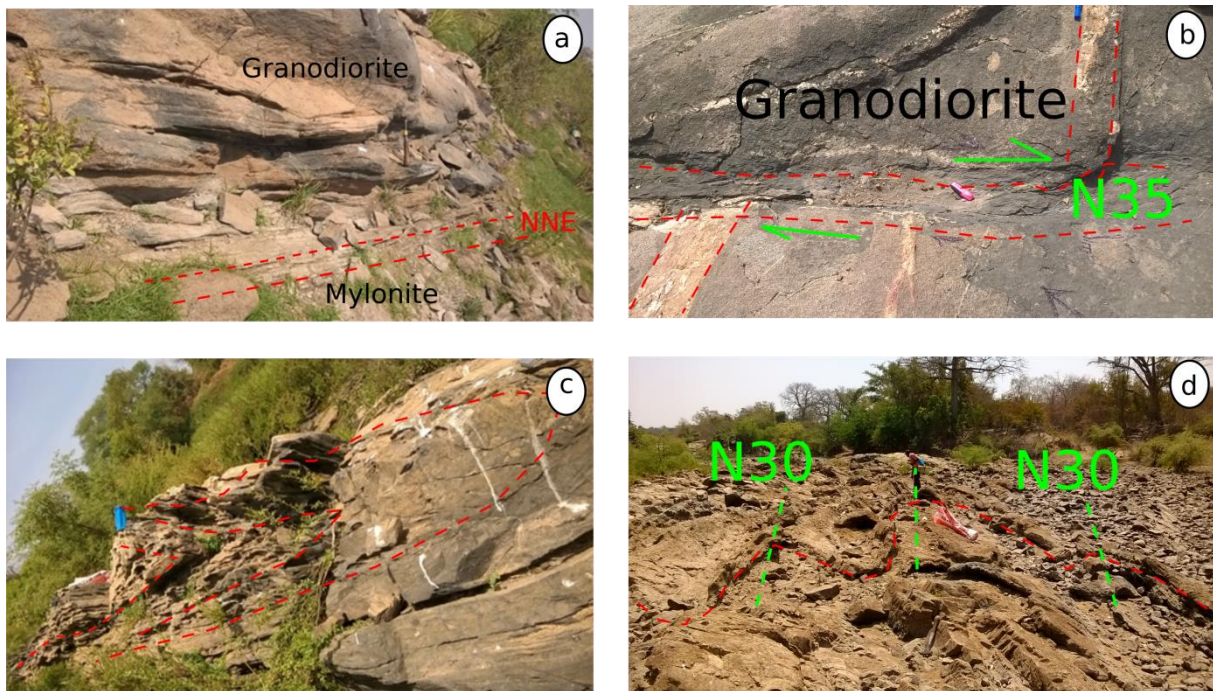
Les bordures du batholite de Saraya, particulièrement la bordure Ouest localisent des zones mylonitiques traduisant une augmentation de la déformation plastique (Fig.13a).

Les mylonites correspondent à des bandes de cisaillement dans les métasédiments qui constituent le protolithe généralement au contact des intrusions. Elles traduisent une

déformation ductile intense qui réduit la taille des cristaux au point qu'ils soient à peine identifiables à l'oeil nu.

On note également des couloirs de cisaillement semi-ductiles à ductiles de la pegmatite aplitique de direction NNE localisés dans la granodiorite de Moussala. Ce cisaillement peut atteindre un rejet d'environ 1m (Fig.13b).

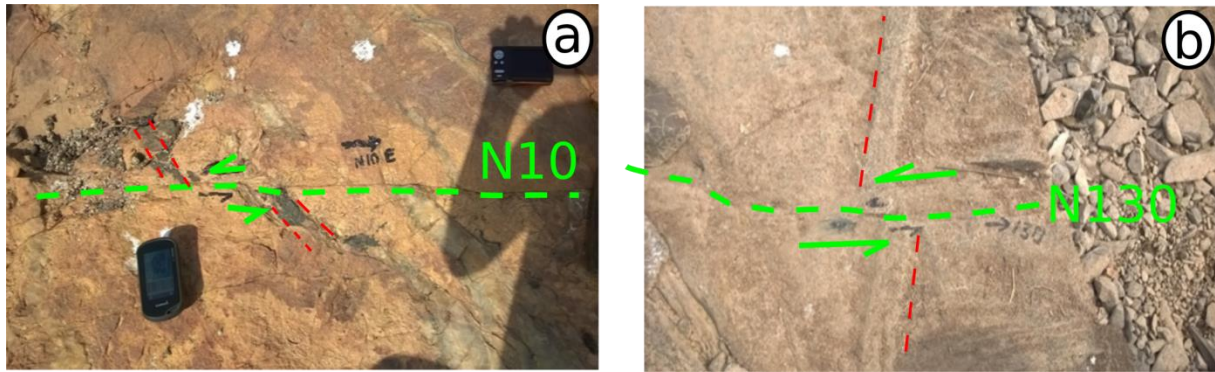
Des synclinaux périphériques dont les axes varient de N10 à N30 sont aussi notés de part et d'autre de la terminaison Nord du massif de Saraya sous les eaux de la Falémé (Fig.13 c et d).



**Figure 13: (a), localisation d'une mylonitique au contact d'une intrusion de granodiorite. (b), cisaillement ductile dans la granodiorite. (c et d) synclinaux et périphériques au niveau de la terminaison Nord du massif de Saraya.**

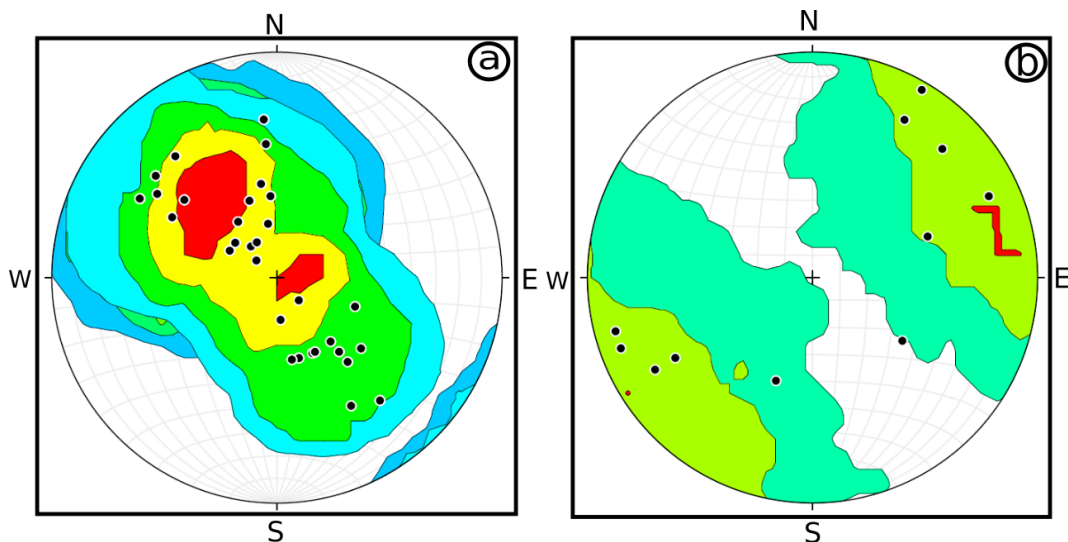
La déformation tardive se manifeste par des cisaillements tardifs cassants observables aussi bien dans les massifs que dans les métasédiments (Fig.14a et b).





**Figure 14: (a), cisaillement cassant tardif dans la pegmatite à tourmaline ; (b), cisaillement cassant tardif dans les micaschistes.**

Ci-après les projections stéréographiques des pôles de plans des schistosités S2 et S3 (Fig.15a) et des linéations d'étirements (Fig.15b) avec la densité des points calculés avec Stéréonet.



**Figure 15: Projections stéréographiques (Canevas de Schmidt ; hémisphère inférieur) des pôles de plans de schistosités S2 et S3 (Fig.15a) et des linéations d'étirements de la zone Nord du massif de Saraya (Fig.15b).**

Les deux principales schistosités S2 et S3 observées sur le terrain ont la même direction qui est relativement constante et subverticale NNE-SSW.

Des différences sont notées cependant sur le sens du pendage, globalement la S2 plonge faiblement vers le NW alors que la S3 montre un pendage assez fort vers le SE.

Le plissement de la schistosité S2 pendant la mise en place des granitoïdes en contexte syntectonique notamment la granodiorite de Moussala et la déformation de celle-ci en plan de schistosités de même sens de pendage que la S2 prouve l'antériorité de la S2 par rapport à la S3.

En effet la schistosité S2 émane de la déformation D2 pendant la mise en place des granitoïdes alors que les structures S3 sont la conséquence de la phase tardive de mise en place du pluton granitique.

## **CHAPITRE V : THERMOBAROMETRIE**

### **V.I Paragenèses métamorphiques et informations sur les microstructures**

#### **V.I .1 Les Paragenèses métamorphiques**

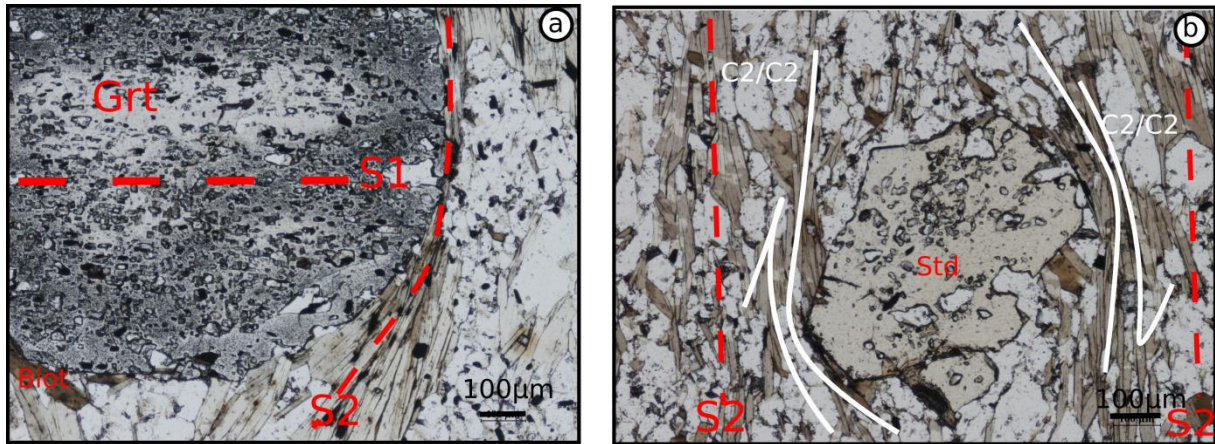
Pour ce travail de recherche, nous nous sommes focalisés sur l'étude des assemblages métamorphiques présents dans les séries méta-sédimentaires (pélites et métagrauwackes essentiellement) qui composent, avec les séries volcaniques, la géologie des ceintures de roches vertes d'âge paléoproterozoïque d'Afrique de l'ouest.

L'étude de la série métasédimentaire faite de métapélites, de métagrauwackes et des métacarbonates dans le supergroupe du Dialé-Daléma montre trois différents assemblages métamorphiques caractérisés par l'apparition de certains minéraux index du métamorphisme comme le grenat, le staurotide et la biotite.

-1) La première paragenèse métamorphique comprend un assemblage de phénocristaux de grenats anteS2 et une matrice de biotite et staurotide qui cristallisent dans la foliation S2. Il s'agit d'un assemblage localisé essentiellement sur la bordure occidentale du massif de Saraya échantillon (44A2).

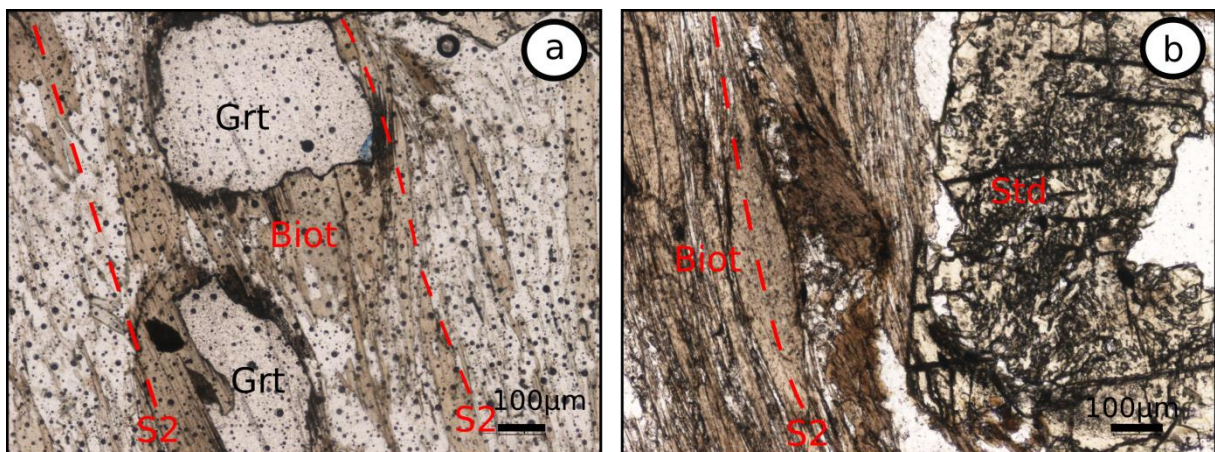
Cette paragenèse présente plusieurs caractéristiques de la taille et la forme des cristaux de grenat et le staurotide qui sont corrélées avec l'évolution des chemins P-T pendant l'exhumation du massif de Saraya.

On y distingue d'abord des cristaux de grenats anté S2 qui présentent une zonation interne préservant une schistosité précoce qui semble être les reliques de la S1. La schistosité précoce S1 préservée uniquement dans les cristaux de grenats est perpendiculaire à la S2 syncinématique comprenant la matrice de biotite et staurotide (Fig 16a). Cette schistosité relique est constituée des inclusions de quartz et chlorite prédatant le faciès schiste vert à partir duquel le grenat a cristallisé pendant le stade précoce du métamorphisme de contact. Les cristaux de staurotide dans cet assemblage sont de petite taille donc probablement font état d'un début de cristallisation donc syn S2 (Fig.16b).



**Figure 16 :**(Echantillon 44A2 localisé au niveau du flanc ouest du massif de Saraya)  
**(a) Grenat anteS2 préservant la schistosité relique S1 marquée par l'étirement des inclusions des cristaux de quartz. (b) Staurotide syncinématique S2 montrant un cisaillement dextre.**

Ensuite on constate que cet assemblage primaire ou encore précoce va évoluer en fonction de l'augmentation de la température avec la cristallisation des cristaux de grenats néoformés (grenat synS2) non zonés, boudinés donc déformés pendant la (D2) (Fig. 17a). Les cristaux de staurotide dans cet assemblage sont de grande taille et sont affectés par des zones de cisaillement anastomosées et parfois même fléchis, cassés et boudinés aussi. Cet assemblage correspond au pic de température pendant le métamorphisme rétrograde (Fig. 17a et b).

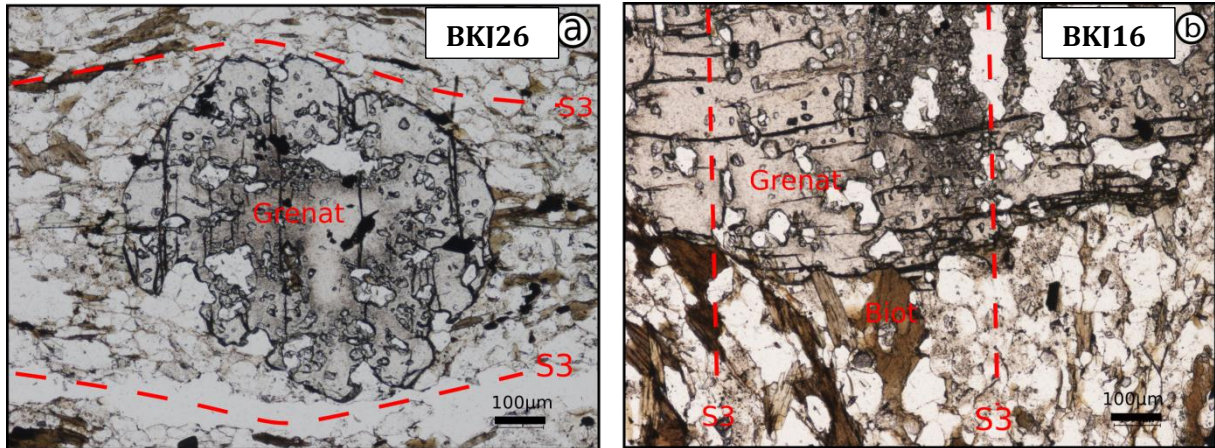


**Figure 17 :** (Echantillon BKJ17 localisé au NW du massif de Saraya). **(a) Cristaux de grenats néoformés synS2. (b) Staurotide syn S2. (Grt: grenat; Std: staurotide ; Biot: Biotite).**

-2) La deuxième Paragenèse préférentiellement localisée sur la bordure Est du massif de Saraya (échantillon BKJ26), elle aussi préservée dans des couloirs cisailant sur la bordure

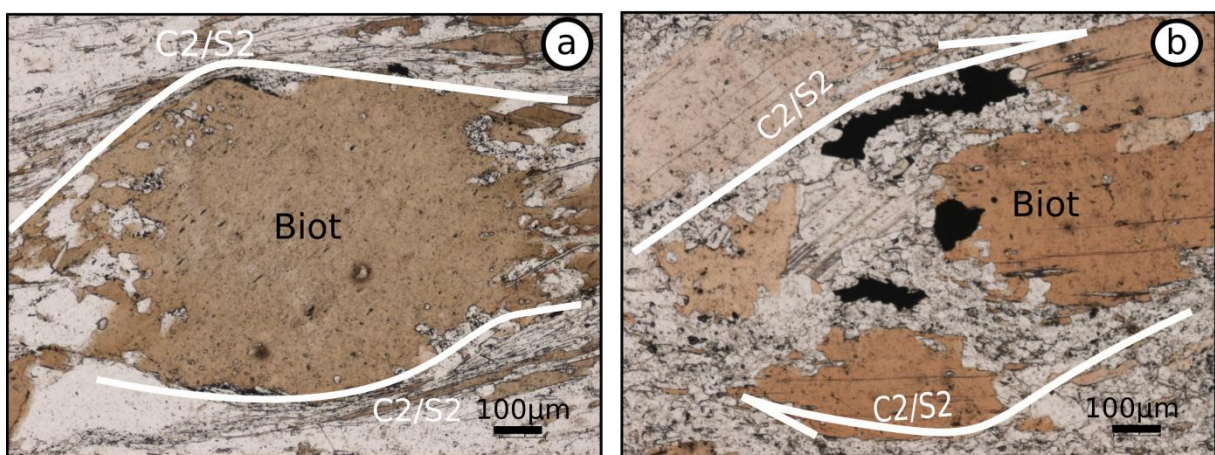


occidentale du massif de Saraya (BKJ16) et se compose essentiellement du grenat et de la biotite. Elle est caractérisée par schistosité S3 exprimé par la foliation métamorphique des lits de micas et quartzo-feldspathiques mais également par l'allongement des cristaux de quartz inclus dans le grenat. Les cristaux de grenats dans cet assemblage sont fracturés perpendiculairement à la foliation S3(Fig.18).

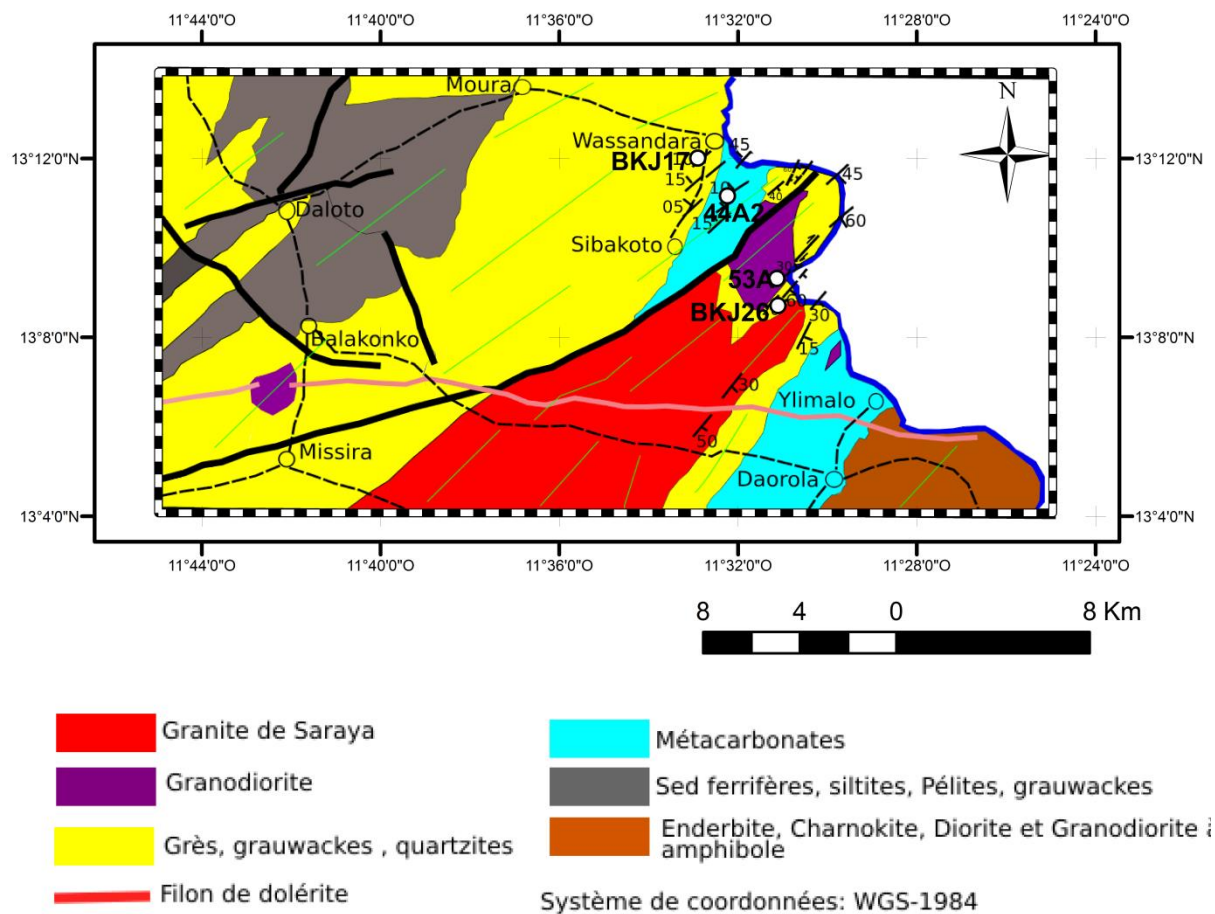


**Figure18 :** ( Echantillon BKJ26 localisé sur la bordure est du massif et BKJ16 localisé sur le flanc occidental. (a et b) grenats syn S3 localisés dans des couloirs de cisaillements de part et d'autre du massif.

-3) La dernière paragenèse est essentiellement constituée de cristaux de biotite de différentes générations dont certains sont associés à des cisaillements qui donnent naissance des structures C2/S2 qui sont les témoins D2. Cette paragenèse est la plus tardive et aussi la moins influencée par les conditions de pression et température.



**Figure 19: Structures C2/S2 dans les paragenèses à biotite localisée dans les deux flancs du massif de Saraya.**



Source: Carte géologique du Sénégal oriental au 1/500000 Delor et al. (2010).

**Figure20: Carte géologique de la partie Nord Orientale du massif de Saraya avec la localisation des échantillons étudiés.**

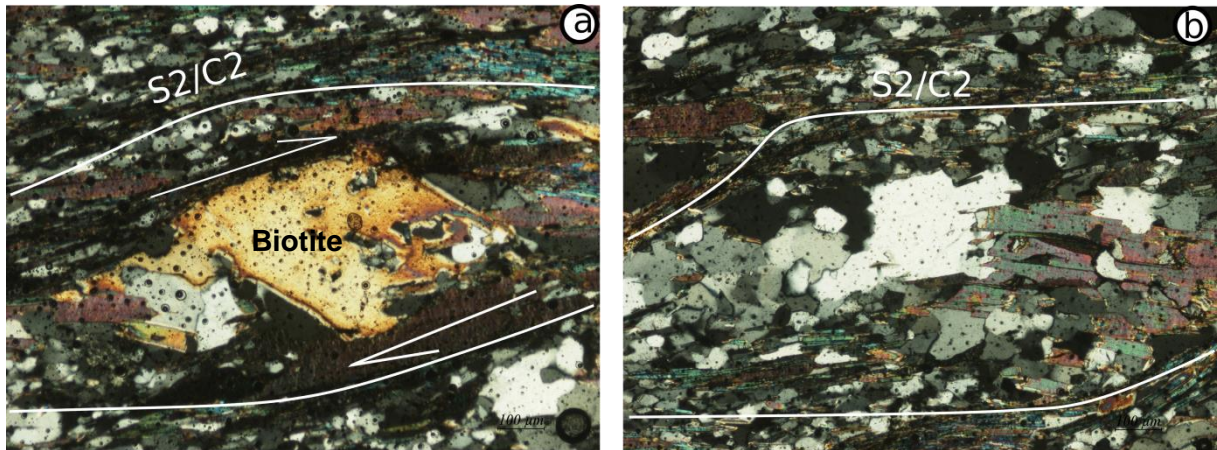
### V.I.2 Informations sur les microstructures

Les microstructures de déformation à l'état solide sont marquées par la déformation plastique des cristaux de quartz.

On distingue ainsi communément des microstructures de déformation à l'état solide de basse température et de haute température localisés au contact des granitoïdes ou dans les zones de cisaillements. Deux mécanismes de déformation à l'état solide ont été identifiés dans les roches métasédimentaires que nous avons étudiées :

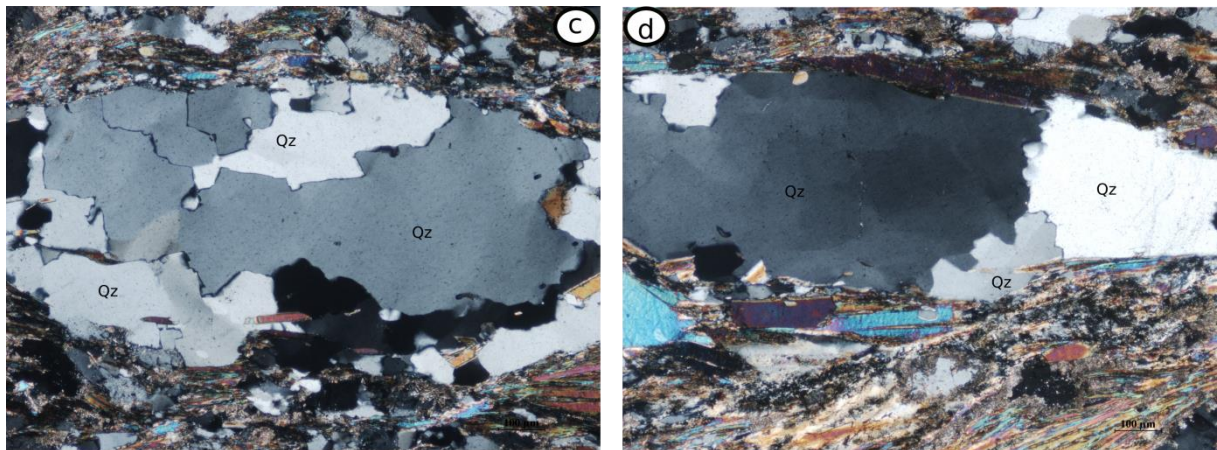
- Une recristallisation (à haute température) des grains de quartz localisés dans les zones de cisaillement; à noter l'irrégularité de la forme des grains de quartz (Fig.21a et b).





**Figure (21 a et b): Recristallisation des grains de quartz localisés dans les couloirs de cisaillement pendant la (D2).**

-Migration et recristallisation des joints et les sous joints des grains de quartz dans la partie basse température de l'auréole de contact (Fig.22c et d).



**Figure 22 : Grains de quartz relictuels à extinction roulante, à joints de grains lobés témoignant de la migration des joints de grains, et sous-grains avec des joints de grains de forme hexagonale, attestant d'une recristallisation".**

## V.II Thermobarométrie

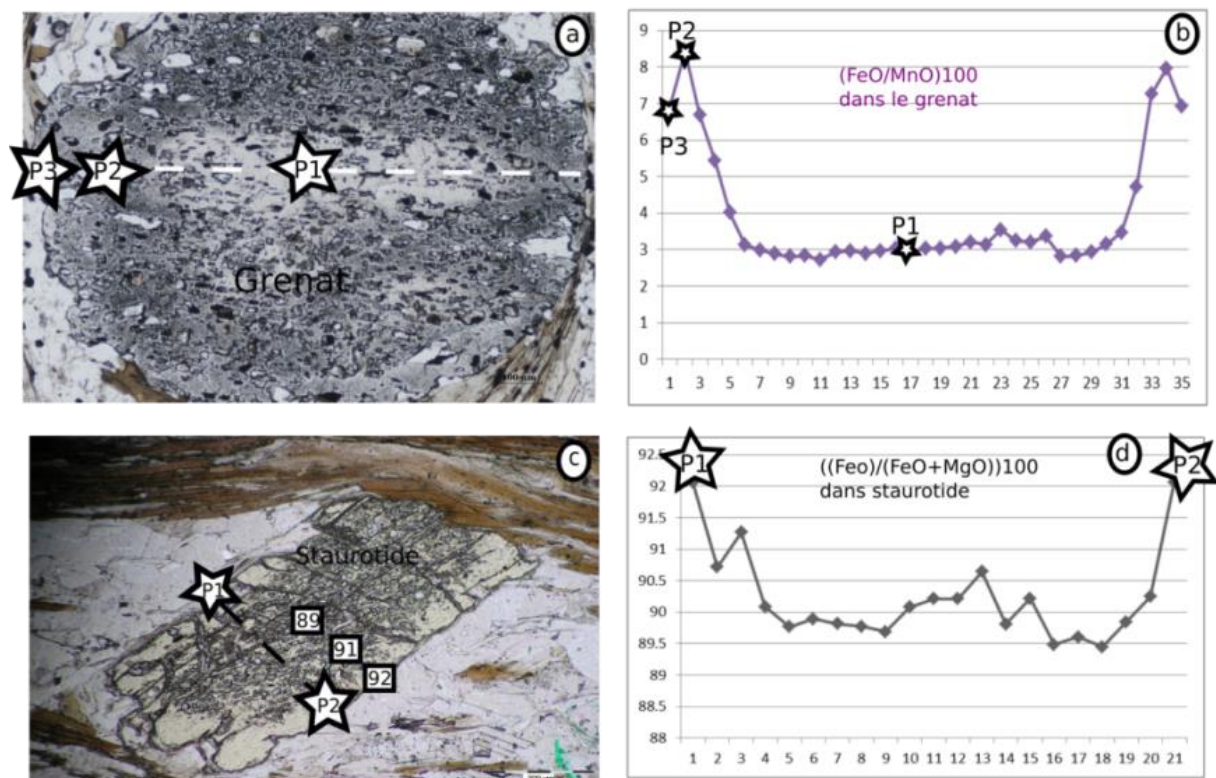
L'étude de modélisation thermodynamique (Perplex pseudosection, NCKFMASH) nous a permis de discuter de l'évolution thermodynamique des métasédiments au cours du chemin rétrograde pendant l'exhumation du massif de Saraya. La composition chimique de l'échantillon modélisé se trouve dans les pages annexes.

L'échantillon modélisé (44A2) comprend un assemblage métamorphique constitué des trois minéraux index (grenat, staurotide, biotite) et présente une foliation S2 importante soulignée par l'allongement des cristaux de biotite et staurotide dans laquelle se trouve des

porphyroblastes de grenats qui sont zonés avec reliques de la S1. Il est localisé sur le flanc ouest du massif de Saraya (confère la carte de localisation des échantillons Fig.20).

Le faciès amphibolites caractéristique de l'assemblage de l'échantillon à grenat, staurotide, chlorite, plagioclase, biotite, muscovite, ilménite, rutile, quartz est une conséquence de l'auréole de haute température. Les transects à travers les grenats montrent une augmentation du rapport **[FeO / MnO]** (étoiles noires) du cœur à la périphérie et un appauvrissement local sur la bordure externe (Fig.23a et b). Les staurotides avec les biotites cristallisent dans la foliation S2 et sont développés au cours de l'évolution P-T rétrograde (D2). Les transects à travers une staurotide montrent une augmentation du rapport **[FeO / (FeO + MgO)]** du cœur à la bordure des cristaux (chemin rétrograde) (Fig.23c et d).

### Echantillon 44A2



**Figure 23: variation de la composition du grenat et de la staurotide au cours des chemins P-T (prograde pour le cœur du grenat, rétrograde pour la bordure du grenat et les staurotides).**

Ces résultats indiquent que les chemins P-T ont évolué de façon prograde avec d'abord une pression presque constante maximale élevée (8- 10 kbar) suivie d'une décompression jusqu'à environ (4 kbar) impliquant une augmentation très importante de la température proche du solidus (660°C) confère pseudosection (Fig.24) et isoplètes (Fig. 25).



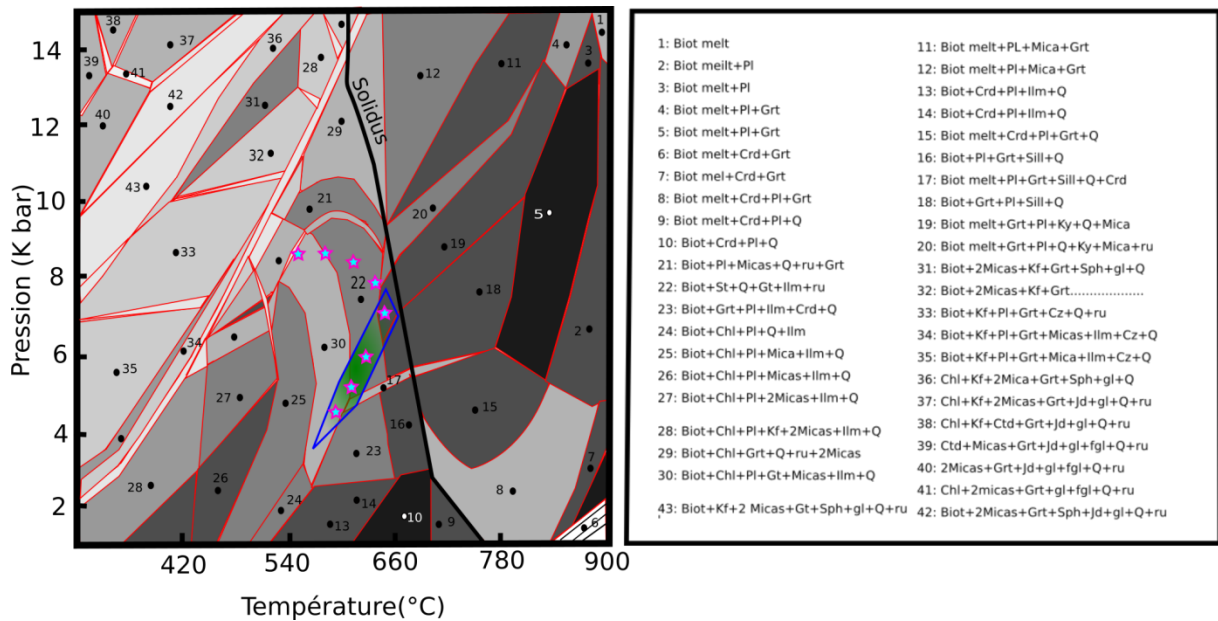


Figure 24: Pseudosection avec les champs de stabilités des différents assemblages dans l'espace P-T et le chemin P-T rétrograde (valable uniquement pour le flanc ouest du massif) de Saraya.

Les compositions des minéraux acquises à la microsonde comme le grenat et la staurotite d'une part permettent de contraindre la température maximale enregistré par les métasédiments entre 600 et 650 ° C (proche du solidus) au cours de la mise en place du massif de Saraya sur le flanc ouest (Fig.25a), d'autre part les isoplètes du plagioclase et de la biotite permettent de fixer une pression maximale comprise entre (8-10kbar) pendant la phase précoce du métamorphisme de haute température, celle-ci correspond également profondeur maximale à laquelle les schistes verts étaient enfouis (20-25km) sur le flanc occidental du massif de Saraya (Fig.25b).

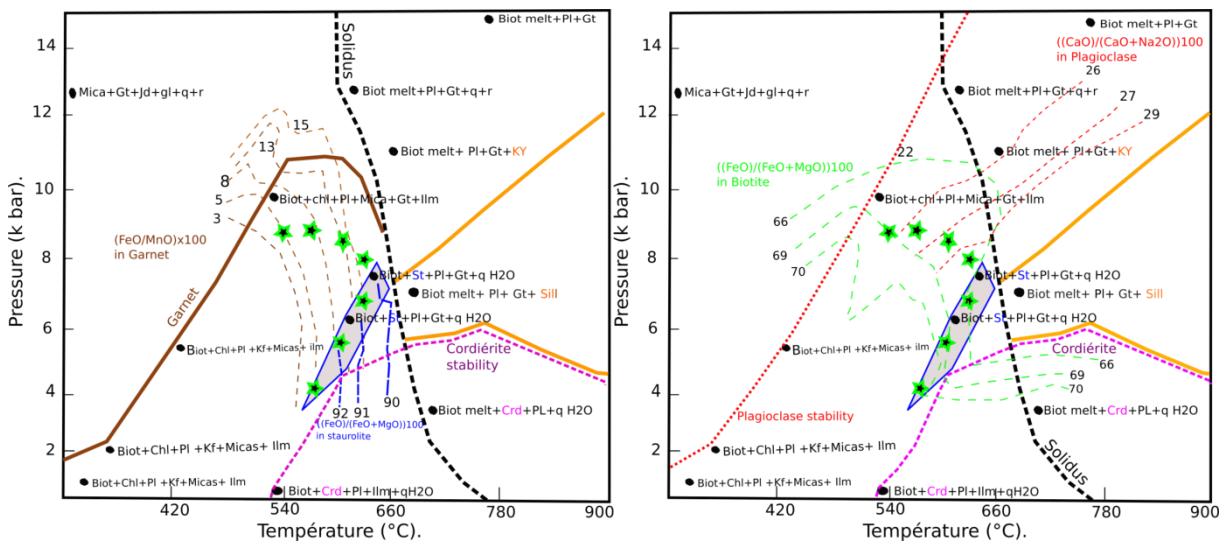


Figure 25: (a) isoplètes du grenat et staurotite ; (b) isoplètes du plagioclase et de la biotite.



Sur le flanc oriental du massif de Saraya par contre seules les conditions MP-MT sont enregistrées dans le faciès schiste vert avec un assemblage caractéristique à grenat et biotite. Nous n'avons pas trouvé ni relique de la D1 (HP-BT), ni des enregistrements de HT avec cristallisation du staurotide comme se fût sur la bordure ouest du massif de Saraya.

## CHAPITRE IV : Géochronologie

### IV.1 Généralités sur les Monazites

Une monazite est un phosphate de terres rares [(Ce, La, Th)] PO<sub>4</sub> (Fig.14).

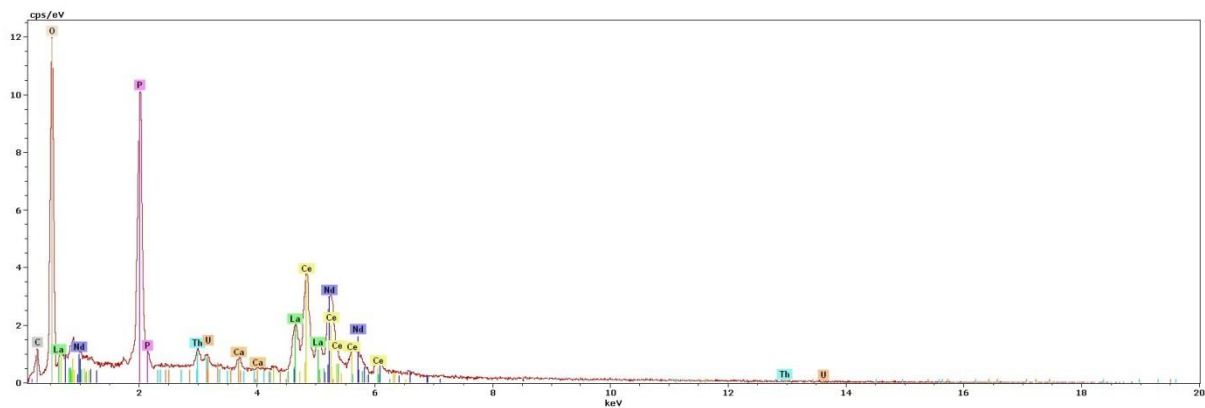


Figure 26: Spectre EDS d'une monazite au MEB.

Ce phosphate de terres rares légères se rencontre fréquemment comme minéral accessoire dans les schistes et les gneiss de composition pélitiques du faciès amphibolite à granulite. Dans les roches métamorphiques de composition pélitique, la monazite peut également se rencontrer sous la forme de minéraux détritiques. Cependant, dès les plus faibles grades, elle se déstabilise généralement pour former l'allanite qui devient le minéral hôte pour les terres rares *Kingsbury et al. (1993); Wing et al. (2003); Janots et al. (2009)*. Le xénotime (YPO<sub>4</sub>) peut également se former au cours de cette réaction et incorporer ainsi le phosphore libéré par la monazite.

A plus haut grade, la monazite réapparaît et se forme lorsque le sédiment franchit les conditions de faciès amphibolite inférieur au niveau de l'isograde staurotide, dès les températures d'environ  $525 \pm 25^\circ\text{C}$  (*Smith and Barreiro, 1990*). A ce stade, la cristallisation de monazite fait intervenir la déstabilisation de minéraux précurseurs et la libération d'éléments nécessaires à sa formation:

-le phosphore (à partir d'apatite),

- les terres rares légères (à partir d'argile à très faible grade, d'allanite à des grades faibles à moyens, de phosphates hydratés riches en terres rares légères (rhabdophane), de sphènes, d'oxydes (ThO<sub>2</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) ou d'autres minéraux contenant des terres rares),
- le thorium (à partir de micas, d'allanite, d'apatite, sphène et finalement thorianite et thorite à haut grade).

La monazite a longtemps été considérée comme un minéral à structure interne simple, permettant de dater l'âge de cristallisation des magmas, ou l'âge du pic du métamorphisme. Cette assertion est en grande partie reliée à la position concordante des monazites dans le diagramme Concordia, témoignage d'une évolution en système clos du couple U-Pb.

## IV.2 Fonctionnement du système U-Pb

Le géo chronomètre U-Pb associe deux isotopes pères d'un même élément (<sup>235</sup>U et <sup>238</sup>U) qui se désintègrent suivant des constantes de désintégration différentes pour donner deux isotopes fils d'un autre élément (le <sup>207</sup>Pb et le <sup>206</sup>Pb respectivement). Ainsi, au cours du temps, la quantité d'uranium décroît régulièrement alors que les quantités de plomb, issues de la désintégration radioactive (plomb radiogénique), augmentent proportionnellement (Fig.15).

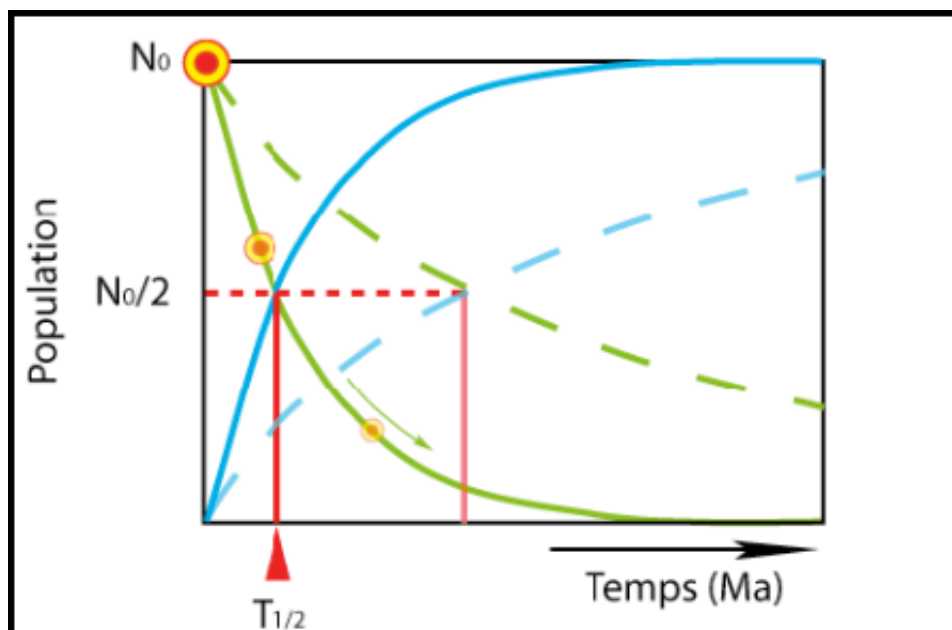


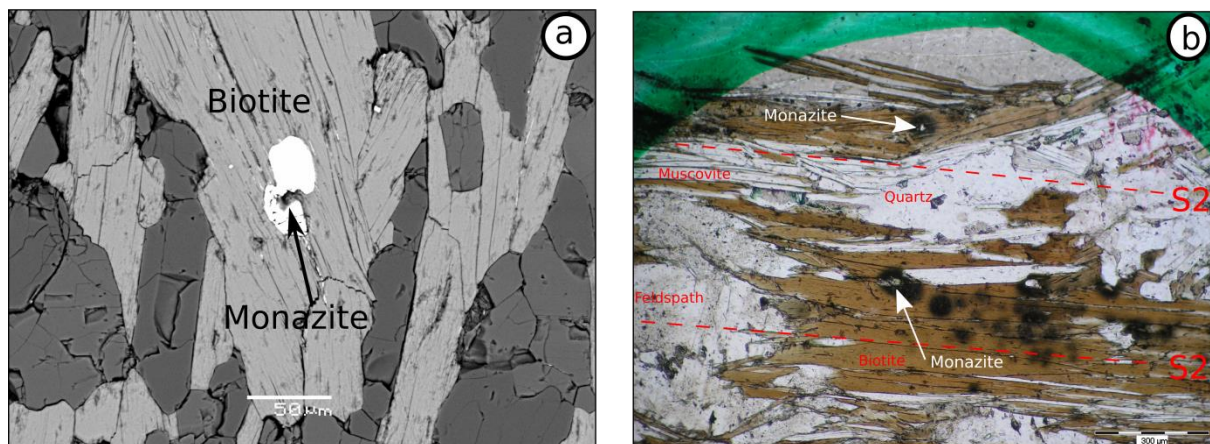
Figure 27: Schéma de désintégration radioactive pour deux éléments radioactifs (en vert) ayant des périodes ( $T_{1/2}$ ) différentes. Les courbes bleues représentent l'accumulation des produits radiogéniques (F) dont l'augmentation se fait suivant la relation  $F = N_0 e^{-\lambda t} - 1$ .

Pour le système U/Pb, cette propriété permet de calculer les âges à partir des rapports isotopiques Pb/U ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) plotés dans un diagramme communément appelé Concordia à l'aide d'un logiciel Isoplot.

Il est parfois possible de retrouver non seulement l'âge initial du système communément appelé âge de fermeture du système mais également celui de son ouverture ou tout simplement un des deux âges.

Les monazites datées cristallisent essentiellement dans la foliation S2 exprimée par l'allongement des lits de micas en alternance avec les lits quartzo feldspathiques.

Le minéral hôte est dans la majorité des cas est la biotite et exceptionnellement au niveau des zones de contact micas-quartz (Fig.28).



**Figure 28: Position texturale des monazites datées**

Ainsi nous obtenons des âges qui sont compris entre **2050+/-6,9 et 2061+/- 15 Ma**) pour les échantillons datés dont les points de collectes sont plotés sur la carte géologique du Sénégal Oriental (Fig.29a et b).

Cet âge semble cohérent avec la mise en place du massif de Saraya qui donne un âge U-Pb sur zircon compris entre **2100 et 2070 Ma** Delor et al. (2010).

Ces données nous permettent de conclure que le métamorphisme de contact au Sénégal Oriental dans le Birimien du supergroupe du Dialé-Daléma est étroitement lié à la mise en place du pluton de granite de Saraya

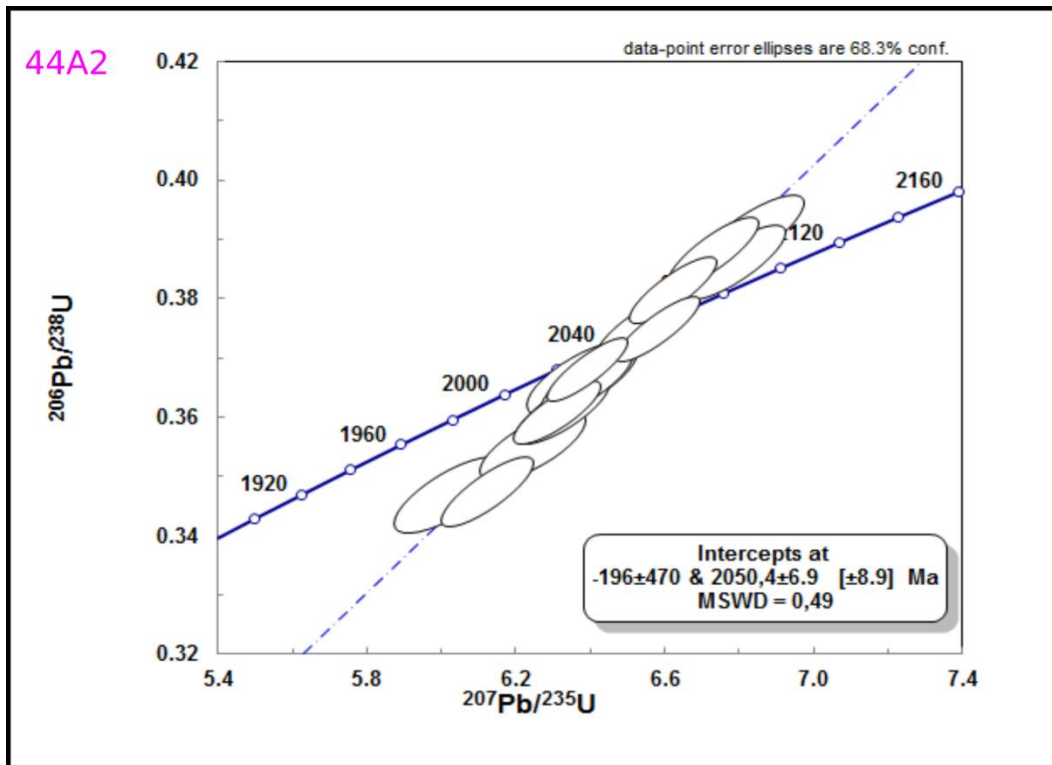
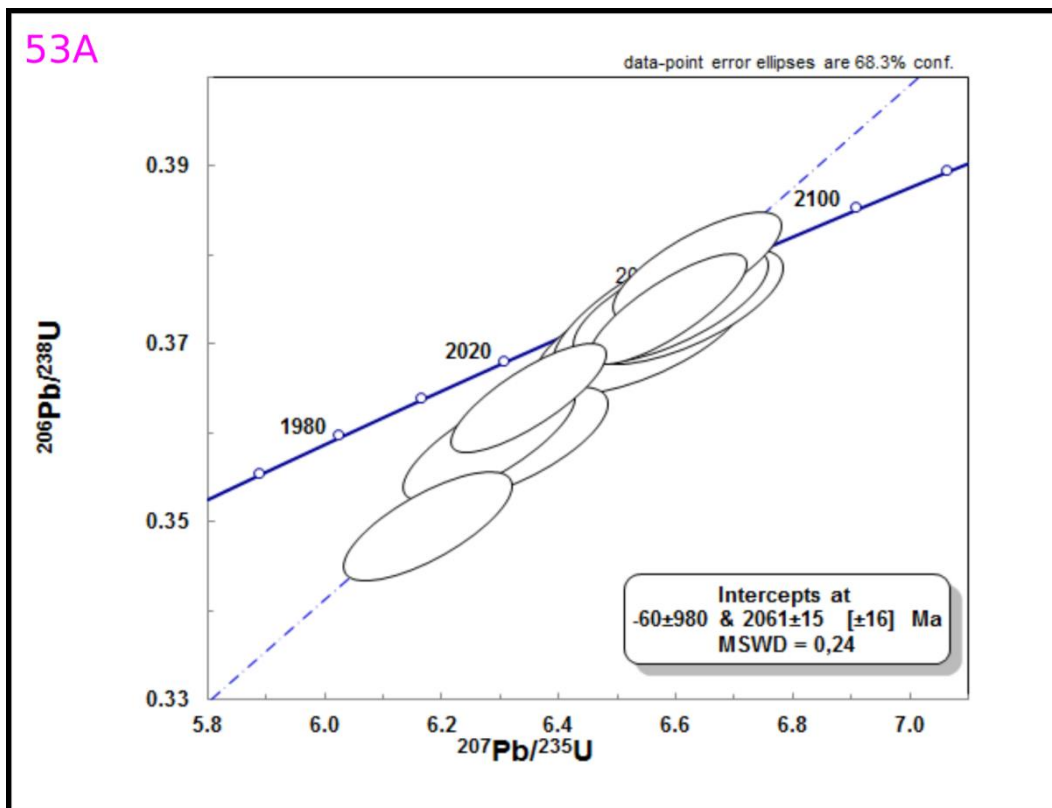


Figure 29a: âge de l'échantillon 44A2.



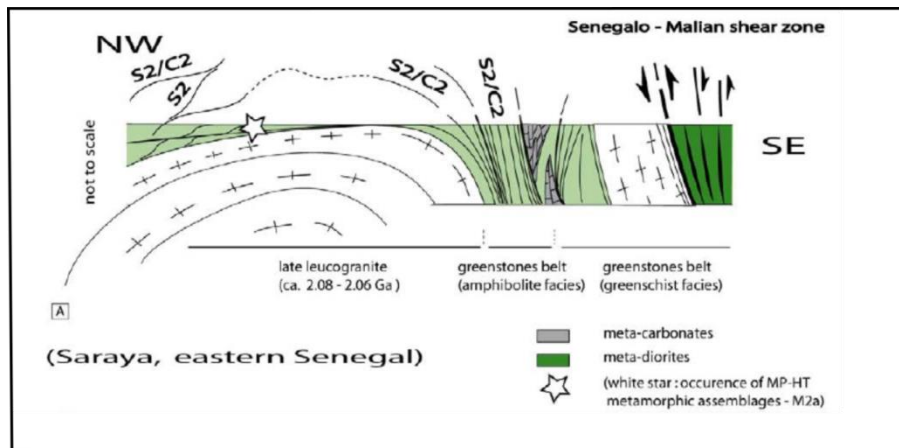
29b: âge de l'échantillon 53A

Figure

## CHAPITRE V : INTERPRETATIONS ET DISCUSSION

Le massif de Saraya est un grand batholite Orienté NNE-SSW mis en place dans les formations Birimiennes de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba.

L'étude structurale du pluton et de son encaissant montre que les foliations du massif dessinent une structure générale de dôme dissymétrique avec un pendage plus accentué pour les structures de la bordure Orientale que pour celles de la bordure Nord-Occidentale (Fig.30).



**Figure 30: Coupe transversale de l'auréole de haute température de Saraya d'après Ganne et al. (2012).**

La structure linéaire bien marquée par l'orientation des linéations d'étirements dans l'encaissant et les linéations minérales marquées par l'allongement des nodules de quartz dans le massif montrent une direction générale constante parallèle à l'allongement du massif de Saraya (Fig.15b).

Sur la bordure Ouest du massif le granite est débité en feuillets granitiques et mica schisteux mylonitisés sans doute liée à l'augmentation de la déformation plastique.

L'étude thermobarométrique et structurale nous a conduit à identifier deux zones métamorphiques caractérisées par l'apparition de certains minéraux index en fonction de l'évolution des chemins P-T pendant l'exhumation de l'auréole de haute température de Saraya.

En effet Baratoux et al. (2011) et Ganne et al. (2012) ont identifié deux différents types de contact dans les séries métasédimentaires du C.A.O. Sur la base d'arguments structuraux (i.e. continuité géométrique entre la foliation métamorphique présente dans les méta-sédiments et le rubanement magmatique observé dans les granitoïdes). Baratoux et al. (2011) interprètent ces contacts comme étant des auréoles thermiques au Burkina Faso,

caractérisées par différents degrés de métamorphisme. Le terme « d'auréole de basse température » qu'utilisent (Ganne et al, 2012) implique la présence de minéraux de basse température (chlorite-phengite par ex.) dans le méta-sédiment et dénote la présence d'un corps granitique dans un environnement proche (à moins d'un km en général). A l'inverse, celui « d'auréole de haute température » est à mettre à rapport avec la présence de minéraux du faciès amphibolite (staurotide-grenat-biotite essentiellement) dans le méta-sédiment et l'existence d'un corps granitique dans son environnement immédiat (à quelques dizaines de mètres en général).

#### **-L'auréole de haute température de Saraya.**

L'auréole de haute température de Saraya comprend deux zones métamorphiques.

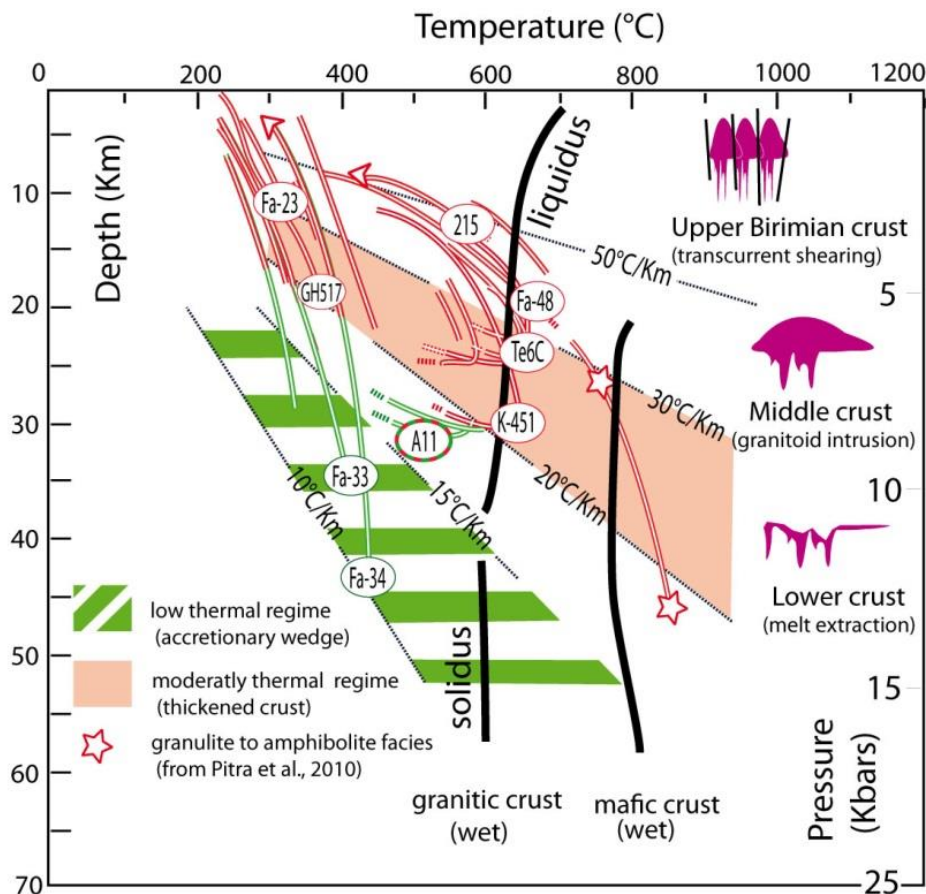
-1) zone à faciès amphibolite localisée sur le flanc ouest du massif de Saraya qui est constituée d'un assemblage à grenat, staurotide et biotite.

La schistosité caractéristique de cette zone de haute température est la S2 acquise pendant la deuxième phase de déformation D2 et associée à la mise en place des plutons de granite. L'auréole de haute température sur ce flanc occidental est caractérisée par des méta-sédiments qui témoignent des conditions de pression et températures élevées (8-10 Kbar) et (550 °C - 650 °C) (i.e. échantillon 44A2) pendant la phase précoce du métamorphisme de contact que nous nommons S2a.

Cette phase précoce du métamorphisme de haute température est suivie d'une décompression des unités haute HP jusqu'à une pression équivalente comprise entre (4-6 kbar), phase S2b de l'évolution métamorphique et à des températures toujours élevées généralement de l'ordre du 600°C.

Des assemblages de basse pression ( $P < 3-4$  Kbar), équilibrés à des températures assez élevées (600-650 °C) similaires à l'auréole de Saraya, ont été sporadiquement observés au Burkina Faso (ex. l'échantillon 215 localisé sur la Fig.4) dans un contexte appelé « auréoles de hautes température » par Ganne et al. (2012). Les pics de pression et température, enregistrés par les méta-sédiments contenant ces assemblages, se situent dans un champ géothermique modérément élevé de 30-50 °C/Km qu'ils ont appelé M2b Ganne et al. (2012). Le trajet P-T rétrograde enregistré par ces échantillons sont presque isobares, ce qui pourrait indiquer un refroidissement rapide des méta-sédiments au voisinage des granitoïdes qui les intrudent. (Fig.31)





**Figure 31 : Trajectoires de pression et de température (P-T) enregistrées par des méta-sédiments du Craton Ouest Africain (modifiée d'après Ganne et al., 2012 et les nouvelles données du sud-ouest du Ghana). Les lignes noires épaisses superposées sur la grille correspondent à la limite thermique solidus / liquidus des roches mafiques (gabbro) et des matériaux felsiques (granitoïdes). Nous avons considéré une pression lithostatique de 3.5-3.6 Km par Kbar (Spear, 1993), ce qui est classiquement proposé pour les croûtes de composition intermédiaire (niveaux mafiques et felsiques reconnus dans le Birimien).**

-2) zone à faciès schistes verts de moyenne pression et moyenne température localisée préférentiellement sur la bordure orientale du massif de Saraya. La schistosité caractéristiques est une S3 avec un pendage assez fort vers le SE. La zone est caractérisée par la cristallisation du grenat et de la biotite dans des conditions de pression moyennant (4-6 kbar) mais avec une température inférieure à 500°C. Cette phase de cristallisation dans le faciès schiste vert est en lien direct avec l'évolution des chemins P-T pendant l'exhumation du massif granitique de Saraya. On passe d'un maximum de pression et de température pendant la phase S2a (8-10 kbar ; 550-650°C) puis avec une décompression on atteint les conditions de S2b (6-8 kbar ; 540-600°C) et enfin on passe à une S3 (4-6 kbar et T<500°C) localisée au sein d'un couloir de cisaillement de basse température.

Les méta-sédiments prélevés par Ganne et al. (2012) ont enregistré des pressions situées entre 3 et 6 Kb pour des températures allant de 250 à 400 °C (ex. l'échantillon Fa-23 localisé sur la Figure 4) donc des conditions presque similaires aux nôtres. Ces conditions de pression et de température suggèrent l'existence d'un gradient géothermique apparent de 20-30 °C/Km, à l'origine de cet assemblage schiste vert de moyenne pression.

### V.1 Implications géodynamiques

La fermeture du domaine océanique dont les reliques constituent les formations du supergroupe de Mako à l'ouest de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba serait le principal moteur de la subduction ou d'un épaissement crustal pendant la première phase de la tectonique tangentielle (D1) dont les reliques sont prélevés dans l'échantillon 44A2 sous forme d'inclusions de quartz et chlorite. Celle-ci est caractérisée par raccourcissement régional WNW-ESE ayant engendré l'enfouissement des sédiments préalablement déposés dans les bassins intracontinentaux à environ 30km de profondeur (confère pseudosection et isoplètes).

Cette phase tangentielle est responsable du métamorphisme prograde de (HP-BT) dans le faciès schistes vert des ceintures de roches volcaniques du C.A.O selon Ganne et al. (2012).

Le métamorphisme de HP/BT est suivi d'une augmentation de température associée à une décompression reflétant la relaxation thermique de la croûte épaissie puis l'exhumation de sa partie profonde contemporaine de la mise en place de plutons granitiques. Ces unités sont ensuite affectées par une zone de cisaillement subverticale à plus basse température.

Les âges trouvés sur les assemblages à grenat, staurotide et biotite rétrogrades (U-Pb sur monazites étant compris entre **2050-2060 Ma**, cela prouve que le métamorphisme de contact est potentiellement liée à mise en place du massif de Saraya entre **(2100 - 2070 Ma)** méthode U-Pb sur zircon Delor et al. (2010).

Pour mieux caractériser le métamorphisme (MP-MT) dans le supergroupe du Dialé-Dalé nous avons essayé de dater les assemblages à grenat et biotite par la méthode U-Pb sur monazites sans succès.

En effet la raison est simple les gammes de températures atteintes pendant la phase tardive de métamorphisme rétrograde (400°C à 450 °C) favorisent la cristallisation de l'apatite qui incorpore le phosphore. C'est ce phosphore qui est relâché lorsque les conditions de haute température sont atteintes généralement supérieur à 500°C (isograde de la staurotide) permettant ainsi les monazites de cristalliser.

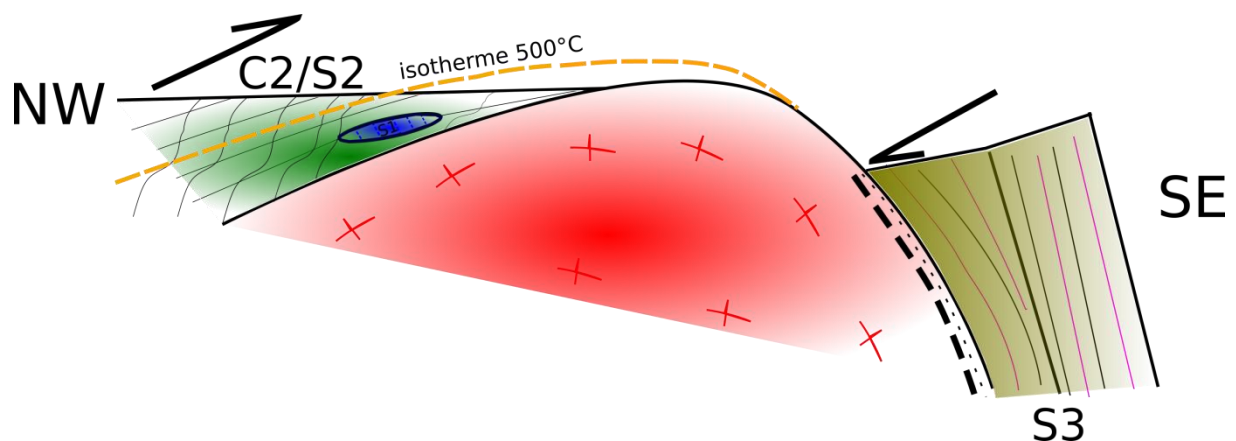


Cela explique pourquoi la datation a été possible pour les assemblages HT fortement localisés sur le flanc occidental du massif de Saraya en raison des gammes de températures atteintes pendant le chemin rétrograde de l'ordre de 600°C.

Une importante question mérite toutefois d'être traitée, à savoir pourquoi sur le flanc oriental nous n'avons pas atteint les conditions de haute température (isograde de la staurotide) permettant la staurotide et les monazites de cristalliser.

Nous supposons qu'une zone de cisaillement de moyenne à basse température aurait entraîné le décalage de l'isotherme 500°C du staurotide en profondeur pendant l'exhumation du pluton de granite de Saraya (voir modèle Fig.30).

Ainsi nous proposons ce modèle en guise de synthèse de l'histoire géodynamique des formations du socle Birimien du bassin de Dialé-Daléma.



**Figure 32: Coupe transversale à travers l'auréole métamorphique de haute température du massif de Saraya avec le cisaillement de basse à moyenne température.**

L'ensemble de ces caractères nous conduit à interpréter la mise en place du granite de Saraya comme résultant de l'évolution diapirique d'un magma différencié ou tout simplement d'une maturation thermique de la croûte lors de la déformation régionale Birimiène correspondant à un raccourcissement WNW-ESE dans un contexte paléoprotérozoïque où le manteau est plus chaud, croûte fortement enrichie en éléments radioactifs donc un flux de chaleur plus important qu'à l'actuel.

Cette maturation thermique de croûte au paléoprotérozoïque serait possible avec une croûte orogénique moins épaisse que les ceintures actuelles.

## V.2 CONCLUSION

La déformation et le métamorphisme du socle précambrien de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba est à mettre en relation avec la tectonique des plaques pendant le paléoprotérozoïque.

La modélisation thermodynamique focalisé sur l'étude des assemblages métamorphiques présents dans les séries méta-sédimentaires (pélites et greywackes essentiellement) qui composent, avec les séries volcaniques, la géologie des ceintures de roches vertes d'âge paléoprotérozoïque d'Afrique de l'ouest nous a permis de retracer l'évolution des chemins pression-température enregistré par les roches pendant l'orogénèse Eburnéen dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba au Sénégal Oriental.

Les chemins P-T retracés sur la bordure occidentale du massif de Saraya sont :

- un métamorphisme HP-BT dans le facies schiste vert atteignant une pression de l'ordre de (8-10Kbar).
- un métamorphisme haute température dans le facies amphibolites avec des gammes de températures de l'ordre de 650°C proche du solidus.
- un métamorphisme moyenne pression, moyenne température dans le facies schiste vert pendant vers la fin du chemin rétrograde localisée sur les deux bordures du massif granitique.

Cette étude nous a permis aussi de mettre en évidence deux zones métamorphiques différentes de part d'autre du massif de Saraya. Néanmoins une cartographie plus détaillée de la région est nécessaire pour mieux contraindre son évolution métamorphique.

Les âges U-Pb sur monazites permettent d'estimer le pic thermique du magmatisme du supergroupe de Dialé-Daléma autours de (2050 et 2060 Ma).

## Références :

Baratoux, et al. (2011) Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (2,2-2,0 Gyr), western Burkina Faso. *Precambr. Precambrian Research* 191 (2011) 18– 45.

Bruguier, (2009) Géochronologie U-Pb par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS): Principes, Complexités & Perspectives.

Didier Beziat et al. (2007) Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 50 (2008) 215–233)

Egal et al. (2002) Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Keniema–Man domain (Guinea, West African Craton) *Precambrian Research* 117 (2002) 57–84.

Doumbia et al. (1997) Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Cote-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87 (1998) 33. 63.

Feybesse et al. (1994) The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons?. *Precambrian Research* 69 (1994) 199-227.

Ganne et al. (2012) Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *NATURE GEOSCIENCE* DOI:10.1038/NCEO1321.

Liegeois et al. (1989) Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. Precambrian Research*, 50 (1991) 111-136.

Ledru et al. (1994) Markers of the last stages of the paleoproterozoic collision : evidence for a 2 Ga continentinvolving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69 (1994) 169-191.

Ndiaye et al. (1988) Déformation et métamorphisme des formations birrimiennes en relation avec la mise en place du granite éburnéen de Saraya (Sénégal oriental). *Bull. Soc. géol. France*, 1989, (8), t. V, n° 3, pp. 619-625.

**ANNEXES:**

Minéral/ Echantillo	44A2
Grenat	[3-9]
Staurotide	[90-94]
Plagioclase	[26-29]
Biotite	[52-71]

**Tableaux 1: Les compositions représentatives des minéraux analysés dans l'échantillon de micaschiste recueilli dans l'auréole thermique de haute température (44A2) localisé au niveau du flanc ouest du massif de Saraya.**

**Les compositions entre crochets [xx] correspond au rapport  $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})100$  dans la biotite et staurolite, au rapport  $((\text{CaO} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))100$  dans le plagioclase et au rapport  $(\text{FeO}/\text{MnO})100$  sur le grenat.**

SAMPLE	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
DESCRIPTION	%	%	%	%	%	%	%	%	%
44A2	64.3	17.2	6.2	1.87	2.4	4.61	2.28	0.02	0.58

**Tableaux 2 : Composition chimique de la roche totale modélisée (44A2).**