



Rapport de stage recherche de Master 2 :

## **Le gisement d'or d'Inata (Burkina Faso) : timing de la phase aurifère**

Nancy-Université



Encadrants : Anne-Sylvie André-Mayer  
Laurie Reisberg

## Résumé

Le craton Ouest africain est riche en minéralisations diverses telles que le fer, le chrome, le manganèse et surtout l'or. Les ceintures de roches vertes birimiennes. C'est dans l'objectif de caler temporellement l'événement aurifère qui a affecté ce craton que des mesures isotopiques avec le système Re-Os sur sulfures ont été réalisées sur le gisement d'Inata (Burkina Faso). Ce gisement est de type or orogénique avec un encaissant composé de black shales. L'étude minéralogique a permis de discriminer un événement tardif pour l'apparition de l'or dans la séquence paragénétique et de vérifier l'homogénéité des sulfures.

L'âge calculé avec la méthode de la droite isochrone est de  $2\,204 \pm 230$  Ma. L'erreur est grande et provient d'une probable contamination des pyrites par les black shales encaissants. Néanmoins la gamme temporelle de cet âge correspond à l'orogénèse éburnéenne et l'échantillon le plus radiogénique (41-180), permettant de s'affranchir du rapport  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{initial}}$ , donne un âge de  $2\,090 \pm 29$  Ma qui permet d'associer la phase tectonique D2 de cet orogène à l'événement aurifère minéralisateur de cette province.

## Abstract

The West African craton is rich in various mineralizations such as iron, chromium, manganese and especially gold which are hosted in Birimians greenstones belts. The aim of this study is the dating of the gold mineralization of INATA (Burkina Faso) using the Re-Os on sulfide, especially on pyrites. This deposit is an orogenic gold type and is hosted in a black shale formation. Mineralogical study allows to associate the gold stage with a late event compared to the paragenetic sequence.

The age calculated with the isochron method is  $2\,204 \pm 230$  Ma. The error is large and comes from a probable contamination of pyrite by the hosted black shale. Nevertheless, the temporal range corresponds at the eburnean orogeny. The most radiogenic sample (41-180) provides an age of  $2\,090 \pm 29$  Ma that permit to associated the gold stage with the D2 deformation of the orogeny.

## Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier madame Anne-Sylvie André-Mayer qui m'a offert la possibilité de m'investir dans ce projet ceci durant deux années consécutives. Anne-Sylvie a su encadrer mon travail tout en me laissant beaucoup de libertés et d'autonomie. J'ai apprécié la qualité de cette collaboration ainsi que la pertinence de ses remarques. Un grand merci également pour l'épisode Burkina Faso où j'ai beaucoup appris en observant sa grande maîtrise du terrain. Je la remercie du temps qu'elle a pu m'accorder tout au long de ce projet. A bientôt Anne-Sylvie pour une Scopa ou une revanche au Texas Hold'em dans une salle d'embarquement surchauffée !

Merci également à Laurie Reisberg m'a co-encadrante de stage qui m'a ouvert les portes de son laboratoire pour les mesures isotopiques Re-Os. Avec sa patience et son calme légendaire, elle m'a appris beaucoup sur la géochronologie et l'interprétation de données isotopiques.

Je ne peux pas parler du laboratoire de Re-Os sans remercier Catherine Zimmermann que j'ai harcelé sans répit : « Je prends quel béchers ? », « Ils sont où les coudes ? », « Catherine, j'ai fait une bêtise... ! ». Merci aussi à maman Christiane Parmentier pour sa bonne humeur communicative et ses petits coups de mains.

Un merci également à l'équipe de Cedric Demeurie (Magalie, Arnaud et Alex) qui a toujours répondu présente pour m'aider à la réalisation des lames minces et autres petits (ou très gros) extras à scier et polir.

Beaucoup de personnes m'ont également poussé de l'avant par un peu d'aide ou quelques conseils, je voudrais remercier dans le désordre : Alex Tarantola, Cédric Carpentier, Patrick Lagrange (waouh il est trop bien ce carnet de terrain ! Une photo de classe ?), Olivier Vanderhaeghe, MC Boiron, Marc Lespinasse, Zirah (humm des crêpes !), MO Campadiou, Régine Ruck, et tous mes camarades de M2 qui ont toujours été là pour un petit moment de détente dans notre travail acharné !

Je n'oublie pas l'équipe de Toulouse qui m'a accueilli quelques jours en mai pour me permettre d'échanger avec Sékou Oumar Sangaré un master 2 qui travail sur le même gisement d'Inata à propos des fluides minéralisateurs. Je remercie donc Stephano Salvi, Sékou qui décrochera, je l'espère, sa bourse de thèse, et plus particulièrement Didier Béziat qui a réalisé la mission de terrain au Burkina avec nous.

Une pensée émue pour ma binôme Elodie avec qui j'ai travaillé durant deux ans. Je me suis beaucoup inspiré de tes méthodes de travail et de ta rigueur scientifique, je te souhaite le meilleur et une bonne continuation sur ce projet, merci pour tout.

Un grand merci à monsieur Jean Cauzid qui a eu l'amabilité de m'héberger et qui m'a supporté pendant plus de quatre mois dans son bureau. « Un déménagement ? Ouai trop bien ! ».

Et pour finir, parce qu'ils y tiennent, merci à papa maman pour tout, pas besoin d'en ajouter plus.

## Notice analytique

<u>Auteurs</u> : FOUGEROUSE Denis	<u>Encadrants</u> : ANDRE-MAYER Anne-Sylvie REISBERG Laurie
<u>Titre</u> : <b>Le gisement d'or d'Inata (Burkina Faso) : timing de la phase aurifère</b>	
<u>Mots clés</u> : Métallogénie – Or – Birimien – Ceinture de roche verte – Géochronologie – Pétrographie – Burkina Faso	
<u>Type de rapport</u> : Rapport de stage de master 2	
<u>Résumé</u> : Les ceintures de roches vertes du craton Ouest africain hébergent le gisement d'or d'Inata (Burkina Faso). Un âge Re-Os de $2\,204 \pm 230$ Ma a été déterminé sur des pyrites. Une probable contamination au Re a eu lieu entre les pyrites et l'encaissant de black shale riche en Re.	
<u>Abstract</u> : Inata gold deposit (Burkina Faso) is hosted in West African craton's greenstone belts. The Re-Os age on pyrites is $2\,204 \pm 230$ Ma. Pyrites are probably rhenium contaminated by the hosted black shale	
<u>Caractéristiques</u> : 43 pages, 77 références	<u>Date de publication</u> : juin 2011

# Sommaire

<b>Tables des illustrations .....</b>	<b>4</b>
<b>Introduction.....</b>	<b>5</b>
<b>I. Géologie et minéralisations du craton ouest africain.....</b>	<b>6</b>
1. Les domaines archéens et paléoprotérozoïques .....	6
a. Les domaines archéens .....	6
b. Les domaines paléoprotérozoïques .....	8
2. Les orogénèses éburnéenne, panafricaine et hercynienne .....	10
a. L'orogénèse éburnéenne .....	10
b. Les orogénèses panafricaine et hercynienne.....	12
3. Minéralisations et gisements métallifères du craton ouest-africain .....	13
a. Minéralisations liées à l'épisode d'accrétion magmatique.....	13
b. Minéralisations liées au stade d'accrétion tectonique.....	14
c. Classification des gisements d'or du craton ouest-africain.....	14
<b>II. L'or orogénique.....</b>	<b>15</b>
1. Généralités sur l'or orogénique .....	15
2. Modèle génétique des shear-zones aurifères.....	18
a. Modèle génétique.....	18
b. Fluide minéralisateur .....	20
<b>III. Le gisement aurifère d'Inata, Burkina Faso.....</b>	<b>21</b>
1. Localisation et morphologie du gisement.....	21
2. Description macroscopique des échantillons .....	23
3. Description microscopique des échantillons .....	24
4. Etablissement de la séquence paragenétique minérale.....	27
a. Place de l'or dans la minéralogie.....	27
b. Etablissement de la paragenèse minérale .....	29
<b>IV. Datation Re-Os sur sulfures de la minéralisation du gisement d'Inata .....</b>	<b>31</b>
1. Rappel sur le principe de datation absolue appliquée au système isotopique Re-Os .....	31
a. Généralité sur le Rhénium et l'Osmium .....	31
b. Calcul d'un âge avec la technique de la droite isochrone .....	32
c. La dilution isotopique.....	33
2. Technique de quantification des isotopes de l'Os et du Re .....	34
a. Etude préalable et séparations des sulfures .....	34
b. Protocole analytique .....	35
c. Mesure isotopique par spectromètre de masse .....	37
3. Avantages et limites de la méthode.....	37
a. Avantages.....	37
b. Limites.....	38
4. Résultats.....	38
<b>Discussion .....</b>	<b>41</b>
<b>Conclusion .....</b>	<b>42</b>
<b>Bibliographie .....</b>	<b>43</b>

## Tables des illustrations

Figure 1 : Carte schématique du craton Ouest Africain (D'après Peucat et al., 2005))	6
Figure 2 : Dépôts métalliques en contexte océanique à l'Archéen (modifié d'après Robb, 2005). A : VMS (Cu, CO, Zn), B : Banded Iron Formation (Fe, Mn, Co, Ni), C : Cumulats de chromite et nickel.	7
Figure 3 : Dépôts métalliques se formant en contexte continental (Robb, 2005). A : Porphyre cuprifère (magmatisme de type I : Cu, Mo, Pb, Zn), B : Porphyres liés au magmatisme de type S (Sn, W, Cu, Au, U, Th), C : Magma kimberlitique (diamants, Cu REE, P), D : Gisements liés au magmatisme basique (Cr, Cu, Ni, PGE, V).	7
Figure 4 : Carte géologique simplifiée du bouclier de Man (Debat et al., 2003)	11
Figure 5 : Evolution géodynamique de la Guyane française et du craton de Man au Paléoproterozoïque (Vanderhaeghe et al., 1998)	11
Figure 6 : Les différents types de gisement d'or (Groves et al., 1998)	16
Figure 7 : Production d'or exprimée en onces en fonction de l'âge approximatif des veines aurifères des dépôts aurifères orogéniques du Précambrien et du Phanérozoïque (Goldfarb et al. 2001)	16
Figure 8 : Modèle de formation des gisements de type cisaillement à or (Robb, 2005)	18
Figure 9 : Variation de la pression des fluides dans les zones de faille (Sibson et al, 1988)	19
Figure 10 : Localisation des districts miniers d'Inata et Gaoua (Béziat et al., 2008 ; Hein et al., 2010)	21
Figure 11 : Morphologie du gisement d'Inata, Burkina Faso (rapport Avocet Mining, novembre 2010)	22
Figure 12 : Photo de la fosse en exploitation d'Inata	22
Figure 13 : Photo de l'échantillon 33-285 : black shale	24
Figure 14 : Photo de l'échantillon 41-173 : intense fracturation et bréchification	24
Figure 15 : Photo de l'échantillon 33-224 :	24
Figure 16 : Photo de la lame 33-285 au microscope optique à réflexion : pyrite automorphe	25
Figure 17 : Photo de la lame 33-200,7 au microscope optique à réflexion : pyrite fracturée	25
Figure 18 : Photo de la lame 41-173 au microscope optique à réflexion : inclusion de sphalérite, de chalcopryrite et d'or dans une pyrite	25
Figure 19 : Photo de la lame 41-189 au microscope en lumière polarisée : quartz texture frange autour d'une pyrite	26
Figure 20 : Schéma de la lame 41-189 : reconstitution du déplacement de la pyrite	26
Figure 21 : Photo de la lame 33-206 au microscope optique en lumière polarisée analysée : pyrites associées au litage	27
Figure 22 : Photo de la lame 33-206 au microscope optique à réflexion : pyrites associées au litage	27
Figure 23 : Photo la lame 33-196 au microscope en lumière polarisée analysée : Pyrites dans veine de quartz-carbonates	27
Figure 24 : Photo de la lame 33-196 au microscope optique à réflexion : pyrites dans veine de quartz-carbonates	27
Figure 26 : Photo de la lame 41-173 : Au libre natif, grain de 60 $\mu\text{m}$	28
Figure 27 : Photo de la lame 41-240 : Au en inclusion dans la pyrite et libre associé avec du quartz	28
Figure 25 : Spectre de composition de l'électrum	28
Figure 28 : Photo MEB de la lame 41-217 : or disséminé dans lentille de quartz-carbonates	29
Figure 29 : Photo MEB : chalcopryrite en inclusion dans la pyrite, sphalérite et galène dans fracture de la pyrite	29
Figure 30 : Photo MEB de la lame 33-196 : électrum dans une fissure de la pyrite	29
Figure 31 : Photo MEB de la lame 41-173 : électrum et covéllite dans fracture et sphalérite en inclusion	30
Figure 32 : Photo MEB de la lame 41-240 : Arsénopyrite, électrum et galène dans les fractures de la pyrite, la galène englobe l'arsénopyrite	30
Figure 33 : Photo MEB de la lame 41-189 : Galène et sphalérite en inclusion et électrum dans fracture de la pyrite	30
Figure 34 : Photo MEB de la lame 41-189 : Glène et chalcopryrite en inclusion dans la pyrite, la galène est affectée par la fracturation de la pyrite	30
Figure 35 : Schématisation d'une droite isochrone	32
Figure 36 : Courbe de la magnification de l'incertitude pour la teneur en Os	34
Figure 37 : Photo MEB en électrodifusé d'une pyrite de la lame 41-189	35
Figure 38 : Etapes de préparation des échantillons (modifié d'après Cardon, 2008)	36
Figure 39 : ICP-MS Elan 6000 (SARM)	37
Figure 40 : TIMS Finnigan MAT 262 (CRPG)	37
Figure 41 : Données isotopiques sur le gisement d'Inata. L'incertitude reportée sur $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ est de $2\sigma$ -m. Py=pyrite et Apy=arsénopyrite	38
Figure 42 : Graphique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en fonction de $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ sur les pyrites d'Inata	39
Figure 43 : Isochrone calculé par Isoplot (Ludwig, 2003) sur les pyrites de type II d'Inata	40
Figure 44 : Isochrone calculé par Isoplot (Ludwig, 2003) sur les black shales d'Inata	40

## Introduction

Le socle paléoprotérozoïque du Burkina Faso comprend des terrains volcano-sédimentaires et plutoniques birimiens disposés en ceintures et intrudés par de vastes batholites de granitoïdes. L'âge des ceintures volcano-sédimentaires s'étale de 2238 Ma à 2170 Ma. Les déformations et les événements structuraux ont été calés par rapport à l'orogénèse éburnéenne entre 2130 et 1980 Ma (Hein, 2009 ; Feybesse et al., 2006 ; Milési, 1989). De nombreux gisements aurifères sont associés à ces formations protérozoïques. Les travaux d'Oberthür et al. (1997 et 1998), Klemb et al. (2002) et Béziat et al. (2008) décrivent les caractéristiques minéralogiques de ces gisements aurifères ; les fluides minéralisateurs sont présentés dans les travaux de Coulibaly et al., 2008 ; Klemb et al., 1997... Malgré tous ces travaux et ces connaissances, aucun auteur n'a pu caler de manière absolue les événements métallogéniques aurifères dans ce contexte géodynamique.

Mon projet de master a porté sur le gisement d'or d'Inata au Burkina Faso. Il entre dans le cadre du projet WAXI (West African eXploration Initiative). Les entreprises minières Ouest africaines, rassemblées dans un consortium de recherche, ont permis le financement d'une étude scientifique internationale complète pour mieux comprendre les processus mis en œuvre dans la formation des gisements d'or.

Une des phases de ce projet (module 2.3 : Dating of mineralizing system) porte ainsi sur la datation des minéralisations aurifères paléoprotérozoïques dans les formations birimiennes. Ce cadrage temporel a été effectué directement sur les phases minéralisées, i.e. les sulfures, en utilisant la méthode isotopique de datation Re-Os. Pour bien répondre à cette problématique, une étude minéralogique complète, plus particulièrement sur les sulfures, a été effectuée à partir d'échantillons récoltés au Burkina Faso par nos soins (mission de terrain en décembre 2010). Une séquence paragenétique a été établie en amont, avant d'effectuer les datations absolues. Ce cadrage temporel va donc permettre de contraindre l'apparition de l'or par rapport aux événements géologiques locaux et régionaux.

L'étude minéralogique et pétrographique s'est déroulée au G2R (Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques, Nancy), alors que l'étude isotopique s'est déroulée au CRPG (Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique, Nancy) dans le laboratoire Re-Os de Laurie Reisberg.

Le présent exposé est articulé en quatre parties, la première traite de la géologie du craton Ouest africain, la deuxième compile les données présentes dans la littérature sur les gisements de type or orogénique. La troisième décrit l'étude minéralogique et pétrographique réalisée sur le gisement d'Inata, alors que la quatrième et dernière partie est réservée à l'aspect géochronologique du stage.

# I. Géologie et minéralisations du craton ouest africain

## 1. Les domaines archéens et paléoprotérozoïques

### a. Les domaines archéens

Deux régions archéennes affleurent dans le craton ouest africain (figure 1). Elles sont comprises dans la dorsale de Réguibat au Nord (Nord de la Mauritanie, Sud de l'Algérie et Sahara occidental) et la dorsale de Léo au Sud. Cette dernière comprend deux domaines majeurs : un domaine archéen (le craton Kénéma-Man), et un autre paléoprotérozoïque (Baoulé-Mossi). Les plus anciens composants de ce craton archéen sont des roches de type TTG qui sont datées de plus de 3 Ga et des ceintures de roches vertes composées de métasédiments, de roches métavolcaniques ainsi que de BIF datés de 3 à 2,7 Ga.

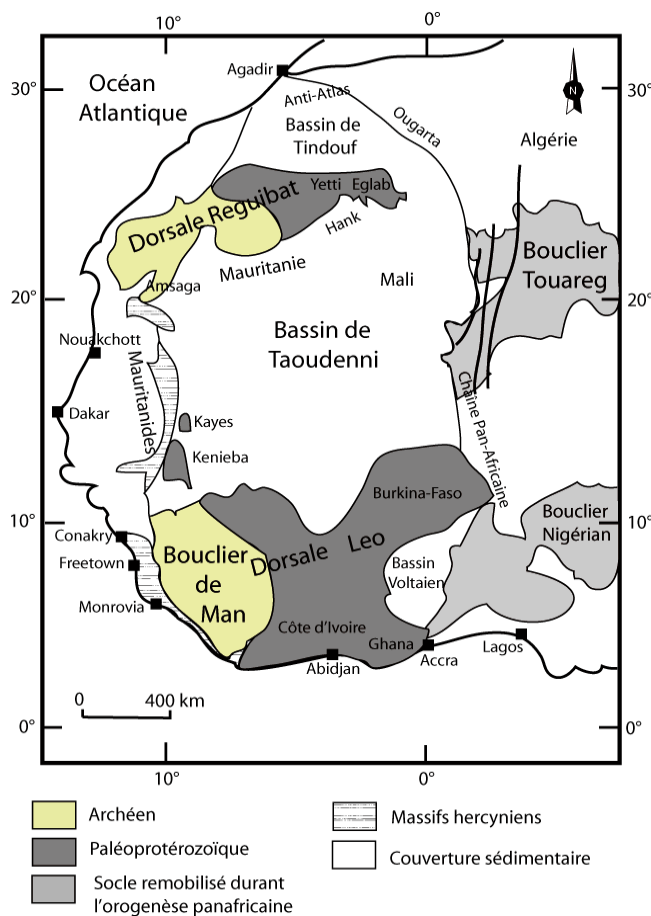


Figure 1 : Carte schématique du craton Ouest Africain (D'après Peucat et al., 2005)

La croissance crustale commence dès le début de l'Archéen entre 3,5 et 3,45 Ga (âges U/Pb et Sm/Nd, sur zircons) par l'ajout de matériel magmatique. Elle se poursuit ensuite en pulsions successives jusqu'à 2,73 Ga. La dernière étape de croissance est sans doute contemporaine du principal événement métamorphique de haute pression affectant cette région (Potrel et al, 1998).

La formation et la différenciation de ce craton archéen dans le domaine de Kénéma-Man a été décrite en quatre étapes majeures (Thiéblemont, 2004) :



- **L'étape paléoarchéenne** (~ 3,5 Ga) : accréation juvénile, i.e. par ajout de matériel magmatique, et mise en place de granitoïdes potassique (TTG)
- **L'étape léonienne** (~ 3,1 - 2,95 Ga) : accréation juvénile et mise en place de roches magmatiques basaltiques (greenstones) à acides (gneiss, granitoïdes) et de roches sédimentaires détritiques
- **L'étape libérienne** (~ 2,9 - 2,8 Ga) : épaissement tectonique et différenciation crustale : fusion généralisée de la croûte et production de granitoïdes avec migmatites associées
- **L'événement tardi-éburnéen** (~ 2,1 - 2 Ga) : remobilisation partielle de la croûte et collision entre la croûte birimienne et le bloc archéen

D'un point de vue métallogénique, les séries archéennes sont riches en métaux d'intérêt, elles comportent des BIF (Banded Iron Formation), des occurrences de chrome, des dépôts de nickel et de cobalt (formés en contexte de croûte océanique, figure 2), ainsi que des minéralisations de Pb, Au, Mo, Sn et W liées aux intrusions magmatiques (formées en contexte continental, figure 3).

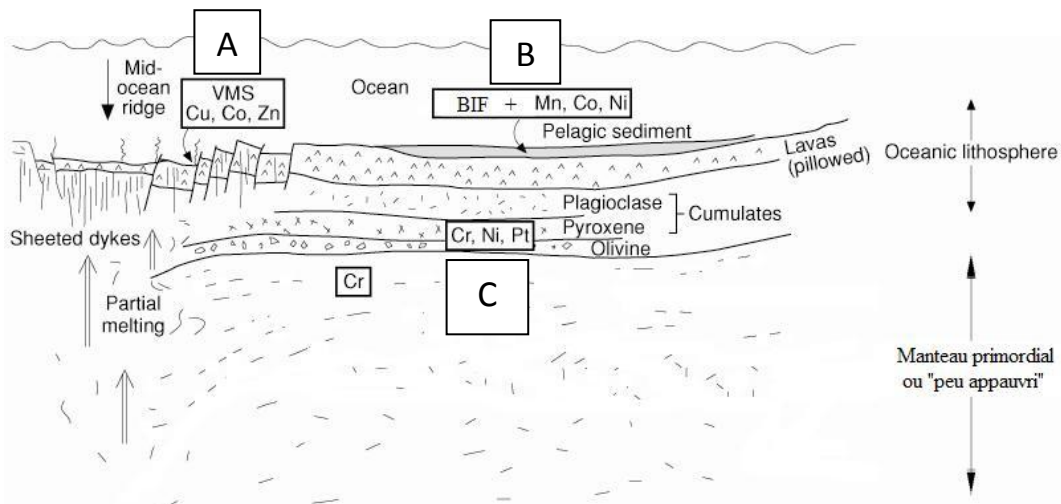


Figure 2 : Dépôts métalliques en contexte océanique à l'Archéen (modifié d'après Robb, 2005). A : VMS (Cu, CO, Zn), B : Banded Iron Formation (Fe, Mn, Co, Ni), C : Cumulats de chromite et nickel.

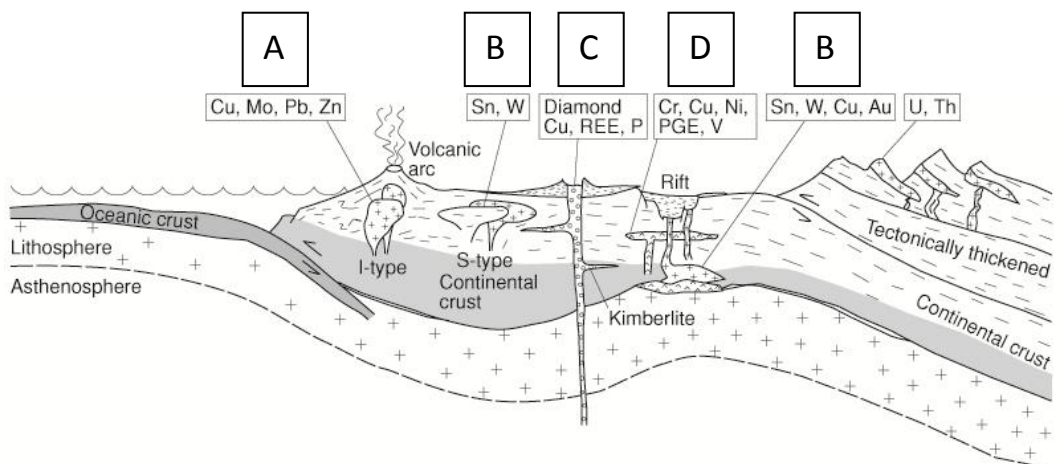


Figure 3 : Dépôts métalliques se formant en contexte continental (Robb, 2005). A : Porphyre cuprifère (magmatisme de type I : Cu, Mo, Pb, Zn), B : Porphyres liés au magmatisme de type S (Sn, W, Cu, Au, U, Th), C : Magma kimberlitique (diamants, Cu REE, P), D : Gisements liés au magmatisme basique (Cr, Cu, Ni, PGE, V).

Des différences sont observables par rapport aux autres cratons archéens comme l'absence de VMS (Volcanic Massive Sulfides), de dépôts de sulfures, de nickel-cuivre et d'or mésothermal tardi-orogénique. Plusieurs hypothèses tentent d'expliquer cette absence, comme un développement restreint des ceintures de roches vertes, une absence de faciès calco-alcalin ou encore une différence de composition élémentaire de la croûte juvénile. L'extension de la croûte continentale peut également être un facteur limitant pour la formation des VMS (Milési et al., 1992).

Ces boucliers archéens ont ensuite servi de nuclei pour la croissance du craton ouest africain et l'accrétion des terrains protérozoïques.

### ***b. Les domaines paléoprotérozoïques***

Les formations d'âges paléoprotérozoïques correspondent, dans cette région géographique, aux formations birimiennes qui constituent une surface importante du craton ouest africain, principalement localisée à l'Est du bouclier de Man (Bessoles, 1977 ; Milési et al, 1989). Il s'agit de la formation géologique encaissante de la minéralisation en or de cette étude, c'est pourquoi il est important de bien contraindre les processus de mise en place ainsi que la nature des roches présentes.

Une confusion peut avoir lieu dans la littérature car le terme Birimien, selon les auteurs, peut à la fois décrire un étage temporel, un cycle, une formation ou même parfois une orogénèse. Dans ce rapport, le terme Birimien, qui provient étymologiquement du nom de la rivière Birim située au Nord-Ouest d'Accra, décrira le nom des formations paléoprotérozoïques du craton ouest africain.

Les terrains birimiens se sont déposés et mis en place lors d'une importante période de croissance crustale, juvénile dans un premier temps puis tectonique, entre 2,2 et 2,1 Ga. Le Birimien est caractérisé par une alternance d'anciennes ceintures volcaniques linéaires et arquées, ainsi que par de plus larges bassins sédimentaires d'une extension de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers de kilomètres, orientés généralement NE-SO. Ces ceintures et ces bassins sont recoupés par l'intrusion de plusieurs générations de granitoïdes.

Le Birimien est sous-divisé stratigraphiquement en deux parties (Milési et al., 1992) :

- Le Birimien inférieur (B1) à dominante sédimentaire (à partir de la base) :
  - Roches volcaniques basiques et plutons tholéïitiques ;
  - Dépôts de flyschoides avec intercalations de séries sédimentaires ;
  - Formations de carbonates.
- Le Birimien supérieur (B2) à dominante volcanique présente un volcanisme bimodal (tholéïitique et calco-alcalin) qui indique une mise en place polyphasique. Des formations fluvio-deltaïques peuvent être intercalées dans ces séries.

Entre 2,2 et 2,15 Ga a lieu un épisode magmatique continu qui aboutit à la mise en place de roches volcaniques et plutoniques qui vont former une lithosphère juvénile sous la forme d'arcs volcaniques qui vont alors constituer les ceintures de roches vertes. Ces ceintures sont présentes dans de nombreuses régions du craton ouest africain et sont considérées comme la base du Birimien inférieur (B1). Par ailleurs, ces roches subissent une altération hydrothermale à l'origine du premier stock aurifère du craton (Milési, 2001).

Ensuite, le Birimien est affecté par une succession de phases d'accrétion magmatique et tectonique induites par la convergence de blocs archéens, durant l'orogénèse éburnéenne (de 2,13 à 1,98 Ga).

L'alternance d'arcs et de bassins a conduit à l'élaboration de deux modèles géodynamiques qui diffèrent sur une évolution monocyclique basée sur des âges Pb-Pb, U-Pb et Sm-Nd (Bonhomme, 1962 ; Oberthür et al., 1998) ou sur une évolution polycyclique basée sur des âges Rb/Sr (Lemoine et al., 1985 ; Milési et al., 1992) de la croûte en formation.

Les formations volcaniques présentent plusieurs signatures géochimiques distinctes et peuvent donc être différenciées en plusieurs groupes :

- **Les ceintures de roches vertes :**

Elles sont composées de metabasaltes, de métatuffs basaltiques, de métadolérites et de métagabbros.

La géochimie indique une composition de basalte tholéitique : ces roches correspondent aux basaltes de plancher océanique et proviennent d'une fusion modérée de lherzolite à spinelle faiblement appauvrie ( $\epsilon_{Nd}=2,0-3,9$  et  $I_{Sr}=0,700-0,702$ ) et constitue un équivalent au N-MORB actuel. Le modèle de Poulet (2006), établi en Côte d'Ivoire, propose la présence d'un plateau océanique (le manteau plus chaud à cette époque permet l'apparition de méga panaches et provoque la fusion du manteau supérieur paléoprotérozoïque faiblement appauvri).

Le gradient métamorphique au moment de l'orogénèse éburnéenne au niveau de ces ceintures est compris entre le faciès schistes verts et le faciès amphibolitique (stauroлите, andalousite...) à l'approche des intrusions (Poulet et al, 2006).

- **Les rhyodacites :**

Elles sont intrudées dans les ceintures de roches vertes et présentent une composition similaire aux TTG. La géochimie des éléments en traces indique une fusion partielle d'amphibolite à grenat donc d'une croûte océanique subductée et une fusion du manteau fertilisé.

- **Les andésites :**

Ce sont des laves potassiques calco-alcalines de marge continentale active. Selon Poulet (2006), elles ne résulteraient pas d'un arc volcanique à cause de l'intercalation de sédiments dans les séries, mais d'un bassin intracontinental ouvert en transtension. L'ouverture de ce bassin constituerait donc un corridor thermique qui apporterait chaleur et vapeur chargée d'éléments lithophiles.

L'histoire tectono-magmatique du Birimien peut donc se résumer en quatre parties :

- Formation d'une croûte océanique et de ceintures volcaniques (Abouchami et al, 1990) ;
- Subduction intra-océanique et génération des batholithes de TTG ;
- Formation d'un bassin intracontinental associé au volcanisme calco-alcalin ;
- Tectonique décrochante et mise en place de leucogranites (développée dans la partie I-2).

## 2. Les orogénèses éburnéenne, panafricaine et hercynienne

### *a. L'orogénèse éburnéenne*

Les terrains archéens et birimiens d'Afrique de l'Ouest ont été affectés par l'orogénèse éburnéenne. Cette orogénèse s'est déroulée entre 2,13 et 1,98 Ga, lors du rapprochement des blocs cratoniques d'Amérique du Sud et d'Afrique de l'Ouest qui a mené à une collision entre les cratons ouest-africain et guyanais (orogénèse transamazonienne pour la province guyanaise) (Milési, 2001). Celle-ci est caractérisée par des mouvements verticaux semblables à ceux résultant des orogénèses archéennes. Cependant, l'application de ce modèle de suture à des terrains postérieurs à l'Archéen est toujours discutée. L'orogénèse éburnéenne donne naissance à une croûte continentale paléoprotérozoïque juvénile créée à partir de roches océaniques archéennes dont seules quelques reliques subsistent, essentiellement le long de la bordure SE du craton de Man. Une autre caractéristique de cette période est la mise en place d'importants volumes de magma qui induit des géothermes élevés pendant toute l'orogénèse.

### **Géodynamique et plutonisme :**

A environ 2,1 Ga, la première phase tectonique majeure de l'orogénèse éburnéenne (appelée D1) provoque une collision responsable d'un raccourcissement régional selon une direction O-NO (Milési, 2001) associé à une tectonique de chevauchement. Cette phase collisionnelle existe également en Guyane. Cette collision frontale s'effectue à la marge du bloc archéen de Man. L'ensemble des études menées sur cette période montre que la déformation D1 et l'épaississement crustal qui lui est associé reflètent l'accrétion tectonique progressive de roches paléoprotérozoïques sur le nucleus archéen (Feybesse et Milési, 1994). La datation de cette déformation donne des âges légèrement différents selon les zones d'études et la distribution de ces âges suggère que la tectonique a progressé du Sud vers le Nord. Cet épisode tectonique est contemporain de la mise en place de leucogranites dans la croûte supérieure. Le matériel à l'origine de ces leucogranites peut provenir d'une fusion partielle des complexes TTG-roches vertes qui provoque ainsi un recyclage de matériel continental. Cette phase est marquée par l'apparition des premières tectoniques tangentielles. Le bassin tarkwaïen est en partie contemporain de cet épisode D1 et est donc considéré comme un bassin d'avant-pays dont le remplissage s'est poursuivi pendant la tectonique D2.

Après la phase D1, a lieu un deuxième épisode d'accrétion, magmatique celui-ci, qui conduit à nouveau à la création de lithosphère juvénile. Les ceintures volcaniques ainsi formées sont liées à des centres volcaniques et volcano-plutoniques indépendants les uns des autres produisant du matériel de compositions différentes et dont l'âge est compris entre 2,105 et 2,07 Ga (Milési, 2001).

La seconde phase tectonique D2 se traduit par des décrochements senestres associés à des plissements pendant lesquels se mettent en place des plutons granitiques. Le pic d'activité de cette phase s'accompagne d'un cisaillement senestre qui contrôle la géométrie du bassin tarkwaïen ainsi que la mise en place des corps plutoniques (Feybesse et al., 2006). Par ailleurs, les structures D2 canalisent et piègent des fluides hydrothermaux porteurs d'or.

Enfin, la dernière déformation D3 est responsable de chevauchements dextres qui marquent un changement de l'axe de convergence (NE-SO). Les phases D2 et D3 ont lieu entre 2,095 et 1,98 Ga et sont souvent regroupées par les auteurs (Milési, 2001 ; Feybesse et al., 2006). La convergence finale

qui se déroule lors de ces phases résulte d'une collision soit oblique, soit frontale, selon les auteurs, entre des blocs composés de matériel archéen et paléoprotérozoïque. Cette tectonique est marquée par la présence de failles décrochantes majeures, ainsi que secondaires orientées N-S à NE-SO. Ces structures sont facilement observables sur la carte géologique simplifiée du bouclier de Man (figure 4).

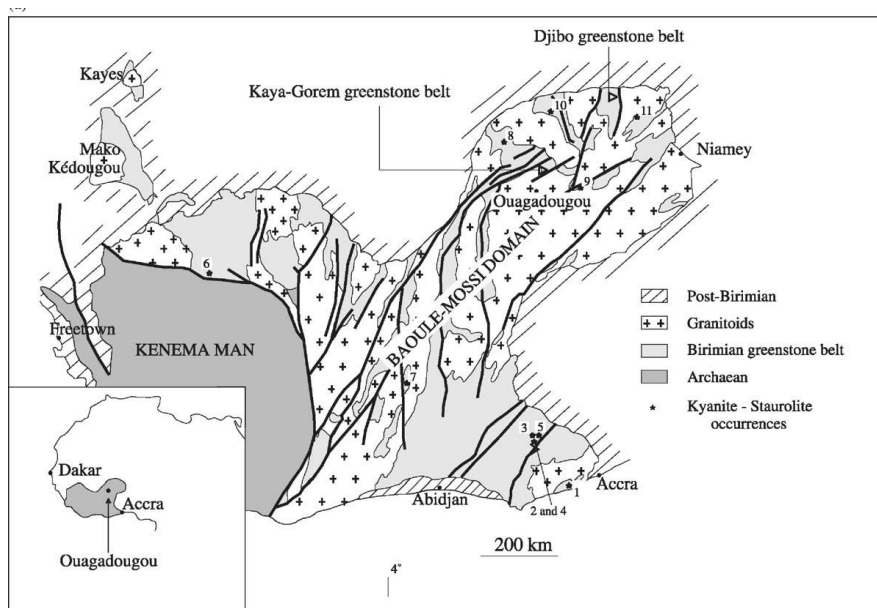


Figure 4 : Carte géologique simplifiée du bouclier de Man (Debat et al., 2003)

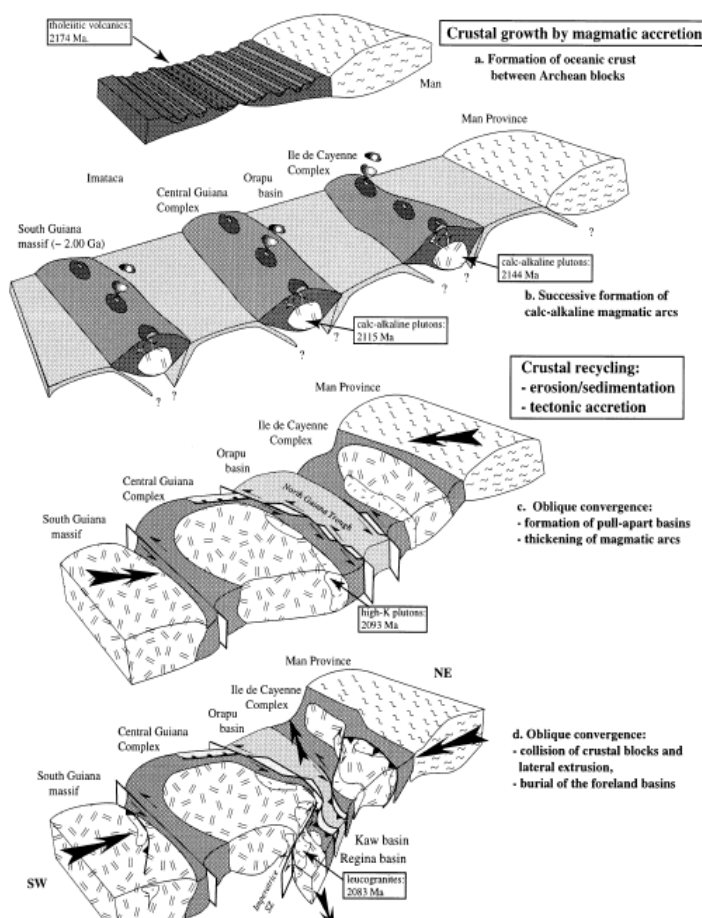


Figure 5 : Evolution géodynamique de la Guyane française et du craton de Man au Paléoprotérozoïque (Vanderhaeghe et al., 1998)

La convergence éburnéenne aboutit ainsi à la formation du pré-Gondwana qui relie la province guyanaise et la province d'Afrique de l'Ouest. L'histoire tectonique commune du craton ouest africain et de Guyane est résumée par la figure 5 (Vanderhaeghe et al., 1998).

## Les conditions métamorphiques :

Au sein du domaine paléoprotérozoïque d'Afrique de l'Ouest, les roches témoignent d'un métamorphisme de relativement bas degré qui correspond à un faciès schistes verts voire à un faciès amphibolitique. Des conditions métamorphiques plus élevées (HT-BP à MP) ont été relevées à la limite du craton de Man. Cependant, les changements de conditions métamorphiques se font de manière progressive que ce soit à l'échelle régionale ou locale, il n'y a pas de « sauts » métamorphiques. Cette continuité dans les conditions P-T indique qu'il n'y a pas de juxtaposition de différentes unités métamorphiques le long des chevauchements comme c'est le cas généralement pour les orogènes de « type moderne ». Cette information tend donc à confirmer que l'orogène éburnéenne est une orogène de « type archaïque », où le rôle du diapirisme est prépondérant (Vidal et al., 2009).

Durant l'orogène éburnéenne, les terrains en place subissent un métamorphisme initial de type schistes verts lié au raccourcissement crustal. Puis, un métamorphisme de moyenne pression apparaît à proximité des plutons de granitoïdes. Ce métamorphisme de type amphibolite est marqué par des assemblages minéraux caractéristiques dont, notamment, l'assemblage kyanite-staurolite. Ces assemblages typiques se superposent au métamorphisme régional de type schistes verts, ce qui permet de conclure que ces minéraux résultent d'un métamorphisme de contact de plus haute température et de moyenne pression (5-6 kbar) induit par la mise en place des plutons (Debat et al., 2003).

### *b. Les orogènes panafricaine et hercynienne*

Après cet orogène, le craton ouest-africain reste relativement stable avec très peu de remaniements des structures éburnéennes. Cependant, il porte tout de même des traces d'orogènes plus récentes, notamment sur ses bordures orientale et occidentale. Le craton est, en effet, bordé à l'Est par une unique chaîne : la chaîne trans-saharienne, tandis que sa bordure occidentale est polyphasée. Le cycle orogénique panafricain débute avec la dislocation du supercontinent Rodinia il y a environ 1 Ga et peut être subdivisé en deux étapes : le cycle panafricain I et le cycle panafricain II entre environ 870 et 580 Ma. Il est suivi par l'orogène hercynienne (550-300 Ma).

- **Panafricain I : Rifting :** La première phase de l'orogène panafricaine consiste en l'ouverture d'un bassin marginal qui accompagne la dislocation de Rodinia. Cette tectonique a été mise en évidence dans la chaîne des Bassarides. La période de rifting et l'océanisation qui en découle ont lieu entre 870 et 700 Ma (Deynoux et al., 2006).
- **Panafricain II : Subduction et collision :** L'orogène se poursuit avec la subduction de la lithosphère océanique formée pendant le cycle panafricain I, qui débute à environ 760 Ma. Cette subduction, mise en évidence dans les Rokélides, s'effectue vers l'Est et aboutit à la formation de bassins d'arrière-arc et d'arcs insulaires. La subduction conduit à la fermeture de l'océan néoprotérozoïque et évolue par la suite en collision entre le craton ouest africain et des blocs occidentaux dont le bloc guyanais, celui de Floride ou encore celui du Sénégal (Villeneuve et al., 2010). Cette phase orogénique serait notamment à l'origine d'un métamorphisme HP-BT. C'est également pendant cette période que s'est formée la chaîne trans-saharienne (entre 610 et 580 Ma).

- **L'orogénèse hercynienne** : Elle est liée à la collision du Gondwana et de Laurentia mais reste très peu présente dans le craton ouest africain. En effet, les principaux témoins de cet orogène (550-300 Ma) se situent au niveau de la chaîne des Mauritanides où l'on retrouve des éclogites provenant d'un épisode métamorphique hercynien daté à 333 Ma (Le Goff et al., 2001).

La bordure orientale du craton est donc le résultat de ces trois cycles orogéniques successifs qui ont abouti à la formation de trois chaînes superposées : les Bassarides, les Rokelides et les Mauritanides (Villeneuve et al., 2010).

### 3. Minéralisations et gisements métallifères du craton ouest-africain

Dans le craton ouest africain, l'or est principalement d'époque paléoprotérozoïque et correspond à la mise en place de l'orogénèse éburnéenne. Cette orogénèse est en effet à l'origine d'un cycle métallogénique se déroulant en deux grandes périodes et aboutissant à des minéralisations à or et à métaux de base.

#### *a. Minéralisations liées à l'épisode d'accrétion magmatique*

L'épisode précoce d'accrétion magmatique se déroulant avant l'orogénèse éburnéenne (pré-D1) est marqué par une altération hydrothermale importante. Cette altération, d'extension régionale, est à l'origine de nombreuses minéralisations contemporaines du dépôt de B1 et B2. Les fluides hydrothermaux mis en mouvement suite à la tectonique en extension au niveau des bassins sédimentaires, se sont développés le long de fractures ou ont circulé dans la masse des roches. Ils ont conduit notamment à des minéralisations aurifères stratiformes épigénétiques qui se sont mises en place dans des grès tourmalinisés. C'est le cas de Loulo, au Mali, dont les grès datés de 2,085 Ga constituent le premier stock aurifère du craton ouest africain et la plus importante minéralisation aurifère de cette période (Feybesse et al., 1992).

Lors de ce stade d'accrétion se forment également des gisements de manganèse comme, par exemple, les mines de Nsuta, au Ghana. Ces gisements, constitués de carbonates et d'oxydes de manganèse, se trouvent dans la partie supérieure du Birimien inférieur (B1). Des datations sur zircons montrent que ces minéralisations sont antérieures à 2,13 Ga (Milesi, 2001).

C'est également à cette période que se met en place le seul gisement de type VMS à zinc et argent décrit dans le craton. Il s'agit du VMS de Perkoa, au Burkina Faso, qui est localisé dans des formations de B1. Enfin, cet épisode d'accrétion s'accompagne de la formation de BIF qui constituent actuellement les plus grandes réserves de fer d'Afrique de l'Ouest.

Cette période métallogénique, qui s'étend sur environ 40 Ma, se poursuit après la phase collisionnelle D1 avec le dépôt de conglomérats aurifères qui correspondent à des paléoplacers modifiés. Ils font partie des formations tarkwaiennes qui se sont déposées dans des contextes extensifs entre 2,081 et 1,968 Ga.

### ***b. Minéralisations liées au stade d'accrétion tectonique***

La deuxième phase métallogénique majeure a lieu entre 2,08 et 1,945 Ga. Les tectoniques transcurrentes de la phase D2 de l'orogénèse éburnéenne sont associées à la mise en place d'importantes minéralisations. En effet, c'est notamment durant cette déformation que se forment les principales concentrations économiques d'or en Afrique de l'Ouest. Les minéralisations aurifères de cette deuxième période métallogénique sont discordantes et liées aux stades cassants des phases tardi-orogéniques D2 et D3 (Jébrak et Marcoux, 2008).

Un épisode de plutonisme, vers 2,105 Ga, et le métamorphisme qui lui est associé, seraient à l'origine, selon Oberthur (1998), de l'hydrothermalisme responsable des minéralisations. Ces fluides hydrothermaux circulent le long de failles ou de contacts lithologiques pour finalement concentrer l'or dans des pièges structuraux. L'origine possible de l'or transporté par ces fluides serait une remobilisation du stock aurifère initial formé lors de la première accrétion magmatique. Mais cette hypothèse n'est pas encore confirmée à l'heure actuelle.

Les phénomènes minéralisateurs associés aux phases D2-D3 sont relativement complexes et se sont déroulés en deux étapes majeures :

- un premier stade marqué par des minéralisations en Au, As, Cu (essentiellement sous forme de chalcopyrrite) et Fe
- un deuxième stade plus diversifié marqué par des minéralisations en Au, Cu (sous forme de sulfosels), Bi, Pb, Zn, Ag et Fe.

Le premier épisode hydrothermal met en place le plus gros potentiel aurifère d'Afrique de l'Ouest dans de grandes zones de cisaillement crustales orientées NE-SO. Le minerai porteur d'or consiste en de l'arsénopyrite aurifère disséminée, elle-même recoupée par des veines de quartz contenant de l'or natif. Ces minéralisations se mettent en place lors d'un stade tardi- à post-D2.

Puis, un second épisode hydrothermal, à 2 Ga, voit apparaître des zones de cisaillement aurifères à quartz et carbonates qui se trouvent essentiellement dans les formations du Birimien inférieur (B1), le long des contacts structuraux avec le Birimien supérieur (B2). Les stockwerks formés par les veines de quartz et de carbonates peuvent également contenir des minéralisations à zinc, cuivre et argent. Ces gisements de nature variée sont très altérés.

D'après des mesures isotopiques de plomb sur l'ensemble des gisements concernés, les fluides minéralisateurs auraient percolé la croûte juvénile paléoprotérozoïque sans avoir subi de contamination archéenne significative (Milesi, 2001).

### ***c. Classification des gisements d'or du craton ouest-africain***

Les différentes minéralisations d'or que l'on trouve dans le craton ouest africain peuvent être regroupées en 5 types, eux-mêmes dépendants de 3 contextes géodynamiques différents.

- Les dépôts pré-orogéniques : se mettent en place avant la phase tectonique D1. Ils sont liés à des zones d'extension précoces et sont caractérisés par des minéralisations stratiformes associées à des grès tourmalinisés.
- Les dépôts syn-orogéniques : se mettent en place lors d'un stade post-D1 à syn-D2/D3 et sont présentes sous deux formes différentes :



- des sulfures aurifères disséminés qui se trouvent dans des zones d'extension au sein de roches volcaniques du B2
  - des paléoplacers (ou conglomérats aurifères) qui se trouvent dans les formations tarkwaiennes mises en place dans des zones d'extension du B2 ou des zones de transtension lors de la phase D2
- Les dépôts tardi-orogéniques : se mettent en place après le pic orogénique D2/D3 et sont donc postérieurs au pic métamorphique. Ces minéralisations sont de type épigénétiques. Ce sont les dépôts les plus importants du craton d'un point de vue économique. Il s'agit :
    - d'arsénopyrite aurifère disséminée associée à des filons de quartz porteur d'or natif
    - de stockwerks quartzeux ou carbonatés contenant de l'or libre et des sulfures polymétalliques.

La distribution de l'or entre les formations birimiennes est inégale. En effet, les plus grandes réserves d'or sont contenues dans les formations B1 (environ 1200 t), tandis que les conglomérats tarkwaiens et les formations magmatiques de B2 renferment respectivement 250 t et 110 t de réserves en or (Milesi et al., 1992).

Le but du projet de recherche est alors de définir grâce aux observations de terrain et à la datation absolue de la minéralisation par la méthode isotopique Re-Os à quel événement peut se rattacher la formation du gisement d'Inata, Burkina Faso.

## II. L'or orogénique

### 1. Généralités sur l'or orogénique

La terminologie de gisement d'or orogénique désigne un type de gisement bien décrit dans la littérature (Sibson, 1994 ; Groves et al., 1998). Ce sont des gisements hydrothermaux associés à des orogènes collisionnelles où les zones de circulations de fluides sont localisées dans des accidents structuraux en compression ou en transpression.

Les gisements d'or orogénique sont la source d'une grande partie de la production d'or mondial (30% en 2005). En effet, une grande partie de l'or extrait dans le bouclier canadien et dans le craton du Yilgarn en Australie, provient de ce type de gisement. Ces gisements sont localisés dans différents types de roches encaissantes, systématiquement métamorphosées (faciès schiste vert, jusqu'au faciès granulite), de lithologies et d'âges variés (Goldfarb et al, 2001). La variété des types de gisement d'or est grande (figure 6) et ce présent exposé ne traite que des gisements d'or orogénique.

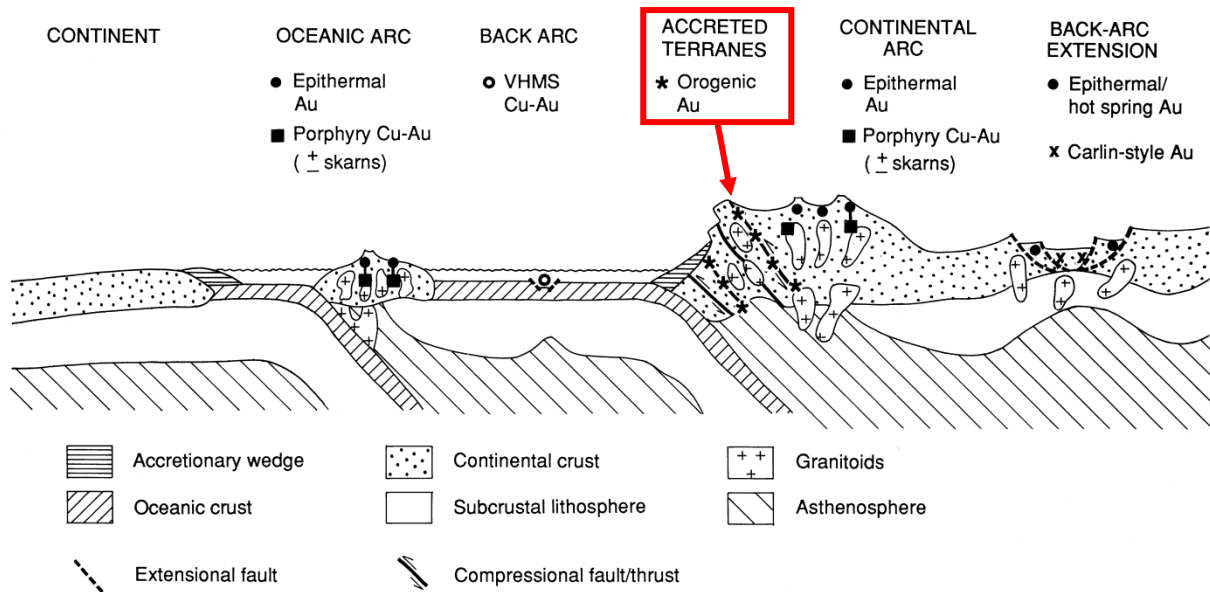


Figure 6 : Les différents types de gisement d'or (Groves et al., 1998)

Les dépôts d'or dans le monde s'étendent sur une période de plus de 3 Ga, en épisodes du milieu de l'Archéen jusqu'au début du Précambrien, puis de manière continue pendant le Phanérozoïque. Ces dépôts sont généralement associés à des blocs crustaux déformés et métamorphisés ainsi que des intrusions de granitoïdes.

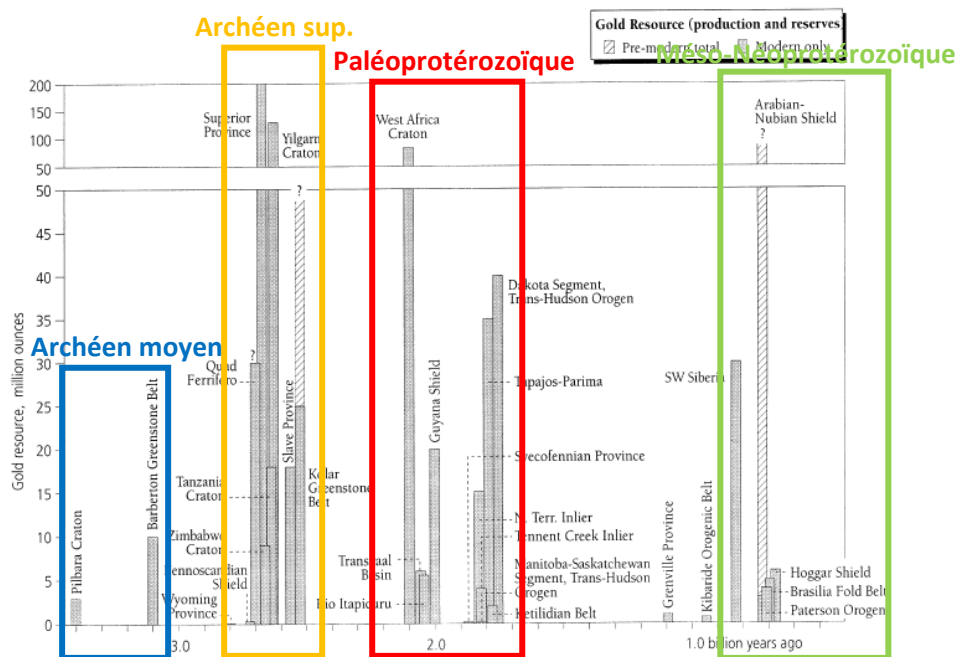


Figure 7 : Production d'or exprimée en onces en fonction de l'âge approximatif des veines aurifères des dépôts aurifères orogéniques du Précambrien et du Phanérozoïque (Goldfarb et al. 2001)

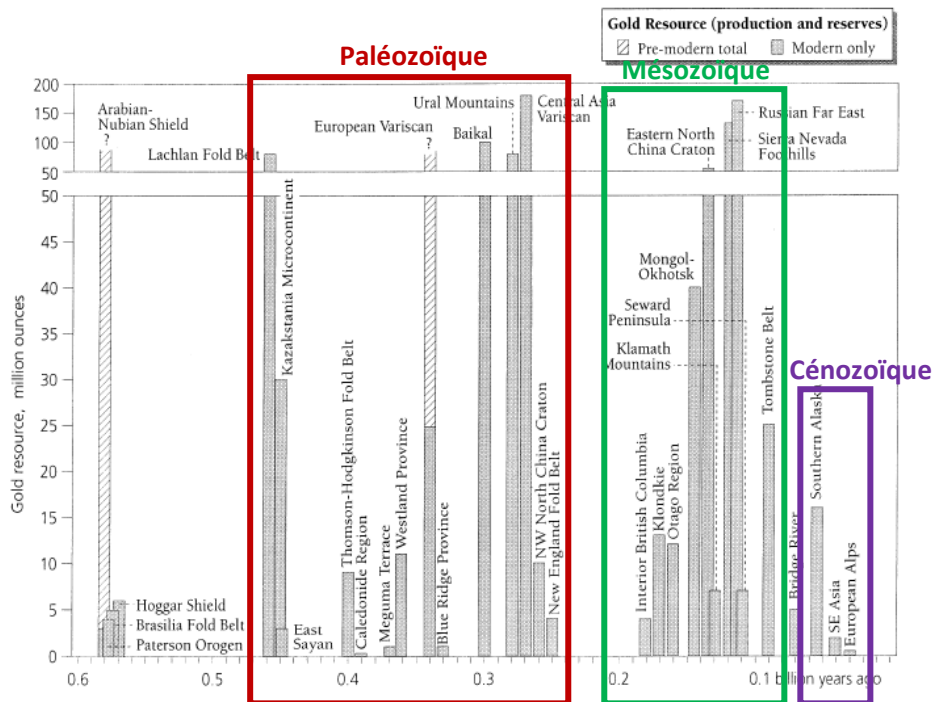


Figure 7 : suite

Des époques métallogéniques qui corrélerent dépôts de métaux d'intérêt et périodes géologiques ont alors été définies. Ainsi de manière générale, pour l'or orogénique, Goldfarb et al. (2001) décrit la disposition temporelles des principaux dépôts (figure 7) :

- L'Archéen moyen (3,4 - 3,0 Ga) : avant 3,0 Ga, peu de dépôts d'or sont observables, quelques uns sont présents dans le bouclier ukrainien et le craton de Pilbara ;
- L'Archéen supérieur (3,0 - 2,5 Ga) : période très favorable pour la formation de gisements de type veines d'or. Ces dépôts sont présents en masse dans les cratons de Yilgarn, de Dharwar, du Zimbabwe, slave ou encore de Sao Francisco ;
- Le Paléoprotérozoïque (2,5 - 1,6 Ga) : c'est une période importante de croissance crustale avec la génération de ceintures de roches vertes de type archéen. Les dépôts sont situés à l'Ouest de l'Afrique et à l'Est de l'Amérique, mais également au centre de l'Australie et dans le bouclier canadien. Ils sont liés aux orogénèses éburnéenne, transamazonienne ou encore transhudsonienne.
- Le Mésoptérozoïque et le Néoprotérozoïque (1,6 - 0,57 Ga) : peu de présence d'importants gisements, sauf certains liés à l'orogénèse panafricaine ;
- Le Paléozoïque (570 - 250 Ma) : période de formation de la Pangée et gisements présents à la marge du Gondwana ;
- Le Mésozoïque (250 - 65 Ma) : la séparation de la Pangée crée des zones de subduction qui induisent des systèmes aurifères dans les zones de type cordillère ;
- Le Tertiaire (<65 Ma) : dépôts associés aux roches métamorphisées dans le faciès schistes verts et reprise de dépôts sous la forme de placer.

La majorité de le l'or orogénique mondial est contenue dans les formations archéenne et protérozoïque, dans le craton ouest africain, l'or est d'époque paléoprotérozoïque et correspond à la mise en place de l'orogénèse éburnéenne.

Ce type de système syn-orogénique a été protégé de l'érosion par les phases de stabilisation de la croûte et la pérennité des cratons.

## 2. Modèle génétique des shear-zones aurifères

### a. Modèle génétique

Les shear-zones aurifères (cisaillements aurifères) correspondent aux gisements de type orogénique d'après la définition et Groves et al., 1998. Ce sont des gisements appartenant à la classe des gisements épigéniques (Kerrich, 1993). Ce type de gisement est clairement lié aux processus orogéniques, au métamorphisme prograde et à l'hydrothermalisme (Groves et al., 1998 ; Bouchot et al., 2005). Ces gisements se mettent en place dans les zones de transition ductile-fragile dans des structures du second ou troisième ordre des accidents majeurs.

Les fluides hydrothermaux responsables de ces minéralisations sont concentrés le long de ces discontinuités structurales qui présentent une extension profonde dans la croûte. En effet, avec l'augmentation de la profondeur, la porosité de la roche diminue, les fluides utilisent alors des canaux représentés par les accidents tectoniques pour se mouvoir. Les minéralisations sont donc localisées au sein des failles (Robb, 2005 ; figure 8).

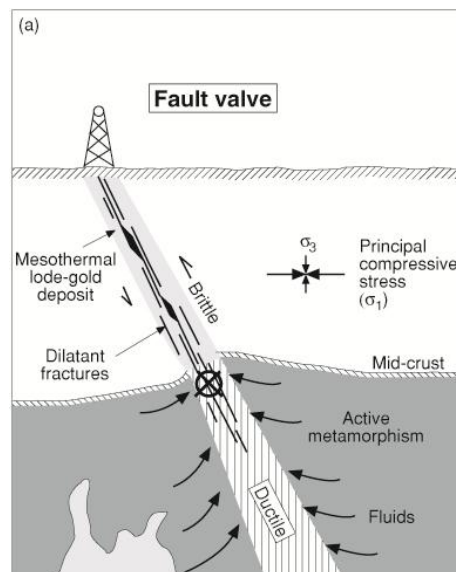


Figure 8 : Modèle de formation des gisements de type cisaillement à or (Robb, 2005)

Les déformations dans les zones de fortes contraintes tectoniques contiennent habituellement une composante rotationnelle reflétant le déplacement latéral des fragments rocheux les uns par rapport aux autres. Ainsi des textures peuvent alors apparaître comme les mylonites ou encore les quartz en frange (Passchier et Trouw, 1996).

La migration des fluides dans un tel contexte est à mettre en relation avec l'activité sismique. Sibson en 1975, propose le modèle de pompage sismique, repris par lui-même en 1994. Ce modèle met en évidence la cyclicité des variations de stress sismique qui affecte la pression des fluides dans les failles. Lors d'un séisme, la pression du fluide passe d'un régime lithostatique à un régime hydrostatique (figure 9), les contraintes sur le fluide sont alors inversées ( $\sigma_1 > \sigma_3$  devient  $\sigma_1 < \sigma_3$ ) ce

qui provoque la libération de ceux-ci le long de la faille. Après un tel événement, la pression du fluide peut alors augmenter de nouveau localement ce qui entretient le phénomène de cyclicité et de valve sismique. La réactivation de la faille peut également se produire lorsque la pression du fluide dépasse la pression lithostatique. Les zones de cisaillement sont donc des zones tectoniquement actives et les roches sont alors affectées par des phénomènes de bréchification. Ainsi, d'après la classification de Jébrak (1997), les brèches présentes dans un tel contexte sont de type hydrothermal. Les veines se recoupent alors entre elles, à cause de la cyclicité du phénomène (Robert et Brown, 1986).

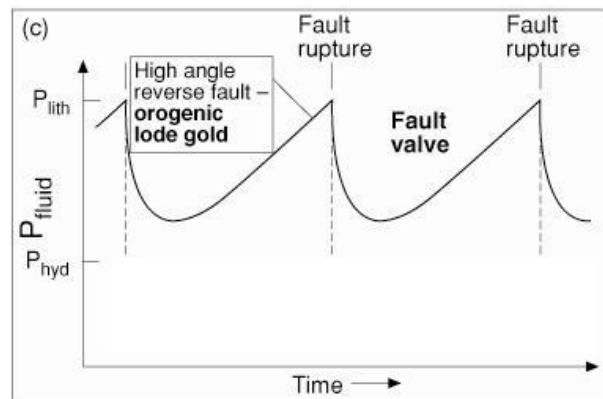


Figure 9 : Variation de la pression des fluides dans les zones de faille (Sibson et al, 1988)

La minéralisation s'inscrit dans des terrains déformés et métamorphisés de manière disséminée ou le plus souvent dans des veines de quartz ou des veines de quartz-carbonates. Les quartz peuvent alors apparaître sous la texture dite lamellaire, phénomène de cristallisation caractéristique des processus de *crack-and-seal* (Ramsay, 1980) et de remplissage pulsatif (Sibson, 1990).

Ces minéralisations apparaissent souvent dans des formations ayant subi le métamorphisme schiste vert et sont généralement synchrones des pics métamorphiques régionaux (Groves et al., 1998). Ce type de gisement est directement associé à des orogènes majeures, mobilisant des fluides d'origine métamorphique, produit par la déshydratation des minéraux dans le métamorphisme prograde (Ridley and Diamond, 2000). Une composante magmatique pour le fluide minéralisateur n'est pas à exclure, mais la proximité des intrusions magmatiques n'est pas toujours prouvée. Le fluide lessive l'or contenu dans les formations encaissantes qui est transporté par des complexes bisulfurés  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  (Hagemann and Cassidy, 2000).

Concernant le dépôt de la minéralisation, plusieurs hypothèses sont valides en fonction du contexte géologique. L'interaction avec des formations riches en fer conduit à la perte de  $\text{H}_2\text{S}$  et la précipitation de pyrite, l'interaction avec un encaissant riche en carbone entraîne une réduction et une baisse du pH (ex : black shales), et enfin une ébullition peut provoquer la perte du soufre dans la phase gazeuse et la précipitation de l'or (Groves et al., 1998 ; Goldfarb et al. 2001). La chute brutale de la pression peut également conduire à la précipitation ou à la dissolution de constituants dans la solution hydrothermale. Une dilution du fluide carbonique d'origine métamorphique par un fluide d'origine superficiel peut également apparaître (Boiron et al., 2003). Cette dilution provoquerait alors une déstabilisation des complexes aurifères et une précipitation de ceux-ci. Ce modèle s'applique bien aux gisements d'âges Hercynien (Salsigne, St-Yrieix, Villeranges... ; Boiron et al., 2003 ; Essarraj et al., 2001). D'un point de vue structural, des zones en dilatation ou en compression sont également des pièges de la minéralisation. Le changement de conditions redox et la déstabilisation des complexes

paraît être un mécanisme bien adapté pour Inata, car les black shales riches en matière organique constitue une formation réduite par rapport aux séries volcano-sédimentaires adjacentes.

Un tryptique, source-transport-dépôt, de formation de ce type de gisement peut alors être proposé :

- **Source du fluide :**
  - Dévolatilisation des minéraux lors du métamorphisme prograde
  - Intrusion magmatique profonde de magma oxydant
  - Dégazage de CO<sub>2</sub> du manteau (Cameron, 1988)
- **Source de l'or :** lessivage des formations crustales encaissantes
- **Transport :** sous forme de complexes bisulfurés (Au(HS)<sup>2-</sup>) le long des discontinuités structurales de second et troisième ordre suivant le modèle de valve sismique
- **Dépôts :**
  - Dans les formations riches en fer (BIF...) : perte de H<sub>2</sub>S et précipitation de pyrite
  - Dans les formations riches en carbone (black shales) : réduction et baisse du pH
  - Ebullition et départ du soufre dans la phase gazeuse
  - Dilution, par un fluide de surface, du fluide porteur des complexes et précipitation de ceux-ci (Boiron et al., 2003)
  - Contrôle structural

La minéralogie varie selon la roche encaissante de la minéralisation et de la composition de celle-ci, mais également des terrains métamorphiques encaissants. Néanmoins, il est possible de distinguer, dans les contextes sédimentaires, les principales phases hydrothermales. Il s'agit du quartz et des carbonates, de la pyrite, de l'arsénopyrite, de la chalcopyrite, de l'or ainsi que des traces de galène et de sphalérite (Berge, 2010 ; Jébrak et Marcoux, 2008 ; Ferkous, 2002). La pyrrhotite est quant à elle, la phase sulfurée majoritaire des formations de BIF (Jébrak et Marcoux, 2008) et des tellurures apparaissent dans les gisements contenus dans les roches mafiques.

Des gisements de type zone de cisaillement sont présent dans des formations de black shales comme à Pilgrim's Rest (Afrique du Sud) ou à Morro Velho (Brésil) (Jébrak et Marcoux, 2008).

#### ***b. Fluide minéralisateur***

Des mesures ont été réalisées à travers le monde sur les fluides impliqués dans les shear-zones aurifères. Une large gamme de composition, de température et de pression (Hagemann et Brown, 1996) a été identifiée, et ne constitue donc pas un critère de détermination robuste.

Néanmoins, des inclusions de fluide ont été étudiées dans différents gisements d'Afrique de l'Ouest (Coulibaly et al., 2008 ; Klemd et al., 1993, 1997 ; Klemd and Ott, 1997 ; Schwartz et al., 1992 ; Schmidt Mumm et al., 1997 ; Wille and Klemd, 2004 ; Yao et al., 2001 ; Dubois et al., 2001). Ainsi, pour les gisements d'or contenue dans les terrains birimiens, l'intervalle de pression-température est de 200-450 °C et 100-300 MPa (Coulibaly et al., 2008 ; Eisenlohr and Hirdes, 1992 ; Klemd et al., 1993 ; Klemd and Hirdes, 1997 ; John et al., 1999).

La composition du fluide varie selon les gisements mais les systèmes CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-(CH<sub>4</sub>), CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O et H<sub>2</sub>O-NaCl sont prédominant d'après les auteurs cités précédemment. Néanmoins, McCuaig et

Kerrich (1998), interprètent que les fluides ont été dilués et sont riches en CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> (X<sub>CO<sub>2</sub>±CH<sub>4</sub></sub>= 10-24 wt.%) et en soufre. Le fluide peut être enrichi en arsenic, qui provoque la précipitation d'arsénopyrite, ainsi qu'en Cr, Ni, W et Ca. Ces fluides sont généralement peu salins.

### III. Le gisement aurifère d'Inata, Burkina Faso

#### 1. Localisation et morphologie du gisement

Une mission de terrain a été réalisée en décembre 2010 au Burkina Faso. Deux sites miniers ont été étudiés (figure 10), il s'agit des sites de Gaoua (Dienemera et Gongondy) en cours de développement par la société Volta Ressources, ainsi que la mine d'Inata en cours d'exploitation par la société Avocet Mining. Le premier site sera étudié par le projet de master 2 d'Elodie Le Mignot alors que le second site est étudié dans le présent exposé. Le gisement d'Inata est contenu dans la ceinture de roches vertes d'Aribinda-Essakhane au Burkina Faso. Cette mission de terrain a donc permis d'étudier le contexte géologique local, ainsi que de procéder à un échantillonnage complet. Les échantillons récoltés (liste des échantillons : annexe 1) présentent tous les types de faciès observables, ainsi qu'une quantité de sulfures importante (pyrite) pour permettre une datation absolue par la méthode isotopique Re-Os.

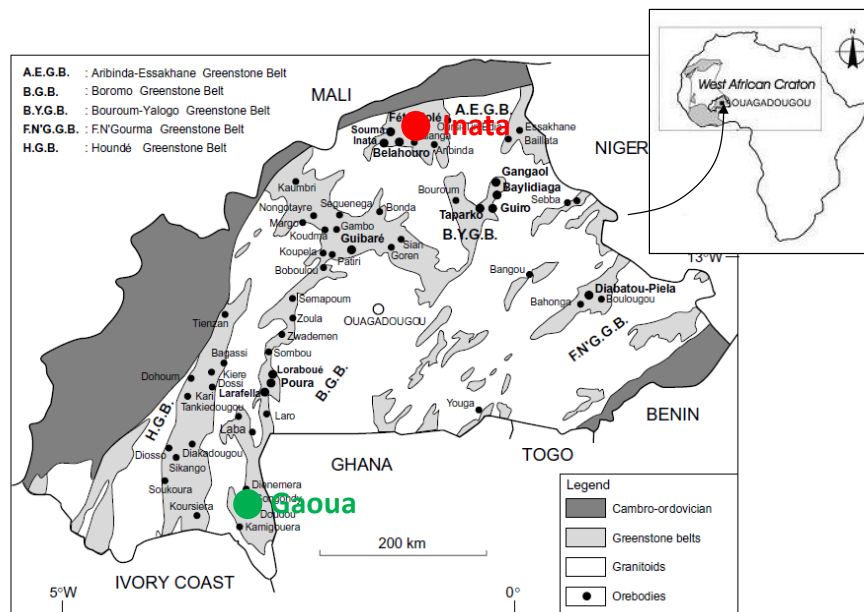


Figure 10 : Localisation des districts miniers d'Inata et Gaoua (Béziat et al., 2008 ; Hein et al., 2010)

L'équipe de terrain se composait alors de D. Béziat (GET, Toulouse), d'A.S. André-Mayer (G2R, Nancy), N. Kagambega (Université de Ougadougou), E. Le Mignot et moi-même (Université de Nancy). Martial SAMA et David NORTEY d'Avocet Minig, nous ont guidés dans notre échantillonnage géologique par une présentation des types de minéralisation observée à Inata et par une sélection des sondages adaptés à nos objectifs scientifiques (INDD032, INDD033, INDD041).

Le gisement se situe le long d'une faille et s'étend donc sur une longueur supérieure à 3 km (figure 11) suivant une direction NE-SO. Cette distribution donne des indices quant au contexte géologique de mise en place et sur le mode de formation de ce gisement.

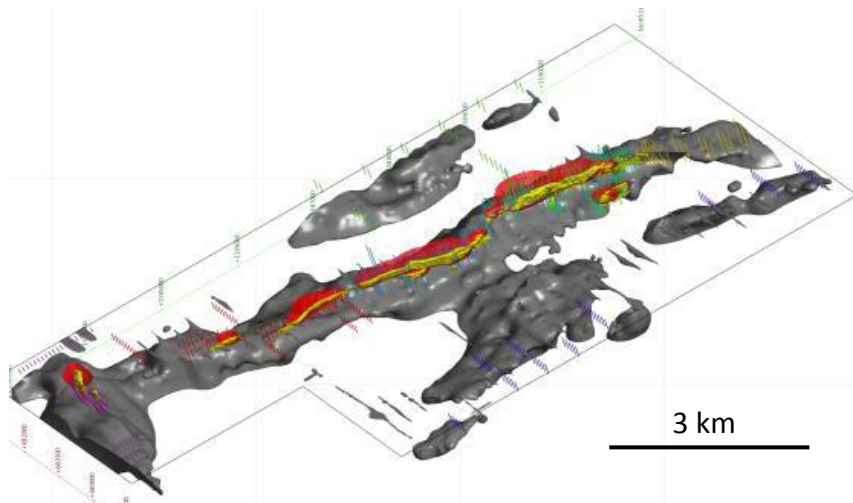


Figure 11 : Morphologie du gisement d'Inata, Burkina Faso (rapport Avocet Mining, novembre 2010)

Les échantillons observés au microscope optique (24 lames minces) ne présentent pas une variété minéralogique très importante. Les principaux éléments sont le quartz, les carbonates, de la matière organique, de l'albite ainsi que des sulfures, en majorité de la pyrite.

Le gisement est contenu dans des formations de black shales intercalées par des dykes felsiques. Ces formations sont inscrites dans le birimien inférieur B1 à dominante sédimentaire (Milési, 1992). Cette formation de schiste graphiteux présente une épaisseur de quelques dizaines de mètres et s'insère dans une série de schistes volcano-sédimentaires. Les black shales par différence de compétence ont accommodés les contraintes régionales. Ainsi, cette formation est très déformée par rapport au reste de la série.



Figure 12 : Photo de la fosse en exploitation d'Inata



## 2. Description macroscopique des échantillons

Les échantillons récoltés à Inata sont donc principalement composés de black shales métamorphisés (figure 13). Il est difficile de déterminer le degré de métamorphisme, même si la présence chlorite en petite quantité permet de déduire une température peut élevée comparable au faciès schiste vert. La matière organique, plus ou moins transformée en graphite, ainsi que les différents minéraux (quartz et carbonates) sont concentrés en lit. Ces lits présentent des concentrations en matière organique variable, alternance pouvant être assimilée à des variations climatiques saisonnières, des varves (Wignall, 1994). Des pyrites automorphes de grandes tailles sont observables de manière disséminée ou en association à des veines de quartz-carbonates. Ces veines peuvent être sécantes du litage sédimentaire (figure 15) ou alors être parallèles à celui-ci.

Les veines peuvent atteindre des tailles décimétriques (figure 14) et alors constituer un stockwerk, il est alors question de brèches formées en contexte de fracturation hydraulique selon la définition de Jébrak (1997) dans sa classification des brèches hydrothermales. Les veines peuvent alors présenter des structures de déformation, principalement en extension comme le souligne la figure 15. En effet, les veines paraissent boudinées et plissées traduisant un contexte ductile. Néanmoins, ces structures sont recoupées par une bréchification et des veines de quartz-carbonates formées en milieu cassant. Il est donc probable, au vu des échantillons macroscopiques et de l'étude de terrain, qu'une transition ductile-fragile a été franchie au cours de l'exhumation de cette structure.

Les stockwerks observés traduisent des événements sismiques successifs, point important dans l'établissement du modèle de valve sismique pour ce gisement. Les brèches sont de deux types, elles peuvent être fines (destruction du litage et veines de petites tailles), ou grossières (roche chaotique et veines décimétriques - figure 14). L'altération de ces roches peut conduire à une albitisation intense (33-201,7), sur des zones d'épaisseur variable, de quelques centimètres à plusieurs mètres (Béziat et al., 2008).

D'autres faciès de roche ont été observés, il s'agit de roches volcano-plutoniques identifiées comme des diorites. Leur mise en place est toujours franche, parallèle ou subparallèle au litage sédimentaire, mais leur proportion par rapport aux black shales est très faible.

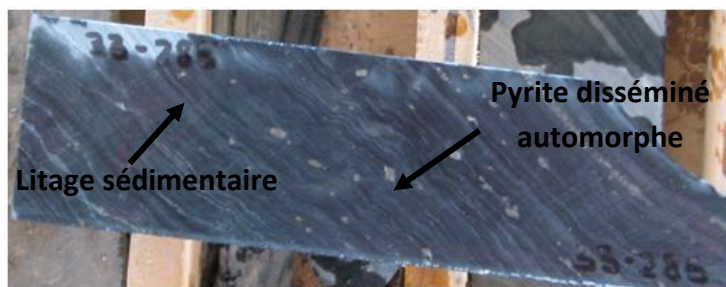


Figure 13 : Photo de l'échantillon 33-285 : black shale

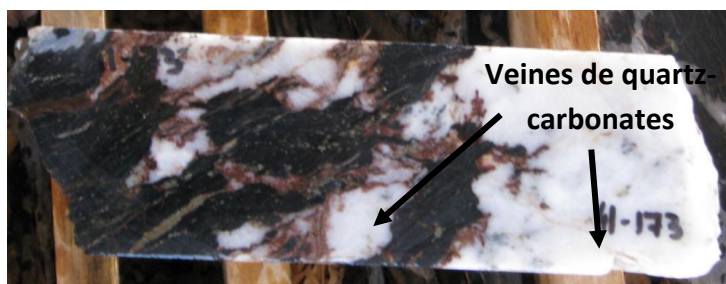


Figure 14 : Photo de l'échantillon 41-173 : intense fracturation et bréchification



Figure 15 : Photo de l'échantillon 33-224 : déformation dans le domaine ductile

### 3. Description microscopique des échantillons

Pour cette étude, ont été utilisés un microscope optique (transmission et réflexion – G2R) ainsi qu'un microscope électronique à balayage (MEB) en électrons rétrodiffusés (SCMEN - Service Commun de Microscopies Electronique et de Microanalyses X).

Les black shales présentent des structures sédimentaires de dépôt et une bréchification parfois intense (41-173 ; 41-172,5 ; 33-201,7...). Des veines de quartz-carbonates sont présentes en nombre et constituent un stockwerk. Ces veines ont une extension de quelques microns à plusieurs centimètres.

La minéralogie des black shales est principalement à carbonates, quartz et graphite, mais des veines d'albite sont présentes, ainsi que des cristaux de chlorite (prochlorite : chlorite ferromagnésienne) en faible quantité. Les sulfures sont présents en grande quantité dans ces échantillons. La pyrite est majoritaire et l'on trouve en plus petite quantité, arsénopyrite, chalcopyrite, covéllite, sphalérite et galène. Cette association minérale correspond fortement à celle des gisements de type shear-zone aurifère en contexte sédimentaire (Berge, 2010 ; Jébrak et Marcoux, 2008 ; Ferkous, 2002). Les pyrites peuvent atteindre des tailles centimétriques et sont souvent de forme automorphe cubique (figure 16). Suivant les échantillons, elles peuvent être fracturées (figure 17) ou présenter de nombreuses inclusions de sulfures (figure 18).

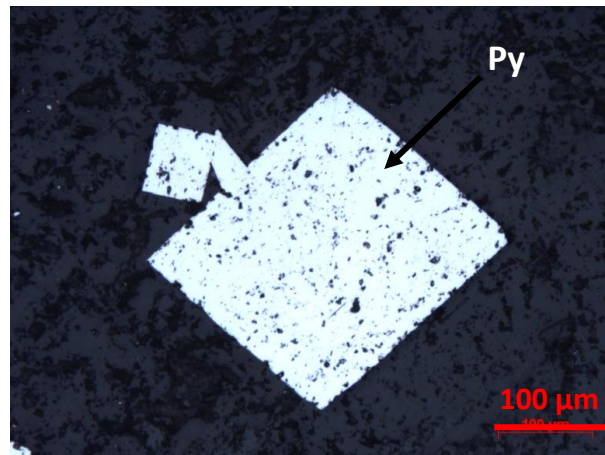


Figure 16 : Photo de la lame 33-285 au microscope optique à réflexion : pyrite automorphe

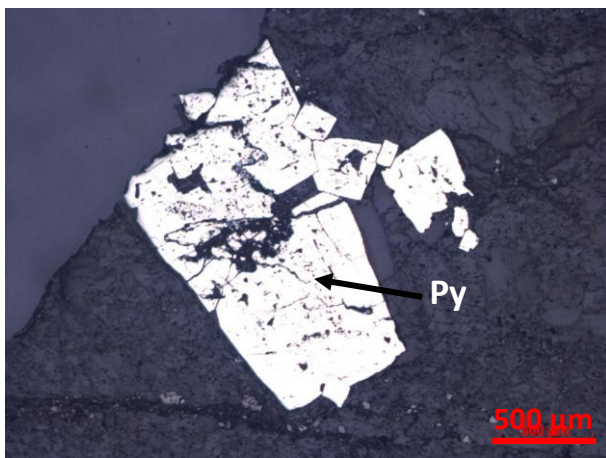


Figure 17 : Photo de la lame 33-200,7 au microscope optique à réflexion : pyrite fracturée

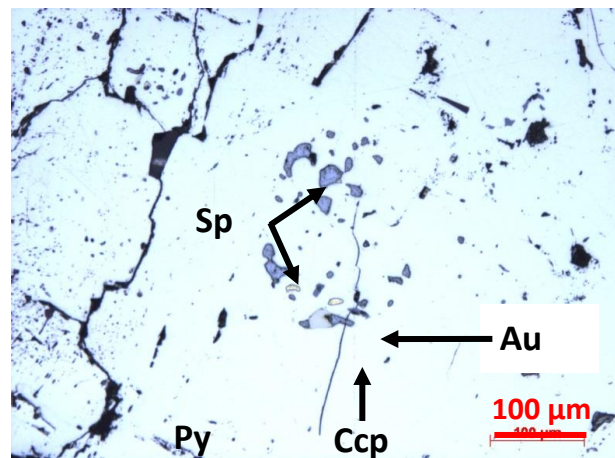


Figure 18 : Photo de la lame 41-173 au microscope optique à réflexion : inclusion de sphalérite, de chalcopirite et d'or dans une pyrite

Autour des pyrites de grande taille (jusqu'à 5 mm) apparaissent des ombres de pression avec des textures de quartz particulières. Il s'agit de textures en frange cristallisée sous déformations (figure 18 ; Koehn et al, 2001 ; Passchier et Trow, 1996). Les ombres de pression se forment lorsqu'un objet dur, dans une roche sous contrainte, va créer des perturbations structurales. Dans le cas d'une température de déformation peu élevée et une pression de fluide importante, des ouvertures vont être créées autour de ces objets. Ces ouvertures vont alors être cimentées par la croissance de nouveaux minéraux. Les objets servent alors de nucléus pour la cristallisation du quartz. Dans le cas de la mine d'Inata, l'objet dur est représenté par des pyrites alors que du quartz, ou plus rarement de la calcite, comble l'espace créé par la déformation. Ces textures donnent des informations sur le régime de déformation ou le flux de fluide, en effet le déplacement de la pyrite peut être reconstitué par simple géométrie (figure 20).

Ces textures peuvent évoluer en chessboard ou échiquier (Jessell, 1987). Il s'agit alors d'une recristallisation des quartz en frange vers des formes plus stables pour une meilleure accommodation des contraintes tectoniques. Les plans de déformations et d'impuretés convergent alors pour former des nouvelles limites de cristaux. Tous ces cristaux sont caractérisés par des extinctions ondulantes. Des textures en crack-and-seal (Ramsay, 1980) sont également observables sur les quartz témoignant d'un remplissage pulsatif.

Des carbonates, principalement de la calcite, sont également observables autour de ces pyrites de grande taille. Il est donc possible de différencier au moins deux épisodes de cristallisation de quartz et de carbonates. Le premier stade correspond à la mise en place des minéraux dans le contexte sédimentaire du schiste graphiteux, alors que le deuxième stade correspond à l'altération hydrothermale ou à la diagénèse de la roche et à la précipitation de minéraux secondaires lors de la circulation de fluides.

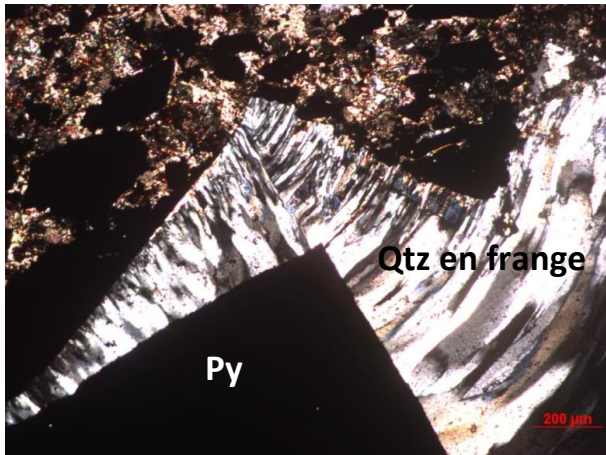


Figure 19 : Photo de la lame 41-189 au microscope optique en lumière polarisée analysée : quartz avec texture en frange autour d'une pyrite

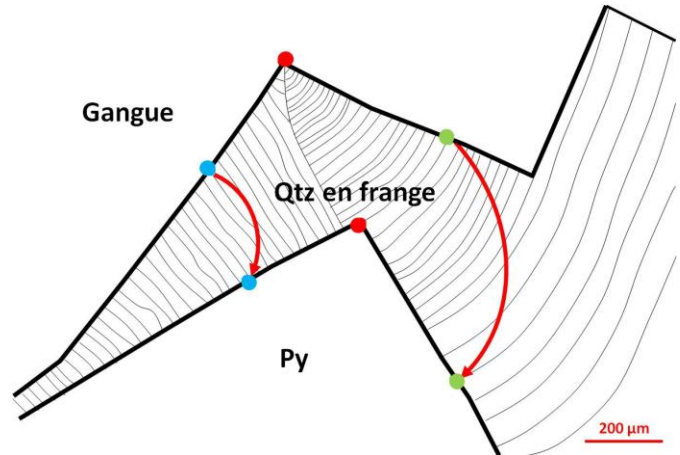


Figure 20 : Schéma de la lame 41-189 : reconstitution du déplacement de la pyrite

Il est possible de distinguer deux distributions des pyrites au sein des roches :

- Associées aux brèches grossières et aux veines de quartz-carbonates (type I) : les sulfures sont directement présents au cœur de la veine, ou aux épontes de la veine (figures 23 et 24)
- Associées au litage sédimentaire (type II) : les pyrites sont localisées au sein ou aux épontes des lits de matière organique (figures 21 et 22)

Les pyrites, suivant les deux types de distribution, malgré des tailles diverses, présentent les mêmes caractéristiques morphologiques. L'étude isotopique de ces sulfures va permettre ou non de différencier temporellement des épisodes de précipitation de la pyrite. En effet, les deux générations présumées de pyrites ont été séparées lors de l'étude isotopique pour une meilleure compréhension des phénomènes minéralisateurs.

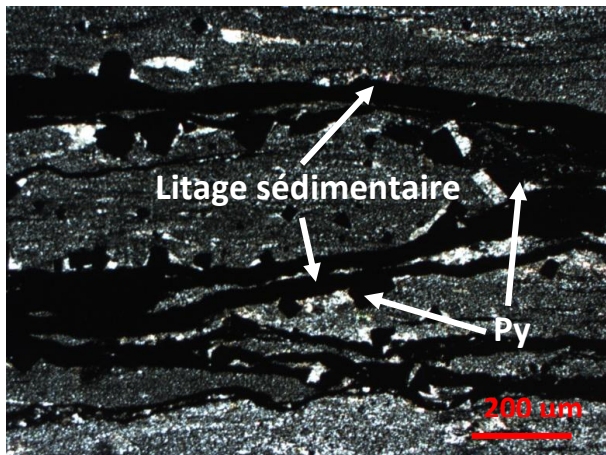


Figure 21 : Photo de la lame 33-206 au microscope optique en lumière polarisée analysée : pyrites associées au litage

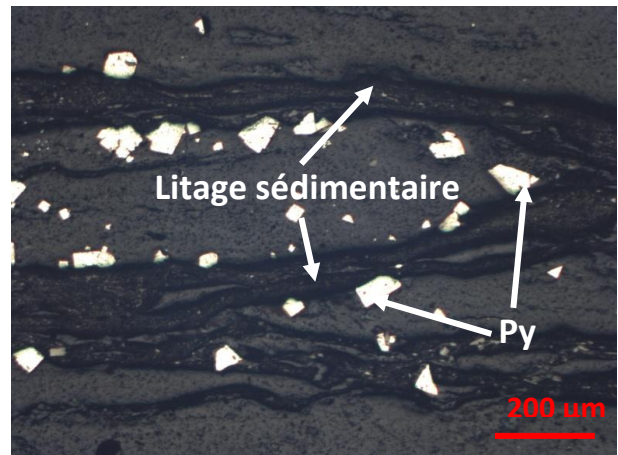


Figure 22 : Photo de la lame 33-206 au microscope optique à réflexion : pyrites associées au litage

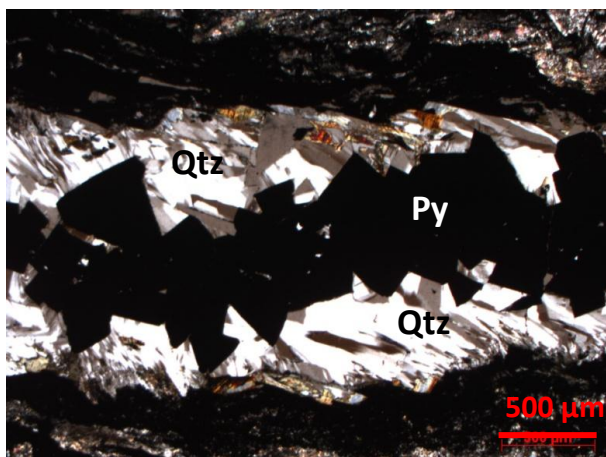


Figure 23 : Photo de la lame 33-196 au microscope optique en lumière polarisée analysée : Pyrites dans veine de quartz-carbonates

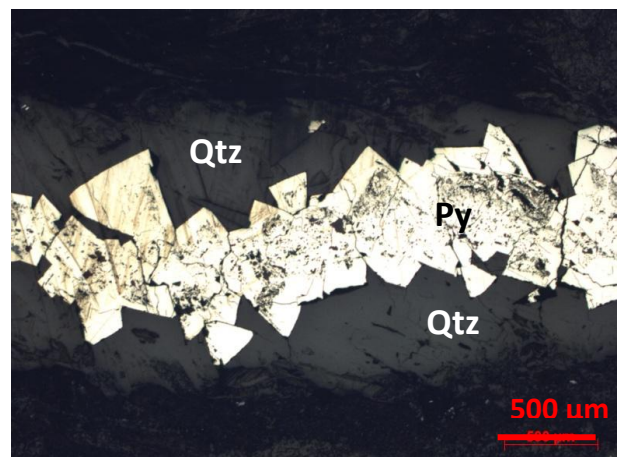


Figure 24 : Photo de la lame 33-196 au microscope optique à réflexion : pyrites dans veine de quartz-carbonates

Des figures de déformation sont représentées macroscopiquement par des veines déformées et boudinées et microscopiquement par un plissement du litage sédimentaire ainsi qu'un poinçonnement de celui-ci par les pyrites. En effet, les pyrites déjà formées sont affectées par le régime de contrainte et vont donc se déplacer par rapport à l'encaissant moins compétent. Ce déplacement entraîne donc un poinçonnement du litage.

#### 4. Etablissement de la séquence paragénétique minérale

##### a. Place de l'or dans la minéralogie

L'or est observable au microscope sous forme d'électrum avec une faible proportion d'argent (15% d'Ag, figure 25), les grains sont très brillants, jaunes et présentent un aspect grumeleux caractéristique. Ils peuvent atteindre la taille de 60 μm (figure 26) et se distribuent dans les échantillons de deux manières au sein même des veines de quartz :

- En inclusion dans les pyrites (figure 27)
- Libre, dans les fractures des pyrites et des arsénopyrites ou directement dans les veines de quartz (figure 26 et 27)

L'électrum est donc systématiquement lié aux pyrites et au quartz, aussi bien dans les pyrites associées aux veines de quartz carbonates, que les pyrites associées au litage sédimentaire. Néanmoins la deuxième distribution est largement la plus répandue.

Avec ces observations, il est possible que deux événements aurifères aient eu lieu, un premier synchrone de la précipitation de la pyrite, et un deuxième tardif après la fracturation des pyrites. L'événement précoce est plus difficile à prouver car les lames minces ne présentent que des observations en 2D et ne permettent pas de déterminer la présence d'une fracture invisible sous cet angle de vision. L'événement minéralisateur peut aussi être représenté par un continuum entre la formation des pyrites et leur fracturation.

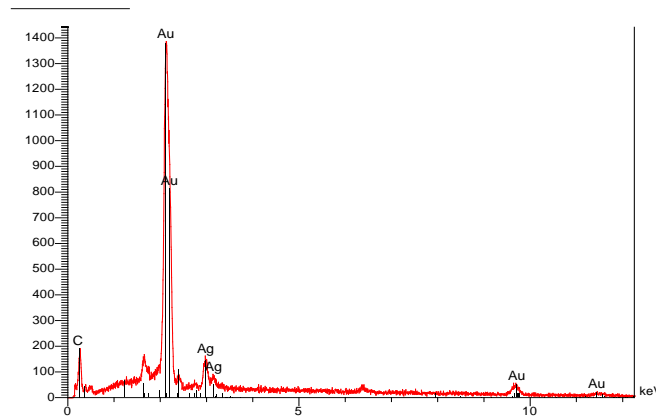


Figure 25 : Spectre de composition de l'électrum

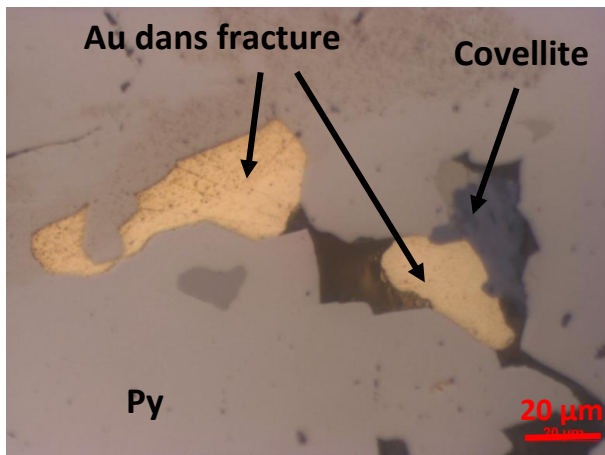


Figure 26 : Photo de la lame 41-173 : Au libre natif, grain de 60 µm

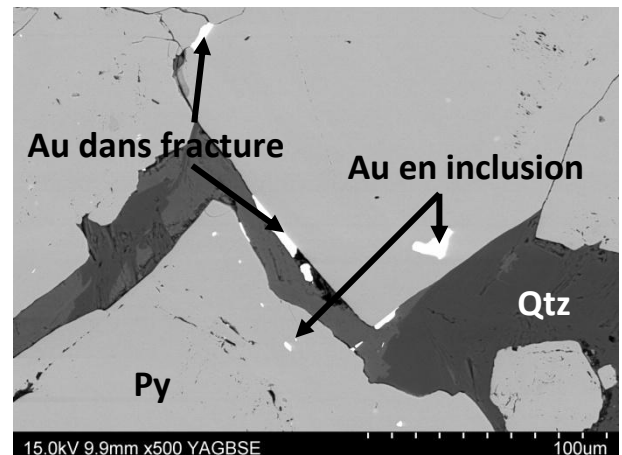


Figure 27 : Photo de la lame 41-240 : Au en inclusion dans la pyrite et libre associé avec du quartz

L'électrum peut occasionnellement apparaître dans des lentilles de quartz et d'albite, il est alors associé avec des grains d'arsénopyrite (figure 28). Cette dernière distribution correspond à l'or disséminé décrit par Béziat (2008) au Burkina Faso, qui distingue la présence d'or dans les halos d'altération des veines de quartz-carbonates.

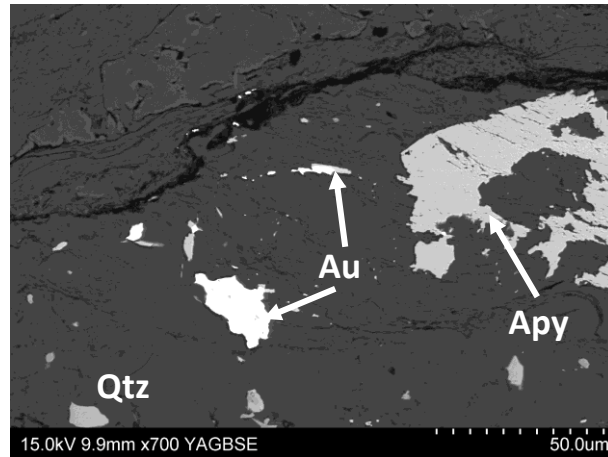


Figure 28 : Photo MEB de la lame 41-217 : or disséminé dans lentille de quartz-carbonates

Il est remarquable que les fissures concentrant les espèces sulfurées et l'électrum aient pu servir de piège électrochimique et ainsi provoquer la précipitation des différents éléments.

**b. Etablissement de la paragenèse minérale**

Les différentes observations microscopiques et notamment celles effectuées au MEB ont permis d'établir un ordre de cristallisation entre tous les minéraux présents et de mettre au point une séquence paragenétique. Cette séquence permet, de plus, de replacer l'apparition des minéraux par rapport à l'épisode de fracturation qui a affecté l'ensemble des échantillons.

La planche de photographies suivante (figure 29 à 34) montre les différentes relations observables entre minéraux qui ont permis d'établir la séquence paragenétique.

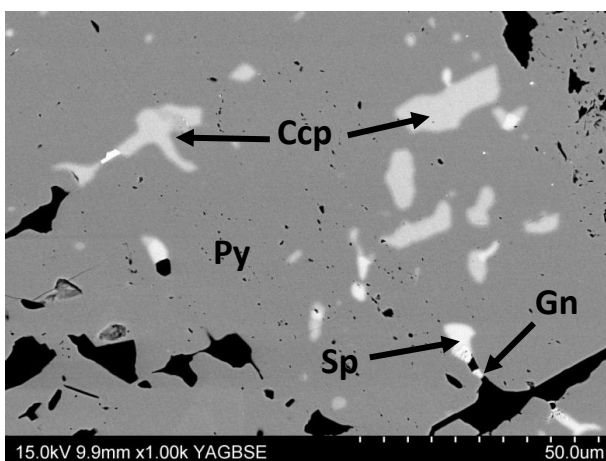


Figure 29 : Photo MEB de la lame 33-196 : chalcopyrite en inclusion dans la pyrite, sphalérite et galène dans fracture de la pyrite

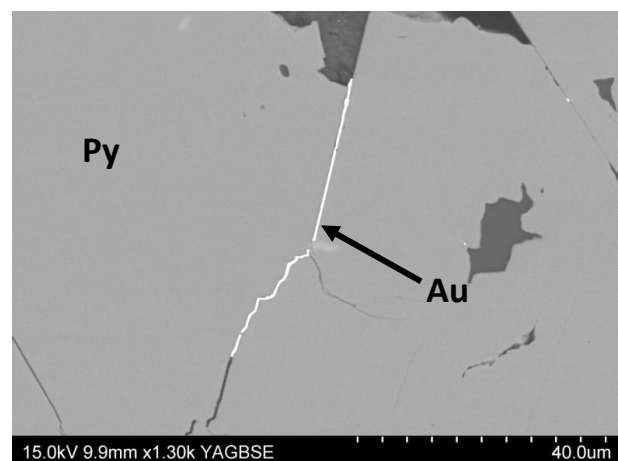


Figure 30 : Photo MEB de la lame 33-196 : électrum dans une fissure de la pyrite

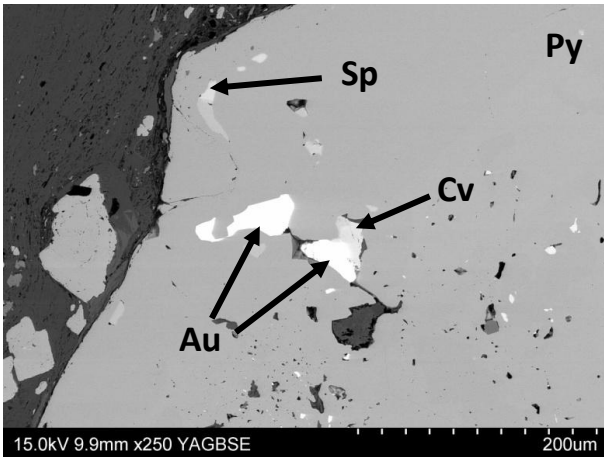


Figure 31 : Photo MEB de la lame 41-173 : électrum et covéllite dans fracture et sphalérite en inclusion

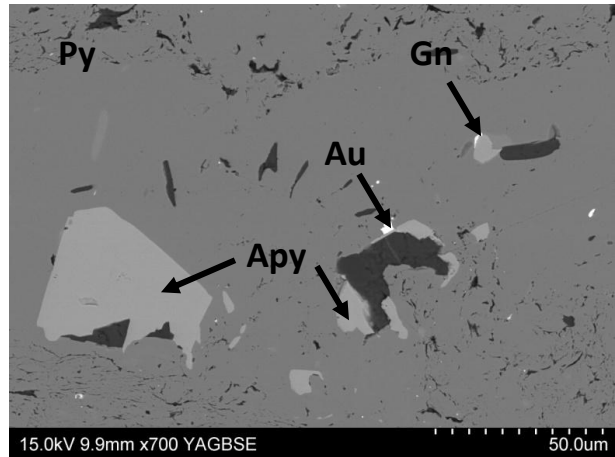


Figure 32 : Photo MEB de la lame 41-240 : Arsénopyrite, électrum et galène dans les fractures de la pyrite, la galène englobe l'arsénopyrite

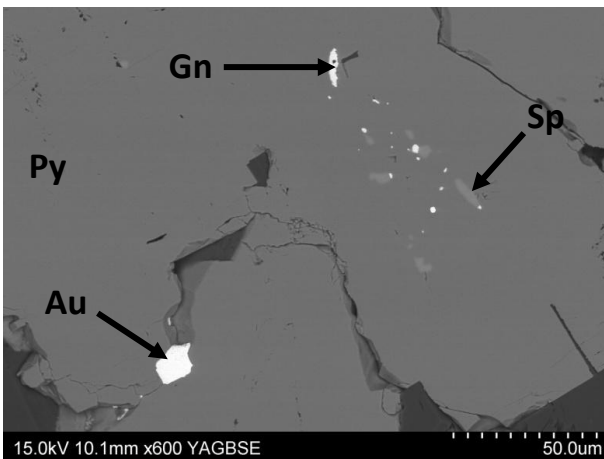


Figure 33 : Photo MEB de la lame 41-189 : Galène et sphalérite en inclusion et électrum dans fracture de la pyrite

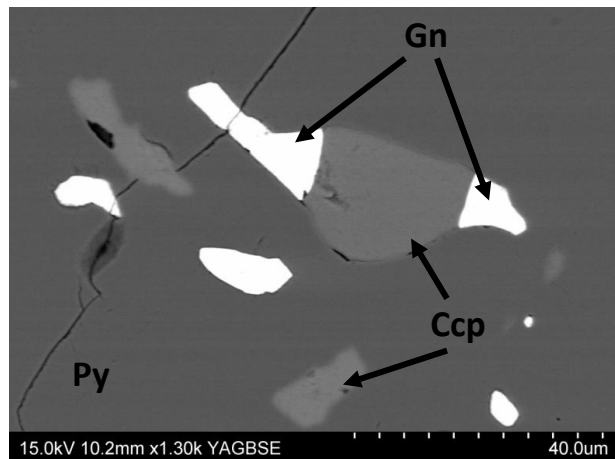


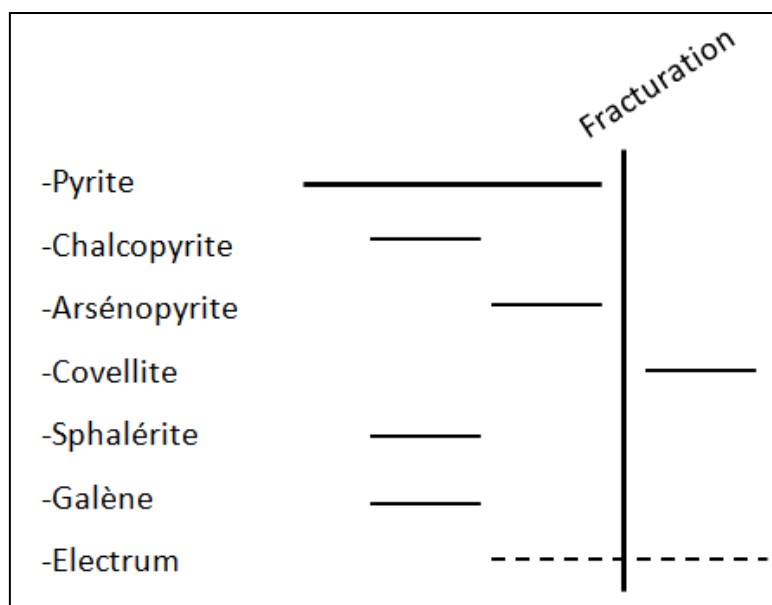
Figure 34 : Photo MEB de la lame 41-189 : Galène et chalcopyrite en inclusion dans la pyrite, la galène est affectée par la fracturation de la pyrite

Sur ces photos il est remarquable que la chalcopyrite, la sphalérite et la galène soient en inclusion dans la pyrite (figure 29), ou plus rarement libre. De plus, la galène est affectée par la fracturation (figure 34). Il est impossible de distinguer une chronologie entre la précipitation des ces différents sulfures, les indices étant contradictoires selon les zones observées. Ces éléments amènent à penser que ces sulfures précipitent de manière contemporaine par rapport à la précipitation de la pyrite.

L'électrum apparaît dans les fractures de la pyrite (figure 30) ou plus rarement en inclusions (figure 27). Deux hypothèses sont alors possibles, soit il y a plusieurs épisodes de précipitation de l'électrum, soit un continuum de précipitation.

Ainsi, voici la séquence paragenétique proposée pour le gisement d'Inata :





Les incertitudes de cette paragenèse sont liées à l'observation des inclusions d'électrum dans la pyrite. En effet, cela pourrait correspondre à une illusion d'optique due à la 3D et cacher la fracture sous-jacente. Néanmoins, l'information principale qu'apporte cette séquence paragenétique est l'apparition tardive de l'or dans le gisement.

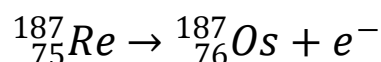
#### IV. Datation Re-Os sur sulfures de la minéralisation du gisement d'Inata

##### 1. Rappel sur le principe de datation absolue appliquée au système isotopique Re-Os

###### a. Généralité sur le Rhénium et l'Osmium

Le rhénium (Re) a un numéro atomique de 75, il est notamment utilisé dans l'industrie pour la construction des turbines d'éolienne par exemple. Deux isotopes naturels existent : le  $^{185}\text{Re}$  qui est stable et présente une abondance de 37,4% ; le  $^{187}\text{Re}$  qui est radioactif et dont l'abondance naturelle est de 62,6%.

Le  $^{187}\text{Re}$  se désintègre en  $^{187}\text{Os}$  par émission  $\beta^-$  avec une constante de désintégration de  $1.666 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  (Smoliar et al., 1996) suivant la réaction suivante :



L'osmium est un métal de transition appartenant à la famille du platine de numéro atomique 76. Sept isotopes naturels existent, dont cinq sont stables : le  $^{187}\text{Os}$  (1,96 %), le  $^{188}\text{Os}$  (13,24 %), le  $^{189}\text{Os}$  (16,15 %), le  $^{190}\text{Os}$  (26,26 %) et le  $^{192}\text{Os}$  (40,78 %). Le  $^{184}\text{Os}$  (0,02%) et le  $^{186}\text{Os}$  (1,59 %) sont radioactifs, mais ont des demi-vies extrêmement longues (respectivement supérieures à  $5,6 \times 10^{13}$  ans et  $2,0 \times 10^{15}$  ans) et peuvent être considérés comme stables à l'échelle des temps géologiques.

L'abondance de  $^{187}\text{Os}$ , qui est dans le manteau de 1,96 %, peut donc augmenter considérablement avec la désintégration du rhénium 187.

Le rhénium et l'osmium ont des comportements chalcophiles et sidérophiles. Ces éléments vont donc entrer dans la composition des sulfures. En outre, la pyrite concentre une forte proportion de Re par rapport à l'Os ce qui permet la mise en place du système isotopique.

**b. Calcul d'un âge avec la technique de la droite isochrone**

Les principes de datation absolue sont tous basés sur la géologie isotopique. Celle-ci étudie les isotopes radioactifs présents sur Terre pour en déterminer la composition et leurs abondances au cours des temps géologiques.

L'équation utilisée pour calculer l'âge absolu est la suivante :

$$\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{mesuré}} = \left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

- $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{mesuré}}$  : rapport des abondances de  $^{187}\text{Os}$  et  $^{188}\text{Os}$  actuel
- $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{initial}}$  : rapport des abondances de  $^{187}\text{Os}$  et  $^{188}\text{Os}$  à la fermeture du système (formation de la roche)
- $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{mesuré}}$  : rapport des abondances de  $^{187}\text{Re}$  et  $^{188}\text{Os}$
- $\lambda$  : constante de désintégration :  $\lambda_{^{187}\text{Re}} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  (Smoliar et al., 1996)
- $t$  : temps écoulé depuis la fermeture du système.

Dans la plupart des échantillons le rapport  $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{initial}}$  est inconnu, il est donc nécessaire d'utiliser la méthode de la droite isochrone pour déterminer l'âge de la roche.

Plusieurs échantillons provenant de la même série de roche, ont le même rapport  $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{initial}}$ , ces deux isotopes stables ont le même comportement chimique et ont été incorporés dans les mêmes proportions dans les différents échantillons.

Les différentes mesures sont alors reportées dans un diagramme  $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{mesuré}}$ ,  $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{mesuré}}$ . Les points vont alors s'aligner sur une droite de pente  $(e^{\lambda t} - 1)$  et d'ordonnée à l'origine  $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{initial}}$ . Cette droite est appelée isochrone du système (figure 35).

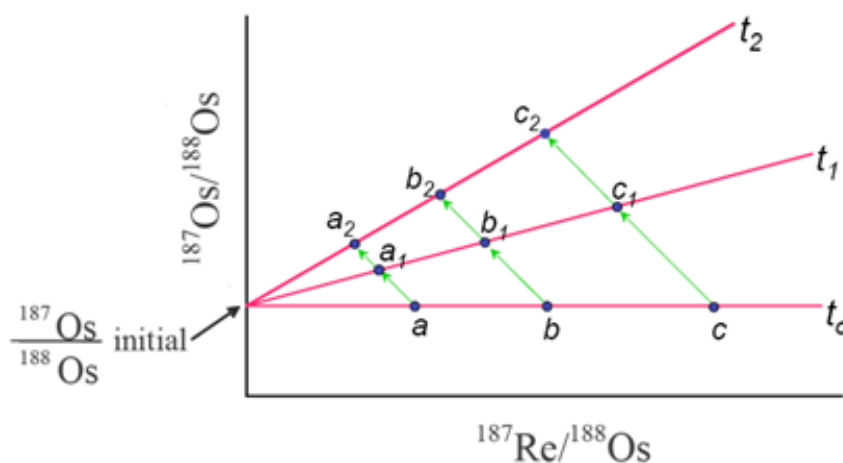


Figure 35 : Schématisation d'une droite isochrone

Ainsi pour une roche donnée, son âge est de :

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left( \frac{\left( \frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{mes} - \left( \frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{ini}}{\left( \frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}} \right)_{mes}} + 1 \right) \quad (2)$$

Soit

$$t = \frac{1}{\lambda} \times \ln(\text{pente} + 1) \quad (3)$$

Il est donc possible à l'aide des rapports  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  et  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  mesurés de calculer un âge à une série de roche donnée. Pour réaliser ces mesures l'ajout d'un spike est nécessaire, il s'agit d'une dilution isotopique.

### c. La dilution isotopique

La dilution isotopique est une technique permettant de déterminer les concentrations de l'Os et du Re dans l'échantillon étudié. Il s'agit d'ajouter à l'échantillon un traceur isotopique artificiel de composition connu : le spike. Ce spike est composé d'isotopes stables et enrichi en  $^{190}\text{Os}$  ou en  $^{185}\text{Re}$ . La composition isotopique mesurée avec l'échantillon sera alors un mélange entre la composition naturelle et celle du spike.

Les équations suivantes vont permettre de déterminer la concentration en Osmium de l'échantillon :

$$\frac{^{190}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}_{mel} = \frac{\text{moles}^{190}\text{Os}_{éch} + \text{moles}^{190}\text{Os}_{sp}}{\text{moles}^{188}\text{Os}_{éch} + \text{moles}^{188}\text{Os}_{sp}} \quad (4)$$

Où *mel*, *éch* et *sp* indiquent respectivement mélange, échantillon et spike.

$$\text{moles}^{190}\text{Os}_{nat} = \frac{\text{masse}_{éch} \times [\text{Os}]_{éch} \times \text{abd}^{190}\text{Os}_{nat}}{M_{\text{Os}_{nat}}} \quad (5)$$

- $\text{masse}_{éch}$  : masse de l'échantillon
- $[\text{Os}]_{éch}$  : concentration en Os de l'échantillon
- $\text{abd}^{190}\text{Os}_{nat}$  : abondance isotopique de  $^{190}\text{Os}$  dans la nature
- $M_{\text{Os}_{nat}}$  : masse molaire naturelle de l'Os

Il est possible d'écrire des expressions semblables à (5) pour  $moles^{188}\text{Os}_{\text{nat}}$ ,  $moles^{190}\text{Os}_{\text{sp}}$  et  $moles^{188}\text{Os}_{\text{sp}}$ .

Ainsi, grâce aux équations 4 et 5 il est possible de calculer la  $[\text{Os}]_{\text{éch}}$  à partir des rapports isotopiques mesurés dans le spectromètre. Cependant, pour obtenir des résultats avec cette technique, il est nécessaire que la bonne quantité de spike soit ajoutée. En effet, le rapport  $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  du mélange doit être compris entre le rapport  $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  naturel et celui du spike. Plus le rapport du mélange est proche du rapport naturel ou du spike, plus l'erreur calculée est grande : c'est la magnification de l'erreur (figure 36). Il faut donc trouver le compromis entre l'optimum de spike à ajouter pour minimiser l'erreur sur la concentration et entre le minimum de spike à ajouter pour ne pas compromettre la composition isotopique du mélange (la composition du spike entraîne une erreur : en outre de l'isotope enrichi, le  $^{190}\text{Os}$ , le spike contient des traces d'autres isotopes dont les abondances sont mal contraintes). Dans la plupart des cas, un doublon est nécessaire pour avoir le bon spikage.

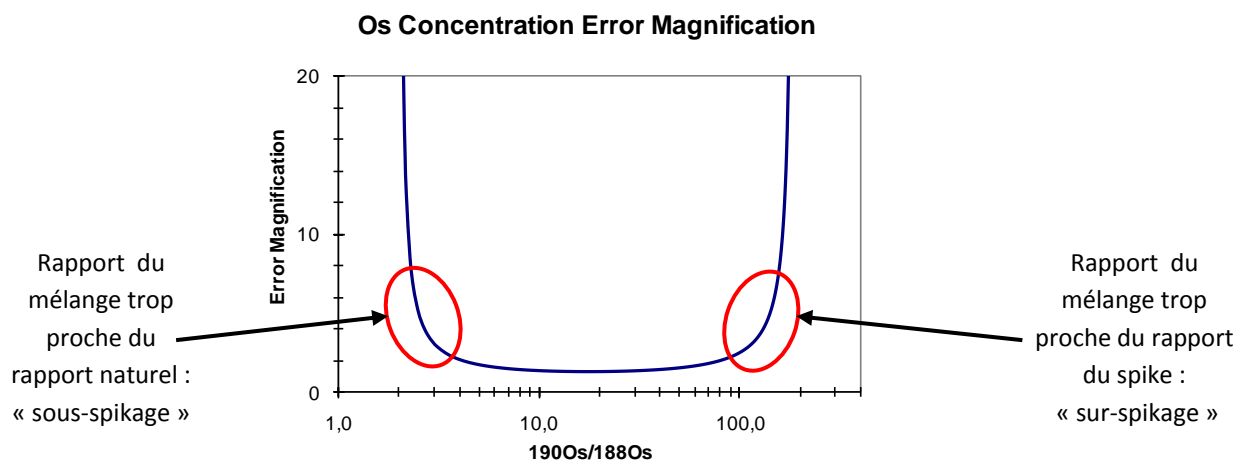


Figure 36 : Courbe de la magnification de l'incertitude pour la teneur en Os

## 2. Technique de quantification des isotopes de l'Os et du Re

### a. Etude préalable et séparations des sulfures

Avant toute opération, la première étape est de contrôler l'homogénéité des minéraux à dater. A cet effet, une étude au microscope électronique à balayage (MEB) sur sections polies est nécessaire. En effet, une zonalité des pyrites induirait des surcroissances postérieures à leur formation initiale et donc, fausserait leur datation. Ainsi, pour les pyrites d'Inata les pyrites sont bien homogène (figure 37).

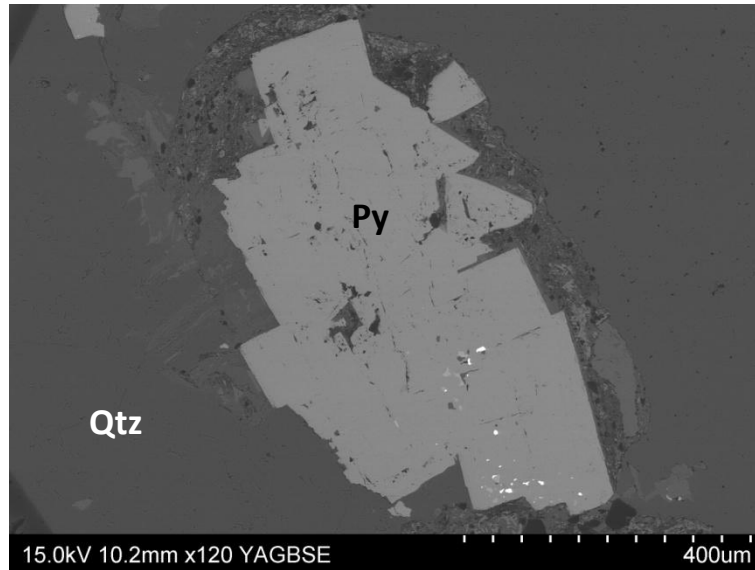


Figure 37 : Photo MEB en électrodiffusé d'une pyrite de la lame 41-189

Pour l'analyse, les sulfures doivent être séparés du reste de la roche par broyage et séparation à la loupe binoculaire (Stein et al., 1998). Une séparation par liqueur dense peut également avoir lieu pour les sulfures de petite taille. Un mélange avec les silicates voisins des sulfures n'affecte pas l'âge Re-Os (Stein et al., 2001), dans le cas fréquent où l'abondance du Re et de l'Os dans les silicates est insignifiante par rapport à celle des sulfures. Néanmoins, dans le cas du gisement d'Inata, il a fallu à prêter une grande attention à ne pas mélanger des résidus de black shales dans les pyrites car ceux-ci fausseraient les mesures.

Les sulfures ainsi séparés sont finement broyés dans un mortier en agate pour une meilleure dissolution dans l'eau régale (mélange d' $\text{HCl}$  et d' $\text{HNO}_3$ ).

#### ***b. Protocole analytique***

L'Os et le Re sont ensuite extraits chimiquement de la poudre de sulfure. Une série d'étapes est réalisée (Birck et al., 1997 ; Markey et al., 1998) pour permettre la mesure dans les spectromètres de masse. Ces étapes sont synthétisées dans le tableau suivant et la figure 38. La manipulation de l'Os est basée sur le fait que l'Os oxydé est volatile et est capté par le brome liquide lors de la chimie, alors que l'Os réduit reste en solution aqueuse. Les séries de mesure sont composées de quatre échantillons et d'un blanc. Le blanc sert à quantifier la pollution totale de la série. Les échantillons sont alors corrigés par le blanc si celui-ci est important. Par contre un blanc très élevé, peut mettre en évidence une erreur de manipulation ou une contamination.

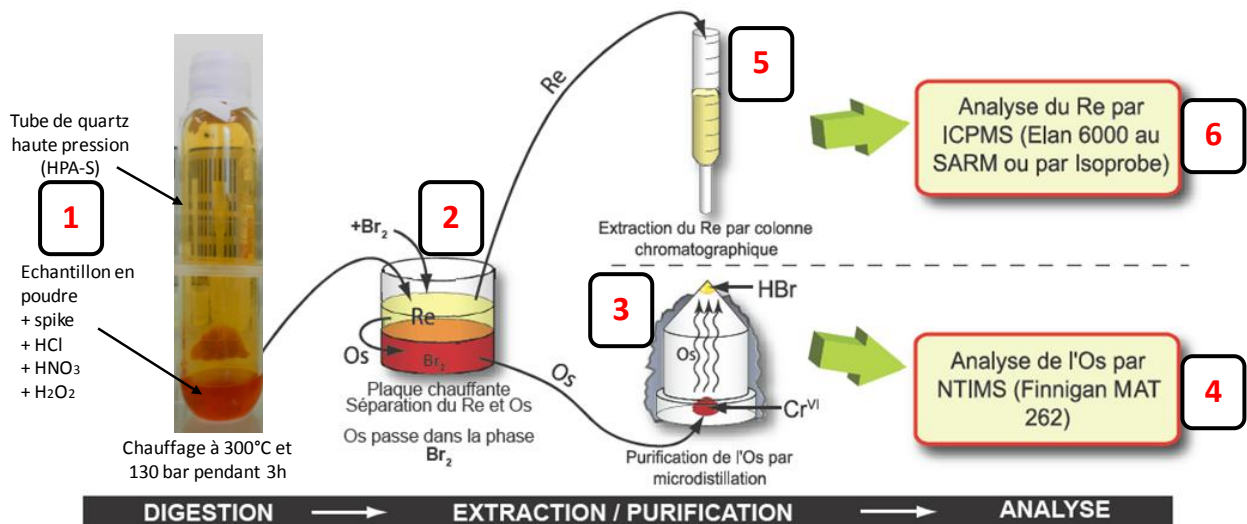


Figure 38 : Etapes de préparation des échantillons (modifié d'après Cardon, 2008)

Protocole analytique		
Etapes	Commentaires	
<b>Os</b>		
<b>1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li><b>Digestion</b> des échantillons : Dans un tube de quartz haute pression : <b>Spike + HCl (2 ml) + HNO<sub>3</sub> (5 ml) + H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (0,2 ml)</b></li> </ul>	- Les échantillons sont mis en solution avec l'Os sous sa forme la plus oxydée
<b>2</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li><b>Extraction</b> de l'Os avec Br<sub>2</sub> : 2 extractions successives par Br<sub>2</sub> et chauffage</li> <li>Concentration de l'Os dans l'HBr à l'état réduit</li> </ul>	- Le Br <sub>2</sub> concentre l'Os sous forme oxydée
<b>3</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li><b>Microdistillation</b> : Séchage de l'HBr dans un bécher conique. L'ajout d'une goutte de Cr<sup>VI</sup> va permettre une oxydation et une volatilisation de l'Os qui va se concentrer dans l'HBr à l'état réduit contenu dans la partie supérieur du bécher (≈5h)</li> </ul>	- Purification de l'Os
<b>4</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li><b>Analyse</b> : Dépôts sur filament de platine et analyse par "Negative Thermal Ion Mass Spectrometry" (finnigan MAT 262)</li> </ul>	
<b>Re</b>		
<b>5</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li><b>Extraction</b> du Re : Utilisation d'une colonne chromatographique avec une résine anionique (AG1×8 200-400)</li> </ul>	- Extraction et purification de Re
<b>6</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li><b>Analyse</b> : Analyse à l'ICP-MS (Elan 6000)</li> </ul>	

La digestion par des tubes de quartz (minéralisateurs à haute pression - HPA-S) a remplacée la digestion par les tubes de Carius. Cette nouvelle technique est plus rapide, plus sécurisante, plus simple d'utilisation. En effet, la température du four est augmentée progressivement jusqu'à une température de 300°C qui est maintenue pendant 3 heures (Cardon, 2008).

### c. Mesure isotopique par spectromètre de masse

Deux appareils différents sont utilisés pour mesurer les abondances du Re et de l'Os, il s'agit de l'ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) pour le rhénium avec l'Elan 6000 (figure 39) du SARM (Service d'Analyse des Roches et Minéraux). Le TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer; Markey et al., 1998) en mode négatif est quant à lui utilisé pour l'osmium. L'appareil disponible est le Finnigan MAT 262 (CRPG - figure 40).

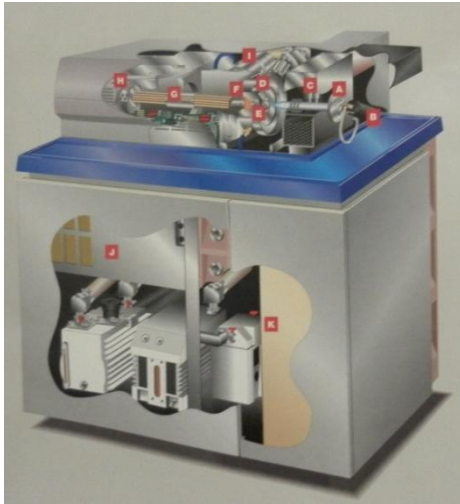


Figure 39 : ICP-MS Elan 6000 (SARM)

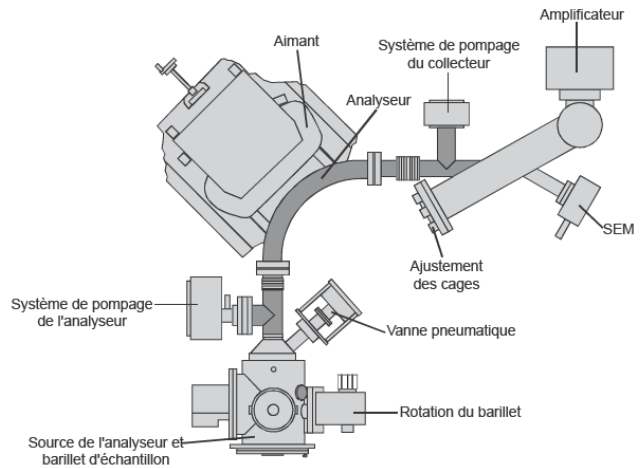


Figure 40 : TIMS Finnigan MAT 262 (CRPG)

Le NTIMS est utilisé pour l'Os, car l'ion  $\text{OsO}_3^-$  se forme très efficacement dans la source du spectromètre (Creaser et al., 1991; Volkening et al., 1991), de plus sa limite de détection pour cet élément est inférieure à  $10^{-14}$  g pour une précision comprise entre 2 et 5% ( $2\sigma_m$ ) (Creaser et al., 1991). L'ICP-MS est utilisé pour le Re car une pollution importante en Re provenant des filaments de platine et/ou de la source du Finnigan empêche l'utilisation de la technique NTIMS pour l'analyse de cet élément.

## 3. Avantages et limites de la méthode

### a. Avantages

Le principal avantage de cette méthode de datation est l'objet qu'elle date. En effet, il s'agit de la seule méthode de datation isotopique qui permet une datation sur les phases sulfurées porteuses de la minéralisation. Elle date donc directement les sulfures (molybdénite, pyrite, galène, covellite, stibine) et non la roche encaissante ou les phases d'altération, ce qui donne donc l'âge de la minéralisation. Elle permet de déterminer l'âge et parfois la durée des processus de formation des gisements sulfurés (Stein et al., 2006), mais peut également, pour des échantillons peu radiogéniques, fournir des indices sur la roche source de l'osmium, et par analogie, de la minéralisation (Mathur et al., 2000; Kirk et al., 2001; Ruiz et al., 2006). Elle paraît alors indispensable à la compréhension de la formation des gisements surtout dans les gisements où aucuns autres minéraux datables ne traduisent l'âge de la minéralisation, comme des minéraux d'altération issus de l'hydrothermalisme par exemple.

Ce géochronomètre est également robuste pour la justesse des âges déterminés (contrôlés par des âges U-Pb sur zircon, Stein et al., 1998) mais également dans sa reproductibilité (Creaser et al., 1991; Stein et al., 2001).

Un autre aspect intéressant de ce chronomètre concerne le métamorphisme pouvant affecter les sulfures. La molybdénite qui contient de forte proportion de rhénium, n'est pas affectée par les événements métamorphiques (jusqu'au faciès granulite d'après Stein et al., 2001). Le chronomètre n'est alors pas remis à zéro et l'âge calculé reste robuste. Ce phénomène provient de la température de clôturation du système élevée, mais également de la recristallisation à l'état solide, en réponse aux déformations, qui ne conduit pas à la perte de Re ou d'Os.

#### **b. Limites**

A l'instar de la molybdénite, la pyrite est affectée par les événements métamorphiques, ce qui dans notre cas pourrait perturber l'âge calculé dans le cas où le métamorphisme aurait affecté les échantillons. Des phénomènes de réinitialisation et de contamination peuvent en effet se produire.

La littérature est très précise sur le potentiel de cette technique sur les molybdénites et la pyrite, mais l'est beaucoup moins pour les autres sulfures (Morelli et Creaser, 2006). En effet, cette technique ne semble pas être applicable de manière systématique sur tous les sulfures même si de nombreux minéraux cuprifères (covellite, chalcocite) donnent des résultats fiables.

## 4. Résultats

Tous les résultats sont reportés dans la figure 41.

Echantillon	Minéral	[Re] ppb	[Os] ppb	$^{188}\text{Os}$ (mol/g)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$
41-189	Py	0.960	0.030	$1.3 \times 10^{-14}$	$193 \pm 4$	$4.55 \pm 0.02$
41-180	Py	10.017	0.248	$2.0 \times 10^{-14}$	$1630 \pm 33$	$58.02 \pm 0.29$
41-240	Py	8.186	0.229	$2.8 \times 10^{-14}$	$972 \pm 19$	$36.36 \pm 0.18$
41-240 b	Py	7.419	0.198	$2.1 \times 10^{-14}$	$1220 \pm 12$	$44.14 \pm 0.22$
32-162.5	Py	1.122	0.027	$4.6 \times 10^{-15}$	$656 \pm 13$	$23.46 \pm 0.12$
P-217	Py	2.806	0.146	$5.6 \times 10^{-14}$	$166 \pm 2$	$9.53 \pm 0.05$
AP-217	Apy	3.859	0.161	$5.1 \times 10^{-14}$	$255 \pm 3$	$6.30 \pm 0.03$
41-173	Py	3.220	0.356	$1.4 \times 10^{-13}$	$74 \pm 1$	$6.16 \pm 0.03$
41-172,5	Py	7.893	0.469	$4.5 \times 10^{-14}$	$582 \pm 12$	$48.58 \pm 0.24$
41-172,3	Py	1.821	0.135	$2.9 \times 10^{-14}$	$195 \pm 4$	$17.57 \pm 0.09$
41-172	Py	4.027	0.090	$1.2 \times 10^{-14}$	$1013 \pm 20$	$33.08 \pm 0.17$
BS-162,5	Blackshale	1.097	0.045	$1.0 \times 10^{-14}$	$357 \pm 7$	$15.67 \pm 0.08$
BS-180	Blackshale	34.318	1×019	$1.3 \times 10^{-13}$	$891 \pm 18$	$34.54 \pm 0.17$
BS-217	Blackshale	4.768	0.259	$1.0 \times 10^{-13}$	$158 \pm 3$	$6.12 \pm 0.03$
BS-240	Blackshale	5.940	0×196	$4.4 \times 10^{-14}$	$456 \pm 9$	$16.37 \pm 0.08$

Figure 41 : Données isotopiques sur le gisement d'Inata. L'incertitude reportée sur  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  est de  $2\sigma$ -m. Py=pyrite et Apy=arsénoyrite

Pour l'Os, les blancs sont compris entre 0.17 et 0.07 pg d'Os. Cela représente moins de 1% de l'Os total dans presque tous les échantillons. Aucune correction n'a donc été effectuée. Néanmoins, les blancs de Re sont compris entre 2 et 46 pg de Re. Chaque série a donc été corrigée avec le blanc associé.



Les résultats des mesures isotopiques réalisées sur les pyrites sont présentés sur le graphique  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  en fonction de  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  (figure 42). Ce graphique distingue les différentes séries d'analyses sur différents matériels. Comme il a été indiqué précédemment, différentes populations de sulfures ont été séparées pour les mesures isotopiques. Pour rappel, les deux populations sont caractérisées par des pyrites de petites tailles associées aux zones bréchiques et aux veines de quartz (type I) et des pyrites de grandes tailles disséminées associées au litage sédimentaire (type II). L'objectif était donc de séparer ces populations pour les analyses isotopiques.

Au vu de la petite taille des veines de quartz contenant les pyrites, seules les pyrites contenues dans les brèches grossières ont été séparées. Une série d'analyses a donc été effectuée sur ce matériel (échantillons 41-173 ; 41-172,5 ; 41-172,3 ; 41-172) mais ces résultats ne sont pas exploitables. En effet, sur le graphique  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  en fonction de  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  (figure 42), les rapports isotopiques des pyrites ne sont pas alignés sur une même droite ( $R^2=0,4951$ ). La technique de la droite isochrone ne peut alors pas s'appliquer dans ce cas et l'âge ne peut être calculé précisément. Ces échantillons sont riches en or et les pyrites sont associées aux veines de quartz, ils sont donc probablement issus de l'hydrothermalisme.

Un échantillon (41-217) contenant de l'arsénoxyrite et de la pyrite a également été mesuré (AP-217 et A-217 ; Morelli et al., 2005). La représentation graphique (figure 42) de cet échantillon montre une probable ouverture du système car celui-ci présente un trend négatif ne reflétant pas des données isotopiques cohérentes. Une autre hypothèse vient du fait que la quantité d'arsénoxyrite est plus importante que la quantité de pyrite, il est alors possible que le mélange de ces deux sulfures s'aligne sur l'isochrone.

Enfin, les résultats des pyrites de type II sont quant à eux alignées (figure 42), et c'est donc sur ces échantillons que l'âge a été calculé (figure 43).

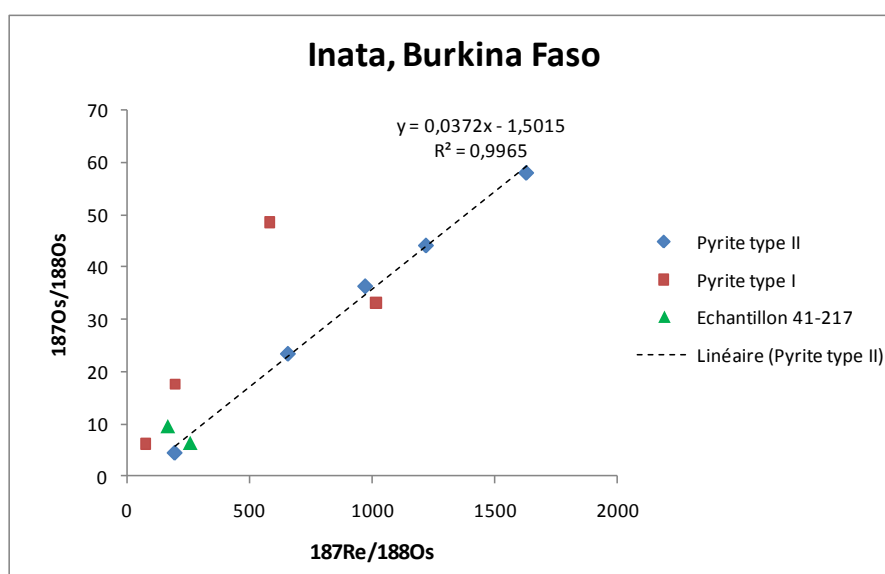


Figure 42 : Graphique  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  en fonction de  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  sur les pyrites d'Inata

Les blackshales sont des sédiments riches en matière organique et donc également riches en rhénium. Il est alors possible de les dater par la méthode isotopique Re-Os. La figure 44 présente l'isochrone calculée sur les sédiments d'Inata. Les points ne sont pas strictement alignés sur l'isochrone

( $R^2=0,9887$ ). La conséquence est que l'âge calculé présente une incertitude très large :  $2\ 248 \pm 720$  Ma. Cette erreur importante sera discutée plus bas. Ces mesures ont été réalisées pour connaître l'âge approximatif de la formation encaissante de la minéralisation, c'est pourquoi cet âge n'a pas été mieux contraint par d'autres mesures isotopiques. Néanmoins, ces mesures montrent que cette série appartient au birimien inférieur à dominante sédimentaire tel qu'il est décrit par Milési et al., (1992).

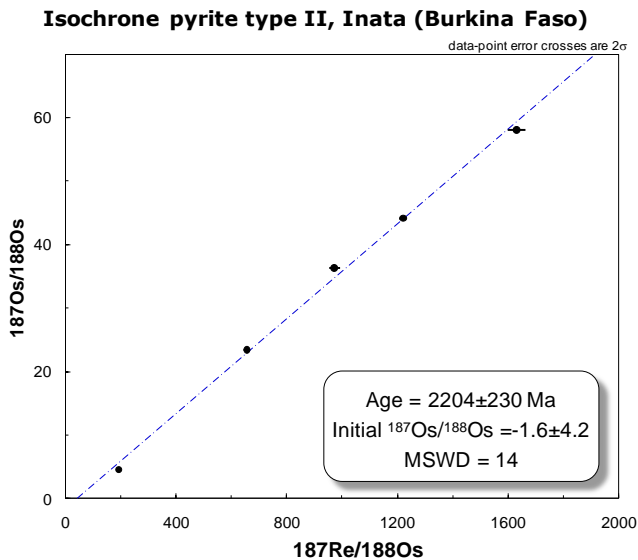


Figure 43 : Isochrone calculé par Isoplot (Ludwig, 2003) sur les pyrites de type II d'Inata

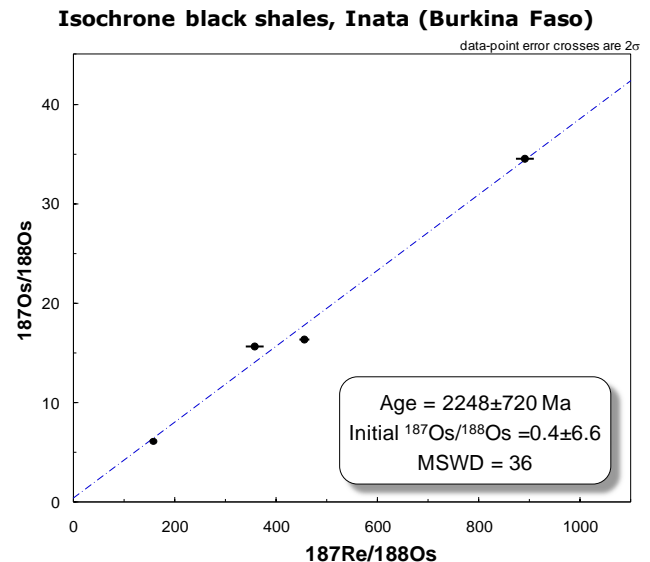


Figure 44 : Isochrone calculé par Isoplot (Ludwig, 2003) sur les black shales d'Inata

Les pyrites de type II montrent un âge de  $2\ 204 \pm 230$  Ma. L'incertitude dans ce cas est encore grande et des hypothèses concernant ce problème sont émises plus bas. Cet âge ne permet pas de discriminer un événement tectonique particulier, même si il est dans la gamme des âges de l'orogénèse éburnéenne (2,13 et 1,98 Ga ; Milési, 2001).

Dans le cas des pyrites, il est possible de faire l'approximation au vu des teneurs en  $^{188}\text{Os}$  (figure 41) que la concentration initiale d'Os est proche de 0. Alors :

$$^{187}\text{Os}_{\text{mesuré}} = ^{187}\text{Re}_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Ainsi, pour l'échantillon le plus radiogénique (41-180) l'âge calculé est de  $2\ 090 \pm 29$  Ma. L'échantillon 41-180 étant le plus radiogénique, sa concentration initiale en  $^{187}\text{Os}$  a un minimum d'effet sur l'âge calculé.

Il est difficile de valider ce résultat avec un seul âge calculé, mais des mesures supplémentaires sont à effectuer pour mieux contraindre l'événement tectonique responsable de la formation de ce gisement.

## Discussion

### Place de l'or dans la minéralogie :

Une incertitude est présente sur la chronologie de l'apparition de l'or. En effet, il a été observé de l'électrum sous la forme d'inclusions et dans les fractures de la pyrite et de l'arsénoopyrite. Deux hypothèses sont alors possibles, soit il y a plusieurs épisodes de précipitation de l'électrum, soit un continuum de précipitation. Les gisements de type or orogénique sont caractérisés par des pulsions successives de fluide le long d'une faille, ce qui entraîne une minéralisation en plusieurs épisodes qui est assimilable à un continuum. Néanmoins il a été montré que l'or arrive tardivement dans la séquence paragéométrique d'Inata.

### Données isotopiques :

Les âges calculés grâce aux rapports isotopiques présentent des incohérences (pyrite de type I) ou une erreur très élevée (pyrite de type II). Il est intéressant d'émettre des hypothèses sur les causes de ces problèmes. Deux hypothèses peuvent être évoquées ici :

- Une contamination des pyrites par les black shales a pu survenir et modifier les concentrations des éléments d'intérêt. Ces schistes graphiteux sont très radiogéniques et ils ont donc pu perturber le système isotopique des pyrites. Le mécanisme de diffusion peut être évoqué pour un tel processus. Suivant cette logique, cette perturbation peut être d'autant plus importante suivant la taille des pyrites. Des pyrites de petites tailles sont donc plus sujettes à une pénétration du Re en profondeur.
- Les pyrites de type I ont subi un épisode de circulation de fluide intense du fait qu'elles soient localisées dans une brèche. Cet épisode a donc potentiellement amené une perturbation dans le système isotopique.
- Les schistes graphiteux sont des roches dont la minéralogie contient des pyrites (Wignall, 1994). Elles sont généralement de petite taille. Une confusion a donc pu avoir lieu entre les générations de pyrites hydrothermales et les pyrites déjà présentes dans la roche.

La série de pyrite présentant des incohérences (pyrite I) est composée de pyrites de petites tailles qui ont été séparées par lixiviation dense. Ainsi, ce procédé récupère toutes les phases lourdes dont les pyrites. A cette étape les populations de sulfures ont pu être mélangées, faussant les données isotopiques.

Cette perturbation ne s'applique pas aux autres échantillons dont les pyrites sont de plus grande taille car la séparation sulfures/roche a été réalisée manuellement écartant ainsi tous risques de mélange.

L'âge de la formation encaissante n'est pas très bien contraint ( $2\,248 \pm 720$  Ma). La raison d'une telle erreur peut provenir d'un mauvais protocole d'échantillonnage. En effet, Xu et al., 2009 par exemple, prennent les échantillons à une isoprofondeur pour s'affranchir du taux de sédimentation et dater un matériel du même âge et donc qui s'est formé avec un même rapport  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{initial}}$ . De plus cette série de black shales n'a pas été doublée pour mieux calibrer le spike par manque de temps. De plus, pour cette série le blanc est d'environ 5 ng de Re. Cette valeur très importante indique un problème et peut expliquer l'écart à la courbe de tendance et l'incertitude élevée.

D'autres mesures sont à effectuer sur les pyrites d'Inata pour mieux contraindre l'âge. Si l'incertitude n'est pas diminuée par ces nouvelles mesures, une solution serait de prendre des échantillons en dehors de la zone de black shales et de s'intéresser uniquement aux pyrites de grandes tailles. Le

risque serait alors de ne pas dater l'événement aurifère car cette zone est stérile. D'autres méthodes de datation sont peut être adaptable à ce gisement. Une recherche de minéraux datable, comme des chlorites (Trace de fision : Sharma et al., 1977) ou des biotites (Ar-Ar : Cheilletz et al., 1999 et K-Ar : Dickin, 1995), dans le halo d'altération du gisement pourrait donner des informations plus fiables. En effet, le halo d'altération d'un gisement reflète la circulation hydrothermale autour de celui-ci et donc l'âge de la minéralisation.

L'âge de  $2\,090 \pm 29$  Ma correspond au début de la phase tectonique D2 de l'orogénèse éburnéenne. La seconde phase tectonique D2 se traduit par un cisaillement senestre associé à des plissements. Par ailleurs, les structures D2 canalisent et piègent des fluides hydrothermaux porteurs d'or (Feybesse et al., 2006). Les phases D2 et D3 ont lieu entre 2 095 et 1 980 Ma (Milési, 2001 ; Feybesse et al., 2006). La convergence finale qui se déroule lors de ces phases résulte d'une collision soit oblique, soit frontale, selon les auteurs, entre des blocs composés de matériel archéen et paléoprotérozoïque. Cette tectonique est marquée par la présence de failles décrochantes majeures, ainsi que secondaires orientées N-S à NE-SO. Il est difficile d'affirmer cette conclusion avec un seul âge calculé, mais encore une fois d'autres mesures sont encore à réaliser dans la suite du projet.

## Conclusion

Le but de ce travail de recherche est de déterminer un âge absolu concernant la minéralisation aurifère de la mine d'Inata (Burkina Faso). Une étude pétrographique a permis de distinguer plusieurs types de pyrites et d'établir une séquence paragenétique. Cette étape préliminaire est indispensable avant la datation absolue du matériel sulfuré. Cette étude a permis également la discrimination d'un modèle génétique pour ce gisement, de type cisaillement aurifère, avec des indices indiscutables, comme les déformations en milieu ductile et cassant, une minéralogie caractéristique et une morphologie typique du gisement. Des textures particulières d'un tel contexte sont observables et l'étude de terrain réalisée en décembre 2010, complétée par la mission de terrain de Luc Siebenaller (GET-Toulouse), permet d'affirmer cette détermination.

Des mesures isotopiques, sur le système Re-Os, ont donc été effectuées, mais n'ont malheureusement pas données de résultats bien contraints. Une erreur trop importante dans l'âge calculé remet en cause la fiabilité de cette technique dans un tel contexte. En effet, une possible contamination des pyrites a pu avoir lieu avec l'encaissant composé de black shales très riches en Re. Néanmoins l'âge de  $2\,204 \pm 230$  Ma est dans la gamme temporelle de l'orogénèse éburnéenne. L'or birimien provient donc de l'orogénèse éburnéenne dans le gisement d'Inata. Il est plus difficile de distinguer une phase précise de cet orogène, même si l'échantillon 41-180, indique un âge de  $2,09\text{ Ga} \pm 29\text{ Ma}$ , période de temps qui correspond à la phase tectonique D2.

Des mesures supplémentaires permettront donc de mieux contraindre l'âge de la minéralisation. De plus, il est possible que certains minéraux (chlorite, biotite...) dans le halo d'altération de ce gisement soient datables par d'autres méthodes.

## Bibliographie

- Abouchami, W., Boher M., Michard A., Albarède F., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal Geophysics Resources*, v.95, p.17605-17629.
- Bessoles, B., 1977. Géologie de l'Afrique, le craton ouest africain. *Mémoire du B.R.G.M. n° 88, Paris, 402 p.*
- Berge, J., 2011. Paleoproterozoic, turbidite-hosted, gold deposits of the Ashanti gold belt (Ghana, West Africa): Comparative analysis of turbidite-hosted gold deposits and an updated genetic model. *Ore Geology Reviews*, v.39, 1.1-2, p.91-100.
- Birck, J.L., Roy Barman, M., Capmas, F., 1997. Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples. *Geostandards Newsletter* v.21, 1.1, p.19–27.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology* v.194, p.119–14.
- Bonhomme, M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plat-forme de l'ouest-africain. *Géologie et minéralogie*, n°5, pt.5, p62.
- Bouchot, V., Ledru, P., Lerouge, C., Lescuyer, J.L., Milesi, J.P., 2005. 5: Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central. *Ore Geology Reviews* 27, p169–197.
- Cameron, E.M., 1988. Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*, v.16, p.109-112.
- Cardon O., 2008. Datation Re-Os sur pyrite et traçage des sources des métaux dans des gisements de type porphyre et épithermal neutre: Exemple des gisements de Bolcana, Troita et Magura, Monts Apuseni, Roumanie. *Thèse de 3<sup>e</sup> Cycle, Univ. Nancy, 233 p.*
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud G., Bouillin, J.P., 1999. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian–Barremian boundary): geodynamic consequences *Tectonophysics*, v.306, 1.1, p.97-116.
- Coulibaly, Y., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Kouamelan, A.N., 2008. Fluid immiscibility and gold deposition in the Birimian quartz veins of the Angovia deposit (Yaouré, Ivory Coast). *Journal of African Earth Sciences* v.50, p.234–254.
- Creaser R.A., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1991. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium, and iridium. *Geochimica and Cosmochimica Acta* v.55, p.397-401.
- Debat P., Nikiéma S., Mercier A., Lompo M., Béziat D., Bourges F., Roddaz M., Salvi S., Tollon F., Wenmenga U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampelga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research* v.123, p.47-65.

- Deynoux M., Affaton P., Trompette R., Villeneuve M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 46, 397–426.
- Dickin, A.P., 1995. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press.
- Dubois, M., Béziat, D., Savary, V., Lompo, M., Nikiéma, S., Tollon, F., 2001. A fluid inclusion study in the Proterozoic (2.0 Ga) gold deposits of Burkina Faso. *Proceeding, XVI ECROFI, Porto, 135–136*.
- Eisenlohr, B.N., Hirdes, W., 1992. The structural development of the early Proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of southwest Ghana, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 14, 313–325.
- Essarraï, S., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Fourcade, S., 2001. Multistage deformation of Au-quartz vein: evidence for late gold introduction from microstructural, isotopic and fluid inclusion studies. *Tectonophysics* 336, 79–99.
- Ferkous K., Monie P., 2002. Neoproterozoic shearing and auriferous hydrothermalism along the lithospheric N–S East In Ouzzal shear zone (Western Hoggar, Algeria, North Africa). *Journal of African Earth Sciences*, v.35, 13, p.399-415.
- Feybesse J.-L., Milési J.-P., 1994. The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons ? *Precambrian Research* 69, 199-227.
- Feybesse J.-L., Billa M., Guerrot C., Duguey E., Lescuyer J.-L., Milesi J.-P., Bouchot V., 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research* 149, 149-196.
- Goldfarb R. J., Groves D.I., Gardoll S., 2000. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1-75.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of the crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7–27.
- Hagemann, S.G. and Cassidy, K.F., 2000. Archean orogenic lobe gold deposits. *Society of Economic Geologists*, Monograph 13, p. 9-68.
- Hagemann, S.G., Brown, P.E., 1996. Geobarometry in Archean lode-gold deposits. *European journal of mineralogy* 8, 937–960.
- Hein, K. A.A., 2009. Succession of structural events in the Goren greenstone belt (Burkina Faso): Implications for West African tectonics. *Journal of African Earth Sciences*, v.56, p. 83–9.
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* v.12, 1.3, p.111-134.
- Jébrak M., Marcoux E., 2008. Géologie des ressources minérales. *Ressources naturelles et Faune Québec*.
- Jessell, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite, *Journal of Structural Geology*, Volume 9, Issue 8, 1987, Pages 1007-1014.
- John, T., Klemd, R., Hirdes, W., Loh, G., 1999. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) volcanic Ashanti belt (Ghana, West Africa). *Precambrian Research* 98, 11–30.
- Kerrich, R., 1993. Perspectives on genetic models for lode-gold deposits. *Mineralium Deposita* 28, 362–365.







- Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J., Titley, S., Walshe, J., 2001. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 65, Issue 13, 1 July, Pages 2149-2159.
- Klemm, R., Hunken, U., 2002. Metamorphism of the country rocks hosting gold-sulfide-bearing quartz veins in the Paleoproterozoic southern Kibi-Winneba belt (SE-Ghana). *Journal of African Earth Sciences* v.35, I.2, p.199-211.
- Klemm, R., Hirdes, W., 1997. Origin of an unusual fluid composition in Early Proterozoic paleoplacer and lode-gold deposits in Birimian greenstone terranes of West Africa. *South African Journal of Geology* 100, 405-414.
- Klemm, R., Hirdes, W., Olesch, M., Oberthür, T., 1993. Fluid inclusions in quartz pebbles of the gold-bearing Tarkwaian conglomerates of Ghana as guides to their provenance area. *Mineralium Deposita* 28, 334-343.
- Klemm, R., T. Oberthür, Ouedraogo, A., 1997. Gold-telluride mineralisation in the Birimian at Diabatou, Burkina Faso: the role of CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> fluids. *Journal of African Earth Sciences*, v. 24, I.3, p.227-239.
- Klemm, R., Ott, S., 1997. Compositional characteristics of fluid inclusions as exploration tool for Au-mineralization at Larafella, Burkina Faso. *Journal of Geochemical Exploration* v.59, I.3, p.251-258.
- Koehn, D., Aerden, D.G.A.M., Bons, P.D., Passchier, C.W., 2001. Computer experiments to investigate complex fibre patterns in natural antiaxial strain fringes. *Metamorphic Geology*, 19:217-231.
- Le Goff, E., Guerrot, C., Maurin, G., Johan, V., Tegye, M., Ben Zerga, M., 2001. Découverte d'éclogites hercyniennes dans la chaîne septentrionale des Mauritanides (Afrique de l'Ouest). *Earth and Planetary Sciences* 333, 711-718.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, *Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA*.
- Mathur, R., Ruiz, J., Titley, S., Gibbins, S., Margotomo, W., 2000. Different crustal sources for Au-rich and Au-poor ores of the Grasberg Cu-Au porphyry deposit. *Earth and Planetary Science* 183, 7-14.
- Markey R., Stein H., Morgan J., 1998. Highly precise Re-Os dating for molybdenite using alkaline fusion and NTIMS. *Talanta* 45: 935-946.
- McCuaig, T.C. and Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lobe quartz deposits: evidence from alteration systematic. *Ore Geology Reviews*, 12:381-453.
- Milesi, J.P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest - leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Proterozoic inférieur. *Chronique Recherche Minière*, 497, 3-98.
- Milesi, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommangeat, A., Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, 58, 305-344.
- Milési, J.P., 2001. Habilitation à Diriger des Recherches.
- Morelli, R.M., Creaser, R.A., Selby, D., Kontak, D.J., Horne, R.J., 2005. Rhenium-Osmium Geochronology of Arsenopyrite in Meguma Group Gold Deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: Evidence for Multiple Gold-Mineralizing Events. *Economic Geology*, v. 100, pp. 1229-1242.
- Morelli, R.M., and Creaser, R.A., 2006. Re-Os geochronology of low-level sulfide minerals: Applications and limitations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 70, I. 18, p. A429.







- Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., Amanor, J.A., 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, v. 89, i.3-4, p. 129-143.
- Oberthür, T., W. T., Amanor, J.A. & Chryssoulis, S.L., 1997. Mineralogical sitting and distribution of gold in quartz veins and sulphide ores of the Ashanti Mine and other deposits in the Ashanti Belt of Ghana: genetic implications. *Mineralium Deposita* v.3, p.2-15.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics. *Springer*.
- Peucat, J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, v.136, I.3-4, p.309-352.
- Potrel, A., Peucat, J.-J., Fanning, C. M., 1998. Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research* 90, 107-117.
- Pouclet, A., Doumbia, S., Vidal, M., 2006. Mise en place du volcanisme birimien en Côte d'Ivoire centrale (Afrique de l'Ouest) et sa signification dans l'évolution paléoprotérozoïque du bouclier de Man. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 177, n° 2, p. 105-121.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature (London)* 284 5752, pp. 135–139.
- Ridley, J.R. and Diamond, L.W., 2000. Fluid chemistry of orogenic lobe gold deposits and implications for genetic models. *In: Gold in 2000*, edited by Hagemann, S.G. and Brown, P.E.; *Reviews in Economic Geology*, 13: 141-162.
- Robb L., 2005. Introduction to ore-forming processes. *Blackwell Publishing*.
- Robert, F., Brown, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I. Geologic relations and formation of the vein systems. *Economic Geology* 81, 578–592.
- Ruiz, J., Valencia, V.A., Chesley, J.T., Kirk, J., Gehrels, G., Frimmel, H., 2006. The source of gold for the wwatersrand form Re-Os and U-Pb detrital zircon geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, I. 18, s. 1, P. A543.
- Schmidt Mumm, A., Oberthür, T., Vetter, U., Blenkinsop, T.G., 1997. High CO<sub>2</sub> content of fluid inclusions in gold mineralizations in the Ashanti belt, Ghana: A new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita* 32, 107–118.
- Schwartz, M.O., Oberthür, T., Amanor, J., Gyapong, W.A., 1992. Fluid inclusion re-equilibration and P-T-X constraints on fluid evolution in the Ashanti gold deposit, Ghana. *European Journal of Mineralogy* 4, 1017–1033.
- Sharma, O.P., Bal, K.D., Nagpaul, K.K., 1977. Fission track annealing and age determination of chlorite. *Nuclear Track Detection*, v.1, I.3-4, p.207-211.
- Sibson, R.H., Moore, J.M. and Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society London*, 131, 653-9.
- Sibson, R.H., Tobert, F. and Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16, 551-5.




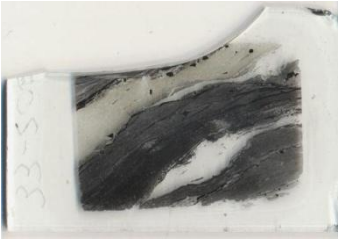







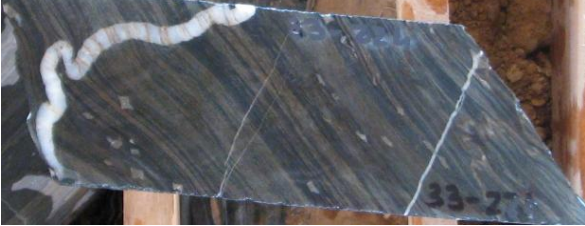





- Sibson, R.H., 1990. Conditions for fault valve behavior. *In: Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics*, edited by Knipe, R.M. and Utter, E.H.; *Geological Society*, Special Publications N°. 54, p.15-28.
- Sibson, R.H., 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. *In: J. Parnell (ed.), Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in sedimentary basins. Geological Society*, Special Publication, 78, 69-84.
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science: Vol. 271 no. 5252 pp. 1099-1102*.
- Stein H.J., Sundblad K., Markey R.J., Morgan J.W., Motuza G., 1998. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: Testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting. *Mineralium Deposita 33: 329*.
- Stein H.J., Markey R.J., Morgan J.W., Hannah J.L., Schersten A., 2001. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: How and why it works. *Terra Nova 13: 479*.
- Stein, H., Markey, R., 2006. Timescales for fluid storage and release in porphyry Cu-Mo systems-- Timescales for felsic magma storage and volcanic eruptions. *Geochimica et Cosmochimica Acta 70: A613*.
- Thiéblemont D., 2004. Genèse de la croûte continentale en Afrique de l'Ouest à l'Archéen : une approche « régionale et systématique ». Habilitation à Diriger des Recherches.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.-P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research 92, 165-193*.
- Villeneuve M., El Archi A., Nzamba J., 2010. Les chaînes de la marge occidentale du Craton Ouest-Africain, modèles géodynamiques. *C. R. Geoscience 342, 1-10*.
- Wignall, P.B., 1994. Black shales. *Oxford University Press*.
- Wille, S.E., Klemd, R., 2004. Fluid inclusion studies of the Abawso gold prospect, near the Ashanti Belt, Ghana. *Mineralium Deposita 39, 31-45*.
- Xu, G., Hannah, J.L., Stein, H.J., Bingen, B., Yang, G., Zimmerman, A., Weitschat, W., Mørk, A., M. Weiss H., 2009. Re-Os geochronology of Arctic black shales to evaluate the Anisian-Ladinian boundary and global faunal correlations. *Earth and Planetary Science Letters v.288, 1.3-4, p.581-587*.
- Yao, Y., Murphy, P.J., Robb, L.J., 2001. Fluid characteristics of granitoid hosted gold deposits in the birimian terrane of Ghana: A fluid inclusions microthermometric and Raman spectroscopic study. *Economic Geology 96, 1611-1643*.

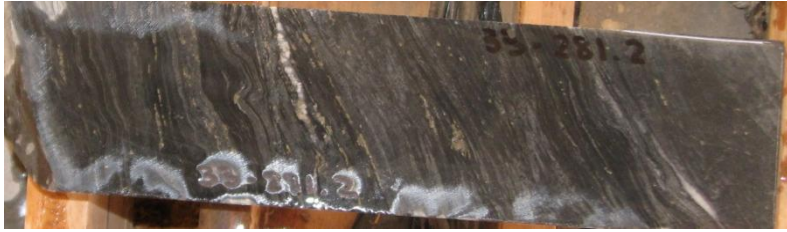

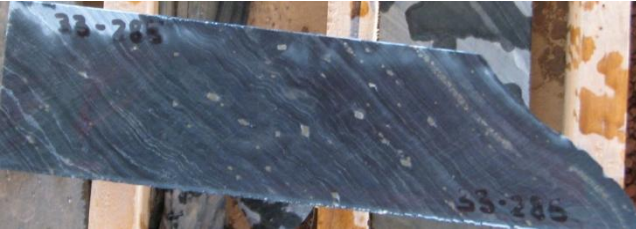

### Annexe 1 : Liste des échantillons


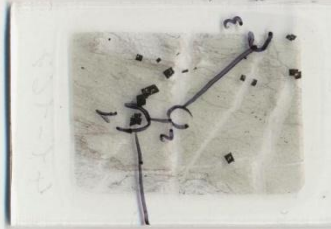




Nom	Description	Photo	Photo lame mince
<b>INDD032 (Inata)</b>			
<b>32-162,5</b>	Blackshale avec pyrites disséminées <i>(Etude isotopique)</i>		
<b>32-167</b>	Brèche à hématite		
<b>32-173</b>	Blackshale bréchifié et oxydé avec veines de quartz-carbonates boudinées		
<b>32-204</b>	Blackshale bréchifié et oxydé avec veines de quartz-carbonates boudinées et pyrites disséminées <i>(Etude MEB)</i>		









Nom	Description	Photo	Photo lame mince
<b>INDD033 (Inata)</b>			
33-171,3	Blackshale avec veines de quartz-carbonates plissées et boudinées		
33-196	Blackshale déformé avec veines de quartz-carbonates décimétriques (Etude MEB)		
33-200	Diorite avec pyrites disséminées		
33-200,7	Blackshale déformé avec veines de quartz-carbonates boudinées		

<p><b>33-201,7</b></p>	<p>Blackshale bréchifié avec altération jusqu'au faciès albitite</p>		
<p><b>33-206,9</b></p>	<p>Blackshale bréchifié avec veines de quartz-carbonates déformées et fracturées</p>		
<p><b>33-213</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates</p>		
<p><b>33-214,8</b></p>	<p>Blackshale bréchifié (brèche fine)</p>		






33-223,4	Blackshale avec veines de quartz-carbonates		
33-224	Blackshale avec veines de quartz-carbonates plissées et boudinées et pyrites disséminées		
33-248	Diorite avec pyrites disséminées		
33-264	Blackshale avec veines de quartz-carbonates		









<b>33-281,2</b>	Blackshale déformé avec veine de pyrite dans le litage sédimentaire		
<b>33-285</b>	Blackshale avec veine de pyrites dans le litage sédimentaire		





Nom	Description	Photo	Photo lame mince
<b>INDD041 (Inata)</b>			
41-167	Blackshale avec veines de quartz-carbonates déformées et entrecoupées (Etude MEB)		
41-172	Blackshale avec beaucoup de pyrite dans la foliation (Etude isotopique)		
41-172,3	Blackshale avec beaucoup de pyrite dans la foliation et veines de quartz-carbonates décimétrique (brèche grossière) (Etude isotopique)		
41-172,5	Blackshale avec beaucoup de pyrite dans la foliation et veines de quartz-carbonates décimétrique (brèche grossière) (Etude isotopique)		

<p><b>41-173</b></p>	<p>Blackshale avec beaucoup de pyrite dans la foliation et veines de quartz-carbonates décimétrique (brèche grossière) (Etude isotopique et MEB)</p>		
<p><b>41-180</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates et veines de pyrite de taille centimétrique (Etude isotopique)</p>		
<p><b>41-188</b></p>	<p>Blackshale avec veines et lentilles de quartz-carbonates</p>		
<p><b>41-189</b></p>	<p>Blackshale oxydé avec pyrites disséminées et veines de quartz-carbonates (Etude isotopique et MEB)</p>		



<p><b>41-194</b></p>	<p>Blackshale déformé avec pyrites disséminées</p>		
<p><b>41-217</b></p>	<p>Blackshale déformé avec lentille de carbonates et pyrites-arsénopyrites disséminées (Etude isotopique et MEB)</p>		
<p><b>41-218</b></p>	<p>Blackshale avec pyrites disséminées</p>		
<p><b>41-227</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates et pyrites disséminées</p>		

<p><b>41-228</b></p>	<p>Blackshale avec pyrites disséminées et veines de quartz- carbonates plissées et boudinées</p>		
<p><b>41-233</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates et pyrites disséminées</p>		
<p><b>41-240</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates et abondance de pyrites disséminées <i>(Etude isotopique et MEB)</i></p>		
<p><b>41-257</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates déformées et pyrites disséminées</p>		

<p><b>41-174,8</b></p>	<p>Blackshale déformé et pyrites disséminées</p>		
<p><b>41-178</b></p>	<p>Blackshale déformé et plissé avec pyrites disséminées</p>		
<p><b>41-182</b></p>	<p>Blackshale avec veines de quartz-carbonates déformées et entrecoupées</p>		
<p><b>41-183,5</b></p>	<p>Blackshale avec veines de pyrites dans le litage sédimentaire</p>	