Elodie LE MIGNOT

Master 2 GPRE Spécialité Matières Premières Minérales Juin 2011

Rapport de stage de recherche :

Les gisements Cu-Au de Gongondy, Dienemera et Mont Biri dans le district de Gaoua (Burkina Faso) : Un porphyre aurifère birimien ?

Nancy-Université





Encadrants : Anne-Sylvie ANDRE-MAYER et Laurie REISBERG

Notice analytique

	1				
Master 2 GPRE	Elodie LE MIGNOT				
Spécialité Matières Premières Minérales					
UHP-INPL Nancy					
<u>Titre</u> : Les gisements Cu-Au de Gongondy, Dienemera et Mont Biri dans le district de Gaoua (Burkina Faso) : Un porphyre aurifère birimien ?					
<u>Résumé</u> : Ce travail a pour objectif de caractériser Burkina Faso et d'en effectuer une datation absolu l'épisode minéralisateur dans l'histoire du craton o	la minéralisation aurifère de trois gisements du Je par le système isotopique Re-Os afin de recaler puest-africain.				
Mots-clés : Craton ouest-africain - Datation isotop	ique Re-Os - Porphyre Cu-Au				
<u>Type de travail et durée</u> : Rapport de stage en laboratoire de deuxième année de master / 4 mois					
Date de publication : Juin 2011					
Laboratoires d'accueil :	Encadrants :				
G2R (Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques), Nancy	Anne-Sylvie ANDRE-MAYER				
CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques), Nancy	Laurie REISBERG				

Résumé

Avec la récente augmentation des cours des métaux, et notamment de l'or, l'Afrique de l'Ouest est devenue une région très intéressante pour la prospection de gisements d'or. Pour faciliter et améliorer cette prospection, il est important de comprendre la formation des gisements. C'est dans ce but que trois gisements à Cu-Au du Burkina Faso ont été étudiés. L'objectif de ce travail est, dans un premier temps, de caractériser la minéralisation aurifère de ces gisements afin de déterminer de quel type de gisement il s'agit. Dans un deuxième temps, une datation absolue de la minéralisation sera réalisée dans le but de replacer l'épisode minéralisateur associé dans l'histoire géologique du craton ouest-africain.

Le craton ouest-africain s'est essentiellement formé à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. Il est resté relativement stable depuis sa remobilisation vers 2 Ga par l'orogenèse éburnéenne. Les gisements contenus dans ce craton sont donc potentiellement très anciens.

Gongondy, Dienemera et Mont Biri sont des gisements minéralisés en cuivre et, dans une moindre proportion, en or, encaissés dans des roches volcano-plutoniques paléoprotérozoïques. Ces gisements, situés à quelques kilomètres l'un de l'autre, présentent des caractéristiques propres aux porphyres. La datation Re-Os réalisée essentiellement sur des pyrites, ubiquistes dans les trois gisements, a donné un âge de 2,14 à 2,21 Ga pour la minéralisation. A l'échelle du craton ouest-africain, cet âge correspond à un épisode d'accrétion magmatique au cours duquel des phénomènes de subduction intra-océanique auraient été favorables à la formation d'un porphyre.

Abstract

With the recent increase in metal costs, and particularly in gold one, West Africa became a very interesting region for gold prospection. To make the prospection easier and more efficient, it's important to understand the gold deposits formation. That's why three copper-gold deposits of Burkina Faso were examined. The aim of this work is, firstly, to characterize the gold mineralization in these deposits in order to determine the type of deposit. Secondly, an absolute dating of the mineralization will be done to replace the mineralizing event in the geological history of the West African craton.

The West African craton essentially formed during Archean and Paleoproterozoic. It remained relatively stable since its remobilization at about 2 Ga by the Eburnean orogeny. So the deposits located on this craton can be very old.

Gongondy, Dienemera and Mont Biri are three deposits containing copper and, to a lesser extent, gold mineralization. This mineralization is hosted in paleoproterozoic volcano-plutonic rocks. These deposits, which are a few kilometers apart, present porphyry characteristics. The dating with Re-Os method, which was essentially done on ubiquist pyrites, gave an age of the mineralization of 2,14 to 2,21 Ga. In the West African craton history, this corresponds to a magmatic accretion episode during which, intra-oceanic subductions may form porphyry systems.

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement ma responsable de stage, Anne-Sylvie ANDRE-MAYER qui, en plus de m'avoir proposé un sujet de stage de M1 et de M2 passionnant et correspondant à toutes mes attentes, m'a permis d'effectuer ma première mission de terrain dans le cadre de ce projet.

Je remercie Laurie REISBERG, ma co-encadrante, pour son implication dans mon projet mais aussi pour sa patience à toute épreuve et sa gentillesse. Un grand merci également à Catherine ZIMMERMANN pour son aide très précieuse dans tous les aspects de mon travail au CRPG, et merci à Christiane PARMENTIER pour son aide et sa bonne humeur.

Merci à Didier BEZIAT, professeur à Toulouse, qui m'a fait partager ses expériences du Burkina et qui, malgré la distance, m'a apporté son aide tout au long du projet.

Pour leur aide à la préparation de mes lames minces, je voudrais remercier Alex et Arnaud qui sont toujours aussi accueillants.

Enfin, merci à Jean CAUZID pour m'avoir une nouvelle fois hébergée dans son bureau le temps de mon travail au G2R.

Table des matières

Présent	ation des laboratoires d'accueil	5
Introdu	ction	6
Organis	ation du travail de recherche	6
I. (Géologie du craton ouest-africain	6
1.	Les domaines archéens et paléoprotérozoïques	7
2.	L'orogenèse éburnéenne et les dépôts aurifères associés	10
3.	Les orogenèses panafricaine et hercynienne	13
II. I	Les gisements hydrothermaux à cuivre et or en contexte magmatique	13
1.	Les porphyres cuprifères	
2.	Les gisements épithermaux	
3.	Comparaison des trois types de gisements envisagés	22
III.	Etude des échantillons de Gongondy, Dienemera et Mont Biri	23
1.	Présentation des gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri	23
2.	Etude des échantillons	25
IV.	Datation de la minéralisation aurifère	
1.	La méthode Re-Os	
2.	Echantillons analysés	
3.	Résultats	35
V. I	Discussion	
1.	Caractérisation de la minéralisation	
2.	Datation de la minéralisation	38
Conclus	ion	40
Table de	es figures	41
Liste de	s tableaux	
Bibliogr	aphie	

Présentation des laboratoires d'accueil

Ce stage de master 2 s'est déroulé au sein de deux laboratoires de géosciences situés à Nancy. Les diverses études pétrographiques et microscopiques des échantillons ont été réalisées au laboratoire G2R (Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques), sous la direction de Anne-Sylvie ANDRE-MAYER, maître de conférences à l'Université Henri Poincaré. Le G2R est un laboratoire de recherche dans le domaine des ressources minérales et énergétiques et de l'environnement. Il regroupe des chercheurs du CNRS et du CREGU ainsi que des enseignants-chercheurs de l'université Henri Poincaré et de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie. Mon travail s'est effectué dans le cadre de la thématique « Ressources Minérales » qui s'intéresse à toutes les modalités de formation des dépôts métalliques d'intérêt. L'objectif était de caractériser la minéralisation des trois gisements et de réaliser une étude minéralogique complète des échantillons.

La seconde partie du stage, qui concerne la datation de la minéralisation par méthode isotopique Re-Os, s'est déroulée au laboratoire du CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques). Ce travail a été encadré par Laurie REISBERG, directrice de recherches au CNRS et responsable de l'équipe « Géochimie » du laboratoire. Le CRPG est un laboratoire du CNRS dont la recherche s'organise autour de trois grands axes : géochimie, pétrologie et géodynamique. Le travail de datation de la minéralisation effectué au cours de ce stage rentre dans la thématique de recherche « Magmas et fluides profonds ». La préparation chimique des échantillons nécessaire aux mesures a été réalisée avec l'aide de Catherine ZIMMERMANN, ingénieur d'étude au CRPG.

Introduction

Le travail effectué au cours de ce stage de recherche entre dans le cadre du projet WAXI (West African eXploration Initiative), initié par Amira International. Cet organisme a permis de mettre en relation des scientifiques avec des entreprises d'exploration minière s'intéressant à l'or en Afrique de l'Ouest. Ces entreprises se sont ainsi engagées à financer une grande campagne de recherche dans divers domaines de la géologie, afin de mieux comprendre les processus mis en œuvre lors de la formation des gisements aurifères du craton ouest-africain. Le travail effectué tout au long de ce stage s'inscrit dans le thème de recherche « Mineralising systems » du projet WAXI, et plus précisément, dans le module « Geochronological constraints on mineralized systems in the West African Craton ».

Ce rapport de stage porte sur l'étude d'échantillons provenant de trois gisements : Gongondy, Dienemera et Mont Biri. Ces trois gisements à Cu-Au sont situés dans le district de Gaoua, au Burkina Faso. Ces gisements n'ayant pas encore fait l'objet d'études géologiques approfondies, leur nature est toujours incertaine, même s'ils tendent à être considérés comme un système porphyrique. Le premier objectif du stage de recherche sera donc de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse, via différentes méthodes d'analyse destinées à caractériser au mieux les trois gisements d'intérêt. Le second objectif sera d'effectuer une datation absolue de la minéralisation aurifère contenue dans ces gisements par méthode isotopique, dans le but de replacer le ou les épisodes minéralisateurs dans l'histoire géologique du craton ouest-africain.

Organisation du travail de recherche

L'étude de ces trois gisements s'est faite en collaboration avec Didier BEZIAT, professeur à l'université de Toulouse, qui a travaillé sur les inclusions fluides des trois gisements ainsi que sur les échantillons de Gongondy. L'étude des échantillons de Dienemera et de Mont Biri ainsi que toutes les étapes de datation isotopique ont été réalisées au G2R et au CRPG de Nancy.

Pour répondre à la problématique de ce projet, une étude bibliographique a été menée sur l'évolution du craton ouest-africain au cours des temps géologiques, ainsi que sur les types de gisement les plus probablement envisagés pour les gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri. Cette étude fera l'objet des deux premières parties de ce rapport. Une troisième partie présentera les résultats des différentes observations effectuées sur les échantillons provenant des trois gisements. La méthode de datation isotopique au Re-Os sera expliquée dans une quatrième partie, suivie de la présentation des résultats obtenus. Enfin, la discussion de ces résultats sera présentée.

I. Géologie du craton ouest-africain

L'essentiel du craton ouest-africain est constitué de terrains archéens et paléoprotérozoïques qui ont été fortement remaniés il y a environ 2 milliards d'années par l'orogenèse éburnéenne. Les différents événements tectoniques ayant affecté ce craton se sont accompagnés de processus métallogéniques à l'origine de la plupart des gisements métalliques de cette région.

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, constituée en partie du craton archéen de Kénéma-Man. Les plus anciens composants de ce craton archéen sont des roches de type TTG (Tonalites-Trondhjémites-Granodiorites) qui sont datées de plus de 3 Ga et des ceintures de roches vertes composées de métasédiments, de roches métavolcaniques ainsi que de BIF datant de 3 à 2,7 Ga.



Figure 1 : Carte schématique du craton Ouest Africain (D'après Boher et al., 1992)

Une croissance crustale commence au début de l'Archéen entre 3,5 et 3,45 Ga et se poursuit ensuite en pulsions successives jusqu'à 2,73 Ga (Potrel et al., 1998). La formation et la différenciation de ce craton archéen dans le domaine de Kénéma-Man a été décrite en trois étapes majeures par Thiéblemont (2004) :

L'étape paléoarchéenne (3,5 Ga) correspond à une étape d'accrétion juvénile. Elle est caractérisée par la mise en place de granitoïdes potassiques, dont la géochimie est semblable aux magmas produits par fusion de matériaux basiques lors de la subduction. Ces roches se seraient donc

formées suite à la subduction d'une croûte océanique qui a subi une fusion partielle de faible degré (Martin et al., 2005).

L'étape léonienne (3,1 - 2,95 Ga) est également une période d'accrétion juvénile, principalement marquée par la mise en place de roches magmatiques basaltiques (greenstones) à acides (gneiss, granitoïdes) et de roches sédimentaires détritiques. La géochimie indique une origine clairement orogénique de certaines de ces roches basaltiques qui témoigne d'une subduction comparable aux subductions actuelles. En effet, à partir d'environ 3 Ga, du fait de la diminution du flux de chaleur terrestre, les interactions entre la plaque subduite et le manteau péridotitique sont de plus en plus importantes (Martin et al., 2005). Une différenciation des magmas est alors possible vers une composition intermédiaire à acide avec, pour certains, une contamination crustale importante.

L'étape libérienne (2,9 - 2,8 Ga) est assimilée à une période d'épaississement tectonique et de différenciation crustale, sans indice d'accrétion juvénile significative. Les granitoïdes (potassiques et riches en incompatibles) sont les plus abondants et des migmatites leur sont souvent associées. Des charnockites sont également observables et témoignent d'une contribution mantellique. L'événement libérien est interprété comme un épisode de fusion généralisé de la croûte ayant permis la production des granites riches en éléments incompatibles par fusion partielle de protolithes acides paléoarchéens. Le moteur thermique de cet événement pourrait être l'injection de magmas mafiques sous la croûte continentale (Thiéblemont, 2004).

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), ainsi que des minéralisations de Pb, Au, Mo, Sn et W liées aux intrusions magmatiques (formées en contexte continental).

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 et les dépôts aurifères liés au premier épisode d'accrétion magmatique

Les formations d'âges paléoprotérozoïques sont appelées, dans cette région, les formations birimiennes qui constituent une surface importante du craton ouest-africain, principalement localisée à l'Est du bouclier de Man. Il s'agit de la formation géologique encaissante de la minéralisation en or des gisements de cette étude (figure 2), c'est pourquoi il est important de bien contraindre ses processus de mise en place ainsi que la nature des roches présentes.



Figure 2 : Carte géologique des minéralisations d'Afrique de l'Ouest (BRGM, 2004)

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 orogenèse. Dans ce rapport, le terme Birimien, qui provient étymologiquement du nom de la rivière Birim située au Ghana, décrira le nom des formations paléoprotérozoïques du craton ouest-africain.

Le Birimien est sous-divisé stratigraphiquement en deux parties (Milési et al., 1992) : le Birimien inférieur (B1) à dominante sédimentaire (roches volcaniques basiques, plutons tholéïtiques, flyshoïdes, carbonates et séries sédimentaires) et le Birimien supérieur (B2) à dominante volcanique qui présente un volcanisme bimodal (tholéiitique et calco-alcalin) qui indique une mise en place polyphasique. Les formations volcaniques présentent plusieurs signatures géochimiques distinctes et peuvent donc être différenciées en plusieurs groupes :

- les ceintures de roches vertes ayant une composition de basaltes tholéïtiques,
- les rhyodacites qui sont intrusives au sein des ceintures de roches vertes et qui présentent une composition similaire à celle des TTG,
- les andésites qui sont des laves de composition calco-alcaline.

Cependant, la chronologie relative entre ces deux unités (B1 et B2) n'est pas si évidente à établir. En effet, selon les terrains étudiés, l'unité sédimentaire peut sembler contemporaine, voire postérieure, à l'unité volcanique (Hirdes et al., 1996).

Ces terrains birimiens se sont mis en place entre 2,2 et 2,15 Ga lors d'un épisode d'accrétion magmatique continue, qui est à l'origine de la formation d'une lithosphère juvénile. Cette croissance crustale s'accompagne d'une déformation correspondant à un mécanisme « archaïque » d'ascension diapirique de roches de type TTG par rapport aux roches volcaniques plus denses se trouvant audessus qui tendent à s'enfoncer. Cette tectonique particulière, similaire aux tectoniques verticales archéennes, est à l'origine de la formation de ceintures de roches vertes (Vidal et al., 2010). Il en résulte le développement de géométries en « dômes et bassins ».

Par ailleurs, ces roches subissent une altération hydrothermale à l'origine du premier stock aurifère du craton (Milési, 2001). En effet, la tectonique en extension met en mouvement des fluides hydrothermaux dans la croûte qui vont circuler le long de fractures ou au sein même des roches et conduire à la formation de minéralisations aurifères stratiformes (Milési, 2001 ; Oberthür et al., 1998 ; Jébrak et Marcoux, 2008). C'est le cas notamment des grès tourmalinisés, datés d'environ 2,08 Ga, que l'on peut observer au Mali. Ces minéralisations correspondent à la première période métallogénique du craton.

Ensuite, les terrains birimiens sont affectés par une succession de phases d'accrétion magmatique et tectonique induites par la convergence des blocs archéens, durant l'orogénèse éburnéenne.

2. L'orogenèse éburnéenne et les dépôts aurifères associés

Les terrains archéens et birimiens d'Afrique de l'Ouest ont été affectés par l'orogenèse éburnéenne. Cette orogenèse s'est déroulée entre 2,13 et 1,98 Ga (Feybesse et al., 2006), 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 (on parle, pour cette province, d'orogenèse transamazonienne) (Milési, 2001). L'orogenèse 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'orogenèse.

a. La phase D1 et la fin de la première période métallogénique

A environ 2,1 Ga, la première phase tectonique majeure de l'orogenèse éburnéenne appelée D1, provoque une collision responsable d'un raccourcissement régional selon une direction O-NO (Milési, 2001) associé à une tectonique de chevauchement. On retrouve une phase collisionnelle similaire en Guyane (Vanderhaeghe et al., 1998). 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 l'accrétion a progressé du Sud vers le Nord. Cet épisode tectonique est contemporain de la mise en place de leucogranites dans la croute 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.

C'est durant cette première phase tectonique que se poursuit l'épisode minéralisateur amorcé avant le début de l'orogenèse éburnéenne. Celui-ci est caractérisé par le dépôt de conglomérats aurifères qui s'apparentent à un gisement de type paléoplacer.

b. Les phases D2 - D3 et les dépôts aurifères liés au deuxième épisode d'accrétion tectonique

Après la phase D1, a lieu un deuxième épisode d'accrétion magmatique 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 2,10 et 2,07 Ga (Milési, 2001).

La seconde phase tectonique D2 de l'orogenèse éburnéenne se traduit par des décrochements senestres associés à des plissements pendant lesquels se mettent en place des plutons granitiques. Les relations structurales entre les leucogranites et les plutons granitiques montrent que la mise en place de ces derniers s'est réalisée par un soulèvement diapirique des leucogranites doublé d'un affaissement relatif des roches encaissantes. Le pic d'activité de cette phase s'accompagne d'un cisaillement senestre qui contrôle 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 2,09 et 1,98 Ga. 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 orientées N-S à NE-SO.

La seconde période métallogénique a lieu lors de ces phases D2 et D3, et est notamment associée à des stades cassants. Ainsi, les minéralisations sont essentiellement discordantes et se présentent sous forme de veines. Entre 2,08 et 1,94 Ga, on assiste à deux épisodes hydrothermaux majeurs (Milési, 2001). Le premier stade est dominé par des minéralisations à Au, As, Cu et Fe et donne lieu à deux types différents de minéralisation aurifère :

- une minéralisation disséminée au sein d'arsénopyrites aurifères
- une minéralisation sous forme d'Au natif à l'intérieur de veines de quartz qui recoupent les arsénopyrites disséminées.

Ces deux minéralisations se trouvent le long de grandes zones de cisaillement crustales orientées NE-SO, formées probablement à la fin de la phase tectonique D2. Le deuxième événement hydrothermal de cette période a lieu vers 2 Ga et montre des minéralisations plus diversifiées que précédemment (Au, Cu, Bi, Pb, Zn, Ag et Fe). Cet hydrothermalisme est à l'origine de l'apparition de cisaillements aurifères à quartz et carbonates au niveau des contacts structuraux entre les formations B1 et B2 (Béziat et al., 2008).

c. 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 orogenèses de « type moderne ». Cette information tend donc à confirmer que l'orogenèse éburnéenne est une orogenèse de « type archaïque », où le rôle du diapirisme est prépondérant (Vidal et al., 2009).

Durant l'orogenèse éburnéenne, les terrains en place subissent un métamorphisme initial de type schistes verts lié au raccourcissement crustal. Puis, un métamorphisme de plus haute température apparait à proximité des plutons de granitoïdes. Ce métamorphisme de type amphibolite est marqué par des assemblages minéraux caractéristiques dont, notamment, l'assemblage disthène-staurolite. La périphérie des plutons présente différentes zones métamorphiques qui se succèdent de façon continue et qui traduisent une augmentation des conditions en direction du pluton (figure 3).





L'ensemble des observations a permis de conclure que ces assemblages minéraux, qui se superposent au métamorphisme régional de type schistes verts, 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).

3. Les orogenèses 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'orogenèses plus récentes, notamment sur ses bordures orientale et occidentale.

Ainsi, la bordure orientale du craton ouest-africain est le résultat de trois cycles orogéniques successifs : le cycle panafricain I, le cycle panafricain II et l'orogenèse hercynienne, à l'origine respectivement de la chaîne des Bassarides, des Rokélides et de la chaîne des Mauritanides (Villeneuve et al., 2010).

II. Les gisements hydrothermaux à cuivre et or en contexte magmatique

Après une première série d'observations pétrographiques, il est possible d'affirmer que les gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri sont des gisements hydrothermaux. Ils se sont donc formés suite à une circulation de fluides chauds et chargés en métaux dans la croûte. Cependant, la famille des gisements hydrothermaux est très diversifiée. Il est possible de restreindre les recherches grâce à la connaissance de la nature des roches encaissantes de la minéralisation. Il s'agit en effet, de roches magmatiques. Cette partie du rapport a pour but de décrire les caractéristiques des deux types de gisement pouvant être envisagés après les premières observations effectuées à Gaoua.

1. Les porphyres cuprifères

a. Généralités

Les gisements de type porphyre sont des gisements hydrothermaux liés à des intrusions magmatiques de composition felsique à intermédiaire. Ce type de gisement est caractérisé par des teneurs en métaux faibles à moyennes, mais par des tonnages très importants (Sinclair, 2007). Cette caractéristique en fait la principale source mondiale de cuivre et de molybdène (Robb, 2005).

Les porphyres se mettent en place à faible profondeur (1 à 5 km), à l'aplomb d'intrusions calco-alcalines liées aux zones de subduction, au niveau d'arcs insulaires ou de cordillères continentales (Bierlein et al., 2009). Les métaux majoritaires de ce type de gisement sont le cuivre et le molybdène, et accessoirement, l'or. Il existe aussi des porphyres à étain et tungstène, mais qui ne seront pas abordés ici. Cette minéralisation se présente sous différentes formes, essentiellement associée à des structures discordantes :

des stockwerks

- des filons et réseaux de veines
- des fractures
- des brèches

Mais elle peut également être disséminée dans la roche encaissante.

Les gisements de type porphyre connus actuellement se trouvent préférentiellement en domaine continental (figure 4). La plupart sont disposés le long de ceintures orogéniques, dans des zones plus ou moins étroites. Ces ceintures orogéniques sont datées, pour la plupart, du Mésozoïque et du Cénozoïque (Ouest de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud, Ouest Pacifique, Europe de l'Est et Sud de l'Asie) mais elles peuvent être plus anciennes (Est du Canada, Asie centrale). On peut remarquer la rareté des porphyres sur le continent africain.



Figure 4 : Carte de distribution mondiale des gisements de type porphyre (Kirkham et Dunne, 2000)

L'âge des porphyres s'étend de l'Archéen à l'actuel, même si la grande majorité est postérieure au Jurassique (Sinclair, 2007; Bierlein et al., 2009). En effet, étant des gisements de faible profondeur, les porphyres sont très sensibles à l'érosion (Bierlein et al., 2009), c'est pourquoi ils sont essentiellement restreints aux chaînes de montagnes les plus récentes et sont donc très rares sur le craton ouest-africain.

La minéralogie des porphyres cuprifères peut être très diversifiée. Les roches encaissantes de composition plutôt felsique sont composées de quartz, de feldspaths potassiques, de plagioclases et de biotite. Il s'agit généralement de diorites ou d'andésites, selon que la roche est totalement cristallisée ou non. La minéralisation, quant à elle, dominée par le cuivre et le fer, est représentée par la pyrite, la magnétite, la chalcopyrite, la bornite, la chalcocite, les cuivres gris (tennantite-tétraédrite), la covellite et autres minéraux de cuivre et, éventuellement, la molybdénite. Parmi ces minéraux, la pyrite est le sulfure dominant dans la plupart des porphyres.

Les gisements de type porphyre cuprifère sont marqués par des altérations bien spécifiques. Celles-ci fournissent des guides très importants en prospection. Ces altérations, d'origine hydrothermale, sont organisées en zones concentriques autour du centre de l'intrusion. On distingue ainsi du cœur vers la périphérie (Sinclair, 2007) :

- Une zone à **altération potassique** marquée par la présence de biotite, de feldspaths potassiques et de quartz. A cette première altération peut se superposer une altération sodique plus tardive. Cette zone est généralement stérile et contient de la pyrite disséminée.
- La zone minéralisée est située en périphérie de la zone potassique. La minéralisation est marquée notamment par la présence de sulfures de cuivre et de fer (pyrite, chalcopyrite, bornite).
- Une deuxième zone d'altération, cette fois **phylliteuse** ou **argileuse**, s'avère être riche en pyrite mais pauvre en cuivre. Cette altération n'est pas présente dans tous les porphyres.
- Enfin, une **zone propylitique** se situe à la périphérie du système et permet de délimiter le porphyre. Cette zone est beaucoup plus étendue que les autres, et sa minéralogie est caractérisée par du quartz, de l'épidote, de la chlorite, de la calcite ou encore des argiles.

Quel que soit l'élément d'intérêt, la minéralisation est donc concentrée entre les zones à altération potassique et argileuse. La minéralogie des zones altérées est contrôlée à la fois par la composition des roches encaissantes, et par les conditions d'oxydo-réduction du système. Ces deux paramètres influencent également le contenu métallique du gisement.

b. Processus de formation des porphyres

Les porphyres sont liés à un contexte géodynamique précis : les zones de subduction. Lors d'un phénomène de subduction, la plaque lithosphérique plongeante subit une augmentation des conditions de pression et de température. Elle va alors perdre l'eau qu'elle contenait et hydrater localement le manteau sus-jacent. L'apport d'eau a pour effet de diminuer la température de fusion des roches et donc de provoquer une fusion partielle du manteau à proximité de la plaque subduite (figure 5). Cette fusion de matériel mantellique va mobiliser des éléments chalcophiles et donner lieu à des intrusions de magma. Le magma ainsi formé, qui est moins dense que le manteau environnant, va ensuite remonter à l'aplomb de la croûte continentale sus-jacente qui va, à son tour, subir une fusion partielle. Ces deux magmas, d'origine mantellique et crustale, vont se mélanger pour former un magma hybride calco-alcalin au niveau de la zone de MASH (Melting Assimilation Storage Homogeneization) (Robb, 2005).

Le magma hybride contenu dans la zone de MASH remonte ensuite à travers la croûte, via des dykes, pour alimenter des batholites à moindre profondeur. Deux phénomènes vont alors intervenir, contribuant à la séparation d'une phase fluide aqueuse du magma. D'une part, l'ascension du magma le long des dykes s'accompagne d'une baisse de pression qui va diminuer la solubilité de l'eau. Et d'autre part, la cristallisation progressive du magma va augmenter la teneur en eau du liquide résiduel jusqu'à atteindre le seuil de solubilité (Hedenquist et Lowenstern, 1994). La combinaison de ces deux processus va être à l'origine d'une démixtion. La phase fluide ainsi libérée provoque une fracturation hydraulique de la roche encaissante, à l'origine de la formation de stockwerks où va se déposer la minéralisation du porphyre.



Figure 5 : Schéma de la genèse de magma en zone de subduction (Jébrak et Marcoux, 2008)

La source du fluide minéralisateur des porphyres est donc magmatique. Ce fluide est émis à la fin de la cristallisation du magma, et est mis en mouvement du fait du réchauffement induit par la présence d'intrusions magmatiques. Les métaux formant les gisements sont essentiellement d'origine mantellique et sont mobilisés lors de la fusion partielle du manteau. Ils sont ensuite transportés par les fluides sous forme de complexes chlorurés et sulfurés. La fracturation hydraulique provoquée par la démixtion, s'accompagne de phénomènes d'ébullition qui vont déstabiliser les complexes chlorurés porteurs des métaux et provoquer ainsi leur précipitation au niveau des stockwerks.

c. Place de l'or dans les gisements de type porphyre

La teneur en or d'un porphyre dépend du type de gisement considéré. Les porphyres exclusivement cuprifères ont des teneurs en or comprises entre 0,004 g/t et 0,34 g/t. Les porphyres considérés comme des gisements de cuivre et d'or sont plus riches et contiennent entre 0,2 g/t et 2 g/t d'or. Dans les deux cas, la teneur en cuivre peut aller de 0,2 à plus de 1% (Sinclair, 2007).

Dans les porphyres cuprifères, l'or est essentiellement contenu dans des solutions solides Cu-Fe et des sulfures de cuivre. La teneur maximale en or à l'intérieur de ces minéraux varie d'un minéral à l'autre. La chalcocite et la covellite sont les deux sulfures de cuivre pouvant contenir le plus d'or (jusqu'à 20 ppm). On compte également parmi ces minéraux, la bornite et la chalcopyrite (Kesler et al., 2002). Mais, compte tenu de leur teneur respective relativement basse, ces sulfures de cuivre et cuivre-fer ne sont généralement pas assez abondants pour expliquer la totalité de l'or contenu dans un porphyre. Le reste de l'or est donc sous forme native. Il se présente en grains de taille micrométrique, souvent présents en bordures des sulfures, et notamment de la bornite.

D'une manière générale, l'or est associé au cuivre. Il peut se présenter sous quatre formes principales :

- contenu dans des sulfures de cuivre et cuivre-fer (bornite et chalcopyrite essentiellement)
- sous forme d'or natif inclus dans les sulfures ou en bordures de ceux-ci
- associé à l'argent sous forme d'électrum
- associé à des tellures ou à du bismuth (formes très rares).

Des événements tardifs par rapport à la formation du porphyre peuvent remobiliser l'or et le cuivre. Les assemblages initiaux sont ainsi détruits et l'or peut se retrouver associé à de nouveaux minéraux comme la pyrite ou encore le quartz.

2. Les gisements épithermaux

a. Généralités

Les gisements épithermaux résultent également de la circulation de fluides chauds à l'intérieur de la croûte. Ce sont donc, au même titre que les porphyres, des gisements hydrothermaux. Ce sont des gisements très superficiels puisqu'ils se mettent en place entre 2 km de profondeur et la surface (White et Hedenquist, 1995 ; Jébrak et Marcoux, 2008). Ils sont donc très sensibles à l'érosion, ce qui explique que la plupart des gisements encore existants aujourd'hui sont postérieurs au Jurassique.

Les gisements épithermaux se rencontrent dans les mêmes contextes tectoniques, relativement restreints, que les porphyres, qui sont les arcs volcano-plutoniques, les arcs insulaires et les arcs de cordillère associés aux zones de subduction. Ils sont principalement présents le long de la ceinture de feu du Pacifique et dans la chaîne alpine en Europe (figure 6). Comme pour les porphyres, on constate que les gisements épithermaux sont quasiment absents du continent africain. De plus, le gisement d'Imiter, qui est le seul apparaissant sur cette carte sur le sol africain, n'est pas considéré unanimement comme étant un gisement épithermal.



Figure 6 : Carte mondiale de distribution géographique des gisements épithermaux neutres et acides (Jébrak et Marcoux, 2008)

Il existe plusieurs types de gisements épithermaux qui se différencient principalement par la différence d'état d'oxydation du soufre dans les fluides minéralisateurs associés (Hedenquist et al., 1996). Les principaux types de gisements épithermaux sont les gisements dits « high sulfidation » (aussi appelés épithermaux acides) et les gisements « low sulfidation » (ou encore, épithermaux neutres).

• Gisements épithermaux acides

Les gisements épithermaux « high sulfidation » se forment à des températures comprises entre 150 et environ 300°C (White et Hedenquist, 1995) à partir d'un fluide minéralisateur très acide, à proximité d'appareils volcaniques. La minéralisation est caractérisée par l'importance des minéraux cuprifères, en particulier la chalcopyrite, l'énargite et la luzonite. Ce type de gisement est également très riche en pyrite, il s'agit du sulfure le plus répandu. L'association énargite-pyrite-covellite primaire (et éventuellement tennantite) est typique de ce type de gisement (Jébrak et Marcoux, 2008). Ces gisements sont encaissés dans des roches volcaniques andésitiques à dacitiques appartenant à la série calco-alcaline. La gangue est généralement riche en quartz et contient, le plus souvent, de la kaolinite et de l'alunite (White et Hedenquist, 1995). La minéralisation quant à elle, se présente essentiellement sous forme disséminée, même si elle peut également se trouver dans des veines secondaires ou des stockwerks mineurs.

Comme les porphyres, les gisements épithermaux « high sulfidation » sont marqués par une altération particulière (White et Hedenquist, 1995 ; Jébrak et Marcoux, 2008), présentant une zonation (figure 7) :

- Au cœur du système, une zone à **altération siliceuse**, poreuse et perméable, est marquée par la présence de boxworks et de silice vacuolaire typique de ce type de gisement. Cette zone correspond en fait aux conduits empruntés par les fluides hydrothermaux.
- Autour de cette altération siliceuse, se trouve une zone à **altération argileuse acide** caractérisée par des assemblages quartz-alunite.
- Cette zone est surmontée de halos d'altération argileuse contenant de l'illite et/ou de la smectite en fonction de la température.
- Enfin, la périphérie du gisement est marquée par une **altération propylitique** dont la minéralogie est dominée par la calcite, la chlorite et la montmorillonite.

Cette zonation matérialise une augmentation du pH ainsi qu'une diminution progressive de la température du cœur vers la périphérie du système.



Figure 7 : Schéma de la distribution des altérations hydrothermales associées aux gisements épithermaux « low sulfidation » et « high sulfidation » (White et Hedenquist, 1995)

• Gisements épithermaux neutres

Contrairement aux gisements épithermaux acides, les gisements « low sulfidation » ont la particularité d'être associés à des fluides hydrothermaux réduits de pH quasi-neutre. Différentes données indiquent que la composition de ces fluides est dominée par des eaux météoriques, mais il existe également des preuves d'une contribution magmatique à ces fluides et aux gaz qu'ils contiennent (Hedenquist et Lowenstern, 1994 ; Simmons, 1995). Ces fluides peu salés proviennent d'une grande profondeur et, lors de leur remontée vers la surface, se sont équilibrés avec leurs roches encaissantes, ce qui explique leur pH et leur état d'oxydo-réduction (White et Hedenquist, 1995). La remontée de ces fluides crée des travertins siliceux appelés « sinters » (Jébrak et Marcoux, 2008).

Les textures observables à l'intérieur de ces gisements sont très variées : différentes générations de brèches, du quartz rubané, des veines de calcédoine, ou encore de la calcite lamellaire. Les roches encaissantes sont des roches magmatiques ou volcano-sédimentaires, généralement de composition calco-alcaline comme pour le premier type de gisement épithermal. La minéralisation quant à elle se présente essentiellement sous la forme de veines et de stockwerks, même s'il est également possible d'observer de la minéralisation disséminée (White et Hedenquist, 1995 ; Hedenquist et al., 1996). La minéralogie associée à la minéralisation est dominée par la pyrite mais est aussi représentée par la sphalérite, la galène, l'arsénopyrite, la chalcopyrite, la tétraédrite et les tellurures.

La circulation de fluides hydrothermaux est à l'origine de zones d'altération à zonalité moins marquée que pour les gisements acides (figure 7). La succession des minéraux dans les zones altérées témoigne d'une diminution progressive de la température avec la profondeur et avec la distance au conduit hydrothermal. Il se forme ainsi :

- Une zone à **altération siliceuse** au contact du conduit hydrothermal caractérisée par la présence d'adulaire, de calcite et de chlorite.
- Une zone d'altération séricitique dominée par des minéraux argileux : illite, puis smectite.
- En périphérie du système, une **altération propylitique** à albite, chlorite, calcite, épidote et pyrite.

b. Processus de formation des gisements épithermaux

Il existe aujourd'hui de nombreuses évidences montrant l'existence d'un lien génétique et spatial entre les gisements de type porphyre et les épithermaux « high sulfidation » (Robb, 2005). Ces derniers constituent en effet, l'apex des systèmes porphyriques (figure 8). Le lien entre porphyres et gisements épithermaux « low sulfidation » est moins évident. En effet, contrairement aux épithermaux acides, les gisements neutres ne se trouvent pas à proximité immédiate d'un appareil volcanique (figure 8) mais plutôt au sein de systèmes géothermaux.



Figure 8 : Schéma montrant la relation entre gisement épithermal « low sulfidation », gisement épithermal « high sulfidation » et porphyre cuprifère (d'après Hedenquist et al., 1996)

• Gisements épithermaux acides

Selon Arribas et al., 1995, la formation des gisements épithermaux acides se déroule en deux étapes successives.

L'ébullition accompagnant la fracturation hydraulique au niveau du porphyre va provoquer le dégazage de vapeurs magmatiques chaudes et acides qui vont monter vers la surface et lessiver les roches encaissantes. C'est lors de ce phénomène que se forme le quartz vacuolaire le long du conduit de circulation des vapeurs ainsi que le halo d'altération argileuse autour de celui-ci. Ces vapeurs peuvent se mélanger à des eaux météoriques présentes dans la croûte superficielle. Ce mélange va créer un fluide acide responsable d'une nouvelle altération.

La deuxième étape de formation des gisements « high sulfidation » (appelée « sulfide stage » par Henley et Berger, 2010) peut se dérouler selon deux modalités. La première hypothèse stipule qu'un fluide minéralisateur chaud, acide et porteur d'or sous forme de complexes $Au(Cl)_2^-$, formé à

partir du magma sous-jacent peut monter jusqu'à la zone altérée. Le dépôt de la minéralisation s'effectue alors par un mélange et une dilution de ce fluide par des fluides météoriques. La seconde alternative suppose que le cuivre et l'or sont mobilisés à partir du magma dans la phase vapeur. Ces gaz chargés en métaux peuvent se mélanger à des eaux souterraines chauffées circulant autour de l'intrusion. Ce mélange crée un fluide faiblement salé dans lequel l'or est transporté sous forme de complexes Au(HS). La précipitation des métaux pourra se faire par ébullition près de la surface, ou par mélange avec des eaux météoriques, ou par la combinaison de ces deux phénomènes.

• Gisements épithermaux neutres

Les fluides hydrothermaux associés aux épithermaux neutres sont issus d'un mélange entre des fluides magmatiques et des eaux météoriques, ces dernières étant dominantes. Cependant, la composante magmatique de ces fluides est non-négligeable puisqu'elle est probablement à l'origine de leur teneur en métaux. Ces fluides sont peu salés et sont donc pauvres en chlore, mais particulièrement riches en gaz (H₂S et CO₂). Dans ce type de fluide, l'or est donc préférentiellement transporté sous forme de complexes bisulfures : Au (HS)²⁻ (Hedenquist et al, 1996).

Dans des conditions proches de la surface, les fluides vont entrer en ébullition, phénomène qui va s'accompagner de la perte d'une phase vapeur contenant le CO_2 et le H_2S (White et Hedenquist, 1995). Cette perte de soufre va diminuer la solubilité de l'Au dans le fluide et donc provoquer sa précipitation le long du conduit de circulation des fluides minéralisateurs.

c. Place de l'or dans les gisements épithermaux

A l'échelle du gisement épithermal acide, la majorité de la minéralisation aurifère est associée à la zone d'altération la plus acide, c'est à dire la zone siliceuse centrale (White et Hedenquist, 1995; Jébrak et Marcoux, 2008). Au contraire, dans les gisements neutres, la minéralisation est associée aux minéraux indiquant le pH le plus élevé, c'est-à-dire à l'altération la moins acide (adulaire et calcite ou illite) (White et Hedenquist, 1995).

Dans ces deux types de gisements, l'or peut se présenter sous trois formes principales (Hedenquist et al, 1996) :

- de l'Au natif
- de l'électrum
- des tellurures d'Au (plus courants dans le type « low sulfidation »).

3. Comparaison des trois types de gisements envisagés

Les caractéristiques des porphyres cuprifères et des gisements épithermaux acides et neutres sont résumées dans le tableau suivant :

	Porphyre Cu-Au	Epithermal « High Sulfidation »	Epithermal « Low Sulfidation »	
Métaux	Cu. Au (Mo)	Au. Cu. Ag	Au. Ag. métaux de base	
Minéraux gangue	Quartz, biotite, feldspath K, anhydrite, épidote, chlorite, albite, calcite	Quartz, kaolinite, alunite	Quartz, calcédoine, calcite, adulaire, illite, carbonates	
Minéraux associés à la minéralisation	Pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, cuivres gris, covellite, magnétite	Pyrite, énargite, chalcopyrite, covellite, (sphalérite, galène), bcp de sulfures Cu-As (énargite, luzonite et tennantite)	Pyrite, sphalérite, galène, arsénopyite, +/- chalcopyrite, tellurures, cuivres gris	
Structures	Stockwerks, filons, fractures, brèches, veines	Minerai disséminé, veines secondaires, stockwerks (mineurs), quartz géodique ou vacuolaire	Filons, veines, stockwerks, brèches, minéralisation disséminée (mineure)	
Place de l'or	Solutions solides Cu-Fe, sulfures de Cu, Au natif, électrum	Au natif, électrum	Au natif, électrum, tellurures d'Au	
Roches encaissantes	Intrusions magmatiques felsiques à intermédiaires : diorite- granodiorite (série calco-alcaline)	Roches volcaniques de composition andésitique à rhyolitique (série calco-alcaline)	Roches volcaniques de composition andésitique à rhyolitique (série calco-alcaline)	
Contexte géodynamique	Arcs insulaires et cordillères continentales associés aux zones de subduction	Arcs insulaires et arcs de cordillère associés aux zones de subduction	Arcs insulaires et arcs de cordillère associés aux zones de subduction	
Age	Généralement postérieurs au Jurassique	GénéralementGénéralementpostérieurs aupostérieurs auJurassiqueJurassique		
Profondeur	2 à 5 km	1 (voire 0) à 2 km	Inférieure à 2 km	
T° de formation	300-700 °C	<350 °C	<300 °C	
Fluide minéralisateur	Fluide hypersalé	Salinité faible à modérée, pH acide	Fluide très peu salé, pH neutre	
Altérations hydrothermales	Zonalité très marquée : - altération potassique - phylliteuse ou argileuse - propylitique	Zonalité marquée : - altération siliceuse - argileuse acide - argileuse - propylitique	Zonalité diffuse : - altération siliceuse - argileuse (altération à séricite)	

Tableau 1 : Tableau comparatif réalisé à partir de Arribas, 1995 ; Simmons, 1995 ; White et Hedenquist, 1995 ; Hedenquist et al., 1996 ; Kesler et al., 2002 ; Sinclair, 2007 ; Cardon, 2007 ; Jébrak et Marcoux, 2008 Une fois les échantillons de Gongondy, Dienemera et Mont Biri caractérisés d'un point de vue pétrographique, textural, structural et minéralogique, la comparaison de ces observations avec les données de ce tableau devrait permettre de trancher entre les trois types de gisements possibles.

III. Etude des échantillons de Gongondy, Dienemera et Mont Biri

1. Présentation des gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri

Les trois gisements étudiés pendant ce stage se situent dans le district minier de Gaoua, au Burkina Faso, dont les permis d'exploitation sont détenus par l'entreprise Volta Resources Inc. Cette entreprise, qui a son siège au Canada, est spécialisée dans l'exploration d'or en Afrique de l'Ouest, notamment au Mali, au Burkina Faso et au Ghana.



Figure 9 : Carte géologique simplifiée du Burkina Faso (Beziat et al., 2008)

Le district de Gaoua se trouve dans le Sud-Ouest du Burkina Faso, à l'extrémité Sud de la ceinture de roches vertes de Bormo-Goren (figure 9). Ce site qui se montre riche en occurrences aurifères a été pendant longtemps l'objet d'une exploration artisanale et ce n'est que récemment, que des méthodes modernes ont été utilisées. Aujourd'hui, il n'est exploré que pour le cuivre. Les deux prospects de Dienemera et de Mont Biri se situent à environ 2 kilomètres l'un de l'autre, tandis que Gongondy se trouve à moins de 10 km plus au Sud, le long du même couloir structural orienté Nord-Sud (figure 10). Ces gisements sont encaissés dans des unités intrusives dioritiques datées à 2,29 Ga par la méthode K-Ar (Gamsonré, 1975). Ils ont tous trois fait l'objet de plusieurs campagnes de sondages dont proviennent l'essentiel des échantillons observés au cours de ce stage.



Figure 10 : Emplacement des permis détenus par Volta Resources dans la région de Gaoua (Volta Resources Inc.)

Le prospect de Mont Biri n'a commencé à être sondé que récemment, c'est pourquoi les données teneur-tonnage ne sont pas encore connues actuellement. Il faudra attendre de prochains forages pour en avoir une bonne approximation. En revanche, les teneurs en cuivre et en or, ainsi que les tonnages de Gongondy et Dienemera sont résumés dans le tableau suivant (tableau 2).

	Cut-off			_			_	
	Grade	Tonnage	Соррег		Gold		Copper Equivalent	
DEPOSIT	>(CuEQ %)	(tonnes)	%	lbs	g/t	Oz	%	lbs
DIENEMERA	0.60	9,200,000	0.64	129,632,000	0.25	74,600	0.79	160,276,000
	0.50	18,100,000	0.54	214,510,000	0.22	128,600	0.67	267,421,000
	0.45	23,000,000	0.50	255,075,000	0.21	155,300	0.63	319,009,000
	0.40	27 ,800 ,000	0.47	372,802,000	0.20	237,700	0.59	364,424,000
	0.30	41,700,000	0.41	372,802,000	0.18	237,700	0.51	470,687,000
	0.20	57 ,400 ,000	0.35	440,704,000	0.15	284,700	0.44	557,769,000
GONGONDY	0.60	27 ,200 ,000	0.43	257 ,279 ,000	0.62	541,300	0.80	479,946,000
	0.50	45,800,000	0.38	387,793,000	0.52	768,200	0.70	703,936,000
	0.45	59,600,000	0.36	469,805,000	0.48	917,600	0.65	847,236,000
	0.40	78,300,000	0.33	568,793,000	0.44	1,102,200	0.59	1,022,283,000
	0.30	125,900,000	0.28	766,547,000	0.37	1,506,400	0.50	1,386,266,000
	0.20	170,400,000	0.24	893,974,000	0.33	1,793,000	0.43	1,631,641,000
TOTAL	0.60	36,400,000	0.48	386,911,000	0.53	616,000	0.80	640,222,000
	0.50	63,900,000	0.43	602,303,000	0.44	896,800	0.69	971,357,000
	0.45	82,600,000	0.40	724,880,000	0.40	1,072,900	0.64	1,166,245,000
	0.40	106,100,000	0.37	858,921,000	0.38	1,282,500	0.59	1,386,707,000
	0.30	167,600,000	0.31	1,139,349,000	0.32	1,744,100	0.50	1,856,953,000
	0.20	227 ,800 ,000	0.27	1,334,678,000	0.28	2,077,700	0.43	2,189,410,000

Tableau 2 : Tableau des teneurs et tonnages en or et cuivre des gisements de Dienemera et Gongondy (Volta Resources Inc.)

Les données de ce tableau montrent que, pour la même teneur de coupure (qui est fixée en fonction du contexte économique), le gisement de Dienemera est plus riche en cuivre que Gongondy (0,50% de teneur contre 0,36%) mais est plus pauvre en or (0,21 g/t contre 0,48 g/t). En moyenne sur les deux gisements, pour une teneur de coupure de 0,45% EqCu, la teneur en cuivre est de 0,4 % et la teneur en or est de 0,4 g/t, soit un total de 0,64% EqCu pour les deux métaux.

Selon Milési et al. (1992), la minéralisation Cu-Au du gisement de Dienemera correspond à un dépôt de type syn-orogénique qualifié de « disseminated Au-sulfide deposits ». Dans ce type de dépôt, la minéralisation aurifère est associée à des sulfures disséminés dans des tholéïtes appartenant à l'ensemble birimien supérieur ou dans des intrusions. Cette minéralisation est tardive dans les séquences tholéïtiques de B2 et se met en place dans des contextes extensifs. En ce qui concerne le type de gisement, Sillitoe (2007) suggère que, d'après des données de terrain, le district de Gaoua correspondrait à un système porphyrique.

2. Etude des échantillons

La plupart des échantillons étudiés lors de ce stage ont été collectés par Athanase Naré, chef géologue de Volta Resources Inc. à Gaoua. Cette première collection a ensuite été complétée par un second échantillonnage lors d'une mission de terrain en décembre 2010.

a. Roches encaissantes

Les roches hôtes de la minéralisation sont toutes de nature magmatique. Certaines d'entre elles sont entièrement cristallisées et peuvent être qualifiées de roches plutoniques, tandis que d'autres sont dotées d'une matrice microlithique et sont donc des roches volcaniques. Dans l'ensemble, les roches encaissantes des gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri ont toutes la même composition minéralogique. Elles sont toutes constituées de feldspaths potassiques et de plagioclases avec une proportion plus ou moins importante de quartz. Des amphiboles sont également présentes dans ces roches, notamment de la hornblende, ainsi que de la biotite. Certains échantillons sont légèrement altérés et présentent de la chlorite et de l'épidote, témoins d'une altération hydrothermale. Au vu de la composition des roches, la chlorite provient probablement de l'altération de la biotite, tandis que l'épidote dérive des plagioclases et des hornblendes.

La composition et la texture de ces roches indiquent qu'il s'agit de roches de type diorite pour les roches plutoniques, et de type andésite pour les roches volcaniques. On observe également sur le terrain des gabbros dont la relation avec les autres roches n'est pas encore bien comprise.

La plupart des échantillons de roches encaissantes sont recoupés par des veines de taille variable contenant du quartz, ou de la calcite, ou les deux. Un échantillon provenant de Gongondy présente des veines remplies d'anhydrite.

Que ce soit à l'échelle macroscopique ou microscopique, les roches sont très peu déformées. Les échantillons présentant le plus de traces de déformation sont ceux situés à proximité de la zone de cisaillement orientée globalement N-S qui traverse tout le Burkina Faso. Cette déformation se traduit par l'apparition de veines boudinées et une perturbation de la texture des roches.

b. Structures particulières

Les roches observées montrent une diversité de structures relativement importante. Parmi ces structures, on note la prédominance de roches bréchiques (figure 11). Ces brèches sont constituées de fragments de diorites dont certains présentent une texture très finement grenue, qui se rapproche de l'andésite. Le ciment entre ces fragments de roches magmatiques est essentiellement quartzeux, mais il peut aussi être composé de calcite, et s'accompagne de sulfures et d'oxydes. Ces caractéristiques indiquent qu'il s'agit probablement de brèches d'origine hydrothermale.



Figure 11 : Photo d'une brèche observée dans le prospect de Mont Biri

Les roches des trois gisements étudiés présentent également de nombreuses veines qui peuvent être de générations et de natures différentes (figures 12 et 13).



Figure 12 : Photo d'une carotte provenant du sondage S64D effectué à Dienemera (profondeur : 209 m)

Figure 13 : Photo d'une carotte provenant du sondage S47MBI effectué à Mont Biri (profondeur : 251 m)

Ces veines peuvent contenir du quartz et/ou de la calcite, mais aussi des carbonates, des sulfates comme par exemple de l'anhydrite ou encore des sulfures : essentiellement de la pyrite (figures 12 et 13) ou de la chalcopyrite. Le recoupement de ces différents types de veines permet d'établir une chronologie relative. Les veines de sulfures, et notamment de pyrite, tendent à recouper toutes les autres, elles seraient donc tardives dans l'histoire de la roche. Cependant, d'après ces seules observations, il est impossible d'ordonner chronologiquement les veines de quartz et les veines de sulfates ou de carbonates.

Une autre caractéristique de ces roches est la présence de boxworks. Ceux-ci résultent de la dissolution totale ou partielle de minéraux, probablement de la chalcopyrite et éventuellement de l'anhydrite, qui crée des cavités au sein de la roche (figure 14). La nature de ces roches est toujours de type andésite-diorite.



Figure 14 : Photo d'une carotte provenant du sondage de Gongondy S 19 G (profondeur : 107 m) présentant des boxworks avec résidus de chalcopyrite

La dissolution à l'origine de ces boxworks est due à l'altération des minéraux par un fluide. Il y a donc eu circulation tardive d'un fluide dans ces roches, puisque celle-ci est postérieure à la cristallisation des sulfures (chalcopyrite) et des sulfates (anhydrite).

c. Altérations

Les trois gisements du district de Gaoua présentent plusieurs types d'altération qui sont observables à différentes échelles.

Au niveau du gisement de Mont Biri, de la diorite kaolinitisée est présente à l'affleurement. L'altération poussée rend difficile la reconnaissance de la roche. Par ailleurs, les paysages du Burkina Faso sont caractérisés par des sols latéritiques témoignant d'une intense altération chimique. Toutes les roches sont donc fortement altérées en surface et tendent à se transformer en saprolite.

A l'échelle de l'échantillon, les altérations sont surtout présentes au niveau des veines. En effet, certaines d'entre elles présentent des halos d'altération typiques d'une altération hydrothermale. Ces altérations sont dominées par des minéraux verts, essentiellement de la chlorite et de l'épidote (figures 15 et 16). Les veines se formant suite à la circulation de fluides, les halos d'altérations aux épontes de celles-ci résultent de l'interaction de ces fluides avec la roche encaissante.



Figure 15 : Photo d'une carotte provenant du sondage S44G de Gongondy (profondeur : 193 m) présentant une veine de calcite avec une auréole d'altération à chloriteépidote



Figure 16 : Photo d'une carotte provenant du sondage S45MBI de Mont Biri (profondeur : 168 m) présentant une veine de quartz et sulfures avec une auréole d'altération à chlorite-épidote

Mais ces altérations peuvent avoir une dispersion beaucoup plus grande et ne pas se limiter au contact immédiat de veines. Ainsi, la même altération à chlorite et épidote s'observe au sein même de certaines roches dont la perméabilité, plus importante que les autres roches, permet la circulation de fluide.

d. Minéralisations

Dans ces échantillons, deux minéraux majeurs sont associés à la minéralisation. Il s'agit de la pyrite et de la chalcopyrite. La chalcopyrite est la forme majoritaire du cuivre dans les trois gisements étudiés. Elle se présente en cristaux plus ou moins gros, disséminés dans les roches encaissantes, en remplissage des brèches ou concentrés dans des veines. A l'échelle microscopique, la chalcopyrite se présente sous différentes formes (figure 17) :

- disséminée dans la gangue (figure 17a)
- accolée à la surface des cristaux de pyrite (figure 17b et c)
- dans les fractures recoupant les cristaux de pyrite (figure 17a et b)
- en inclusions dans les pyrites (figure 17c)



Figure 17 : Photos montrant les relations entre pyrite et chalcopyrite : (a) Photo de la lame S45MBI 170 observée au microscope optique à réflexion. (b) Photo de la lame S62D 259 observée au microscope optique à réflexion. (c) Photo de la lame S47MBI 209.1 observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés.

Localement, celle-ci peut être altérée en bornite (figures 18 et 19) de même composition chimique mais présentant une teinte différente. Au microscope, la bornite se présente donc exactement sous les mêmes formes que la chalcopyrite (figure 19).

Cette minéralisation cuprifère sous forme de chalcopyrite et bornite se trouve en abondance au niveau des brèches hydrothermales.



Figure 18 : Photo d'une carotte provenant du sondage S47MBI de Mont Biri (profondeur : 115m) présentant une altération de la chalcopyrite en bornite



Figure 19 : Photo de la lame S62D 259 observée au microscope optique en lumière réfléchie montrant la chalcopyrite et la bornite dans des fractures de la pyrite

En surface, la minéralisation en cuivre est altérée pour donner de la malachite. La malachite est un carbonate de cuivre hydraté qui provient de l'altération de la chalcopyrite par des fluides certainement de nature météorique. Très abondante à l'affleurement, la malachite se présente en plaquage ou en petits filons qui recoupent la roche altérée (figure 20).



Figure 20 : Photo d'un filon de malachite prise sur le site de Gongondy

Les cristaux de pyrite sont de taille et de forme variées selon les échantillons. La pyrite se trouve disséminée dans la roche ou à l'intérieur de veines. Ces veines peuvent être des veines de calcite ou être composées uniquement de pyrite. Les plus gros cristaux sont fracturés, en revanche, les cristaux de petite taille sont souvent automorphes et intacts. Les observations réalisées au MEB ont permis de vérifier l'homogénéité des pyrites. En effet, pour l'étape de datation isotopique, il est important que les cristaux ne soient pas zonés.

Les observations effectuées au microscope optique et électronique ont également révélé la présence de molybdénite dans quelques échantillons provenant de Dienemera. La molybdénite est un minéral de très faible dureté, ce qui explique que les minéraux soient facilement déformés (figure 21). Les cristaux présentent, sous le microscope, une extinction ondulante typique. La molybdénite se présente sous forme d'agrégats de cristaux allongés qui peuvent être disséminés dans la gangue ou bien se positionner dans des fractures de la pyrite (figure 22).



Figure 21 : Photo de la lame S62D 259 observée au microscope optique à réflexion montrant des cristaux de molybdénite



Figure 22 : Photo de la lame S62D 259 observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant de la molybdénite à l'intérieur d'une fracture de la pyrite

Outre ces sulfures, les roches contiennent aussi un nombre important d'oxydes :

- Des oxydes de fer (principalement de la magnétite) qui sont très répandus dans certaines lames. Ces oxydes sont disséminés dans la gangue, insérés dans des fractures de la pyrite ou encore en bordure des cristaux de chalcopyrite.
- Du rutile
- Des oxydes de fer et de titane (probablement de l'ilménite).
- Des oxydes de fer et de chrome qui présentent une zonation en fonction de leur teneur en chrome.

Deux métaux précieux sont présents dans ces trois gisements : l'or et l'argent. L'or existe sous forme de grains d'Au natif de taille variable, inclus à l'intérieur des pyrites ou de la chalcopyrite (figure 23) ou disséminés dans la gangue. Les observations MEB confirment les données fournies par Volta Resources selon lesquelles le gisement de Gongondy est le plus riche en or. En effet, dans les lames de ce gisement, l'or est présent en plus grande quantité et les grains sont de plus grande taille. L'or se trouve également en alliage avec l'argent, sous forme d'électrum, essentiellement dans des fractures de la pyrite et aux limites de grains pyrite-chalcopyrite (figure 24). Enfin, l'argent peut être associé à du tellure pour former des tellurures d'Ag. Ceux-ci se disposent de la même façon que l'électrum (figure 23).



Figure 23 : Photo de la lame S44G 284.15a observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés (D. Béziat)



Figure 24 : Photo de la lame S62D 259 observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés

e. Paragenèse minérale

Les différentes observations réalisées sur ces échantillons ont permis d'établir une chronologie relative entre les minéraux présents dans ces roches. Cette chronologie est illustrée par la séquence paragénétique suivante :



Figure 25 : Séquence paragénétique proposée pour les trois gisements de Gaoua

IV. Datation de la minéralisation aurifère

1. La méthode Re-Os

Lors de ce travail, les datations seront réalisées en utilisant le système isotopique Re-Os, qui est le seul système permettant de dater les sulfures associés à la minéralisation d'intérêt.

a. Principe et utilité

La technique isotopique portant sur le couple d'éléments rhénium/osmium repose sur la désintégration radioactive naturelle de l'isotope ¹⁸⁷Re en ¹⁸⁷Os, qui s'effectue avec une demi-vie de 41,6 Ga et une constante de désintégration (λ) de 1,666.10⁻¹¹ an (Smoliar et al., 1996). Le rhénium et l'osmium sont naturellement présents dans les roches en quantité très faible et variable. Ce sont des éléments chalcophiles et sidérophiles, leur comportement chimique dans les roches et dans le magma est donc similaire à celui des métaux de base et des métaux précieux, dont font partie le cuivre et l'or. Ils ont une forte affinité pour le soufre, c'est pourquoi on retrouve ces éléments surtout dans les sulfures.

Les données isotopiques obtenues par la méthode Re-Os fournissent deux types d'informations. D'une part, ces données permettent de dater des minéraux. Contrairement aux méthodes de datation utilisant d'autres éléments, la méthode Re-Os permet de dater directement les minéraux, et en particulier les sulfures, qui sont associés à la minéralisation (Mathur et al., 2003 ;

Mathur et al., 2005). L'âge obtenu est donc celui de l'épisode minéralisateur. D'autre part, la technique isotopique Re-Os permet de tracer la source des métaux. En effet, le rhénium et l'osmium n'ont pas tout à fait le même comportement : l'osmium a un comportement plus compatible que le rhénium dans les conditions du manteau. Ainsi, le matériel crustal extrait du manteau est appauvri en Os par rapport à sa source et présentera donc un rapport ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os plus élevé que celui du manteau (Brenan et al., 2000 ; Mathur et al., 2005). Une différence est ainsi notable entre le rapport ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os du manteau qui est d'environ 0,13, et celui de la croûte qui est plus élevé (supérieur à 1). En fonction du rapport isotopique initial mesuré dans les échantillons, il est donc possible d'émettre des hypothèses concernant l'origine de l'Os, et donc l'origine des sulfures associés à l'or.

Le traçage de la source des métaux par la méthode Re-Os n'est possible que si la quantité d'Os radiogénique (Os qui provient de la désintégration du Re) dans les échantillons est faible. En revanche, une faible teneur en Os radiogénique rend la datation imprécise. En fonction des échantillons étudiés, il est donc possible d'effectuer soit une datation, soit un traçage de la source des métaux, mais généralement pas les deux.

b. Minéraux pouvant être analysés

Le minéral qui montre les meilleurs résultats avec la datation Re-Os est la molybdénite. En effet, la molybdénite est très riche en rhénium (plus que les autres sulfures) et contient très peu, voire pas du tout, d' ¹⁸⁷Os initial (Selby et Creaser, 2004 ; Mathur et al., 2005). Ainsi, la quasi-totalité du ¹⁸⁷Os qui est mesuré dans une molybdénite provient de la désintégration du ¹⁸⁷Re (Stein et al., 1998). L'âge obtenu est donc très précis. De plus, dans ce minéral, le système Re-Os n'est pas perturbé par les événements postérieurs pouvant affecter l'échantillon (hydrothermalisme, tectonique, métamorphisme, ...) (Frei et al., 1998 ; Selby et Creaser, 2004). Il y a donc une bonne conservation des rapports isotopiques et pas de contamination.

Cependant, la méthode Re-Os peut également s'appliquer à d'autres minéraux. En effet, Stein et al. (2000) ont montré la possibilité de dater à peu près n'importe quel sulfure en apportant quelques adaptations à la technique. Ils ont introduit le terme de sulfures « Low-Level Highly Radiogenic » (LLHR) pour désigner les sulfures dans lesquels l'¹⁸⁷Os constitue plus de la moitié de l'Os total. Ces sulfures, bien qu'enrichis en ¹⁸⁷Os, restent moins radiogéniques que les molybdénites. Pour une analyse correcte de ces sulfures, il faut apporter une attention particulière à la correction des rapports isotopiques par rapport au blanc au cours du traitement des résultats. De plus, Stein et al. (2000) suggèrent qu'une isochrone dans un graphique ¹⁸⁷Os - ¹⁸⁷Re (au lieu d'un graphique ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os – ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os) est plus adapté aux sulfures LLHR et permet de minimiser la marge d'erreur. Ainsi, la pyrite (Cardon, 2007), la galène, l'arsénopyrite (Arne et al., 2001) ou encore la chalcopyrite (Barra et al., 2003) peuvent également être datées par la méthode Re-Os.

c. Description de la technique analytique

Les techniques analytiques que nous avons appliquées à la datation Re-Os sont décrites dans les travaux de Birck et al. (1997), Reisberg et Meisel (2002) et Cardon (2007).

Pour pouvoir être analysés, les échantillons doivent être broyés, puis les sulfures séparés des autres minéraux. Cette première préparation nécessite donc des étapes de broyage et de tamisage, ainsi que l'utilisation de liqueurs denses et d'un séparateur magnétique qui vont permettre d'isoler les sulfures. Ceux-ci sont ensuite mis en solution grâce à une attaque acide réalisée dans un four haute-pression (Reisberg et Meisel, 2002 ; Cardon, 2007).

Afin de déterminer la concentration en Re et en Os de chaque échantillon, on utilise la méthode de dilution isotopique qui permet d'avoir des mesures précises même si le rendement de la chimie n'est pas de 100%. Celle-ci consiste en l'ajout de traceurs artificiels (appelés « spikes ») de concentration connue, enrichis en un seul isotope. Ici, il s'agit du ¹⁹⁰Os et du ¹⁸⁵Re. Ces spikes sont ajoutés en quantité connue aux sulfures en solution. Une succession de manipulations (résumée dans la figure 26) va alors permettre l'extraction de l'Os par micro-distillation d'une part, et du Re par colonne chromatographique d'autre part.

Les mesures sont effectuées sur deux types d'appareil selon l'élément considéré. Les rapports isotopiques en osmium sont mesurés grâce à un TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer) qui fonctionne en mode négatif puisque l'osmium, une fois oxydé, se présente sous une forme moléculaire anionique OsO₃⁻ (Creaser et al., 1991). Le nombre d'ions de chaque isotope est compté par un multiplicateur d'électrons en balayant successivement les différents faisceaux. Le rhénium quant à lui, ne peut pas être analysé au TIMS à cause de risques de pollution trop importants. Il est donc analysé par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer). Cette fois, le collecteur est un multiplicateur de photons.



Figure 26 : Schéma récapitulatif des étapes de préparation d'un échantillon pour analyse en Re-Os (modifié d'après Cardon, 2007)

2. Echantillons analysés

Le nombre d'échantillons à analyser est principalement limité par la durée du travail de recherche puisqu'en effet, le temps de préparation et de mesure pour chaque série d'échantillons est relativement long. Sur les trois gisements étudiés, neuf échantillons ont été sélectionnés. Ces échantillons ont notamment été choisis à cause de l'abondance de leurs sulfures. Les sulfures dominant la composition des roches minéralisées étant la pyrite et la chalcopyrite, il n'y a pas de problème concernant la possibilité d'appliquer la méthode Re-Os. En plus de ces deux minéraux, la molybdénite, observée dans l'un des échantillons de Dienemera, sera aussi analysée. Les échantillons sélectionnés sont répertoriés dans le tableau suivant :

Echantillons	Sulfures	Description	Masse de sulfures (g)
S62D 259	Molybdénite + Pyrite	Cristaux massifs	3,24
S64D 96.4	Chalcopyrite	Brèche	4,71
S64D 139.15	Pyrite	Petits cristaux en veine	0,51
S19G 120.83	Chalcopyrite	Brèche	2,21
S19G 267	Pyrite	Fins cristaux disséminés	3,64
S44G 116	Pyrite	Cristaux millimétriques en veine	1,22
S44G 249.3	Chalcopyrite	Brèche	3,08
S44G 284.15	Pyrite	Cristaux massifs	1,53
S47MBI 182.7	Pyrite	Petits cristaux disséminés + veine	0,95

Tableau 3 : Liste des échantillons analysés par la technique Re-Os

3. Résultats

Les échantillons analysés se révélant être très radiogéniques, il n'est pas nécessaire d'utiliser la méthode de l'isochrone pour obtenir un âge. En effet, les rapports isotopiques permettent d'obtenir un âge indépendant pour chaque échantillon, comme c'est le cas classiquement pour les molybdénites.

Les concentrations en ¹⁸⁷Os et en ¹⁸⁷Re, obtenues respectivement par NTIMS et ICP-MS, subissent différentes corrections avant d'être exploitées. Pour le TIMS, il faut effectuer une correction pour le fractionnement de masse. En effet, dans cet appareil, les isotopes légers sont émis bien avant les isotopes lourds. Ainsi, le fractionnement de masse de l'Os doit être corrigé au rapport ¹⁹²Os/¹⁸⁸Os=3,08271. A cette correction s'ajoute un facteur correspondant au fractionnement de masse de l'oxygène. Le facteur de correction final à appliquer pour le fractionnement de masse est propre à chaque échantillon. Pour l'ICP-MS, il existe aussi un fractionnement de masse. Cependant, comme seules deux masses sont analysées (185 et 187), le facteur de correction ne peut pas être calculé pour chaque échantillon. Un facteur commun à tous les échantillons d'une même série est donc déterminé à partir de la mesure régulière de standards. Les valeurs d'Os et de Re des échantillons font toutes l'objet d'une correction par rapport au blanc, externe aux appareils.

La marge d'incertitude fournie pour chaque échantillon, permet de calculer une valeur haute et une valeur basse de ¹⁸⁷Os et ¹⁸⁷Re. Ainsi, deux âges vont être calculés pour chaque échantillon : un âge maximum et un âge minimum, comme le montrent les formules suivantes.

$$T_{min} = \frac{\ln(\frac{187Os_{min}}{187Re_{max}} + 1)}{\lambda} \qquad T_{max} = \frac{\ln(\frac{187Os_{max}}{187Re_{min}} + 1)}{\lambda}$$

A partir de ces deux extrêmes, on détermine un âge moyen associé à une incertitude :

$$T = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \qquad \qquad Inc. = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2}$$

Echantillon	Minéraux	187Os (M/g)	188Os (M/g)	187Re (M/g)	Age Re-Os (Ma)	Incertitude (Ma)
Dienemera						
S62D 259	Mo + Py	2,82E-11	0	7,54E-10	2202	33
S62D 259b	Mo + Py	8,08E-11	0	2,15E-09	2210	31
S64D 96.4	Сру	3,60E-12	6,52E-15	8,56E-11	2480	138
S64D 139.15	Ру	8,44E-12	4,76E-15	2,25E-10	2208	21
Gongondy						
S19G 120.83	Сру	8,52E-14	2,48E-15	5,37E-13	8844	244
S19G 267	Ру	1,41E-12	2,40E-15	3,91E-11	2122	34
S19G 267b	Ру	1,46E-12	1,90E-15	3,94E-11	2186	14
S44G 116	Ру	8,24E-12	1,60E-15	2,44E-10	1993	74
S44G 116b	Ру	8,57E-12	9,81E-16	2,34E-10	2162	22
S44G 249.3	Сру	2,75E-14	3,16E-15	8,07E-13	2008	44
S44G 284.15	Ру	1,72E-13	1,09E-15	4,90E-12	2071	48
S44G 284.15b	Ру	2,09E-13	7,56E-16	4,62E-12	2651	31
Mont Biri						
S47MBI 182.7	Ру	2,30E-12	1,98E-14	6,38E-11	2132	41
S47MBI 182.7b	Ру	5,90E-12	2,12E-15	1,63E-10	2141	17

Les résultats de ces calculs sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 4 : Concentrations en ¹⁸⁷Os, ¹⁸⁸Os et ¹⁸⁷Re des échantillons corrigées du blanc et résultats de la datation Re-Os (Mo : Molybdénite ; Py : Pyrite ; Cpy : Chalcopyrite)

Les échantillons notés « b » sont des duplicats d'échantillons qui n'avaient pas été correctement spikés lors de la première analyse. Tous les âges obtenus avec un « spikage » adapté apparaissent en gras dans le tableau 4. Les autres âges ne sont pas fiables puisqu'un ajout trop important ou trop faible de spike induit des imprécisions qu'il est difficile de quantifier.

Les pyrites analysées ont des teneurs relativement proches. En revanche, parmi les trois chalcopyrites étudiées, deux se démarquent nettement par leurs concentrations en ¹⁸⁷Os et ¹⁸⁷Re qui sont très faibles (échantillons S19G 120.83 et S44G 249.3). L'échantillon contenant de la molybdénite, quant à lui, est plus riche en ¹⁸⁷Os que les pyrites et possède une quantité si faible en ¹⁸⁸Os qu'elle n'est pas mesurable. L'âge fourni par cet échantillon est donc très fiable.

V. Discussion

1. Caractérisation de la minéralisation

Les observations macroscopiques et microscopiques des échantillons de Gongondy, Dienemera et Mont Biri ont permis de mettre en évidence les caractéristiques suivantes :

	Gisements de Gaoua
Métaux	Cu, Au, Mo (Ag)
Minéraux gangue	Feldspath K, plagioclase, quartz, biotite,
	amphibole, chlorite, épidote
Minéraux associés	Pyrite et chalcopyrite dominantes,
à la minéralisation	bornite, molybdénite, rutile, oxydes de
	Fe, (tellurures d'Ag, galène)
Structures	Veines de quartz et calcite (+anhydrite,
	sulfures), brèches hydrothermales,
	boxworks, minerai disséminé
Place de l'or	Au natif, électrum
Roches	Diorite-Andésite
encaissantes	
Altérations	Kaolinitisation
hydrothermales	Altération à chlorite-épidote

Tableau 5 : Tableau résumant les caractéristiques des gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri

Ces caractères descriptifs des échantillons des trois gisements montrent des similitudes à la fois avec les porphyres et avec les gisements épithermaux « low sulfidation » (cf. tableau 1). Il est possible d'écarter définitivement l'hypothèse du gisement épithermal « high sulfidation » puisque les gisements de Gaoua diffèrent de ce type de gisement à la fois par leur minéralogie, par la composition de leur gangue et par leurs structures. De plus, à aucun moment il n'a été observé de quartz géodique ou vacuolaire typique de ces gisements.

En revanche, les structures observées dans les roches, dominées par des veines et des brèches, sont cohérentes avec les deux autres types de gisement (porphyre et épithermal neutre). Cependant, la prédominance de la minéralisation en cuivre, ainsi que la minéralogie de la gangue et des sulfures (marquée par une majorité de pyrite et de chalcopyrite) est plus en accord avec les caractéristiques des porphyres cuprifères. L'argument majeur qui permet de trancher définitivement en faveur du porphyre est la présence de molybdénite dans certains échantillons. En effet, la présence de molybdène indique une profondeur de mise en place relativement importante.

Par ailleurs, une étude des inclusions fluides de ces gisements, menée par l'équipe de l'université de Toulouse, a mis en évidence la forte salinité du fluide minéralisateur (entre 17 et 24 wt% Eq NaCl). Ce fluide hypersalé confirme l'hypothèse du porphyre (cf. tableau 1). L'analyse microthermométrique a également permis d'estimer la température de piégeage du fluide à 350°C, ce qui est compatible avec l'hypothèse du porphyre mais qui ne constitue pas un critère déterminant pour la caractérisation du gisement.

La particularité de ce gisement porphyrique est l'absence de zones d'altération concentriques qui sont généralement les principaux indices pour la reconnaissance des porphyres. D'après Sillitoe (2007), l'altération propylitique initiale a pu être modifiée par le métamorphisme schistes verts qui a ensuite affecté toute la région, pour donner les assemblages à chlorite et épidote. De même, la magnétite observée en abondance dans certaines lames pourrait être les reliques de l'altération potassique. En revanche, il n'y a aucune trace d'altération argileuse.

2. Datation de la minéralisation

a. Age de la minéralisation cuprifère et aurifère

Au terme des analyses isotopiques, une gamme d'âges se détache nettement. Si l'on ne prend en compte que la pyrite et la molybdénite, les âges sont compris entre 2,14 et 2,21 Ga.

Sur les trois échantillons de chalcopyrite analysés, un seul a donné des résultats exploitables (l'échantillon S44G 249.3). Les deux autres n'ont pas pu faire l'objet d'une deuxième analyse par manque de temps. La chalcopyrite donne ainsi un âge de 2,01 Ga (+/- 44 Ma), qui est plus récent que les âges obtenus sur pyrite et molybdénite. Cependant, l'analyse pétrographique et minéralogique des échantillons a montré que les chalcopyrites analysées remplissent les cavités des brèches, elles se forment donc lors de la mise en place du porphyre, comme les pyrites. De plus, d'après la paragenèse minérale établie, la chalcopyrite est contemporaine de la molybdénite. Ainsi, même s'ils ne cristallisent pas exactement en même temps, ces trois minéraux (pyrite, molybdénite et chalcopyrite) sont apparus au cours du même épisode minéralisateur, lors du stade porphyre, ce qui est en désaccord avec les résultats de la datation. Mais la datation Re-Os est moins fiable sur chalcopyrite que sur pyrite ou molybdénite. En effet, les faibles teneurs en ¹⁸⁷Os et ¹⁸⁷Re contenues dans cette chalcopyrite (cf. tableau 4) induisent une plus grande incertitude sur l'âge obtenu, ce qui pourrait donc expliquer le décalage observé entre les âges des pyrites et de la molybdénite avec celui de la chalcopyrite. Suite à ces considérations, il parait justifié d'écarter les résultats obtenus sur chalcopyrite pour les interprétations à venir.

Les observations microscopiques ont permis d'affirmer que la pyrite est associée à la chalcopyrite ainsi qu'à l'or. L'âge de la minéralisation en Cu et en Au est donc compris entre 2,14 Ga (+/- 17 Ma) et 2,21 Ga (+/- 31 Ma).

b. Place de l'épisode minéralisateur dans l'histoire géodynamique du craton

L'intervalle d'âge obtenu correspond à l'épisode d'accrétion magmatique ayant conduit à la mise en place des roches birimiennes (entre 2,2 Ga et 2,15 Ga, selon Milési, 2001). Cet épisode se déroule en amont de la phase tectonique D1 de l'orogenèse éburnéenne et crée une croûte juvénile paléoprotérozoïque.

Cette accrétion magmatique débute par la mise en place de panaches tholéïtiques dans un bassin océanique, qui vont former d'épais plateaux (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992). La surcharge créée par ces piles basaltiques sur la croûte océanique va amorcer une subduction qui va

s'accompagner localement d'un volcanisme calco-alcalin. Les arcs insulaires créés par cette subduction intra-océanique vont ensuite venir s'accréter sur les continents archéens (figure 27).



Figure 27 : Modèle de croissance crustale pouvant s'appliquer à la croûte birimienne (Feybesse et al., 1989)

Le système porphyrique de Gaoua s'est vraisemblablement formé suite à ces phénomènes de subduction intra-océanique. En effet, ce contexte fournit un environnement favorable à la production de magma calco-alcalin et à la formation de porphyre (cf § II.1.). Les gisements se sont donc mis en place dans un contexte océanique d'arc insulaire et se sont retrouvés en domaine continental lors de l'accrétion tectonique contre les terrains archéens qui s'est déroulée lors de la phase D1 de l'orogenèse éburnéenne.

Ce modèle de formation du porphyre de Gaoua est tout à fait compatible avec la nature des roches encaissantes étudiées. De plus, sa mise en place en domaine océanique pourrait expliquer, d'une part, les zones d'altération très restreintes en périphérie du porphyre, et d'autre part, la présence de gabbro sur le terrain.

Enfin, l'âge de la minéralisation, associé à ce modèle de formation, coïncide avec la datation du gabbro effectuée par Brownscombe (2009) sur zircons (système U-Pb) donnant un âge de 2,17 Ga (+/- 9 Ma).

Conclusion

L'ensemble du travail réalisé au cours de ce stage a permis de répondre aux deux aspects de la problématique initiale. En effet, la minéralisation des gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri a été caractérisée comme étant de nature porphyrique. Les trois gisements étudiés constituent donc un même système appartenant au type porphyre, caractérisé par une minéralisation en cuivre essentiellement sous forme de chalcopyrite et de bornite, et une minéralisation en or minoritaire associée à la chalcopyrite et à la pyrite. La particularité de ce porphyre est le développement très restreint des zones d'altération, qui sont habituellement caractéristiques de ce type de gisement.

Le deuxième aspect de la problématique concerne la géochronologie. Les pyrites, ainsi que la molybdénite, associées à l'or et au cuivre ont été datées de façon absolue par le système isotopique Re-Os. Cette datation a fourni des âges compris entre 2,14 Ga (+/- 17 Ma) et 2,21 Ga (+/- 31 Ma) qui permettent d'associer la formation du porphyre à l'épisode d'accrétion magmatique qui précède l'orogenèse éburnéenne. Le porphyre se serait donc formé lors d'une subduction intra-océanique avant d'être accrété sur les continents archéens. Ce modèle de formation est tout à fait satisfaisant puisqu'il est en accord avec toutes les observations réalisées et les travaux antérieurs.

Il est donc possible de conclure que le district de Gaoua est bien un porphyre cuprifère birimien (ie. paléoprotérozoïque). Il constitue donc une exception pour ces gisements qui sont généralement beaucoup plus jeunes. Sa bonne préservation est, de plus, une preuve de la stabilité du craton ouest-africain depuis l'orogenèse éburnéenne.

Le seul objectif qui n'a pas pu être atteint lors de ce travail est le traçage de la source de l'or. Celui-ci a été rendu impossible par les trop faibles teneurs en Os non-radiogénique des échantillons, qui sont une conséquence directe de leur âge avancé. Paradoxalement, ce sont aussi ces teneurs qui ont permis une datation de qualité. Par ailleurs, la démarche analytique menée tout au long de ce projet a permis de démontrer l'efficacité de la datation Re-Os sur ce type d'échantillon.

Table des figures

Figure 1 : Carte schématique du craton Ouest Africain (D'après Boher et al., 1992)7
Figure 2 : Carte géologique des minéralisations d'Afrique de l'Ouest (BRGM, 2004)
Figure 3 : Coupe de l'auréole métamorphique du granite d'Aribinda, Burkina Faso (Debat et al., 2003) 12
Figure 4 : Carte de distribution mondiale des gisements de type porphyre (Kirkham et Dunne, 2000) 14
Figure 5 : Schéma de la genèse de magma en zone de subduction (Jébrak et Marcoux, 2008)
Figure 6 : Carte mondiale de distribution géographique des gisements épithermaux neutres et acides
(Jébrak et Marcoux, 2008)
Figure 7 : Schéma de la distribution des altérations hydrothermales associées aux gisements épithermaux
« low sulfidation » et « high sulfidation » (White et Hedenguist, 1995)
Figure 8 : Schéma montrant la relation entre gisement épithermal « low sulfidation », gisement
épithermal « high sulfidation » et porphyre cuprifère (d'après Hedenquist et al., 1996)
Figure 9 : Carte géologique simplifiée du Burkina Faso (Beziat et al., 2008)
Figure 10 : Emplacement des permis détenus par Volta Resources dans la région de Gaoua (Volta
Resources Inc.)
Figure 11 : Photo d'une brèche observée dans le prospect de Mont Biri
Figure 12 : Photo d'une carotte provenant du
Figure 13 : Photo d'une carotte provenant du sondage S47MBI effectué à Mont Biri
Figure 14 : Photo d'une carotte provenant du sondage de Gongondy S 19 G (profondeur : 107 m)
présentant des boxworks avec résidus de chalcopyrite
Figure 15 : Photo d'une carotte provenant du sondage S44G de Gongondy (profondeur : 193 m)
présentant une veine de calcite avec une auréole d'altération à chlorite-épidote
Figure 16 : Photo d'une carotte provenant du sondage S45MBI de Mont Biri (profondeur : 168 m)
présentant une veine de quartz et sulfures avec une auréole d'altération à chlorite-épidote
Figure 17 : Photos montrant les relations entre pyrite et chalcopyrite : (a) Photo de la lame S45MBI 170
observée au microscope optique à réflexion. (b) Photo de la lame S62D 259 observée au microscope
optique à réflexion. (c) Photo de la lame S47MBI 209.1 observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés.
Figure 18 : Photo d'une carotte provenant du sondage S47MBI de Mont Biri (profondeur : 115m)
présentant une altération de la chalcopyrite en bornite
Figure 19 · Photo de la lame S62D 259 observée au microscope optique en lumière réfléchie montrant la
chalconvrite et la bornite dans des fractures de la pyrite
Figure 20 : Photo d'un filon de malachite prise sur le site de Gongondy 30
Figure 21 : Photo de la lame S62D 259 observée au microscope optique à réflexion montrant des cristaux
de molybdénite
Figure 22 · Photo de la lame S62D 259 observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés montrant de la
molybdénite à l'intérieur d'une fracture de la pyrite
Figure 23 : Photo de la lame S44G 284 15a observée au MEB en mode électrons rétrodiffusés (D. Béziat)
rigure 25 . Filoto de la lame 5440 284.15a observee au MEB en mode elections retroumuses (D. beziat)
Figure 24 : Dhoto de la lame S62D 259 observée au MER en mode électrons rétrodiffusés 31
Figure 25 : Séquence paragénétique pronosée pour les trois gisements de Gaoua
Figure 26 : Schéma récanitulatif des étanes de prénaration d'un échantillon nour analyse en Po Os
$r_{gare 20}$. Schema recapitulatil des étapes de preparation d'un étilantilion pour analyse en Re-OS (modifiá d'après Cardon 2007)
Figure 27 : Modèle de creissance crustale neuvant c'annliquer à la creûte hirimienne (Coubesse et al
igure 27 : Noucle de croissance crustale pouvant s'appliquer à la croute plininenne (reypesse et al.,

Liste des tableaux

Tableau 1 : Tableau comparatif réalisé à partir de Arribas, 1995 ; Simmons, 1995 ; White et Hedenquist,
1995 ; Hedenquist et al., 1996 ; Kesler et al., 2002 ; Sinclair, 2007 ; Cardon, 2007 ; Jébrak et Marcoux,
2008
Tableau 2 : Tableau des teneurs et tonnages en or et cuivre des gisements de Dienemera et Gongondy
(Volta Resources Inc.)24
Tableau 3 : Liste des échantillons analysés par la technique Re-Os 35
Tableau 4 : Concentrations en ¹⁸⁷ Os, ¹⁸⁸ Os et ¹⁸⁷ Re des échantillons corrigées du blanc et résultats de la
datation Re-Os (Mo : Molybdénite ; Py : Pyrite ; Cpy : Chalcopyrite)
Tableau 5 : Tableau résumant les caractéristiques des gisements de Gongondy, Dienemera et Mont Biri 37

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 of Geophysical Research 95, 17605-17609.
- Arne D. C., Bierlein F. P., Morgan J. W., Stein H. J., 2001. Re-Os dating of sulfides associated with gold mineralization in central Victoria, Australia. Economic Geology 96, 1455-1459.
- Arribas A., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. Mineralogical association of Canada short course series: Magmas, fluids, and ore deposits, volume 23, 419-454.
- Barra F., Ruiz J., Mathur R., Titley S., 2003. A re-Os study of sulfide minerals from the Bagdad porphyry Cu-Mo deposit, northern Arizona, USA. Mineralium Deposita 38, 585-596.
- Béziat D., Dubois M., Debat P., Nikiéma S., Salvi S., Tollon F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). Journal of African Earth Sciences 50, 215-233.
- Bierlein F. P., Groves D. I., Cawood P. A., 2009. Metallogeny of accretionary orogens The connection between lithospheric processes and metal endowment. Ore Geology Reviews 36, 282-292.
- Birck J.-L., Roy Barman M., Capmas F., 1997. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. Geostandards Newsletter, vol. 20, n°1, 19-27.
- Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarède F., Arndt N. T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2,1 Ga. Journal of Geophysical Research 97, n° B1, 345-369.
- Brenan J. M., Cherniak D. J., Rose L. A., 2000. Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. Earth and Planetary Science Letters 180, 399-413.
- Cardon O., 2007. 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 Université Nancy I, 233 p.
- Creaser R.A., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J., 1991. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 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 123, 47-65.
- Feybesse J.-L., Milési J.-P., Johan V., Dommanget A., Calvez J.Y., Boher M., Abouchami W., 1989.
 La limite Archéen-Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest : Une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra ; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). Compte-rendu de l'Académie des Sciences Paris 309, 1847-1853.
- 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.
- Frei R., Nägler T. F., Schönberg R., Kramers J. D., 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb and stepwise lead leaching isotope systematic in shear-zone hosted gold mineralization: Genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol 62, n°11, 1925-1936.
- Gamsonré P.E., 1975. Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région Ouahigouya (Haute Volta). Thèse université de Besançon, 249 p.
- Hedenquist J. W., Lowenstern J. B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, v. 370, p. 519-527.
- Hedenquist J. W., Izawa E., Arribas A., White N. C., 1996. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. Society of Resource Geology, Resource Geology Special Publication N° 1, 17 p.
- Henley R. W., Berger B. R., 2010. Magmatic-vapor expansion and the formation of highsulfidation gold deposits: Chemical controls on alteration and mineralization. Ore Geology Reviews, 12 p.
- Hirdes W., Davis D.W., Lüdtke G., Konan G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): Consequences for the "Birimian controversy". Precambrian Research 80, 173-191.
- Jébrak M., Marcoux E., 2008. Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et Faune Québec.
- Kesler S. E., Chryssoulis S. L., Simon G., 2002. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. Ore Geology Reviews 21, 103-124.
- Kirkham R. V., Dunne K. P. E., 2000. World distribution of porphyry, porphyry-associated skarn, and bulk-tonnage epithermal deposits and occurrences. Geological Survey of Canada, open file 3792a, 26 p.
- Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid : relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79, 1-24.
- Mathur R., Ruiz J., Herb P., Hahn L., Burgath K.-P., 2003. Re-Os isotopes applied to the epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. Journal of South American Earth Sciences 15, 815-821.
- Mathur R., Titley S., Ruiz J., Gibbins S., Friehauf K., 2005. A Re-Os isotope study of sedimentary rocks and copper-gold ores from the Ertsberg District, West Papua, Indonesia. Ore Geology Reviews 26, 207-226.
- Milesi J.-P., 2001. Métallogénie comparée des provinces métallifères paléoprotérozoïques : synthèses métallogéniques et potentiels métallifères. Habilitation à Diriger les Recherches. Université de Lyon I, Volume 2, 205 p.
- Milési J.-P., Ledru P., Feybesse J.-L., Dommanget A., Marcoux E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of Birimian orogenic belt, West Africa. Precambrian Research 58, 305-344.

- 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 89, 129-143.
- 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.
- Reisberg L., Meisel T., 2002. The Re-Os isotopic system: A review of analytical techniques. Geostandards Newsletter, vol. 26, n°3, 249-267.
- Robb L., 2005. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, 373 p.
- Selby D., Creaser R. A., 2004. Macroscale NTIMS and microscale LA-MC-ICP-MS Re-Os isotopic analysis of molybdenite: Testing spatial restrictions for reliable Re-Os age determinations, and implications for the decoupling of Re and Os within molybdenite. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 68, n°19, 3897-3908.
- Sillitoe R. H., 2007. An appraisal of the Dienemera and Gongondy copper-gold prospects, Gaoua district, Burkina Faso. Report for Wentworth Resources Pty Ltd.
- Simmons S. F., 1995. Magmatic contribution to low-sulfidation epithermal deposits. Mineralogical association of Canada short course series: Magmas, fluids, and ore deposits, volume 23, 455-477.
- Sinclair W.D., 2007. Porphyry deposits, *in* Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W., 1996. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites. Science 271, 1099-1102.
- Stein H. J., Morgan J. W., Markey R. J., Hannah J. L., 1998. An introduction to Re-Os: What's in it for the mineral industry? SEG Newsletter 32, 8-15.
- Stein H. J., Morgan J. W., Scherstén A., 2000. Re-Os dating of Low-Level Highly Radiogenic sulfides: The Harnäs gold deposit, southwest Sweden, records continental-scale tectonic events. Economic Geology 95, 1657-1671.
- 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, 149 p.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegyey 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.
- Vidal M., Gumiaux C., Cagnard F., Pouclet A., Ouattara G., Pichon M., 2009. Evolution of a Paleoproterozoic "weak type" orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). Tectonophysics 477, 145-159.
- 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.
- White N. C., Hedenquist J. W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter 23, 9-13.