

Géologie des minéralisations aurifères du gisement tardi-éburnéen de Kalana (Birimien, Sud-Ouest du Mali)

Geology of Kalana late-eburnean gold deposit (Birimian, southwestern Mali)

Adama SANGARÉ^{1,2}, Youssef DRIOUCH^{1*}, Stefano SALVI³, Olivier FÉMÉNIAS⁴, Luc SIEBENALLER³, Mohammed BELKASMI¹, Didier BÉZIAT³, Mohamed DAHIRE¹, Ahmed NTARMOUCHANT¹, Samira ADIL¹ & Pierre DEBAT³

1. Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Faculté des Sciences Dhar El Mahraz, Département de Géologie. Laboratoire de Géologie et Ressources Naturelles, BP : 1796, Fès Atlas *(youssef.driouch@usmba.ac.ma).
2. Iamgold Exploration, 3503, Av. Al Qods Hippodrome, BP : 2699 Bamako.
3. Laboratoire GET, Université Paul Sabatier. Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.
4. Avnel Gold Mining Limited, 39 Cheval Place London SW7 1EW, UK.

Résumé. Le gisement aurifère de Kalana, situé au sud-ouest du Mali dans le domaine du Baoulé Mossi (Sud du Craton West Africain : WAC), est formé d'une série métavolcano-sédimentaire datée de 2210 à 2100 Ma, traversée par un cortège de roches magmatiques à affinité calco-alcaline datées à 2000 Ma. Les minéralisations y sont portées par deux familles de veines de quartz sécantes sur la schistosité régionale. Les veines de la première génération à faible pendage, les plus importantes en terme de volume et tonnage, sont orientées N-S, NE-SW ou E-W. La seconde génération regroupe des veines subverticales, orientées N-E. Les premières veines se mettent en place à la faveur de chevauchements à faible pendage, tandis que les secondes correspondent à un réseau lié à des cisaillements horizontaux correspondant à des accidents NNE-SSW. La mise en place de ces deux types de veines s'accompagne d'une minéralisation séquentielle faisant succéder une phase précoce où l'or est associé à l'arsénopyrite 1, puis une phase de recristallisation dynamique du quartz, accompagnée de la précipitation d'une arsénopyrite 2 associée à la galène et à la scheelite. Une troisième phase de minéralisation, associée aux fractures tardives qui affectent ces veines de quartz se caractérise par la précipitation de l'or libre associé à la galène, la sphalérite, la chalcoppyrite, les sulfures de bismuth et le bismuth natif. Sur la base d'arguments structuraux et géochimiques, le gisement de Kalana est défini comme étant de type mésothermal (420–220°C à moins de 1 km) tardi-orogénique.

Mots-clés : Birimien, roches métavolcano-sédimentaires, veines de quartz, or, Mali.

Abstract. Kalana gold deposit occurs within Paleoproterozoic (2210-2100 Ma) metavolcanosedimentary series of southern Mali (Baoulé Mossi domain of WAC). These Birimian formations are intruded successively by several small dioritic bodies (1860 Ma), andesitic and tonalitic dykes exhibiting a volcanic arc setting signatures. The sulfide and gold mineralizations are hosted by quartz veins that intersect the major Eburnean sub meridian and highly dipping schistosity. The quartz veins form two distinct groups. The first includes shallow dipping thicker veins oriented NS, NE-SW or EW developed through shallow dipping thrust faults. The second corresponds to subvertical thin quartz veins oriented NE and linked to horizontal NNE-SSW shears. In these quartz veins gold occurs as : i) small inclusions in a primary arsenopyrite; ii) free nuggets associated to galena, sphalerite, chalcoppyrite, bismuth sulfides and native bismuth in late fractures affecting the quartz lodes. Kalana deposit is clearly of mesothermal (420 to 220°C, above 1km deep) and late-orogenic type.

Keywords : Birimian, metavolcanosedimentary rocks, quartz veins, gold, Mali.

Abridged English version

Introduction

The Paleoproterozoic (Birimian) Kalana gold deposit is located in southwestern Mali, at 300 km south of Bamako, the capital city (Fig. 1). The Paleoproterozoic domain of West African Craton (WAC) encloses numerous economic gold deposits as in the Ashanti prospect (Junner 1935, Oberthür *et al.* 1994). Several classifications have been proposed for Birimian gold deposits (Milési *et al.* 1989, 1992, Oberthür *et al.* 1994, Béziat *et al.* 2008), based on the relation between the regional structures and the structure of the lodes and the characteristics of the mineralization associated with gold. According to these classifications, most of Birimian deposits correspond to orogenic vertical quartz lodes parallel to the synmetamorphic schistosity with free gold or gold associated with sulphides or tourmaline.

The aim of this paper is to define the petrographic, geochemical and structural characters of the Kalana deposit classified by Milési *et al.* (1989, 1992), to establish the chronology of the mineralized events, to define their relationships with the structural evolution and to compare this deposit with the other mesothermal deposits in Western Africa.

Geological setting

The Paleoproterozoic formations of WAC occur as narrow greenstone belts separated by large sedimentary basins. The Birimian stratigraphy (Baratoux *et al.* 2011 and references herein) is made up of (i) lower mafic tholeiitic series and (ii) upper sedimentary series associated with calc-alkaline volcanites. The two units are covered by Fluvio-deltaic Tarkwaian sediments (Hirdes *et al.* 1996, Oberthür *et al.* 1998). During the Eburnean orogeny take

place several suites of granitoids (TTG and K₂O-rich granites) from 2080 Ma to 1820 Ma (references in Castaing *et al.*, 2003, Feybesse *et al.* 2006, Baratoux *et al.* 2011).

The Kalana deposit occurs in Bougouni-Keikoro sedimentary basin, few kilometers to the east of Yanfolila greenstone belt (Fig. 1). The Kalana area underwent a strong weathering process, which developed a lateritic profile that ranges from 40 m to 70 m above diorites and sediments, respectively. It's therefore quite impossible to conduct surface mapping or geological observations. Indirect methods as core drilling were used to constrain the local geology. The lithology in the Kalana area consists of metavolcanosedimentary series with in chronologic order flysch, basic metavolcanosediments and acid metavolcanosediments (Figs. 2, 3).

The Kalana deposit occurs in the latter. Its local lithology consists of microconglomerates, sandstones, siltstones and pelites interbedded with volcanic glass and ash and contain prominent amount of graphite. The geochemical characteristics of analysed pelites and sandstones indicate an arkosic global composition (Fig. 6) and their REE contents are close to those of post Archaean sediments (Fig. 7, Taylor & Mc Lennan 1985). These series are intruded by small dioritic bodies. Diorites consist of plagioclase (35% to 55% of the mode), brown hornblende, biotite and interstitial quartz. Whole rock analysis (Tab. 1) on diorites shows, in Alkalies/Silica diagram (Fig. 8), a diorite and alkaline diorite composition with important content of Cr and Ni (up to 1100 ppm and 280 ppm, Tab. 1). Spiderdiagrams realized on whole rock analyses results (Tab. 1) normalized to N-MORBs show their calc-alkaline character as well as AFM and chondrite normalized Rare Earth elements diagrams (Figs. 9–11). Several dykes of andesites below 1m thick, oriented to NNW, slightly dipping to east about 25° and strongly altered intersect metasediments and diorites. They consist of chloritized ferromagnesians (10–15%), albitized feldspars (30–40%), quartz (35–45%) and opaques (0.1%). Classification diagrams on whole rock analysis show an andesite to basalt-andesite composition (Fig. 8b). Spiderdiagrams and Rare Earth elements diagrams show also signatures of a volcanic arc setting (Figs. 9–11).

Structure and quartz veins geometry

The structural framework has been studied by Kusters (2009). The Kalana deposit area structure is defined by : - (a) N350 striking and steeply dipping major schistosity, parallel to bedding and underlined by greenschist facies metamorphism minerals; - (b) two groups of quartz lodes (i) low dipping veins oriented N-S, NE, EW and (ii) NE striking subvertical veins (Fig. 12). The first group of quartz lodes includes shallow dipping quartz veins with variable extension (10 m to 100 m) and thickness (50 cm to exceptionally 3 m in the vein 1; Figs. 4, 12). The contacts between the vein and the surrounding rock are sharp and correspond to a reverse fault discontinuities. Reverse fault surfaces also appear within the quartz veins and are underlined by alignment of small quartz grains. They are extended in the surrounding rock on the other side of the

quartz veins. The second group corresponds to subvertical quartz veins intersecting the first subhorizontal group (Fig. 13) without prominent displacement. They have small thickness below 5 cm and low extension (50 cm to few meters, Figs. 4, 12). Petrography and mineralogy of these two groups are similar but group 1 is richer in mineralization than the second.

Petrography and mineralization of the veins

The Kalana quartz veins consist of quartz (70%), albite (2–10%), calcite and ankerite (2–30%), sulfides, free gold and native bismuth (<5%); they frequently contain wall-rock fragments (Figs. 14, 16). The mineralization also appears in the wall-rock but progressively decreases with increasing distance from the vein edges.

Sulfides essentially correspond to arsenopyrite (Asp), pyrite (Py) but also to pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Ccp), sphalerite (Sph), galena (Ga), scheelite (Sch) and bismuth-sulphides (Bi-Slph).

Arsenopyrite is the most abundant sulphide (3%) and occurs within veins and wall-rocks. Crystals of Asp are zoned (Fig. 24) with (i) a core showing tiny grains of Chl, Ga, Sph in micro-crackles and micrometric gold inclusions and (ii) a limpid rim with rare inclusions of Sch and Ga.

Gold occurs within the quartz veins and on the adjacent wall-rock. Gold is associated with the arsenopyrite (Figs. 23, 24), but mostly appears as free gold in late fractures parallels to internal shear-zones. Native gold distribution is erratic and locally increases to reach exceptionally 12 kg/t (Mine grade control data, unpublished). Gold of the Kalana deposit essentially comprises Au and Ag with an Ag/Au ratio ranging between 0.12 and 0.19 (Fig. 25), and traces of Fe, Cu, Sb, Pb and Bi (Tab. 2).

Conclusion

Kalana diorites intruded the Upper Birimian formations (calc-alkaline metavolcanosedimentary series) similar to those studied by Lahondère *et al.* (2002) in neighbouring Guinea. Mineralization is linked to quartz lodes that occur subsequently to major Eburnean synmetamorphic tectonic event. Indeed, quartz lodes intersect the Eburnean major schistosity. This structure results from shallow-dipping reverse faults. Therefore, it is a late-tectonic deposit different to almost all studied deposits in the West African Craton (WAC), corresponding essentially to synmetamorphic vertical quartz lodes (Béziat *et al.* 2008). It shows similarities with the Damang deposit in Ghana (Tunks *et al.* 2004). The Kalana gold deposit mineralization consists of Py, Asp (with Au inclusions), Ccp, Sph, Ga, Bi-S, Au and in lesser extent scheelite. Gold occurs as inclusions in Asp grains as in most of deposits included in metasedimentary series of WAC (Béziat *et al.* 2008) and as free gold nuggets in quartz lode deposits (Milési *et al.* 1992). The paragenetic succession of Kalana's mineralization is summarized in figure 26. Comparatively to mineralizations described in the studies, we also brought out in the Kalana deposit prominent proportion of bismuth sulfides, lead-bismuth sulfides and native bismuth.

INTRODUCTION

Le domaine paléoprotérozoïque (Birimien) du Craton Ouest Africain «West African Continent (WAC)» renferme de nombreux gisements aurifères dont certains sont connus depuis l'antiquité et d'autres exploités depuis le XX^{ème} siècle comme le célèbre gisement d'Ashanti au Ghana (Junner 1935, 1940). Ces gisements ont fait l'objet d'une classification typologique élaborée par Milési *et al.* (1989, 1992) qui définissent cinq types de gisements sur la base de leur géométrie, de leurs structures et de leurs paragenèses. Le premier type est encaissé dans des sédiments grésopélitiques montrant une altération hydrothermale accompagnée de la formation de tourmaline, albite-ankérite, pyrite et or regroupés sous l'appellation de turbidites tourmalinisées.

Le gisement malien de Loulo est un exemple de ce type de gisements (Lawrence *et al.* 2013 a, b). Le second type est formé de sulfures disséminés dans les tholéïtes comme le gisement de Syama dans le SE du Mali (Olsen *et al.*, 1992). Le troisième est formé de conglomérats relativement riches en or (gisement de Tarkwa avec 134 Mt à 1,4 g/t ; Pigois *et al.* 2003) dans les paléoplacers des bassins mollassiques (Tarkwaïen). Le quatrième type correspond aux gisements mésothermaux tardi-orogéniques à sulfures riches en or (Ashanti 2,6 Mt à 22,5 g/t ; Milési *et al.* 1989) et le dernier regroupe les gisements mésothermaux à filons de quartz à or libre. Ce dernier groupe correspond aux gisements à fort potentiel économique (Sabodala au Sénégal : Terangagold, 2014, Kalana au Mali : Avnel, 2014 et Beziat *et al.* 2008). Plus récemment et sur la base de la répartition de l'or au sein des différents types de gisements, Leube *et al.* (1990) et Oberthür *et al.* (1994) ont établi une autre classification qui définit deux grands types de gisements dont les gisements à sulfures avec or disséminé dans les séries volcanosédimentaires birimiennes et les gisements à or libre associé aux filons de quartz.

A partir de l'étude d'une dizaine de gisements du Burkina Faso, Béziat *et al.* (2008) définissent deux types de minéralisations : i) l'une à or dans des veines de quartz recoupant aussi bien les métavolcanites que les métasédiments, déformées (plissées ou boudinées en fonction de leur orientation) par la phase majeure éburnéenne où l'or est associé aux sulfures ou à la tourmaline ; et ii) l'autre à or disséminé au sein des albitites.

Le gisement d'or de Kalana est situé dans le Sud-Ouest du Mali, à 300 km au sud de la capitale Bamako. Il a été exploité par l'Etat malien avec une assistance soviétique (de 1985 à 1991). Son exploitation s'arrêta en 1991 suite à une inondation. En 2004, la production a redémarré par la société AVNEL Gold. Kalana est décrit comme étant un gisement d'or mésothermal à filons de quartz à faible et fort pendage situés autour d'une intrusion dioritique tardi-éburnéenne (Diallo *et al.* 1979, Bassot *et al.* 1980, Dommanget *et al.* 1987, Milési *et al.* 1989, 1992). Les filons de quartz recoupent les roches métavolcanosédimentaires du Birimien, ainsi que l'intrusion de diorite datée à 1860 Ma (âge K/Ar, Blagonadejdine, 1974). Il a été classé dans le type 5 de Milési *et al.* (1992) et dans le type 2 de Leube *et al.* (1990) ainsi que Oberthür *et al.* (1994). Les principaux gisements mésothermaux aurifères d'Afrique de

l'Ouest dont Taparko, Bayialdiaga et Gangaol, (Bourges *et al.* 1998, Beziat *et al.* 2008), Poura (Sanogo & Proust, 1993), Sabodala (Sylla *et al.* 1997), Morila (Hammond *et al.* 2011, McFarlane *et al.* 2011), Ashanti (Junner 1935, 1940) et bien d'autres se caractérisent par une minéralisation contenue dans des veines de quartz à forts pendages. Dans le gisement de Kalana, l'essentiel des minéralisations est encaissé dans des veines de quartz à faible pendage. Les veines subverticales, bien que présentes dans l'ensemble du gisement, ne sont que peu minéralisées. Par ailleurs, dans la plupart des gisements aurifères du WAC, les veines de quartz minéralisées sont subparallèles à la foliation régionale, tandis que celles du gisement de Kalana la recoupent nettement. Pour ces deux principaux critères, mais aussi pour ceux liés à la nature et à la succession des minéralisations, le gisement de Kalana apparaît donc tout à fait singulier en comparaison aux autres gisements du WAC.

Le présent travail consiste à définir (1) les caractères pétrographiques, géochimiques et structuraux des faciès encaissants du district de Kalana et (2) ceux des veines minéralisées. Nous tenterons ensuite (3) d'établir une succession paragenétique propre aux minéralisations de Kalana en relation avec le contexte structural local. Cela nous permettra de proposer et discuter un modèle gîtologique en comparaison avec les autres gisements mésothermaux d'Afrique de l'Ouest.

CADRE GÉOLOGIQUE GENERAL

Le gisement de Kalana, situé dans la partie sud-ouest du Mali (Fig. 1a), est constitué de terrains paléoprotérozoïques du domaine Baoulé-Mossi au sud du WAC. Ce dernier est subdivisé en trois grandes entités : la dorsale de Reguibat au nord, la dorsale de Léo ou de Man au sud et à mi-chemin de ces deux entités, sur la frontière sénégal-malienne, les boutonnières de Kédougou-Kéniéba et Kayes (Bessoles 1977, Fig. 1). La dorsale de Léo est constituée d'un noyau archéen ou bouclier libérien à l'ouest, et du domaine paléoprotérozoïque ou Baoulé-Mossi au nord et à l'est (Fig. 1a). Les formations paléoprotérozoïques ou birimiennes (Junner 1935, 1940) forment des ceintures étroites de roches vertes alternant avec des bassins sédimentaires plus largement étendus. Ces formations sont recoupées par plusieurs suites de granitoïdes mis en place au cours de l'orogénèse éburnéenne (2,0 Ga, voir bibliographie exhaustive dans Dioh *et al.*, 2006, Baratoux *et al.* 2011 et De Kock *et al.* 2011).

La stratigraphie du Birimien paraît actuellement bien établie avec deux ensembles (Vidal *et al.* 1996): (1) une assise inférieure constituée de séries tholéïtiques (2166 ± 66 Ma; Leube *et al.* 1990) alternant avec des sédiments détritiques et au Sénégal des carbonates ; (2) une assise supérieure constituée de sédiments détritiques (volcanoclastites, turbidites, shales et carbonates) avec des intercalations de volcanites calco-alcalines datées entre 2150 et 2100 Ma (Feybesse *et al.* 2006). Dans la partie orientale du domaine Baoulé-Mossi, la partie sommitale du Birimien supérieur est occupée par des sédiments fluvio-deltaïques dont les éléments molassiques correspondent aux produits de démantèlement de la chaîne éburnéenne

(Tarkwaïen, Hirdes *et al.* 1996). L'orogénèse éburnéenne s'est accompagnée d'un métamorphisme de type schistes verts et de la mise en place de volumes importants de granitoïdes calco-alcalins à localement alcalins de 2210 Ma et 1980 Ma (Hirdes & Davis, 2002, Kock *et al.* 2011).

Le gisement de Kalana est localisé dans le bassin de Bougouni-Keikoro (Fig. 1b) entre les ceintures de Yanfolila et de Massigui (Girard *et al.* 1998, Sysmin, 2006). Ce bassin est formé de sédiments de type flysch avec plusieurs séquences turbiditiques recoupées par un cortège de granitoïdes (Feybesse *et al.* 2006). La série stratigraphique (Fig. 3) débute par des métagrauwackes associées à des conglomérats, des grès grossiers et des arkoses. Ces métasédiments montrent des intercalations de plusieurs coulées andésitiques et des inter-lits de pyroclastites ainsi que de rares coulées rhyolitiques boudinées (Feybesse *et al.* 2006). Lahondère *et al.* (2002) ont obtenu sur les métavolcanites intercalaires un âge de 2212 ± 6 Ma (Pb-Pb sur zircon).

Les métagrauwackes sont surmontées par des roches métavolcanosédimentaires qui forment l'essentiel des composants du bassin. Elles sont formées de turbidites à intercalations millimétriques à centimétriques de micro-conglomérats, de grès, de siltites et de shales avec des métavolcanites interstratifiées. Ces dernières sont de nature basique ou acide ce qui permet de subdiviser les séries métavolcanosédimentaires en deux parties : une partie inférieure à caractère basique et une partie supérieure à caractère acide (Figs. 2, 3).

Les métavolcanosédiments montrent une paragenèse à chlorite, biotite, séricite et albite (ou actinote) témoignant du métamorphisme de type faciès schistes verts. Ces roches ont été datées entre 2120 Ma et 2100 Ma par plusieurs auteurs sur des zircons détritiques (Calvez *in* Milési *et al.* 1989; Boher *et al.* 1992, Feybesse *et al.* 2006). Les métasédiments birimiens du bassin de Bougouni-Keikoro sont structurés en plis droits plurikilométriques à surfaces axiales verticales orientées N-S à NNW-SSE.

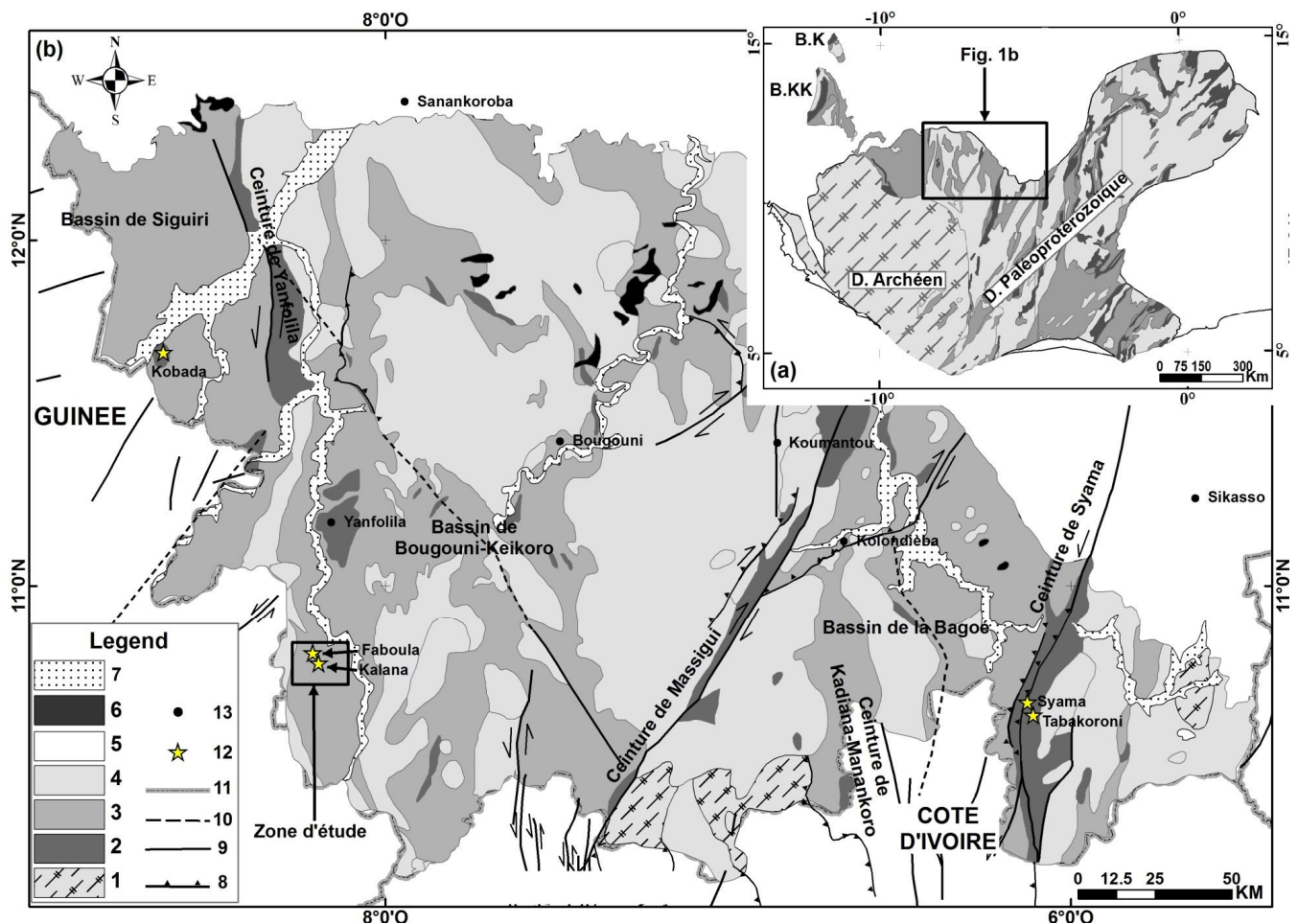


Figure 1. Localisation de la zone d'étude sur (a) carte géologique de la dorsale de Man (Milési *et al.* 2004 ; modifiée) et (b) carte géologique du domaine paléoproterozoïque du Sud du Mali (Waxi 2012; modifiée). 1= domaine polyphasé archéen ; 2= ceintures de roches vertes ; 3= bassins sédimentaires birimiens ; 4= granitoïdes éburnéens ; 5= domaine proterozoïque supérieur ; 6= roches plutoniques mésozoïques ; 7= sédiments fluvio-lacustres quaternaires ; 8= chevauchements ; 9= failles ; 10= failles supposées ; 11= frontières ; 12= gisements d'or du Mali-sud ; 13= villes. Le gisement de Kalana est localisé dans le bassin sédimentaire Birimien au sud-est de la ceinture de Yanfolila.

Figure 1. Localization of the studied area on (a) geological map of Leo-Rise (Milési *et al.* 2004 ; modified) and (b) geological map of paleoproterozoic domain of southern Mali (Waxi 2012; modified). 1= Archean domain; 2= Greenstone belts; 3= Birimian sedimentary basins; 4= Eburnean granitoids; 5= Upper proterozoic domain; 6= Mesozoic volcano-plutonic rocks; 7= Quaternary fluvio-lacustrine sediments; 8= Thrusts; 9= faults; 10= Faults inferred; 11= borders; 12= Gold deposits in southern Mali; 13= cities. The Kalana deposit occurs in the Birimian sedimentary domain located in southeast of Yanfolila greenstone belt.

Ils sont soulignés par la schistosité régionale orientée N 350 à pendage de 75 E. Ces formations sont recoupées par plusieurs intrusions granitiques formant des batholites composites dans la partie septentrionale du bassin et des plutons isolés au sud (Fig. 2). Ces intrusions regroupent : des granites monzonitiques porphyriques à biotite et/ou muscovite; des granites isogranulaire amphibole et biotite et des granites roses datés de 2104 + 2,2 / -2,1 Ma et 2102 +7,7 / -6.4 Ma (Sysmin 2006); des roches intermédiaires constituées de petits corps de diorite et de microdiorite; des granodiorites à biotite ± amphibole; des granites, des monzonites, des rhyolites et des leucogranites à biotite et à muscovite. Des roches similaires ont été datées dans l'Ouest du Mali (U/Pb sur zircons) à 2085± 8 Ma et 2091.4 Ma ± 2.7 Ma (Liégeois 1989 *in* Feybesse *et al.* 2006) et dans le Sud du Mali (Rb/Sr) à 1950 Ma par Liégeois *et al.* (1991).

GEOLOGIE LOCALE

Contexte géologique du gisement de Kalana

Le gisement de Kalana est encaissé dans une série Méta-

volcanosédimentaire de faciès schistes verts, recoupée par des corps plutoniques et filoniens de nature et de taille variées (Fig. 2). Cette série, de structure générale orientée N 340 à N 350 à pendage 75°E est formée de microconglomérats, grès tufacés, grès, siltites et pélites graphiteuses (Fig. 5a). Au contact entre l'encaissant métavolcano-sédimentaire et les corps plutoniques se développe une petite auréole de métamorphisme de contact marquée, dans les métapélites, par le développement de petites lamelles de biotite souvent altérées en chlorite et oxydes (Fig. 5c).

Pétrographie et géochimie des séries métavolcano-sédimentaires

Les microconglomérats (Fig. 5a) et les grès tufacés sont formés de grains arrondis de quartz de taille millimétriques et de feldspaths altérés en argiles et carbonates associés à une composante volcanique représentée par des fiammes et des cristaux de quartz ou de feldspaths corrodés. L'ensemble est cimenté par une matrice cryptocristalline formée de quartz, feldspaths et cendres volcaniques.

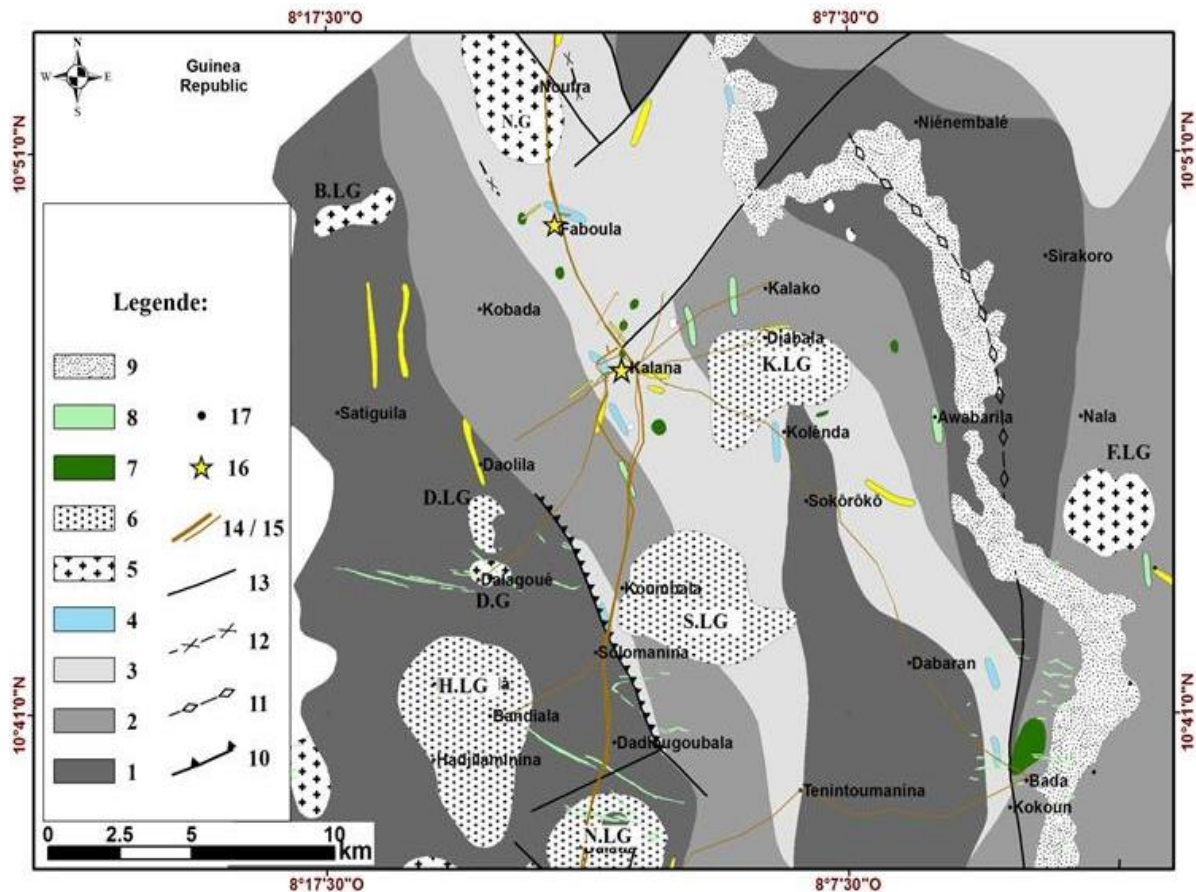


Figure 2. Carte géologique de la province du Balé (SYSMIN 2006 ; modifiée). 1= flysch de base du Birimien supérieur ; 2= métavolcanosédiments à caractère basique ; 3= métavolcanosédiments à caractère acide ; 4= tufs intercalés dans 2 et 3 ; 5 granites ; 6= leucogranites ; 7= diorites et microdiotes ; 8= dolérites mésozoïques ; 9= alluvions quaternaires ; 10= chevauchements ; 11= antiformes ; 12= synformes ; 13= failles transcurrentes ; 14/15= route latéritique / piste carrossable ; 16= mines d'or ; 18= villages. NG= granite de Noufra, KLG= granite de Kolenda, DLG= granite de Daolila, DG= granite de Dangoué, SLG= leucogranite de Solomanina, HLG= leucogranite de Hadjilaminina, NLG= leucogranite de Niessoumala ; F.LG= Leucogranite de Faragouélé.

Figure 2. Geological map of the "Balé" deposit area (SYSMIN 2006; modified). 1= lower flysch of upper birimian; 2= basic meta-volcanosediments; 3=acid meta-volcanosediments; tuffs intercalated in 2 and 3; 5= granites; 6= leucogranites; 7= diorites and microdiorites; 8= mezozoic dolerites; 9= quaternary alluviums; 10= thrust; 11= antiform; 12= synform; 13= tanscurrent faults; 14/15= laterite roads/tracks; 16= gold mines; 18= villages. N.G= Nounfra granite; D.G= Dalagoué granite; D.L.G= Daolila granite; H.L.G= Hadjilaminina granite; S.L.G= Solomanina granite; K.L.G= Kolenda granite.

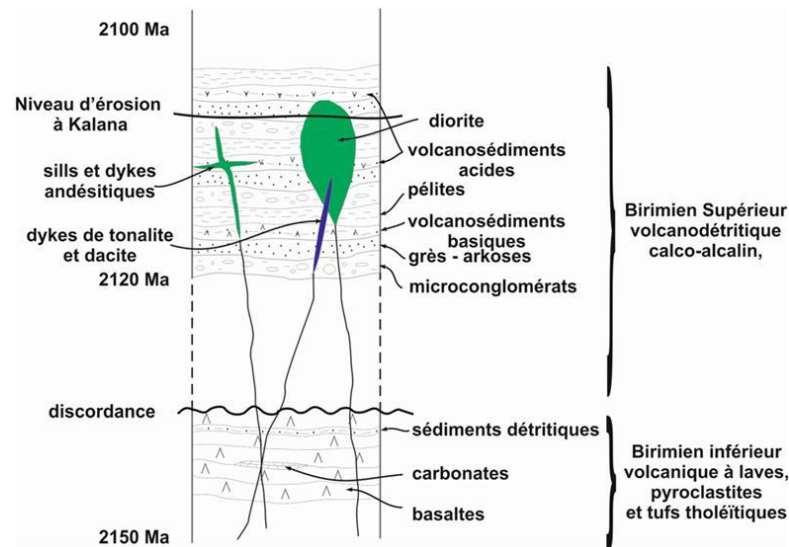


Figure 3. Colonne lithostratigraphique synthétique du secteur de Kalana. Les échelles ne sont pas respectées (voir texte)

Figure 3. Synthetic and simplified stratigraphic sequence of the Kalana area. Scales are not respected (see text).

Les grès et les siltites (Fig. 5a) sont généralement pauvres en matériel volcanique et formés de quartz et de feldspaths de forme arrondie et de paillettes de taille micrométrique de micas. L'ensemble est cimenté par une matrice indifférenciée. Les pélites forment des rythmites en bancs centimétriques à métriques (2 m maximum) et comportent, outre la composante argileuse, du graphite pouvant représenter jusqu'à 10% du total des composants de la roche et une composante volcanique correspondant à des fiammes. Ces pélites sont donc cinéritiques.

Les analyses géochimiques (Tab. 1) effectuées sur une sélection de grès et de pélites indiquent une composition globale d'arkose selon le digramme de Herron (1988; Fig. 6). Leur contenu en REE est très proche de celui des sédiments post-Archéen «PAAS» (Taylor & Mc Lennan 1985; Fig. 7) avec une légère anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^*=0.88$ en moyenne) qui témoigne de la présence d'une composante volcanique basique (Roddaz *et al.* 2006) probablement représentée par le plagioclase décrit ci-dessus. Ce caractère volcano-sédimentaire à composante basique est confirmé par les rapports Cr/Th allant de 27 à 30 et le rapport Th/Cs d'environ 0.53 (Roddaz *et al.* 2006).

Pétrographie et géochimie des roches magmatiques

Protocole analytique

Le protocole analytique suivi dans le cadre de cette étude a été réalisé dans différents laboratoires selon les méthodes et les procédures décrites ci-dessous.

Les études des lames minces et des sections polies ont été réalisées aux laboratoires de Géodynamique et Ressources Naturelles de la Faculté des Sciences de Dhar El Mahraz (FSDM) de Fès, Laboratoire des géoressources naturelles (LGRN) et Géoscience Environnement Toulouse (GET). Un total de 160 échantillons a été ainsi étudié sous microscope à lumières transmises et réfléchies. Les observations de microscopie électronique ont été réalisées sous un microscope électronique à balayage (MEB), type *Jeol JSM 6360LV* (vide partiel), couplé à un système d'analyse EDS « Silicon Drift Detector » (SDD) *PGT Sahara* ».

Pour la minéralogie, nous avons fait appel à la microsonde électronique CAMECA SX50 opérant sous un voltage de 25KV et un faisceau de 20 nA. Au total, 120 analyses ont été réalisées sur les différents sulfures (pyrite, arsénopyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, galène, sphalérite et sulfures de bismuth), 19 analyses sur les grains d'or et 345 analyses sur les arsénopyrites pour la caractérisation du zonage observé au microscope électronique à balayage et au microscope polarisant. Les silicates des faciès magmatiques ont fait l'objet de 37 analyses. Les résultats sont consignés dans le tableau 2.

Les analyses géochimiques sur roches totales ont été réalisées au laboratoire ALS Minerals à Vancouver (Canada). 22 échantillons de l'ensemble des faciès méta-sédimentaires et magmatiques ont été analysés. Les échantillons ont d'abord subi un traitement physique consistant en : i) un concassage primaire par protocole CRU- 31 avec 70% de matière passant à moins de 2 mm; ii) un quartage SPL- 21 par un diviseur classique à lames et iii) une pulvérisation PUL- 31 avec une proportion d'au moins 85% du matériel passant une maille de tamis de 75 μ m. La mesure de la perte au feu a été réalisée suivant le protocole (ALS Minerals OA- GRA05) qui consiste en une mise au four de l'échantillon à analyser pendant une heure à 1000°C.

L'analyse des oxydes a été effectuée par fusion-digestion au métaborate de lithium suivie d'une lecture ICP-AES (Protocole ALS Minerals ME- ICP06). Celle des éléments en traces incluant les Terres Rares par fusion-digestion au métaborate de lithium avec une lecture ICP-MS (Protocole ALS Minerals ME- MS81). Les métaux de base ont été dosés par digestion à l'acide (Protocole ALS Minerals ME- 4ACD81). Les proportions de As, Bi, Hg, Sb, Se, Te, Li, ont été mesurées par digestion aqua-regia suivie d'une spectrométrie de masse (Protocole ALS Minerals ME- MS42) avec des incertitudes oscillant entre 5 et 15 ppm. Le carbone fut dosé par l'analyseur de Leco (Leco furnace, Protocole ALS Minerals C- IR07) et enfin le soufre par l'analyseur de Leco (Protocole ALS Minerals S- IR08).

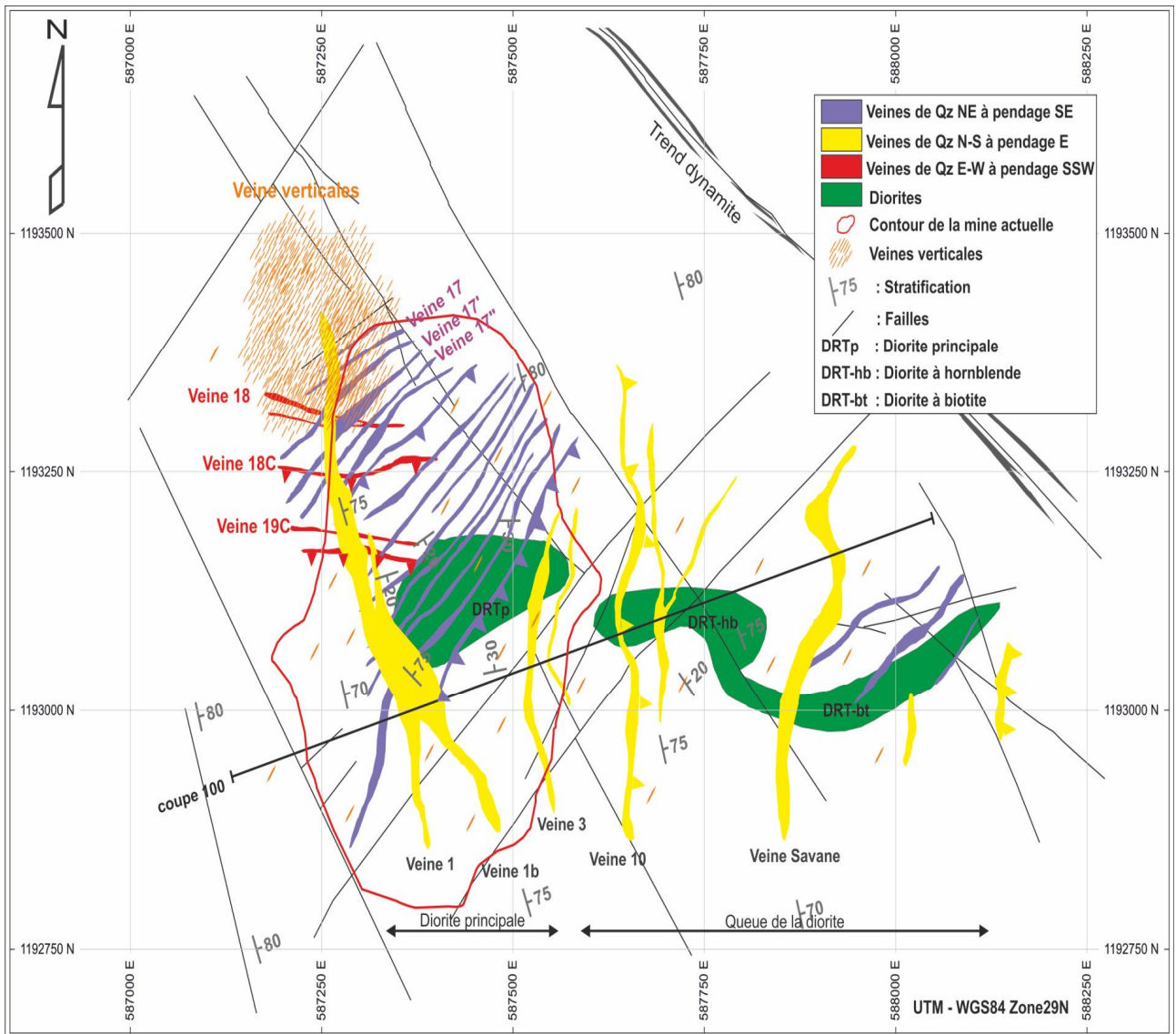


Figure 4. Carte géologique de la mine de Kalana réalisée à partir de projections de levés de fond à 100 m de profondeur et complétée par les données de forages (SONAREM 1982; modifiée). Trend dynamite = décrochement souligné par des dykes dacitiques. Les recoupements apparents sur cette carte n'ont pas une signification chronologique entre les veines du groupe 1.

Figure 4. Geological map of the Kalana deposit gathering geological survey at 100 m below surface, completed by drill holes data (SONAREM 1982; modified). Trend dynamite refers to strike slip fault with dacite dykes. Apparent intersections without chronologic significance.

Pétero-géochimie

Les roches magmatiques reconnues dans le gisement se répartissent en trois ensembles qui se succèdent dans le temps:

1- Les diorites et diorites quartziques forment trois corps hectométriques dont la géométrie a été reconstituée grâce aux données de sondages (Fig. 4). Ces corps sont étiquetés sous les termes de diorite principale, diorite à hornblende (Hb) et diorite à biotite (Bt). La texture est grenue iso- ou hétérogranulaire (Fig. 5b). Le plagioclase, automorphe, représente 35% à 55% de l'ensemble des espèces minérales reconnues. Il a une composition générale d'albite due à une altération intense en épidoite, séricite et carbonates. La hornblende brune, dominante dans la diorite à Hb est centimétrique et automorphe. Elle s'altère en un assemblage à biotite + chlorite + sphène + opaques + quartz. La biotite se présente soit en lamelles automorphes isolées soit en Pla-

ges associées à l'amphibole altérée. Elle s'altère elle-même en chlorite + sagénite + opaques. Le quartz, xénomorphe et interstitiel, peut atteindre 1 mm de diamètre. Le report des compositions chimiques de ces diorites sur le diagramme alcalins/silice (Fig. 8a) permet de définir ces roches comme des diorites caractérisées par d'importantes teneurs en Cr et Ni (jusqu'à 1100 et 280 ppm respectivement, Tab. 1). Leur caractère calco-alcalin est attesté par les diagrammes AFM (Irvine et Baragar, 1971, Fig. 9) et par les diagrammes de normalisation des éléments en trace (Figs. 10 et 11). En effet, dans les diagrammes des Terres Rares normalisées aux chondrites, les spectres obtenus montrent un fractionnement important avec $(La/Yb)_N$ voisin de 12, une forte pente des LREE avec $(La/Sm)_N$ voisin de 3,5 et un spectre relativement plus plat pour les HREE avec $(Gd/Yb)_N$ voisin de 2. Sur les diagrammes des éléments en trace élargis et normalisés aux N-MORBs, on observe des anomalies en Rb et Nb. Les différents spectres sont typiques

de séries calco-alcalines de l'assise supérieure de la stratigraphie du Birimien (voir plus haut, paragraphe introduction).

2- Un réseau de dykes de composition andésitique, d'épaisseur centimétrique à décimétrique recoupe les métasédiments et les diorites suivant une direction NNW-SSE et un pendage de 25° E. Ces andésites ont une texture cryptocristalline due à l'altération avec des cristaux de taille inframillimétrique. La paragenèse minérale est composée de ferromagnésiens complètement chloritisés (30–35%), de feldspaths albitisés (55–60%), de quartz (<5%) et de minéraux opaques (0,1%). Tous les échantillons montrent une carbonatation plus ou moins prononcée pouvant affecter jusqu'à 10% du volume de la roche. Les carbonates se forment aux dépens des ferromagnésiens et des plagioclases, ce qui masque la texture microlitique porphyrique originelle de la roche. Les analyses géochimiques des roches totales sont consignées dans le tableau 1. Deux d'entre elles montrent de faibles teneurs en silice, en alcalins et en LILEs avec une forte perte au feu en rapport avec une forte altération hydrothermale. Cela invalide l'utilisation des diagrammes conventionnels de classification et d'affinité géochimique. Pour pallier à ce problème, nous avons utilisé les éléments à faible mobilité tels que les HFSE et certains autres éléments en traces (Tab. 1). Ainsi dans le diagramme de classification Nb/Y vs Zr/TiO₂*0.0001 de Winchester et Floyd (1977; Fig. 8b), les analyses indiquent une composition d'andésite à andésite basaltique. Les spectres des Terres Rares normalisés par rapport aux chondrites (Fig. 10) des roches altérées montrent de faibles enrichissements en LREE, éléments mobiles lors des processus d'altération. L'échantillon sain (indiqué andésite sur la légende) a un spectre comparable, plus enrichi avec un taux de fractionnement des LREE voisin de 4,4.

Les HREE, peu mobiles sont identiques dans tous les échantillons avec un taux de fractionnement de 1,8. Les autres éléments en traces, normalisés aux N-MORB, sont représentés dans le diagramme de la figure 11. Les échantillons altérés ont perdu leurs LILE et LREE et sont enrichis en Sr par rapport à l'échantillon sain.

Les anomalies en Nb, Ta et Zr marquent tous les spectres et indiquent que les dykes andésitiques, comme les diorites, ont des signatures typiques des arcs insulaires sans exclure la possibilité d'une origine commune.

3- D'autres dykes sont de composition minéralogique tonalitique correspondant chimiquement à des dacites ou rhyodacites (Fig. 8b). Ils ont une épaisseur moyenne de 25 cm pouvant exceptionnellement atteindre 2 m. Orientés E-W et à pendage subvertical, ils recoupent nettement les corps dioritiques. En revanche leurs relations géométriques avec les dykes andésitiques et les veines de quartz minéralisées ne sont pas évidentes à définir. Aucun sondage n'a permis d'observer cette relation. De texture grenue, ces tonalites sont composées essentiellement de quartz (40 à 50%) et de plagioclase albitisé (20 à 25%), et renferment moins de 5% de feldspath potassique très altéré.

La muscovite, interstitielle, peut être abondante (jusqu'à 20%). De rares minéraux opaques tel que, le rutile complètent leur minéralogie. Chimiquement (Tab. 1), ces

tonalites sont riches en silice (jusqu'à 75%) et en alcalins. Ce sont les faciès les plus évolués du secteur de Kalana. Riches en LREE et en LILEs, ils ont les caractères des magmas liés aux arcs insulaires (Figs. 10, 11). En effet, le taux de fractionnement des LREE et des HREE voisins respectivement de 4 et de 1,2 restent comparables avec ceux des diorites et des andésites. Les tonalites montrent des anomalies négatives en Nb et en Zr.

Données structurales

Une épaisse couverture latéritique empêche toute observation de surface. Le profil latéritique atteint une épaisseur de 70 m d'épaisseur au-dessus des métasédiments et 40 m au-dessus de la diorite. L'étude structurale du gisement a été menée sur les rares affleurements dans la zone de Kalana et principalement sur les données de forages.

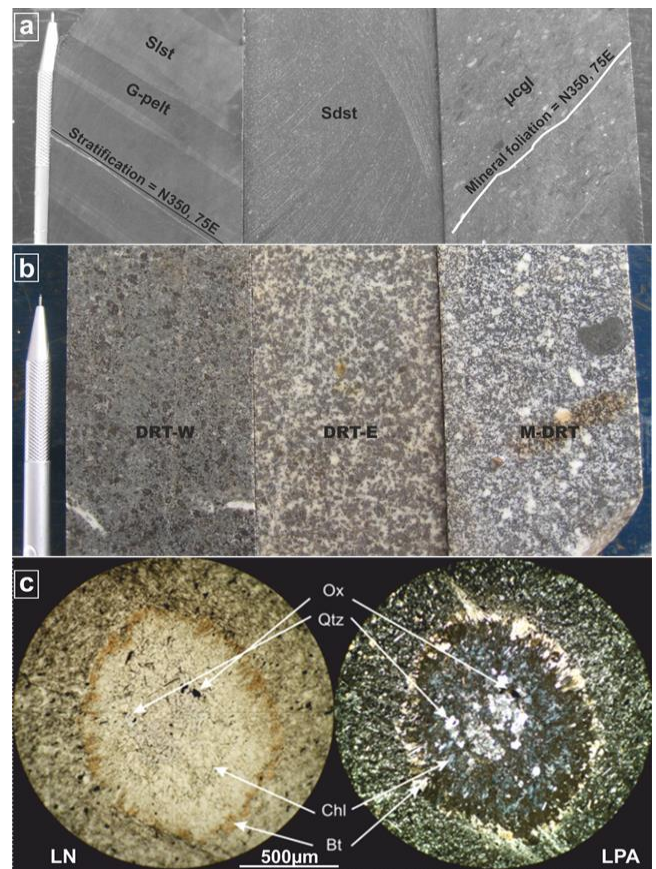


Figure 5. Photographies des faciès dans le secteur de Kalana : a) les roches métavolcanosédimentaires formées de microconglomérat (ucgl), de grès (sdst) de siltite (slst) et de pélite (pelt) ; b) les roches plutoniques ou la diorite de la mine formée d'une diorite quartzique porphyrique ou diorite principale (M-DRT), une diorite à Hb (DRT-W) et une diorite à Bt (DRT-E); c) microphotographie d'un échantillon de pélite « tachetée » au contact de la diorite. Les taches sont formées d'un mélange de chlorite, oxydes et quartz, séparés de la pélite par un liseré de biotite.

Figure 5. Photographs of Kalana lithologies: a) volcanodetritic sedimentary rocks formed by microconglomerate (ucgl), sandstone (sdst), siltstone (slst), graphitic pelite or black shale (g-pelt); b) diorites with main diorite or quartz diorite (M-DRT), western amphibole rich diorite tail (DRT-W), eastern biotite rich diorite tail (DRW-E); c) Microphotograph of sediments at contact with main diorite showing biotite, chlorite, quartz and oxide patches.

Localement, les caractéristiques structurales du gisement ont été décrites par Kusters (2009). Ce travail intègre les mesures structurales relevées dans les galeries souterraines réalisées en 2009, ainsi que la base de données héritées des équipes de la SOGEMORK (avant 1991) et d'ASHANTI-GOLD (1996). Les auteurs ont mis en évidence (i) deux directions majeures subverticales N350 et N45 à N60 correspondant respectivement à la stratification et à la schistosité principale (S_{0-1}) et à des veinules de quartz subverticales, et (ii) d'autres plans subhorizontaux correspondant à une autre génération de veines de quartz (NW-SE à vergence SW ou NE et SW-NE à vergence SE). Une schistosité peu pénétrative se développe au sein des séries métavolcano-sédimentaires. Cette schistosité est parallèle à la stratification (schistosité banc-sur-banc) et recoupée par les corps dioritiques ainsi que par les veines de quartz minéralisées.

Des résultats identiques sur les orientations des structures disjonctives ont été obtenus au cours de nos

travaux d'exploration (Iamgold 2010). En effet, nous avons mené une étude des réseaux de fractures à partir des données de géophysique aéroportée (magnétisme et radiométrie). Une interprétation de différentes cartes d'interpolation tel le signal analytique, le gradient horizontal et la première dérivée verticale a permis d'obtenir une carte de fracturation avec trois directions principales : Une direction N-S qui dévie légèrement NNW-SSE dans la partie nord de la zone de Kalana, elle concerne des décrochements (Sonarem 1982), la structure régionale (S_{0-1}), ainsi que certaines veines de quartz à faible pendage (Kusters 2009); une direction NE qui regroupe, outre une troisième famille de décrochements (Sonarem 1982), une partie des veines de quartz de faible pendage (voir plus bas : morphologie des veines de quartz minéralisées) et les veines de quartz subverticales (Kusters 2009); et une direction E-W qui elle correspond à la troisième famille des veines de quartz de faible pendage (Kusters 2009, voir plus bas : Morphologie des veines de quartz minéralisées).

Tableau 1. Composition des roches totales de la série lithologique de Kalana regroupant les roches magmatiques et métavolcanosédimentaires.

Table 1. Whole rock Composition of magmatic and metavolcanosedimentary rocks of Kalana deposit.

Echantillons	KALM003	KALM008	KALM148	KALM147	KALM113-259	KALM145	KALM122	KALM123	KALM81	KALM80	KALM82
Facies pétrographique	Hbl diorite			Bt+Hbl diorite			Bt diorite		Granodiorites		
SiO ₂ (%)	55,5	58,4	58	53,5	65,9	59,3	66	64,8	57,9	56,1	57,4
Al ₂ O ₃	11,8	13,45	12,45	13,25	14,55	13	14,55	14,4	12,2	11,65	12,25
Fe ₂ O ₃	7,83	7,09	6,68	6,97	4,51	5,58	4,72	4,77	6,51	6,62	6,56
CaO	6,37	4,13	1,79	3,36	3,59	2,29	3,41	3,65	6,18	7,08	5,03
MgO	12,2	9,26	9,97	10,95	3,31	7,85	3,44	3,47	7,93	7,81	8,24
Na ₂ O	2,3	2,77	1,57	1,96	3,84	2,26	3,77	3,76	2,99	3,22	2,82
K ₂ O	1,48	1,98	2,53	1,89	2,13	2,46	2,21	2,08	3,2	0,18	1,91
Cr ₂ O ₃	0,14	0,14	0,12	0,1	0,04	0,11	0,05	0,05	0,08	0,08	0,08
TiO ₂	0,62	0,47	0,49	0,57	0,43	0,37	0,45	0,46	0,69	0,67	0,71
MnO	0,12	0,09	0,08	0,09	0,06	0,08	0,06	0,06	0,09	0,08	0,09
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,17	0,24	0,12	0,11	0,1	0,11	0,46	0,45	0,48
SrO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,12	0,09	0,09
BaO	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,13	0,01	0,1
LOI	3,3	3,75	5,41	7,84	1,98	5,53	2,9	3,45	2,6	7,6	4,6
Total	101,91	101,77	99,35	100,81	100,59	99,04	101,78	101,18	101,08	101,64	100,36
Li (ppm)	60	30	60	70	30	40	30	30	40	70	70
Rb	49,3	87,6	109	53,8	78,5	91,9	74,1	69,6	73,3	6,2	71,5
Ba	518	556	529	488	657	584	622	642	1100	62,8	838
Sr	296	359	230	323	516	239	423	432	1035	765	804
Th	4,32	2,89	3,58	5,11	6,25	4	4,68	5,21	12,65	12,05	12,7
U	1,23	1,03	1,19	1,77	1,52	2,37	1,64	1,41	3,19	3,06	3,29
Ta	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Nb	4,9	4,7	3,9	5,3	5	3,9	4,7	5,3	6	6	6,2
Hf	2,8	2,7	2,3	3,6	3,4	2,6	3,6	4,5	5,6	5,3	5,5
Zr	92	89	72	122	113	85	116	158	200	188	197
Y	15,1	13,9	12,9	17,1	11,5	10,2	10,7	12	24	22,7	24,9
V	212	158	153	156	96	131	106	98	153	159	151
Co	42	35	33	36	15	28	15	15	27	28	29
Cr	1190	1010	900	780	340	800	350	350	610	600	630
Ni	285	133	179	140	53	136	54	57	222	221	226
Sc	22	21	18	14	12	16	12	12	15	14	15
La (ppm)	21,9	18,4	20,7	30,8	25,7	17,8	22	26,3	70,3	68,8	66,9
Ce	41,4	41,1	45,2	64,7	49,8	35,5	43,9	51,6	151,5	145,5	146
Pr	5,48	5,33	5,71	7,9	5,7	4,13	5,01	5,88	19,35	18,6	18,7
Nd	23	21,5	23,2	31,2	21,7	15,9	19,2	22,2	79,2	75,4	76,8
Sm	4,56	4,2	4,35	5,77	3,79	2,92	3,54	3,83	14,8	13,75	14,45
Eu	1,16	1,01	1,16	1,29	1,1	0,9	1,08	1,1	3,79	3,5	3,78
Gd	3,79	3,43	3,27	4,38	2,88	2,44	2,76	3,05	10,1	9,25	9,93
Tb	0,55	0,48	0,45	0,57	0,39	0,35	0,39	0,42	1,1	1,05	1,15
Dy	2,94	2,61	2,38	3,17	2,07	1,89	2,07	2,17	5,07	4,78	5,14
Ho	0,59	0,51	0,45	0,59	0,4	0,39	0,41	0,43	0,84	0,8	0,85
Er	1,64	1,44	1,22	1,58	1,13	1,08	1,11	1,2	2,07	1,94	2,03
Tm	0,24	0,21	0,17	0,22	0,17	0,16	0,17	0,17	0,27	0,26	0,28
Yb	1,58	1,38	1,1	1,41	1	1,04	1,1	1,11	1,65	1,6	1,66
Lu	0,25	0,2	0,17	0,21	0,15	0,15	0,17	0,17	0,24	0,23	0,24
La _N /Lu _N	9,24	8,89	12,55	14,56	17,13	11,41	13,33	15,80	28,40	28,67	26,87
La _N /Sm _N	2,95	2,69	2,93	3,28	4,17	3,75	3,82	4,22	2,92	3,08	2,85
Gd _N /Lu _N	1,91	1,98	2,37	2,48	2,30	1,87	2,00	2,19	4,88	4,61	4,77
Cr/Th	275,46	349,48	251,40	152,64	54,40	200,00	74,79	67,18	48,22	49,79	49,61
Th/Sc	0,20	0,14	0,20	0,37	0,52	0,25	0,39	0,43	0,84	0,86	0,85
(Eu/Eu)*	0,86	0,82	0,95	0,79	1,02	1,04	1,06	0,99	0,95	0,95	0,97

Tableau 1 (suite). Composition des roches totales de la série lithologique de Kalana regroupant les roches magmatiques et métavolcanosédimentaires.

Table 1 (continued). Whole rock Composition of magmatic and metavolcanosedimentary rocks of Kalana deposit.

Echantillons	KALM44	KALM74A-284	KALM164	KALM165	KALM47	KALM18	KALM113-206	KALM33	KALM29	KALM112	KALM19
Facies pétrographique	Tonalites		Granites			Andesites		Pelite		Grès (Sandstones)	
SiO ₂ (%)	75,4	76,2	53,5	54,7	42,1	44,5	67,8	67,4	72,2	65,1	71,5
Al ₂ O ₃	13,25	13,55	20,1	21,1	7,3	9,5	15,3	14,95	11,85	14,05	11,7
Fe ₂ O ₃	1,63	1,26	4,5	4,58	8,28	9,61	4,35	5,34	3,8	4,05	4,64
CaO	0,89	0,63	3,77	2,57	9,19	6,68	0,94	0,49	2,18	2,57	0,83
MgO	0,8	0,52	2,85	2,58	15,4	14,45	3,18	2	1,26	2,01	2,06
Na ₂ O	4,57	4,16	6,37	6,18	0,03	0,02	3,42	4,6	3,93	4	2,91
K ₂ O	2,01	2,3	3,14	3,68	0,13	0,05	2,68	1,55	1,94	2,49	1,73
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,03	0,03	0,22	0,23	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02
TiO ₂	0,14	0,1	0,42	0,48	0,36	0,49	0,45	0,58	0,52	0,56	0,52
MnO	0,03	0,01	0,06	0,04	0,17	0,15	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,16	0,13	0,03	0,12	0,11	0,13	0,11	0,1	0,13
SrO	0,03	0,02	0,05	0,04	0,09	0,1	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
BaO	0,05	0,04	0,07	0,08	0,01	0,01	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05
LOI	2,04	1,67	4,77	4,66	17,35	14,45	2,83	2,24	3,31	4,69	2,55
Total	100,91	100,54	99,79	100,85	100,65	100,35	101,22	99,44	101,26	99,81	98,7
Li (ppm)	20	20	40	50	50	100	40	40	10	20	40
Rb	66,5	70,5	123,5	143,5	8,6	3,1	120,5	61	76,8	91	71,7
Ba	431	374	593	707	14,1	10,9	528	510	479	550	413
Sr	248	196	394	290	682	829	216	308	362	342	206
Th	6,65	4,79	5,5	5,4	1,49	2,1	5,24	6,61	6,61	5,81	6,26
U	3,94	3,98	1,81	1,55	0,46	0,79	1,81	1,83	1,95	2,13	1,68
Ta	0,8	0,9	0,5	0,4	0,2	0,2	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5
Nb	4,4	3,2	6,1	6	2,3	3,3	5,1	7,1	6,8	6,5	6,2
Hf	3	2,1	3,6	3,6	1,4	1,8	3,6	4,6	5	4,4	4,9
Zr	67	39	114	121	42	60	120	162	178	154	173
Y	13,8	10	13,9	10,7	9,7	12,1	8,7	18,3	15,8	15,7	14,5
V	23	17	109	132	140	169	104	135	100	128	115
Co	4	2	11	16	71	73	14	17	13	15	13
Cr	170	160	220	250	1650	1710	320	180	200	170	190
Ni	16	9	42	49	806	847	53	48	48	38	35
Sc	6	5	9	11	17	20	11	14	11	12	11
La (ppm)	19,8	11,6	30,7	30,3	8,5	8,3	26,9	29,2	30,4	28,1	32,2
Ce	38,5	21,3	61,5	59,6	18	19,2	52,9	57,3	58,8	51,7	57
Pr	4,18	2,58	7,17	6,92	2,21	2,49	5,97	6,62	6,68	6,4	6,91
Nd	14,8	9,4	27,2	26	9,3	10,8	21,9	25,1	24,9	24,5	26,5
Sm	2,68	1,95	4,72	4,36	1,98	2,45	3,72	4,57	4,36	4,34	4,47
Eu	0,51	0,34	1,64	1,71	0,69	0,82	0,89	1,31	1,14	1,05	1,15
Gd	2,32	1,64	3,53	3,23	2,03	2,44	2,61	3,91	3,67	3,55	3,53
Tb	0,38	0,29	0,47	0,41	0,3	0,38	0,34	0,6	0,53	0,52	0,52
Dy	2,24	1,7	2,47	2,03	1,76	2,21	1,72	3,32	2,89	2,82	2,86
Ho	0,47	0,34	0,48	0,38	0,36	0,45	0,33	0,67	0,58	0,56	0,58
Er	1,38	1,08	1,31	0,98	1,02	1,29	0,92	1,89	1,64	1,6	1,64
Tm	0,21	0,16	0,18	0,14	0,15	0,19	0,13	0,29	0,25	0,23	0,24
Yb	1,44	1,13	1,2	0,85	0,96	1,27	0,85	1,83	1,62	1,49	1,61
Lu	0,22	0,17	0,18	0,12	0,15	0,18	0,14	0,28	0,25	0,25	0,27
La _N /Lu _N	9,17	6,84	17,06	23,76	5,90	4,36	21,10	10,64	12,51	12,57	13,33
La _N /Sm _N	4,54	3,66	4,00	4,28	2,64	2,08	4,45	3,93	4,29	3,98	4,43
Gd _N /Lu _N	1,28	1,16	2,34	3,03	1,69	1,53	2,45	1,70	1,81	1,90	1,75
Cr/Th	25,56	33,40	40,00	46,30	1107,38	814,29	61,07	27,23	30,26	29,26	30,35
Th/Sc	1,11	0,96	0,61	0,49	0,09	0,11	0,48	0,47	0,60	0,48	0,57
(Eu/Eu)*	0,63	0,58	1,24	1,40	1,06	1,03	0,88	0,95	0,88	0,82	0,89

Ces trois directions correspondent dans le schéma structural de Kusters (2009) à trois phases successives de déformation : i) un raccourcissement NW-SE; ii) un raccourcissement NE-SW et iii) une phase de relâchement des contraintes avec une contrainte maximale verticale responsable de la présence de failles normales tardives à faible rejet (7 m, observé sur la veine 17). Selon les conclusions de Sonarem (1982), le contexte structural du gisement se situe au cours des étapes terminales du cycle tectono-thermal éburnéen.

Minéralisations

Le gisement de Kalana est formé de plusieurs veines de quartz aurifères localisées autour de la diorite de forme sigmoïdale allongée E-W (Fig. 4). Elles ont fait l'objet de plusieurs années d'exploitation de 1985 à 1991 et de 2004 à nos jours grâce à une petite usine de traitement par gravité produisant environ 10.000 onces d'or par an (AVNEL 2014). Les veines de quartz peuvent être regroupées en plusieurs familles avec des caractéristiques géométriques spécifiques (épaisseur, direction et pendage). Nous en distinguons deux groupes principaux : (1) les veines de

quartz subhorizontales d'épaisseur relativement importante, décimétrique à métrique et (2) les veines de quartz subverticales de faible épaisseur (centimétrique) nommées aussi système vertical.

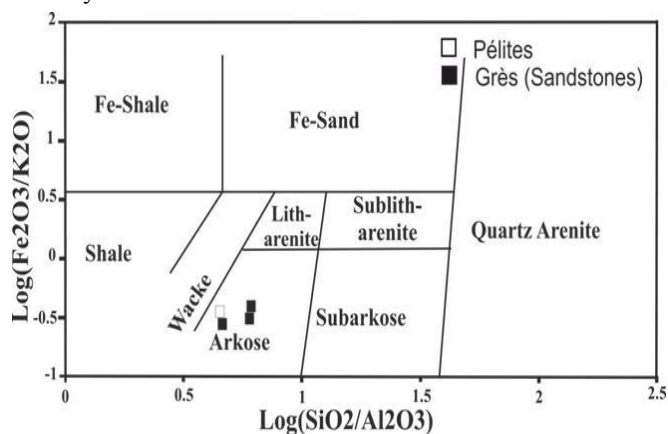


Figure 6. Classification des sédiments birimiens du gisement de Kalana dans le diagramme de Herron (1988).

Figure 6. Classification diagram of metasediments of Kalana (Herron 1988).

Tableau 2. Composition chimique des sulfures dans les veines de quartz du gisement de Kalana.
 Table 2. Chemical composition of sulfides in Kalana quartz lodes.

Sulfures	Arsénopyrite	Pyrite	Pyrrhotite	Chalcopyrite	Wurtzite	Galena	Aschamalmite	Bismuthinite	Cosalite	Ikunolite	Bimuth natif											
(S)	23,82	21,64	24,18	21,68	52,61	53,52	39,59	40,68	35,46	35,32	34,30	33,29	14,15	14,16	14,51	18,78	19,51	15,50	11,14	11,12	0,01	0,08
(Fe)	36,21	35,14	36,57	35,38	46,77	47,19	61,21	59,25	30,52	30,52	5,79	6,21	0,64	0,00	0,69	0,12	2,94		0,14	0,28	0,01	0,17
(Cu)				0,10					34,57	34,71	1,38	0,46	1,43	0,00	1,35	0,55	3,59	0,22	0,30	0,67		0,05
(Zn)	0,03	0,02		0,02	0,02	0,03		0,02		0,06	56,34	57,78		0,00	0,01		0,01					
(As)	40,48	43,88	41,04	44,93	0,01						0,01	0,28	0,04	0,07			0,06		0,07			
(Ag)	0,04	0,01	0,00	0,02					0,08	0,01	0,07	1,03	0,33			0,04	0,06					
(Sb)			0,00	0,01		0,02			0,02			0,00				0,02	0,02					0,06
(Te)	0,01		0,01	0,00		0,01		0,00				0,08					0,04	0,54	0,00	0,09		
(Pb)		0,12		0,05										86,31	84,88	63,65	8,07	6,08	39,10	4,90	2,97	
(Bi)		0,09	0,14	0,09	0,18	0,15	0,06	0,11	0,03	0,16	0,02	0,64	1,59	21,08	71,52	69,89	41,18	83,31	84,21	99,24	98,38	
Total	100,60	100,89	101,94	102,18	99,70	100,93	100,85	100,06	100,68	100,62	97,96	97,78	103,53	101,79	101,69	99,03	102,19	96,62	99,86	99,34	99,32	98,68
(S)	38,591	35,69	38,59	35,45	66,2	66,44	52,76	54,271	50,38	50,25	47,69	51,01	49,49	51,01		60,04	56,34	55,06	44,70	42,37		0,99
(Fe)	33,557	33,333	33,56	33,11	33,8	33,56	47,24	45,729	24,81	24,87	4,63	5,05	1,01			0,20	4,83		0,29	5,47		0,99
(Cu)									24,81	24,87	9,26	0,51	2,53			0,80	5,23	0,33	0,57	1,23		
(Zn)											38,43	43,43										
(As)	27,852	30,976	27,85	31,44								0,51								0,14		
(Ag)													1,01						0,11			
(Sb)																						
(Te)																			0,44	0,09		
(Pb)											46,46	47,47			3,82	2,62	21,58	3,01	1,64			
(Bi)											0,00	0,51			35,14	30,99	22,47	51,29	49,20	100,00	98,02	
(S)	1,15	1,06	1,15	1,06	1,98	1,98	1,05	1,08	2,01	2,00	1,03	1,01	0,98	1,01	8,55	2,99	2,80	4,95	3,12	3,10		0,01
(Fe)	1,00	0,99	1,00	0,99	1,01	1,00	0,94	0,91	0,99	0,99	0,10	0,10	0,02		0,23	0,01	0,24		0,02	0,40		0,01
(Cu)									0,99	0,99	0,20	0,01	0,05		0,40	0,04	0,26	0,03	0,04	0,09		
(Zn)											0,83	0,86										
(As)	0,83	0,92	0,83	0,94									0,01		0,01				0,01			
(Ag)													0,02		0,05			0,01				
(Sb)																						
(Te)																			0,04	0,01		
(Pb)											0,92	0,94		5,81	0,19	0,13	1,94	0,21	0,12			
(Bi)													0,01	1,90	1,75	1,54	2,02	3,58	3,60	0,99	0,99	
Total	2,98	2,97	2,98	2,99	2,99	2,98	1,99	1,99	3,99	3,98	2,16	1,98	1,98	1,98	16,95	4,98	4,97	8,99	6,98	7,32	0,99	1,01

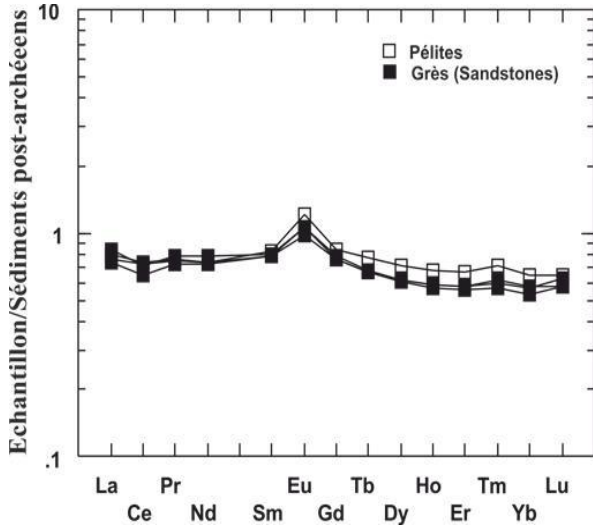


Figure 7. Spectres des Terres Rares des métasédiments de Kalana normalisés aux sédiments post-archéens (Taylor & Mc Lennan 1985).

Figure 7. Kalana Rare Earth Elements patterns normalized to Post Archean Sediments (Taylor & Mc Lennan 1985).

MORPHOLOGIE DES VEINES DE QUARTZ MINERALISEES

Veines du groupe 1

Les veines de quartz de faible pendage représentent les principales structures minéralisées du gisement. Elles se localisent principalement autour de la diorite. Elles peuvent

être encaissées aussi bien par les métasédiments que par la diorite. Plusieurs de ces veines ont été sélectionnées pour cette étude notamment les veines 1, 3, 17, 18, 18C et 20 (Fig. 4). Les veines du groupe 1 ont des orientations et pendages variables; on retrouve ainsi les veines orientées :

N-S à faible pendage vers l'Est (veine 1 : N175, 20E; veine 3 : N175, 22E);

NE à faible pendage vers le Sud-Est (veine 17 : N070, 25SE; veine 17' : N070, 25SE; veine 17'' : N070, 25SE) ;

E-W à faible pendage vers le S (veine 18 : N090, 30-45S; veine 18C : N100, 35-45S).

Les caractéristiques géométriques des veines de quartz du groupe 1 montrent qu'elles forment des familles présentant les mêmes orientations que les veines 1, 3, 10, savane, superette (Fig. 12).

La densité des veines du groupe 1 est variable (distance entre veines variant entre 50 m et 100 m); cependant, entre deux veines principales, on observe fréquemment plusieurs petites veines de direction et pendage identiques à ceux des veines principales. L'épaisseur des veines du groupe 1 varie dans un large intervalle avec une moyenne située autour de 50 cm ; cependant, on retrouve exceptionnellement des veines de quartz pouvant atteindre 3 m dans leur partie centrale (cas de la veine 1). Globalement les veines de quartz ont une forme elliptique avec une extension pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (cas de la veine 1 avec 600 m suivant la direction 500 m suivant le pendage). Cette extension peut parfois être prolongée dans l'encaissant sous forme de petits couloirs de cisaillement. Le contact entre les veines et l'encaissant est franc.

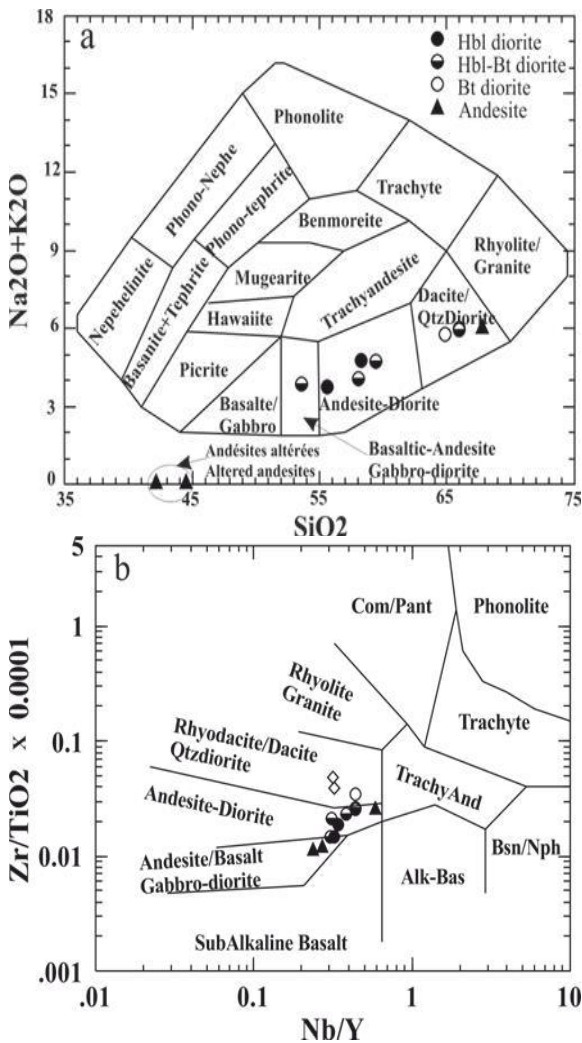


Figure 8. Classification des roches magmatiques de Kalana : a) diagramme alcalin/silice (Cox *et al.* 1979) ; b) diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂*0.0001 (Winchester & Floyd 1977).

Figure 8. Classification of magmatic rocks of the Kalana district: a) diagram alkali (Na₂O+K₂O) versus silica (Cox *et al.* 1979); b) diagram Nb/Y vs Zr/TiO₂*0.0001 (Winchester & Floyd 1977).

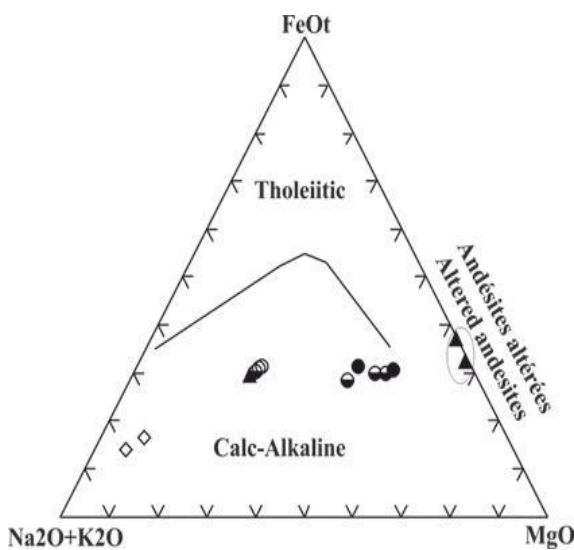


Figure 9. Affinité magmatique des roches intrusives de Kalana, diagramme alcalins-fer-magnésique AFM (Irvine & Baragar 1971).

Figure 9. AFM diagram of Kalana intrusives (Irvine & Baragar 1971).

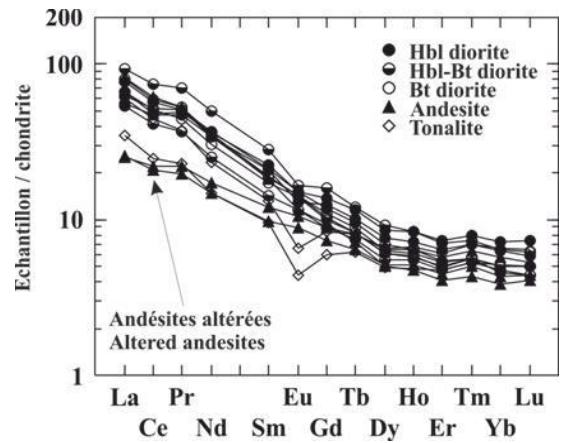


Figure 10. Spectre des Terres Rares normalisées aux chondrites des roches magmatiques de Kalana. (les valeurs de normalisation sont de Nakamura 1974).

Figure 10. Chondrites normalized Rare Earth Elements patterns of Kalana intrusives (Normalization values are from Nakamura 1974).

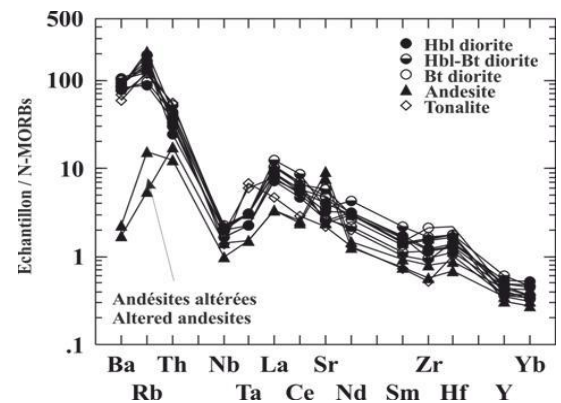


Figure 11. Spectres multiéléments des roches de Kalana normalisés aux N-type MORB.

Figure 11. N-MORB normalized Spiderdiagrams of Kalana intrusives.

Veines du groupe 2

Contrairement aux veines du groupe 1, les veines du groupe 2 regroupées sous le terme de système vertical sont constituées de nombreuses veinules localisées, pour une large part, au NW de la diorite principale. Elles sont globalement orientées N 40 avec un fort pendage de 85°NW ou SE. Les veines du système vertical ont une faible extension par rapport au groupe 1, ne dépassant pas quelques mètres et leur épaisseur moyenne est de 2 cm n'atteignant qu'exceptionnellement 10 cm. Ce groupe montre une densité importante, largement supérieure au groupe 1 (Fig. 4) avec une distance moyenne entre-veines de 50 cm.

L'ensemble des veines de quartz des groupes 1 et 2 montre des variations locales des caractéristiques géométriques avec des ondulations (directions, pendages), rétrécissements et élargissements en fonction de leur extension. Le contact direct entre les deux groupes de veines est non évident sur les carottes. Cependant, nous l'avons observé dans une galerie, montrant clairement le caractère tardif de la mise en place des veines du groupe 2 par rapport à celles du groupe 1 (Fig. 13).

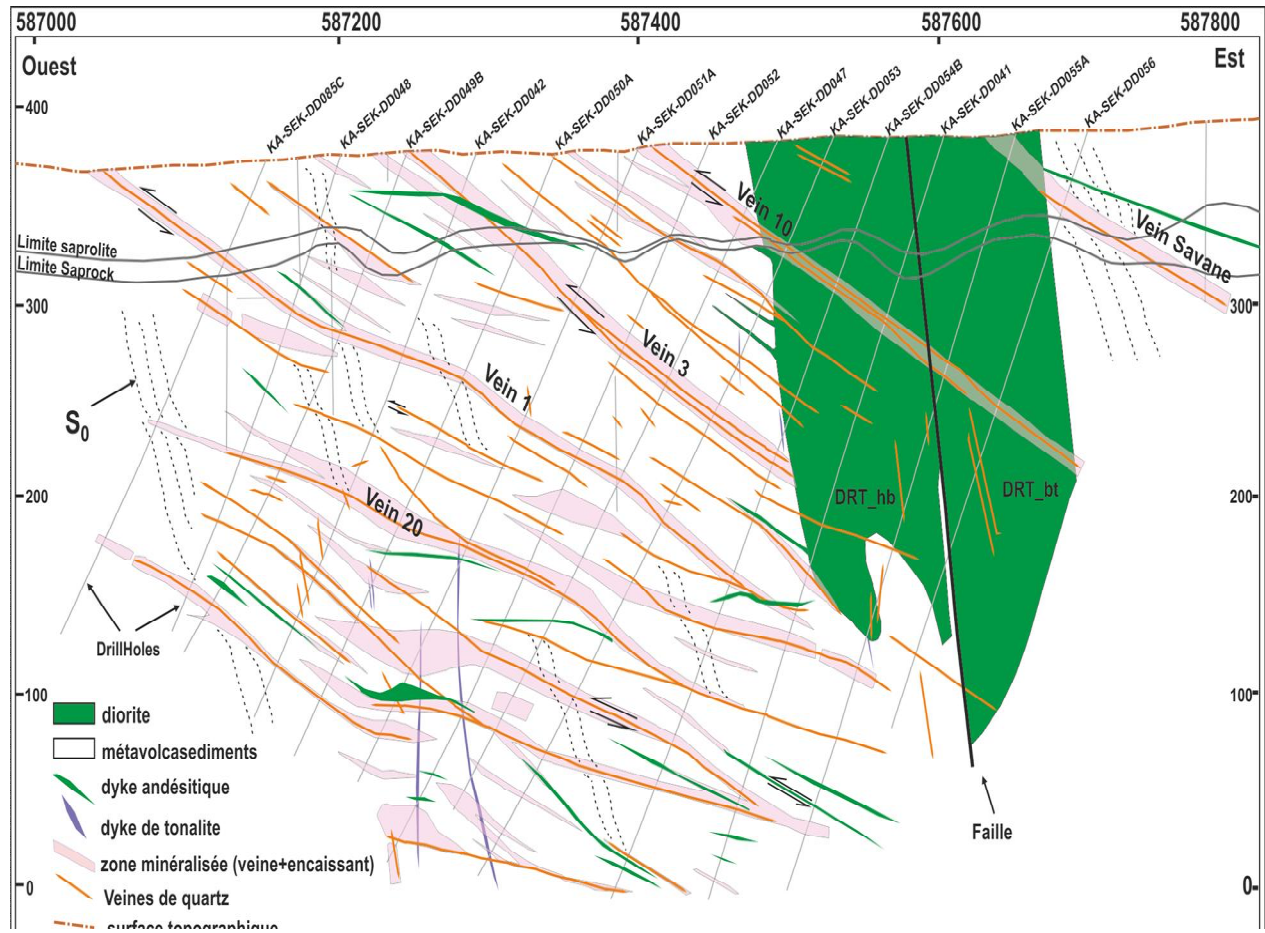


Figure 12. Section interprétative des sondages carottés de Kalana (voir Fig. 3).

Figure 12. Interpretative cross section of Kalana drillholes (see Fig. 3)

MINÉRALOGIE DES VEINES MINÉRALISÉES ET ALTERATION HYDROTHERMALE

Toutes les veines de quartz des groupes 1 et 2 montrent globalement les mêmes caractéristiques minéralogiques et paragenétiques. Les veines minéralisées du groupe 1 (Fig. 14a, b) sont formées de quartz (jusqu'à 70%), albite (2–10%), calcite et ankérite (2–30%) et de concentrations (<5%) de sulfures, or natif et bismuth. La proportion de ces derniers peut augmenter rapidement dans les niveaux de forte minéralisation. Ainsi, sur une zone d'exploitation de la veine 20, un liséré d'or millimétrique et exceptionnellement centimétrique a été observé sur 1,5 m le long de la veine. Il est estimé à plusieurs kilogrammes d'or (Fig. 15a, b). L'encaissant montre au contact de la veine une altération en chlorite et calcite, accompagnée d'une silicification et d'une quantité de sulfures relativement importante. Les proportions de pyrite, arsénopyrite et pyrrhotite peuvent atteindre alors 5% en volume au contact de la veine. Cependant, les proportions volumétriques de sulfures et de minéraux d'altération diminuent au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la veine. L'épaisseur, centimétrique à décimétrique de la zone d'altération minéralisée au contact de la veine n'est pas une fonction directe de celle de la veine elle-même. Les veines du groupe 2 (Fig. 14c, d) renferment du quartz (85%), de l'albite (2–10%), de la calcite (2–5%), de la muscovite (<2%), des sulfures (<5%),

de l'or et du bismuth natif (<1%). Dans les zones les plus minéralisées, la proportion de sulfures et d'or natif peut augmenter jusqu'à une proportion de 7% du volume de ces veines de la même façon que dans les veines du groupe 1. Une légère altération hydrothermale s'observe aussi au bord des veines du système vertical avec quartz, chlorite, carbonates et sulfures. Les proportions de sulfures dans l'encaissant diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne des bords de la veine.

Un trait commun aux deux groupes de veines de quartz est la présence de zones de cisaillements internes renfermant des fragments d'encaissant de taille variable (du millimètre au centimètre). Ces fragments montrent une altération en carbonates et muscovite accompagnés d'une forte silicification. Ils renferment environ 95% des sulfures contenus dans la veine de quartz. Ils renferment aussi de petits cristaux de quartz que nous décrivons ci-dessous. Ces zones de cisaillement interne sont, elles mêmes, affectées par des fractures tardives soulignées par l'ankérite, la muscovite, la chalcopryrite, la sphalérite, les sulfures de bismuth, le bismuth natif et l'or natif. Dans l'ensemble, la texture est granoblastique hétérogranulaire définie par trois familles de quartz (Fig. 16) : Le quartz primaire (Qtz1) en cristaux généralement de grande taille atteignant le centimètre. Il représente 60% à 70% du contenu de la veine. Il apparaît, macroscopiquement globuleux, clair à légèrement laiteux avec un allongement souvent parallèle au bord

de la veine (Fig. 16a). Le Qtz1 montre une extinction roulante liée à sa déformation. Les contacts entre grains sont irréguliers et soulignés par la présence d'une deuxième génération dite Qtz2. La seconde famille de quartz (Qtz2) est constituée de petits grains (<0.1mm) issus de la recristallisation dynamique des grains de Qtz1 (Fig. 16b, c, d). Cette recristallisation est probablement due à la rotation des grains suivant les schémas de Hirth et Tullis (1994). La dernière famille de quartz (Qtz3) est formée de grains assez limpides et automorphes dont la taille varie entre 0.1 mm et 1 mm (Fig. 16e). Ils représentent moins de 1% du contenu de la veine mais cette proportion peut atteindre localement 10%, notamment le long des fractures tardives.

Les proportions d'albite dans les veines de quartz varient localement. Ce minéral est associé aux grains de Qtz1 en grains de taille moyenne inférieure à 1 mm (Fig. 16f). Il montre les mêmes déformations que le quartz qui lui est associé. L'ankérite et la calcite apparaissent sporadiquement dans de petites veinules inférieures à 1 mm et associées aux Qtz3 qui soulignent les fractures tardives. Au sein des veines de quartz du gisement de Kalana, les sulfures sont spatialement liés aux fragments d'encaissant entraînés dans les veines alors que leur proportion entre les grains de quartz est faible.

La mise en place des veines de quartz produit sur leurs épontes un léger métasomatisme qui donne une couleur verte à leur encaissant immédiat. L'épaisseur de cette zone d'altération hydrothermale n'excède pas 50 cm. Les effets de ce métasomatisme diminuent rapidement en intensité au fur et à mesure que l'on s'éloigne des contacts de la veine. Il se traduit par la formation de la chlorite, de l'épidote, de la calcite, de l'ankérite et du quartz. Ce métasomatisme s'accompagne principalement d'une minéralisation constituée d'arsénopyrite (Asp1) renfermant des inclusions micrométriques d'or de pyrite, de pyrrhotite et plus rarement de chalcopryrite.

MINÉRALOGIE ET SEQUENCES PARAGENÉTIQUES

Les minéralisations qui accompagnent la mise en place des veines de quartz de Kalana sont, donc, représentées par des sulfures auxquels s'associent l'or et dans une moindre mesure le bismuth. Les associations minéralogiques sont liées, en partie, à la déformation qui affecte les veines de quartz. Nous donnons, ci-dessous, les caractères chimico-minéralogiques et texturaux de ces minéralisations avant de définir les paragenèses minérales et leur succession en fonction de la déformation.

Les sulfures et le bismuth

La pyrite (Py) s'observe en grains automorphes « disséminés » dans le Qtz1 ou associée aux fragments d'encaissant (Py1). Elle peut atteindre 5 mm de taille. Elle montre des inclusions micrométriques de galène (Ga), sphalérite (Sph), chalcopryrite (Ccp) et microfragments d'encaissants (Fig.17a, b) assimilés pendant la croissance. Les cristaux de pyrite peuvent être fracturés en formant un agrégat (Fig. 17c). La composition chimique de la pyrite est assez classique avec 46,2% Fe, 52,1% S, en pourcentage

pois et des traces de cuivre (Tab. 2). De petits grains de pyrite ont aussi été observés dans les fractures tardives mais en faible proportion (Py2).

L'arsénopyrite (Asp) est le sulfure le plus abondant pouvant atteindre localement 3% du volume total de la veine. Elle est également présente dans l'encaissant au contact de la veine. L'Asp apparaît en grains automorphes

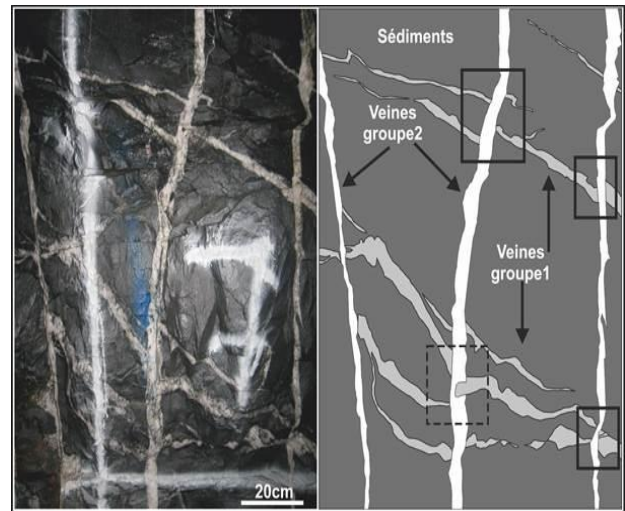


Figure 13. Relation spatio-temporelle des veines de quartz des groupes 1 et 2 du gisement de Kalana (Galerie niveau L180 nord, veine 20). Encadré solide = groupe2 recoupe groupe1 ; encadré en tirets = relation ambiguë.

Figure 13. Geometric relation between group 1 and group 2 veins exposed in underground gallery (exploration level 180 north, vein2). Solid box = group2 intersects group1 ; dashed box = ambiguous relation.

d'environ 0,5 mm montrant : (i) un cœur d'aspect rugueux (Asp1) zoné (Fig. 24b, c) riche en grains de chalcopryrite, de galène et de sphalérite localisés dans des microfractures et (ii) un bord limpide (Asp2) formé plus tardivement avec de rares inclusions de Ga et de scheelite (Sch) dans la zone de contact avec l'Asp1 (Fig. 24c). Tout comme la Py, l'Asp1 apparaît aussi affectée par les cisaillements internes (Fig. 18) contrairement à l'Asp2. L'Asp1 montre de petites inclusions d'or d'environ 5µm alors que les bordures (Asp2) en sont dépourvues. La zonation concentrique de l'arsénopyrite 1 correspond à la variation rythmique des proportions d'arsenic et de soufre, avec un rapport As/S oscillant entre 1,7 et 2,5. Cette variation traduisant une composition riche en As des bandes claires et moins riche des bandes sombres. Les analyses effectuées révèlent également la présence de traces de Pb et Bi (Tab. 2).

La pyrrhotite (Po) est présente en inclusions micrométriques dans la Py et l'Asp1 ou en grains fins disséminés dans les épontes aux côtés de la Py et de l'Asp1 (Po1, Fig. 19a). La Po représente moins de 1% du contenu minéral des veines et apparaît aussi avec la Py et l'Asp dans les fragments d'encaissant au contact de la veine. Sa composition chimique moyenne est de 40,0% de S et 59,8 de Fe (Tab. 2). Tout comme la pyrite, de rares grains de pyrrhotite soulignent les fractures tardives (Po2, Fig. 19b).

La chalcopryrite (Ccp) s'observe (i) en grains micrométriques xénomorphes dans les microfractures de la Py et l'Asp et (ii) dans les fractures tardives en association avec

la sphalérite, les sulfures de bismuth (décrits ci-dessous), le bismuth natif et l'or. Ce dernier peut atteindre plusieurs millimètres (Figs. 20, 21). La Ccp a une composition chimique moyenne, en pourcentage poids, de 34% Cu, 35% S, 30% Fe et des traces de Zn et Ag 0.6% et 0.08% respectivement (Tab. 2).

La sphalérite (Sph) représente moins de 0,5% du contenu de la veine et s'observe en (i) inclusions micrométriques dans la Py et l'Asp1 et (ii) sous forme de grains dans les fractures tardives aux côtés de la Ccp, la Ga, les sulfures de Bi, le Bi et l' Au (Figs. 20, 21). La composition chimique exprimée en pourcentage poids de la sphalérite correspond à la wurtzite avec 57,23% Zn, 33,7% S, 6,5% Fe et des traces de Cu et Bi.

La galène représente moins de 0,5% du contenu des veines et s'observe (i) en inclusions micrométriques (Ga1) dans la Py et l'Asp1 et (ii) dans les fractures tardives, en larges sections (Ga2) d'environ 0,5 mm aux côtés de la Sph, de la Ccp, des sulfures de Bi, de Bi et de l' Au (Figs. 20, 21 et 23a, b, c d).

Les sulfures de bismuth (Bi-Sulf) et bismuth natif (Bi) s'observent dans les veines de quartz de Kalana sous forme de cristaux de jonassonite $[\text{Au}(\text{Bi},\text{Pb})_5\text{S}_4]$, de bismuthinite (Bi_2S_3), d'ikunolite (Bi_4S_3), d'achalmite ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_9$) et de cosalite ($\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_5$) (Fig. 22). Les nombres d'atomes dans les formules structurales des sulfures sont reportés sur le tableau 2. Ils montrent peu de variations au sein de chaque espèce minérale.

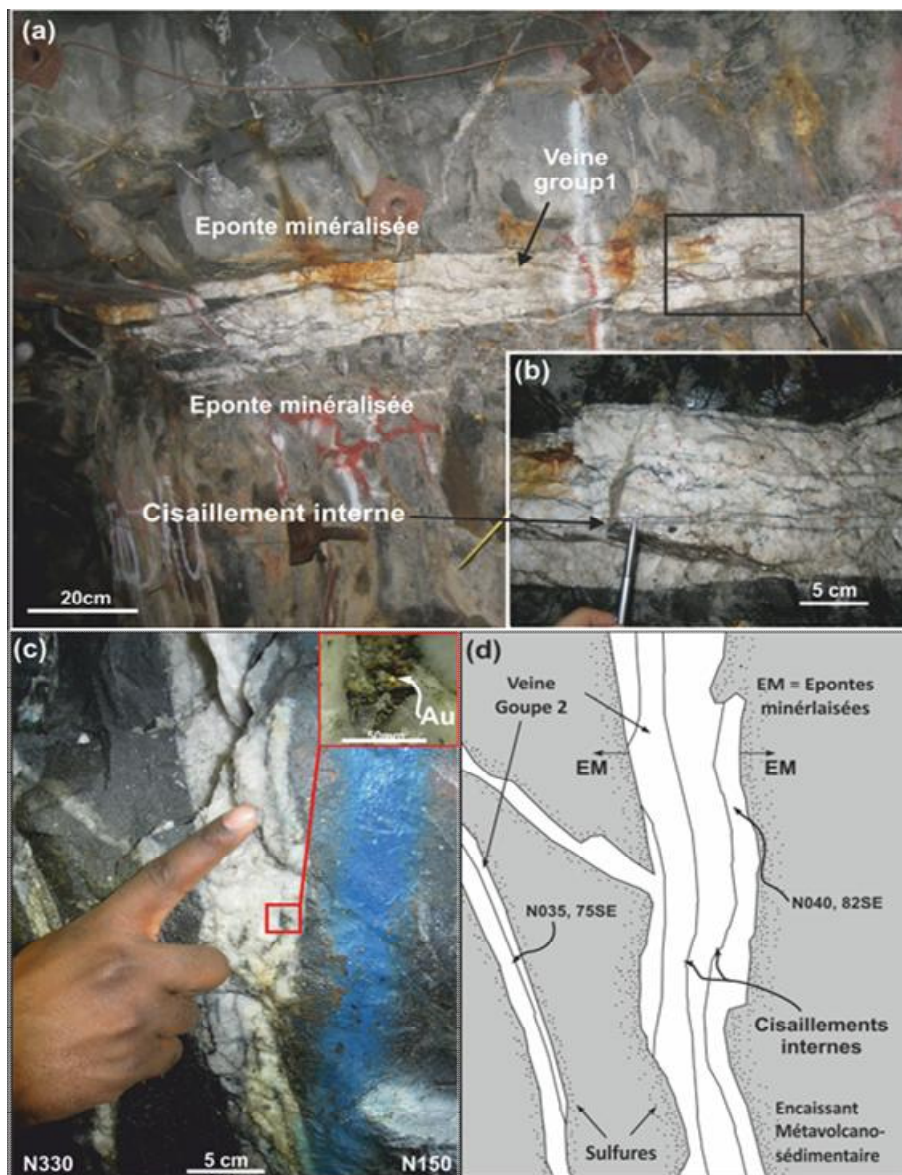


Figure 14. Photographies des groupes de veines de quartz de Kalana montrant a) le groupe 1 à faible pendage (veine 19). Notez que l'enceissant est minéralisé au contact de la veine et des cisaillements internes; b) cisaillement interne souligné par des fragments d'enceissant; c) veine subverticale du groupe 2 avec cisaillements internes et des fragments d'enceissant; d) grain d'or sur un fragment d'enceissant dans un cisaillement interne; e) représentation schématique d'une veine de quartz subverticale (groupe 2) montrant des bords minéralisés dont la proportion de sulfures diminue avec l'éloignement des bords de la veine.

Figure 14. Photographs of Kalana quartz veins showing a) group 1 gently dipping quartz veins (vein 19) with sharp contact with sediments; b) internal shear zones rich in wallrock fragments; c) steeply dipping group 2 vein; d) thin native gold on wallrock fragments; e) schematic representation of group 2 veins with internal shear zones and mineralized wallrock (note that sulphides proportion decreases with increasing distance from quartz vein).

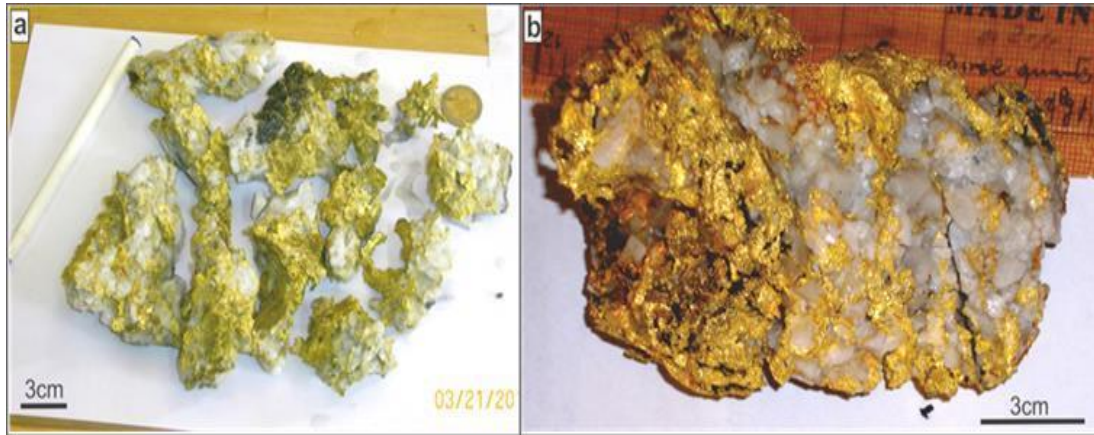


Figure 15. Photographies de veines de quartz de Kalana avec des échantillons des zones très riches en or sur a) la veine 20 et b) la veine 17.
 Figure 15. Photographs of Kalana veins ore showing remobilized native gold on a) vein 20; and b) vein 17.

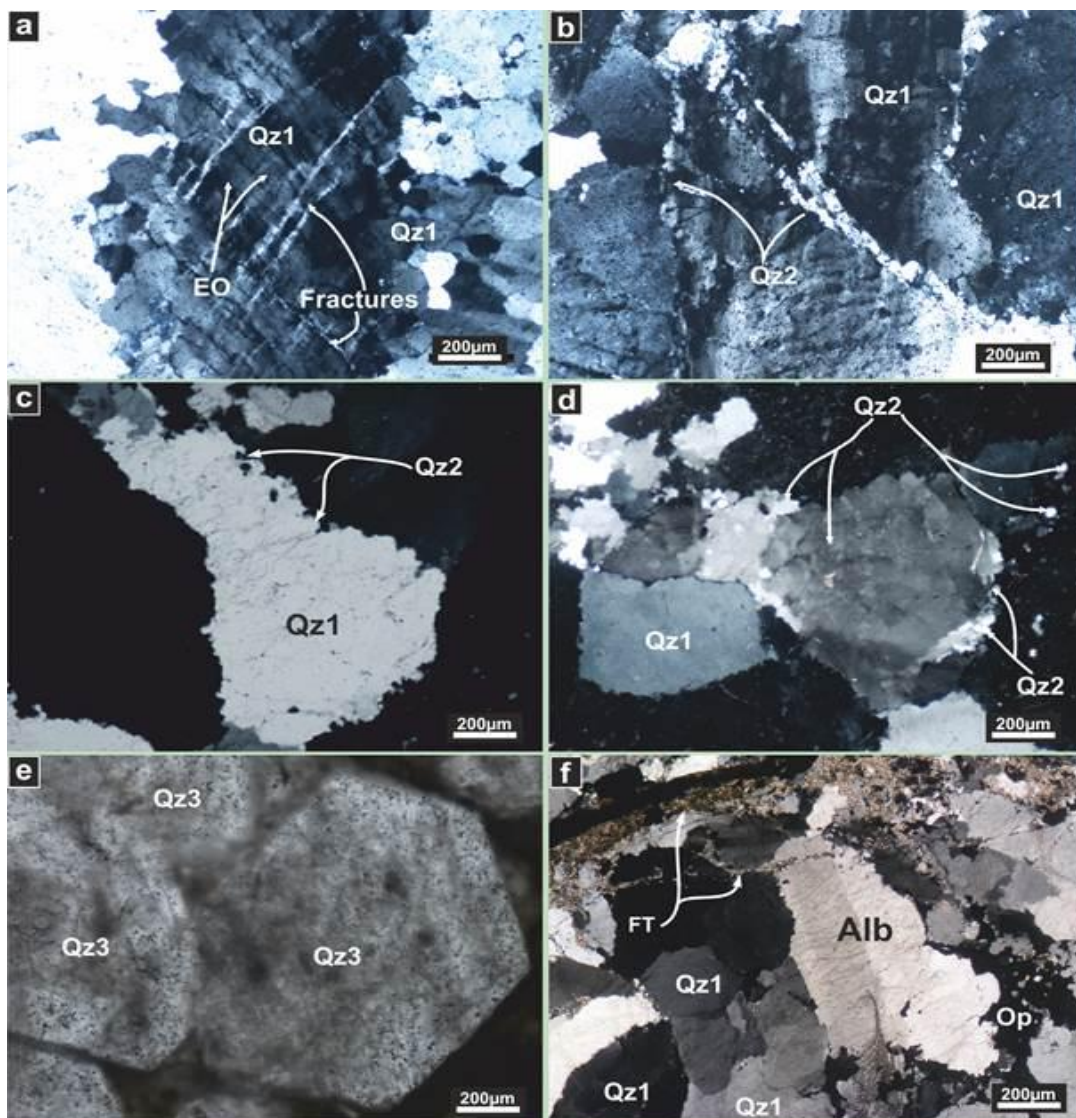


Figure 16. Microphotographs of Kalana quartz veins thin section (transmitted light), showing a) Qtz1 with microcracks and rolling extinction (EO); a and b) microcracks of Qtz1 filled with Qtz2; c) detail of dynamical recrystallization of Qtz1 and its replacement by grain boundary migration forming Qtz2; d) dynamical recrystallization of Qtz1 by subgrain rotation forming Qtz2; e) recrystallized and polygonal Qtz3 localised in late fractures affecting Qtz1; f) deformed albite contemporaneous to Qtz1.

Figure 16. Microphotographs of Kalana quartz veins thin section (transmitted light), showing a) Qtz1 with microcracks and rolling extinction (EO); a and b) microcracks of Qtz1 filled with Qtz2; c) detail of dynamical recrystallization of Qtz1 and its replacement by grain boundary migration forming Qtz2; d) dynamical recrystallization of Qtz1 by subgrain rotation forming Qtz2; e) recrystallized and polygonal Qtz3 localised in late fractures affecting Qtz1; f) deformed albite contemporaneous to Qtz1.

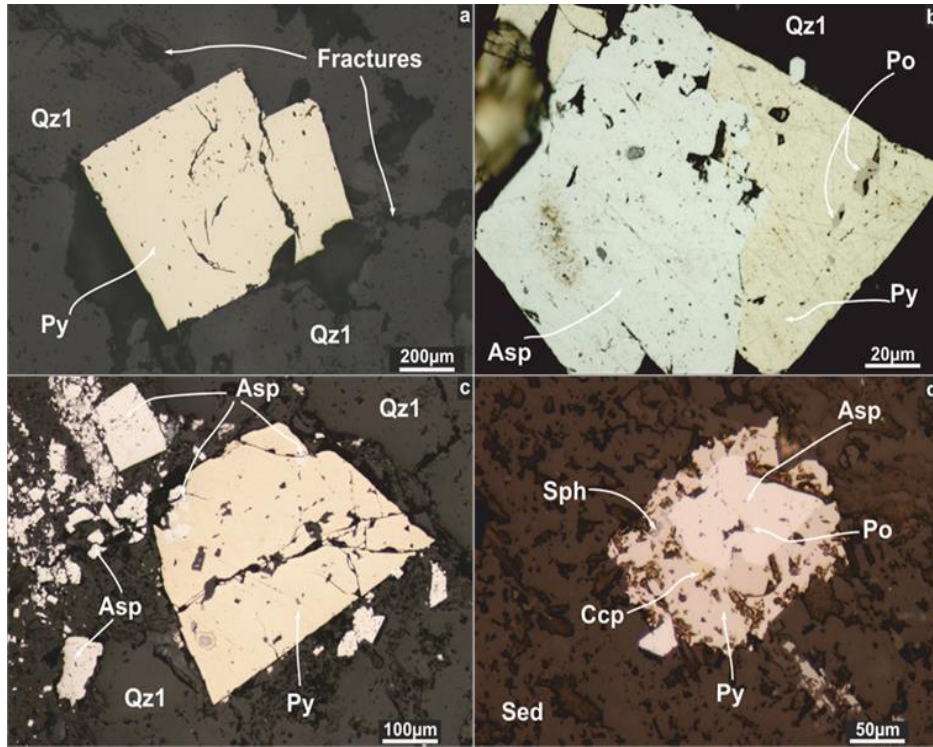


Figure 17. Microphotographies (lumière réfléchie) montrant, a) Py automorphe fracturée dans le Qtz1 ; b) grain de Py à microfractures remplies de Po, L'Asp se développe aussi sur la Py ; c) Py fracturée. Les fractures sont remplies de Qtz2 et d'Asp ; d) Py déformée dans l'encaissant métasédimentaire (Sed). L'Asp se développe sur cette Py ; l'apparence d'inclusion de l'Asp dans la Py est dû à l'effet de coupe avec plusieurs caries remplies de Ccp, Sph et Po.

Figure 17. Microphotographs (reflected light) showing a) fractured euhedral pyrite (Py) crystal in Qtz1 grain; b) Py, Asp and Po assemblage; c) fractured Py with Asp and Qtz2 in microcracks; d) Anhedral Py in wallrock with Asp, Ccp, Sph and Po inclusions.

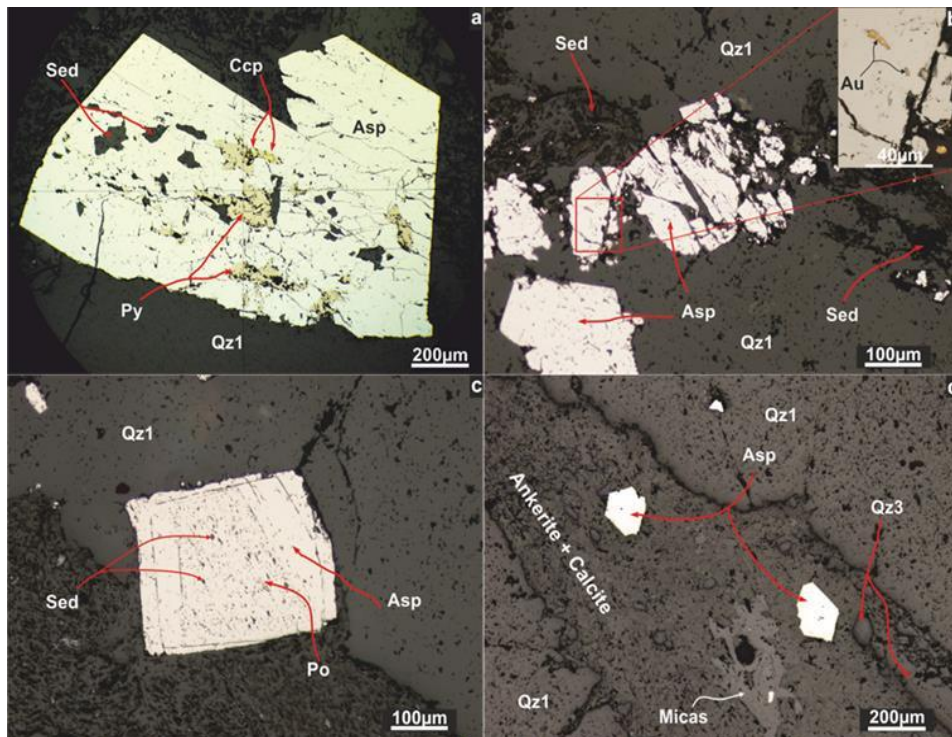


Figure 18. Microphotographies (lumière réfléchie) montrant, a) un grain d'Asp dans un cisaillement interne à microfissures remplies de Ccp et Py ; b) niveau de cisaillement interne à sédiments riche en Asp déformée avec des inclusions de grains d'or (Au), c) un grain d'Asp zonée avec un cœur contenant des fragments de sédiments et des microfissures remplies par la Po et des parties externes limpides ; d) un niveau de carbonates (ankérite + calcite) et muscovite remplissant une fracture affectant le Qtz1 riche en Asp automorphe et non déformée.

Figure 18. Microphotographs (reflected light) showing a) Asp grain in wallrock fragment's edge with sediment and assemblage of Ccp and Py in growth zones; b) internal shear zone enclosing fractured Asp with Au inclusions; c) Zoned Asp with core enclosing sediments fragments and crackseals filed with Po; d) late fracture in Qtz1 filed with ankerite, calcite, muscovite and Asp.

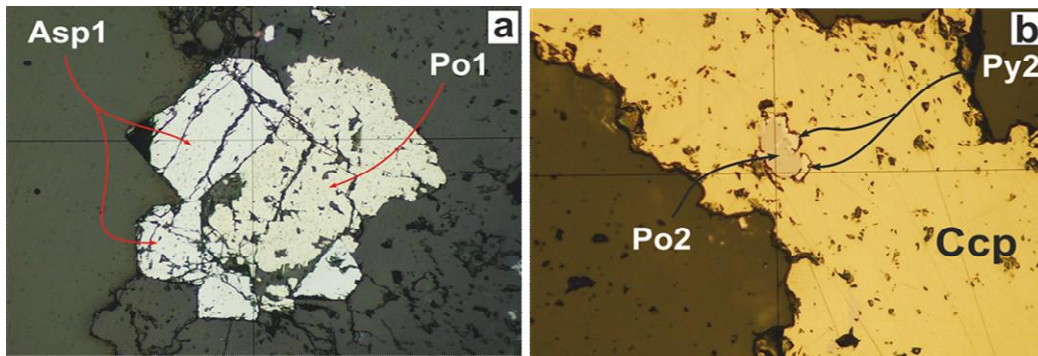


Figure 19. Microphotographies sur des sections polies montrant a) l'Asp1 et la Po1 affectées par les fractures liées aux cisaillements internes; b) la Ccp, la Py2 et la Po2 précipitant simultanément dans une fracture tardive.

Figure 19. Microphotograph of polish sections showing a) Asp1 and Po1 affected by fractures linked to internal shear-zones; b) Ccp, Py2 and Po2 simultaneously precipitated in late fractures.

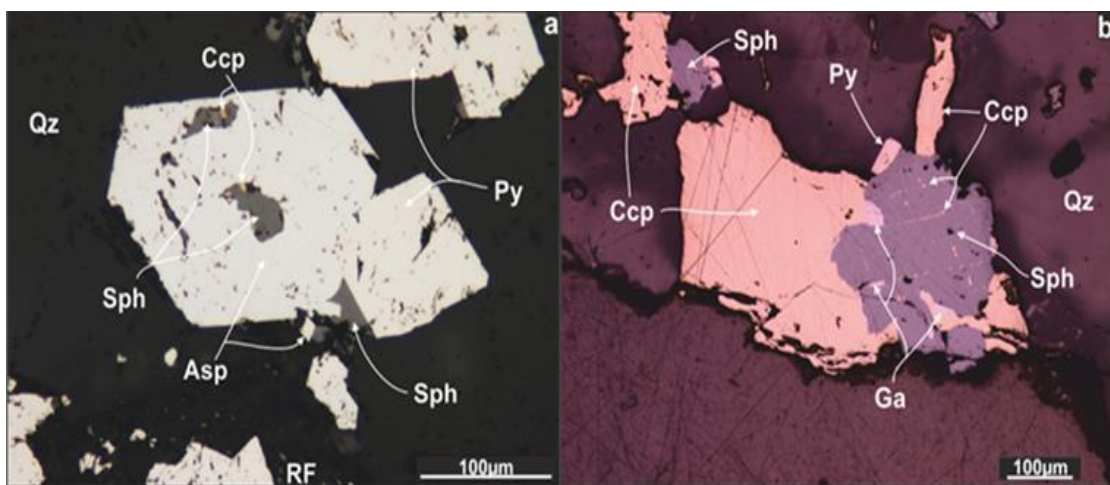


Figure 20. Microphotographies (lumière réfléchie) montrant a) la Sph remplissant les microfissures tardives dans la Py et dans l'Asp et ses bordures; b) la Sph de taille relativement importante associée à la Ccp, à la Py, et à la Ga dans une fracture tardive.

Figure 20. Microphotograph (reflected light) showing a) Sph filling microfractures in Asp and Py; b) large Sph grain associated with Ccp, Py and Ga in late fractures.

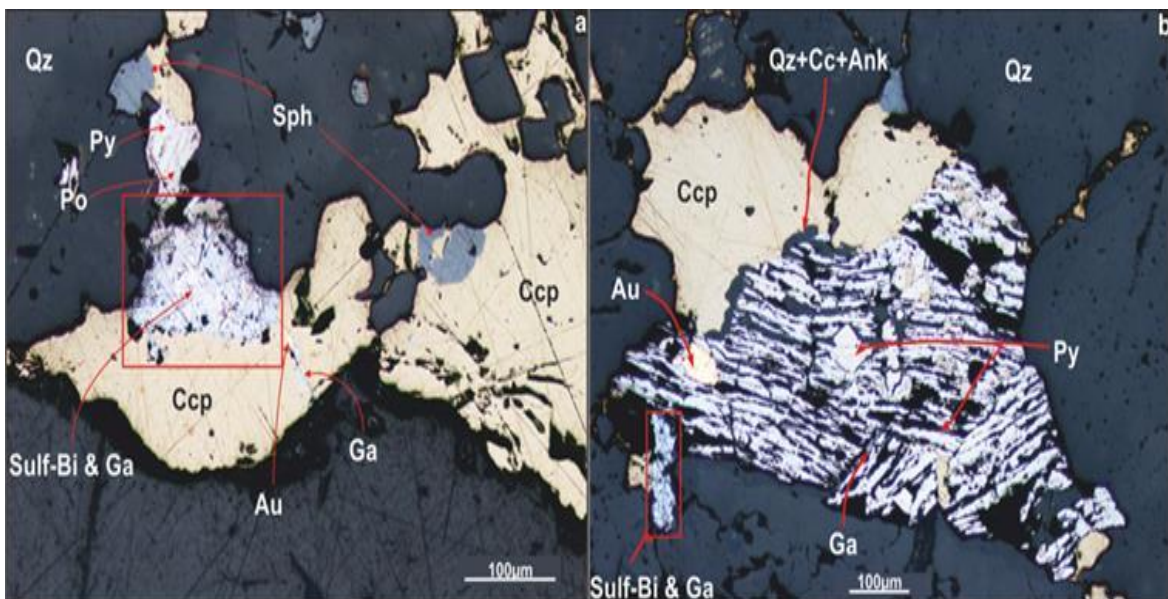


Figure 21. Microphotographies (lumière réfléchie) montrant a) et b) des fractures tardives affectant la veine de quartz à chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite et galène, et un assemblage de sulfures de bismuth et d'or.

Figure 21. Microphotograph (reflected light) showing a) and b) the late fractures filled with bismuth sulfides, Ccp, Sph, Py, Ga and gold in a quartz ankerite \pm calcite gangue.

L'or

L'or s'observe aussi bien dans la veine de quartz qu'à ses épontes minéralisées. Dans la veine de quartz, l'or est associé :

à l'arsénopyrite (Asp1) liée aux fragments d'encaissant, sous forme d'inclusions micrométriques de 0,25 μm à 3,5 μm (Figs. 23a, b, c, d et 25a) ;

aux grains d'Asp1 dans l'encaissant métasomaté en contact avec la veine de quartz ;

aux fractures tardives qui affectent les veines de quartz. Il y est sous forme de larges pépites ou liserés de 30 μm à plusieurs centimètres d'or visible (Fig. 23e). Il y est toujours associé à la Ccp, Sph, Ga, Bi-sulf, Bi. On peut l'observer aussi dans les mêmes fractures tardives qui affectent les grains d'Asp et de Py.

Les teneurs en or dans les veines de quartz varient considérablement car sa distribution est erratique. Les travaux d'exploration ont eu une grande difficulté à reproduire les teneurs obtenues par ICP-AES souvent sur la

même pulpe d'échantillon (Féménias & Sangaré, 2009, rapport interne). Les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées uniquement sur les grains d'or des fractures tardives qui ont une taille suffisamment importante pour être analysés. En revanche, la surface d'attaque par le faisceau électronique étant plus large que les grains en inclusions dans l'Asp1, on n'a pas pu obtenir, pour ces grains, des analyses convenables. Ainsi, 18 analyses ont été réalisées sur des grains d'or provenant des veines 1 et 18. L'or natif de Kalana est constitué essentiellement d'au (85,5% poids et 90,2% poids) et d'Ag (10,9% poids et 16,2% poids.) avec des traces de Cu (0,01% poids à 1,23% poids) et Bi (0,07% poids à 0,4% poids) (Tab. 3). Les analyses n'ont révélé aucune trace de mercure (Hg). Le rapport Ag/Au se situe entre 0,12 et 0,19 (Tab. 3, Fig. 25) faisant de l'argent la substance économique secondaire du gisement de Kalana. Les analyses montrent aussi une différence en ce qui concerne la pureté de l'or entre les veines de quartz. En effet, la veine 18 a un rapport Ag/au inférieur à 0,14, tandis que celui de la veine 20 se situe entre 0,14 et 0,20 (Fig. 5).

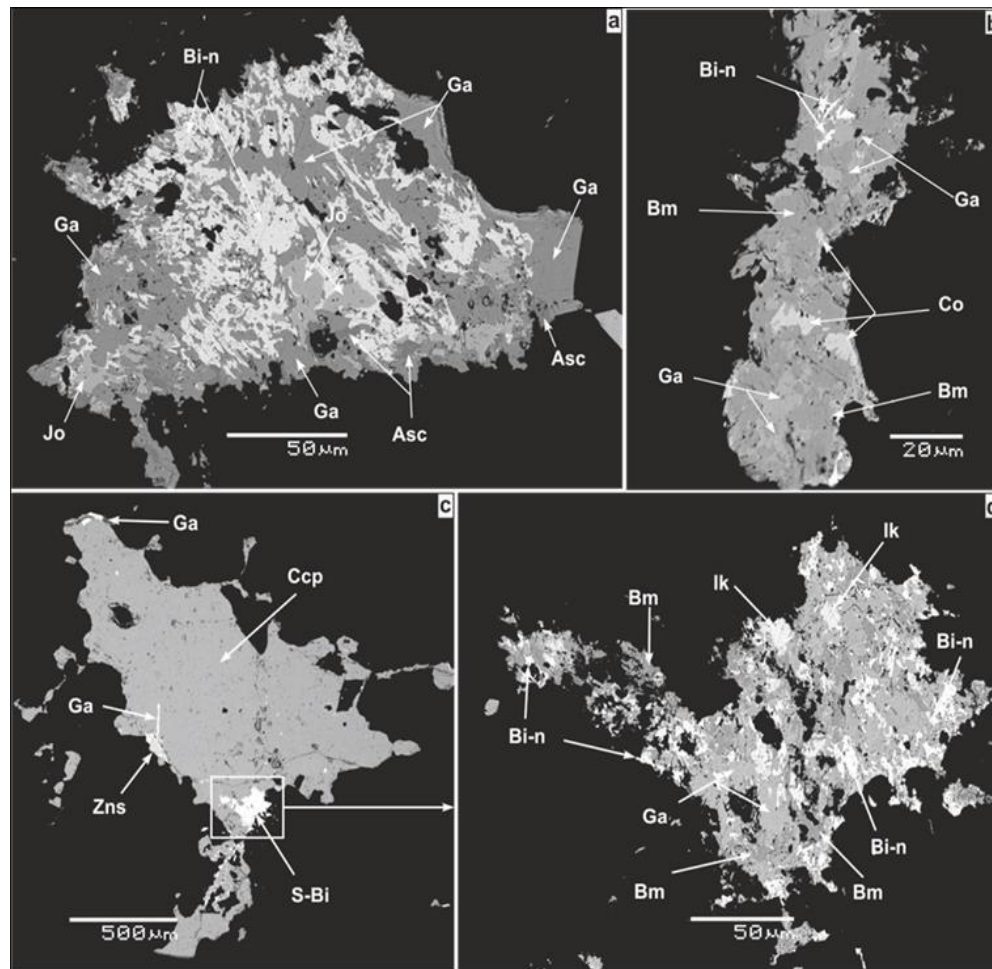


Figure 22. Images MEB (BSE-SEM) des sulfures de bismuth, plomb et bismuth natif dans les fractures tardives des veines de quartz de Kalana, a) image SEM de la figure 22a ; b) image SEM de la figure 22b ; c, d) échantillon KALM20 type vein17.

Bi-n= bismuth natif ; Ga= Galène ; Asc= Aschamalmite ; Jo= Jonassonite ; Bm= bismuthinite ; Co= cosalite ; Zns= sphalérite ; ik=ikounolite ; Ccp= chalcopryrite ; S-bi= Sulfures de bismuth.

Figure 22. Back scattered electron microscopy of late stage of Kalana mineralization (late fractures) showing a) compositions of lead and bismuth sulfides in figure 22a; b) compositions of lead and bismuth sulfides in figure 22b; c) late fracture filled with Ccp, Ga, Sph, and bismuth sulfides d) zoom in bismuth sulfides of figure 23c.

Bi-n= native bismuth; Ga= Galena; Asc= Aschamalmite; Jo= Jonassonite; Bm= bismuthinite; Co= cosalite; Sph= sphalerite; ik=ikounolite; Ccp= chalcopryrite; S-bi= bismuth sulfides.

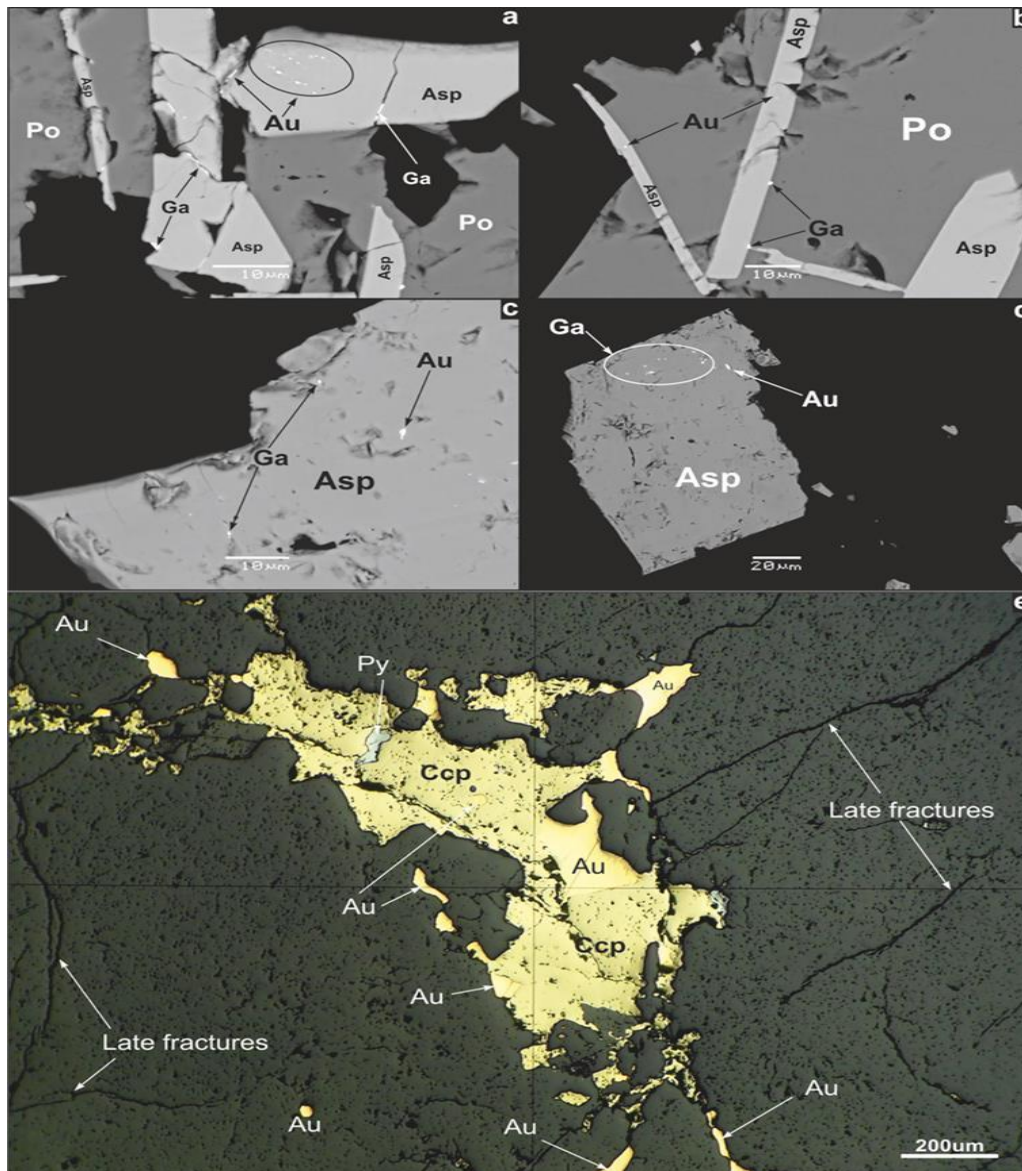


Figure 23. a, b, c, d, e) Images MEB en électrons rétrodiffusées montrant i) les inclusions de grains d'or infra-micrométriques dans l'arsénoopyrite (photos a à d); et ii) de la galène infra-micrométrique dans les microfissures qui affectent l'Asp (photos a à d); e) microphotographie de section polie montrant des fractures tardives affectant le quartz, remplies de chalcopyrite et d'or libre (photo e).

Figure 23. a, b, c, d, e) Microphotographs (a to d) of Au and Ga inclusions in Asp and Ga in microcracks of Asp associated with Po (Back Scattered Electron microscopy of polish sections); e) free gold (photo e) in late fractures associated with Ccp, Py filling late fractures (reflected light microscopy of polish sections)

Tableau 3. Compositions chimiques des grains d'or contenus dans les veines de quartz tardives du gisement de Kalana. NB : seuls les grains d'or libres ont été analysés (voir texte).

Table 3. Chemical compositions gold nuggets in Kalana quartz veins. NB: only the free gold grains were analyzed (see text).

Emplacement Type	Fractures tardives																	
	Veine 1										Veine 18							
Analyses	C1-2	C1-17	C1-24	C1-25	C6-43	C6-44	C7-48	C7-49	C7-52	Cx-53	C1-A1	C1-A3	C2-A1	C2-A2	C2-A3	C2-A4	C2-A5	C2-A6
Fe (% poids)	0,6	0,76	0,19	0,05	0,04	0	0,01		0,01	0,1		0,11	0,01			0,01	0	
Cu	0,99	1,23				0,04			0	0,23						0,01	0	0,02
As			0,07		0,01	0,09						0,14		0,05			0,07	0
Ag	15,18	14,72	16,19	16,23	12,88	13,1	12,18	12,55	12,41	13,54	11,26	10,93	11,71	11,77	11,96	11,88	11,6	11,6
Sb	0,02					0,03		0,02		0,07					0,02	0,06	0,02	
Au	85,71	85,61	85,77	85,49	88,95	88,04	88,26	89,66	87,72	87,95	90,18	88,05	88,61	89,43	88,28	88,59	89,52	89,18
Pb	0,25		0,07	0,15	0,04					0,02								
Bi	0,34				0,17	0,16			0,07		0,19		0,25	0,27	0,4		0,08	
Total	103,08	102,31	102,28	101,91	102,1	101,45	100,46	102,22	100,2	101,93	101,63	99,22	100,58	101,47	100,71	100,55	101,3	100,8
Ag/Au	0,18	0,17	0,19	0,19	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13

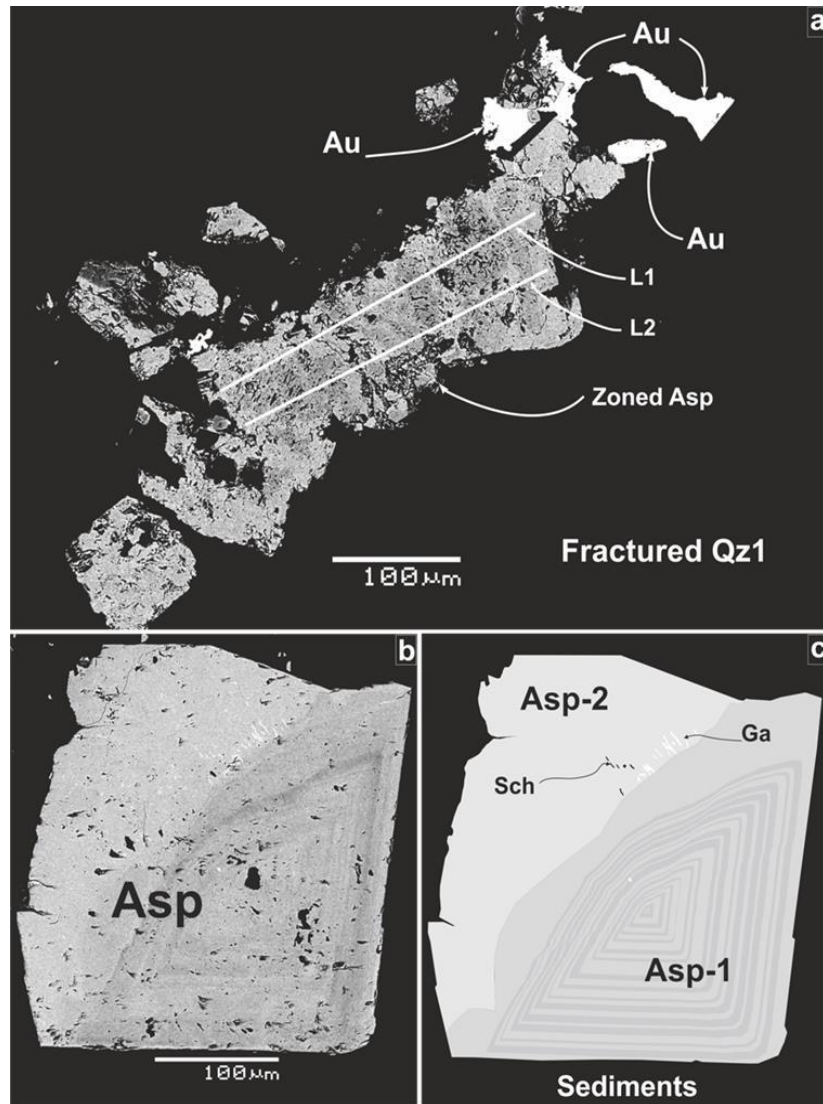


Figure 24. Microphotographies en électrons rétrodiffusées au MEB : a) arsenopyrite précoce (Asp1) zonée, fortement déformée dans une fracture affectant le Qz1 et accompagné de plusieurs grains d'or libre ; b, c) arsenopyrite constituée d'une partie précoce zonée (Asp-1) incluant de rares galènes et d'une partie plus tardive peu à pas zoné (Asp-2) à inclusions de galène (Ga) et de scheelite (Sch).

Figure 24. Microphotographs (Back Scattered Electron microscopy of polish sections) of two Asp generations and their textural relation to Au in a) zoned Asp-1 grain with Au in fractures of Qtz; b, c) zoned Asp1 with rare Ga inclusions and non-zoned Asp-2 rim with Ga and Scheelite (Sch) inclusions.

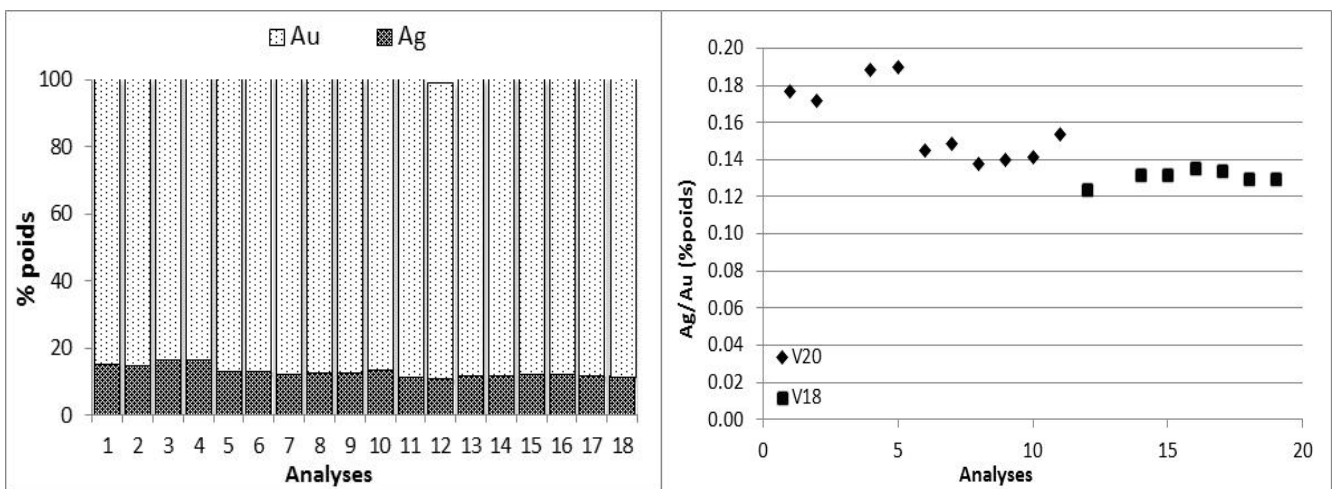


Figure 25. Distribution de Au, Ag dans les grains d'or de la mine Kalana (a) et variation du rapport Ag/Au (b) dans les veines 18, 20.

Figure 25. Au and Ag distribution in gold grains of Kalana (a) and variations in Au/Ag ratio (b) in veins 18 and 20.

Paragénèses	Stade précoce	Stade de Cisaillement interne	Stade de fracture tardive
quartz 1	—————		
albite	—————		
chlorite	—————		
pyrite 1 & 2	—————		———
pyrrhotite 1 & 2	—————		———
arsenopyrite 1	—————		
Au (inclusion)	—————		
quartz 2		—————	
arsenopyrite 2		—————	
muscovite		—————	—————
scheelite		—————	
quartz 3			—————
galène			—————
ankerite		—————	—————
calcite			—————
sphalérite			—————
chalcopyrite			—————
sulfures Bi			—————
Bi (natif)			—————
Au (libre)			—————

Figure 26. Séquence paragénetique du gisement de Kalana.

Figure 26. *Paragenesis of Kalana deposit's mineralization.*

Séquences paragénetiques

Les observations faites sur les veines de quartz de Kalana permettent de déterminer leurs caractéristiques minéralogiques et microstructurales. L'étude paragénetique (Fig. 26) montre la précocité de l'association du Qtz1, albite, Py1, Po1, calcite, chlorite et Asp1 à inclusions micrométriques de Ccp, Sph, et Ga. Cette première séquence est suivie d'une deuxième associée aux cisaillements internes et correspond au développement du Qtz2, de l'Asp2 en bordure de Asp1. Enfin une troisième séquence est associée aux fractures tardives à Qtz3. Elle correspond au développement de l'ankerite, de la calcite, de la muscovite et de larges grains de sulfures (Ccp, Sph, Ga, Bi Sulf), du Bi et de Au natifs. L'or économique apparaît associé à cette séquence.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le gisement aurifère de Kalana se développe au sein des séries métasédimentaires et métavolcaniques calco-alcalines du Birimien au contact de petits plutons de nature dioritique. Cette configuration est identique à celle décrite en Guinée par Lahondère *et al.* (2002). Les relations structurales entre les diorites et les veines de quartz du groupe 1 paraissent bien établies. En effet, dans le schéma structural de Kusters (2009), la diorite correspond à une fente de tension parallèle à la direction de la contrainte maximale aux bordures du couloir de cisaillement englobant la zone de Kalana. Les veines de quartz de faible pendage, correspondent dans ce schéma au remplissage de chevauchements liés aux raccourcissements NW-SE. En revanche, le présent travail ne permet pas de confirmer ou d'infirmer une relation génétique entre la diorite et les veines de quartz. D'autres investigations sont nécessaires pour pouvoir trancher sur cette question (inclusions fluides et géochimie isotopique). Dans le gisement de Kalana, les

minéralisations sont portées par deux générations de veines de quartz. L'une, la plus importante, est à faible pendage et orientée N-S ; NE-SW et E-W. L'autre, plus sporadique, regroupe de multiples petites veines subverticales orientées NE-SW.

Ces veines se mettent en place dans le contexte structural suivant : postérieurement au développement de la schistosité régionale se développent une série de chevauchements à faible pendage donnant localement lieu au système de veines de quartz du groupe 1. Les cisaillements suivant des accidents NNE-SSW engendrent ensuite un réseau de veines verticales (veines du groupe 2) sécantes aussi bien sur la schistosité principale que sur les veines du groupe 1. Cette organisation traduit clairement le caractère tardi-orogénique du gisement de Kalana.

Dans les deux groupes de veines, les sulfures sont préférentiellement associés aux fragments d'encaissant intra veines et vont cristalliser, au sein de la veine, dans des fractures tardives. De plus les fluides qui percolent l'encaissant au contact de la veine entraînent la formation d'un halo métasomatique où se développent des liserés minéralisés. Par ailleurs, on note que l'abondance de la minéralisation au sein du halo diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la veine.

Ainsi, le dépôt de la minéralisation apparaît polyphasé et se déroule en trois stades :

un stade précoce pendant lequel cristallisent Qz1, Asp1, Au1 (en inclusion dans l'Asp1), albite, calcite, chlorite, pyrite1 et pyrrhotite1 ;

un stade de recristallisation dynamique dans un régime tectonique ductile-fragile aux cours duquel se mettent en place Qtz2, ankérite, muscovite, Asp2, et en plus faible proportion Ga-Sch en inclusions dans l'Asp2 (et Asp1);

un stade de développement de fractures tardives apparaissant dans un régime tectonique fragile qui engendre la recristallisation localisée des Qtz1 et Qtz2 en Qz3 aux épontes de ces fractures. Celles-ci sont alors soulignées par l'ankerite, la calcite, la muscovite, la galène, la sphalérite, la chalcopyrite, les sulfures de bismuth, le bismuth natif et l'or libre associé ou non à la pyrite (2) et à la pyrrhotite (2).

La distribution de l'or dans le gisement de Kalana se fait en deux étapes. La première correspond aux fines inclusions d'or dans l'arsénopyrite. La seconde correspond aux pépites d'une grande taille et de pureté supérieure à 80%. La formation de ces pépites dans les fractures tardives peut être le résultat de la remobilisation de l'or formé lors de la première étape. Une telle distribution a été reportée dans d'autres gisements du WAC dont Bogossu-Prestea (Mumin *et al.*, 1994) et Sabodala (Sylla *et al.*, 1997). Le premier décrit la minéralisation tardive à or visible comme une remobilisation de l'or « invisible » dans les grains d'arsénopyrite. Le second démontre que la remobilisation intervient à la suite d'une déformation cassante consécutive au stade de cisaillement. Des études thermodynamiques et isotopiques sont nécessaires pour apporter une réponse tranchée pour le gisement de Kalana.

Comparé aux autres gisements mésothermaux à filons de quartz du craton de l'Afrique de l'Ouest, le gisement de Kalana présente des spécificités concernant, d'une part, le type de structures minéralisées et leur mode de mise en

place et, d'autre part, sa minéralogie. En effet, la plupart des gisements du WAC de type filonien (Milési *et al.* 1989, Milési *et al.* 1992, Béziat *et al.* 2008, Allibone 2002, Coulibaly 2008, Hammond *et al.* 2011) correspondent à des filons ou à des familles de filons de quartz à fort pendage avec une orientation parallèle à celle de la foliation régionale (Baratoux *et al.* 2011). Or dans le gisement de Kalana, la minéralisation apparaît pour l'essentiel contenue dans des veines à faible pendage dont la formation résulte de l'action de chevauchements. Cette spécificité avait été déjà remarquée par Milési *et al.* (1989, 1992) qui le définissaient comme un gisement à minéralisations quartzieuses discordantes à or natif et sulfures polymétalliques. Ces structures recoupant la foliation régionale sont donc tardives dans l'orogénèse éburnéenne. Des dispositifs structuraux de ce type (chevauchements post-foliation régionale) ont été décrits au Burkina Faso par Debat *et al.* (2003) et Baratoux *et al.* (2011), mais ils ne sont pas minéralisés. Le gisement de Kalana apparaît donc exceptionnel de ce point de vue; il est, avec celui de Damang au Ghana (Tunks *et al.* 2004), les seuls exemples ainsi décrits en Afrique de l'Ouest. Concernant la minéralisation, le gisement de Kalana est constitué de Py, Asp (à inclusions d'or), Ccp, Sph, Ga; Bi-S, Bi, Au et dans une moindre mesure Sch. Par rapport aux minéralisations décrites par Milési *et al.* (1992) dans le gisement de Kalana et par Béziat *et al.* (2008) dans les gisements du Burkina, nous avons mis en évidence, en plus, la présence d'une importante proportion de sulfures de bismuth, de sulfosels de bismuth-plomb et de bismuth natif.

L'or y apparaît à la fois en inclusions dans l'arsénopyrite, comme dans la plupart des gisements encaissés dans les séries métasédimentaires du craton (Béziat *et al.* 2008) et sous forme libre comme dans plusieurs gisements filoniens (Milési *et al.* 1992).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les ingénieurs et techniciens des Départements de Géologie de la FSDM de l'Université de Fès et du Laboratoire GET de l'Université de Toulouse pour la préparation des échantillons et pour les analyses à la microsonde électronique et au MEB. Nous remercions aussi les évaluateurs du journal Mr. L. Badra et Mr. Bouabdellah dont les remarques et suggestions ont contribué grandement à l'amélioration de la qualité de cet article. Ce travail a bénéficié du financement de Iamgold dédié aux travaux de thèse de Mr. Adama Sangaré et de l'appui logistique et matériel des laboratoires LGRN et GET respectivement à Fès et à Toulouse.

REFERENCES

- Allibone A., Tesdale J., Cameron G. *et al.* 2002. Timing and Structural Controls on Gold Mineralization at the Bogoso Gold Mine, Ghana, West Africa. *Economic Geology*, 97, 5, 949–969.
- Avnel. 2014. Annual information form for the year ended December 31, 2013. Internal report. <http://www.avnelgold.com>.
- Baratoux L., Metelka V., Naba S. *et al.* 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~ 2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Research*, 191,1, 18–45.
- Bassot J.P. & Traoré H. 1988. Le gisement d'or de Kalana (République du Mali). *Chronique de La Recherche Minière*, 457, 5–18.
- Bessoles A. 1977. Le Craton Ouest Africain. Géologie de l'Afrique, *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 88, 404 p.
- Béziat D., Dubois M., Debat P. *et al.* 2008. Gold metallogeny in the Birimian Craton of Burkina Faso (West Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 50, 215–233.
- Boher M., Abouchami W., Michard A. *et al.* 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97, B1, 345–369.
- Bourges P., Debat P., Tollon F. *et al.* 1998. The geology of Taparko gold deposit, Birimian greenstone belt, Burkina Faso. *West African Mineralium Deposita*, 33, 591–605.
- Castaing, C., Billa, M., Milési, J.P. *et al.* 2003. *Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1000000*, 147 p.
- Coulibaly Y., Boiron M.C., Cathelineau M. *et al.* 2008. Fluid immiscibility and gold deposition in the Birimian quartz veins of the Angovia deposit (Yaouré, Ivory Coast). *Journal of African Earth Sciences*. 50, 234–254.
- Cox K.G., Bell J. D. & Pankhurst R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin. London, 450 p.
- Debat P., Nikiéma S., Mercier A. *et al.* 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.
- Diallo M. 1979. *Caractéristiques géochimiques et conditions de concentration de l'or : cas du gisement de Kalana (Mali)*. Doctorat Es-Science, Tachkent - Ex URSS. 201 p.
- Dioh E., Béziat D., Debat P. *et al.* 2006. Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Senegal): Petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 351–371.
- Dommanget A., Feybesse J.L., Milési J.P. 1987. *Compte rendu de Mission en Côte d'Ivoire et au Mali*. Département DEX Bureau de Recherche Géologiques et Minières, 1336.
- Féménias O. & Sangaré A. 2010. *Compilation of Grade control data on Vein 17*. Rapport interne Iamgold. 12 p.
- Feybesse J.L., Sidibé Y.T., Konaté C.M., *et al.* 2006. *Synthèse géologique du Birimien Malien*. Ministère des Mines, de l'énergie et de l'eau, 32 p.
- Girard P., Goulet N. & Malo M. 1998. La géologie du Mali. *Kilborn Teconsult Inc. Kilborn Teconsult Incorporation*, 114 p.
- Hammond N.Q., Robb L., Foya S. *et al.* 2011. Mineralogical, fluid inclusion and stable isotope characteristics of Birimian orogenic gold mineralization at the Morila Mine, Mali, West Africa. *Ore Geology Reviews*, 39, 218–229.
- Herron M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58, 5, 820–829.
- Hirdes W., Davis D.W., Lüdtke G. *et al.* 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.
- Hides W. & Davis D.W. 2002. U/Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: Evidence for Diachronous Accretionary Development of the Eburnean Province. *Precambrian Research*, 118, 83–99.

- Hirth G. & Tullis J. 1994. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 99, B6, 11731–11747.
- Iamgold, 2010. *Rapport annuel des travaux d'explorations de l'année 2010. Rapport interne*, 124 p.
- Irvine T. N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Junner, N.R. 1935. Gold in the Gold Coast. *Gold Coast Geological Survey of Accra Bulletin*, 4, 67 p.
- Junner, N.R. 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Gold Coast Geological Survey of Accra Bulletin*, 11, 40 p.
- De Kock G.S., Armstrong R.A., Siegfried H.P. *et al.* 2011. Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolé region of west-central Ghana: Implications for the stratigraphic framework. *Journal of African Earth Sciences*, 59, 1–40.
- Kusters D. 2009. *Multistage emplacement of gold-bearing quartz veins from Kalana gold mine inferred by a structural survey*. Mémoire de Master, Université Libre de Bruxelles, 93 p.
- Lahondère D., Thiéblemont D., Tegye M. *et al.* 2002. First evidence of early Birimian (2.21 Ga) volcanic activity in Upper Guinea: the volcanics and associated rocks of the Niani suite. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 417–431.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R. *et al.* 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, 139–165.
- Liégeois J.P., Classens W., Camara D *et al.* 1989. *The Eburnean orogeny north of Man shield (South Mali) : Geology, tectonics and geochronology*. Terra abstracts 5th meeting of the European Union of Geosciences (EUG V), Strasbourg, fr. 20–23 March, 1, n°1.
- Liégeois J.P., Claessens W., Camara D. *et al.* 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology. Precambrian Research*, 50, 111–136.
- McFarlane C.R.M., Mavrogenes J., Lentz D. *et al.* 2011. Geology and Intrusion-Related Affinity of the Morila Gold Mine, Southeast Mali. *Economic Geology*, 106, 727–750.
- Milési J.P., Feybesse J.L., Ledru P. *et al.* 1989. Minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest, leurs relations avec l'évolution litho-structurale au Protérozoïque inférieur. Carte géologique au 1/2.000. 000. *Chronique de la Recherche Minière* 497, 3–98.
- Milési J.P., Feybesse J.L. 1992. Early Proterozoic ore deposits and Tectonics of the Birimian orogenic Belt, West Africa. *Precambrian Research* 58, 305–344.
- Milési J.P., Feybesse J.L., Pinna P. *et al.* 2004. *Géologie et principaux gisements d'Afrique – Carte et SIG à 1:10000000*. In : *CAG20 Colloquium of African Geology, 20th, Orléans, France*.
- Mumin A.H., Fleet M.E. & Chyssoulis S.L. 1994. Gold mineralization in As-rich mesothermal gold ores of Bogosu-Presta mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana : remobilization of “invisible” gold. *Mineralium Deposita*, 29, 445–460.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Oberthür T., Vetter U., Schmidt M.A. *et al.* 1994. The Ashanti gold mine at Obuasi in Ghana : mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit. *Geologisches Jahrbuch D*, 100, 31–129.
- Oberthür T., Vetter U., Davis D.W. *et al.* 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, 89, 129–143.
- Olsen S.F., Diakitè K., Ott L. *et al.* 1992. Regional setting, structure and descriptive geology of the middle proterozoic Syama gold deposit, Mali, West Africa. *Economic Geology*, 87, 310–331.
- Pigois J.P., Groves D.I., Fletcher I.R. *et al.* 2003. Age constraints on Tarkwaian palaeoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa Damang district, SW Ghana. *Mineralium Deposita*, 38, 695–714.
- Roddaz M., Debat P. & Nikiéma S. 2006. Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd–Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust. *Precambrian Research*, 159, 197–211.
- Sanogo A.D. & Prost A.E. 1993. Evolution synchrone des déformations et des minéralisations dans le filon aurifère de Poura (province de Mohoun, Burkina Faso). *Pangea*, 20, 23–29.
- Sonarem 1982. *Rapport définitif des travaux de prospection géologique du gisement de Kalana pour la période 1967 à 1982*. Rapport interne, 231 p.
- Sylla M. & N'Gom P.M. 1997. Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal Oriental) : une minéralisation dilonienne d'origine hysrothermale remobilisée par une tectonique cisailante. *Journal of African Earth Sciences*, 25, 2, 192–1997.
- Sysmin 2006. *Projet de cartographie du Birimien malien. BRGM/RC-54684-FR*, 356 p.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. The continental crust : Its composition and evolution. *Blackwell Scientific*, 312 p.
- Terangagold. 2014. 2014 Annual report. Internal report, 95 p.
- Tunks A.J., Selley D. Rogers J.R. *et al.* 2004. Vein mineralization at the Damang gold mine, Ghana : controls on mineralization. *Journal of structural geology*, 26, 1257–1273.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet A. *et al.* 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2, 2 Ga et 2 Ga; le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du Nord-Est de la Côte-D'ivoire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167,3, 307–319.
- Waxi. 2012. Geological map of West-Africa. *West African Exploration Initiative*; www.waxi2.org.
- Winchester, J.A., & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325–43.

Manuscrit reçu le 10/11/2014

Version révisée acceptée le 22/04/2015

Version finale reçue le 16/11/2015

Mise en ligne le 26/11/2015