

Cadre général de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

I. Présentation

Située entre le Sud-est du Sénégal et le Sud-ouest du Mali, la boutonnière de Kédougou-Kéniéba couvre une superficie de 16000 Km² et est exclusivement constituée de formations birimiennes mises en place aux environs de 2,2 à 2 Ga, au cours de l'orogénèse éburnéenne. Elle est limitée à l'Ouest par la Chaîne hercynienne des Mauritanides. Au Nord tout comme à l'Est, la boutonnière est recouverte par les terrains néoprotérozoïques et paléozoïques épicontinentaux du Bassin intracratonique de Taoudéni.

Sur le plan lithostratigraphique, des auteurs comme Bassot, 1966 et 1987, Bessoles, 1977 reconnaissent deux ensembles qui d'Ouest en Est constituent le supergroupe de Mako majoritairement volcanique, et le supergroupe de Dialé-Daléma constitué essentiellement de formations sédimentaires et volcano-sédimentaires.

D'un point de vue lithologique, on recense principalement au niveau de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, des ceintures de roches vertes volcaniques, des volcano-sédiments mais également des roches sédimentaires, l'ensemble servant d'encaissant à différents plutons en

l'occurrence le batholite de Badon Kakadian pour le supergroupe de Mako et le batholite de Saraya pour le supergroupe de Dialé-Daléma.

II. Les ensembles lithostructuraux de la boutonnière

II.1. Le Supergroupe de Mako

Il se situe dans la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et comprend des termes volcaniques et volcano-sédimentaires. En plus du batholite de Badon Kakadian, le supergroupe de Mako est, en outre, intrudé par d'autres plutons syn à tarditectoniques, de moindre ampleur. Il s'agit des massifs de Tinkoto, de Mamakono, de Soukountou définis par Witschard, 1965 et Bassot, 1966, Guèye et al, 2008.

Le volcanisme du supergroupe de Mako est considéré comme bimodal avec à la base des basaltes d'affinité tholéitique datés de 2,185 à 2,135 Ga et disposés en coussins ou pillows. Ces derniers sont associés à des péridotites, des rhyodacites, des rhyolites, des andésites mais aussi, plus généralement, à des faciès gabbroïques, quelque fois interstratifiés.

L'origine des roches volcaniques de ce supergroupe a fait l'objet de nombreuses études géochimiques dont les postulats sont tout aussi variés. En effet, Bassot, 1966 ; Dioh, 1986 et Fabre, 1987 stipulent que celles-ci proviennent de rides médio-océaniques là où d'autres comme Dia, 1988 ou Diallo, 1994 pensent que ce type de volcanisme est symptomatique de celui des arcs insulaires, hypothèse confirmée par Pawlig et al (2006).

Les formations volcano-sédimentaires sont principalement représentées par les tuffs, les grauweekes et les cinérites.

Dans l'ensemble, le supergroupe de Mako présente un métamorphisme de type schiste vert avec comme paragenèse hydrothermale : chlorite-épidote-calcite-quartz-actinote. Exception est cependant faite dans de rares régions comme la zone de Sandikounda-Sonfara où l'on note un métamorphisme de haut degré (Guèye et al, 2008).

II.2. Le Supergroupe de Dialé-Daléma

Il est localisé à l'Est de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et est caractérisé par des termes sédimentaires de type plateforme principalement représentés par des formations carbonatées (Bassot, 1987). On distingue la série de Dialé et celle de la Daléma séparées l'une de l'autre par le batholite syntectonique de Saraya daté à 2,08 Ga par Hirdes et Davis, 2002.

La série de Dialé renferme des formations à faible degré de métamorphisme (zéolite à schiste vert) et déposées d'après Bassot, 1966 et Diallo, 1983, dans un domaine

épicontinental. Ces formations essentiellement détritiques comprennent des grauweekes, des grès, des pélites, des arkoses, des conglomérats, des marbres, des schistes graphiteux. On y trouve par ailleurs des carbonates avec quelques marbres notamment ceux de Bandafassi, de Tiokoye et d'Ibel.

Située plus à l'Est, la série de Daléma présente elle, une sédimentation plus franche et correspond à un domaine sédimentaire plus profond. On y trouve un imposant groupe inférieur épais de 2000m et correspondant à un ensemble déritique avec des passées de carbonates. Il s'agit des calcaires de Wassangara, de Ylimalo et enfin de Linguékoto. Ce groupe inférieur est ensuite surmonté par une épaisse pile de roches (8000 à 10000m) constituée par des grauweekes, des schistes, des grès, des quartzites, des argilites, des pélites et enfin des conglomérats. En plus de cette séquence sédimentaire, la série de Daléma comprend également un ensemble hypo-volcanique mais plus nettement un ensemble intermédiaire à acide avec des micro-tonalites et des micro-diorites. En remarque, les rares termes basiques existant, sont sous forme d'enclaves dans les unités sédimentaires. On note l'existence de phénomènes d'hydrothermalisme avec un plutonisme essentiellement granitique avec notamment le granite à clinopyroxènes de Boboti daté à 2,072 Ga. Pour ce qui est du massif de Saraya daté à 2,079 Ga (Hirdes et Davis, 2002) et qui se situe essentiellement entre les deux séries, on note principalement sur le plan lithologique des granodiorites à biotites et des leucogranites à muscovite. Il a en outre, été démontré que le groupe supérieur de la Daléma serait affecté par des phénomènes d'altération dominés par une albitisation mais surtout une tourmalinisation plus intense. La figure 2 ci-après présente les différents ensembles lithologiques de la BKK.

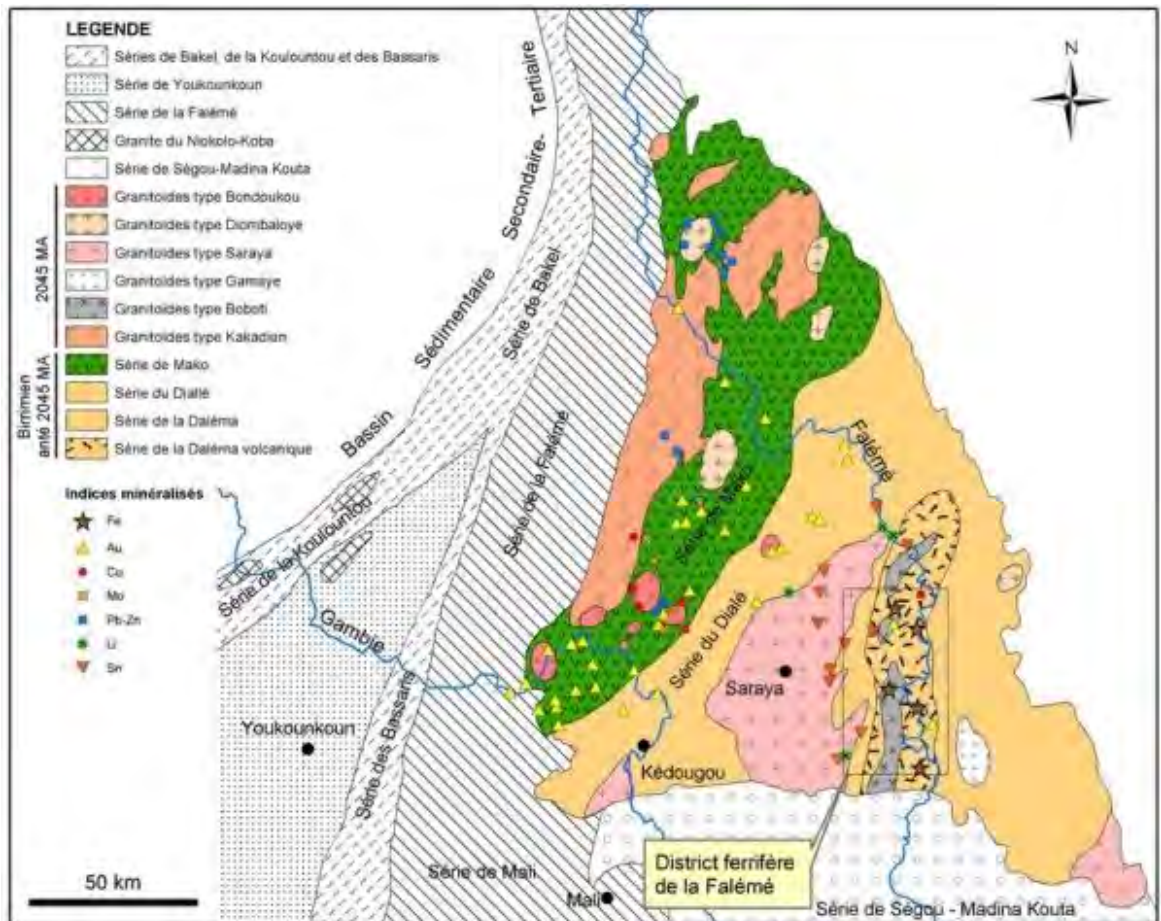


Figure 2 : Les ensembles lithologiques de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Gineste, 2005)

II.3. Contexte géologique et structural

L'une des toutes premières successions chronologiques proposée a été faite sur la base des travaux de Bassot, 1966 ; Bessoles, 1977 ; Dia, 1988 ; Diallo, 1994 ; Ngom, 1995. Ces auteurs militent pour une succession mettant à la base, le supergroupe de Mako, et au sommet, celui de Dialé-Daléma.

Une autre séquence a ensuite été développée au Mali puis au Sénégal. Elle découle des travaux d'ordre structural entrepris par Milesi et al, 1989. Ces derniers montrent l'existence de déformations D1, D2, D3 affectant les terrains de la boutonnière.

Milesi et al, 1989 regroupent dans la série qu'ils nomment B1 tous les terrains affectés par les déformations D1, D2 et D3 tandis qu'ils définissent la série B2 comme étant celle réunissant les terrains qui eux, sont affectés par D2 et D3. D'après cette définition, B1 appartiendrait au supergroupe de Dialé-Daléma et B2, au supergroupe de Mako. La séquence proposée est donc inversée par rapport à la première. Celle-ci met à la base le supergroupe de Dialé-Daléma et au sommet, celui de Mako.

Ce ne sera que vers le début des années 90 que les données isotopiques et radiométriques de Abouchami et al, 1990 et de Boher et al, 1992 ; donneront plus de précision en ce qui concerne les âges des différentes unités de la boutonnière. Ces travaux ont globalement porté sur les formations du supergroupe de Mako qui donnent des âges de 2,2 à 2,3 Ga et qui sont interprétés comme étant du Birimien inférieur. En revanche, les grès tourmalinisés de la Daléma et les grauweekes de Dialé sont datés à 2,15 Ga. Cette nouvelle succession vient corroborer la toute première et place irrévocablement le supergroupe de Dialé-Daléma au-dessus du supergroupe de Mako.

Et pour se conformer à l'étude structurale de Milesi et al, 1989, ces auteurs (Abouchami et al, 1990 ; Boher et al, 1992) rapportent que les déformations D1, D2 et D3 n'ont aucune portée régionale et ne sont que le simple résultat d'une déformation localisée.

Les deux supergroupes (Mako et Dialé-Daléma) sont séparés par une limite tectonique avec une faille régionale, la MTZ (Main Transcurrent Shear Zone). Cette faille transcurrente principale présente une direction générale NE-SW (Milesi et al, 1989). Vers le Nord, à l'intersection avec la Falémé, la MTZ tourne pour s'orienter N-S.

Outre la MTZ, les autres structures majeures sont la faille de Sabodala-Niénienko et la faille sénégal-malienne (SMF), de direction N-S et qui suit globalement la Falémé. Diène et al. (2012) rattachent l'évolution structurale de la ceinture de Mako à un continuum de déformation d'une même phase de tectonique transpressive.

La figure 3 ci-dessous montre les principales structures affectant la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

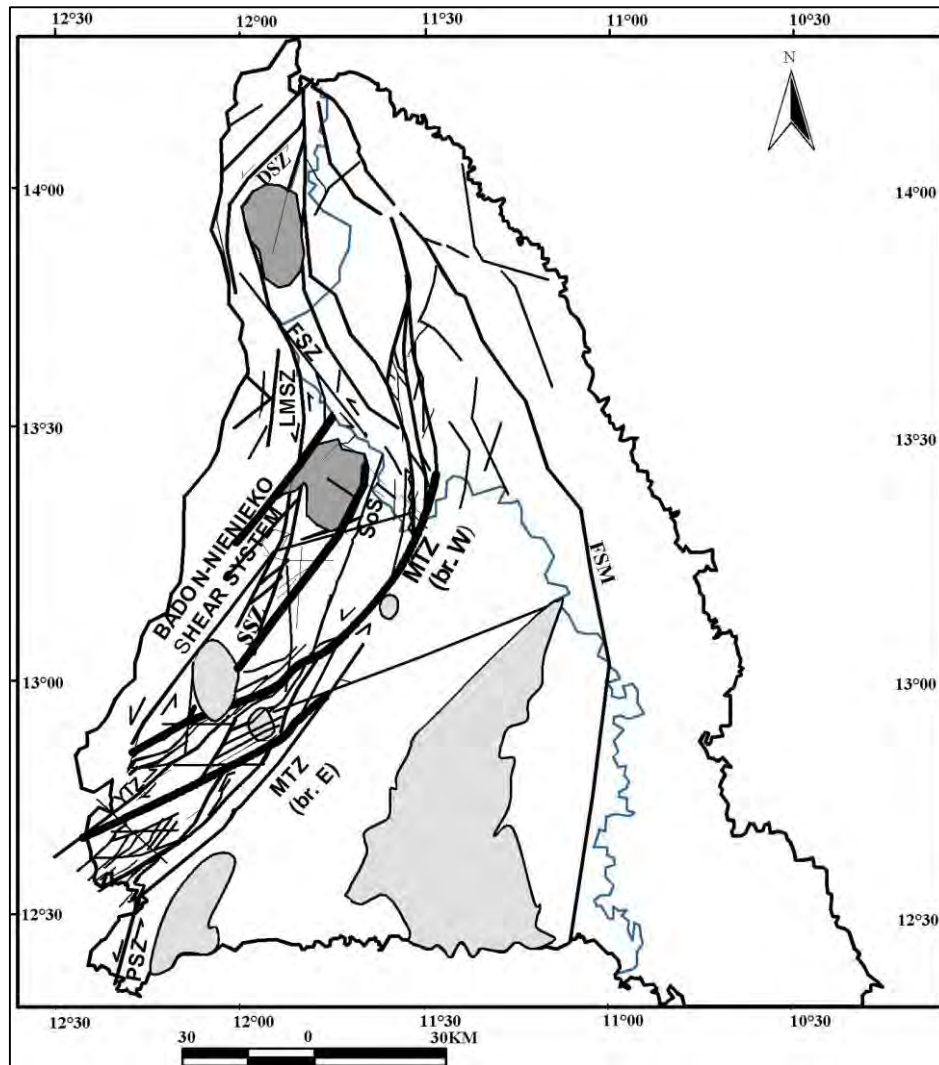


Figure 3 : Carte structurale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Diène, 2012)

II.4. Typologie des minéralisations et principaux gisements du craton ouest africain

Les différents phénomènes qui ont marqué la structuration géologique du craton ouest africain ont eu pour résultat une florescence de gîtes métallifères tant dans l'Archéen que le Protérozoïque. Si toutefois, à ce jour, bon nombre de gisements de diverses natures ont été recensés, les contextes qui ont engendré leurs mécanismes de formation sont variés, leurs répartitions tout aussi inégales.

II.4.1. Les minéralisations non aurifères

L'Archéen est réputé pour les importantes concentrations de fer qu'il contient. Celles-ci sont, pour la plupart, sous forme d'accumulations de quartzites ferrières, plus généralement connues sous le vocable BIF (Banded Iron Formation). La Guinée et la Mauritanie en sont les principales détentrices avec respectivement les gisements du Mont

Nimba et de Zouerate. Les segments birimiens renferment, en outre, des gîtes de chrome et des associations nickel-chrome affiliés d'une part aux ceintures de roches vertes (greenstone belt) et d'autre part à des complexes ultrabasiques stratifiés. On y retrouve également des concentrations d'étain, de plomb et de molybdène qui sont inhérentes aux intrusions magmatiques enregistrées au cours du Libérien. Quelques gisements résiduels de bauxite sont aussi dénombrés dans certaines contrées en l'occurrence la province du Kakata au Libéria et celle du Mokanjii Hills en Sierra Leone.

Le Birimien emmagasine aussi des stocks de fer avec en particulier le gisement de la Falémé au Sénégal oriental. D'autres gisements de cuivre, de molybdène et de manganèse sont aussi chiffrés dans les faciès volcanosédimentaires de l'ensemble B1 tout comme dans les complexes basiques et ultrabasiques de l'ensemble B2. Au Mali, plus exactement à Kadiola, des associations de nickel-platine sont définies (Bassot et al, 1981). Dans d'autres pays comme la Côte d'Ivoire, on connaît des minéralisations de chrome (Wemelhoru). Mais la plus parfaite illustration est le Burkina Faso avec ses associations de fer-titane-vanadium dans la province de Tin Edia (Neyberg et al, 1980), et de nickel-cobalt dans les régions de Dablo et Bonga (Ouedraogo et al, 1987).

II.4.2. Les minéralisations aurifères

Les minéralisations aurifères sont presque exclusivement le propre des terrains birimiens du craton ouest africain. Seulement, des deux ensembles lithologiques B1 et B2, le potentiel aurifère du premier ensemble dépasse de loin celui du second.

Dans le souci d'avantage cerner les caractéristiques de ces différentes minéralisations aurifères au vu de l'importance et des utilisations multiples d'un métal tel que l'or, une classification a été proposée, sur la base de divers critères à savoir, le type de structure hôte, la nature des roches encaissantes, la géométrie des différents corps minéralisés et enfin, les paragenèses hydrothermales (Milési et al 1986). Il s'agit des sept types suivants :

Type 1 : minéralisations encaissées dans des turbidites tourmalinisées (cas de Loulo au Mali) où l'or est associé à des sulfures ;

Type 2 : minéralisations à sulfures disséminées encaissées dans les roches volcaniques et plutoniques (Syama, Mali ; Yaouré, Côte d'Ivoire)

Type 3 : conglomérats aurifères (contrée de Tarkwa, Ghana)

Type 4 : minéralisations discordantes à arsénopyrite aurifère (Ashanti, Ghana)

Type 5 : minéralisations quartzeuses discordantes à or natif et sulfures polymétalliques (Poura, Burkina Fasso ; Kalani, Mali ; Sabodala, Sénégal) ;

Type 6 : placers éluviaux et alluviaux

Type 7 : gîtes latéritiques (Ity, Côte d'Ivoire)

Avec ses 1200 tonnes de métal, l'ensemble B1 est suivi par les conglomérats tarkwaïens du second ensemble B2 avec un peu moins de 250 tonnes, puis, viennent enfin les formations volcanoplutoniques de B2 et les granitoïdes qui, à eux deux, ne comptabilisent pas plus de 5 tonnes d'or. Il est important de préciser qu'il a été démontré que 30% des gîtes sont préférentiellement disposés le long des contacts structuraux entre les deux entités lithologiques B1 et B2. En remarque, les types 6 et 7 sont considérés comme des gisements de second ordre (Milési et al, 1989).

II.4.3. Les principales périodes métallogéniques du Craton Ouest Africain

Toutes les minéralisations du Birimien sont liées à un cycle métallogénique long de 150 Ma et présentant deux principales phases :

- une première à l'origine de minéralisations stratiformes de toutes sortes (Fe, Mg, Ag, Zn, Au, Mg) dans les segments superficiels de la B1. Cette phase est synchrone à la mise en place des ensembles B1 et B2.
- une seconde où les déformations transcurrentes D2 et D3 affectent les minéralisations qui deviennent alors discordantes.

Une structuration pareille du Birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba en fait une zone particulièrement attrayante du point de vue minier, ce qui explique le fort afflux de compagnies minières ces dernières décennies. La figure 4 ci-dessous illustre quelques gisements exploités en Afrique de l'Ouest.

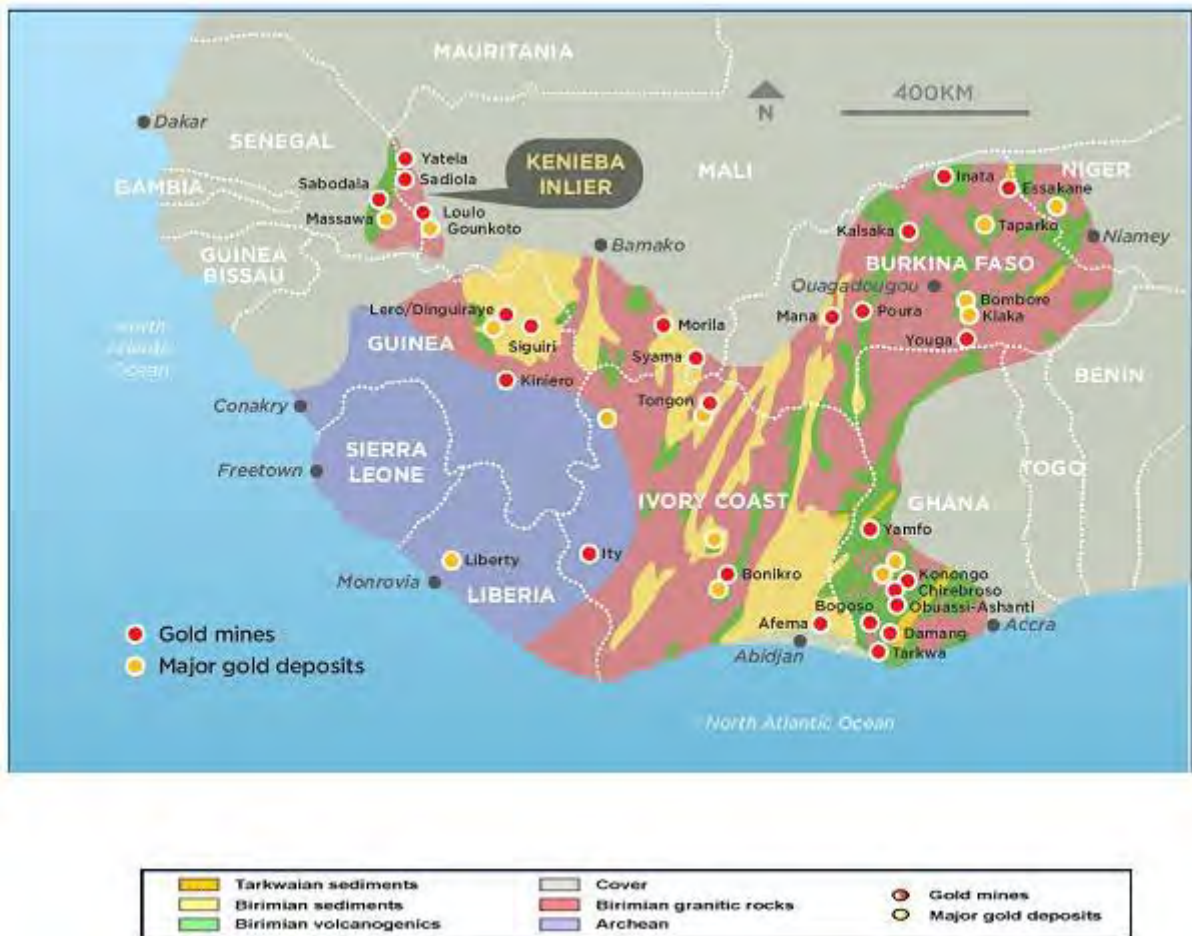


Figure 4 : Principaux gisements aurifères en Afrique de l'Ouest et mines en production (MDL, 2008)

II.4.4. Conclusion partielle

Il apparait de cette étude que le craton ouest africain, de par les orogénèses qui ont eu à l'affecter durant son histoire géologique (anté-éburnéen et éburnéen), a acquis un agencement de ses éléments lithostructuraux en deux grandes entités : d'une part les segments archéens et d'autre part les segments birimiens dont est rattachée la boutonnière de Kédougou-Kénieba, qui englobe notre secteur d'étude.

La boutonnière de Kédougou-Kénieba dont le contact entre ses ensembles volcanique (Mako) et sédimentaire (Dialé-Daléma) est structural (Main Transcurrent Zone) a été particulièrement affectée par les déformations D1, D2 et D3.

La richesse géologique évidente de cette partie orientale du Sénégal justifie les nombreuses campagnes de recherches menées ces dernières années. Celles-ci ont permis d'avoir une connaissance plus pointue sur la géologie d'ensemble de ce domaine, mais ont

surtout aidé à déceler des concentrations aurifères avérées qui justifient, encore à ce jour, une exploitation.

*CHAPITRE 2: RELATIONS
ENTRE INTRUSIFS ET
MINERALISATIONS*

CHAPITRE 2: RELATIONS ENTRE INTRUSIFS ET MINERALISATIONS

Première partie : Caractérisation des corps intrusifs – Modes de gisements

Dans cette partie nous aborderons la question du lien entre les granitoïdes et les minéralisations. Pour cela nous allons passer en revue les différents contextes de gisements directement ou indirectement associés à un corps intrusif.

I. Généralités sur les corps intrusifs granitiques

Les roches magmatiques encore appelées roches ignées ou endogènes sont issues de la solidification d'un magma. Dans certains cas, le matériel magmatique montre un refroidissement rapide à l'image des roches volcaniques.

La solidification peut également s'effectuer à l'intérieur de la lithosphère ; dans ce cas, le refroidissement est lent et c'est le cas des roches plutoniques.

Selon la teneur en silice, on peut distinguer les granitoïdes qui marquent les pôles acides et neutres. Ce sont, entre autres, les granites, les granodiorites, les syénites, les monzonites.

Ces granitoïdes peuvent contenir une large gamme de minéraux majoritairement représentés par la silice (60 % en moyenne). D'autres minéraux y sont néanmoins présents comme les feldspaths potassiques (orthose, microcline), les micas ou plus rarement certains minéraux accessoires tels que le zircon, la tourmaline, le grenat etc.

Aujourd'hui à l'échelle mondiale, on note que plusieurs minéralisations se trouvent au voisinage de corps intrusifs granitiques. Leur caractérisation devient alors incontournable si l'on sait que ces derniers acheminent en effet un grand nombre de métaux qui suscitent un réel intérêt économique (Au, Ag, Zn, W, Pb).

II. Aperçu de quelques modèles de minéralisations associées aux intrusions granitiques

On distingue plusieurs catégories de gisements dont la minéralisation est aux abords d'un corps granitique. La figure 5 ci-après est une esquisse des quelques modes de gisements de pareilles minéralisations.

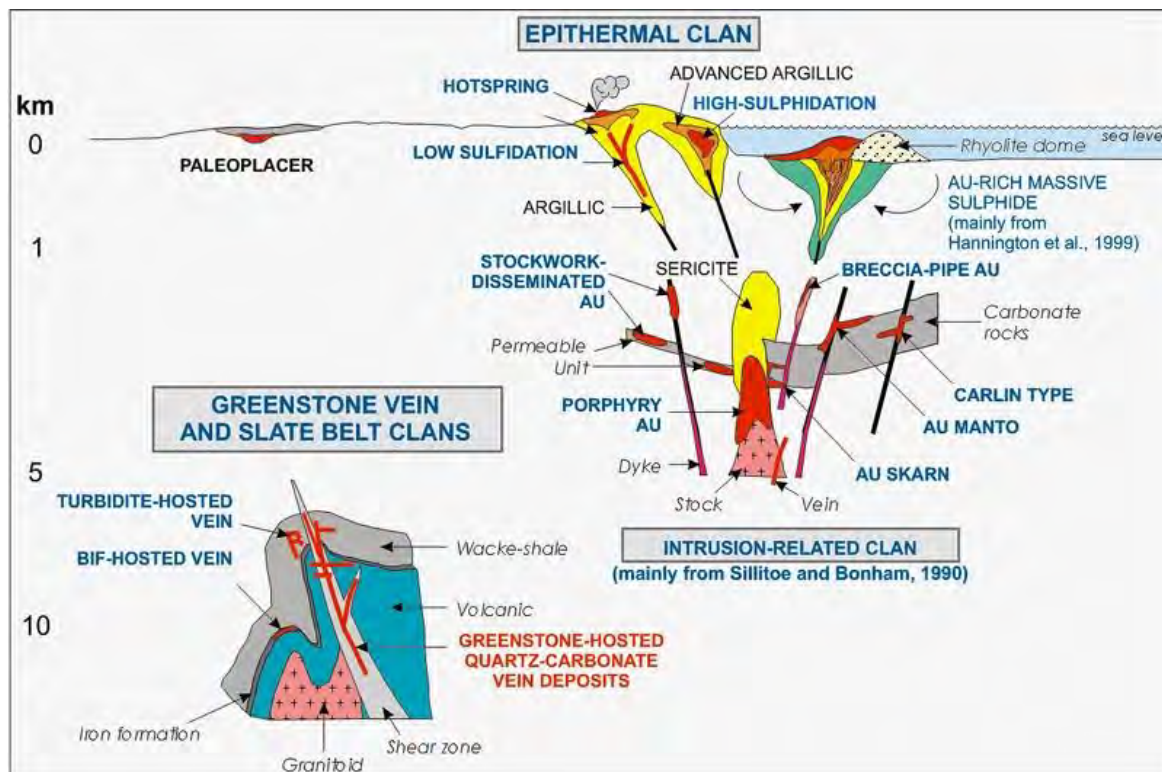


Figure 5 : Aperçu du lien entre corps intrusifs et minéralisations (Sillitoe et Bonham, 1990)

Les minéralisations directement associées aux plutons granitiques sont parmi les principaux types de gisements minéraux présents dans notre planète. Ce type d'environnement est en effet fournisseur important de métaux comme Au, W, Pb, Ag, Zn, au travers de nombreux types gisements (porphyres cuprifères, filons pegmatitiques, skarns etc).

On distingue :

- Les gisements exogènes situés dans la zone d'oxydation et donnant des amas ferreux
- Les gisements hydrothermaux associés aux filons hydrothermaux véhiculant au travers d'un réseau de fractures approprié, des jus enrichis en métaux précieux, ces derniers cristallisant dans des conditions thermodynamiques basses.
- Les gisements pegmatitiques quasiment identiques aux granites de par leur composition, cette signature pétrographique résultant de la cristallisation d'un magma riche en silice.
- Les gisements de « départ acide » formant très souvent un réseau densifié de petits filons appelés stockwerks.

- Les gisements sous forme d'amas concentrés ou diffus qui se présentent sous l'aspect de « poches » enrichies en minéraux tels que l'étain ou l'or.
- Les gisements de type TAG (Thermal Aureole Gold) qui, aujourd'hui, sont très en vogue un peu partout dans le monde, en Australie en particulier. Ce modèle de minéralisation particulièrement intéressant pour la prospection, est observé le plus souvent au niveau des plutons de grande envergure. La fracturation que nécessite l'ascension de ces corps intrusifs, affecte les structures en place et favorise la création de nouvelles ouvertures (structures d'extension au toit de la coquille du pluton) où s'injecteront les fluides minéralisés chargés en métaux (Figure 5).

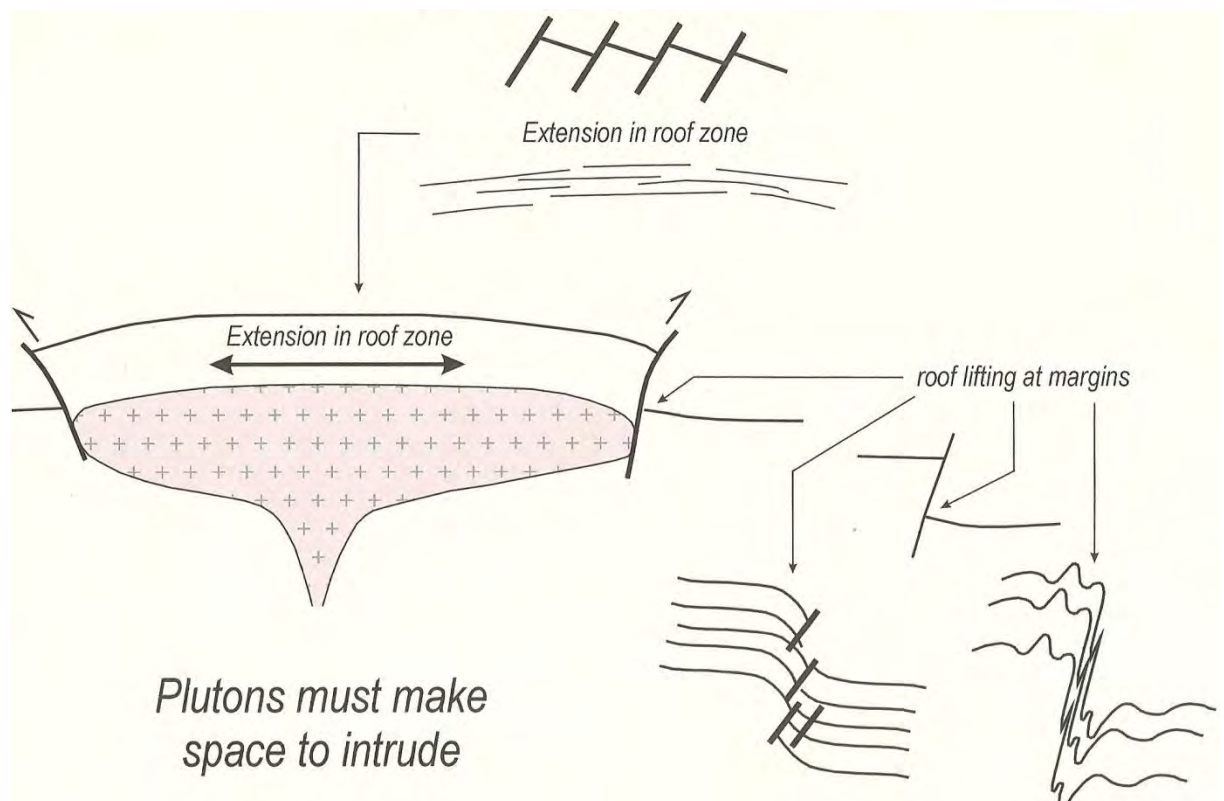


Figure 6 : Structures d'extension dans les systèmes TAG

Le pluton, le plus souvent felsique dans le cas des systèmes TAG, induit un apport calorifique qui favorise des phénomènes de métamorphisme (Figure 7) affectant les roches encaissantes. Le métamorphisme peut se produire sur une large plage de températures et de pressions.

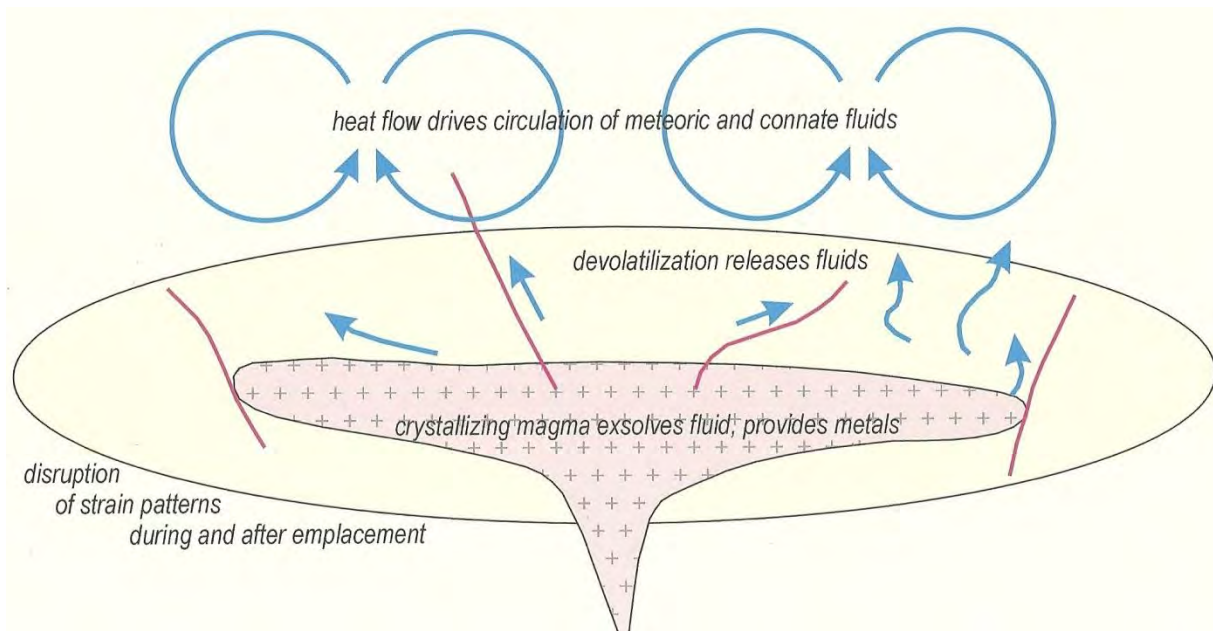


Figure 7 : Fluides chargés en éléments minéralisateurs

Les phénomènes métasomatiques mis en jeu peuvent se situer latéralement ou le plus souvent, au niveau de la carapace du corps intrusif, cette région étant la zone de prédilection où se forment les minéralisations dans le cas des systèmes TAG (voir figure 8).

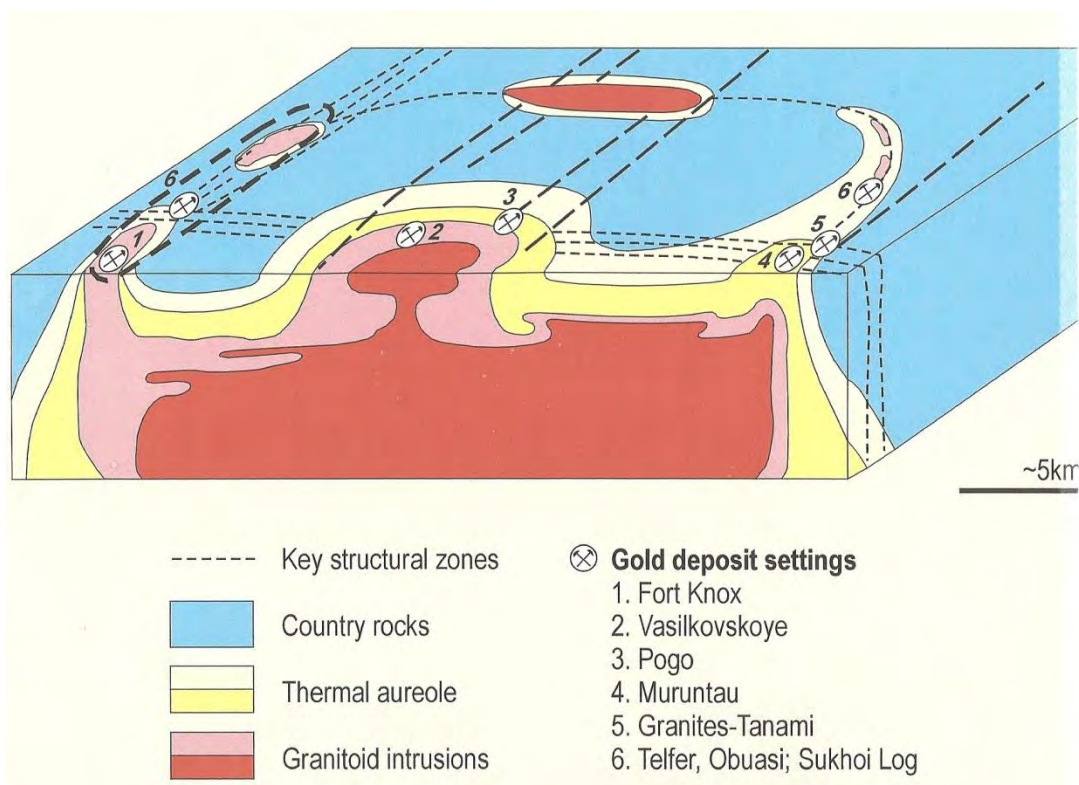


Figure 8 : Accumulation des gîtes dans l'aureole de l'intrusif