

81

UNIVERSITE MAJEURE  
DE SAN ANDRES

OFFICE DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE  
OUTRE-MER

ORSTOM - BOLIVIE  
DOCUMENTATION

INSTITUT DE GEODYNAMIQUE ET DE LIMNOLOGIE  
(Accord UMSA-ORSTOM)

METALLOGENIE DES GISEMENTS A ETAIN DOMINANT DE LA  
REGION DE MOROCOCALA (BOLIVIE)

Marc BONNETON

Fonds Documentaire IRD  
Cote: Bx 25525 Ex: unique

LPZ B064GEOREG BONN  
730

Mai 1981

Fonds Documentaire IRD



010025525

## I. INTRODUCTION

Cette étude concerne la métallogenèse des gisements polymétalliques à étain dominant de la région de la Meseta de Morococala (département d'Oruro) et ses liens avec le magmatisme et la tectonique régionaux. Elle a été réalisée au cours d'un séjour en Bolivie du 29 avril 1980 au 5 juin 1981, au sein de la Mission ORSTOM de La Paz, en coopération avec l'Université Majeure de San Andrés (UMSA) de La Paz et avec la collaboration de la Corporación Minera de Bolivia (COMIBOL), propriétaire et exploitant des Mines.

## II. GEOLOGIE REGIONALE

La zone étudiée se situe dans la Cordillère Orientale, au sud-est d'Oruro.

### 1. Terrains sédimentaires

Dans la région de Morococala, les terrains sédimentaires du paléozoïque sont largement prédominants. On y trouve de bas en haut :

- la formation CANCAÑIRI (Silurien)

Aussi appelée Zapla, c'est un grauwack d'au moins 700 m de puissance. De couleur gris sombre, à grain très fin, sans stratification visible, mais présentant un débit sphéroïdal lorsqu'il est altéré, il contient de petits quartz millimétriques arrondis. Il provient vraisemblablement du dépôt de courants de turbidité.

- la formation HUANUNI (Silurien)

C'est une alternance métrique de grès micaoé et d'argilite. Localement absente, son épaisseur varie de 0 à 90 m. Elle est maximale dans la région de Huanuni.

- la formation LLALLAGUA (Silurien)

Aussi appelée Tronchiri, c'est une alternance de bancs décamétriques de grès-quartzites et de shale. Son épaisseur varie de 250 à 500 m, et elle repose en discordance sur les formations précédentes.

- la formation UNCIA (Dévonien inférieur)

Fonds Documentaire IRD  
Cote : B\* 25525 Ex :

stratifiés, mais contient quelques intercalations gréseuses. Son épaisseur varie de 700 à 2000 m.

- la formation CATAVI (Dévonien inférieur)

C'est un grès de 250 m d'épaisseur environ.

Ces sédiments paléozoïques sont très peu métamorphisés et sont plissés suivant de larges anticlinaux et synclinaux légèrement déversés vers l'ouest, d'axes sensiblement horizontaux, orientés NE-SW.

Localement, à l'est de la meseta, apparaissent les terrains détritiques grossiers rouges du Trias et du Crétacé.

## 2. Intrusifs

Les terrains paléozoïques sont recoupés par quelques corps intrusifs. Ce sont essentiellement les stocks subvolcaniques de San Pablo, près de Japo, et de La Salvadora, près de Llallagua, ainsi que des diques décamétriques : mines de Japo, Santa Fé, Morococala et région de Huanuni, par exemple.

Les stocks sont attribués à des cheminées d'anciens strato volcans érodés (GRANT et al., 1977; SILLITOE et al., 1975; TURNEAURE, 1960 et 1971; KELLY et TURNEAURE, 1970), et ont une composition de quartz latite à rhyodacite porphyrique. Ils sont de petite taille (1 km de diamètre environ) et sont bordés d'une importante zone de brèche, attribuée à une phase explosive. Les dernières datations effectuées (GRANT et al., 1979-2) leur attribuent un âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur :

San Pablo :  $24,8 \pm 0,44$ ;  $23,3 \pm 0,40$ ;  $20,2 \pm 0,35$  (millions d'années).

La Salvadora :  $21,6 \pm 0,38$ ;  $21,1 \pm 0,38$ ;  $20,6 \pm 0,36$ ;  $20,6 \pm 0,35$ ;  
 $20,8 \pm 0,38$ .

Les âges Miocène supérieur précédemment attribués à La Salvadora (AHLFELD et SCHNEIDER-SCHERBINA, 1964; EVERDERN et al., 1977) sont erronés (GRANT et al., 1979-1).

Les diques traversant les mines de Japo et Santa Fé, constitués de porphyre altéré, sont de même âge que les intrusifs (GRANT et al., 1979-2).

Japo :  $22,1 \pm 0,43$ ;  $20,6 \pm 0,44$  (millions d'années).

Santa Fé :  $20,6 \pm 0,36$ ;  $20,0 \pm 0,38$  (millions d'années).

### 3. La Meseta

La majeure partie de la région est recouverte par des coulées volcaniques d'ignimbrites et de tuffs dacitiques à rhyodacitiques, atteignant au maximum une centaine de mètres d'épaisseur. Leur âge est Miocène supérieur :

Llallagua : 7,8 Ma (EVERDERN, 1961). 7,3 Ma (SCHNEIDER, 1964).

Japo :  $6,4 \pm 0,13$ ;  $6,3 \pm 0,11$ ;  $6,2 \pm 0,13$  (millions d'années) (GRANT et al., 1979-2).

Deux édifices volcaniques vraisemblablement plus récents, comportant des phases effusives et des dômes et lames intrusifs (dacites) surmontent la Meseta (DE PACHTERE, étude en cours).

## III. CARACTERES GENERAUX DES MINES D'ETAIN DU CENTRE DE LA CORDILLERE ORIENTALE

### 1. Localisation et géométrie

Toutes les minéralisations exploitées sont situées dans les sédiments silurico-dévonien. Elles sont à proximité immédiate de stocks subvolcaniques affleurants (Oruro, Japo, Llallagua, Poopó) ou cachés, des diques de même âge et de même composition étant visibles alors dans la mine (Santa Fé, Morococala) ou à proximité (Huanuni). Parfois elles sont dans les stocks eux-mêmes (La Salvadora).

Les minéralisations peuvent être en veines décimétriques à métriques, correspondant à des failles (Llallagua, Huanuni, Morococala, Santa Fé). Il y a en général deux directions principales de filons. Ils contiennent 1% à 1,5% d'étain en moyenne.

Localement, à l'intersection de deux systèmes de veines, on trouve des enrichissements importants (jusqu'à 10% et plus d'étain), appelés "clavos", qui correspondent à des stockwerck (Morococala, Santa Fé, Japo).

Enfin, un certain volume de roche, correspondant en général à un stock subvolcanique, peut être imprégné de cassitérite. Ainsi les stocks de La Salvadora (Llallagua) et de San Pablo (Japo) contiennent environ  $10^8$  à  $10^9$  tonnes de minerai à 0,2 - 0,5% d'étain (SILLITOE et al., 1976). L'exploitation en

découverte de ce dernier type de minéralisation est actuellement à l'étude.

Les mines d'étain de la région de Morococala sont souvent de très grande taille : 600 000 tonnes de métal pour Llallagua, plusieurs centaines de milliers pour Huanuni.

## 2. Paragenèse métallique et étapes du dépôt de la minéralisation

Elle est extrêmement complexe et polymétallique. Certains gisements contiennent plus de cinquante minéraux métalliques différents, certains d'entre eux étant uniques au monde.

La Cordillère orientale peut être divisée en trois zones :

- la zone nord, à étain-tungstène, correspond à des batholites granitiques d'âge Jurassique supérieur à Trias inférieur : 180 à 210 millions d'années (EVERNDEN, 1961; SCHNEIDER, 1964; CORDANI, 1967, EVERNDEN et KISTLER, 1970; EVERNDEN et al., 1977).
- la zone sud, à étain-argent-antimoine, correspond à des édifices volcaniques d'âge Miocène moyen : 12 à 17 millions d'années (GRANT et al., 1979-2).
- la zone centre étudiée ici, est à étain dominant, et correspond à des stocks subvolcaniques d'âge Miocène inférieur à Oligocène supérieur : 19 à 25 millions d'années (GRANT et al., 1979-2). Cependant, dans cette zone, on trouve, à côté des gisements à étain dominant (Llallagua, Morococala, Huanuni), des gisements à étain-argent (Oruro) et à étain-zinc (Montserrat) (TURNEAURE, 1971).

Deux études approfondies concernant le dépôt de la minéralisation ont été effectuées : KELLY et TURNEAURE (1970) et GRANT, HALLS, AVILA, AVILA (1977). Elles ont été effectuées principalement à partir de l'étude des inclusions fluides. Le dépôt des différents minéraux provient de la percolation puis de la circulation d'un fluide hydrothermal résultant de la cristallisation des stocks subvolcaniques situés à proximité immédiate des gisements. Ces auteurs distinguent quatre phases principales :

### 1. Altération de la roche encaissante.

Développement de quartz, tourmaline et séricite, chlorite, pyrite,

fluorite, apatite moins abondante, rare topaze (Morococala). En général on distingue, du centre vers l'extérieur, une zone à quartz-tourmaline, puis une zone à sericite et enfin une zone à chlorite.

2. Episode à quartz-cassitérite.

Développement de veines à quartz-apatite-cassitérite, rare monazite (Llallagua), bismuthinite en partie antérieure à la cassitérite (Llallagua), wolframite postérieure à la cassitérite (Llallagua), arsenopyrite relativement tardive, bismuth natif associé à la bismuthinite et au mispickel.

3. Dépôt des sulfures des métaux de base.

Pyrrhotine précoce. Puis sphalérite en partie contemporaine de la pyrrhotine et chalcopryrite a peu près contemporaine de la sphalérite ou légèrement plus tardive, galerie tardive.

A Llallagua, frankeite légèrement antérieure à la pyrrhotine. A Huanuni, teallite antérieure à la sphalérite.

A la fin de cet épisode, la pyrrhotine s'altère en un assemblage pyrite-marcassite-sidérite.

4. Veinules tardives et encroûtements

Suite du dépôt de sidérite, en partie indépendant de l'altération de la pyrrhotine, dépôt de sulfures tardifs associés à la sidérite : principalement sphalérite, pyrite et stannite, rare chalcopryrite et galène, peut être frankeite et teallite, dépôt de fluorite postérieur à la sidérite.

A Llallagua, cristaux et encroûtements tardifs de phosphates : wavelite, vivianite, vauxite, etc...

Les résultats des études concernant la température et la salinité des fluides hydrothermaux sont donnés dans le tableau ci-après.

	KELLY et TURNEAURE 1970	GRANT et al. 1977 (Llallagua)
Altération	-	T ≈ 400°C S < 26% ébullition
Veines à quartz-cassitérite	T : 300°C → 530°C → 400°C S : 20 à 45% ébullition	T : 400°C à 350°C S : 25% à 10% ébullition au début
Sulfures	T : dépôt sulfures 400°C à 260°C alt. pyrrhotine 260°C à 200°C S ≈ 10%	T : 300°C à 250°C  S < 10%
Veines tardives	Sidérite et sulfures : T : 200°C à 135°C S ≈ 4% Phosphates : T < 70°C S ≈ 1,5%	T < 250°C S : quelques %
Pression de dépôt	200 à 500 bars	environ 360 bars

T : température      S : salinité en équivalent - NaCl, pourcentage en masse.

### 3. Modèle génétique

D'après les études d'inclusions fluides (KELLY et TURNEAURE, 1970; GRANT et al., 1977), les fluides minéralisants sont des saumures complexes, riches en Na - Ca - Cl, pauvres en CO<sub>2</sub> et relativement pauvres en soufre. Le lien étroit des gîtes avec des intrusifs subvolcaniques de composition déterminée (quartz latite à rhyodacite) indique que les fluides hydrothermaux étaient d'origine magmatique (TURNEAURE, 1960; AHLFELD, 1967; KELLY ET TURNEAURE, 1970; TURNEAURE, 1971, SILLITOE et al, 1975 et 1976. SCHNEIDER et LEHMANN, 1977; GRANT et al. ,1977).

Le premier épisode est la montée de l'intrusif subvolcanique à volca-

nique. Il aurait son origine dans la croûte continentale, par une anatexie partielle des sédiments paléozoïques la source de chaleur provenant de la subduction de la plaque océanique (SCHNEIDER et LEHMANN, 1977). Selon ces auteurs, l'étain proviendrait de la remobilisation de placers résultants de l'érosion de la ceinture stannifère précambrienne de Guyane-Rondônia, ce qui expliquerait la stricte localisation des gites d'étain à l'intersection de cette ceinture précambrienne et de la chaîne andine. Les autres auteurs se contentent d'attribuer une source magmatique à l'étain et non une assimilation des roches environnantes lors de la montée du magma (TURNEAURE, 1971).

La montée de ce magma cesse lorsque son sommet et ses bordures se consolident. Les fluides hydrothermaux s'accumulent alors au sommet de la colonne de magma en fusion (SILLITOE et al. 1975). Ces fluides percolent à travers le sommet de l'intrusif et les roches environnantes, provoquant une altération hydrothermale généralisée (SILLITOE et al., 1976). La température augmente au fur et à mesure de la percolation de ces fluides (par réchauffement de la roche environnante) ce qui conduit au développement de chlorite, séricite, quartz et tourmaline lorsque la température augmente. Selon TURNEAURE, 1960, c'est la température qui expliquerait les auréoles d'altération : plus élevée au centre (tourmaline) que sur les bords (chlorite). Pour GRANT et al., 1977, la zone centrale chaude provoquerait une altération à quartz-tourmaline, alors que sur les bords, la dilution et le refroidissement des fluides hydrothermaux par les eaux météoriques provoquerait une séricitisation.

Lorsque la pression fluide dépasse la pression solide, une fracturation importante se produit, libérant les fluides hydrothermaux. Le régime de percolation est alors interrompu et l'écoulement est canalisé par les fractures, d'où la formation des systèmes de veines et de stockwerks. Il est important de noter que l'ouverture des fractures arrête aussitôt et définitivement la percolation, donc "l'altération généralisée" de la roche. Il n'y a ainsi qu'un épisode d'altération hydrothermale généralisée et il est antérieur au développement des veines minéralisées (SILLITOE et al., 1975). Cette brusque libération des fluides peut entraîner la formation de brèches, comme à La Salvadora (Llallagua) et San Pablo (Japo) (SILLITOE et al., 1975). La brusque chute de pression qui en résulte provoque une ébullition rétrograde des fluides ce qui entraîne le dépôt de quartz et cassitérite (SILLITOE et al., 1975; TURNEAURE, 1960; KELLY et TURNEAURE, 1970; TURNEAURE, 1971). La brusque libération des fluides hydrothermaux provoque une solidification rapide de la partie apicale

de l'intrusif, et lui donne une structure porphyrique (SILLITOE et al., 1975). Ce refroidissement et cette cristallisation interviennent très rapidement après l'épisode d'altération généralisée (SILLITOE et al., 1976). Sitôt après la consolidation de la partie supérieure du complexe subvolcanique, les contraintes régionales redeviennent prépondérantes. Il s'ensuit que le système de fractures qui permet le développement des veines polymétalliques à partir de la circulation des fluides hydrothermaux provenant de la cristallisation des parties plus profondes de l'intrusif est semblable à la fracturation régionale (SILLITOE et al., 1976).

Enfin, la température des fluides hydrothermaux baisse progressivement, entraînant successivement le dépôt des sulfures, l'altération de la pyrrhotine, et enfin les veinules et encroûtements tardifs. Lors du début du dépôt de la minéralisation filonienne, le refroidissement des fluides est dû aux échanges de chaleur avec l'encaissant, à l'ébullition, et à la détente adiabatique irréversible (KELLY et TURNEAURE, 1970). Ensuite, la diminution conjointe de la température et de la salinité (KELLY et TURNEAURE, 1970; GRANT et al., 1977) suggère une dilution par des eaux météoriques (KELLY et TURNEAURE, 1970; GRANT et al., 1977; TURNEAURE, 1971; SILLITOE et al., 1976).

Ce modèle indique que l'ensemble de la minéralisation résulte d'un seul épisode magmatico-hydrothermal (KELLY et TURNEAURE, 1970; TURNEAURE, 1971) et non de plusieurs épisodes distincts successifs (SCHNEIDER-SCHERBINA, 1962 et 1964). Le télescopage des paragenèses résulte de la faible profondeur de formation de ces gisements (500 à 2000 m), ce qui entraîne des baisses rapides de pression et de température et permet une dilution importante par des eaux météoriques. Le rééquilibrage reste ainsi partiel et préserve en partie les paragenèses de haute température à côté de celles de basse température (GRANT et al., 1977; KELLY et TURNEAURE, 1970).

L'ensemble des caractéristiques de ces gisements conduisent SILLITOE et al. (1975 et 1976) à les appeler "étains porphyriques" par analogie avec les "cuivres porphyriques". Cependant, l'étain étant beaucoup moins mobile à basse température que le cuivre, la phase tardive de concentration supergène est absente. GRANT et al. (1977) préfèrent les appeler "gisements subvolcaniques".

#### IV. LES GISEMENTS DE JAPO, SANTA FE ET MOROCOCALE

Les visites que j'ai pu faire ainsi que les lames minces étudiées.

permettent de préciser certaines caractéristiques de ces gisements.

### 1. Contexte géologique

Les minéralisations de Santa Fé et Morococala sont toutes situées dans la formation Cancañiri, dans l'axe de l'anticlinal de Morococala. A Japo elles sont essentiellement dans les formations Llallagua et Cancañiri, dans l'axe de l'anticlinal de Japo. Elles affleurent à la faveur de fenêtres dans la couverture volcanique. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, la nature de la roche encaissante n'intervient pas. Seule compte sa perméabilité, en petit et en grand.

Quelques diques sont visibles dans ces trois mines. Aucune exploitation n'a lieu (pour l'instant) dans le stock de San Pablo.

### 2. Altérations hydrothermales

Deux coupes ont été étudiées dans les sédiments paléozoïques, l'une à Santa Fé, l'autre à Japo, depuis le "centre" du gisement ("zone silicifiée") jusqu'au bord, à la limite des galeries, et si possible à l'écart des filons pour éliminer autant que possible leur influence.

Initialement ces sédiments étaient des grès plus ou moins fins, à quartz et muscovites détritiques et ciment siliceux et essentiellement argileux. Les rares feldspaths sont entièrement séricitisés.

A Santa Fé, on distingue trois zones, de l'extérieur vers l'intérieur :

- dans la zone externe les muscovites sont assez fraîches et l'on note un développement de chlorite, soit en ciment (au détriment des argiles), soit comme altération de certaines muscovites. Son extension est inconnue, mais supérieure ou égale à 150 m.

- dans la zone intermédiaire la chlorite est absente. Par contre on note un développement important de séricite en ciment et au détriment des muscovites, fortement altérées et parfois partiellement silicifiées. On note aussi quelques nourrissages des quartz qui englobent de petits cristaux de séricite. Cette zone a 150 m de largeur environ.

- dans la zone interne, appelée "zone silicifiée" par les mineurs à cause de sa grande dureté, on note un développement très important de petites

baguettes de tourmaline, qui semble s'effectuer au détriment de la séricite : en ciment et dans les ex-muscovites. Cette zone a 200 m de diamètre environ.

Dans les trois zones, mais plus particulièrement dans la zone centrale, on rencontre de la pyrite en petits cristaux disséminés ou en veinules.

Ces auréoles sont tout à fait semblables à celles décrites dans les stocks volcaniques et ne peuvent pas s'être effectuées à composition chimique globale de la roche constante : elles supposent des apports et des départs d'éléments, dus vraisemblablement à la percolation d'un fluide hydrothermal. Elles ne sont donc pas d'origine métamorphique mais métasomatique. Ceci tend à confirmer, conjointement avec la présence de diques acides, l'existence d'un intrusif caché à une profondeur sans doute peu importante.

A Japo on retrouve les deux zones centrales mais, si elle existe, la zone à chlorite n'a pas été atteinte. En plus des fines baguettes de tourmaline, on trouve de nombreuses tourmalines de taille comparable aux cristaux de quartz détritiques et un nombre plus important d'opaques disséminés (pyrite ?). Bien qu'aucune galerie n'atteigne le stock, il semble que les auréoles soient centrées sur lui.

Le stock de San Pablo est lui-même très altéré. A l'origine, il était essentiellement formé de cristaux de quartz, dont certains sont très arrondis, de phénocristaux de feldspaths potassiques (sanidines) et de biotites. Les quartz ont été conservés et éventuellement nourris. Les feldspaths se sont transformés complètement en un assemblage de séricite très largement prépondérante et d'un peu de quartz, la séricite s'étant, dans un deuxième temps, partiellement transformée en tourmaline microcristalline. Les biotites se sont, dans un premier temps, transformées en muscovite, expulsant les oxydes de fer et de titane dans les clivages et, sous forme de sagénite, dans la masse du minéral, et ont été en grande partie silicifiées. Puis des baguettes de tourmaline se sont développées au détriment de la muscovite. On retrouve encore ici la zone intermédiaire d'altération, à séricite-quartz, qui a été oblitérée ensuite par la progression de la zone interne à tourmaline.

Un des diques de Japo a été étudié. Il comprend des quartz très arrondis, d'anciens phénocristaux de feldspath (sanidine ?) entièrement séricitisés et des muscovites (ex biotites ?) largement silicifiées. Aucune tourmaline n'est

visible (là où nous l'avons étudié, il se situe d'ailleurs dans la zone "intermédiaire" d'altération).

Un autre dique a été étudié à Morococala. Il est à grain plus fin et on ne distingue pas d'anciens micas. On y trouve par contre quelques grains de carbonates (sidérite?), de la pyrite en fracture et disséminée, et de rares grains de cassitérite disséminés. Il est fortement séricitisé et ne comprend pas de tourmaline.

### 3. Géométrie et nature de la minéralisation

Le minerai actuellement exploité à Santa Fé et Morococala provient de deux systèmes de filons (conjugués ?) identiques dans les deux mines. Ces veines sont à quartz-cassitérite-sphalérite-galène-chalcoppyrite-pyrite essentiellement. La galène est argentifère. A Santa Fé, la veine Rosario a environ 20 cm de large et contient en moyenne 0,40% d'étain, 2% de plomb et 15 ppm d'argent. Vers l'extérieur du gisement, les veines s'appauvrissent en étain et il ne subsiste que la pyrite et un peu de sphalérite. Dans les zones riches le quartz est limpide (haute température) alors que dans les zones stériles il est laiteux (basse température) et parfois accompagné de vivianite, ce qui est un guide pour le mineur.

Les "clavos" qui étaient des stockwerks riches, sont épuisés actuellement dans ces deux mines.

La répartition géométrique de la minéralisation (filons et stockwerks) est indépendante des auréoles d'altération hydrothermale : ce sont deux épisodes distincts.

Les filons correspondent au remplissage de failles qui ont joué au moins deux fois pendant l'épisode de minéralisation, comme l'attestent les brèches minéralisées qui les bordent. Leurs directions sont N 70° à N 90° pour les unes (pendage 30° à 35° SE à Santa Fe) et N 120° à N 130° pour les autres (pendage 55° à 65° SW à Santa Fe et 65° NE à Morococala). La minéralisation est identique dans les deux systèmes. En lame mince, on voit que les veines sont constituées essentiellement d'opagues, de cassitérite, de quartz automorphe et d'apatite. La caisse du filon est par ailleurs très séricitisée. On rencontre parfois un carbonate (sidérite ?) nettement postérieur à l'assemblage cassitérite-quartz-apatite-opaques et exceptionnellement de fines aiguilles de tourmaline.

filons :

N 150° à N 165°, pendage de 70° NE à 65° SE, dextre.

N 50° à N 70°, pendage de 55° à 75° SE, dextre.

N 30° à N 55°, subvertical, senestre.

Les décrochements sont en général métriques à décamétriques.

A Japo, on distingue deux systèmes de veines également : N 350° à N 10°, et N 55° à N 70°. Des stockwerks, appelés ici "massivos" sont en cours d'exploitation et contiennent jusqu'à 5% d'étain : ce sont des réseaux assez denses de veinules centimétriques correspondant à des diaclases. La paragenèse est plus simple qu'à Santa Fé et Morococala : essentiellement cassitérite et pyrite. En lame mince on observe seulement d'assez grands cristaux de tourmaline associés à la cassitérite et aux opaques, et une séricitisation importante. Nous avons pu mesurer trois failles décalant les veines, mais sans avoir pu estimer leur rejet : N 35°/75° NW, N 50°/65° SE, N 160°/78° SW.

#### V. CONCLUSION

L'étude que j'ai pu effectuer a permis de mettre en évidence, essentiellement à Santa Fé, car c'est la mine où j'ai travaillé le plus longtemps, trois zones d'altération métasomatique concentriques dans les grauwackes canariennes, qui sont semblables à celles décrites par différents auteurs dans et autour des stocks subvolcaniques. L'existence d'un tel stock à faible profondeur sous la mine de Santa Fé est donc peu douteuse. Le système de veines et les diaclases ont certainement la même source que les altérations, c'est-à-dire ce stock caché, mais ne sont pas géométriquement liés aux auréoles d'altération et semblent effectivement correspondre à des directions régionales de fracturation. La nature de la roche encaissante ne joue pratiquement aucun rôle dans la minéralisation, du moment qu'une certaine perméabilité existe, en petit et en grand, pour permettre la percolation puis la circulation des fluides hydrothermaux. La localisation des gîtes le long d'axes d'anticlinaux est sans doute à relier à une fracturation plus importante à ces endroits là. Le dépôt de la minéralisation et son caractère télescopé sont dus à la faible profondeur de formation de ces gîtes (1 à 2 km), ce qui permet une dilution des fluides hydrothermaux par des eaux météoriques, entraînant des baisses rapides de pression et de température, qui provoquent la précipitation de la minéralisation et préservent partiellement les minéraux de haute température à côté de ceux de plus basse température, par

Les minéralisations actuellement connues proviennent des intrusifs Oligocène supérieur à Miocène inférieur et n'ont aucun rapport avec la couverture volcanique Miocène supérieur. Il est cependant possible que d'autres gîtes, actuellement inconnus, existent en liaison avec les stocks volcaniques qui ont conduit à la formation de cette couverture.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHLFELD F., 1967. Metallogenic epochs and provinces of Bolivia. *Mineralium Deposita* 2, pp 291-311
- AHLFELD F., SCHNEIDER-SCHERBINA A., 1964. Los yacimientos minerales y hidrocarburos de Bolivia. *Dept. Nac. Geologia Bol.* 5, 388p.
- AMOSSE J., AUDEBAUD E., 1979. Correlation entre géochimie, structure profonde et minéralisations dans les Andes du Sud Péruvien. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, 7*, pp 9. *Soc. Geol. Fr. éditeur, Paris.*
- BOISSAVY M., DERRE C., ROGER G., 1978. Rapport préliminaire sur le comportement de certains éléments au cours de l'évolution des magmas granitiques à étain et à tungstène (Nord Portugal et Massif Central Français). *Sci. de la Terre. Informatique Géologique*, 11, pp. 47-51.
- CAMPBELL D. F., 1942. The Oruro Tin-Silver District, Bolivia. *Economic Geology*, Vol. 37, n° 2, pp 87-115.
- CASTANOS A., SAAVEDRA A., 1979. Determinación de edades absolutas en Bolivia. *Revista de la Acad. Nac. de Ciencias de Bolivia*, vol 1, n° 2, pp 81-102.
- CLARK A.M., FARRAR E., CAELLES J. C., HAYNES S. J., LORTIE R.B., Mc. BRIDE S.L., QUIRT G.S., ROBERTSON R. C. R. , ZENTILLI M., 1976. Longitudinal variations in the metallogenic evolution of the Central Andes : a progress report. In : STRONG D.F., *Metallogeny and plate tectonics. Geol. Ass. of Canada, Spec. Paper n° 14*, pp 23-58
- COOK R. B. Jr. 1975. The Mineralogy of the department of Oruro, Bolivia. *The Mineralogical Record*, Vol. 6, n° 3, pp. 125-137.
- COOK R.B.Jr., 1977. Morphology and occurrence of bolivian cassiterite. *The Mineralogical Record*, Vol. 8, n° 1, pp 52-57.
- CORDANI U. G., 1967. Lettre non publiée. *Bibliothèque du Servicio Geologico de Bolivia, La Paz.* cité par CLARK et FARRAR 1973

- CORDANI U. G., KAWASHITA K., CORTEZ G. 1980. Chronology of the Tectonomagmatic events of the Cordillera Real of Bolivia. *Congrès Géologique Intern.* 26/1980/Paris. BRGM éditeur, Vol. 1, pp 32.
- DUBROVSKIY V.N., ARAKELYANTS M. M., 1973. Duration of ore deposition in tin deposits of the Komsomol'sk district, as shown by radiometric dating of metasomatic quartz-sericite wall rocks. *Dokl. Acad. Sci. URSS, Earth Science Sect. USA.* Vol. 212, pp. 167-168.
- EVERNDEN J. F., 1961. Edades absolutas de algunas rocas igneas en Bolivia por el método potasio-argon. *Soc. Boliviana, Noticiero* 2, pp3.
- EVERNDEN J. F., KISTLER R. W., 1970. Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and Western Nevada. *U. S. Geological Survey Prof. Paper* 623, 42 p.
- EVERNDEN J. F., KRIZ S. J., CHERRONI M. C., 1977. Potassium-Argon ages of some bolivian rocks. *Economic Geology*, Vol. 72., pp. 1042-1061.
- GAVRILIN R. D., VOLKON V. N., NEGREY Yc. V., KORZHANOVSKAYA V. S., 1974. Tin in the upper part of a granite pluton. *Dokl. Acad. Sci. URSS, Earth Science Sect. USA*, VOL. 215, pp 179-181.
- GRANT J. N., HALLS C., AVILA G., 1977. Igneous geology and evolution of hydrothermal systems in some subvolcanic tin deposits of Bolivia. Volcanic processes in ore genesis. Special Publication nº 7 *Geol. Soc. of London*, in conjunction with the Institution of Mining and Metallurgy, pp. 117-126.
- GRANT J. N., HALLS C., AVILA W., SNELLING N. J., 1979-1. Potassium-Argon ages of some bolivian rocks : a discussion. *Economic Geology*. Vol. 74, pp. 702-703.
- GRANT J. M., HALLS C., AVILA W., SNELLING N. J., 1977-2. K-AR ages of igneous rocks and mineralization in part of the bolivian tin belt. *Economic Geology*, Vol. 74, pp. 836-851.
- HEUSCHMIDT B., 1979. Gîtes minéraux et métallogénie de la Bolivie. *Chronique de la Recherche Minière.* nº 448, pp. 5-44.

- JENSEN M. L., 1971. Provenance of Cordilleran intrusives and associated metals. *Economic Geology*. Vol. 66, pp. 34-42.
- JUNIPER D. N., KLEEMAN J. D., 1979. Geochemical characterization of some tin-mineralizing granites of Mew South Wales. *Journal of Geochemical Exploration* n° 11, pp. 321-333.
- KELLY W. C., TURNEAURE F. S., 1970. Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Economic Geology*, Vol. 65, n° 6, pp. 609-680.
- KOZLOV V. D., SHEREMET YE. M., YANOVSKIY V.M., 1974. Geochemical characterization of the Mesozoic plumbite leucocratic granites of the transbaykalia tin-tungsten belt. *Geochem. Internation.*, vol. 11, n° 5, pp. 997-1008.
- LEHMANN B., WILLGALLIS A., HEYER H., 1978. Anomalous Sn-Rutiles in wall rocks of Bolivian tin deposits. *Nev-Jb-Mineral. Monatsch.*, vol. 11, pp. 498-505.
- LEINIKOV F.A., LEGEYDO V.A., 1973. Tin geochemistry of granitoids in relation to depth of formation. *Geochem-Internation.*, vol. 10, n° 6, pp. 1381-1384.
- LJUNGGREN W., ABBOTT A.C., 1931. The silver-tin deposits of Oruro, Bolivia. *Economic Geology*, vol. 26, n° 5, pp. 453-479.
- LJUNGGREN P., 1962. Bolivian tin mineralization and orogenic evolution. *Economic Geology*, vol. 57, pp. 978-981.
- LJUNGGREN P. RADELLI L., 1963. Bolivian tin mineralization, discussion. *Economic Geology*, vol. 58, pp. 1348-1351.
- MITCHELL A.H.G., 1976. Tectonic settings for emplacement of subduction-related magmas and associated mineral deposits. In D-F-STRONG, *Metallogeny and plate tectonics*; Geological Association of Canada, Special Paper n° 14, pp. 3-21.
- MOH G.H., 1975. Tin-containing mineral systems. Part III = Phase equilibria within the Sn-Pb-Sb-Bi-Fe-S system, in relation

to mineral assemblages of the bolivian ore type. *Chem. Erde*, vol. 34, pp. 201-238.

NEKRASOV I. Ya., 1973. Hydrothermal synthesis of tin silicates. *Dokl. Acad. Sci. URSS, Earth Sci. Sect. USA*, vol. 212, pp. 126-130.

NEKRASOV I. Ya, BORINIKOV N.S., 1974. The system Pb-Sn-Sb-S-H<sub>2</sub>O at 300 - 500°C, and the genesis of the ores of "bolivian" type. in M. STEMPROK (Editor), *Symposium Metallisation Associated with Acid Magmatism (MAWAM)*, Geological Survey, Prague, vol. 1, pp. 280-283.

RIVAS S., 1977. Geologia de las principales minas de estaño. *Communic, Symp. Intern, Etain, La Paz*; 35 p.

RUMBOLD W.R., 1909. The origin of the bolivian tin deposits. *Economic Geology*, vol. 4, pp. 237-364.

SCHNEIDER H.J., DULSKI P., LUCK J., MOLLER P., VILLALPANDO A., 1978. correlation of trace element distribution in cassiterites and geotectonic position of their deposits in Bolivia. *Mineralium Deposita*, vol. 13, pp. 119-122.

SCHNEIDER H.J., LEHMANN B., 1977. Contribution to a new genetical concept on the bolivian tin province. In *Time stratabound ore deposits*, Spring Verlag, Berlin, pp. 153-168.

SCHNEIDER-SCHERBINA A., 1962. Uber metallogenetische Epochen Boliviens und den hybriden Charakter der sogenannten Zinn-Silber-Formation. *Geol. Jb.*, vol. 81, pp. 157-170.

SCHNEIDER-SCHERBINA A., 1963. Bolivian tin mineralization and ologenic evolution, discussion. *Economic Geology*, vol. 58, pp. 456-459.

SCHNEIDER-SCHERBINA A., 1964. Las épocas y zonas metalogeneticas, in AHLFELD F., SCHNEIDER-SCHERBINA A., *Los yacimientos minerales y hidrocarburos de Bolivia*, Dpt. Nacional de Geologia Bol., nº 5, 388 p., pp. 31-39.

- SIBENALER X.P., 1974. Geochemical sampling of granites for tin. *Miner. Resour.Rev.S. Austral.*, vol. 136, pp. 38-45;
- SILLITOE R.H., 1976. Andean mineralization : a model for the metallogeny of convergent plate margins. In D.F. STRONG, *Metallogeny and plate tectonics*, Geological Association of Canada, Special Paper nº 14, pp. 59-100.
- SILLITOE R.H., HALLS C., GRANT J.N., 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, vol. 71, pp. 1065-1067.
- TAYLOR D., 1974. The liberation of minor elements from rocks during plutonic igneous cycles and their subsequent concentration to form workable ores, with particular reference to copper and tin. *Geol.Soc.Malaysia Bulletin*, nº 7, pp. 1-16.
- TAYLOR R.G., 1976. Porphyry tin deposits in Bolivia, discussion. *Economic Geology*, vol. 71, pp. 1064-1065.
- TAYLOR R.G., 1979. *Geology of tin deposits. Developments in Economic Geology* 11, Elsevier, 543 p.
- THORMANN W., 1966. Investigaciones preliminares sobre la geotectónica y metalogénesis de la zona Challapata-Caxata (Bolivia). *Servicio Geológico de Bolivia, Boletín nº 7*, La Paz, 118 p.
- TILTON G.R., CLARK A.H., CHURCH S.E., 1978. Geochemical investigations of Andean hydrothermal ore deposits and associated igneous rocks. In *International Conference Geochronology, Cosmochronology, Isotope geology 4/1978 Snowman at Aspen Co, USA, Washington U.S. dep interior*, nº 4, pp. 432-433.
- TURNEAURE F.S., 1960. A comparative study of major ore deposits of Central Bolivia. *Economic Geology* vol. 55. Part I. pp. 217-254, Part. II pp. 574-606.
- YEAP C.H., 1979. *Geology of tin deposits. Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, nº 11, 392 p.

WOLF D., ESPOZO E., 1972. Zur Geochemie bolivianischer Kassiterite. Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. 18, Heft 10, pp. 459-468.

WOLF M., 1968. Die bolivianischen Zinnlagerstätten und einige neue Aspekte ihrer genetischen Deutung. Bergakademie Deutsch. vol. 20, nº 6, pp. 319-323.

WOLF M., SANCHEZ J., 1976. Zur Stellung des Wismuts in den Erzparagenesen einiger bolivianischer Lagerstätten. Freiburger Forsch., H-C, vol. 315, pp. 53-90.