

LES MINÉRAIS SULFO-ARSENIÉS AURIFÈRES DE SALSIGNE, AUDE, FRANCE: ÉVOLUTION PARAGÉNÉTIQUE D'UNE MINÉRALISATION TARDI-HERCYNIENNE SYNTECTONIQUE EN CONTEXTE SÉDIMENTAIRE*

ERIC MARCOUX ET JEAN-LUC LESCUYER

BRGM, Boîte postale 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France

SOMMAIRE

Le gisement aurifère de Salsigne, sur le versant sud de la Montagne-Noire, d'origine très controversée, est encaissé dans des sédiments paléozoïques détritiques et carbonatés du sud du Massif central (France), déformés et faiblement métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne. Une étude minéralogique détaillée, complétant les nombreuses données antérieures, montre que les minerais filoniens et stratiformes, qu'ils soient disséminés, sulfurés massifs ou à gangue quartzreuse, relèvent d'un même phénomène minéralisateur, contemporain d'un épisode tectonique cisailant tardi-hercynien. Ce processus débute par le dépôt syncinématique à haute température des sulfures de fer et d'arsenic dans des pièges structuraux et lithologiques variés: plans de décollement, filons, remplacement de carbonates, imprégnation de niveaux gréseux. La précipitation d'arsénopyrite (33,9 à 30,3% As, pourcentage atomique) avec pyrrhotite (chalcopyrite), puis avec pyrite primaire, s'effectue sous des conditions de température (500 à 350°C environ) et d'activité en soufre (10^{-4} à 10^{-9} atm) décroissantes. Ces minéraux subissent une déformation ductile-cassante à cassante localement intense qui précède la transformation quasi générale de pyrrhotite en pyrite secondaire. Les fluides résiduels enrichis en bismuth, cuivre et métaux précieux précipitent ensuite dans la fissuration des différents corps minéralisés après une chute importante de l'activité en soufre (10^{-15} à 10^{-20} atm) et à des températures comprises entre 280 et 200°C environ. L'or natif et l'électrum qui cristallisent à ce stade en plages de quelques micromètres, respectivement dans les minerais d'imprégnation et dans les minerais à gangue quartzreuse, représentent l'essentiel de l'or (> 93%) contenu dans le gisement.

Mots-clés: gisement aurifère mésothermal, minéralisation, syncinématique, arsénopyrite, pyrrhotite, bismuth, Salsigne, Aude, France.

ABSTRACT

The gold deposit of Salsigne in the southern foothills of the Montagne-Noire (Aude), France, whose origin is a matter of controversy, is hosted by sedimentary rocks of Paleozoic age. These rocks, which include detrital and carbonate deposits, were deformed and weakly metamorphosed during the Hercynian orogeny. The numerous data from earlier studies have been complemented by detailed mineralogical studies of the vein and stratiform mineralization, whether disseminated, massive sulfide, or quartz gangue. This new work has shown that the various ore facies originated from a single mineralizing process contemporaneous with Late Hercynian shear tectonism. This process started with the synkinematic high-temperature deposition of iron and arsenic sulfides in various structural and lithological traps, such as décollement planes, veins, replaced carbonates, and sandstone layers. The precipitation of arsenopyrite (33.9 to 30.3% As, atomic) with pyrrhotite (chalcopyrite), and then with primary pyrite, took place under decreasing temperature (about 500° to 350°C) and sulfur activity (10^{-4} to 10^{-9} atmospheres) conditions. These minerals were subjected to ductile-brittle to brittle deformation, in places quite intense, which preceded the almost complete transformation of pyrrhotite into secondary pyrite. Next came precipitation from residual fluids, enriched in bismuth, copper and precious metals, in fractures within the various mineralized bodies, after a major drop in sulfur activity, to a level from 10^{-15} to 10^{-20} atmospheres, and under temperatures that had fallen to around 280°-200°C. The native gold and electrum, both of which crystallized at this stage as flakes a few micrometers across, in the impregnation and quartz-gangue ores, respectively, represent most (>93%) of the gold contained in this deposit.

Keywords: mesothermal gold deposit, synkinematic mineralization, arsenopyrite, pyrrhotite, bismuth, Salsigne, Aude, France.

* The sulfarsenide gold ores of Salsigne (Aude, France): paragenetic evolution of Late Hercynian syntectonic mineralization in a sedimentary context.

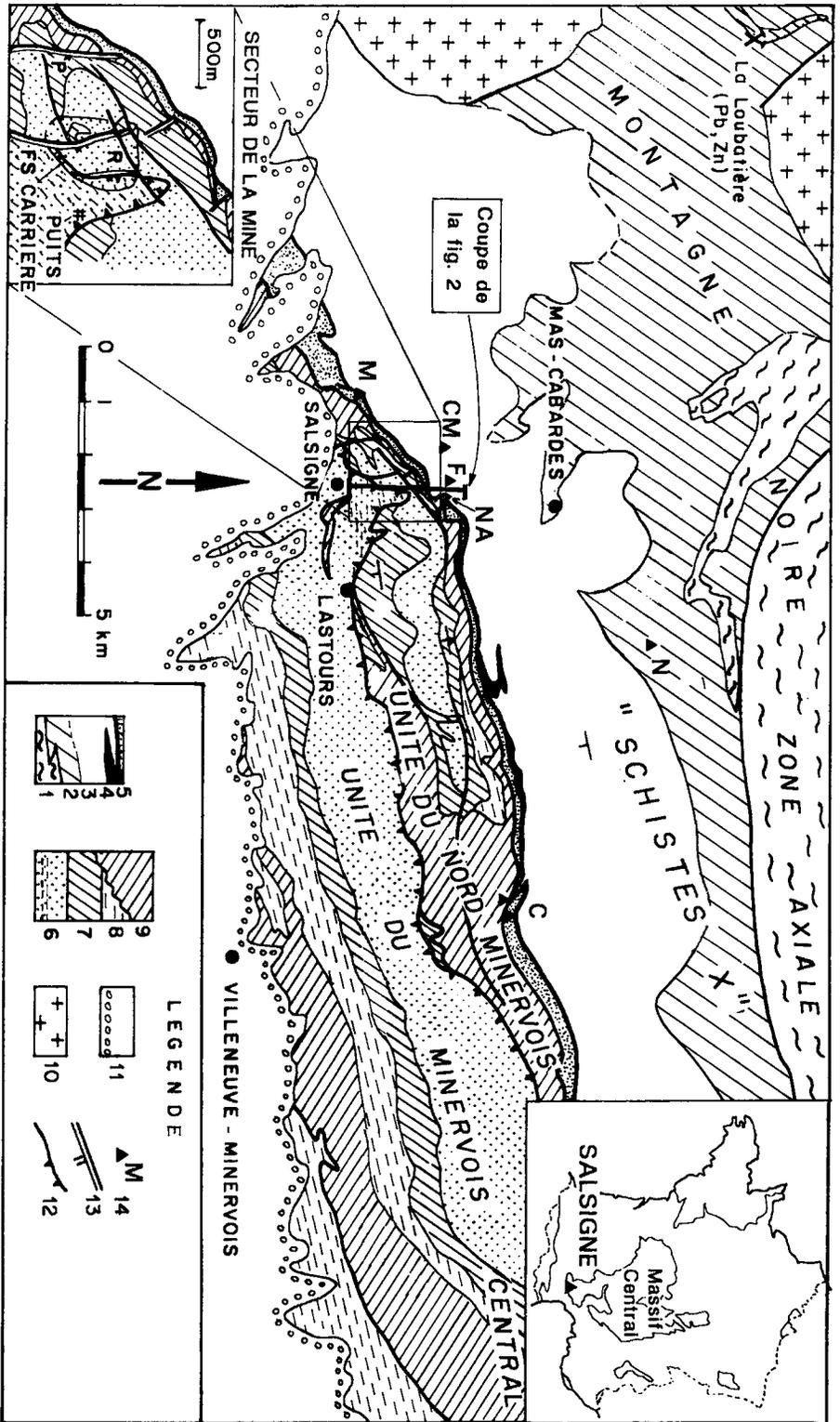


Fig. 1. Situation géologique de la mine de Salaisigne. 1) orthogneiss et migmatites, 2) micaschistes, quartzites et gneiss à silicates calciques (Protérozoïque supérieur), 3) métapélites, siltites et épicaillites (Protérozoïque supérieur – Cambrien inférieur), 4) méadiabases, 5) quartzites et schistes de la formation de Roc Suzadou (Ordovicien supérieur?), 6) grès et siltites (Cambrien inférieur), 7) calcaires à intercalations siliceuses et dolomites (Cambrien inférieur), 8) pélites et quartzites (Cambrien inférieur), 9) calcaires et calcschistes (Dévonien), 10) granite (Nannurien), 11) formations tertiaires du bassin de Carcassonne (Paléocène – Bocéno), 12) contact tectonique majeur, 13) systèmes filoniens de Salaisigne (cartouche inférieur): FS: Fontaine-de-Sainté, R: Ramèles, P: Peyrebrune, 14) autres indices étudiés: C: Cabrespine, CM: Combe Massagne, F: Francs, M: Malabau, NA: Narrau, N: Nespié.

INTRODUCTION

Le gisement sulfo-arsénié aurifère de Salsigne (production depuis 1912 et réserves: 15 Mt à 8 g/t Au) est localisé sur le versant sud de la Montagne-Noire, à l'extrémité méridionale du Massif central français (fig. 1). La Montagne-Noire représente un segment externe de la chaîne varisque qui a été structuré par des déformations plicatives et cisailantes d'âge namuro-westphalien. Elle se compose d'une zone axiale gneissique entourée par des schistes azoïques ("schistes X") surmontés au sud par des sédiments allochtones détritiques et carbonatés d'âge cambrien inférieur à viséen (unités du Nord-Minervois et du Minervois central dans la région de Salsigne). Le gisement comprend à la fois des minerais filoniens et d'apparence stratiforme, encaissés dans les sédiments faiblement métamorphiques de l'unité du Nord-Minervois et du sommet des schistes X. De nombreuses études minéralogiques (Legrave 1935, 1938, 1947, Vinciennes 1938, Monsieur 1955, Vinciennes et Mozaffari 1966, Tollon et Orliac 1966, Tollon 1967, 1969, Tollon et Picot 1969, Laville-Timsit 1974, Bonnemaïson 1980, Pagis 1983, Lépine 1989, Demange *et al.* 1990) ont été consacrées à ce gisement complexe, dont la genèse reste discutée: système mésothermal tardi-hercynien en liaison supposée avec une intrusion granitique profonde (Reynolds 1965) ou remobilisation hercynienne de concentrations précoces, soit de type paléoplacer (Routhier 1963), soit de type volcano-sédimentaire distal (Bonnemaïson *et al.* 1986) ou exhalatif-sédimentaire (Lépine *et al.* 1988).

L'absence de consensus dans la communauté scientifique sur l'âge, les processus de mise en place et le polyphasage éventuel des venues minéralisées, reflète le caractère atypique de cette concentration aurifère, la plus importante du socle varisque européen. Un projet de recherche pluridisciplinaire a donc été élaboré en 1989 afin de tenter de construire un modèle métallogénique cohérent susceptible de guider l'exploration minière du district; ce travail vient de donner lieu à une publication synthétique (Lescuyer *et al.* 1993). Dans le cadre de ce projet, un échantillonnage représentatif (147 lames et sections polies) de tous les types de minerais observés en mine ou en sondage, ainsi que dans les anciens travaux et indices du district, a fait l'objet d'études paragenétiques, structurales et géochimiques (notamment par ICP-MS à ablation laser). Certains échantillons, provenant de chantiers actuellement inaccessibles, ont été aimablement fournis par J. Crouzet (ancienne Société des Mines et Produits Chimiques de Salsigne) et F. Tollon (Université de Toulouse). Les résultats de l'étude minéralogique des minerais détaillés ci-dessous, après une présentation des faciès minéralisés et de la tectonique du gisement, complètent ceux obtenus dans le domaine de la géochimie isotopique du plomb (Le Guen *et al.* 1992) et du soufre (Fouillac et Lescuyer

1992) ainsi que sur les contrôles tectoniques des minéralisations (Cassard et Lescuyer 1991), et apportent des éléments nouveaux pour une meilleure compréhension du processus minéralisateur à Salsigne.

TYPES DE MINÉRAIS

La mine de Salsigne est composée de deux gisements superposés (fig. 2): 1) la mine "traditionnelle" exploite en souterrain et à ciel ouvert des minerais concordants et sécants encaissés dans les sédiments détritiques et carbonatés d'âge cambrien inférieur de la synforme de Salsigne (unité du Nord-Minervois); 2) le gisement "3a-2x", découvert en 1969 par sondages profonds sous la mine traditionnelle, correspond aux corps minéralisés localisés de part et d'autre du contact chevauchant, penté vers le sud-est, entre les calcschistes dévoniens ("3a"), qui forment l'enveloppe de la synforme de Salsigne, et les schistes et quartzites sous-jacents (schistes X), d'âge protérozoïque supérieur - cambrien inférieur (Lescuyer et Cocherie 1992).

La variété macroscopique des types de minerais aurifères exploités tient non seulement à la diversité des roches-hôtes, mais également à des différences morphologiques et compositionnelles qui permettent aux mineurs de les classer en cinq groupes principaux.

Les corps filoniens forment deux systèmes majeurs, Fontaine-de-Santé et Ramèles, d'orientation nord-sud à pendage vers l'est, qui recoupent les grès fins et les alternances siltocarbonatées du Cambrien inférieur. Les fractures minéralisées de même direction sont nombreuses dans le district, notamment dans les schistes X au nord et à l'ouest de la mine. Le système filonien de Fontaine-de-Santé a fourni, avec ses satellites et les "couches" associées (*cf. infra*), l'essentiel du tonnage exploité dans la mine de Salsigne. Il s'agit d'un réseau complexe de veines à quartz généralement cataclasé, arsénopyrite et pyrite, de puissance centimétrique à décimétrique, se disposant en relais ou s'anastomosant sur près d'un kilomètre du nord au sud et sur 300 m de hauteur.

Les "grès riches" correspondent à des sédiments détritiques du Cambrien inférieur ayant subi une forte altération siliceuse et potassique (apparition de biotite et feldspath potassique; Lépine 1989, Demange *et al.* 1990). Ces minerais sont relativement pauvres en sulfures mais souvent très riches en or (teneurs parfois supérieures à 1 kg/t Au) et en bismuth, et se localisent au voisinage immédiat du système filonien Fontaine-de-Santé. L'arsénopyrite, parfois totalement absente, est généralement disséminée ou forme des rubans parallèles à fortement obliques sur le litage. Elle se présente en cristaux millimétriques plus ou moins cataclastiques, localement émiettés suivant de petits plans de cisaillement. L'apparition de sulfures de fer dans ces faciès, généralement en association avec des carbonates recristallisés, marque la transition avec le type suivant.

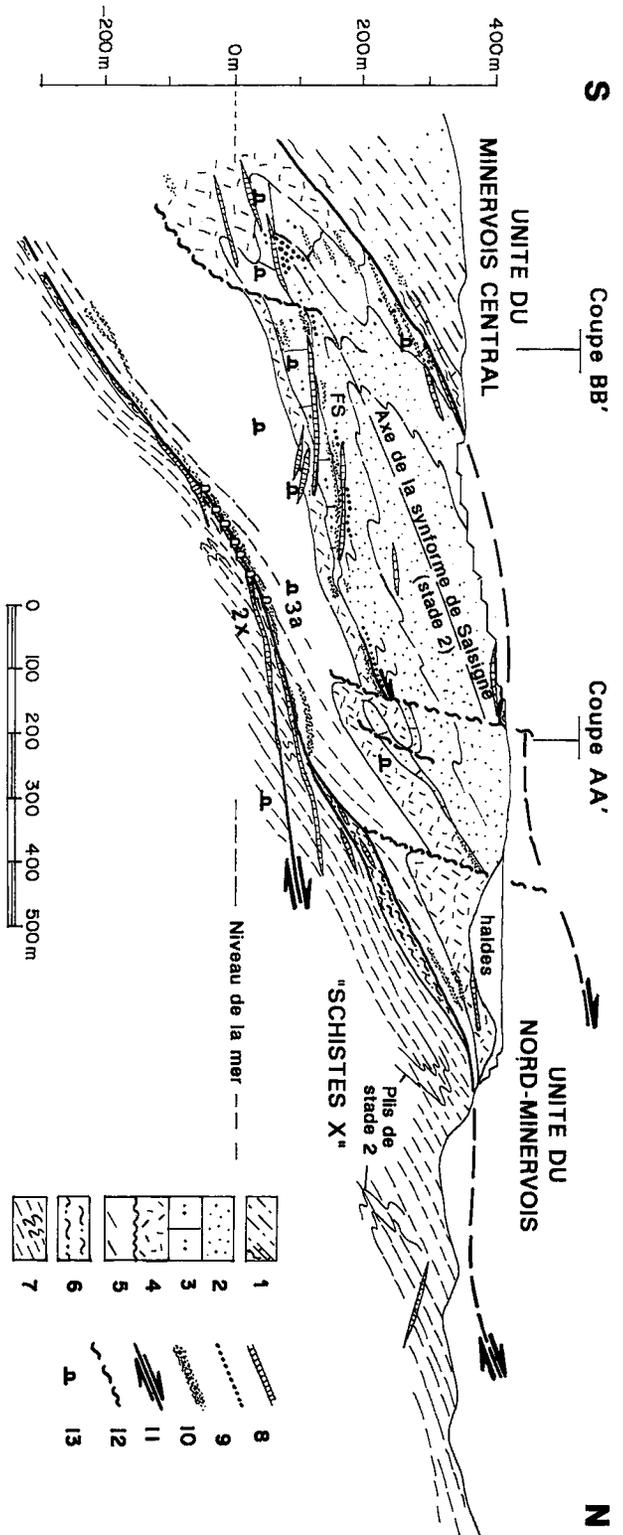


Fig. 2. Coupe nord-sud du gisement de Salsigne (localisation indiquée sur la figure 1). 1) siltites, grès et calcschistes (Cambrien basal), 2) siltites et grès (Cambrien inférieur), 3) alternances grés-carbonatées (Cambrien inférieur), 4) calcaires dolomitifiés et dolomies (Cambrien inférieur), 5) calcschistes et calcaires lités (Dévontien inférieur), 6) quartzites et schistes de la formation de Roc Suzadou (Ordovicien supérieur?), 7) mélapélites, siltites et quartzites lités (Protérozoïque supérieur - Cambrien inférieur), 8) minerais à gangue quartzreuse (filons, minerais "2x"), 9) "grès riches", 10) imprégnations sulfurées dans les carbonates du Cambrien inférieur ("couches") et du Dévontien inférieur (minerais "3a"), 11) chevauchements tardi-hercyniens (stade 4), 12) failles tardives, 13) galeries de mine.

Les minerais à sulfures de fer dominants, dits "minerais de substitution" (Tollon 1969) ou "couches" (d'origine exhalative-sédimentaire pour Lépine *et al.* 1988), sont étroitement associés aux niveaux calcaires des alternances siltocarbonatées du Cambrien inférieur, auxquels ils passent latéralement ou dont ils soulignent le contact avec des intercalaires silto-gréseux. Lorsque l'encaissant carbonaté est dolomitique, les minéralisations sulfurées se présentent plutôt sous forme de stockwerks. Les corps stratiformes, de puissance centimétrique à métrique et d'extension déca- à hectométrique, sont généralement superposés sur quelques dizaines de mètres dans les chantiers exploités, qui se localisent principalement dans l'emprise du système filonien Fontaine-de-Santé. Les teneurs en or, très variables, montrent une certaine corrélation avec la richesse en arsenic: les "bandes riches", faciès à arsénopyrite relativement abondante, contiennent plusieurs dizaines de grammes par tonne d'or, tandis que les amas de pyrrhotite submassive ne dépassent généralement pas quelques grammes d'or par tonne.

Macroscopiquement, pyrite et pyrrhotite forment des rubans microplissés, ou de minces filets anastomosés subparallèles à obliques sur le litage et sur la schistosité de dissolution des calcaires encaissants, qui ont subi une altération hydrothermale caractérisée par le développement de biotite magnésienne plus ou moins chloritisée, localement de talc (dans les dolomies), et par la cristallisation de sidérite et de quartz peu abondant.

Le minerai "3a", essentiellement pyriteux, apparaît directement au-dessus du minerai "2x" (*cf. infra*) le long du plan de chevauchement ("3a-2x") séparant les terrains cambrodevoniens de la synforme de Salsigne des schistes X sous-jacents, ou forme des corps tabulaires localisés quelques mètres à quelques dizaines de mètres au-dessus du contact "3a-2x" dans la partie nord de la mine. Les minéralisations, pauvres en arsénopyrite, mais dépassant localement 10 g/t Au, forment des résilles et des rubans anastomosés de sulfures de fer généralement obliques sur le litage et la foliation des calcschistes dévoniens à biotite chloritisée - sidérite - quartz qui les encaissent.

Le minerai "2x" à quartz, arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite constitue, avec le minerai "3a" sus-jacent, l'essentiel des réserves actuelles de la mine de Salsigne. Il se localise immédiatement sous le contact anormal, plongeant de 35° vers le sud-est, entre calcschistes dévoniens et schistes X sur près de 0,4 km² d'extension. Des structures satellites, dont la plus continue s'étend sur 0,2 km², s'écartent vers le nord-ouest du contact minéralisé "3a-2x" suivant des plans ondulés obliques sur la foliation des schistes X encaissants, localement silicifiés, séricitisés et chloritisés.

Deux faciès minéralisés sont distingués (Bonne-maison 1980, Bonnemaïson *et al.* 1986): 1) minerai 2x

grossier, très semblable macroscopiquement au minerai filonien à quartz blanc à texture imbriquée parcouru de sulfures disséminés ou en bandes centimétriques à décimétriques; 2) minerai 2x fin, avec des rubans de sulfures très finement émiettés (arsénopyrite, pyrite) ou flués (pyrrhotite) dans une gangue de quartz microscarioïde gris.

Remarque

Des lits centimétriques de sphalérite et de galène déformées s'observent localement dans les niveaux carbonatés du Cambrien inférieur de Salsigne. De telles expressions sont communes dans toute la Montagne-Noire et ont donné lieu à des exploitations, notamment à La Loubatière, à 10 km au nord-ouest de Salsigne (fig. 1). Leur signature géochimique (absence de l'association As-Au-Bi) et isotopique du plomb (Le Guen *et al.* 1992) permet de les distinguer facilement des minéralisations sulfo-arseniées aurifères et de les rattacher à un événement métallogénique syn-sédimentaire d'âge cambrien.

ÉVOLUTION TECTONIQUE DU GISEMENT

L'analyse structurale a permis de démontrer (Cassard et Lescuyer 1991, Cassard *et al.* 1993) que la mise en place et la déformation de l'ensemble des minerais sont postérieures aux trois stades tectoniques majeurs structurant le sud-ouest de la Montagne-Noire entre 325 Ma (âge des sédiments les plus récents dans les nappes du versant sud) et 320 Ma (âge du magmatisme granitique fini-anatectique). La minéralisation Fe-As-Au-Bi paraît contemporaine d'une phase tardive de serrage NE-SO à N-S (stade 4), qui provoque le chevauchement de l'unité du Nord-Minervois sur les schistes X et de l'unité du Minervois central sur celle du Nord-Minervois (fig. 2), cette dernière étant affectée par des décrochements N-S contemporains.

Les corps minéralisés tabulaires, faiblement inclinés vers le sud et le sud-est, se mettent en place le long de ces chevauchements tardifs à vergence nord ou dans des discontinuités subparallèles correspondant soit à des contacts lithologiques ("couches" de la mine traditionnelle), soit à des surfaces de décollement (minerai 2x), tandis que les corps filoniens se développent dans des ouvertures en transtension dans le système de fracturation N-S. La disposition générale (fig. 2) est typique de minéralisations syntectoniques dans des structures chevauchantes en duplex (Teagle *et al.* 1990). La déformation hétérogène en contexte ductile-fragile subie par les différents corps minéralisés résulte, d'après les nombreux critères cinématiques observés (boudinage, fentes de tension, plis asymétriques, rotation des cristaux d'arsénopyrite, géométrie des plans de cisaillement au sein du minerai, etc.), de la fin des mouvements de serrage

N-S contemporains de leur mise en place. Cette déformation, qui culmine dans les épontes hydrothermalisées des corps minéralisés sans affecter leur encaissant immédiat, semble fortement assistée par les fluides hydrothermaux. Les phases cassantes ultérieures, fini-hercynienne et pyrénéenne, n'ont pas d'influence notable sur la structuration interne des corps minéralisés.

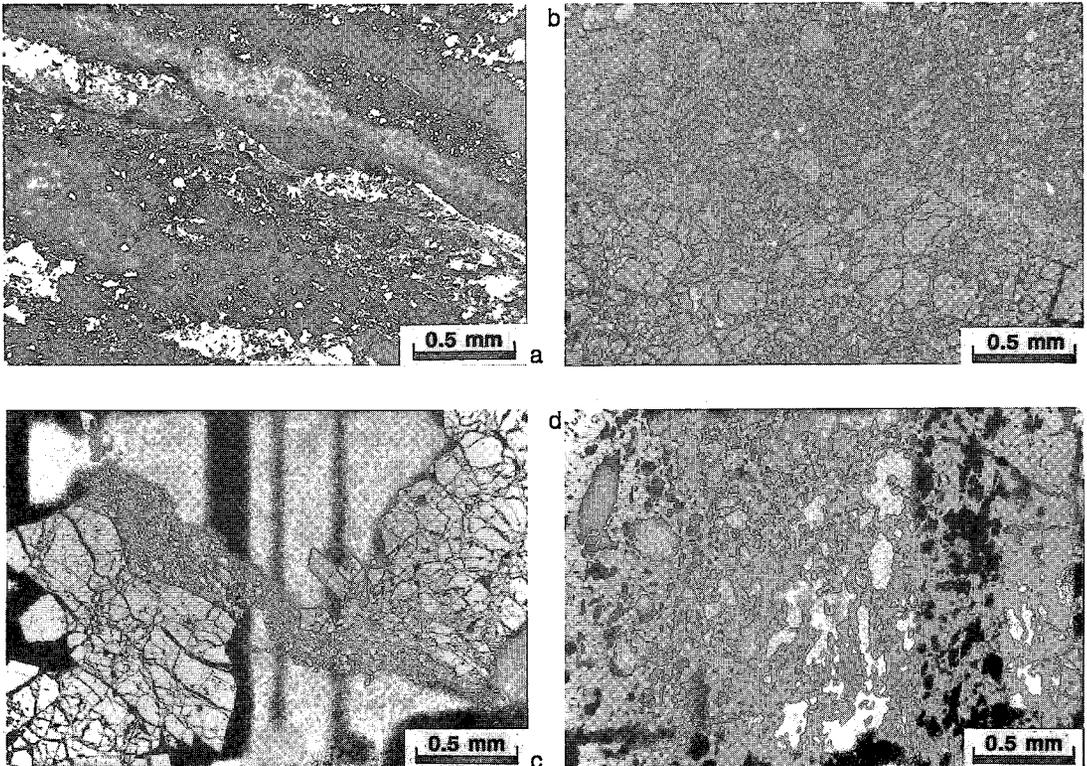
DONNÉES ANTÉRIEURES
SUR LA MINÉRALOGIE DE SALSIGNE

Les nombreuses études minéralogiques consacrées au gisement de Salsigne depuis plus de 50 ans ont permis de dégager un consensus relatif à la nature et l'abondance des principaux minéraux métalliques indépendamment des interprétations diverses auxquelles ces observations ont donné lieu. Nous rappelons ici brièvement ces acquis antérieurs, pleinement confirmés par nos études réalisées sur tous les types de minerai, avant d'exposer les résultats complémentaires obtenus lors de cette étude, à l'origine d'un nouveau schéma d'évolution paragenétique pour le gisement de Salsigne.

Minéraux dominants

L'arsénopyrite, la pyrrhotite et la pyrite forment plus de 90% des sulfures présents dans le gisement de Salsigne. L'arsénopyrite est le sulfure dominant dans les minerais à gangue quartzreuse (filons, minerai 2x; figures 3 a, b et c) et pratiquement le seul sulfure présent dans les "grès riches". Dans tous les types de minerais, l'arsénopyrite se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes (de 0,1 à 2 mm en moyenne) isolés ou agglomérés pour former de petits amas ainsi que des lits d'épaisseur millimétrique à décimétrique. Nos propres observations montrent que la cristallisation d'arsénopyrite débute en même temps que celle de la pyrrhotite ("couches", minerais 3a et 2x massif) et se poursuit jusqu'à l'apparition de pyrite primaire cogénétique (minerai 2x et filons).

La pyrrhotite associée à de l'arsénopyrite disséminée et à de la chalcopryrite accessoire forme localement des rubans ou des lentilles submassives dans les corps tabulaires à sulfures de fer dominants encaissés dans les carbonates cambriens ("couches") et dévoniens (minerai 3a), ainsi que dans les schistes X.



Dans les minerais à gangue quartzreuse dominante, la pyrrhotite n'apparaît qu'en inclusions dans l'arsénopyrite ou la pyrite, sauf dans certains faciès de minerai 2x (10ème et 15ème niveaux de la mine) et dans quelques filons encaissés dans les schistes X, où elle représente la phase sulfurée majoritaire.

La pyrrhotite est cogénétique de l'arsénopyrite dès le début du dépôt des minéralisations sulfo-arséniées; on observe simultanément la corrosion de cristaux d'arsénopyrite par la pyrrhotite, et des inclusions de celle-ci dans l'arsénopyrite. En bordure des amas submassifs de la mine traditionnelle, les plages de pyrrhotite se développent aux dépens de la matrice carbonatée des roches encaissantes, ne laissant subsister que quelques grains de quartz et d'étroites lanières biotitisées ou chloritisées (figures 3d et e). Cette pyrrhotite précoce a subi une transformation presque

complète en pyrite dans l'ensemble du gisement, les zones épargnées par ce processus étant généralement les plus massives et les moins riches en arsénopyrite. Une seconde génération de pyrrhotite (pyrrhotite II), beaucoup plus discrète, est associée à la chalcopryrite fissurale dans les veinules à bismuthinite-or (*cf. infra*).

Lépine (1989) a signalé la coexistence dans une "couche" à pyrrhotite des deux formes cristallines de ce minéral, avec une prédominance (68%) de la variété monoclinique sur la variété hexagonale. Cette coexistence, non généralisable à l'ensemble du gisement, traduit sans doute un rééquilibrage à basse température de la pyrrhotite hexagonale lors du phénomène de pyritisation.

La pyrite est abondante dans tous les types de minerai, à l'exception des "grès riches", avec trois habitus principaux: 1) plages xénomorphes vacuo-

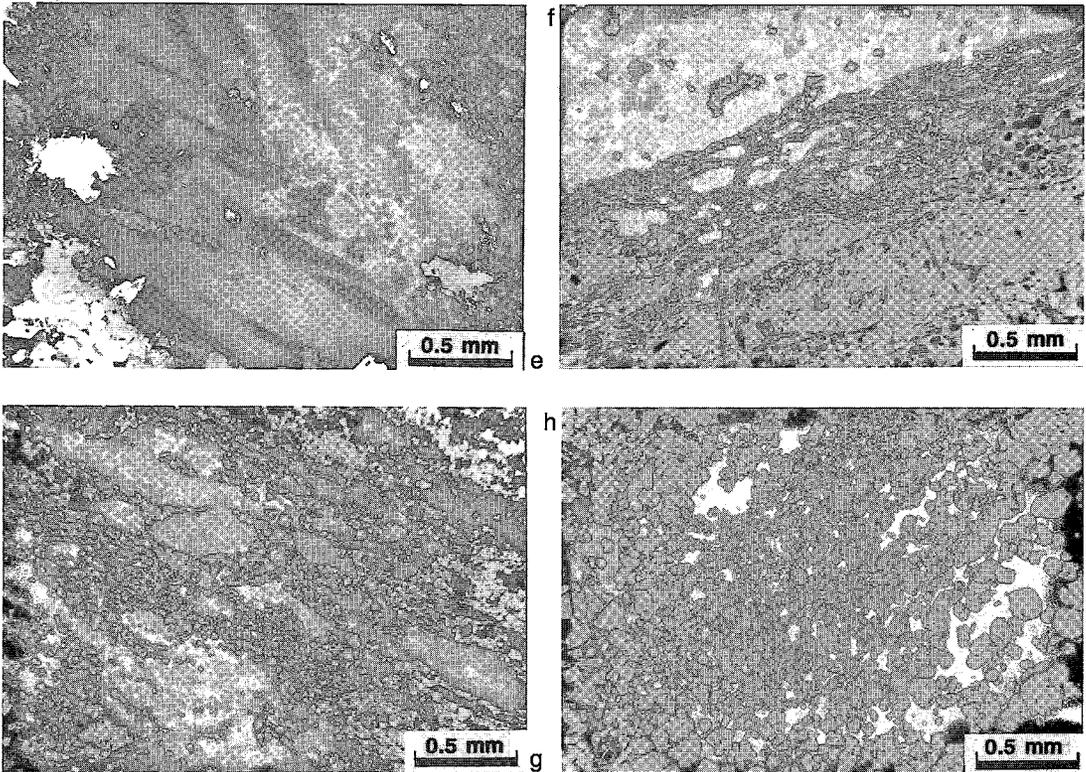


FIG. 3. a. Minerai 2x fin (LP 10 018, 9ème niveau): pyrite et arsénopyrite égrenées dans quartz cataclasé. b. Minerai 2x fin (LP 9 904, 10ème niveau): pyrite et arsénopyrite cataclasées (texture en mortier). c. "Grès riche" (LP 9 884, chantier 10 sud): arsénopyrite émietlée le long d'un microplan de cisaillement. d. "Couche" (LP 9 746, mine à ciel ouvert): pyrrhotite (gris clair) en voie de transformation en pyrite (blanc). e. "Couche" (LP 9 901, chantier panneau nord): plans de dislocation dans la pyrrhotite (nicols croisés). f. "Couche" (LP 9 783, chantier panneau nord): filets anastomosés de pyrrhotite déformée en voie de transformation en pyrite secondaire (bas de la photo). g. Minerai 3a (LP 9 762, 11ème niveau): imprégnation de pyrrhotite totalement transformée en pyrite secondaire après déformation cisailante. h. Minerai 3a (LP 9 738, chantier 3a): agglomérats compactés de cristaux subautomorphes de pyrite secondaire.

lares, riches en résidus de pyrrhotite et chalcopyrite ainsi qu'en magnétite néoformée (fig. 4a); ce faciès et cette association sont caractéristiques d'une transformation hypogène *in situ* de la pyrrhotite (Murowchick 1992) (figures 3d et f), comme l'ont observé de nombreux auteurs (Vincienne et Mozaffari 1966, Tollon 1969, Lépine 1989); 2) cristaux généralement automorphes, zonés, à coeur riche en inclusions de pyrrhotite et à périphérie limpide, résultant d'une recristallisation du faciès précédent au sein duquel ils se développent; localement des cristaux globulaires automorphes et monocristallins (500–600 µm) se développent directement dans les faciès à pyrrhotite submassive (fig. 4b); 3) cristaux globulaires pauvres en inclusions, rassemblés en agglomérats souvent compactés et cataclasés (2x grossier, filons, minerai 3a) qui s'organisent en rubans (figures 3 g et h). Ce type assure la transition entre les faciès dérivant de la pyrrhotite et une pyrite primaire qui se présente en grands cristaux automorphes à subautomorphes, principalement dans les minerais à gangue quartzreuse dominante.

La pyrite, en petits cristaux automorphes, est également un constituant mineur de la paragenèse fissurale

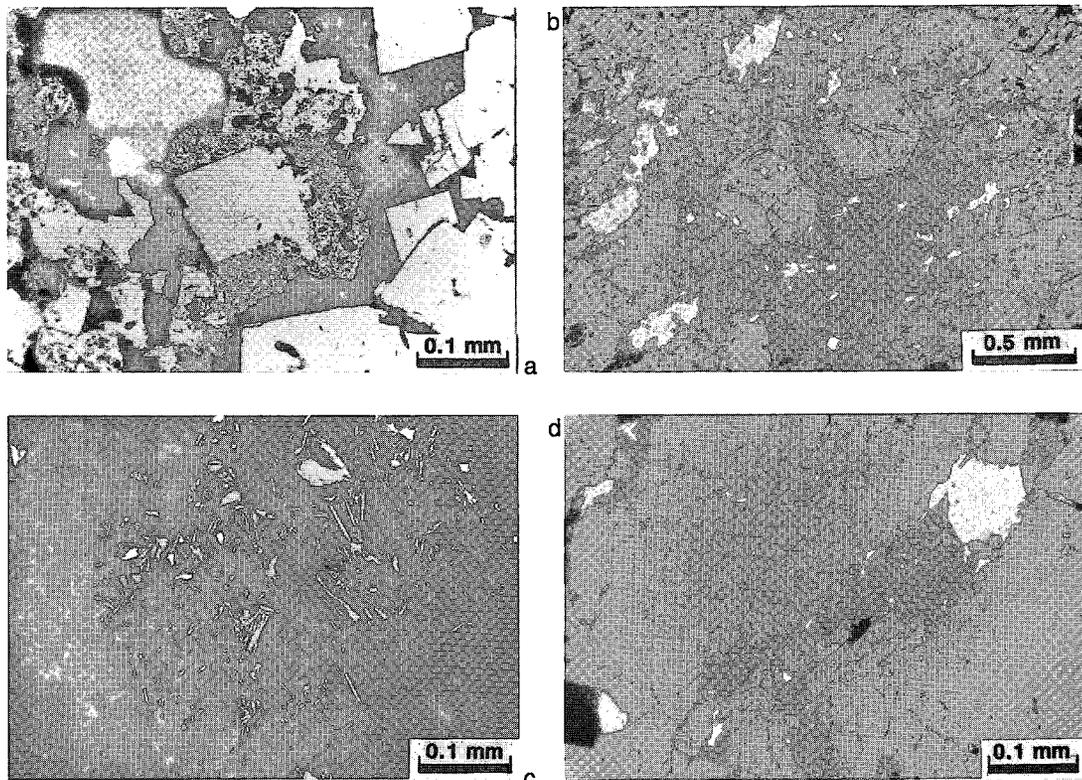
à chalcopyrite II, minéraux de bismuth et or (*cf. infra*) qui se dépose postérieurement à la cataclase de la pyrite précédemment décrite.

Enfin, l'altération supergène induit la formation locale de cristaux automorphes centimétriques de pyrite groupés en amas vacuolaires plus ou moins géodiques, associés à des carbonates et à des phosphates hydratés de fer (Tollon 1969).

Minéraux mineurs et en traces

Le cuivre (quelques kg/t en moyenne dans les minerais de Salsigne) est principalement porté par la *chalcopyrite*, qui se concentre de manière préférentielle dans les "couches" à pyrrhotite – pyrite, avec localement des rubans de chalcopyrite massive (Lépine 1989), et dans certaines branches filoniennes de la mine traditionnelle (filon Ramèles, branche SE du filon Fontaine-de-Santé).

Le bismuth est un élément mineur (0,15% en moyenne dans les minerais exploités) dont les teneurs montrent une bonne corrélation avec celles de (Au + Ag) (coefficient de corrélation de 0,71 des valeurs logarithmiques: fig. 5). La paragenèse bismuthifère



décrite dans la littérature (Tollon 1969, Moëlo *et al.* 1982, Lépine 1989) se compose de bismuth natif (Bi), bismuthinite (Bi_2S_3), maldonite (Au_2Bi), cosalite ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$), kobellite [$\text{Pb}_5(\text{Bi},\text{Sb})_8\text{S}_{17}$], gustavite ($\text{PbAgBi}_3\text{S}_6$), matildite (AgBiS_2), l'association galène – gustavite remplaçant parfois la cosalite dans les grès riches. *Bismuth natif* et *bismuthinite*, systématiquement associés, représentent plus de 95% des minéraux de bismuth. Ils forment, avec la chalcopryrite II, l'essentiel du remplissage des fissures micrométriques à millimétriques qui recoupent arsénopyrite et pyrite (figures 4 d à f). La bismuthinite peut également s'exprimer dans la gangue chloritisée des "grès riches"

(fig. 4c) et de certaines "couches" en gerbes de cristaux (jusqu'à 800 μm). Le bismuth natif constitue parfois des plages millimétriques dans ces mêmes minerais. La bismuthinite se forme toujours par sulfuration du bismuth natif. Les autres minéraux de bismuth sont rares (matildite, kobellite) à très rares (cosalite, gustavite, maldonite), et s'observent dans les fissures affectant tous les types de minerai, avec une fréquence plus élevée dans les minerais filoniens. La matildite apparaît en lamelles d'exsolution (100 μm maximum) dans la galène. La maldonite (Boyer et Picot 1963) est signalée dans certains "grès riches" en association systématique avec la bismuthinite et sou-

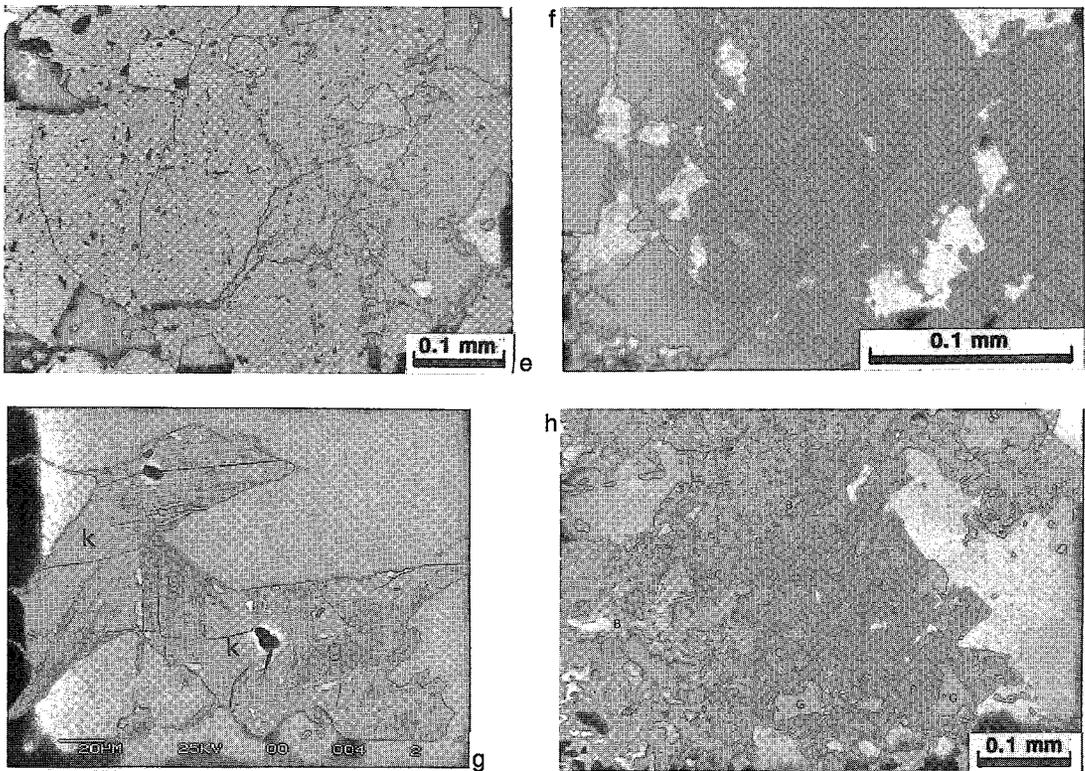


FIG. 4. a. Minerai 2x grossier (LP 9 765, 12ème niveau): pyrite secondaire en amas xénomorphes (à inclusions de pyrrhotite et magnétite) recristallisant en cristaux automorphes. b. Minerai 2x massif (LP 9 737, chantier 3a): développement de cristaux automorphes de pyrite secondaire, légèrement fracturés, au sein de la pyrrhotite déformée. c. "Grès riche" (LP 9 789, 10ème niveau): dissémination de lamelles de bismuthinite et de grains d'or natif. d. Minerai filonien (LP 9 913, chantier 10 sud): arsénopyrite fracturée parcourue par un réseau de veinules à chalcopryrite II (gris), rare pyrrhotite II (gris foncé), bismuthinite (gris clair) et plages d'électrum de 2 à 27 μm (blanc). e. "Couche" (LP 9 883, chantier 10 sud): arsénopyrite fracturée (gris clair) recoupée par des veinules à chalcopryrite II (gris) et électrum (blanc) en grains de 3 à 22 μm . f. Minerai 2x massif (LP 9 767, 12ème niveau): pyrite cataclasée (gris clair) recoupée par des veinules à chalcopryrite II – bismuthinite (gris), bismuth natif (aspect chagriné) et électrum (blanc, plage de 18 μm). g. Filon Fontaine-de-Santé (SP 11 000): association complexe de kobellite (gris clair, k), gustavite (gris foncé, g) et galène (blanc). Photo prise au microscope électronique à balayage (MEB), électrons rétrodiffusés. h. Branche SE du Filon Fontaine-de-Santé (SP 50 984): gudmundite (G) résiduelle dans la paragenèse à bismuth natif (B), tétraédrite (T), pyrrhotite (P), galène et chalcopryrite II (GC).

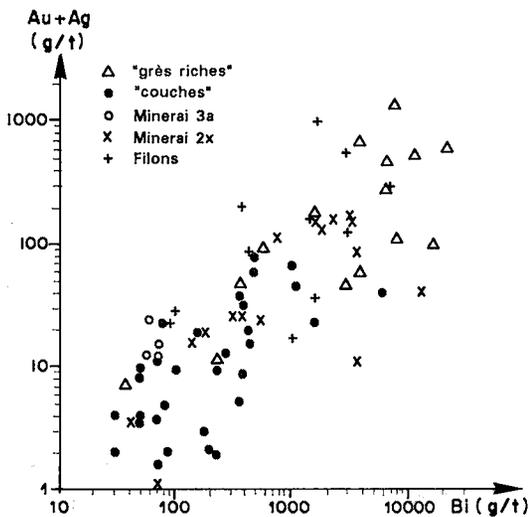


Fig. 5. Teneurs en bismuth et or + argent dans les différents types de minerai de Salsigne.

vent accolée à l'or natif; des structures concentriques à maldonite, or natif et bismuthinite (Lépine 1989) plaident en faveur d'une déstabilisation par sulfuration de la maldonite; le phénomène de transformation de maldonite en or plus bismuth, invoqué par Pagis (1983) pour expliquer la présence d'or natif dans le gisement, n'a vraisemblablement qu'un rôle très limité.

Galène et *sphalérite* sont des constituants mineurs (teneurs moyennes des minerais de quelques dizaines à quelques milliers de g/t Pb + Zn) dans les veinules à chalcopryrite II, bismuth et or qui parcourent l'arsénopyrite et la pyrite. Localement la sphalérite peut constituer des filonnets ou des rubans centimétriques dans différents types de minerai: à la base du minerai 2x grossier (15^{ème} niveau), dans les "couches" à pyrrhotite - pyrite - arsénopyrite (panneau sud-ouest, panneau sud), ainsi que dans le filon Ramèles (en association avec un quartz tardif en cocarde). Cette sphalérite est toujours sombre et riche en lamelles d'exsolution orientées de chalcopryrite et de pyrrhotite.

La *magnétite*, bien que peu abondante, est systématiquement présente en plages parfois subautomorphes (25 à 80 μm), avec pyrrhotite et chalcopryrite, dans la pyrite dérivant de la pyrrhotite. C'est un produit classique de la transformation hypogène de pyrrhotite en pyrite (Picot et Johan 1982), ici très rarement associé à de la *marcasite*.

La *wolframite* (variété ferberite à 22% FeO et 1,7% MnO; Tollon 1969) est rare et connue uniquement dans les minerais filoniens, où elle se présente en

agrégats polycristallins formant des plages parfois centimétriques dans une gangue de quartz avec un peu de sidérite. Nous avons retrouvé la scheelite, très rare à Salsigne (Tollon 1969) en remplacement de la ferberite dans les minerais filoniens, ainsi qu'en petites plages dans la gangue quartzreuse du minerai 2x grossier.

La *löllingite* (FeAs_2), déjà signalée par Vincienne (1938) dans le filon Ramèles, a été retrouvée dans une branche du filon Fontaine-de-Santé en petits cristaux automorphes associés à arsénopyrite, pyrrhotite et chalcopryrite I.

Des sulfosels d'argent ont été signalés dans certains minerais filoniens (Ramèles, branche SE de Fontaine-de-Santé; Tollon 1969), où ils forment de rares petites plages en bordure de la galène ou de la chalcopryrite. Localement, nous avons observé de grandes plages (200 μm) de *pyrargyrite* (Ag_3SbS_3) - *polybasite* ($\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$) dans le minerai d'une branche de Fontaine-de-Santé, associées au bismuth natif dans une gangue de quartz. Les "couches" sulfurées montrent également des traces de polybasite au sein de la chalcopryrite. Les termes arséniés (pearceite et proustite) semblent absents.

La *stannite* ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$), extrêmement rare, a été mentionnée par Tollon (1969) dans le minerai filonien en association avec chalcopryrite et sphalérite.

NOUVEAUX RÉSULTATS

Minéraux nouvellement signalés à Salsigne

Parmi les vingt-cinq minéraux métalliques signalés par Tollon (1969) dans les minerais de Salsigne, seules la maldonite et la stannite n'ont pas été retrouvées lors de cette étude. Par contre, gudmundite, bournonite et emplectite y ont été observées pour la première fois, et la présence de tétraédrite, soupçonnée par Vincienne (1938), a pu être confirmée.

La *gudmundite* (FeSbS) se présente en grands cristaux automorphes (500 μm), résiduels dans le bismuth natif et associés à chalcopryrite - galène et pyrrhotite du minerai filonien d'une branche de Fontaine-de-Santé (fig. 4h). La *bournonite* (CuPbSbS_3) apparaît en petites plages dans des fissures riches en chalcopryrite au sein du minerai 2x grossier. L'*emplectite* (CuBiS_2) forme des assemblages minéralogiques complexes (100 à 200 μm) avec kobellite, cosalite et gustavite dans des veinules à bismuth natif, chalcopryrite et galène (fig. 4g). Ces minéraux contiennent souvent des mouches de bismuth natif et parfois d'or (kobellite). La *tétraédrite*, ferrifère et pauvre en argent [analyses au microscope électronique à balayage (MEB)], est localement associée à la chalcopryrite ou à la galène. Elle peut être localement abondante (Fontaine-de-Santé) en association symplectitique avec bismuth natif, galène, gudmundite et chalcopryrite dans des fissures recou-

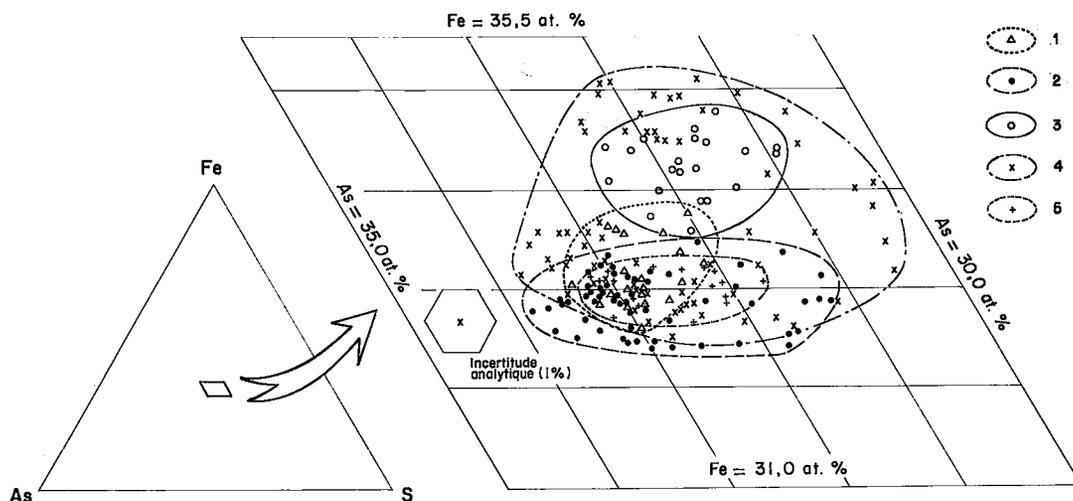


FIG. 6. Composition de l'arséno-pyrite de Salsigne dans le diagramme Fe-As-S. 1) "grès riches", 2) "couches", 3) minerai "3a", 4) minerai "2x", 5) filons.

pant l'arséno-pyrite (fig. 4h). Elle forme avec la chalcoppyrite un fin réseau fissural recoupant la ferbélite du minerai filonien.

Composition chimique des minéraux

Les analyses à la microsonde électronique des principaux minéraux métalliques ont été complétées par des dosages en plasma à couplage inductif avec spectrométrie de masse (ICP/MS) à ablation laser. Pour l'arséno-pyrite, ces analyses (201 points) ont été réalisées sur une trentaine d'échantillons provenant de tous les types de minerais. Les résultats (fig. 6, tableau 1; voir paragraphe suivant pour la disponibilité de ce tableau) montrent une variabilité relativement importante des compositions chimiques (30,25 à 33,86% As et 32,39 à 35,12% Fe, pourcentage atomique), compatible avec les données fournies par Thiercelin (1985) sur le minerai 2x et par Lépine (1989) sur les "couches" de la mine traditionnelle. Néanmoins, un champ compositionnel commun est bien défini par plus de 150 analyses. Seule l'arséno-pyrite du minerai 3a, riche en carbonate de fer, possède des teneurs plus élevées en fer (mais identiques en arsenic) qui ne semblent pas dues à un artefact analytique mais restent difficilement interprétables. Le champ compositionnel particulièrement étalé (fig. 6) de l'arséno-pyrite dans les différents faciès du minerai 2x peut s'expliquer par une variabilité importante de l'activité en fer, dont témoigne la cristallisation synchrone de pyrrhotite et de pyrite primaire avec l'arséno-pyrite dans ce type de minerai. Les observations minéralogiques effectuées, ainsi que les résultats

d'analyses à la microsonde, ne permettent donc pas de retenir l'existence couramment invoquée (Lépine 1989, Demange *et al.* 1990) de plusieurs générations d'arséno-pyrite, mais indiquent un continuum de dépôt de la minéralisation sulfo-arseniée depuis celui de la pyrrhotite jusqu'à celui de la pyrite primaire.

Les analyses à la microsonde (tableau 2) montrent que la composition de la pyrrhotite reste très homogène dans les différentes variétés de minerais et est proche de la formule structurale Fe_7S_8 : "couches": $Fe_{6,9}S_8$ (20 analyses); 2x: $Fe_{7,1}S_8$ (5 analyses); 3a: Fe_7S_8 (5 analyses); filons: $Fe_{6,9}S_8$ (15 analyses). Les tableaux 1 et 2 ont été déposés dans la banque de données non publiées de l'ICIST, Conseil national de Recherches du Canada, Ottawa, Ontario K1A 0S2.

Les analyses ICP-MS à ablation laser ont permis de confirmer les observations minéralogiques en distinguant par leurs compositions chimiques différentes une chalcoppyrite précoce (I), synchrone de la pyrrhotite, et une chalcoppyrite tardive (II), à inclusions courantes de sphalérite qui accompagne l'or et les minéraux de bismuth dans le réseau fissural recoupant arséno-pyrite et sulfures de fer. La chalcoppyrite II se distingue géochimiquement de la chalcoppyrite I par des teneurs moyennes plus élevées en Sn (respectivement 1 470 et 140 g/t), In (respectivement 500 et 18 g/t), Ge (respectivement 115 et 50 g/t), et Ga (respectivement 140 et 50 g/t).

De la même manière, les analyses ICP/MS par ablation laser soulignent la différence compositionnelle entre la sphalérite miel localement présente dans les calcaires du Cambrien inférieur et dont l'origine syndiagénétique est établie par ailleurs (Le Guen *et al.*

1992), et la sphalérite de l'association Bi-Cu-Au, beaucoup plus riche en In (>100 g/t) et en cuivre (2,5% contre moins de 0,5%). Par contre, ces deux types de sphalérite ont des teneurs comparables en fer (18 à 22% FeS, base molaire), et germanium (voisines de 10 ppm).

Sites de l'or et de l'argent

L'or natif et l'électrum, exceptionnellement visibles à l'oeil nu dans les "grès riches", sont observés au microscope dans tous les types de minerai (présence

dans 30% des lames et sections polies examinées). Des mesures systématiques portant sur près de 1200 microplages d'or ont montré que leur granulométrie est semblable dans les différents minerais de Salsigne (fig. 7). La fréquence maximale correspond à des tailles de 2 à 4 μm ; 80% des plages mesurées ont des tailles inférieures à 9 μm , et seul 1,4% sont supérieures à 30 μm , avec un maximum observé de 148 μm .

Les grains d'or et d'électrum se localisent dans les fissures et veinules à bismuth natif, bismuthinite, chalcopryrite II (galène, sphalérite, sulfosels de

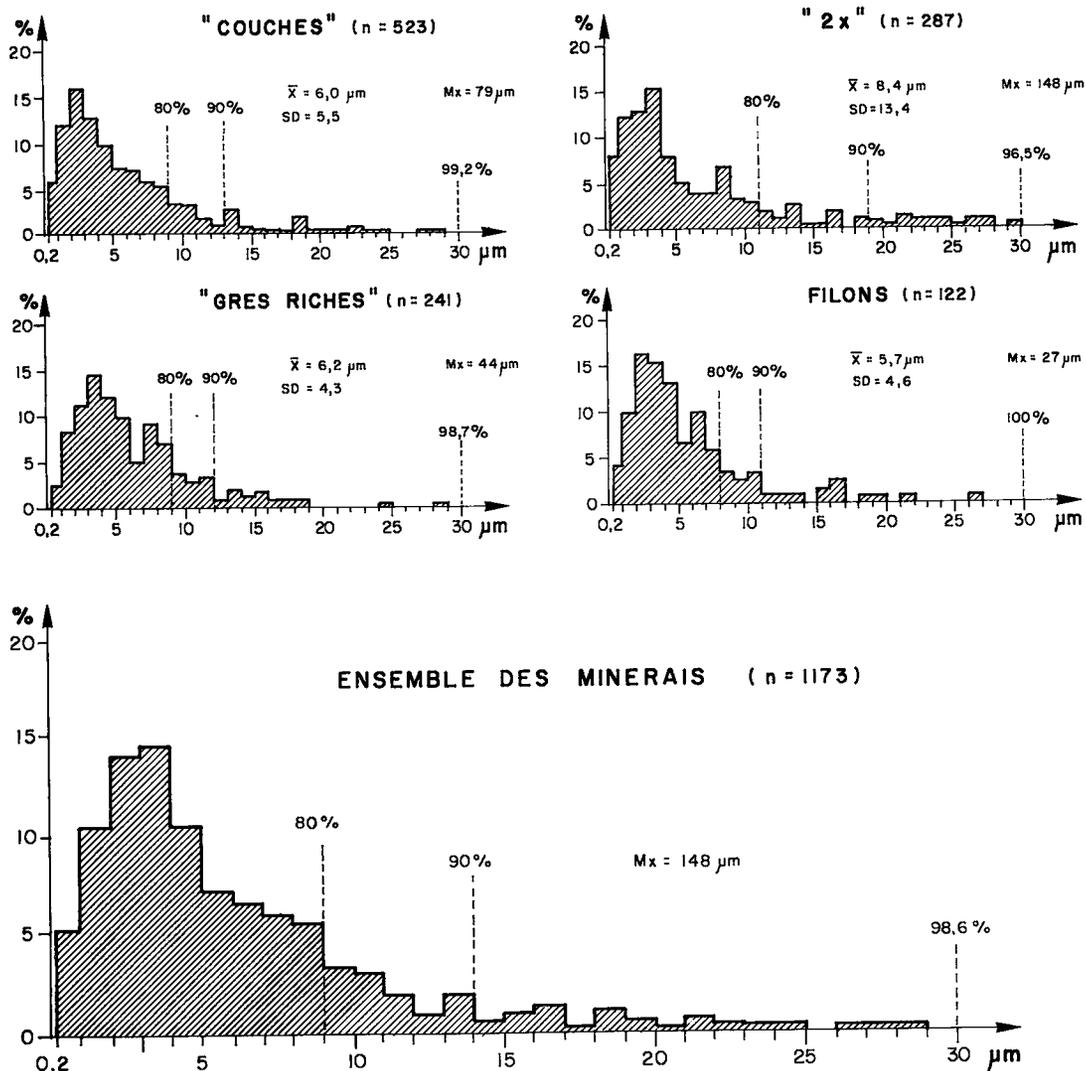


FIG. 7. Histogramme des dimensions des grains d'or dans les différents minerais de Salsigne. Mx: taille maximale observée (grossissement $\times 500$), X: moyenne arithmétique, SD: écart-type.

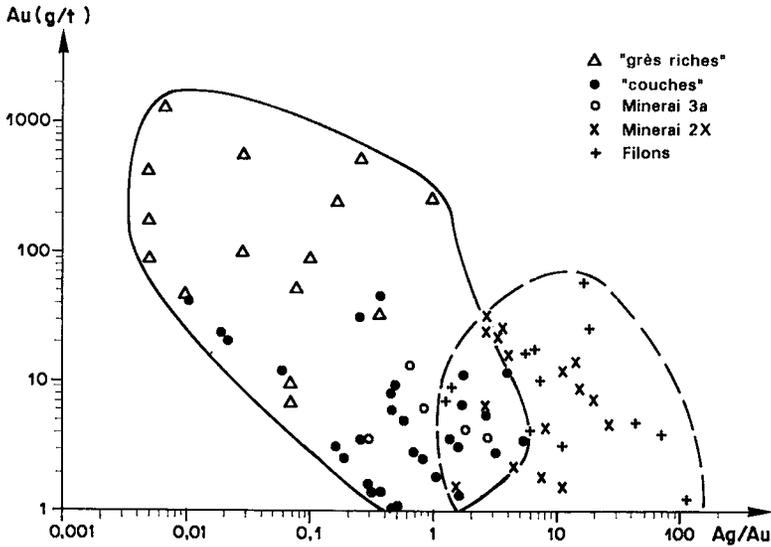


FIG. 8. Teneurs en or en fonction du rapport Ag/Au dans les différents types de minerai de Salsigne. La courbe en trait plein correspond au champ des minerais d'imprégnation, celle en tiretés aux minerais à gangue quartzreuse enrichis en argent.

Pb-Bi-Ag) qui recourent arsénopyrite et pyrite dans tous les types de minerais (figures 4d, e et f). A l'échelle de la fissure, les plages d'or ne sont jamais portées par le bismuth natif. L'or est rarement indépendant dans la gangue, à l'exception des "grès riches", où il s'associe aux minéraux de bismuth (fig. 4c). Les mouches d'or dans la pyrrhotite massive sont exceptionnelles.

Les teneurs en or varient dans les mêmes proportions pour les différents types de minerais (moyenne de 6 à 20 g/t Au à l'échelle du gisement), avec des concentrations maximales dans les "grès riches". Par contre, l'argent (moyenne de l'ordre de 20 g/t) montre une distribution variable suivant les minerais, avec un déficit net dans les "grès riches" et une richesse relative dans les minerais à gangue quartzreuse, contraste déjà remarqué par de nombreux auteurs (fig. 8). Cette hétérogénéité de distribution est cohérente avec les observations minéralogiques (Lépine 1989), qui montrent des variations nettes des teneurs en argent de l'or natif - électrum, depuis un pôle or pur (<10% Ag) dans les "grès riches" jusqu'à un pôle électrum (40-60% Ag), voire localement argent natif, dans les fissures tardives des minerais filoniens. Dans ces derniers, l'enrichissement en argent se manifeste également par la présence de traces de sulfosels d'argent.

La proportion relative entre l'or libre et l'or éventuellement camouflé dans les sulfures n'a jamais pu être estimée de façon fiable à Salsigne, mais la

plupart des auteurs admettaient une nette prédominance de l'or libre dans les différents types de minerai (Tollon 1969, Bonnemaïson 1980). La finesse et la densité du réseau fissural à Bi-Au-Cu excluaient en effet l'obtention de concentrés purs d'arsénopyrite ou de pyrite. L'équipement analytique ICP-MS du BRGM, grâce à son système d'ablation laser et à son faible seuil de détection de l'or (de l'ordre du ppm), a permis de réaliser des analyses ponctuelles (diamètre du cratère de 200 µm) sur sulfures sains (non fissurés) afin de lever cette indétermination. Dans les différents types de minerais, les teneurs en or de l'arsénopyrite se situent entre 0 et 2 ppm (7 analyses), celles de la pyrite entre 0 et 5 ppm (22 analyses), celles de la pyrrhotite entre 0 et 3 ppm (17 analyses), et celles de la chalcopryrite entre 0 et 6 ppm (6 analyses, incertitude de l'ordre de 15% pour ces teneurs). Les teneurs moyennes en or pouvant être rapportées à une substitution des sulfures ou à une adsorption dans des défauts de cristallisation sont de 0,7 ppm (arsénopyrite), 1,3 ppm (pyrrhotite), 1,5 ppm (pyrite), et 3,6 ppm (chalcopryrite). Un calcul estimatif à partir des compositions modales des minerais (Tollon 1969, Bonnemaïson *et al.* 1986) montre que l'or éventuellement camouflé dans les sulfures ne peut dépasser 7% du total de l'or contenu. En première approximation, on peut donc considérer que tout l'or de Salsigne se trouve à l'état natif, principalement sous la forme microfissurale observée optiquement dans tous les types de minerais.

Déformation des minerais

Les diverses variétés de minerais du gisement de Salsigne ont subi une déformation d'intensité variable dont les manifestations les plus marquées s'expriment le long de plans de cisaillement reprenant généralement les contacts lithologiques. Cette déformation, particulièrement visible dans les corps minéralisés tabulaires, constituait un argument majeur pour les tenants d'une origine précoce, anté-hercynienne, soit du minerai 2x (Bonnemaison 1980, Bonnemaison *et al.* 1986), soit des "couches" sulfurées de la mine traditionnelle (Lépine *et al.* 1988). En fait, les études structurales réalisées (Cassard et Lescuyer 1991, Cassard *et al.* 1993) montrent que la déformation des minerais est synchrone de leur mise en place lors d'une phase de serrage tardi-hercynienne. La déformation observée est fonction des caractéristiques mécaniques des sulfures affectés.

Les cristaux d'arsénopyrite présentent dans tous les types de minerais une fracturation d'intensité très variable. Tous les termes de passage s'observent, parfois à l'échelle de la lame (fig. 3c) entre des cristaux automorphes fracturés à texture granoblastique et des zones intensément émiétés où ne subsistent que des fragments d'arsénopyrite de quelques dizaines de micromètres au sein d'une matrice de granulométrie ultra-fine. Ce dernier faciès est caractéristique du minerai 2x fin, qui paraît ainsi comme un faciès intensément cataclasté du minerai 2x grossier, et de certaines "couches" riches en arsénopyrite le long de plans de cisaillement. Les rubans et stockwerks à arsénopyrite submassive des "couches", des filons ou du minerai 2x grossier présentent le plus souvent une texture cataclastique hétérogranulaire (texture "en mortier", fig. 3b) légèrement orientée. Les cristaux ou groupes de cristaux d'arsénopyrite isolés dans la pyrrhotite ou dans une gangue quartzo-carbonatée paraissent moins cataclastés. Dans certains cas, l'égrènement dissymétrique des cristaux d'arsénopyrite permet de déterminer la cinématique de la déformation ("grès riches" du chantier 10 sud ayant subi des mouvements cisailants vers le nord-nord-est, fig. 3c). Ces variations de granulométrie et d'intensité de cataclase, parfois très brusques, ont parfois été attribuées à l'existence de plusieurs générations d'arsénopyrite (Lépine 1989), ce qui est infirmé par les observations structurales et l'homogénéité des compositions chimiques de l'arsénopyrite (*cf.* ci-haut).

La pyrrhotite en résille submassive ou en filets anastomosés ainsi que la chalcopyrite I associée, relativement plastiques, se déforment de façon ductile, avec des grains jointifs (30 à 70 µm en moyenne) allongés, présentant des plans de dislocation et des sous-grains (fig. 3e). Les zones abritées montrent une texture granoblastique sans orientation nette. La pyrrhotite flue autour des nombreuses inclusions relativement rigides présentes dans les minerais sub-

massifs (gangue hydrothermalisée, arsénopyrite) et colmate les fissures qui s'y développent. De ce fait, les directions d'éirement mesurées fluctuent beaucoup par rapport à celle de la déformation.

Les grains vacuolaires, xénomorphes ou recristallisés de pyrite remplacent la pyrrhotite postérieurement à sa déformation ductile: la pyritisation scelle en effet les structures résultant du fluage de la pyrrhotite (rubans et filaments étirés ou micro-plissés, fig. 3f). Cette pyrite secondaire subit elle-même une fracturation de faible intensité (fig. 4b), avec parfois début d'émission (minerai 3a), lors des derniers stades cassants de la déformation. La pyrite primaire, cogénétique de l'arsénopyrite dans la plupart des minerais filoniens et 2x, est par contre affectée par le stade principal de la déformation qui provoque une fracturation poussée le long des plans de cisaillement (minerai 2x fin, figures 3a et b) ou des rotations différentielles au sein des groupes de cristaux. Les effets de la cataclase sont cependant moins intenses sur la pyrite primaire que sur l'arsénopyrite associée, mécaniquement plus fragile.

Parmi les minéraux rares, seule la wolframite présente des structures de déformation nettes: extinction onduleuse, égrènement aux joints des grains (sous-grains), macles mécaniques en flammèches. Par contre, chalcopyrite II (localement ployée), sphalérite, galène, minéraux de bismuth et d'argent, pyrrhotite et pyrite tardives, qui apparaissent en réseau fissural ou en cristaux automorphes dans la gangue, ont cristallisé postérieurement au stade ductile-fragile de la déformation.

SUCCESSION PARAGÉNÉTIQUE ET CONDITIONS DE DÉPÔT

Les relations chronologiques observées dans les associations minéralogiques des différents minerais de Salsigne et l'analyse des déformations subies permettent de proposer deux étapes successives de dépôt des minéralisations (fig. 9).

La première étape [Fe-As-S(Cu)]

La première étape correspond au dépôt de l'association arsénopyrite - pyrrhotite - pyrite - chalcopyrite I (löllingite - wolframite) dans des pièges structuraux développés lors du stade tardif de la déformation hercynienne: plans de décollement et de chevauchement reprenant des contacts lithologiques ou structuraux antérieurs, décrochements et fentes de tension. La poursuite des mouvements de serrage nord-sud liés à ce stade provoque une déformation ductile-fragile à fragile, localement intense et sans doute hétérochrone à l'échelle du gisement, de cette première paragenèse dans tous les types de minerais.

Les conditions de dépôt de la minéralisation au cours de cette étape syncinématique varient en fonc-

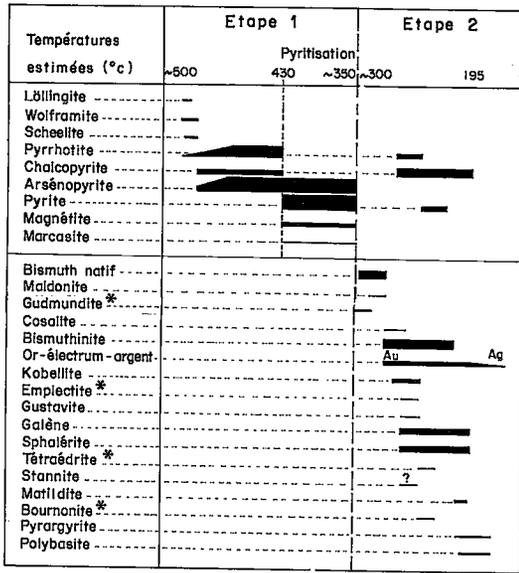


FIG. 9. Succession paragenétique et minéralogie des différents faciès de minerais. Les épaisseurs des traits sont fonction de l'abondance relative des minéraux. Les astérisques signalent les minéraux nouvellement observés à Salsigne au cours de cette étude.

tion des sites de mise en place. Deux contextes différents doivent être distingués: 1) les zones d'imprégnation et de dissémination dans des sédiments carbonatés ou gréseux fortement hydrothermalisés: le sulfure de fer précipitant au début de la première étape est la pyrrhotite, particulièrement abondante lorsque les solutions minéralisées remplacent des calcaires ("couches" et minerai 3a). La superposition des champs de composition de la pyrrhotite (46,5 à 47,0% Fe, pourcentage atomique) et de l'arsénopyrite synchrone (30,3 à 33,9% As) dans le diagramme log aS_2 - température (fig. 10) permet d'évaluer les conditions prévalant lors du dépôt de ces deux minéraux. Celles-ci peuvent être estimées à $430 \pm 40^\circ C$ pour une valeur de aS_2 comprise entre 10^{-4} et 10^{-7} atm. Il s'agit évidemment d'une température maximale, étant donné que la rétrotransformation de pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique a pour effet d'abaisser le rapport Fe/S; 2) les ouvertures en transtension (filons et "filons-couches" de la mine traditionnelle, minerai 2x), synchrones des imprégnations sulfurées adjacentes: le sulfure de fer précipitant lors de la première étape, de façon cogenétique avec l'arsénopyrite mais postérieurement au quartz, est soit la pyrrhotite, soit, plus généralement, la pyrite primaire. Dans le premier cas, les conditions de dépôt sont similaires à celles définies ci-dessus, voire plus élevées: dans certains filons, des teneurs inférieures à 46,5% Fe (pour-

centage atomique) de la pyrrhotite et la présence de löllingite résiduelle suggèrent en effet que l'amorce du dépôt a pu s'effectuer à des températures de l'ordre de $490^\circ C$ (fig. 10); la cristallisation très locale de wolframite se produit dès ce stade précoce. Dans le second cas, le plus courant dans les minerais à gangue quartzreuse, le passage dans le champ de stabilité de la pyrite permet de fixer les conditions de dépôt de l'association arsénopyrite - pyrite à $380 \pm 30^\circ C$ pour une aS_2 de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-9} atm. (fig. 10), en se basant sur le géothermomètre arsénopyrite de Scott (1983).

La déstabilisation progressive de la pyrrhotite en pyrite secondaire intervient postérieurement aux déformations les plus intenses enregistrées par les minéraux de la première association, mais antérieurement au dépôt de la seconde paragenèse qui s'effectue généralement dans la fissuration de la pyrite secondaire.

Les conditions de température estimées pour le dépôt de la première paragenèse ($\sim 500^\circ - 350^\circ C$) sont similaires à celles obtenues par Boiron *et al.* (1990) à partir de l'étude des inclusions fluides primaires, aqueuses et carbonées, piégées dans les minerais à gangue quartzreuse du district de Salsigne sous des pressions de l'ordre de 3 kbar, et sont cohérentes avec les études en cours sur les altérations hydrothermales (P. Piantone et B. Moine, comm. pers.).

L'étape à Bi-Cu-Au-Ag-Pb-Zn (Sb)

Cette étape se traduit par une paragenèse complexe à chalcopyrite II, bismuthinite et bismuth natif, or natif - électrum, galène, sphalérite, pyrite et pyrrhotite II, gudmundite, sulfosels de Pb-Bi-Ag-Cu-Sb, qui se dépose dans le réseau fissural ou dans la gangue des minerais précédemment déformés. Cette association, de même que les minéraux accompagnateurs (quartz microcristallin ou en fibres, chlorite en gerbes, carbonates), n'a pas subi de déformation notable. Les observations montrent une antériorité du bismuth natif et de la gudmundite sur l'or natif et les autres minéraux (fig. 9). Les sulfures et sulfosels tardifs se déposent de manière subsynchrone en fonction des seuils de précipitation respectifs des différents métaux (Bi → Cu → Pb → Zn → Sb). Les sulfosels d'argent (pyrrargyrite, polybasite) et l'électrum, voire l'argent natif, clôturent le dépôt dans les minerais filoniens.

Le dépôt de bismuth natif en début de paragenèse II suggère que la précipitation massive de pyrrhotite I, puis sa sulfuration à la fin de la première étape, ont entraîné une forte baisse de l'activité en soufre des solutions résiduelles. Les conditions initiales de dépôt de la seconde paragenèse peuvent être estimées grâce à la présence de gudmundite, ce minéral n'étant stable qu'à des températures inférieures à $280 \pm 10^\circ C$ (Barton 1971) sous une très faible activité en soufre, calculée entre 10^{-15} et 10^{-20} atm par Borodaev *et al.*

relevant d'un même stade tectonique compressif tardi-hercynien.

Les études minéralogiques réalisées permettent de scinder ce processus métallogénique en deux étapes (figures 9 et 10); la première correspond au dépôt à haute température, de 500(?) à 350°C environ, de la paragenèse à arsénopyrite – pyrrhotite – pyrite (chalcopyrite I, löllingite, wolframite), soit dans des ouvertures en transtension à remplissage quartzeux (filons, minerai 2x), soit en imprégnation de lithologies favorables: dissémination d'arsénopyrite dans des faciès gréseux hydrothermalisés (altération potassique), précipitation submassive de sulfures de fer dans des niveaux calcaires ("couches", minerai 3a).

La coexistence de l'arsénopyrite avec pyrrhotite dans les minerais d'imprégnation submassifs, pyrrhotite et pyrite primaire dans le minerai 2x, principalement pyrite primaire dans les minerais filoniens, refléterait une décroissance progressive des températures de dépôt (flèche 1 de la figure 10). Dans ce cas, le début de la transformation en pyrite secondaire de la pyrrhotite des "couches" sulfurées coïnciderait avec la cristallisation de pyrite primaire dans les veines qui les recourent localement. L'existence de paragenèses filoniennes à pyrrhotite pauvre en fer, arsénopyrite et löllingite résiduelle (branche sud-est du système Fontaine-de-Santé) atteste cependant de températures initiales de dépôt très élevées dans certains minerais filoniens dont la mise en place "tardive" est loin d'être prouvée pour l'ensemble du gisement.

Les sulfures déposés lors de la première étape, y compris dans les filons, et leur gangue sont affectés avec une intensité très variable par des déformations ductiles-fragiles à fragiles (assistées par les fluides hydrothermaux) qui correspondent à la fin des mouvements cisaillants de vergence nord-est à nord contemporains de leur mise en place. La pyrite secondaire, développée aux dépens de la pyrrhotite (à environ 350°C ?) après la culmination de cette déformation, n'a subi qu'une fracturation peu intense.

La seconde étape correspond au dépôt à moyenne température, de 280 à 200°C environ, de la paragenèse à bismuth – gudmundite – bismuthinite – or – chalcopyrite II – galène – sphalérite – pyrrhotite II – pyrite tardive – sulfosels de Pb–Bi–Ag–Cu–Sb dans la fissuration de l'arsénopyrite et de la pyrite (primaire ou dérivant de pyrrhotite) ou dans la gangue des différents types de minerai sulfo-arsénié, mais jamais dans un réseau fissural indépendant. Cette seconde paragenèse, non déformée, paraît plus complète dans les minerais à gangue quartzreuse, où s'expriment les derniers stades argentifères, avec notamment électricum très riche en Ag (Lépine 1989) (fig. 8), que dans les minerais d'imprégnation, plus rapidement colmatés: seuls les premiers stades bismutho-aurifères sont présents dans les "grès riches"; à l'opposé, les structures filoniennes localisées au sud-est du gisement (région de Lastours, fig. 1), à un niveau structural plus

superficiel, montrent un enrichissement relatif en Cu–Ag–Pb–Zn qui suggère une zonalité verticale semblable à celle décrite dans le district de Ketz River, Yukon (Cathro 1990).

En conclusion, la superposition dans tous les types de minerais de l'étape sulfo-arséniée ferrifère syncinématique et de l'étape bismutho-aurifère tardi-cinématique permet d'envisager un processus évolutif unique pour l'ensemble des minéralisations de Salsigne: des solutions minéralisées à Fe–As–S–Au–Bi–Cu (Ag–Pb–Zn–Sb–W) d'origine crustale (Le Guen *et al.* 1992) probablement métamorphique (Boiron *et al.* 1990) parcourent le bâti sédimentaire plissé de l'unité du Nord-Minervois le long de grands plans de chevauchement lors d'un épisode cisaillant ductile-fragile tardi-hercynien (Cassard et Lescuyer 1991). Ces mouvements cisaillants sont synchrones du dépôt à haute température, dans des pièges lithostratigraphiques variés, du soufre, du fer et de l'arsenic qui forment l'essentiel du contenu des fluides hydrothermaux. Il en résulte une chute de la pression fluide ainsi que de l'activité en soufre des solutions résiduelles enrichies en bismuth et en or (fig. 10). La baisse de température contemporaine de l'arrêt progressif de la déformation cisaillante, qui n'est plus assistée par les fluides, provoque alors la précipitation *in situ* de bismuth natif puis de bismuthinite et d'or natif dans la fracturation de tous les types de minerai, suivie de la cristallisation de nombreux minéraux de Cu–Ag–Pb–Bi–Zn–Sb. L'abondance relative de ces minéraux tardifs dans les minerais à gangue quartzreuse suggère une migration des derniers fluides résiduels enrichis en métaux de base et argent, peut-être à l'origine de la zonalité régionale observée par Tollon (1969). Cette nouvelle interprétation de l'évolution paragenétique des minéralisations de Salsigne confirme donc leur caractère épigénétique et précise les conditions de leur dépôt syntectonique, suivant un modèle en grande partie similaire à celui récemment proposé pour de nombreuses concentrations aurifères mésothermales en contexte (méta)sédimentaire (Scarpelli 1991, Hayward 1992, Harley et Charlesworth 1992).

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet scientifique du BRGM intitulé "Gisement sulfo-arsénié aurifère de Salsigne: caractérisation du modèle et estimation du potentiel aurifère du district". Cette contribution porte le n° 93011. Nous tenons à remercier les géologues de la SMPC de Salsigne, le professeur F. Tollon (Université Paul Sabatier, Toulouse), M. Demange (Ecole nationale des Mines, Fontainebleau), un lecteur anonyme, et tout particulièrement Y. Moëlo (CRSCM d'Orléans) pour leurs critiques constructives.

RÉFÉRENCES

- BARTON, P.B., JR. (1969): Thermochemical study of the system Fe-As-S. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 841-847.
- (1971): The Fe-Sb-S system. *Econ. Geol.* **66**, 121-132.
- & SKINNER, B.J. (1967): Sulfide mineral stabilities. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (H.L. Barnes, ed.), New York (236-333).
- BOIRON, M.C., CATHELIN, M., DUBESSY, J. & BASTOUL, A.M. (1990): Fluids in Hercynian Au veins from the French Variscan belt. *Mineral. Mag.* **54**, 231-243.
- BONNEMAISON, M. (1980): *Etude géologique et minéralogique des minéralisations sulfo-arséniées aurifères des schistes X de la mine de Salsigne (Aude)*. Thèse, Univ. de Toulouse, Toulouse, France.
- , CROUZET, J., THIERCELIN, F. & TOLLON, F. (1986): Controls on exhalative gold deposits hosted by volcanoclastic sediments in the "schistes X", Salsigne gold district, Montagne-Noire, southern France. *Proc. Gold'86 Symp.* (Toronto), 457-469.
- BORODAEV, Y.S., BORTNIKOV, N.S., MOZGOVA, N.N., OZEROVA, N.A., OIVANEN, P. & YLETYINEN, V. (1983): Associations of ore minerals in the deposits of the Seinajoki district and the discussion on the ore formation. *Bull. Soc. Geol. Finland* **55**, 3-23.
- BOYER, F. & PICOT, P. (1963): Sur la présence de maldonite (Au₂Bi) à Salsigne (Aude). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.* **86**, 429.
- CASSARD, D., FEYBESSE, J.L. & LESCUYER, J.L. (1993): Variscan crustal thickening, extension and late overstacking during the Namurian - Westphalian in the Western Montagne Noire (France). *Tectonophysics* **222**, 33-53.
- & LESCUYER, J.L. (1991): Structural environment and tectonic controls of the Salsigne gold deposit (Southern Massif central, France). In *Source, Transport and Deposition of Metals* (M. Pagel & J.L. Leroy, eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands (431-433).
- CATHRO, M.S. (1990): Gold and silver, lead deposits of the Ketz River District, Yukon. *Eighth IAGOD Symp. (Ottawa)*, *Field Trip Guidebook* **14**, *Geol. Surv. Can., Open-File Rep.* **2169**, 269-282.
- DEMANGE, M., SERMENT, R. & TOUIL, A. (1990): Les altérations hydrothermales dans les minerais de type "grès riches" du gisement aurifère de Salsigne (Aude, France). *C.R. Acad. Sci. Paris* **310**, sér. II, 1241-1246.
- FOUILLAC, A.-M. & LESCUYER, J.-L. (1992): Apport de la géochimie isotopique du soufre au problème de l'origine des minéralisations aurifères de Salsigne (Aude, France). *C.R. Acad. Sci. Paris* **315**, sér. II, 829-836.
- HARLEY, M. & CHARLESWORTH, E.G. (1992): Thrust-controlled gold mineralization at the Elandshoogte Mine, Sabie-Pilgrim's Rest goldfield, South Africa. *Mineral. Deposita* **27**, 122-128.
- HAYWARD, N. (1992): Controls on syntectonic replacement mineralization in parasitic antiforms, Haile gold mine, Carolina Slate Belt. *Econ. Geol.* **87**, 91-112.
- LAVILLE-TIMSIT, L. (1974): *Des minéraux lourds et phyllites de Salsigne*. Thèse, Univ. Paris VI, Paris, France.
- LEGRAYE, M. (1935): Etude de quelques types de minerais aurifères de Salsigne (Aude, France). *Congr. Int. des Mines, Métall. et Géol. Appl. (Paris)* **7**, 11-14.
- (1938): Etude de la minéralogie des filons aurifères de la mine de Salsigne. *Ann. Soc. Géol. Belgique* **61**, 117-146.
- (1947): Tectonique et minéralisations sur le versant sud de la Montagne-Noire. *Ann. Soc. Géol. Belgique* **70**, 150-153.
- LE GUEN, M., LESCUYER, J.L. & MARCOUX, E. (1992): Lead-isotope evidence for a Hercynian origin of the Salsigne gold deposit (Southern Massif central, France). *Mineral. Deposita* **27**, 129-136.
- LÉPINE, J. (1989): *Le gisement sulfo-arsénié aurifère du Cambrien inférieur de la mine traditionnelle de Salsigne (Montagne-Noire, France). Contexte structural, métallogénique et sédimentologique*. Thèse, Univ. Toulouse, Toulouse, France.
- , TALAYSSAT, M., CROUZET, J. & TOLLON, F. (1988): Les minéralisations sulfo-arséniées cambriennes de la mine traditionnelle de Salsigne (Aude, France) - Les gisements métallifères dans leur contexte géologique. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Doc.* **158**, 627-650.
- LESCUYER, J.-L., BOUCHOT, V., CASSARD, D., FEYBESSE, J.L., MARCOUX, E., MOINE, B., PANTONE, P., TEGYEV, M. & TOLLON, F. (1993): Le gisement aurifère de Salsigne (Aude, France): une concentration syntectonique tardivarisque dans les sédiments détritiques et carbonatés de la Montagne Noire. *Chron. Rech. Minière* **512**, 3-73.
- & COCHERIE, A. (1992): Datation sur monozircons des métadacites de Sérès: arguments pour un âge protérozoïque terminal des "schistes X" de la Montagne-Noire (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris* **314**, sér. II, 1071-1077.
- MOËLO, Y., OUDIN, E., PICOT, P. & PILLARD, F. (1982): Systématique des sulfosels de plomb. Nouvelles données. In *Principaux résumés scientifiques et techniques du BRGM, 1981*. Edition BRGM, Orléans, France (96-97).
- MONSEUR, G. (1955): Sur la signification de la wolframite dans la minéralisation de la mine de Salsigne (Aude). *Ann. Soc. Géol. Belgique* **79**, 33-40.

- MUROWCHICK, J.B. (1992): Marcasite inversion and the petrographic determination of pyrite ancestry. *Econ. Geol.* **87**, 1141-1152.
- PAGIS, G. (1983): *Altération supergène du gisement aurifère de Salsigne (Aude, France)*. Thèse, Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, France.
- PICOT, P. & JOHAN, Z. (1982): Atlas des minéraux métalliques (2e éd.). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Mém.* **90**.
- REYNOLDS, D.G. (1965): Geology and mineralization of the Salsigne gold mine, France. *Econ. Geol.* **60**, 772-791.
- ROUTHIER, P. (1963): Le gisement aurifère de Salsigne. In *Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche 1*. Masson, Paris, France.
- SCARPELLI, W. (1991): Aspects of gold mineralization in the Iron Quadrangle, Brazil. In *Brazil Gold'91* (E.A. Ladeira, ed.). Balkema, Rotterdam, The Netherlands (151-157).
- SCOTT, S.D. (1976): Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. *Am. Mineral.* **61**, 661-670.
- (1983): Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Mineral. Mag.* **47**, 427-435.
- & BARNES, H.L. (1971): Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol.* **66**, 653-669.
- TEAGLE, D.A.H., NORRIS, R.J. & CRAW, D. (1990): Structural controls on gold-bearing quartz mineralization in a duplex thrust system, Hyde – Macraes Shear Zone, Otago Schist, New Zealand. *Econ. Geol.* **85**, 1711-1719.
- THIERCELIN, F. (1985): *Etude géologique des minéralisations sulfoarseniées aurifères et des minéralisations cuprifères de la partie sommitale des schistes X du Cabardès – secteur ouest du district métallifère de Salsigne*. Thèse 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- TOLLON, F. (1967): L'or natif dans les minerais de Salsigne (Aude). *C.R. Acad. Sci. Paris* **264**, 1372-1374.
- (1969): *Le district aurifère de Salsigne (Aude)*. Thèse, Université Toulouse; Soc. Mines et Prod. Chim. Salsigne éd. (1970), 11200 Conques-sur-Orbiel, France.
- & ORLIAC, M. (1966): Minéralisation dans les épontes gréseuses des filons aurifères de Salsigne (Aude). *C.R. Acad. Sci. Paris* **262**, 1040-1042.
- & PICOT, P. (1969): Sur la paragenèse des minerais filoniens de Salsigne (Aude). Présence de matildite. *Bull. Acad. Soc. Lorraine des Sci.* **8**(2), 112-117.
- TOULMIN, P., III & BARTON, P.B. (1964): A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **28**, 641-671.
- VINCIENNE, H. (1938): Sur la coexistence du tungstène et de l'or dans la zone minéralisée de Salsigne et de Villanière (Aude). *C.R. Acad. Sci. Paris* **207**, 1114-1115.
- & MOZAFFARI, C. (1966): Etude micrographique des minéralisations de Salsigne (Aude). *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.* **89**, 100-106.

Reçu le 2 juillet, 1992, manuscrit révisé accepté le 17 mars, 1993.