

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES GÎTES MÉTALLIFÈRES DU CASTELBERG (MOSELLE)

par Christian PAUTROT

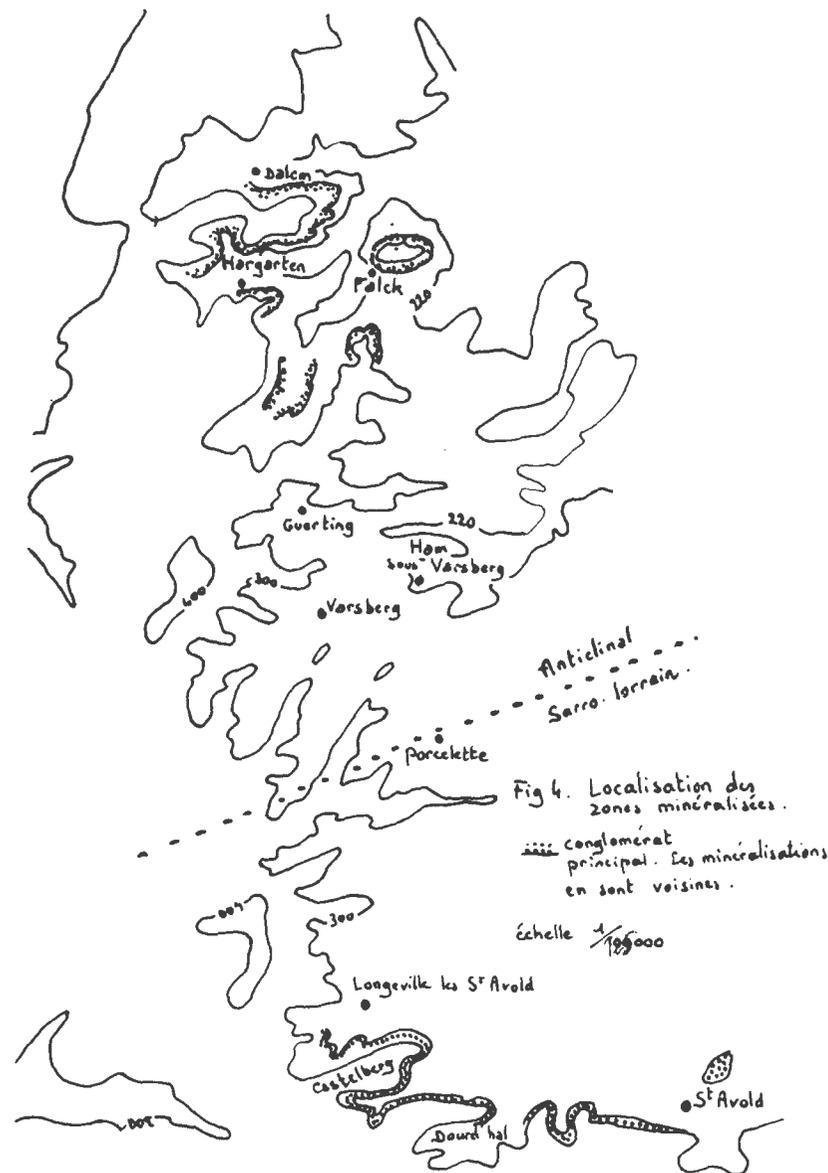
Les gîtes métallifères du Castelberg, près de Longeville-lès-Saint-Avold se trouvent stratigraphiquement dans les couches intermédiaires du Buntsandstein supérieur. Ils fournissent essentiellement du plomb qui fut exploité de façon certaine à partir du XIXe siècle (Jacquot 1857). Remarquons toutefois que le toponyme «Castelberg» et la présence d'un vallum indiquent une occupation beaucoup plus ancienne du genre oppidum celtique avec exploitation possible du minerai.

I. Géographie du site

Le Castelberg est un éperon de la côte du Muschelkalk culminant à 360 m et dominant la dépression gréseuse du Warndt d'une centaine de mètres. Cette dépression orientée grossièrement NE-SW crée dans la côte une vaste échancrure de Forbach à Sarrelouis correspondant à l'anticlinal sarro-lorrain : à ce niveau, la couverture sédimentaire post-Buntsandstein a été dégagée par l'érosion, ce qui laisse apparaître le cœur de l'anticlinal.

Le site qui nous intéresse se situe sur le flanc sud de l'anticlinal, légèrement au nord de la grande faille bordière encore visible à Saint-Avold de l'accident tectonique.

Il est remarquable de constater que tant à l'affleurement qu'en sondage, les minéralisations de plomb et de cuivre se trouvent sur les flancs nord et sud de l'anticlinal, dans la région de Hargarten-aux-Mines au nord, de Saint-Avold au sud. Notons toutefois qu'un autre groupe de minéralisations existe à Wallerfangen (Vaudrevange) au NW de Sarrelouis.



II. Géologie régionale.

Après le démantèlement partiel de la chaîne Hercynienne opéré durant le Permien et ayant donné naissance à des dépôts de faciès «nouveaux grès rouges» (conglomérats, brèches, arkoses, grès) qui comblent les dépressions et uniformisent le relief ainsi que le font les molasses alpines, l'érosion des restes de la chaîne se poursuit de manière plus calme au Buntsandstein.

Buntsandstein inférieur

La région se présente alors comme une vaste dépression entourée de vieux massifs érodés localisés à l'emplacement des Ardennes, du Morvan et du Bassin Parisien.

Deux seuils existent dans cette dépression : le seuil de Thionville et l'anticlinal sarro-lorrain qui se superpose à l'anticlinal houiller de Merlebach affectant les formations paléozoïques sous-jacentes (carte géologique au 1/50 000).

Dans des régions relativement planes vont se déposer des séries détritiques plus fines de grande épaisseur : plusieurs centaines de mètres constituant les grès vosgien. La couleur rouge de ces grès, la présence de dreikanter (galets à facettes façonnés par le vent) indiquent que ces dépôts ont eu lieu dans une région au climat désertique dont l'aspect peut rappeler celui des regs actuels. Les stratifications obliques, la disposition des bancs en grandes lentilles emboîtées permet de préciser que les dépôts ont eu lieu au pied des reliefs, dans de vastes zones d'épandage alimentées par les divagations d'oueds temporaires.

Les mesures de granulométrie et d'orientation des galets montrent que les chenaux se dirigeaient statistiquement du Sud-Ouest vers le Nord-Est ou de l'Ouest vers l'Est (Perriaux 1961). Les matériaux détritiques venaient donc du Morvan et (ou) de la chaîne du Bassin Parisien.

Le conglomérat principal

Terminant le dépôt du grès vosgien, le conglomérat principal d'épaisseur très variable (0 à 2 m) dans la région de Saint-Avold traduit un épisode marqué par une énergie de milieu plus forte. Selon Gall (1972) les lentilles de conglomérat pourraient correspondre à des bancs de sable et de graviers déposés dans un chenal complexe. La présence de dreikanter montre que le climat restait aride (Durand 1972).

La zone limite violette

Constituée de grès à cornaline, d'argilites et de dolomies en bancs mal lités, elle est souvent difficile à déceler du fait même que le conglomérat principal qui lui est sous-jacent est peu visible dans la région. Cette zone a souvent été assimilée à une succession d'anciens sols. Elle correspond à un ralentissement de la sédimentation et Gall indique que «ses caractères sont voisins de ceux de toutes les flaques temporaires et qu'elle évoque davantage des bas-fonds marécageux qu'un véritable sol».

Les couches intermédiaires et le grès à Voltzia

Elles sont essentiellement constituées de grès micacés et d'argilites devenant dolomitiques vers le sommet, à l'approche des grès à Voltzia. Leur puissance atteint parfois quelques dizaines de mètre. La présence plus fréquente de plantes et la couleur gris-jaunâtre des grès indiquent un climat moins aride.

Le paysage correspond alors à une vaste plaine d'épandage où serpentent des cours d'eau lents alimentés par les chaînes subsistant au nord du Massif Central. La présence de dolomie au sommet des couches intermédiaires semble annoncer la transgression marine du Muschelkalk qui s'effectuera sur des paysages très plats, donnant d'abord à la région un aspect lagunaire. Dans les chenaux et lagunes du grès à Voltzia sus-jacent des conditions de milieu réductrices ont permis la conservation d'une faune et d'une flore remarquablement étudiées par J.-C. Gall, 1971.

III. Les couches intermédiaires. Sédimentation

Cette zone d'épandage est soumise à un climat chaud à pluviosité relativement faible et à saisons alternées comme l'indique l'altération ménagée des silicates conduisant à l'illite et pratiquement jamais à la kaolinite. L'aspect des grains de quartz et des feldspaths potassiques relativement peu altérés abonde dans ce sens.

Les dépôts s'effectuent au moment des crues sur les bords des chenaux (grès fins et argilites silteuses) ou au fond (micro-conglomérats). Durant chaque crue, les sédiments se déposent suivant une séquence positive terminée ou pas par des argilites. On observe fréquemment au toit des séquences des fentes de retrait et des impacts de gouttes de pluie qui se sont formés peu de temps après le retrait des eaux.

Lors de la crue suivante, des plaques d'argile déjà consoli-

dées sont arrachées par les eaux et roulées, donnant naissance à des galets de remaniement intra-formationnels que l'on retrouve mêlés aux galets du micro-conglomérat de base de la séquence suivante.

On remarque une baisse de la granulométrie moyenne vers le haut des couches intermédiaires. Cela traduit une baisse de l'énergie du milieu à mettre en relation avec la réduction de la dénivellation entre le bassin d'alimentation situé dans les reliefs que l'érosion amenuise et la plaine d'épandage dont le niveau monte grâce à la sédimentation. Cette baisse peut également être mise en relation avec une modification du climat dont les saisons deviennent moins tranchées et les précipitations moins brutales. Dans tous les cas, on arrive dans cette région à une période de biostase.

IV. Les couches intermédiaires. Minéralogie

A. Description

1. Les grès

Composition

Les couches intermédiaires sont constituées de grès fins et grossiers renfermant 15 à 20 % d'orthose et de la muscovite.

Les éléments accessoires ne sont pas spécifiques : tourmaline, apatite, grenat, staurotide, zircon, rutile, anatase.

Les galets des micro-conglomérats sont essentiellement de quartz et quartzite.

Les argilites rouges fréquentes au toit des couches intermédiaires renferment surtout de l'illite.

Modifications

Les cristaux de quartz et d'orthose sont souvent nourris : des cristaux néoformés apparaissent autour des grains originaux, présentant de multiples facettes responsables des scintillements visibles lorsqu'on observe les parois des galeries sous un faible éclairage.

Des silicifications sont signalées qui donnent naissance soit à des agrégats micro-cristallins de quartz soit à des dépôts sur les micas. La muscovite, en paillettes bien visibles dans certains plans de stratification, n'est pas altérée.

2. Minéralisations

La mine du Castelberg ne révèle pratiquement pas de minéralisations visibles à l'œil nu contrairement à quelques mines de plomb (bois Béring) et à toutes les mines de cuivre (Hautbois, Grande Saule).

L'observation microscopique et l'analyse chimique permettent de déceler la galène, la blende et la pyrite. Ces minéralisations altérées en cérusite à l'affleurement se trouvent dans les niveaux grossiers, dans les espaces laissés libres entre les grains détritiques au moment de la diagenèse.

La barytine est toujours associée aux niveaux minéralisés en sulfures. Elle est bien visible à la loupe binoculaire, formant de grands cristaux aplatis, incolores et limpides atteignant 1 mm de long et occupant les espaces entre les grains détritiques.

Les teintes rouilles observées au bas des galeries et le long des diaclases sont dues à des phénomènes postérieurs à l'exploitation et en particulier au battement de la nappe phréatique qui inonde régulièrement les galeries. Des mouches presque centimétriques parfois visibles aux épontes peuvent provenir de l'oxydation des sulfures (pyrite, marcassite).

B. Origine des minéralisations

Alors que les phénomènes de nourrissage des cristaux de quartz et de feldspath sont précoces et contemporains de la diagenèse, l'explication des minéralisations n'est qu'hypothétique.

1. Localisation

Les minéralisations se trouvent sur les flancs nord et sud de l'anticlinal de Lorraine. A une échelle plus grande, on remarque qu'elles se situent dans les couches les plus grossières des grès remplissant des chenaux fluviaux et plus précisément vers l'aval de ces chenaux.

2. Hypothèses

a. Les dépôts pourraient être synsédimentaires. Cette hypothèse est à exclure connaissant les conditions oxydantes du dépôt des grès des couches intermédiaires.

b. Des solutions minéralisées ont pu amener dans les chenaux drainants les éléments qui s'y sont déposés. Ces solutions étaient :

- soit issues du lessivage de dépôts sus-jacents (apport gravitaire)

- soit d'origine hydrothermale.

Les études thermochimiques de M. Bonneton montrent que le dépôt de sulfures, notamment de galène et de barytine peut s'effectuer quand une solution chargée de plomb et de baryum transportés sous forme ionique, colloïdale ou adsorbés sur des argiles entre en contact avec des eaux plus riches en soufre.

La précipitation pourrait donc avoir lieu soit à l'aplomb du littoral, à quelques mètres de profondeur, dans la zone de contact entre le coin salé et une nappe d'eau douce minéralisée circulant dans les niveaux détritiques grossiers d'anciens chenaux enfouis par la sédimentation, soit au contact d'eaux minéralisées et des eaux confinées et basiques d'une lagune.

La dernière hypothèse fait intervenir des circulations de fluides minéralisateurs à l'aplomb des lignes de failles limitant l'anticlinal sarro-lorrain, failles qui affectent les dépôts carbonifères riches en sulfures. Les tenants de cette hypothèse dénoncent en particulier le fait que le dépôt des grès des couches intermédiaires a eu lieu dans une plaine d'épandage qui n'était sans doute pas très proche d'un littoral marin. L'absence totale de dolomie dans une grande partie des couches intermédiaires, notamment au niveau du Castelberg abonde dans ce sens. Les brèches dolomitiques ne se rencontrent qu'au sommet de ces couches, à la limite avec les grès à meules. Remarquons toutefois que la dolomie a pu être présente puis totalement lessivée au voisinage de l'affleurement puisqu'elle existe à différents niveaux dans les sondages de Laudrefang qui ont traversé les couches minéralisées vers 135 m de profondeur.

V. Description de la mine du Castelberg

1. Les travaux

La «mine» du Castelberg ne ressemble en rien aux mines de cuivre ou plomb visibles dans les régions de Saint-Avoid ou de Hargarten-Falck. Elle se présente comme un grand couloir presque rectiligne de 250 m de long, 1,30 m de large et 1,70 m de haut traversant de part en part l'éperon du Castelberg. Cette galerie ne ressemble en rien aux «boyaux» trapézoïdaux des autres mines pas plus que les trois grandes salles disposées symétriquement sur son parcours ne rappellent les salles très irrégulières des autres travaux.

Jacquot en 1857 parle à leur propos de travaux de recherche et Ph. Launay rapporte en 1957 que la galerie est en fait un travers band dont le percement a été achevé durant la guerre 1914-18.

2. Sédimentologie

On observe de l'entrée Nord jusqu'au sommet du puits de la salle Sud une dizaine de mètres de sédiments. Ils correspondent à une ou peut-être deux séquences sédimentaires.

L'ensemble débute à la base de la galerie près de l'entrée N par quelques centimètres de grès fin, 30 cm de conglomérat à éléments centimétriques de quartz et quartzite les surmontent et correspondent sans doute à un conglomérat de base de séquence. Cette roche est imprégnée d'oxyde ferrique (1 %) mais ne renferme pratiquement pas de plomb (645 ppm).

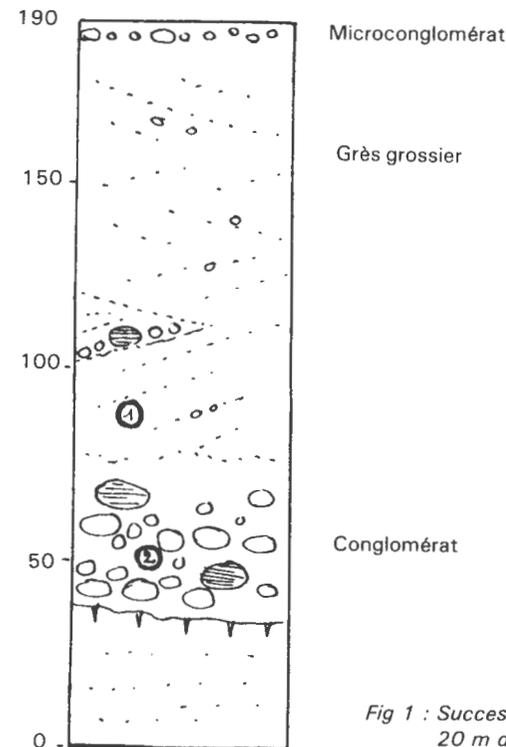


Fig 1 : Succession des couches à 20 m de l'entrée nord.

Du toit du conglomérat au mur des argilites rouges du puits sud, les sédiments sont constitués de grès assez grossiers (60 % des grains de taille supérieure à 0,5 mm) à dragées (galets de quartz dispersés dans la masse), sur une puissance d'environ 8 mètres. Ces grès, grossiers et à stratifications obliques à la base, deviennent plus fins et à stratifications horizontales vers le sommet. Deux accidents remarquables traversent ces grès.

Le premier est une passée micro-conglomératique d'environ 10 cm de puissance visible à environ 15 mètres de l'entrée et que l'on suit sur une vingtaine de mètres.

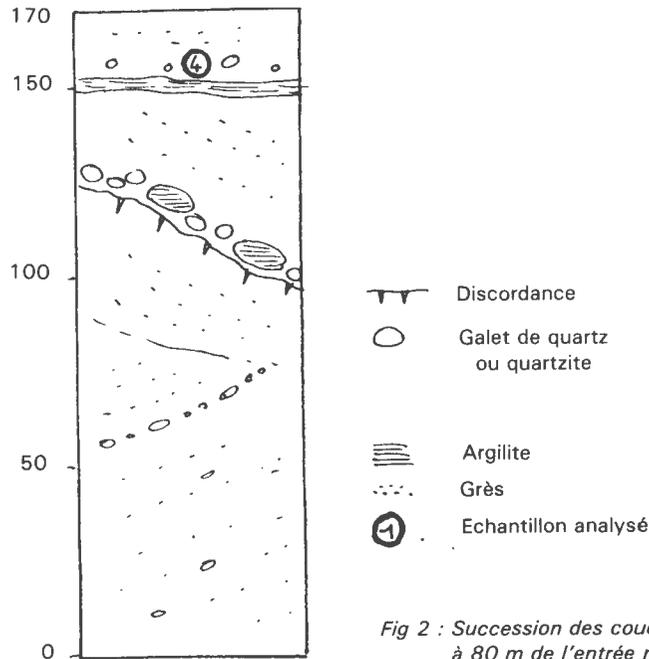


Fig 2 : Succession des couches à 80 m de l'entrée nord.

Le second, plus intéressant, est visible après une zone fracturée, à l'approche de la salle Nord. Il s'agit probablement du remplissage d'un chenal de plusieurs mètres de largeur. La base de ce chenal ravine les grès sous-jacents et débute par un conglomérat à galets centimétriques renfermant par place des galets de remaniement intraformationnels d'argile blanche arrachés en amont lors d'une crue. Au-dessus, la taille des éléments détritiques décroît progressivement pour arriver à un lit d'argilite blanche de quelques centimètres de puissance correspondant au dépôt des particules les plus fines à la fin de la crue.

Ce chenal est inséré dans la partie inférieure des grès à dragées, 2 à 3 mètres au-dessus du conglomérat de base.

Les trois grandes salles sont taillées dans les grès à dragées et peuvent correspondre à une tentative d'exploitation. Les analyses montrent en effet une teneur en plomb de 1,1 %.

Le puits de la salle Sud permet d'apercevoir 6 mètres plus haut un banc d'environ 1,5 m d'argilites et grès argileux rouges que les infiltrations d'eau entraînent vers le bas.

Le couloir d'accès Sud présente des grès grossiers identiques à ceux des salles et dont la partie inférieure est imprégnée d'oxyde ferrique sur 60 cm.

3. Tectonique.

Les couches visibles présentent un léger pendage vers le sud. La zone faillée du milieu du travers banc correspond à l'une des nombreuses failles de direction Nord-Sud qui affectent l'extrémité Est du Castelberg.

4. Minéralisations.

Les niveaux conglomératiques les plus grossiers sont imprégnés d'oxyde ferrique. On retrouve ces imprégnations chaque fois qu'il existe une possibilité de circulation d'eau temporaire : base des galeries parfois inondées, zone de fractures. Bien que des concentrations de 7 à 8 % de plomb aient été signalées pour le Castelberg, les quelques mesures que nous avons effectuées n'ont donné qu'une teneur de 1,1 % dans la salle Nord, à 1 m du mur. On n'observe pas dans cette mine de concentrations de galène de la taille d'une noix comme on en rencontre parfois dans les autres mines. La galène, altérée en cérusite est ici dispersée dans la masse des grès. La loupe binoculaire permet d'observer des cristaux abondants et automorphes de barytine et de rares et minuscules cristaux de blende dans les grès grossiers des salles.

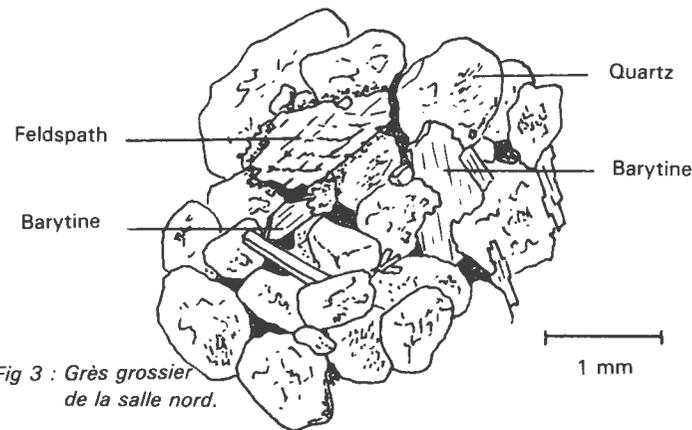


Fig 3 : Grès grossier de la salle nord.

En ce qui concerne les roches et minéraux constitutifs des galets, et des sables, on rencontre essentiellement du quartz, du quartzite, un peu de lydienne; les grains d'orthose sont souvent de couleur rose ou ocre. La muscovite est localement assez abondante, notamment dans les derniers mètres de grès grossiers.

Analyses.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	90,2	89,1	88,85	90,3	92,2
Al ₂ O ₃	3,89	3,98	5,24	3,41	2,18
Fe ₂ O ₃	0,57	1,01	0,48	1,21	0,61
TiO ₂	0,09	0,15	0,16	0,11	0,05
CaO	0,02	0,61	0	0,01	0
MgO	0	0	0	0	0
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0
K ₂ O	2,90	2,37	3,38	2,40	1,54
Na ₂ O	0,15	0,12	0,14	0,11	0,08
Pb en ppm	5.620	645	3.700	2.600	11.000
P.F	0,80	2,03	0,83	1,72	1,46

Localisation des prises d'échantillons.

- 1 voir Fig 2
- 2 voir Fig 2
- 3 grès fin à 50 m de l'entrée Nord, à 1 m du sol.
- 4 voir Fig 3
- 5 grès grossier face sud de la salle Nord à 1 m du sol.

Succession des couches à l'est du Castelberg d'après M. Bonneton.

- 1,5 m Argilites et grès argileux rouges.
- 2 m Grès fins micacés.
- 0,6 m Argilites rougeâtres à rognons dolomitiques.
- 2 m Grès fins micacés à stratification horizontale et débit en plaquettes.
- 6 m Grès grossiers à dragées, à stratifications obliques, minéralisées en cérusite.
- 0,2 m Conglomérat à galets centimétriques.
Grès des Vosges.

Les quatre premières couches ne sont visibles qu'en haut du puits de la salle Sud.

Conclusion.

La mine du Castelberg ne montre qu'un aspect spectaculaire de l'exploitation des ressources minérales des grès des couches intermédiaires. Le fait qu'une seule galerie semble avoir été creusée alors que le promontoire du Castelberg recèle la plus forte accumulation de plomb de toute la région reste une énigme. La protection de cette mine étant maintenant effective, il serait bon que les efforts se portent maintenant sur la protection d'autres travaux plus caractéristiques mais malheureusement d'accès plus délicat comme le sont les mines de cuivre de la Grande Saule à Falck par exemple.

Remerciements.

A Monsieur le Professeur B. Haguenauer qui m'a permis de faire effectuer les analyses par son laboratoire; à Monsieur M. Durand pour ses informations sur la genèse des minerais; à Monsieur Montanari pour les analyses d'éléments majeurs; à Madame Rouillier de l'ENSG pour les analyses de plomb.

Bibliographie.

- Bonneton M. 1980. Thèse présentée à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris : Les minéralisations en plomb et cuivre des grès triasiques de la région de St Avold. Sédimentologie, thermochimie.
- Coulombeau. 1977. Les gîtes de cuivre et plomb du Trias inférieur sarro-lorrain. BRGM. R DM/Fe division minière Paris Nord Est. rapport 77 RDM 023 Fe.
- Durand M. 1975. Sédimentation continentale au Trias et les modalités de la transgression marine de la base du Mésozoïque dans l'est du Bassin de Paris. En collaboration avec Courel, Gall, et Perriaux. IX^e Congrès International de Sédimentologie, Nice.
- Gall J.C. 1971. Faune et paysages du grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur.
Mémoire du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. n° 34
- Hilly J. Haguenauer B. 1979. Lorraine Champagne. Guides géologiques régionaux. Masson.
- Perriaux. 1963. Stratigraphie du Trias inférieur de l'Est de la France. (note préliminaire) Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mémoire du BRGM. n° 15.