26e CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL

MÉTALLOGÉNIE COMPARÉE DES PYRÉNÉES ET DU SUD DU MASSIF CENTRAL

Georges POUIT et Jean-Pol FORTUNÉ

Bull. Cent. Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine	Mém. 3	381-440	Pau, 7 juillet 1980

ISSN 0181-0901

ISBN 2-901026-08-7

EXCURSION 205

MÉTALLOGÉNIE COMPARÉE DES PYRÉNÉES ET DU SUD DU MASSIF CENTRAL

METALLOGENESIS OF THE PYRENEES COMPARED WITH THAT OF THE SOUTHERN MASSIF CENTRAL

Georges POUIT * et Jean-Pol FORTUNÉ **

RÉSUMÉ

Visite des principaux gisements en exploitation, découverts ou remis en valeur dans les quinze dernières années. On examinera le district volcano-sédimentaire à minéralisations stratiformes en Zn (Pb) du Paléozoïque de Pierrefitte (Mines du Nerbiou et d'Arrens); les districts à tungstène des Pyrénées (skarns en bordure de granite à la mine de Salau) et du sud du Massif Central (filonien et stratiforme des carrières de Montredon); les districts à fluorine de ces deux régions : Escaro (carrière) et Mont-Roc, Le Burc (carrière et mine); le district cambrien à minéralisations stratiformes et filoniennes de Zn-Pb (mine de Saint-Salvy); le district aurifère de Salsigne (mine) et ses concentrations filoniennes d'une part, volcano-sédimentaires d'autre part; enfin le grand gisement de talc de Luzenac (carrière) qui permettra de donner un aperçu de l'important problème du magnésium dans les Pyrénées. On s'attachera à caractériser ces divers districts par leurs métallotectes. Enfin, on insistera sur l'intérêt minéralogique de chaque gisement.

ABSTRACT

Visit to the main deposits being worked or reworked, or that have been discovered over the last 15 years:

— the mineralized Zn (Pb) sedimentary volcanics of Pierrefitte (Nerbiou and Arrens mines, Pyrenees);

— the tungsten districts of the Pyrenees (skarns bordering granite at the Salau mine) and the Massif Central (veins and stratified deposits quarried at Montredon);

— the fluorspar districts of Escaro (opencast Pyrenees) and of Mont-Roc, Le Burc (opencast and underground mining);

— The Cambrian district with stratiform and vein mineralisations of Zn - Pb (Saint-Salvy mine);

— the Salsigne gold mine with vein and sedimentary volcanics;

— lastly, the great talc quarry at Luzenac, which will bring up the important question of magnesium in the Pyrenees.

The characteristic controls of each district will be described and the specific mineralogical interest of each deposit especially emphasized.

* BRGM, Département Gîtes minéraux, B.P. 6009, 45018 Orléans CEDEX.

** Université Paul-Sabatier, Laboratoire Minéralogie-Cristallographie associé au CNRS, 39, allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 383

1. — GRANDS TRAITS GÉOLOGIQUES DE LA CHAINE DES PYRÉNÉES 383

2. — PROVINCES ET DISTRICTS MINÉRALISÉS 385
2.1. Plomb-Zinc (- Cuivre) 386
2.2. Manganèse 386
2.3. Nickel 387
2.4. Fer 388
2.5. Tungstène 390
2.6. Or 391
2.7. Fluorine et barytine 391
2.8. Magnésium 391
2.9. Phosphate 392
2.10. Aluminium 392
2.11. Beryllium et lithium 393

3. — LA MONTAGNE NOIRE 393
3.1. Esquisse géologique 393
3.2. Provinces et districts minéralisés 395
3.2.1. Plomb-Zinc-Cuivre 395
3.2.2. Or-Arsenic-Bismuth 395
3.2.3. Tungstène (étain, fluor) 395
3.2.4. Fluorine, barytine 396
3.2.5. Uranium 396

4. — CONCLUSIONS 396

5. — BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE 397

EXCURSION 401
— Minéralisations Zn (Pb) de l'anticlinorium de Pierrefitte (1re et 2e journées) 402
— Le gisement de scheelite de Salau (3e journée) 410
— Le gisement de talc de Trimouns près Luzenac (4e journée) 414
— Les gisements de fluorine d'Escaro et de Sahorre (5e journée) 418
— Le gisement d'or de Salsigne (6e journée) 423
— Le gisement de zinc de Saint-Salvy (7e journée) 427
— Les gisements de fluorine de Mont-Roc et du Burc (8e journée) 430
— Les districts à W-Sn-F de Montredon-Labessonnie (9e journée) 435

INTRODUCTION

1. — GRANDS TRAITS GÉOLOGIQUES DE LA CHAÎNE DES PYRÉNÉES

La chaîne des Pyrénées comprise entre les blocs Européen et Ibérique s'allonge en direction WNW – ESE, en un édifice sensiblement rectiligne depuis les chaînons espagnols de la région de Santander, jusqu'à la Méditerranée où il est relayé par les formations plissées du Bas-Languedoc et de Basse-Provence.

Quatre *grands ensembles* s'individualisent dans la chaîne (Fig. 1) :

— la zone axiale, appelée encore « zone des massifs paléozoïques centraux » ou « haute chaîne primaire », constituée essentiellement de matériel précambrien et paléozoïque;

— la zone nord-pyrénéenne, séparée de la précédente par la faille nord-pyrénéenne, caractérisée par la juxtaposition de formations primaires et mésozoïques;

— la zone sous-pyrénéenne ou avant-pays nord plissée, séparée de la zone pyrénéenne par le chevauchement frontal nord-pyrénéen, qui est constituée de matériel crétacé à éocène; elle se prolonge vers le nord par l'avant-pays peu ou pas plissé.

Au sud de la zone axiale apparaît la zone sud-pyrénéenne, relayée par l'avant-pays sud plissé, constituée par des formations allant du Permo-Trias à l'Eocène et caractérisée par d'importants mouvements tangentiels liés à l'orogenèse alpine.

L'essentiel des minéralisations connues dans les Pyrénées est le fait des formations paléozoïques engagées dans l'orogenèse varisque, et, à un degré moindre, des terrains permo-triasiques et liasiques si l'on excepte les bauxites (Aptien), les sidérites (Urgonien de Bilbao, Espagne), et les produits pétroliers (Mésozoïque de l'avant-pays nord plissé); aussi n'envisagerons nous que la zone axiale et la zone nord-pyrénéenne, renvoyant pour le détail des séries mésozoïques le lecteur à l'Introduction Géologique Générale.

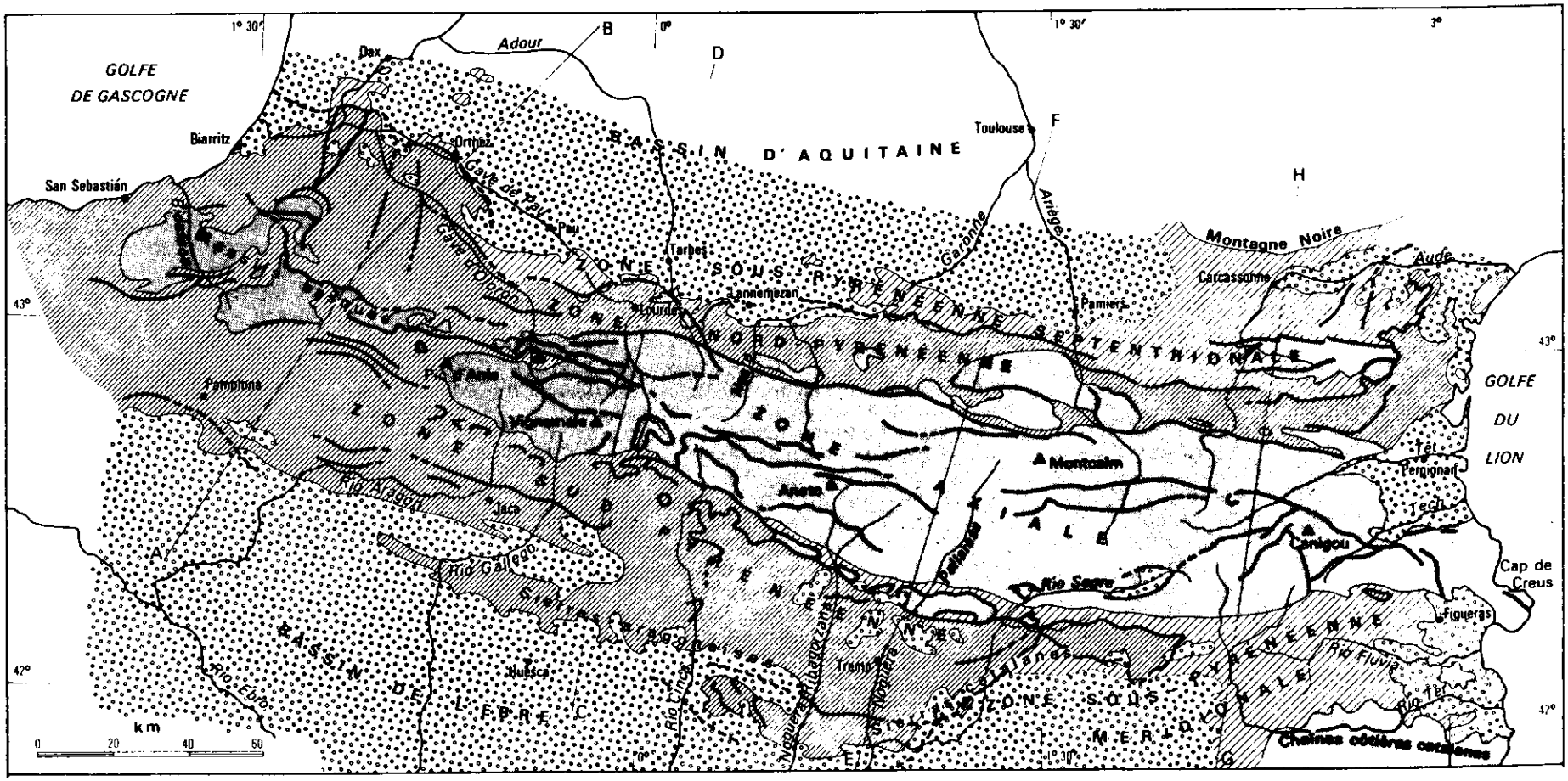
La *zone axiale* forme les reliefs frontaliers entre le Cap Cerbère et le Pic d'Anie (2 504 m), le Pic d'Aneto, plus haut sommet de la chaîne, culminant à 3 404 m.

Les terrains précambriens et paléozoïques sont plissés, métamorphisés et recoupés par des corps plutoniques intrusifs. Ces divers phénomènes sont à rattacher pour une part à une orogenèse antépaléozoïque et surtout à l'orogenèse varisque anté-stéphanienne qui engendra des déformations superposées; la plus importante se caractérise par une schistosité orientée N 110°-N 130°, reprise par de grands accidents cassants de direction voisine, jouant en décrochement, associés parfois à des accidents N 40°-N 80°. L'orogenèse alpine a surimposé ses effets en entraînant notamment dans la partie occidentale d'amples mouvements chevauchants du Paléozoïque sur le Crétacé (Nappes de Gavarnie, des Eaux-Chaudes). Des effondrements et des décrochements tardifs (Oligocène - Plio-Quaternaire) font disparaître à l'est la zone axiale sous les bassins du Roussillon et de l'Ampurdan. Elle n'apparaît, à l'ouest, que sous forme d'affleurements discontinus (Massifs primaires basques) au sein de formations posthercyniennes (Trias ou Crétacé).

— La *zone nord-pyrénéenne* correspond à la juxtaposition de terrains précambriens et paléozoïques, organisés en massifs de forme elliptique, allongés WNW-ESE (Agly, St-Barthélemy, Arize, Castillon, Trois-Seigneurs, Milhas etc...) et de terrains posthercyniens plissés où domine le Mésozoïque. Ces derniers constituent l'enveloppe des massifs anciens nord-pyrénéens, mais le plus souvent les contacts entre eux sont tectoniques et les massifs primaires apparaissent comme des horsts ou des écailles, parfois chevauchants; les terrains mésozoïques ont été affectés, surtout le long de la zone axiale, par un métamorphisme thermique d'âge crétacé.

Les *formations* les plus anciennes sont constituées par des vestiges d'âge précambrien, mis en évidence par l'analyse structurale et la pétrologie, puisque le Cambrien n'a pas été identifié avec certitude au sein des formations paléozoïques. Ce substrat de nature initialement granitique ou formé de sédiments détritiques associés à des roches basiques a été reconnu dans la partie orientale de la zone axiale ainsi que dans certains massifs nord-pyrénéens.

Le Paléozoïque inférieur, de plusieurs kilomètres d'épaisseur, est formé de sédiments pélitiques, gréseux, conglomératiques, comportant localement des niveaux carbonatés (calcaires, dolomies) ainsi que des matériaux volcaniques ou volcano-sédimentaires. L'ensemble de ces formations a été affecté par le métamorphisme régional varisque. Un âge cambro-ordovicien leur a été attribué par analogie avec les formations rencontrées dans la Montagne Noire.


GOLFE DE GASCOGNE
Dax
Adour
Biarritz
Orthez
Toulouse
San Sebastián
Pau
Tarbes
Lourdes
Lannemezan
Garonne
Ariège
Montagne Noire
Aude
Carcassonne
Pamiers
Pamplona
Jaca
Montcalm
Canigou
Tet
Perpignan
Agly
GOLFE DU LION
Cap de Creus
Figueras
Rio Segre
Rio Ebro
Rio Fluvia
Rio Ter
Chaînes côtières catalanes
Sierra de Guara
Sierra de Alcubierre
Sierra de Gratal
Sierra de Loscos
Sierra de Alcarama
Sierra de Boumort
Sierra de Turbon
Sierra de Salinas
Sierra de Montsec
Sierra de Cadi
Sierra de Tossal Gros
Sierra de Prades
Sierra de Roda
Sierra de Sta Magdalena
Sierra de Rubies
Sierra de Tallada
Sierra de Llena
Sierra de Milmanda
Sierra de Miravet
Sierra de Cavalls
Sierra de Montsiá
Sierra de Montmell
Sierra de Ancosa
Sierra de Cardó
Sierra de Pandols
Sierra de Caballs
Sierra de Vandellós
Sierra de Montsiá
Sierra de Montmell
Sierra de Ancosa
Sierra de Cardó
Sierra de Pandols
Sierra de Caballs
Sierra de Vandellós
BASSIN D'AQUITAINE
ZONE SOUS PYRENEENNE
ZONE NORD PYRENEENNE
ZONE AXIALE
ZONE SUD PYRENEENNE
ZONE SOUS MERIDIONALE
BASSIN DE L'EBRE
km
0 20 40 60
1° 30'
0°
1° 30'
3°
43°
42°
A
B
C
D
E
F
G
H
1
2
3
4
5

Le Silurien, d'épaisseur bien moindre, est constant sur l'étendue de la chaîne; il est constitué de pélites riches en matières carbonées et en pyrite, caractéristiques de milieux marins fermés peu profonds.

Le Dévonien, beaucoup plus varié et plus puissant, est constitué par des grès, des pélites, des calcaires récifaux, associés localement à de puissantes formations de roches volcano-sédimentaires (tuffites), témoignant d'une réactivation de l'activité sédimentaire probablement liée à des pulsations orogéniques. Les dépôts se sont organisés suivant les grandes lignes actuelles de la chaîne.

Le Carbonifère (antéstéphanien) est tantôt en continuité sur le Dévonien terminal, tantôt en disconformité sur différents termes de ce système. Il est formé par un ensemble de lydiennes et pélites à nodules phosphatés, associées localement à des cinérites, des calcaires pélagiques, des séries gréso-pélitiques à petits édifices coralliens correspondant à des formations marines de bassins subsidents accidentés de hauts-fonds. L'activation de la sédimentation détritique au cours du Namurien est le témoin de manifestations épirogéniques qui amorcent l'orogenèse varisque.

Les formations molassiques post-hercyniennes comprennent des terrains s'étageant du Stéphanien au Trias inférieur. Essentiellement détritiques, elles correspondent au démantèlement des reliefs varisques; on note, en outre, des manifestations volcaniques, post-orogéniques dans un domaine encore tectoniquement actif.

Viennent ensuite des formations calcaréo-dolomitiques (Trias-Lias) d'origine lagunaire, associées à des faciès évaporitiques (marnes gypsifères du Trias); au sein de ces derniers matériaux apparaissent des basaltes tholéïtiques (ophites) dont la venue est liée aux ouvertures de failles préexistantes.

Du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur s'installe une sédimentation carbonatée marine de plate-forme. A partir de l'Albien s'ouvre un système de sillons orientés E-W, sur l'emplacement de la zone nord-pyrénéenne. La fracturation et l'amincissement de la croûte s'y accompagnent d'une sédimentation flyschoïde et d'un magmatisme alcalin. C'est alors que se produisent (à partir de l'Albien supérieur, ou au Crétacé terminal ?) les premières phases de compression, ainsi que les transformations métamorphiques évoquées plus haut. C'est à ce moment que se mettent en place, non loin de la faille nord-pyrénéenne, de petits massifs de roches ultrabasiques (lherzolite, harzburgites, ...).

Au cours de l'Eocène se poursuivent les déformations et le soulèvement de la chaîne, dont l'érosion engendrera d'abondants épandages molassiques oligo-miocènes vers l'Aquitaine et le bassin de l'Ebre.

2. — PROVINCES ET DISTRICTS MINÉRALISÉS

Les Pyrénées renferment de nombreuses minéralisations de Zn, Pb, Cu, Fe, Ni, Co, Mn, Ba, F, W, phosphate, talc, etc... qui ont fait l'objet d'exploitations parfois intenses au cours des siècles passés. Actuellement 4 mines sont en exploitation : Escaro (F), Luzenac (talc), Salau (W), et Batère (Fe).

FIGURE 1

Esquisse géologique de la Chaîne des Pyrénées, d'après Mirouse & Viers (1972)
Geological sketch of the Pyrenean range after Mirouse & Viers (1972)

1 : Formations oligocènes, néogènes et quaternaires de l'Aquitaine, du bassin de l'Ebre, du Bas Languedoc et de la Catalogne postérieures à l'orogenèse pyrénéenne majeure et généralement non déformées, excepté pour les plus anciennes, au Pays Basque et sur les marges méridionales de la chaîne
Oligocene, Neogene and Quaternary formations of the Aquitaine, Ebro Basin, Bas Languedoc and Catalonia after Pyrenean orogenesis, generally not distorted apart from the Oligocene formations, in the Pays Basque and on the south margin of the mountain range

2 : Crétacé supérieur et Eocène, plissés dans l'avant-pays septentrional et méridional autochtone
Upper Cretaceous and Eocene, folded in the northern and southern part of the foreland

3 : Séries posthercyniennes, essentiellement mésozoïques, plissées dans la zone nord-pyrénéenne, dans le revêtement de la zone axiale et dans celui des massifs basques; assez fréquemment décollées et en position chevauchante en direction de l'avant-pays
Essentially Mesozoic posthercynian series, folded in the North-Pyrenean zone, in the cover of the axial zone and in the « Massifs Basques »; these series often overthrust the foreland

4 : Affleurement du substratum précambrien et hercynien (y compris les molasses posthercyniennes) : zone axiale et massifs Basques; massifs hercyniens autochtones de la zone nord-pyrénéenne et de la zone sous-pyrénéenne septentrionale; unités charriées de la région de Nogueras, dans la zone sud-pyrénéenne
Precambrian and Hercynian series (with posthercynian series): axial zone and « Massifs Basques »; Hercynian massifs of the North- and South-Pyrenean zone; drifted series of Nogueras in the South-Pyrenean zone

5 : Principaux accidents. *Main faults*

2.1. Plomb-Zinc (— Cuivre) (G. Pouit)

Il existe de nombreuses occurrences filoniennes ou stratiformes dans différentes formations des Pyrénées, mais c'est surtout *la province paléozoïque* (Ordovicien et Dévonien inférieur) des Pyrénées centrales qui présente une importance économique. Plusieurs mines ont produit d'un à plusieurs millions de tonnes de minerai à Zn (Pb) : secteur de Pierrefitte - Estaing et Bentaillou en France, mines de Liat et Bosost en Espagne. D'autres petites mines ont fait l'objet d'exploitations sporadiques (quelques dizaines de milliers de tonnes) : Argut, Pale de Rase, Pale Bidao etc... En outre, des recherches minières importantes ont été récemment effectuées ou sont en cours dans plusieurs secteurs : Carboire, Hospice de France et le Nerbiou (Fig. 2).

Ces minéralisations, surtout stratiformes, se localisent à plusieurs niveaux stratigraphiques soit dans l'Ordovicien supérieur soit dans le Dévonien inférieur. Elles se présentent sous forme d'amas plus ou moins concordants ou de couches de grande extension (plusieurs kilomètres). Dans l'Ordovicien, des minéralisations sécantes (filons, stockwerks) sont parfois plus ou moins associées aux concordantes et, comme cela a pu être montré à Pierrefitte (Bois & Pouit, 1976), leurs mises en place sont pénécontemporaines. Les remobilisations, en dépit de la tectonique (au moins deux phases de plissement) et du métamorphisme (épi- à mésozonal), sont faibles ou inexistantes, exception faite du cas où les niveaux porteurs sont coupés par des granites hercyniens connus dans les secteurs d'Aulus (De Gramont, 1962) et d'Arre - Anglas (Reyx, 1973).

En dépit de différences portant sur le caractère plus stratiforme et la plus grande abondance en baryum (Froelich, 1970) des minéralisations du Dévonien inférieur, toutes les concentrations minéralisées du Paléozoïque présentent un air de parenté qui se traduit dans le « faciès » des minerais : bancs ou rubans massifs de blende avec plus ou moins de pyrite - pyrrhotite et peu de Cu, association avec une gangue de quartz (chert), chloritite et carbonates (Fe, Mg), rapport zinc - plomb de 4 à 1, minéraux traces de Ni, Co, Sn, Ge etc... En revanche, la lithologie des formations encaissantes, bien qu'assez souvent carbonatée, est variable : grès, siltites, conglomérats, volcano-sédimentaire etc...

Toutes ces minéralisations sont rapportées à un type volcanogénique, mais avec des liens plus ou moins étroits avec les zones à manifestations volcaniques (Pouit, 1978). Leur caractère commun est de provenir d'un hydrothermalisme contemporain de la sédimentation, en relation probablement génétique avec le volcanisme. Il semble que le jeu de failles synsédimentaires, favorisant la circulation des solutions hydrothermales, joue un rôle important dans la localisation des concentrations. Ce rôle est soit direct, la minéralisation se déposant dans et près de ces failles, soit indirect, par ses effets dans le bassin de sédimentation avec des pièges pour les concentrations. C'est seulement comme à Pierrefitte ou dans certains niveaux minéralisés du Dévonien que des manifestations volcaniques sont associées à la tectonique synsédimentaire.

2.2. Manganèse (Lougnon, 1956)

Bien qu'il n'existe plus aucune mine exploitée, les Pyrénées ont fourni une part importante de la production française de manganèse grâce au gisement de

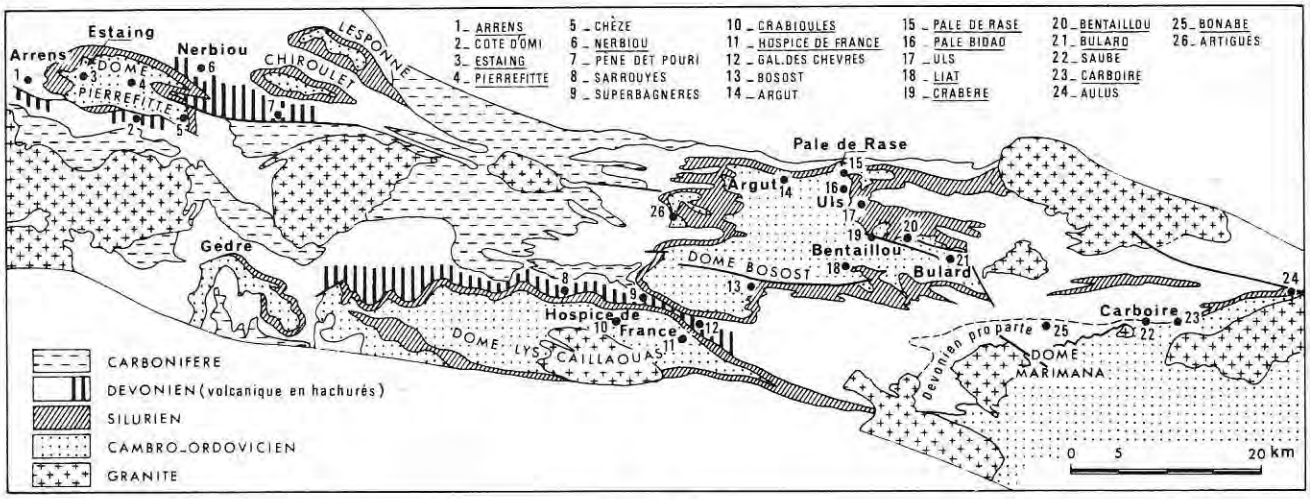


Figure 2

Localisation des gîtes de Pb-Zn dans les Pyrénées

Pb-Zn deposits of the Pyrenees

Las Cabesses dans l'Ariège (2e producteur avec 180 000 t de minerai à 40-45 % Mn). Ce gisement appartient à une province dévono-dinantienne qui s'étend de la Montagne Noire aux Pyrénées où l'on connaît un grand nombre d'occurrences et de petits gisements (quelques milliers à dizaines de milliers de tonnes). Outre cette province, citons aussi la base du Secondaire (Permo-Trias à Rhétien) où l'on connaît deux petits gisements (Montels, Itxassou).

2.2.1. *La province dévono-dinantienne*

Toutes les minéralisations sont localisées dans une bande étroite de terrain constituée du sommet du Dévonien et de la base du Dinantien. Elles se présentent sous forme de couches, d'amas, ou de remplissage de poches constituées de carbonates et silicates de manganèse oxydés en surface. On distingue deux districts dans les Pyrénées.

— *District de l'Ariège.* Il contient le gisement le plus important de la province (Las Cabesses) où la minéralisation se présente en amas ou poches dans les calcaires famenniens (« calcaire griotte »). Le minerai oxydé en surface (wads, psilomélanes, manganèse) passe en profondeur à un protore constitué surtout de carbonates (rhodochrosite, mangano-calcite) avec de la hausmannite; ce protore est recoupé par des veines à rhodochrosite, rhodonite, freidélite et grenat, avec, au contact, des sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) avec Au et Ag. La production totale de ce district qui contient, outre Las Cabesses, plusieurs autres petits gisements, a été de 230 000 t.

— *District de Haute-Garonne et Hautes-Pyrénées.* Plusieurs gisements groupés surtout dans les vallées d'Aure et du Louron ont produit environ 90 000 t d'un minerai assez siliceux. Les minéralisations sont encaissées dans des assises schisteuses ou quartziteuses au voisinage du contact dévono-dinantien. Elles se présentent sous forme de couches lenticulaires plissées, associées à des cherts parfois pyriteux, et elles sont constituées de silicates et carbonates de Mn en proportion variable, avec de la pyrolusite d'oxydation en surface.

Le gîte d'Usclat, dans la Haute Vallée de la Garonne, est un jalon entre ces deux districts. Il est encaissé aussi dans des calcaires « griottes » du Famennien et il se caractérise par sa plus haute teneur en fer et phosphore. Enfin, quelques indices de même âge sont connus dans les Pyrénées-Orientales. On peut considérer toutes ces minéralisations comme sédimentaires, plus ou moins modifiées (surtout minéralogiquement) par le métamorphisme (PERSEIL, 1968).

2.2.2. *La province permo-triasique à rhétienne*

Il s'agit de minéralisations dans les assises gréso-conglomératiques rouges de la base de la couverture sur le socle primaire. À Montels (Ariège), des imprégnations de manganèse, pyrolusite et braunite forment le ciment d'un conglomérat. Ici aussi, il s'agit de minéralisations sédimentaires.

2.3. NICKEL (P. MONCHOUX)

Deux particularités caractérisent la distribution du nickel dans les Pyrénées :

— l'existence d'anomalies géochimiques locales, liées à des roches éruptives basiques pour la plupart issues du manteau;

— l'absence de concentrations de minéraux nickélifères pouvant donner lieu à exploitation.

Les teneurs en nickel de ces roches basiques sont fonction croissante de leur teneur en magnésium et l'on pourra distinguer, par teneurs décroissantes en magnésium, les lherzolites et les cortlandites.

Les lherzolites. Une trentaine de petits massifs de lherzolite affleurent tout le long de la chaîne pyrénéenne, à proximité de la faille nord-pyrénéenne, soit, pour la plupart, dans la zone mésozoïque métamorphique, soit exceptionnellement dans le socle catazonal.

La teneur en nickel des lherzolites, de l'ordre de 0,30 % NiO en moyenne, varie avec l'abondance de l'olivine dans la roche (50 à 80 %). En effet, le nickel entre dans la composition de trois groupes de minéraux :

— les silicates, le minéral le plus nickélifère étant l'olivine (0,40 % NiO) suivi de l'enstatite (0,10 %) et du diopside (0,05 %);

— les oxydes, les spinelles renfermant de 0,20 à 0,60 % NiO mais formant en général moins de 5 % de la roche;

— les sulfures qui se groupent en petites plages interstitielles généralement polyphasées, très dispersées dans la roche. Exceptionnellement ont été rencontrés des bancs centimétriques enrichis en sulfures nickélifères dans une dunite, la teneur de ces bancs atteignant 0,55 % NiO. Mais, plus généralement, on constate que les zones les plus riches en sulfures sont les plus riches en pyroxènes, si bien que la teneur globale en nickel est plus faible. Le sulfure nickélifère le plus abondant est la pentlandite, accompagnée d'autres espèces plus rares ou exceptionnelles : pyrrhotite (pauvre en Ni), bravoïte, violarite, mackinawite, skutterudite, millérite.

Dans les lherzolites serpentinisées, le nickel entre dans les minéraux de la serpentine, très peu dans la magnétite. La garniérite est exceptionnelle.

Les cortlandites. Ces roches forment des amas de dimensions très réduites, en divers points de la chaîne pyrénéenne, soit en enclaves dans des diorites ou granodiorites (massifs de Quérigut, des Albères...), soit dans la zone mésozoïque métamorphique, dans un contexte analogue à celui des lherzolites (étang de Lherz, Argein, Moncaup, Bagnères-de-Bigorre...). L'olivine étant souvent peu abondante par rapport aux autres phases

(pyroxènes, amphiboles, micas, plagioclases), les teneurs en nickel (0,15 % NiO) sont surtout dues à la relative richesse en sulfures, principalement pentlandite et pyrrhotite, qui forment des plages atteignant plusieurs mm de diamètre. Les autres sulfures de nickel, plus rares, sont la millérite et la mackinawite.

Autres roches basiques. Des teneurs peu élevées en nickel sont à noter dans les ophites (0,02 % NiO).

Des recristallisations en sulfures de nickel (millérite, gersdorffite, violarite) observées dans un ensemble filonien traversant le granite de Gèdre, sont attribuées au lessivage d'une roche filonienne basique, elle-même appauvrie en nickel.

2.4. Fer (J.-P. Fortuné)

Le fer, exprimé sous forme de carbonates (sidérite-ankérite), d'oxydes (hématite-magnétite) ou de silicates (chlorites) forme des concentrations, généralement de faible importance économique, localisées essentiellement dans les formations paléozoïques (Fig. 3), excepté quelques indices qui apparaissent dans le Trias et dans le Lias.

2.4.1. *La sidérite en amas stratoïdes ou en filons* est fréquemment associée spatialement aux gîtes de magnésite (connexité souvent signalée par les métallogénistes européens) puisqu'on les rencontre dans le Pays Basque français (Massif des Aldudes) et dans les Pyrénées-Orientales (Massif du Canigou).

Les sidérites en amas stratoïdes forment trois groupements importants, deux situés en France, l'autre en Espagne.

— La « ceinture ferrifère » du Canigou est constituée par un chapelet de gîtes, s'étendant sur une quarantaine de kilomètres et encaissés dans les formations dolomitiques cambriennes de la série de Canaveilles, transgressives sur le socle gneissique. La plupart de ces gîtes ont fait l'objet d'exploitations; un seul, Batère, est actuellement en activité. Cette ceinture représente un stock métal de l'ordre de 10 MT de Fe.

— Le groupe Rancié (Vicdessos) - Château-Verdun - Lassur dans la partie ariégeoise, est représenté par des gîtes alignés sur 20 km en direction E-W, dans un horizon carbonaté (calcaire et dolomie) du Dévonien inférieur. Ces gîtes, activement exploités dans le passé, ont fourni un stock de l'ordre de 5 MT.

— La province de Bilbao, la plus importante (100 MT) où la sidérite est associée à des calcaires à *Toucasia* de l'Urgonien.

Accessoirement, on peut citer les gîtes de Riverenert (Ariège) et de Baburet près d'Argelès-Gazost, encaissés dans les calcaires du Dévonien inférieur, du Puymorens (Pyrénées-Orientales) localisé dans des carbonates de l'Ordovicien, et d'Esparros (Hautes-Pyrénées) situé dans les calcaires liasiques et triasiques au contact du massif granitique de la Barousse.

Les niveaux porteurs sont donc d'âges très variés : Cambrien, Ordovicien, Dévonien, Lias et Urgonien.

Le fait que ces gisements présentent en commun un certain nombre de caractéristiques (intense fracturation, contacts souvent discordants entre la sidérite et l'encaissant, auréole d'ankérite autour des amas de sidérite, filon de sidérite dans le socle, magmatisme proche) a longtemps privilégié une interprétation métasomatique : substitution des carbonates par des solutions endogènes riches en fer (Guitard, 1970; Chevalier, 1974).

Cependant des études, réalisées notamment sur les districts du Canigou, de Bilbao ainsi que sur les gîtes d'Esparros et de Vicdessos, ont démontré l'existence (Soubias, 1972; Raymond, 1974; Carpentier, 1977) :

— de véritables couches de sidérite et/ou d'ankérite, parfaitement concordantes avec les formations encaissantes et portant la marque des mêmes déformations,

— de trois types de minerai, l'un à grains fins (de l'ordre de 10 µ à 500 µ), constitutif des couches, un autre spathique (de l'ordre de 500 µ au cm) caractéristiques des amas et des filons et situés principalement dans l'emprise même des fractures; un troisième, enfin, bréchique au sein des amas, constitué par des éléments de sidérite identique à celle des couches et par un ciment de sidérite spathique. Ces observations conduisent à émettre l'hypothèse d'une sédimentation carbonatée de plate-forme à tendance ferrugineuse suivie d'une remobilisation liée aux actions tectoniques et dépôt dans les fractures. Deux sources possibles, probablement complémentaires, sont envisagées pour le fer; une origine continentale, par érosion d'un continent ferralitisé, ou une migration du fer sous forme de complexes (ferrosiliciques, ferrohumiques, chelatés) complété par un apport volcanique (Canigou, Ariège, Hautes-Pyrénées).

Les sidérites filoniennes apparaissent tout au long de la chaîne avec néanmoins quelques groupements de forte densité :

— les Aspres où la sidérite est associée à du quartz et à des sulfures de fer, de cuivre, de plomb et de zinc, parfois aurifères (Glorianes);

— Le massif de la Carança, séparé du Massif du Canigou par le grand accident Mantet-Fillols, qui abrite deux filons proches des concentrations stratoïdes de la Province du Canigou;

— Les massifs nord-pyrénéens de l'Arize, du Saint-Barthélemy et des Trois Seigneurs (Ariège) où la sidérite est associée à des sulfures de fer, de cuivre, d'argent, parfois à de la fluorine;

— Les massifs des Aldudes, de la Rhune et de l'Aya (partie occidentale de la chaîne) avec des filons à paragenèse diverse : sidérite seule (Ousteléguy), sidérite-quartz-sulfures de cuivre (Ainhoa-Banca-Amistad), ou sidérite-fluorine-plomb-zinc (Modesta-Oportuna).

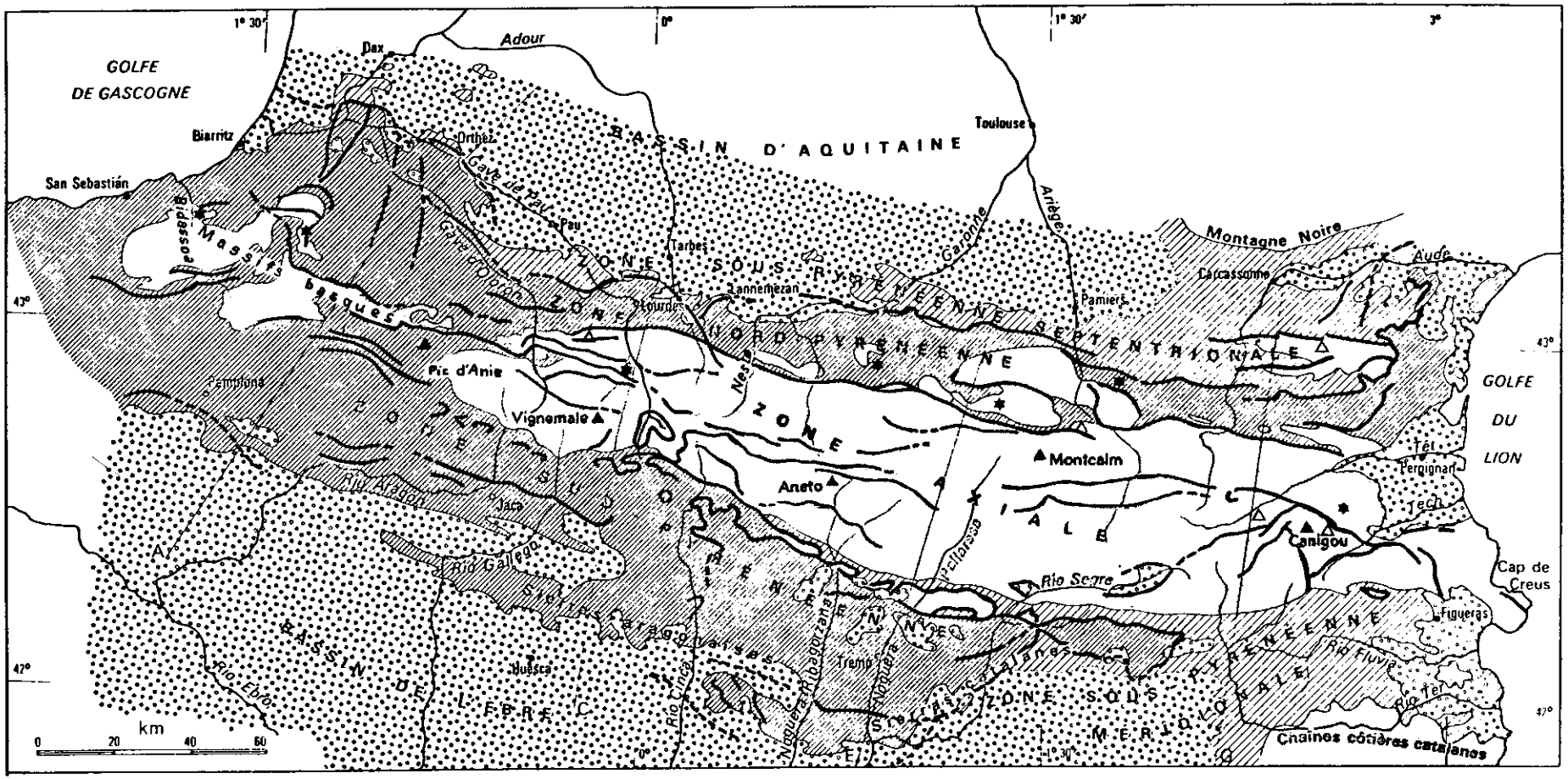


FIGURE 3

Principaux gisements de fer des Pyrénées. △ Amas stratoïdes. ★ Filons de sidérite

Main iron deposits of the Pyrenees. △ Stratified masses. ★ Siderite veins

Les études réalisées sur les sidérites filoniennes du massif de la Aya (BRIÈRE, 1972) permettent de leur attribuer un âge stéphanien-pyrénéen et d'envisager une liaison génétique avec le manteau supérieur, lors des phénomènes de distension profonde connus à l'Hercynien et à l'Eopyrénéen, comme en témoigne la présence de minéraux de Ni-Co.

2.4.2. *Les oxydes de fer* (hématite et magnétite) ou hydroxydes (goethite) ont été, dans le passé, activement exploités dans la plupart des gîtes de sidérite en amas stratoïdes (Rancié, Canigou, Bilbao); ils découlaient de la transformation des carbonates primaires sous l'effet de contraintes mécaniques ou d'altérations superficielles. En outre des concentrations d'hématite lamellaire (oligiste micacé) sont connues en l'absence de toute trace de carbonate dans les niveaux triasiques et liasiques; on les observe soit en niveaux stratiformes, l'hématite cimentant une brèche sédimentaire dont les éléments sont de nature volcanique (Tuffs) à Esparros, soit dans les fractures, au contact d'un socle granito-gneissique (Massif de Milhas) et de sédiments triasiques et liasiques, ou affectant des ophites (THIÉBAUT, 1960). Les auteurs s'accordent pour lier le fer au magmatisme liasique; l'hématite découlant d'une évolution de goethite sous l'effet des contraintes mécaniques.

2.4.3. *Les silicates de fer* sous forme d'oolite chloriteuse (berthiérite) forment des couches de 1 à 2,5 m de puissance au sommet du Couvinien et à la base du Givétien du massif des Aldudes et de la bordure orientale du massif du Cinco-Villas (Pays Basque) QUÉMENEUR, 1974). Les couches ont été exploitées ainsi que les schistes qui les encaissent. Ces derniers sont en effet des chloritoschistes composés essentiellement de chlorite ferrugineuse, de quartz et de calcite; ils renferment 25 à 30 % de fer; d'une puissance de 100 m, ils représentent une énorme réserve à basse teneur.

2.5. *Tungstène* (A. AUTRAN et F. TOLLON)

Ce métal est fréquent dans les Pyrénées où les plus fortes concentrations sont associées à des granites hercyniens; il est exploité à Salau (Ariège), l'un des principaux producteurs européens.

La mise en évidence des premiers indices de scheelite ($CaWO_4$) des Pyrénées date des années 1955 (Congrès industrie minérale 1956, GUITARD) avec la découverte de *scheelite associée à des skarns* au nord du granite de Cauterets (Estaing) et dans les Pyrénées-Orientales. Depuis cette époque, la prospection a mis en évidence une cinquantaine d'indices notables de ce minéral dont les principaux sont situés sur la Fig. 4. Les plus importants sont toujours du type skarn à scheelite situé à proximité immédiate d'un massif granitique.

Le seul gisement reconnu économique, celui de Salau, est exploité depuis 1971. Il contient 10 000 tonnes de WO_3 dont la moitié déjà exploitée a une teneur moyenne de 1,25 % WO_3. Ce tonnage est réparti en de nombreux amas de forme complexe plaqués contre le contact du granite de la Fourque, petit stock composite de 1 km² qui perce une série calcaréo-pélitique de l'Ordovicien supérieur (DERRE, 1978). Le gîte de Costabonne est, lui, dans des skarns moins ferrifères et pauvres en sulfures, formés dans des dolomies du Cambrien basal au contact du granite de Costabonne. Le tonnage reconnu atteint 800 000 tonnes à 0,35 % WO_3, soit 2 800 tonnes de W, dont 600 tonnes dans une colonne riche à 1 % WO_3. Au NW du granite de Cauterets, un bel indice (Pic des Tourettes) a fait l'objet d'une étude préliminaire et ressemble beaucoup à Salau; il est situé dans des calcaires du Dévonien inférieur. On constate donc que l'âge de l'horizon carbonaté où se développe le skarn est quelconque.

Ces granites sont d'âge Westphalien (300 à 280 MA)

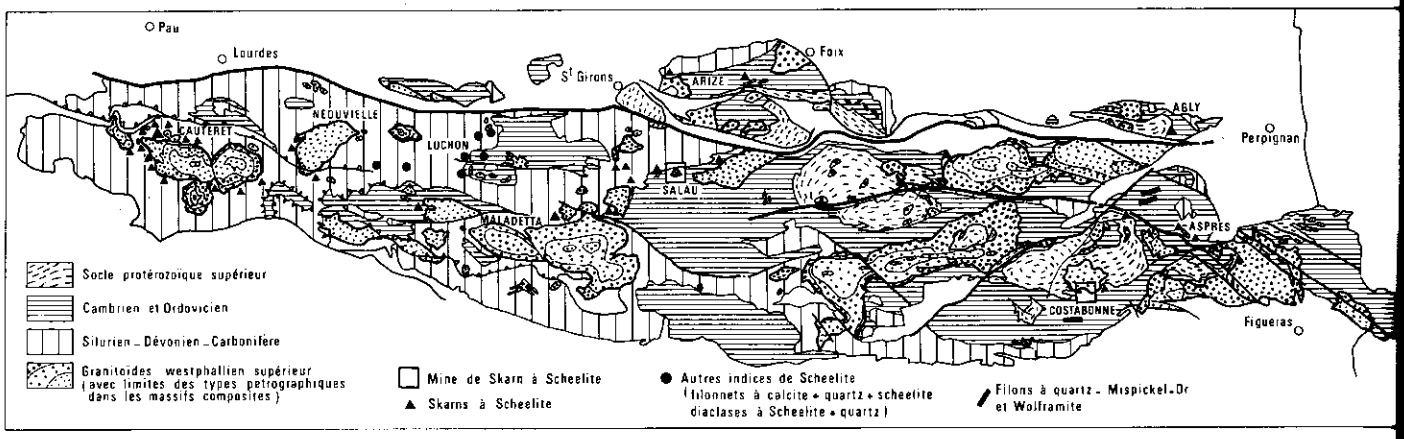


FIGURE 4

Principaux indices de scheelite des Pyrénées

Main scheelite deposits of the Pyrenees

et correspondent à un magmatisme calco-alcalin synorogénique. La genèse des skarns a été particulièrement approfondie par SOLER (1977), FONTEILLES *et al.* (1969) et GUY (1979). D'autres indices de scheelite sont connus dans la Haute-Garonne et l'Ariège dans de petits filonnets de quartz des schistes noirs siluriens, ordoviciens ou dévoniens (région de Luchon) et dans les micaschistes à biotite du Cambrien du Massif de l'Arize (TOLLON *et al.*, 1967); ce type s'apparenterait à des ségrégations métamorphiques. On peut constater qu'ils apparaissent dans la zone à Paléozoïque moyen volcanique où les indices stratiformes de métaux de base sont abondants.

2.6. OR (F. TOLLON)

Ce métal, bien qu'ayant donné son nom à une région des Pyrénées (Ariège), n'a été exploité que par orpaillage en alluvions de l'antiquité au 19e siècle, dans le lit vif de l'Ariège, du Salat et de la Garonne. Les ruisseaux les plus aurifères sont ceux qui drainent le piémont fini-tertiaire – début Quaternaire entre l'Ariège et le Salat (50 km en E-W).

Des filons à or, mispickel, bismuth, scheelite et wolframite (rares) avec quartz et sidérite sont peu nombreux et localisés dans la série cambro-ordovicienne à volcanisme acide des Pyrénées orientales françaises (Glorianes, Serrabonne, Aspres) et espagnoles (région de Ribas de Fresser, Setcases, Gerona).

Ces districts aurifères ont des caractéristiques paragénétiques et lithologiques les rapprochant du district aurifère de Salsigne situé au sud du Massif Central.

2.7. FLUORINE ET BARYTINE (J. LHÉGU)

La fluorine est surtout présente dans les niveaux carbonatés de la série de Canaveilles attribuée au Cambrien, mais c'est seulement dans le district du Canigou (Mines d'Escaro et de Sahorre) qu'elle présente une importance économique (1,5 Mt, 22 % de la production française et 13 % des réserves). Il s'agit d'amas déformés et peut-être remobilisés lors d'une phase de néotectonique (HUARD, 1972).

Les autres occurrences connues sont d'importance secondaire : Mas Pachette (Pyrénées-Orientales), toujours dans la série de Canaveilles, le Pourtalet (Pyrénées-Atlantiques) avec des filonnets et des petites lentilles dans des calcaires silicifiés tournaisiens, Barcugnasses et La Gela (Hautes-Pyrénées) où la fluorine est associée à des sulfures Zn-Pb sous forme de filons dans le Paléozoïque, enfin plusieurs indices filoniens dans le Trias du Pays Basque.

Un important gisement de barytine (Arrens, Hautes-Pyrénées), avec des traces de fluorine, fait partie de la province volcano-sédimentaire à métaux de base du Paléozoïque. La minéralisation stratiforme (barytine et celsianite), au contact de calcaires et de siltites du Dévonien inférieur, s'étend sur plusieurs kilomètres et elle passe latéralement au zinc ou à des quartz stériles. Ce gisement montre beaucoup d'analogies avec Meggen dans le Harz d'Allemagne; il a produit quelques dizaines de milliers de tonnes mais ses réserves potentielles sont d'au moins 10 Mt. Signalons encore la mine de Montjara où des filons lenticulaires sont exploités dans le Trias inférieur.

2.8. MAGNÉSIUM (J.-P. FORTUNÉ)

Différents types de concentrations magnésiennes sont connus dans les Pyrénées :

— talcs, localisés essentiellement dans la partie orientale et plus précisément à l'est d'un méridien passant par St.-Girons;

— produits phylliteux, connus sous le terme de « terres blanches », apparaissant au contact ophites-sédiments triasiques;

— magnésites avec deux groupements, l'un dans les Pyrénées-Orientales avec une seule occurrence, le gîte de Montner, l'autre dans la partie occidentale de la chaîne avec les gîtes du Pays Basque tant espagnol que français.

Les *gîtes de talc*, d'importance diverse, bien que situés dans des contextes géologiques très différents, présentent de grandes analogies. L'un d'entre eux, Trimouns (Luzenac), est à l'échelle mondiale, trois autres ont été le siège de petites exploitations (La Bajol (Espagne), Reynés, Corneilla de Conflent, Caillau). Ils se situent dans les formations paléozoïques au contact de roches carbonatées magnésiennes (calcaires dolomitiques, dolomies) et de roches silico-alumineuses de nature variée, métamorphique ou granitique; ils appartiennent ainsi au type dit « associé à des roches carbonatées ». En outre, ils apparaissent toujours dans l'emprise d'accidents cassants ou chevauchants d'âge hercynien qui, en créant des conditions nouvelles de porosité et de perméabilité, ont facilité l'action de fluides hydrothermaux. Le talc est associé à des proportions plus ou moins grandes de chlorite dont la nature est étroitement contrôlée par la composition des roches silico-alumineuses (granites, pegmatites, micaschistes à biotite, séricitoschistes), et cela implique une métasomatose magnésienne. Lors de ces phénomènes métasomatiques, une quantité importante de silice a pu être libérée dans les solutions qui, par réaction sur les dolomies, donnaient naissance aux concentrations les plus importantes de talc; cette réaction s'accompagnait d'une libération de calcium, précipité en partie sous forme de calcite, visible dans tous les gîtes.

L'origine du magnésium reste énigmatique en l'état actuel de nos connaissances et pourrait être recherchée dans un lessivage de dolomies profondes ou de roches ultrabasiques (lherzolites), bien connues dans la chaîne des Pyrénées.

Les *concentrations de « terres blanches »*, de faible importance économique, jalonnent les pointements de roches triasiques sur l'étendue de la chaîne pyrénéenne. Elles sont constituées par un mélange intime de talc, de chlorite, de vermiculite, de vermiculite-chlorite, de smectite et de feldspath alcalin. Leur composition chimique permet de les faire dériver des argiles du Trias par apport sélectif de Mg lié à la mise en place tectonique d'une roche basique le long de fractures profondes. Elles représentent un témoin supplémentaire de l'importance du phénomène magnésien dans les Pyrénées, en liaison possible avec les roches mantelliques (GARCIA *et al.*, 1977).

Les *gîtes de magnésite* du versant français des Pyrénées ont fait l'objet de travaux de recherche, mais ne sont pas exploités; par contre le gisement d'Asturetta-Arteriaga (Eugui), sur le versant espagnol, est à l'échelle mondiale et fait l'objet de travaux d'exploitation (ordre du milliard de tonnes).

Le gîte de Montner est encaissé dans une lentille carbonatée, d'âge Cambrien, au sein de micaschistes de la série de Canaveilles. Il se présente sous la forme d'un amas stratoïde dans des dolomies, avec cependant des contacts discordants à l'échelle métrique. Les études géologiques et minéralogiques (mise en évidence de plusieurs générations de dolomite, isotopes du C et de l'O) militent en faveur d'une substitution épigénétique de carbonates primaires par des solutions magnésiennes lors de la phase ultime des mouvements hercyniens (GUITARD, 1971).

La province à magnésite du Pays Basque se compose, outre le gîte d'Eugui, d'un ensemble de petits indices échelonnés sur 80 km de long. Les gisements se répartissent en deux ensembles suivant l'âge des formations qui les renferment :

— Primaire du massif des Aldudes, Dévonien et Namurien avec respectivement les gîtes d'Iputchen-Epeleko (0,1 Mt), Sabuchar-Paradar (1 Mt) et d'Eugui;

— couverture triasique, Muschelkalk avec les indices de St.-Michel, Larrau, St.-Engrâce.

Tous sont situés dans des niveaux carbonatés (dolomies noires) et affectent une forme lenticulaire (amas stratoïdes) ou stratiforme (Eugui). Les corps minéralisés comprennent en général un cœur de magnésite entouré d'une auréole de dolomite. La magnésite, généralement spathique, à cristaux tendant vers un faciès pinolithique est associée à des matières carbonées à caractère sapropélique.

La répartition stratiforme des différents faciès de magnésite au sein des corps minéralisés semble refléter la lithologie des roches encaissantes et prouve un remplacement postérieur d'un sédiment carbonaté dont subsiste encore la trame.

Malgré le caractère localement discordant de la magnésite sur les dolomies encaissantes et la présence de filons de faible puissance et ne s'écartant guère des amas, les auteurs s'accordent généralement pour proposer une origine diagénétique, peut-être partiellement syngénétique pour ces gisements. Ils correspondraient à des dépôts en milieu confiné, soit franchement évaporitique (Trias), soit pénésalin (Dévonien) (QUÉMENEUR, 1974).

2.9. PHOSPHATE (M. SLANSKY)

Il est étroitement associé au manganèse, avec une aussi grande extension de la Montagne Noire aux Pyrénées, et il se situe à la base du Dinantien dans des schistes noirs et lydiennes avec des nodules phosphatés. Cette formation phosphatée de grande extension a donné lieu à d'assez nombreuses tentatives d'exploitation au début du siècle, en particulier dans des départements de l'Ariège (Las Cabesses, La Bastide-de-Sérou, Castelnau-Durban) et de la Haute-Garonne (Cierp qui a produit 140 000 t entre 1900 et 1930).

L'épaisseur de la formation varie de 1 à 20 m, mais la partie la plus riche se situe vers la base et sa puissance ne dépasse pas quelques décimètres à 2 m. Les nodules sont sphériques ou aplatis parallèlement à la stratification; ils ont généralement quelques centimètres dans leur plus grande dimension mais peuvent atteindre, voire dépasser, 10 cm et ils peuvent être inclus aussi bien dans les schistes que dans les lydiennes. D'après les statistiques anciennes, les teneurs pour le tout venant et les nodules étaient respectivement de 20-25 % et de 35 % P_2O_5. Quelques contrôles récents montrent qu'ils sont en général voisins de 6 – 10 % pour le tout venant et 25 % pour les nodules.

Compte tenu de son extension latérale, le Dinantien des Pyrénées (et de la Montagne Noire) contient des réserves considérables de phosphates. Toutefois, indépendamment des problèmes d'utilisation non résolus, ce minerai présente des difficultés d'exploitation à grande échelle par sa dureté et la tectonique de la formation qui le contient.

2.10. ALUMINIUM (J.-P. FORTUNÉ)

L'aluminium est essentiellement représenté sur la bordure du massif de l'Arize (Ariège) par des bauxites qui s'intercalent entre un mur calcaréo-dolomitique d'âge kimméridgien et un toit de calcaires urgoniens, d'âge de plus en plus récent vers le nord et vers l'est. Entre la bauxite et l'Urgonien, on observe parfois de minces lits de lignites. Le niveau à bauxite, exploité de façon sporadique pour la fabrication d'abrasifs et de ciments alumineux, affleure sur une quarantaine de km en direction E-W (COMBES, 1969; GOUT *et al.*, 1977).

Les bauxites se sont formées sur la marge sud du Craton Toulousain émergé depuis le Kimmeridgien; au nord s'étendait un vaste continent exondé depuis l'oro-

genèse hercynienne, tandis qu'au sud se trouvait un domaine marin peu profond, siège d'une sédimentation carbonatée de type plate-forme.

Dans tous les gisements, les principaux minéraux sont la boehmite ou le diaspore, avec localement du corindon, de la goethite, de l'hématite, de l'hydrargillite, des sulfures de fer (pyrite, marcasite) et des oxydes de titane (rutile et anatase).

Les bauxites constitueraient le résidu d'altération sous climat ferralitisant de sédiments argilo-marneux entraînés par les eaux de ruissellement et accumulés en milieu littoral laguno-marécageux ou sur des bordures récifales. Le lessivage par descensum de la silice des silicates d'alumine (kaolinite, illite), bien visible dans la partie supérieure des couches d'argilite, aurait conduit à la formation d'hydrargillite. Puis sous le poids des sédiments, et par élévation de température liée au gradient géothermique, l'hydrargillite aurait donné naissance à la boehmite qui se serait transformée en diaspore sous l'effet de contraintes tectoniques (GOUT, 1978).

2.11. BERYLLIUM et LITHIUM (F. FONTAN)

Le beryllium est surtout exprimé sous forme de béryl, plus rarement de chrysobéryl; 12 indices de béryllium, répartis le long de la chaîne, du Pays Basque à la Catalogne, sont actuellement recensés. Huit de ces indices figurent sur la carte des gîtes minéraux de la France au 1/320 000 (feuille de Toulouse, 1962) : Massif du Labourd, Pic du Midi-de-Bigorre, Val de Burbe (Val d'Aran), Mont Fourcat (Massif du St.-Barthélemy), Oriège (Massif de l'Aston), Prat de Valaguer (Massif de la Carança), Fenouillet (Massif de l'Agly) et Canigou; puis quatre autres ont été signalés en Ariège par DE GRAMONT *et al.* (1967) dans les massifs de l'Hospitalet, de l'Arize, des Trois Seigneurs et de l'Aston.

Ces minéralisations en béryllium, toujours sporadiques, se rencontrent essentiellement dans de petits affleurements de pegmatites, à l'exclusion du chrysobéryl des albitites de l'Agly (FONTEILLES, 1970). Les cristaux de béryl sont généralement de couleur bleue à vert bleuté, de petite dimension, encore qu'à la Peyre Auselère (Massif des Trois Seigneurs), certains prismes de 20 cm et plus aient été signalés. Dans les massifs d'Aston, des Trois Seigneurs et de l'Arize, le béryl et le chrysobéryl pour le Massif de l'Arize (FONTAN *et al.*, 1972), sont associés à de nombreux minéraux rares, tel que phosphates lithiques et sodiques, niobite, tantalite, tapiolite, zircons, zircons hafnifères, spinelles s. s. et des sulfures (FONTAN *et al.*, 1976 et FONTAN, 1978). Les pegmatites à béryl de ces trois derniers massifs sont encaissées dans des micaschistes à andalousite et sillimanite, et toujours associés à de petits massifs de granite acide à muscovite.

Le lithium n'a été signalé que récemment (DE GRAMONT *et al.*, 1968). Actuellement, il est connu de la Haute-Garonne aux Pyrénées-Orientales. Cet élément est exprimé soit sous forme de chlorite lithique, la cookéite (Li_2O; 2,60 %), soit sous forme de phosphate lithique de la série de la triphylite (Li_2O; 9,0 %). Le lithium a également été signalé dans la source thermale du Boulou (Pyrénées-Orientales).

La cookéite a été découverte en Ariège (Arcouzan, Hoque Rabbé, Ossese) et en Haute-Garonne (Coulédoux, Saudède) (ORLIAC *et al.*, 1971). Elle se rencontre toujours dans des filonnets encaissés dans des schistes et calcaires dévoniens; elle est associée à du quartz, de l'ankérite, de la chlorite, de la séricite, de la calcite et de la pyrite.

Les phosphates de la série triphylite ont été, mais toujours en très faible quantité, signalés en Ariège, dans les pegmatites des Massifs d'Arize, d'Aston et des Trois Seigneurs (DE GRAMONT *et al.*, 1968; FONTAN *et al.*, 1970; FONTAN, 1978) et dans celles du Massif des Albères (Pyrénées-Orientales) (FONTAN *et al.*, 1970).

La situation géologique et les associations minérales sont les mêmes que celles déjà décrites pour le béryllium dans les massifs d'Arize, d'Aston et des Trois Seigneurs.

3. — LA MONTAGNE NOIRE

(J.-P. FORTUNÉ et F. TOLLON) *

3.1. ESQUISSE GÉOLOGIQUE

La Montagne Noire, au sud du Massif Central, forme un édifice orienté ENE-WSW, s'étendant sur 90 km et limité à l'ouest et au sud par les formations tertiaires du Bassin d'Aquitaine et du Bas-Languedoc, à l'est par les terrains permotriasiques des bassins de Lodève et de St.-Affrique.

Des critères lithologiques, tectoniques et métamorphiques permettent de distinguer quatre ensembles : la zone axiale, les versants nord et sud et l'Albigeois cristallin.

3.1.1. *La zone axiale* forme un vaste hombement comprenant les unités suivantes :

— micaschistes et gneiss, avec quelques intercalations lenticulaires de gneiss à silicates calciques et d'amphibolites, représentant les niveaux structuraux les plus profonds; leur âge serait Précambrien supérieur;

— gneiss œillés à phénocristaux de feldspaths potassiques, considérés pour la plupart comme des orthogneiss dérivant de granites prétectoniques;

* Pour tout complément à cette esquisse géologique et métallogénique, se reporter aux essais de synthèse sur « les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure Languedocienne » (bibliographie très importante) : AUBAGUE *et al.* (1977).

— gneiss œillés riches en biotite pouvant découler du métamorphisme de microgranites, d'ignimbrites.

À la périphérie de ces unités apparaissent des gneiss fins considérés comme issus du métamorphisme de métatuffs et métagrauwackes rhyolithiques.

Deux phases tectoniques majeures ont pu être identifiées, la première tangentielle avec foliation et schistosité de flux, la seconde à l'origine des grandes structures E-W. Les nombreux massifs de granites anatectiques (alcalins) se mettent en place au cours ou après la deuxième phase majeure.

3.1.2. *Les versants sud et nord* contrastent entre eux tant par le style de leurs structures hercyniennes que par la fourchette stratigraphique des terrains affectés.

Le versant sud est caractérisé par une série stratigraphique complète du Cambrien au Viséen. L'architecture correspond à un empilement de grandes nappes déversées au sud (ARTHAUD, MATTAUER & PROUST, 1967) aux flancs inverses bien conservés et replissés au cours de phases tardives. Le matériel des nappes est affecté au nord par un métamorphisme syntectonique.

On distingue à partir de la base :

— un autochtone relatif constitué par des Schistes X (probablement cambro-ordoviciens pour l'essentiel) qui forment, avec du Dévonien et du Viséen, la couverture des gneiss de la zone axiale;

— un para-autochtone formé de terrains ordoviciens à viséens apparaissant en plis couchés ou en têtes plongeantes;

— des nappes divisées en trois unités superposées, soit de bas en haut :

- l'unité des Monts de Faugères à matériel dévonien et viséen;
- l'unité du Mont Peyroux qui regroupe les nappes occupant la même position dans l'édifice : nappe du Minervois (matériel cambrien inférieur à viséen) à l'ouest, nappe du Mont Peyroux (matériel ordovicien, dévonien et viséen) à l'est;
- l'unité de Pardaillan à matériel cambro-ordovicien;

— des nappes de Cabrières, qui correspondent à des écailles d'Ordovicien et de Dévonien, mises en place tardivement, par gravité. L'originalité de leur matériel constitutif (faciès sédimentaires, phases d'épirogénie, volcanisme) indique une origine différente de celle des nappes sous-jacentes.

Le versant nord ne montre aucun terrain postérieur à l'Ordovicien inférieur, à l'exception du Silurien, localement présent en affleurements isolés sur le bord septentrional de la Montagne Noire, lors du passage aux séries épimétamorphiques de l'Albigeois. Les séries normales dominent nettement et les rares flancs renversés des grandes structures marquent un net déversement vers le sud-est. Deux massifs granitiques sont intrusifs dans les séries : le Mendic, d'âge cadomien, et le Folat, dont la mise en place a été datée à 290 ± 30 MA.

À l'est, deux phases principales de déformation sont connues :

— la première, tangentielle à plis isoclinaux NW-SE déversés au sud avec schistosité de flux subhorizontale;

— la deuxième engendre de grands plis ENE-WSW, redressés et déversés vers le SE, donnant une succession d'écailles (Mendic, Melagues, Fayet, Murasson).

À l'ouest, l'histoire tectonique est complexe :

— une première phase de déformation tangentielle à schistosité de flux et métamorphisme synschisteux ne provoque que des structures de faible ampleur.

— la deuxième est majeure et se traduit essentiellement par des plis de flexure avec cisaillement.

3.1.3. *L'Albigeois cristallin* couvre la moitié du département du Tarn, au nord-est de la Montagne Noire. Il est constitué par des formations paléozoïques d'âge cambro-ordovicien se divisant en trois ensembles : la série noire (Géorgien supérieur), la série verte (Acadien inférieur et moyen) et la série schisto-gréseuse de l'Albigeois cristallin *sensu stricto*. Les deux premières séries, essentiellement pélitiques, sont constituées par des schistes épimétamorphiques à séricite-chlorite, comportant plus ou moins de matière organique et renfermant des roches volcano-détritiques acides (blaviérites), tandis que les séries de l'Albigeois montrent des roches basiques.

Au sein de cet ensemble apparaissent :

— le massif de granite du Sidobre et son auréole de métamorphisme caractérisée par l'apparition de sillimanite, biotite, andalousite et plagioclases dans les séquences pélitiques, wollastonite, diopside, hornblende, épidote dans les séquences carbonatées;

— le dôme d'orthogneiss de Montredon-Labessonnié et son enveloppe de micaschistes à biotite; il représente un granite calco-alcalin repris par la tectonique hercynienne.

Ces terrains ont subi quatre phases de déformations souples; la première peu visible est suivie par une phase D_2 caractérisée par des plis isoclinaux N 60°-N 110° à schistosité plan axial S_2 de faible plongement; puis, au cours d'un serrage E-W, se développent des plis N-S à schistosité S_3 plan axial très redressée. Le granite du Sidobre se met en place entre les phases 2 et 3; enfin, lors d'une compression N-S apparaissent des ondulations de grande amplitude d'axe E-W.

Après l'orogenèse hercynienne, dont la fin est soulignée par la mise en place de granites alcalins et calco-alcalins, prend place un épisode de compression NW-SE donnant naissance à de grands décrochements sécants sur toutes les structures antérieures. Cette phase se déroule pendant le Stéphanien, en concomitance avec la sédimentation houillère; les décrochements peuvent être classés en 4 groupes suivant la direction, le sens et l'ampleur de leur mouvement :

E-W, dextre, de l'ordre de 30 km (sillons houillers);

NE-SW, dextre, kilométrique au nord de la Montagne Noire;

NNE-SSW à NE-SW, senestre, kilométrique, dans le versant sud;

NNW-SSE à NW-SE, senestre, kilométrique à déca-kilométrique.

Ces décrochements rejoueront en permanence et assureront divers contrôles :

— sur les bassins stéphaniens et permiens qui s'installent sur le tracé de ces décrochements;

— sur certains traits structuraux (faille et plis failles) de l'orogène pyrénéo-provençale qui empruntent les grands accidents tardihercyniens.

3.2. Provinces et districts minéralisés

La Montagne Noire renferme de nombreuses concentrations minérales qui ont fourni dès la plus haute antiquité des métaux : Fe, Au, Ag, Cu, relayés dans la première moitié du 20e siècle par Pb (Ag), Zn, As, Au. Les recherches très actives menées au cours de ces trente dernières années ont mis à jour de nouveaux gisements ou indices : Pb (Zn), W, U, As, Au, F, Ba, ou ont permis la reprise d'anciens gîtes. A ces métaux de base s'ajoute l'Al. Actuellement 7 mines sont en exploitation : Salsigne (Au, Ag, As, Bi, Cu), Mont-Roc, le Burc et Trebas (F), St.-Salvy (Zn), Font d'Arques (Ba) et Bédarieux (Al).

3.2.1. *Plomb – Zinc – Cuivre*

Des minéralisations stratiformes à Pb-Zn sont connues dans les formations cambro-ordoviciennes. Dans le versant nord, le sommet de la série noire (Géorgien terminal) renferme des niveaux gréso-carbonatés à blende disséminée (teneurs voisines de 1 %) sur des puissances centimétriques à métriques et se suivant sur plusieurs dizaines de kilomètres. La blende a été remobilisée dans des filons E-W liés aux déformations tardi-granitiques : c'est le gisement de St.-Salvy représentant 450 000 t de Zn et 400 t d'Ag (extrait + réserve) (Halfon & Rosique, 1973). Des indices de Pb-Zn sont également connus au NE et sur le versant sud de la Montagne Noire (Boyer & Routhier, 1958). Cependant il faut noter que la blende prédomine dans le versant N et NE alors que la galène est plus abondante dans le versant S et SW.

Ces minéralisations s'intègrent avec celles connues dans les Pyrénées, dans la ceinture Pb-Zn de la partie méridionale de l'Europe (Boyer & Routhier, 1974, Routhier, 1976).

Le cuivre est bien représenté dans les filons épithermaux à fluorine-sidérite de l'Albigeois cristallin; il est accessoire dans les filons quartzeux ou dans les amas barytiques des Monts de Cabrières; à Salsigne, il constitue un sous-produit de la récupération des métaux précieux.

3.2.2. *Or – Arsenic – Bismuth*

Le district aurifère de Salsigne est situé sur le flanc sud de la Montagne Noire et couvre une surface de 200 km^2. Le gisement de Salsigne en occupe le centre. Les minéralisations sulfo-arseniées aurifères se présentent (Tollon, 1969) :

— en couche (connue uniquement en travaux miniers) dans l'unité volcano-sédimentaire du sommet des Schistes X, très proche du contact avec les terrains des nappes paléozoïques;

— en filons N-S, régionalement répartis dans trois zones distinctes; Schistes X du Cabardès, contact Schistes X-Paléozoïque, nappes paléozoïques du Minervois. Le faisceau de filons N-S de Salsigne (Fontaine de Santé et Rameles) est encaissé dans une synforme paléozoïque et reste très proche du sommet des Schistes X.

Les paragenèses des minéralisations filoniennes s'organisent régionalement depuis les paragenèses hypothermales (molybdénite, scheelite, biotite) dans les Schistes X au contact du granite de Brousse, vers des associations du type mésothermal-épithermal dans les terrains paléozoïques plus méridionaux.

Les filons de Salsigne ont une paragenèse très étalée : biotite, mispickel, scheelite, or, bismuth, pyrite, pyrrhotite et sulfosels de Cu, Bi, Ag, Pb, Sb. Une zonalité minéralogique et géochimique filonienne s'organise autour du gisement de Salsigne, les minéraux se répartissant suivant des surfaces elliptiques (grand axe E-W de 20 km) se recouvrant partiellement et se décalant vers le sud. L'allongement E-W coïncide avec l'orientation générale du faisceau volcano-sédimentaire du sommet des Schistes X. On peut caractériser le district aurifère de Salsigne par : le métallotecte série volcano-sédimentaire du sommet des Schistes X, le métallotecte granite de Brousse et le métallotecte fractures N-S. La paragenèse régionale est définie par la liaison Au-Bi, la présence de Mo-W et l'apparition de biotite dans les structures filoniennes N-S.

Le gisement a produit, depuis 1908, 70 tonnes d'or et les réserves prouvées sont de 40 t; on peut ajouter un potentiel de 10 millions de tonnes à 10 g/t d'or. Le gisement de Salsigne représente donc un potentiel métal de plus de 200 t d'or.

Les districts aurifères de la Montagne Noire et des Pyrénées-Orientales présentent de grandes analogies : communauté des paragenèses (Au, As, Bi, W) et encaissant volcano-sédimentaire d'âge cambro-ordovicien.

3.2.3. *Tungstène (étain, fluor)*

Dans l'Albigeois cristallin, la région de Montredon-Labessonnié montre deux types de minéralisations à W-Sn (F); le premier, de présentation stratiforme, apparaît dans un faisceau gréso-carbonaté du sommet de la série Noire (Géorgien supérieur); il s'agit des

indices de l'Hom-Haut et d'Auriole, distants de 8 km, présentant des teneurs de 0,2 à 0,3 % (WO_3) sur des puissances métriques à décamétriques; le deuxième correspond aux filons quartzeux N140° à wolframite encaissés dans les micaschistes à biotite au contact du dôme d'orthogneiss de Montredon-Labessonnié (VIALLEFOND, 1963); ces filons ont donné 80 000 t à 1,08 % de WO_3 et les réserves sont estimées à environ 10 000 t de WO_3.

On peut définir le district à W-Sn-(F) par les métallotectes : lithologique (sommet de la série noire), fracture N60°-N140° et apex granitique (granite décelé par gravimétrie) (PERMINGEAT & TOLLON, 1971; PAGÈS, 1972; ESCANDE, 1974; BOUDRIE, 1977; BEZIAT *et al.*, 1976). Régionalement à l'est et au nord-est du granite du Sidobre, on connaît de nombreux indices à scheelite localisés dans le même horizon cambrien, la scheelite étant rencontrée dans des fissures lorsque le granite recoupe cet horizon (indice de Ferrières; ALBOUY, 1975).

Sur le versant sud (Région de St.-Pons), de nombreux indices de scheelite s'échelonnent sur plus de 20 km dans différents niveaux lithologiques : micaschistes à biotite, cornéennes calciques, grauwackes (BOYER *et al.*, 1974). On les retrouve tant dans la terminaison NE de la Montagne Noire (Le Poujol-sur-Orb) (POUGET, 1978) que SW (indices des Cadets, d'Escoussols).

L'ensemble de ces minéralisations se répartit suivant une ceinture de quelques centaines de mètres autour de la zone axiale granito-gneissique.

On peut ainsi définir une province à W-Sn s'étendant des Pyrénées au sud du Massif Central, où le Paléozoïque cambro-ordovicien renfermerait des préconcentrations en tungstène (Sn) que les intrusions granitiques exalteraient pour donner des gisements (BEZIAT *et al.*, 1976).

3.2.4. *Fluorine – Barytine*

Les principales occurrences barytiques, localisées à l'est de la Montagne Noire, sont généralement le fait de cavités karstiques, plus rarement de filons (St.-Privat), induits par la tectonique cassante tardi-hercynienne; on les observe dans des séquences carbonatées :

— dolomies dévoniennes dans les Monts de Cabrières avec les gîtes de Villeneuvette, Font d'Arques, Néffiés qui représentent 1 MT; la barytine, associée à des sulfures de cuivre et la fluorine, aurait son origine dans une remise en mouvement d'un stock métal contenu dans l'Autunien (COUMOUL, 1975);

— calcaires et dolomies du Cambrien, dans le Lodévois et au nord de Lamalou-les-Bains: ici, la barytine, associée à des sulfures de plomb (légèrement argentifère) et de zinc, serait liée à la transgression triasique (ROUCHY, 1973); MARTIN (1975).

La fluorine est essentiellement concentrée dans l'Albigeois cristallin; elle forme le remplissage de grandes fractures E-W, matérialisées fréquemment par des dykes de quartz, qui affectent les schistes cambro-ordoviciens. Chalcopyrite et sidérite sont des minéraux constants de la paragenèse, la barytine étant plus accessoire. Cette province représente près de 2 MT et renferme les exploitations du Burc, de Mont-Roc et de Trébas (GUILLON, 1963; NICOLET, 1963; SOULIÉ, 1971; DÉCHOMETS, 1978).

Signalons, en outre, la présence de niveaux stratoïdes de fluorine, associée à de la scheelite, au sommet des schistes noirs (Cambrien) de l'Albigeois et de niveaux semblables sur le versant sud de la Montagne Noire. L'origine du fluor est, en l'état actuel de nos recherches, mal élucidée; cependant la présence de niveaux porteurs en F dans les schistes noirs suggère pour les filons fluorés une source proche possible, remobilisée lors des phases tectoniques cassantes.

3.2.5. *Uranium*

L'Uranium est localisé dans l'Autunien du Bassin Permien de Lodève où il représente 20 000 t métal. Le contrôle des minéralisations est à la fois lithologique et tectonique, puisqu'elles apparaissent dans des séquences gréso-pélitiques à intercalations de cinérites et dans des fractures qui affectent ces niveaux. Signalons de petites concentrations dans des matériaux détritiques éocènes de la bordure sud et ouest de la Montagne Noire (Minervois, Lauraguais, Castrais).

4. — CONCLUSIONS

Pyrénées et Montagne Noire présentent de grandes analogies puisque l'essentiel des concentrations métallifères apparaît dans les formations paléozoïques : Cambrien inférieur (Pb, Zn, Ba, Fe, F, W, Li, P), Ordovicien supérieur et Dévonien inférieur (Zn, Pb, Ba, Fe, F, W, Au, As) et Dévono-Dinantien (Mn, P), portant les marques d'un volcanisme préorogénique et engagées par la suite dans le cycle hercynien. Lors de cette orogenèse, métamorphisme, tectonique souple et cassante et mise en place de granite favorisent des remobilisations d'un stock métal préexistant et des reconcentrations dans des pièges structuraux. Seul le magnésium confère une originalité aux Pyrénées, et sa présence pourrait être mise en relation avec l'activité mantellique (lherzolite, péridotites) bien connue dans cette chaîne.

Les formations posthercyniennes sont relativement pauvres en concentrations minérales; U, Ba, Cu dans le Permien de la Montagne Noire, Al dans le Jurassique tant des Pyrénées qu'au sud du Massif Central.

L'orogenèse alpine n'a pas apporté, semble-t-il, de grandes modifications dans la distribution des métaux.

5. — BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉOLOGIQUE : Pyrénées, Montagne Noire

ARTHAUD, F. (1970). — Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens. Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesias (Sardaigne). — USTELA Montpellier, Serv. Géol. struct., **1**.

ARTHAUD, F., MATTAUER, M. & PROUST, F. (1967). — La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. — Coll. et Tect., 231-243, Neuchâtel.

BÉZIAT, P. (1973). — Style des déformations et figures d'interférence sur la bordure SE du Sidobre (versant nord de la Montagne Noire). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2) (4), **3**, 161-183.

BOYER, C. (1974). — Les volcanites de Montagne Noire (SE du Massif Central). *In* : « Volcanismes acides paléozoïques dans le massif armoricain ». — Thèse Fac. Sci. Orsay, 112-135.

BOYER, F. (1963). — Style en plis couchés et laminages dans le Paléozoïque du Minervois (Montagne Noire). — *Bull. Soc. géol. France*, (7) **5**, 278-286.

BOYER, F. (1964). — Observations stratigraphiques et structurales sur le Dévonien de la région de Caunes, Minervois. — *Bull. Serv. Carte géol. France*, **9**, 227, 105-121.

CHOUKROUNE, P. (1974). — Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. — Thèse Fac. Sci Montpellier, 276 p.

DÉBAT, P. (1974). — Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. — Thèse Fac. Sci. Toulouse.

DEMANGE, M. (1977). — Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre St.-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (1) **2**, 91-139.

FORNARI, M. (1974). — Les déformations hercyniennes souples et cassantes dans le Minervois. Relations avec le champ filonien du district aurifère de Salsigne. — Thèse 3e Cycle, Fac. Sci. Montpellier.

GÈZE, B. (1949). — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. — *Bull. Soc. géol. France*, **62**.

GUCHEREAU, J.Y. (1975). — Le St.-Barthélemy métamorphique (Pyrénées Ariègeoises). Pétrographie et Structure. — Thèse 3e Cycle, Fac. Sci. Toulouse.

GUITARD, G. (1970). — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du Massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). — *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, **63**, 317 p.

GUITARD, G. & DURAND-DELGA M. (1977). — Aperçu sur la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales entre le Salat et la Méditerranée. — *In* : Guides géologiques régionaux : Pyrénées Orientales – Corbières. — Masson, Paris.

MATTAUER, M. & PROUST, F. (1963). — Sur le déversement vers le sud et le style en tête plongeante des structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. — *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 257**, 3967-3970.

MIROUSE, R. (1966). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. — Mém. Carte géol. France, 448 p., Paris.

MIROUSE, R. & VIERS, G. (1972). — Esquisse géologique de la chaîne des Pyrénées. — *In* : Encyclopaedia Univ., **13**, 837.

MULLER, J. & ROGER, P. (1977). — Evolution structurale des Pyrénées. Domaine central et occidental. Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. — *Géologie alpine*, **53**, 2, 143-191.

POUIT, G. & ALSAC, Cl. (1978). — Les faciès noirs tuffacés du Dévonien et de l'Ordovicien des Pyrénées Centrales et leurs minéralisations. — *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 287**, 415-418.

SOUQUET, P., PEYBERNÈS, B., BILOTTE, M. & DEBROAS, E.J. (1977). — La chaîne alpine des Pyrénées. — *Géologie alpine*, **93**, 193-216.

ZWART, H.J. (1953). — La Géologie du massif du St.-Barthélémy. — *Leidse geol. Meded.*, **18**, 228.

GÎTOLOGIE-MÉTALLOGÉNIE

ALBOUY, L. (1975). — Etude géologique et métallogénique de la région Vabre-Ferrières et Brassac (81). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

AUBAGUE, M. (1973). — Etude des relations entre les gîtes de sidérite de giobertite et de talc des Pyrénées françaises. Compte rendu. — Action Concertée, Sciences de la terre, n° 68.01.202, 45 p.

AUBAGUE, M., ORGEVAL, J.J. & SOULIÉ, M. (1977). — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne (Essai de synthèse). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2) (II), **3**, 139-181.

BERNARD, A. & FOGLIERINI, F. (1964). — A propos des « filons hydrothermaux » de Pierrefitte-Nestalas. — *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 258**, 274-277.

BESSON, M., PERMINGEAT, F. & PICOT, P. (1971). — Etude micrographique des minéralisations de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). — *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **99**, 55-63.

BESSON, M. (1972). — Le gisement de Pb-Zn de Pierrefitte. — Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montréal). 1972, **4**, 335-337.

BESSON, M. (1973). — La formation ferrifère de Pierrefitte. — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (II), **2**, 89-114.

BÉZIAT, P., FORTUNÉ, J.-P. & TOLLON, F. (1976). — Zonalité minéralogique régionale dans le Paléozoïque du Tarn. — *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **99**, 5, 294-300.

BÉZIAT, P. & TOLLON, F. (1976). — La scheelite dans le Midi de la France : le problème des concentrations

en tungstène dans les strates. — *Mém. hors sér. Soc. géol. France*, **7**, 49-56.

BOIS, J.P. & POUIT, G. (1976). — Les minéralisations de Zn (Pb) de l'anticlinorium de Pierrefitte : un exemple de gisements hydrothermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées Centrales. — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, **2**, 543-567.

BOIS, J.P., BERTRANEU, J., BOULADON, J., GUIRAUDIE, Ch. & PROUHET, J.P. (1972). — Carboire, un nouveau type de minéralisation stratiforme en zinc-plomb dans les Pyrénées françaises. — Int. geol. Congr., 24th Sess., Canada (Montreal) 1972, **4**, 363-372.

BONNEMAISON, M., CROUZET, J. & TOLLON, F. (1978). — New stratiform As, Fe, Bi, Cu sulphides and Au Deposits in the volcano-sedimentary sequence of Salsigne gold mine (Aude, France). — 5th Symposium I.A.G.O.D., Snow-bird, Alta, Utah, U.S.A.

BOUDRIE, M. (1977). — Métallogénie de la région de Montredon-Labessonnié. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

BOYER, F. & ROUTHIER, P. (1958). — Observations sur deux niveaux minéralisés dans le Paléozoïque inférieur des monts du Minervois (Montagne Noire, 11). — *Bull. Soc. géol. France*, **8**, 257-266.

BOYER, F. & ROUTHIER, P. (1974). — Extension régionale de couches à scheelite dans la couverture métamorphique de la zone axiale en Montagne Noire (34). — *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 279**, 1829-1832.

BRIÈRE, M. (1972). — Les minéralisations associées au massif granitique de la Haya, Pays Basque Espagnol. — Rapport interne Bur. Rech. géol. min., 72 SGN. 146 MET.

CAPDECOMME, L. (1950). — Sur la genèse des talcs pyrénéens. — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **85**, 313-316.

CARPENTIER, R. (1977). — Le gisement de fer du Rancié : son insertion dans la paléogéographie et dans l'évolution tectonique de l'Ordovicien-Dévonien de la région de Vicdessos (Zone axiale – Pyrénées Ariègeoises). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

CARTIER. — Les gisements de fluorine d'Escaro-Sahorre. — Thèse en cours.

CHARUAU, D. (1974). — Relations entre les concentrations plombo-zincifères et la tectonique superposée du district de Hoque-Rabé, Saubé, Carboire (Pyrénées ariègeoises). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

CHEVALIER, P. (1974). — Le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées-Orientales). — Thèse, Docteur-Ingénieur, Lyon.

COMBES, P.J. (1969). — Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège. — Thèse Fac. Sci. Montpellier.

COUMOUL, A. (1975). — Etude des minéralisations barytiques de la région de Cabrières. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

CROUZET, J., FORNARI, M. & TOLLON, F. (1974). — Etude de la tectonique cassante tardi-hercynienne et de ses relations avec les minéralisations aurifères du district de Salsigne (Montagne Noire). — Réunion ann. Sci. Terre (Nancy), 126.

CROUZET, J., REISER, J., SOUBIAS, D. & TOLLON, F. (1977). — Nouvelles données sur les minéralisations stratiformes dans les Schistes X de Salsigne. — Réunion ann. Sci. Terres, (Rennes), 178.

DAGALLIER, G. (1973). — Sur le cycle volcano-sédimentaire de l'Ordovicien terminal à Fe-Zn-Pb de la région de Pierrefitte-Nestalas. — *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 276**, 273-276.

DECHOMETS, R. (1978). — Le gîte de fluorine de Trébas (Tarn, France). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Lyon I.

DERRE, C. (1973). — Relations chronologiques entre la mise en place du granite de Salau (Haute vallée du Salat, Pyrénées Ariégeoises) et les déformations du Paléozoïque de la région. — *C. R. Acad. Sci (Paris)*, **D 277**, 1279-1281.

DERRE, C. (1978). — Le gisement de scheelite de Salau dans son cadre géologique (Pyrénées). — *Sci. de la Terre*, **22**, 1.

DOMMANGET, A. (1977). — Le cadre géologique des niveaux minéralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la zone axiale des Hautes-Pyrénées Ariégeoises (secteur Aulus-Port d'Aulus). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

ESCANDE, B. (1974). — Etude géologique et métallogique de la région Burlats-Roquecourbe-Vabre (Tarn). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

ESQUEVIN, J., HUARD, M. & MENENDEZ, R. (1976). — Géochronologie dans les séries de Canaveilles et de Jujols autour du gisement de fluorine d'Escaro (Pyrénées-Orientales). — *Mém. hors sér. Soc. géol. France*, **7**, 269-275.

FONTAN, F. (1978). — Etude minéralogique et essais expérimentaux sur des phosphates de fer et de manganèse de pegmatites des Jebilet (Maroc) et des Pyrénées (France). — Thèse Fac. Sci. Toulouse.

FONTAN, F. & MONCHOUX, P. (1976). — Présence de niobotantalates dans les pegmatites des Pyrénées et signification de leur paragenèse pour le district phospholithinifère. — *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **99**, 318-321.

FONTAN, F., DE GRAMMONT, X., MONCHOUX, P. & TOLLON, F. (1970). — Sur quelques phosphates des pegmatites lithinifères de l'Arize (Ariège). — 4e Congr. nat. Soc. sav. (Pau), **2**, 131.

FONTAN, F., BEZIAT, P., LACOMME, A. & SUBRA, A. (1970). — Sur quelques phosphates des pegmatites du massif des Albères (Pyrénées-Orientales) — *Bull. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, **93**, 583-584.

FONTEILLES, M., GUIRAUDIE, Ch., PASSAQUI, B. & PROUHET, J.P. (1969). — Un nouveau type de minéralisation en tungstène et sulfures dans les Pyrénées françaises. — *Chron. Min. Rech. min.*, **386**, 255-262.

FONTEILLES, M. (1970). — Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du Massif Hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2) (IV), **3**, 68.

FORTUNÉ, J.P. (1971). — Contribution à l'étude minéralogique et génétique des talcs pyrénéens. — Thèse Fac. Sci. Toulouse.

FROEHLICH, F. (1970). — Les montagnes du sud d'Arrens Hautes-Pyrénées) : étude géologique et métallogénique. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

GARCIA, A., FORTUNÉ, J.P. & MONCHOUX P. (1977). — Les « terres blanches » aux contacts des roches basiques de Pouzac et d'Argelès (Hautes-Pyrénées). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **113**, 3-4, 406-415.

GOUT, R. (1978). — Contribution à l'analyse des constituants des bauxites et à l'étude de leurs transformations structurales sous l'effet d'actions mécaniques. — Thèse Fac. Sciences Toulouse.

GOUT, R., PEYBERNÈS, B. & REY, J. (1977). — Les bauxites ariégeoises. — *Annales Centr. région. doc. pédagogique, Toulouse*, **3**, 49-69.

DE GRAMONT, X. (1962). — Les Mines d'Aulus (Ariège). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **97**, 477-498.

DE GRAMONT, X., MONCHOUX, P. & TOLLON F. (1967). — Nouveaux gisements de béryl dans les Pyrénées Ariégeoises. — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **103**, 1-2.

DE GRAMONT, X., MONCHOUX, P., PASSAQUI, B., PERMINGEAT, F. & TOLLON, F. (1968). — Sur l'existence d'un district métallifère à lithium dans les Pyrénées. — *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 266**, 997-1000.

GUILLON, J.H. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois; région d'Alban. Trèbas (81). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

GUITARD, G. (1970). — Sur les relations entre la sidérite, l'ankérite et la dolomite dans les gisements de fer métasomatiques du Canigou (Pyrénées-Orientales). — *C. R. Acad. Sci (Paris)*, **D 271**, 1233.

GUITARD, G. (1971). — Sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de clinochlore des Pyrénées et sur les relations entre le talc et la magnésite. *In* : Raguin, E. (ed) : les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. — Paris.

GUITARD, G. & LAFITTE, P. (1960). — Les calcaires métamorphiques et des skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées-Orientales). — *Sci. de la Terre*, **6**, 1-2, 57-137.

GUY, B. (1979). — Pétrologie et Géochimie Isotopique (S, C, O) des skarns à scheelite de Castabonne (Pyrénées-Orientales). — Thèse Ingénieur-Docteur, Paris. de ses colonies; **2**. Béranger, Paris.

HALFON, J. & ROSIQUE, A. (1973). — Comparaison des éléments « en traces » dans les blendes du filon et du stratiforme de Saint-Salvy (81). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.* (2), **5**, 403-432.

HUARD, M. (1972). — Etude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massifs Canigou-Carança (Pyrénées-Orientales). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), **4**, 43 p.

LACROIX, A. (1896). — Minéralogie de la France et de ses colonies; **2**, C.H. BERANGER éd., Paris.

LAFITTE, P. (1966). — La métallogénie de la France. — *Bull. Soc. géol. France*, (7), **8**, 53-72.

LAVILLE-TIMSIT, L. (1974). — Des minéraux lourds et phyllites de Salsigne. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

LAVILLE-TIMSIT, L. (1976). — Minéralogie et géochimie de l'enveloppe sédimentaire du gisement filonien de Salsigne. — *Mém. hors sér. Soc. géol. France*, 7, 111-115.

MARTIN, R. (1975). — Le Trias et ses minéralisations dans le bassin de Bédarieux (34). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Montpellier.

NICOLET, B. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban – St-Jean-de-Jeannes (81). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

ORLIAC, M., PERMINGEAT, F., TOLLON, F. & PASSAQUI, B. (1971). — Cookéïte dans des filons de quartz des Pyrénées Centrales (Ariège et Haute-Garonne). — *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **94**, 396-401.

PAGES, L. (1972). — Etude minéralogique et métallogénique du district à tungstène et étain de Roquecourbe, Montredon-Labessonnié (Tarn). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Toulouse.

PASSAQUI, B. (1961). — Hommage à celui qui a mis en évidence le gîte de Salau. — Rapport interne, Bur. Rech. géol. min.

PASSAQUI, B. & COSTARGENT, R. (1965). — Le gisement de scheelite de Salau (Ariège). Résultats de la campagne 1964. — Rapport interne Bur. Rech. géol. min., DRMM, 65 AG 15, Paris; 13 p.

PERMINGEAT, R. & TOLLON, F. (1971). — L'or et le bismuth dans le gisement de wolframite de Montredon-Labessonnié (81). — *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 272**, 681-683.

PERSEIL, E.A. (1968). — Contribution à la métallogénie du manganèse dans la France méridionale. — Thèse Fac. Sci. Toulouse.

POUGET, J. (1978). — Etude des minéralisations des Monts de St.-Gervais et du synclinal de Rosis (Montagne Noire). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

POUIT, G. (1978). — Différents modèles de minéralisations « hydrothermale sédimentaire » à Zn (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées Centrales. — *Mineralium Depos.*, **13**, 3, 411-421.

QUÉMENEUR, J. (1974). — Les gisements de magnésite du Pays Basque : Cadre géologique et sédimentologique, genèse de la magnésite en milieu sédimentaire. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

RAYMOND, J.L. (1974). — Description et conditions de formation des gîtes ankéritiques pyrénéens. Importance des actions thermogravitationnelles. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Toulouse.

REYNOLDS, D.G. (1965). — Geology and mineralisation of the Salsigne Gold Mines, France. — *Econ. Geol.*, **60**, 4, 772-791.

REYX, J. (1973). — Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

ROUCHY, J.M. (1973). — Etude géologique et métallogénique de la Haute Vallée de l'Orb (34). Relations socle-couverture. Problèmes des silicifications et des minéralisations barytiques. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Paris.

FROEHLICH, F. (1970). — Les montagnes du sud d'Arrens (Hautes-Pyrénées) : étude géologique et métallogénique. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

GARCIA, A., FORTUNÉ, J.P. & MONCHOUX P. (1977). — Les « terres blanches » aux contacts des roches basiques de Pouzac et d'Argelès (Hautes-Pyrénées). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **113**, 3-4, 406-415.

GOUT, R. (1978). — Contribution à l'analyse des constituants des bauxites et à l'étude de leurs transformations structurales sous l'effet d'actions mécaniques. — Thèse Fac. Sciences Toulouse.

GOUT, R., PEYBERNÈS, B. & REY, J. (1977). — Les bauxites ariégeoises. — *Annales Centr. région. doc. pédagogique, Toulouse*, **3**, 49-69.

DE GRAMONT, X. (1962). — Les Mines d'Aulus (Ariège). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **97**, 477-498.

DE GRAMONT, X., MONCHOUX, P. & TOLLON F. (1967). — Nouveaux gisements de béryl dans les Pyrénées Ariégeoises. — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **103**, 1-2.

DE GRAMONT, X., MONCHOUX, P., PASSAQUI, B., PERMINGEAT, F. & TOLLON, F. (1968). — Sur l'existence d'un district métallifère à lithium dans les Pyrénées. — *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 266**, 997-1000.

GUILLON, J.H. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois; région d'Alban. Trèbas (81). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

GUITARD, G. (1970). — Sur les relations entre la sidérite, l'ankérite et la dolomite dans les gisements de fer métasomatiques du Canigou (Pyrénées-Orientales). — *C. R. Acad. Sci (Paris)*, **D 271**, 1233.

GUITARD, G. (1971). — Sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de clinochlore des Pyrénées et sur les relations entre le talc et la magnésite. *In* : Raguin, E. (ed) : les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. — Paris.

GUITARD, G. & LAFITTE, P. (1960). — Les calcaires métamorphiques et des skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées-Orientales). — *Sci. de la Terre*, **6**, 1-2, 57-137.

GUY, B. (1979). — Pétrologie et Géochimie Isotopique (S, C, O) des skarns à scheelite de Castabonne (Pyrénées-Orientales). — Thèse Ingénieur-Docteur, Paris. de ses colonies; **2**. Béranger, Paris.

HALFON, J. & ROSIQUE, A. (1973). — Comparaison des éléments « en traces » dans les blendes du filon et du stratiforme de Saint-Salvy (81). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.* (2), **5**, 403-432.

HUARD, M. (1972). — Etude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massifs Canigou-Carança (Pyrénées-Orientales). — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), **4**, 43 p.

LACROIX, A. (1896). — Minéralogie de la France et de ses colonies; **2**, C.H. BERANGER éd., Paris.

LAFITTE, P. (1966). — La métallogénie de la France. — *Bull. Soc. géol. France*, (7), **8**, 53-72.

LAVILLE-TIMSIT, L. (1974). — Des minéraux lourds et phyllites de Salsigne. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

LAVILLE-TIMSIT, L. (1976). — Minéralogie et géochimie de l'enveloppe sédimentaire du gisement filonien de Salsigne. — *Mém. hors sér. Soc. géol. France*, **7**, 111-115.

MARTIN, R. (1975). — Le Trias et ses minéralisations dans le bassin de Bédarieux (34). — Thèse 3e cycle. Fac. Sci. Montpellier.

NICOLET, B. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban – St-Jean-de-Jeannes (81). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

ORLIAC, M., PERMINGEAT, F., TOLLON, F. & PASSAQUI, B. (1971). — Cookéïte dans des filons de quartz des Pyrénées Centrales (Ariège et Haute-Garonne). — *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **94**, 396-401.

PAGES, L. (1972). — Etude minéralogique et métallogénique du district à tungstène et étain de Roquecourbe, Montredon-Labessonnié (Tarn). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Toulouse.

PASSAQUI, B. (1961). — Hommage à celui qui a mis en évidence le gîte de Salau. — Rapport interne, Bur. Rech. géol. min.

PASSAQUI, B. & COSTARGENT, R. (1965). — Le gisement de scheelite de Salau (Ariège). Résultats de la campagne 1964. — Rapport interne Bur. Rech. géol. min., DRMM, 65 AG 15, Paris: 13 p.

PERMINGEAT, R. & TOLLON, F. (1971). — L'or et le bismuth dans le gisement de wolframite de Montredon-Labessonnié (81). — *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, **D 272**, 681-683.

PERSEIL, E.A. (1968). — Contribution à la métallogénie du manganèse dans la France méridionale. — Thèse Fac. Sci. Toulouse.

POUGET, J. (1978). — Etude des minéralisations des Monts de St.-Gervais et du synclinal de Rosis (Montagne Noire). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

POUIT, G. (1978). — Différents modèles de minéralisations « hydrothermale sédimentaire » à Zn (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées Centrales. — *Mineralium Depos.*, **13**, 3, 411-421.

QUÉMENEUR, J. (1974). — Les gisements de magnésite du Pays Basque : Cadre géologique et sédimentologique, genèse de la magnésite en milieu sédimentaire. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

RAYMOND, J.L. (1974). — Description et conditions de formation des gîtes ankéritiques pyrénéens. Importance des actions thermogravitationnelles. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Toulouse.

REYNOLDS, D.G. (1965). — Geology and mineralisation of the Salsigne Gold Mines, France. — *Econ. Geol.*, **60**, 4, 772-791.

REYX, J. (1973). — Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris VI.

ROUCHY, J.M. (1973). — Etude géologique et métallogénique de la Haute Vallée de l'Orb (34). Relations socle-couverture. Problèmes des silicifications et des minéralisations barytiques. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Paris.

ROUTHIER, P. (1976). — A new approach to metallogenic provinces : the example of Europe. — *Econ. Geol.*, **71**, 4, 803-811.

SOLER, P. (1977). — Pétrographie, thermochimie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Ariégeoises, France). — Thèse Ing. Doct. Ecole des Mines, Paris.

SOUBIAS, D. (1972). — Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique des gisements de carbonates des Pyrénées : a) le gisement de dolomie de Sainte-Colombe-sur-Guette (Aude), b) le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées-Orientales). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

SOULIE, M. (1971). — Observations minéralogiques et métallogéniques sur le district à fluorine du Tarn. Etude de la mine du Burc. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Toulouse.

THIÉBAUT, J., DEBEAUX, M. & MORRE, N. (1968). — Sur la nature du toit du gisement de talc de Trimouns (Ariège). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **104**, 229-237.

THIÉBAUT, J. (1960). — Etude géologique du massif de Milhas (Haute-Garonne). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **95**, 3-4, p. 321-338.

TOLLON, F. (1965). — Sur la métallogénie de la région de Vicdessos (Ariège). — *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **100**, 1-2.

TOLLON, F. (1969). — Etude métallogénique du district aurifère de Salsigne (Aude). — Thèse Fac. Sci. Toulouse.

VIALLEFOND, L. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (81). — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

La liste des travaux est volontairement limitée, la préférence ayant été accordée aux ouvrages ayant un caractère général ou synthétique ainsi qu'aux publications les plus récentes où le lecteur peut retrouver les travaux antérieurs.

EXCURSION (Fig. 5)

1re et 2e Journées : Le Pb-Zn de l'Ordovicien et du Dévonien des Pyrénées Occidentales – Minéralisations de l'Anticlinorium de Pierrefitte

3e Journée : Le gisement de scheelite de Salau

4e Journée : Le gisement de talc de Luzenac

5e Journée : Le gisement de fluorine d'Escaro-Sahorre

6e Journée : Le gisement d'or de Salsigne

7e Journée : Le gisement de zinc de St.-Salvy

8e Journée : Les gisements de fluorine de Mont-Roc et du Burc

9e Journée : Le district à W-Sn (F) de Montredon-Labessonnié (Tarn) : le champ filonien à wolframite de la Frégère; les minéralisations stratiformes de scheelite d'Auriole.

Pour les gisements de :

— Scheelite de Salau

— Talc de Luzenac

— Or de Salsigne

— Zinc de St.-Salvy

— Tungstène de Montredon

se reporter aux fascicules n° 6, 7, 8, 9 et 10 publiés dans le cadre du 26e Congrès Géologique international (Paris, 1980).

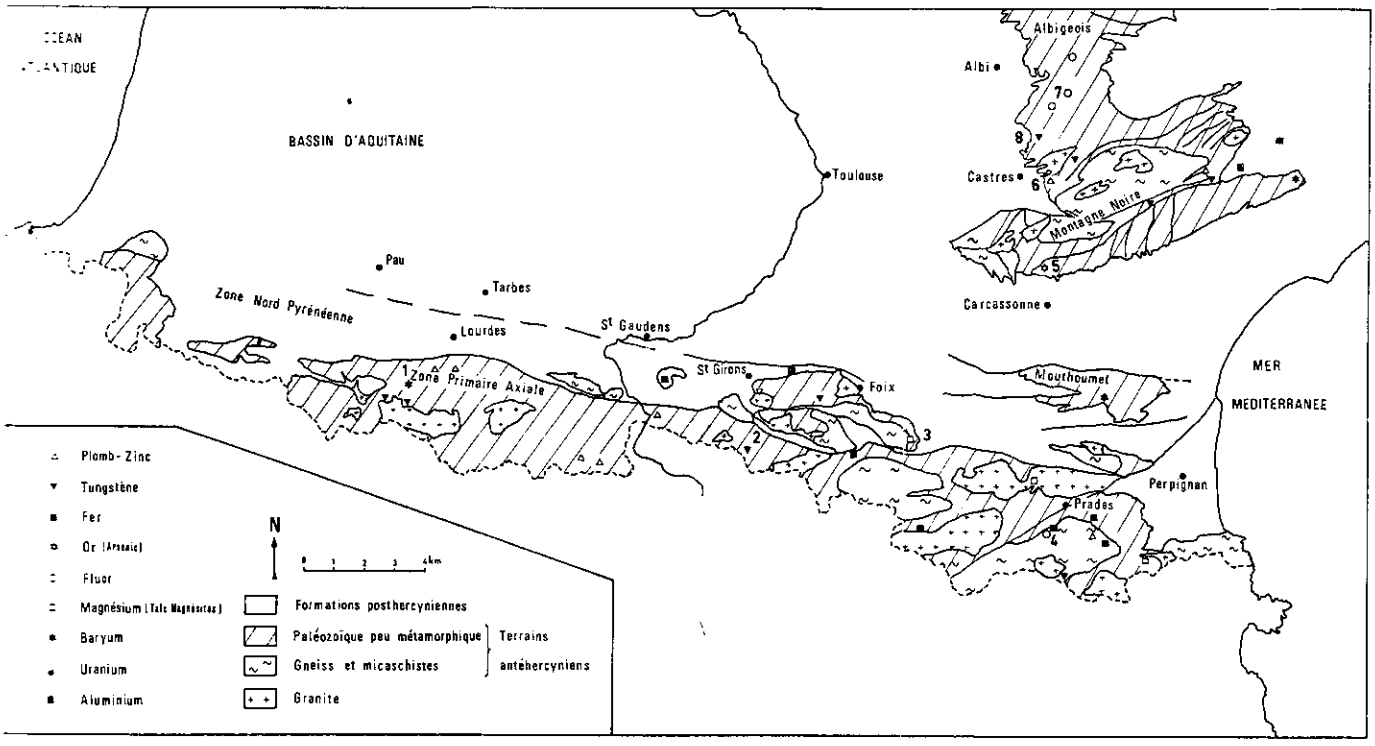


FIGURE 5

Esquisse géologique Pyrénées - Montagne Noire et localisation des indices ou mines visités au cours de l'excursion
1 : Pb-Zn Pierrefitte, Nerbiou, Arrens; 2 : W : Salau; 3 : Talc, Luzenac; 4 : F, (Fe); Escaro-Sahorre; 5 : Au : Salsigne; 6 : Pb-Zn : Saint-Salvy; 7 : F : Le Burc - Mont-Roc; 8 : W (Sn) : Montredon-Labessonnié

Schematic geological map of the Pyrenees - Montagne Noire and situation of ore deposits visited by the excursion

PREMIÈRE ET DEUXIÈME JOURNÉES :
MINÉRALISATIONS Zn (Pb) DE L'ANTICLINORIUM DE PIERREFITTE

G. POUIT * et Ph. TERRÉE **

L'anticlinorium de Pierrefitte (Fig. 6) est un district particulièrement représentatif des minéralisations Zn (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées. Il est important à plusieurs points de vue : superposition de minéralisations dans l'Ordovicien supérieur et le Dévonien inférieur, présence d'un volcanisme acide et surtout basique assez bien développé, enfin association de types morphologiques sécants et concordants de minéralisations avec deux concentrations importantes (ancienne mine de Pierrefitte-Estaing qui a produit 2,6 Mt à environ 10 % Zn + Pb, mine du Nerbiou en cours de recherches).

La première journée sera consacrée à la visite de la mine du Nerbiou (galeries de recherche et affleurements de surface). Au cours de la *seconde journée*, deux sujets seront abordés :

1) Coupe générale du Paléozoïque de l'anticlinorium de Pierrefitte, avec visite de différents types morphologiques d'indices minéralisés dans l'Ordovicien;

2) Visite des affleurements de l'ancienne mine d'Arrens (Ba, Zn, Pb) localisée dans un Dévonien à faciès différent de celui du Nerbiou.

PREMIÈRE JOURNÉE :
LE PROSPECT PLOMBO-ZINCIFÈRE DU NERBIOU

(Ph. TERRÉE)

Le prospect de Nerbiou se situe sur le flanc nord de l'anticlinorium de Pierrefitte (Fig. 6), à 15 km au sud de Lourdes. La structure minéralisée affleure de manière discontinue sur un allongement de 3,5 km à des altitudes comprises entre 700 et 1 400 m.

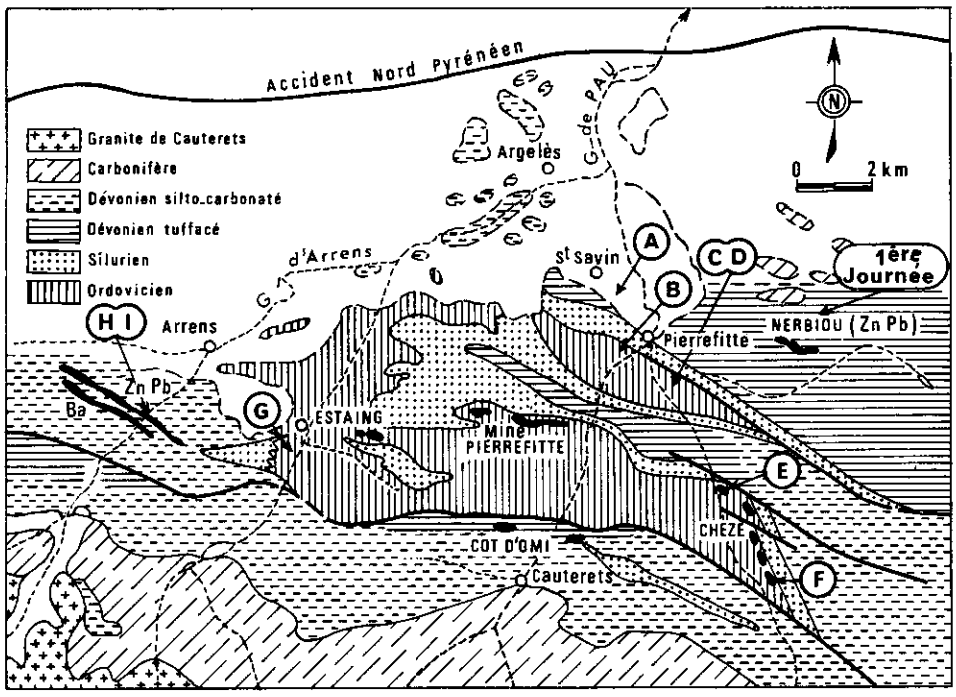


FIGURE 6
Schéma géologique de l'anticlinorium de Pierrefitte
Schematic map of the Pierrefitte anticlinorium

* BRGM, Département Gîtes minéraux, B.P. 6009, 45018 Orléans CEDEX.
** SNEA(P), Département Opérations minières, B.P. 65, 64001 Pau CEDEX.

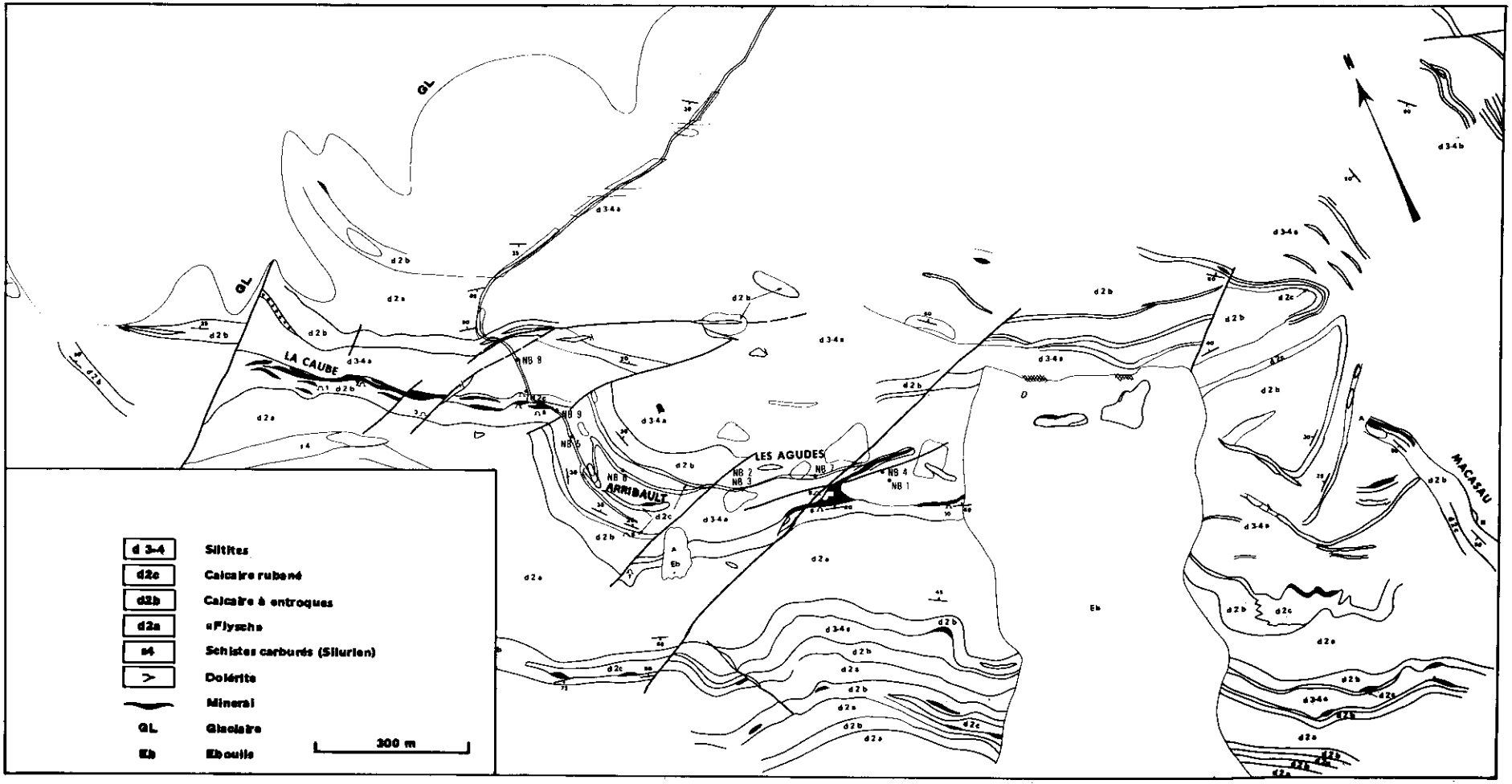


FIGURE 7
Carte géologique du Pic de Nerbiou
Geological map of the Pic du Nerbiou

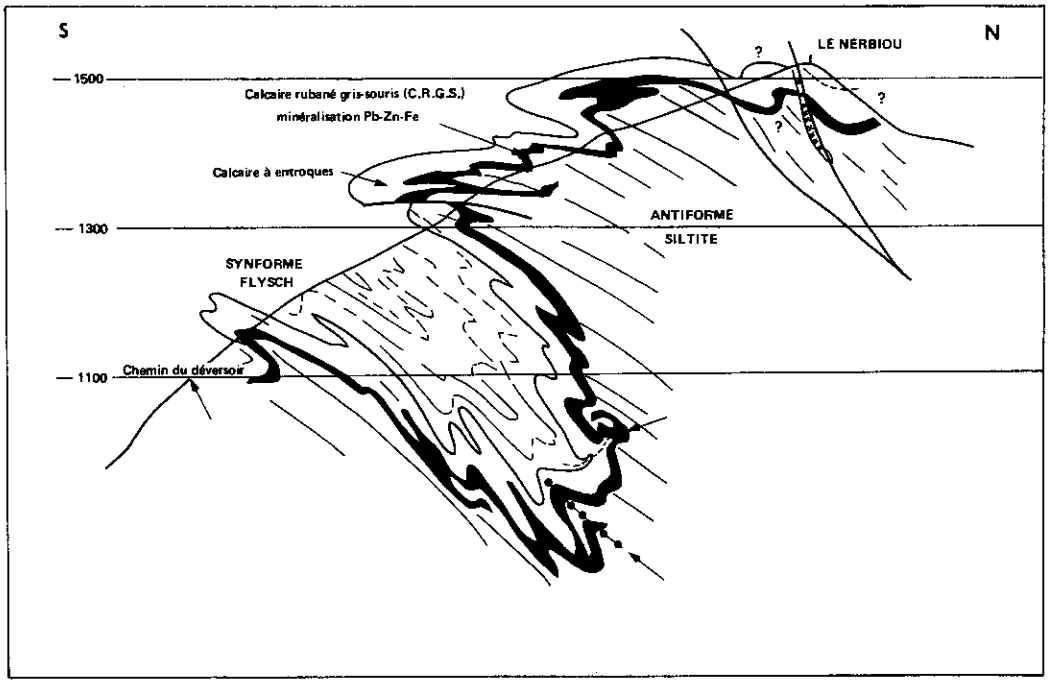


FIGURE 8
Coupe synthétique interprétative du Nerbiou (d'après P. Charpentier)
Synthetic cross-section of the Nerbiou (from P. Charpentier)

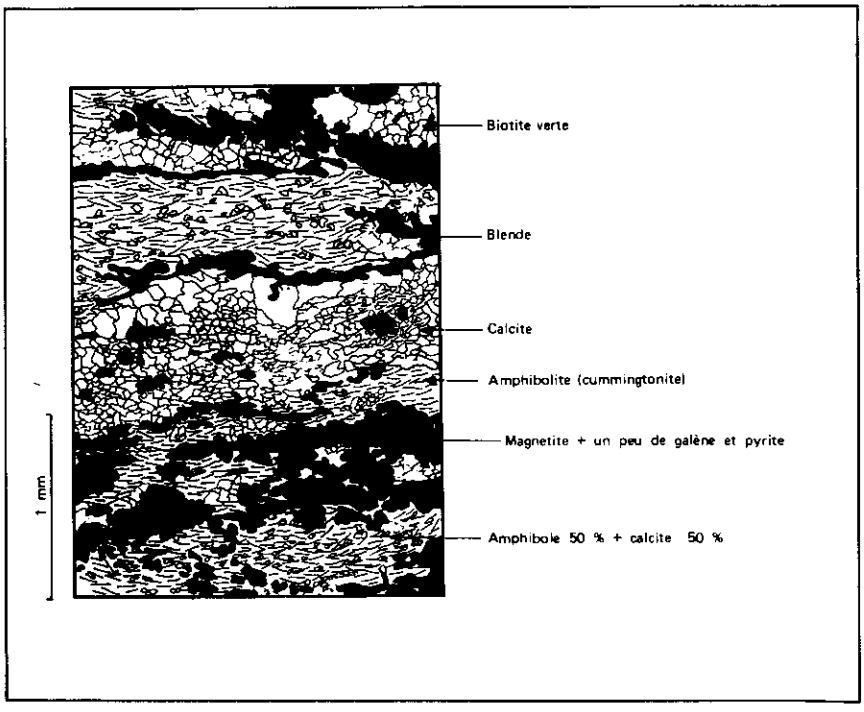


FIGURE 9
Nerbiou. Minerai riche en amphiboles (Nb 7-67,70 m)
Nerbiou. Numerous amphiboles in the ore (Nb 7-67.70 m)

1. Historique des travaux

Le site du Nerbiou a été l'objet d'une exploitation active à l'époque romaine et peut-être aussi au Moyen-Age. Pendant la dernière guerre (en 1942), la Société Peñarroya a effectué quelques recherches par travaux miniers à l'extrémité ouest de la structure.

La phase actuelle d'exploration débute en 1973 par un lever géologique détaillé (Fig. 7), suivi d'une campagne de magnétisme au sol (minerai contenant 10 à 30 % de magnétite). Cette dernière donne une dimension nouvelle aux espérances minières en montrant une continuité des structures que ne laissait pas supposer l'examen des affleurements minéralisés.

En 1974 et 1975, neuf sondages/jour confirment l'intérêt de cette minéralisation. Six d'entre eux présentent des intersections de 2 à 13,5 m avec des teneurs variant de 5 à 11,3 % Pb + Zn. La liaison étroite anomalie magnétique – minerai plombo-zincifère est par ailleurs confirmée, certains sondages implantés sur anomalies magnétiques dans des secteurs où le minerai n'était pas connu à l'affleurement ayant donné des résultats positifs. Par contre, l'existence de sondages stériles intercalés entre des sondages positifs pose le problème des discontinuités affectant le minerai.

En 1977 et 1978, un test par travaux miniers portant sur 500 m d'allongement a permis de s'assurer de la continuité des structures minéralisées au moins sur le plan horizontal.

2. Géologie locale

La minéralisation se localise préférentiellement dans des calcaires rubanés de 0 à 20 m de puissance d'âge Siegénien – Emsien (Dévonien inférieur à Dévonien moyen) qui constituent le sommet d'une barre de calcaires à entroques de 20 à 50 m de puissance. Celle-ci est située entre :

— à la base, une série « flysch » : alternance de bancs centimétriques à métriques de calcaires, siltites et grès;

— au sommet, une formation de siltites noires avec localement des niveaux riches en feldspaths.

Des tufs ont été signalés par G. Pouit à différents niveaux stratigraphiques de cette séquence; pour notre part, nous n'en avons pas trouvé d'évidence certaine dans l'environnement immédiat de la minéralisation.

Des dolérites d'âge Crétacé probable, en dyke et en sills, intrudent l'ensemble des formations y compris l'horizon minéralisé.

L'interférence de 2 phases majeures de plissements dont la première est de type isoclinal donne lieu à des morphologies complexes. La phase 2 est responsable de la disposition actuelle en plis antiformes et synformes déversés vers le sud et d'axes N110° (Fig. 8). Une fracturation tardive découpe les structures en plusieurs panneaux.

Le métamorphisme antérieur ou contemporain de la première phase de plissement est du faciès schistes verts. Il est suivi d'une légère rétromorphose (biotites sériciteisées).

Le minerai d'allure générale stratiforme est constitué par une association finement grenue (Fig. 9) de magnétite, blende et galène (localement pyrite et pyrrhotine) étroitement associées à des amphiboles ferrifères (cummingtonite), des carbonates, de la biotite, de la chlorite, du quartz et de la celsianite (feldspath barytique).

L'orientation des minéraux est contrôlée par la schistosité de la première phase tectonique. Le minerai est parcouru par des veines sécantes centimétriques à métriques de blende et calcite largement cristallisées ne débordant pas la couche minéralisée. Celles-ci correspondent à une remobilisation *in situ* postérieure à la première phase de plissement.

3. Morphologie et caractéristiques de la formation minéralisée

La couche minéralisée puissante de 2 à 6 mètres peut disparaître localement par étirement et présenter ailleurs des épaississements notables (jusqu'à 20 m) dans des charnières de plis secondaires.

La teneur moyenne observée dans les travaux miniers est de 7,5 % Pb + Zn pour une puissance moyenne de 5,8 m. Une coupure de 4 % fait ressortir des amas plus riches présentant une teneur moyenne de 9 % Pb + Zn; 20 g/t d'Ag et qui correspondent à 85 % du tonnage métal initial.

La prochaine phase d'exploration aura pour objectif de s'assurer de la continuité vers l'aval des structures minéralisées.

Remarque. — Suivant le niveau de connaissance du prospect et l'état des travaux miniers au moment de l'excursion, le programme détaillé de la visite sera fixé.

DEUXIÈME JOURNÉE (G. Pouit)

La stratigraphie du Paléozoïque de Pierrefitte et la localisation des principales minéralisations sont résumées dans la Figure 10. Les formations ont été affectées par un métamorphisme régional épi- à mésozonal et un plissement principal hercynien (plan axial des plis

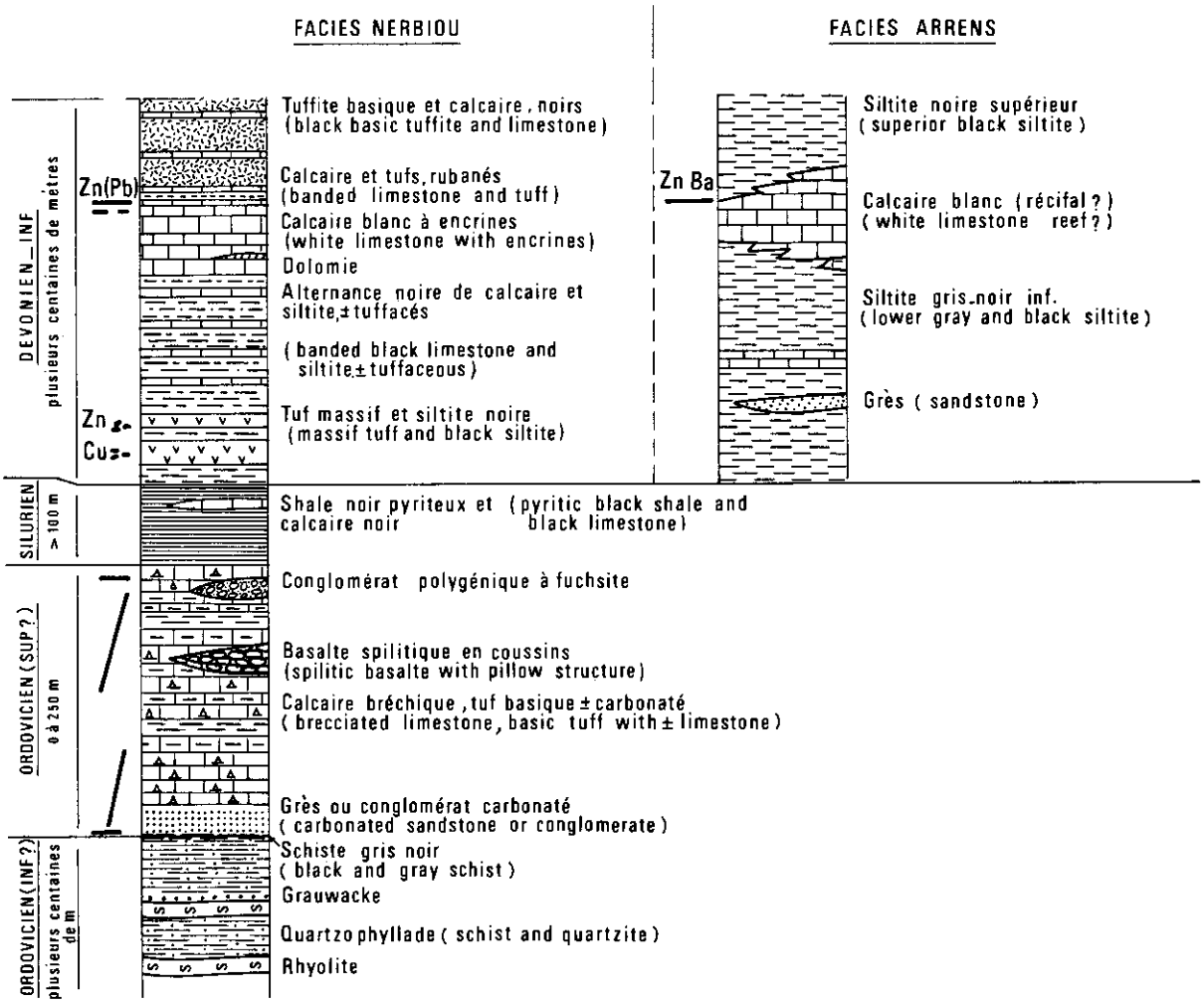


FIGURE 10

Litho et chronostratigraphie du Paléozoïque de Pierrefitte

Litho- and chronostratigraphic Paleozoic series of Pierrefitte

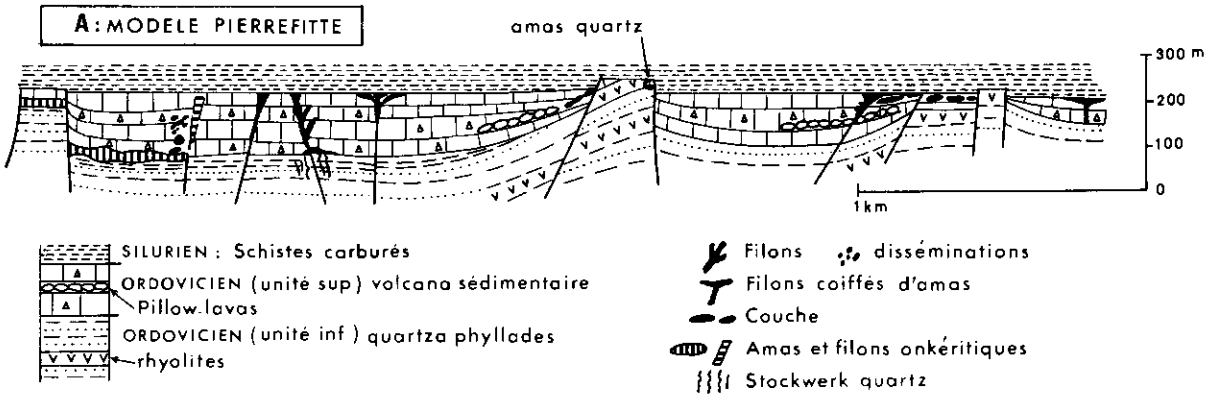


FIGURE 11

Schéma des différents types de minéralisations dans l'Ordovicien replacés dans la paléogéographie au moment du début du dépôt du Silurien

Various occurrences of mineralisations in the Ordovician replaced in paleogeography at the beginning of the Silurian deposits

90 à 120° et schistosité de même direction) auquel sont associées des failles directionnelles. Le style de déformation est différent suivant la lithologie, avec d'amples structures dans l'Ordovicien et des plis serrés, déversés et faillés dans le Dévonien. L'existence de phases antérieures de déformations (en partie au moins d'origine sédimentaire) et postérieures (kinks S2 et fracturation) sont généralement de moindre importance et ne se manifestent que localement.

Les minéralisations Zn (Pb) dans l'Ordovicien sont associées ici (mais pas toujours dans les Pyrénées) à du volcanisme basique. Elles se localisent dans l'unité volcano-sédimentaire et carbonatée supérieure et se présentent sous forme de filons ou d'amas stratiformes. Une étude détaillée (Bois & Pouit, 1976) a permis de replacer les minéralisations dans le contexte paléogéographique au moment du dépôt du Silurien (Fig. 11).

Le Dévonien est caractérisé par deux faciès : le premier, avec de nombreuses manifestations tuffacées basiques dans des dépôts silto-carbonatés, contient la minéralisation de type Nerbiou qui présente une grande extension dans les Pyrénées; le second, uniquement silteux et carbonaté, contient, à Arrens, des minéralisations stratiformes étendue de Ba et/ou Zn (Pb).

Un premier arrêt (A) sera effectué sur la route St.-Savin-Pierrefitte ou sur le parking de l'usine de Pierrefitte. Il permettra d'illustrer dans le paysage la coupe de la Figure 13.

L'arrêt B, près de Soulom (Fig. 12), permettra d'observer un filon dans l'Ordovicien. Il recoupe des tufs carbonatés (unité supérieure de l'Ordovicien) et n'a fait l'objet que de travaux de reconnaissance : puits d'une quizaine de mètres et petit travers-banc. Sur les déblais, on observera de nombreux échantillons de

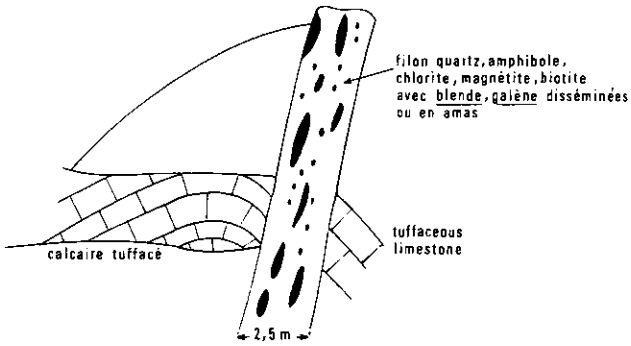


FIGURE 12

Filon Zn (Pb) dans le sommet de l'Ordovicien, à Souloum (arrêt B)

Zn (Pb) vein in the Upper Ordovician, at Souloum (Stop B)

minerai (blende, galène, magnétite) dans une gangue de sidérite, quartz chloritite et amphibolite.

Signalons que des filons semblables ont été exploités à Estaing-Arrouyes, où ils ont produit plus de 250 000 t de minerai à plus de 10 % Zn + Pb.

Les arrêts C et D permettront d'observer les faciès tuffacés du Dévonien inférieur dans une structure synclinoriale recoupée par la route Pierrefitte – Luz (Fig. 13).

— Le premier arrêt (C) se situe à l'extrême base du Dévonien, représenté ici par des tufs massifs noirs très riches en pyrite et pyrrhotine, avec parfois mouches de chalcopyrite et de blende. Dans d'autres secteurs des Pyrénées (Superbagnères par exempe), c'est à ce niveau que l'on rencontre des laves basiques (Pouit & Alsac, 1978).

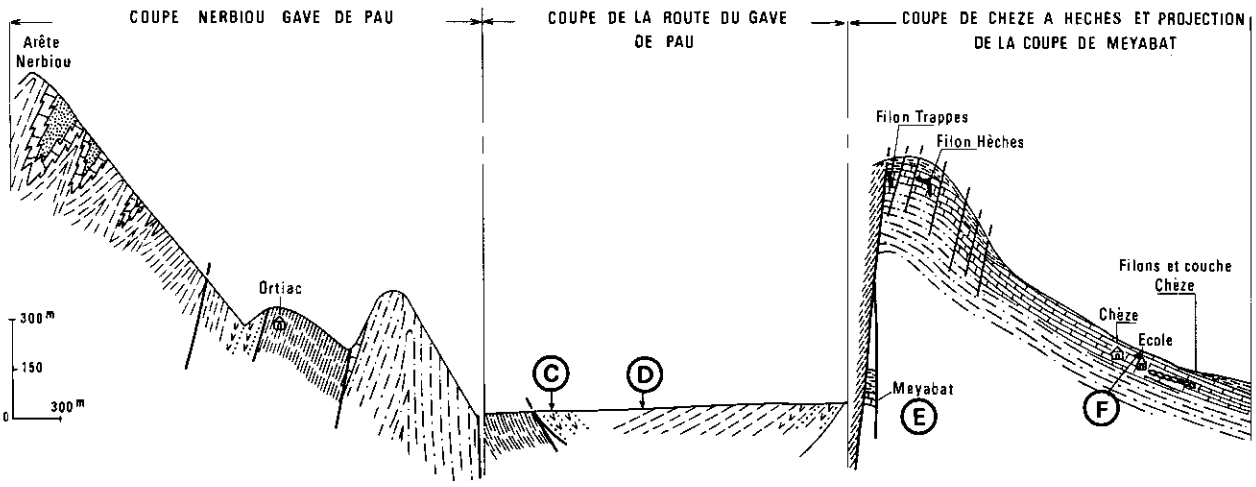


FIGURE 13

Coupe du Paléozoïque de Pierrefitte le long du Gave de Pau, entre le Pic du Nerbiou et Chèze (Arrêt A à F)

Cross-section of the Pierrefitte Paleozoic along the « Gave de Pau », from Pic du Nerbiou to Chèze (Stop A to F)

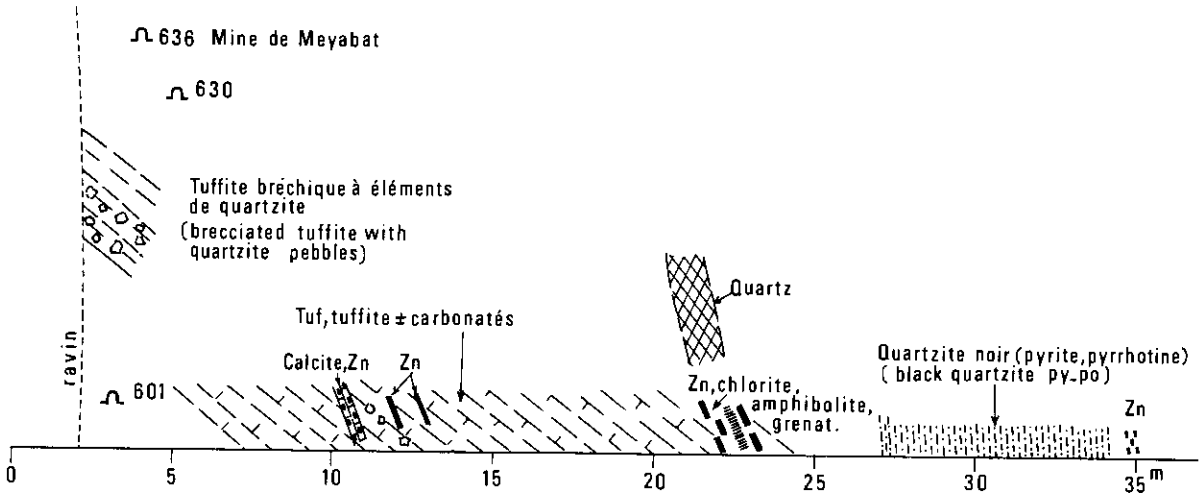


FIGURE 14

Coupe de l'Ordovicien supérieur le long de la route, sous l'ancienne mine de Meyabat (arrêt E)
Cross-section of the Upper Ordovician, along the road, below the former mine of Meyabat (Stop E)

— Un second arrêt sera effectué près de l'ancien tunnel de la route. Il permettra d'observer la formation alternante (bancs décimétriques, métriques, plurimétriques), noire, à dominante silteuse ou carbonatée, mais toujours plus ou moins tuffacée. La pyrite et la pyrrhotine disséminées restent abondantes.

Remarquons qu'une grande partie de ce Dévonien tuffacé noir a été confondu avec le Silurien par suite de la similitude des surfaces d'altération superficielle rouillée. D'autre part, il existe des changements latéraux de faciès rapides et brutaux : ainsi, 500 m à l'est de la route, le Dévonien est uniquement silto-carbonaté.

L'arrêt E montre, en bordure de la route, plusieurs petits filons de blende dans des tufs carbonatés bréchiques du sommet de l'Ordovicien (Fig. 13). Comme l'indique la coupe générale (Fig. 14), ce secteur, affecté de nombreuses failles, est assez complexe dans le détail. Dans le panneau de Meyabat, probablement coincé entre 2 failles, il existe un réseau de filons et veinules minéralisés qui s'épanouissent de façon stratiforme au sommet de l'Ordovicien, juste sous les shales noirs siluriens. Une couche de quartz-chlorite à lits de pyrrhotine (probablement exhalative - sédimentaire) est associée à cette minéralisation stratiforme, située une quarantaine de mètres au-dessus de la route.

On observera seulement ici les formations du mur avec plusieurs filons et une forte altération hydrothermale. On notera que le développement d'une forte schistosité a « effacé » les épontes du filon principal qui étaient mieux visibles à Soulom. Les meilleures observations peuvent être faites dans le ravin, malheureusement trop dangereux pour une visite en groupe : on peut y voir en effet la stratification, la nature bréchique des roches (galets pluricentimétriques) et une forte altération hydrothermale se traduisant par un réseau de veinules à amphiboles (altération magnésienne recristallisée dans le métamorphisme). Ces caractères sont plus difficilement observables sur les cassures plus fraîches des roches de la route, mais peuvent être remarqués en lame mince.

L'arrêt F, au village de Chèze, permettra d'observer des conglomérats à la base de l'unité supérieure de l'Ordovicien, des basaltes à pillows très déformés par la schistosité (ils sont beaucoup plus typiques à la mine de Pierrefitte) et des dykes doléritiques à bordures refroidies qui alimentaient sans doute le volcanisme basique.

Les minéralisations, sur la route, sont des filons à Zn-Pb et parfois Cu. Ils ont subi une forte recristallisation et, localement, une remobilisation lors du développement de la schistosité. Toutefois, comme pour de nombreux filons dans l'anticlinorium de Pierrefitte, l'enveloppe des filons reste oblique par rapport à la schistosité, même si la minéralisation est orientée suivant cette dernière.

Au-dessus de l'école de Chèze, dans les déblais de la galerie de reconnaissance, on observera des échantillons de la minéralisation stratiforme située au sommet de l'Ordovicien, juste sous les shales noirs siluriens. La blende se présente en lentilles et lits discontinus plissotés dans une formation noire quartzo-chloriteuse d'origine probablement exhalative. Cette minéralisation s'observe de façon discontinue, plus au nord, le long du contact Ordovicien-Silurien.

L'arrêt G se situe vers l'extrémité ouest de la fermeture de l'anticlinal Ordovicien de Pierrefitte (Fig. 15), près de l'école d'Estaing. La coupe de la route débute

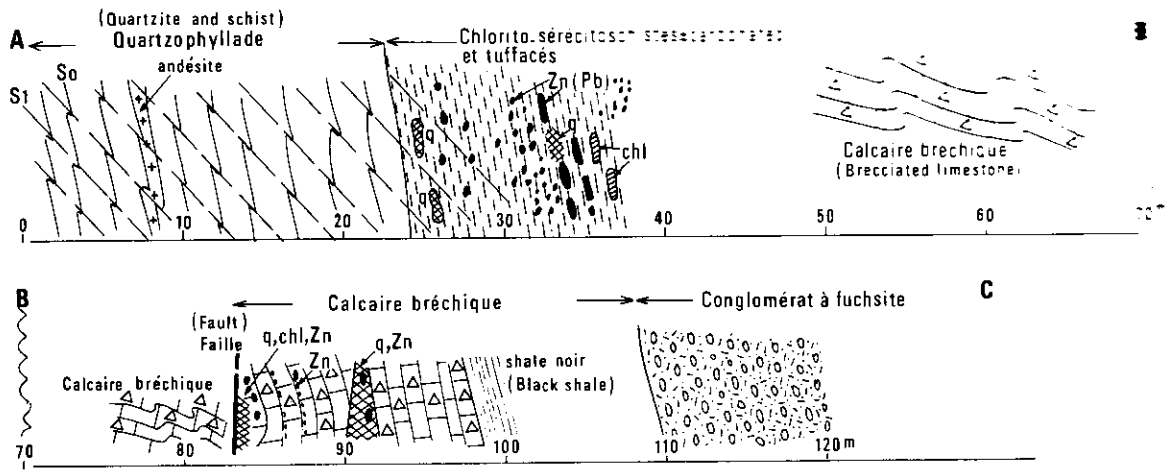


FIGURE 15
Coupe de l'Ordovicien à l'école d'Estaing (arrêt G)
Cross-section of the Ordovician at the Estaing school (Stop G)

dans les quartzo-plyllades et se poursuit dans l'unité carbonatée bréchique et tuffacée de l'Ordovicien supérieur. On observe, dans cette dernière, des intercalations de conglomérats polygéniques, à éléments très étirés dans la schistosité. Des éléments de fuchsite (mica chromifère), en relation avec le volcanisme basique, sont particulièrement abondants dans le conglomérat.

Une minéralisation de blende (galène), disséminée suivant la schistosité, se développe dans deux zones de plusieurs mètres de puissance. Elle est associée à une gangue de quartz, d'ankérite et de chlorite. Là aussi, l'enveloppe de cette minéralisation est sécante sur la stratigraphie et la schistosité. Un filon à épontes bien marquées pourra être observé une centaine de mètres au nord de la grange en bordure de la route. Il est caractérisé, outre la blende, par l'abondance de la pyrrhotine et de la chalcopyrite.

Les deux derniers arrêts (H et I) de cette journée seront consacrés au Dévonien minéralisé d'Arrens. Une couche de Ba et/ou Zn (Pb), associée à du quartz ou lits de cherts, jalonne sur plus de 5 km le contact de calcaires blancs et de siltites noires supérieures. La minéralisation principale apparaît sur les deux flancs d'un synclinal serré et déversé, à plan axial EW et plongement N. Vers le nord, des minéralisations discontinues, avec une gangue ankéritique, apparaissent dans d'autres plis et au même niveau stratigraphique.

Ce Dévonien inférieur apparaît comme l'équivalent latéral du faciès tuffacé de type Nerbiou, présent immédiatement au sud, et dont il est séparé par une faille à rejeu hercynien, mais qui a joué un rôle paléogéographique. En effet, c'est à sa bordure que l'on observe un épaississement considérable des calcaires blancs qui n'est pas dû seulement au plissement, mais à une accumulation primaire (faciès récifal probable). Notons enfin l'existence de zonalités minéralogiques : la couche de barytine (avec des traces de fluorine) passe, à l'ouest, au quartz et, au nord, à la blende et pyrite. Plusieurs de ces caractères montrent des analogies avec la minéralisation dévonienne de Meggen en Allemagne.

A l'occasion des deux arrêts prévus, le cadre géologique des minéralisations sera présenté dans le paysage (Fig. 16). Plus spécifiquement, on pourra observer deux affleurements minéralisés :

— ***Arrêt H :*** couche de barytine, rive gauche du Gave d'Arrens, flanc sud du synclinal minéralisé (Fig. 17). La couche de barytine est prise dans un plis décamétrique faillé (plis d'entraînement) avec un dyke. On observe des traces de sulfures, plus abondants et remaniés dans la charnière très quartzeuse du plis (surtout galène). Des lentilles de celsianite (feldspath barytique) sont présentes dans la barytine et le dyke contient de la cymrite (silico-aluminate hydraté de baryum : FROEHLICH, 1970).

— ***Arrêt I :*** couche de quartz, blende, pyrite, rive droite du Gave de Pau, flanc nord du synclinal minéralisé (Fig. 17). Il semble que l'importante masse de quartz corresponde à une recristallisation de cherts dont quelques résidus lenticulaires peuvent être parfois observés. Ces cherts, associés à des séricitites, semblent mieux conservés au toit de la minéralisation. On notera que les plis d'entraînement en « S » sur la couche de de barytine sont ici en « Z »; ils sont aussi beaucoup plus serrés et étirés comme on peut l'observer sur tout le flanc nord du synclinal où les boudinages sont fréquents.

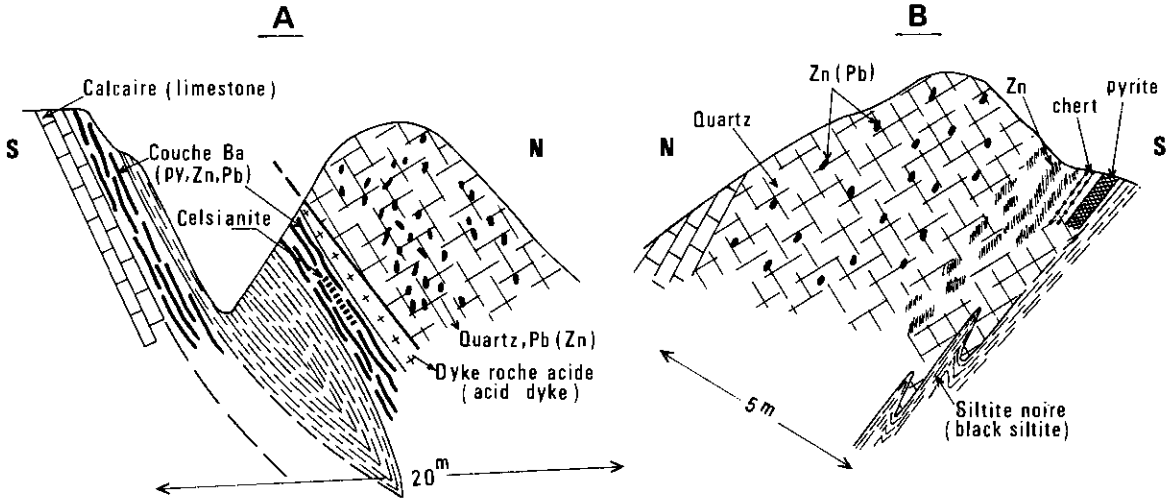


FIGURE 16

Coupe du Dévonien sur les rives droites (A) et gauche (B) du gave d'Arrens

Cross-section of the Devonian on the right (A) and left (B) banks of the « gave d'Arrens »

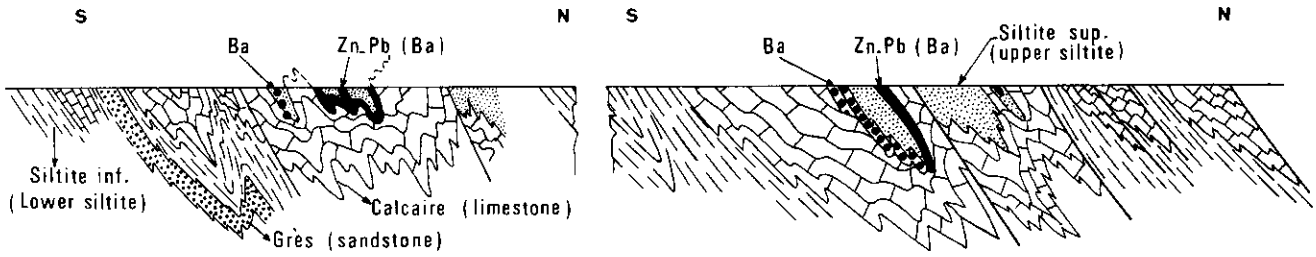


FIGURE 17

Affleurements de la couche de barytine (arrêt H, rive gauche du Gave d'Arrens) et de la couche de blende (arrêt I, rive droite)

Outcrops of the barytine strata (stop H, left bank of « gave d'Arrens ») and of the strata of zinc sulphide (stop I, right bank)

TROISIÈME JOURNÉE: LE GISEMENT DE SCHEELITE DE SALAU (ARIÈGE)

C. DERRE *, M. FONTEILLES ** et Y. NANSOT ***

Ce gisement est situé dans la zone axiale des Pyrénées, à 130 km au sud de Toulouse et à 30 km au sud de St.-Girons, près des sources du Salat et de la frontière avec l'Espagne. Les affleurements minéralisés sont étagés entre 1 230 m et 1 900 m d'altitude. Sa découverte date de 1961 (PASSAQUI), lors d'une prospection des granitoïdes des Pyrénées par le BRGM. Le gisement est exploité depuis 1971 par la Société Minière d'Anglade. Jusqu'en 1978, la production a été fournie par les corps minéralisés situés dans un premier « golfe » de la granodiorite (6 683 t en WO_3 à une teneur moyenne d'exploitation de 1,25 %). Depuis 1974, des recherches vers l'ouest ont permis d'évaluer de nouveaux corps minéralisés actuellement exploités. Ces réserves sont estimées à 4 000 t de WO_3 à une teneur moyenne d'exploitation de 2 % (Fig. 18).

* Laboratoire de Géologie Appliquée, Université Pierre-et-Marie-Curie, 75230 Paris CEDEX.
** Ecole Nationale Supérieure des Mines, Lab. de Géologie, 42023 Saint-Etienne.
*** Société des Mines d'Anglade, Salau, 09140 Seix.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le gisement se trouve au sud d'un petit massif de granodiorite de 1 km² de surface environ. Cette intrusion traverse et métamorphise des terrains d'âge ordovicien supposé. La succession lithostratigraphique, son équivalent affecté par le métamorphisme de contact, ainsi que la localisation des skarns et des minéralisations sont les suivants :

Série de Salau	*Métamorphisme de contact*	
	à moins de 50 m de la granodiorite	à moins de 25 m de la granodiorite
Calcaire gris et blanc de Salau	Cipolin rubané gris et blanc	Skarns, lentille G' 620 indices du ravin de la Fourque
Alternances de calcaires et de shales	Cipolin à idocrase Cipolin à diopside	Skarnoïdes, lentilles du « golfe nord », « Véronique Ouest ».
Calcaire à entroques	Cipolin rubané gris et blanc	Skarns, lentilles « Sud », « Véronique Est », colonne « S.C. »
Shales gréseux	Cornéennes silico-alumineuses	

En dehors des minéralisations des skarns de contact, il existe au sommet du calcaire de Salau un indice stratiforme de blende qui, par sa position, rappelle les minéralisations liées aux strates de l'Ordovicien supérieur des secteurs de Bentaillou-Sentein (Ariège, France) et de Liat (Espagne).

Cette série est surmontée par les shales bleutés, puis par une un calcaire daté du Dévonien inférieur (DOMANGET, 1977). C'est à ce niveau que se situent les minéralisations zincifères liées aux strates de Carboire, Saubé et Hoque Rabé, au NE de Salau (BOIS *et al.*, 1972; CHARUAU, 1974).

Avant la mise en place de la granodiorite, la série sédimentaire a été plissée et métamorphisée lors de l'orogenèse hercynienne. Quatre épisodes principaux de plissements ont été mis en évidence. Le premier épisode (Pl — N 30° à N 80°) est synchrone du métamorphisme régional épizonal et marqué par l'association albite - épidote - muscovite - chlorite. Le second épisode (P 2 — N 110°) donne sa structure à la région. La mise en place des granodiorites est antérieure à la phase de plissement P 3 (N 140°) (DERRE, 1978). Celle du granite de Salau est, selon DERRE (1973), synchrone de l'épisode de plissement P 2, et selon SOLER (1977), postérieure à P 2.

2. ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE DU GISEMENT

Autour de la granodiorite de Salau, la série carbonatée a été affectée par un métamorphisme de contact où l'on distingue (DERRE, 1978) :

— une auréole externe (faciès des cornéennes à albite, épidote, biotite), allongée E-W, qui s'étend jusqu'à 6 km du massif;

— une auréole interne (faciès des cornéennes à hornblende), d'une cinquantaine de mètres de largeur.

D'après la cartographie, la granodiorite recoupe un anticlinal P 1 dont le cœur est formé de cornéennes silico-alumineuses visibles en mine.

L'intrusion de Salau se compose d'une bordure discontinue de quartz-diorite et de diorite quartzique à grain fin ou microgrenue et d'un corps de granodiorite à tendance porphyroïde en profondeur. SOLER (1977) a montré que ces deux ensembles appartiennent à deux lignées calco-alcalines, la première étant décalée vers les fortes teneurs en fer.

3. LE GISEMENT (Fig. 18)

3.1. *Forme et contrôle de la minéralisation* (DERRE, *1978*)

La minéralisation en scheelite se limite aux zones de pyrrhotite situées dans les skarns près du contact de la granodiorite. Les corps minéralisés ont une forme en lentille ou en colonne contrôlée par les irrégularités de la bordure de la granodiorite (golfes et gouttières) et par la disposition des roches encaissantes sur la bordure.

Deux ensembles de corps minéralisés peuvent être distingués en fonction de la nature des roches encaissantes :

— les lentilles situées dans les cipolins à diopside, idocrase qui se composent de bandes de pyrrhotite et scheelite alternant avec des skarns rubanés ou skarnoïdes à hédenbergite, grenat et les cipolins. La teneur moyenne en WO_3 est de 1 % dans le premier golfe (lentille « Nord », lentilles du golfe). La distribution de la scheelite est liée aux rubans riches en pyroxène ou biotite et quartz, alors que les rubans à pyroxène et grenat sont stériles ou pauvres (0,40 à 0,17 % WO_3).

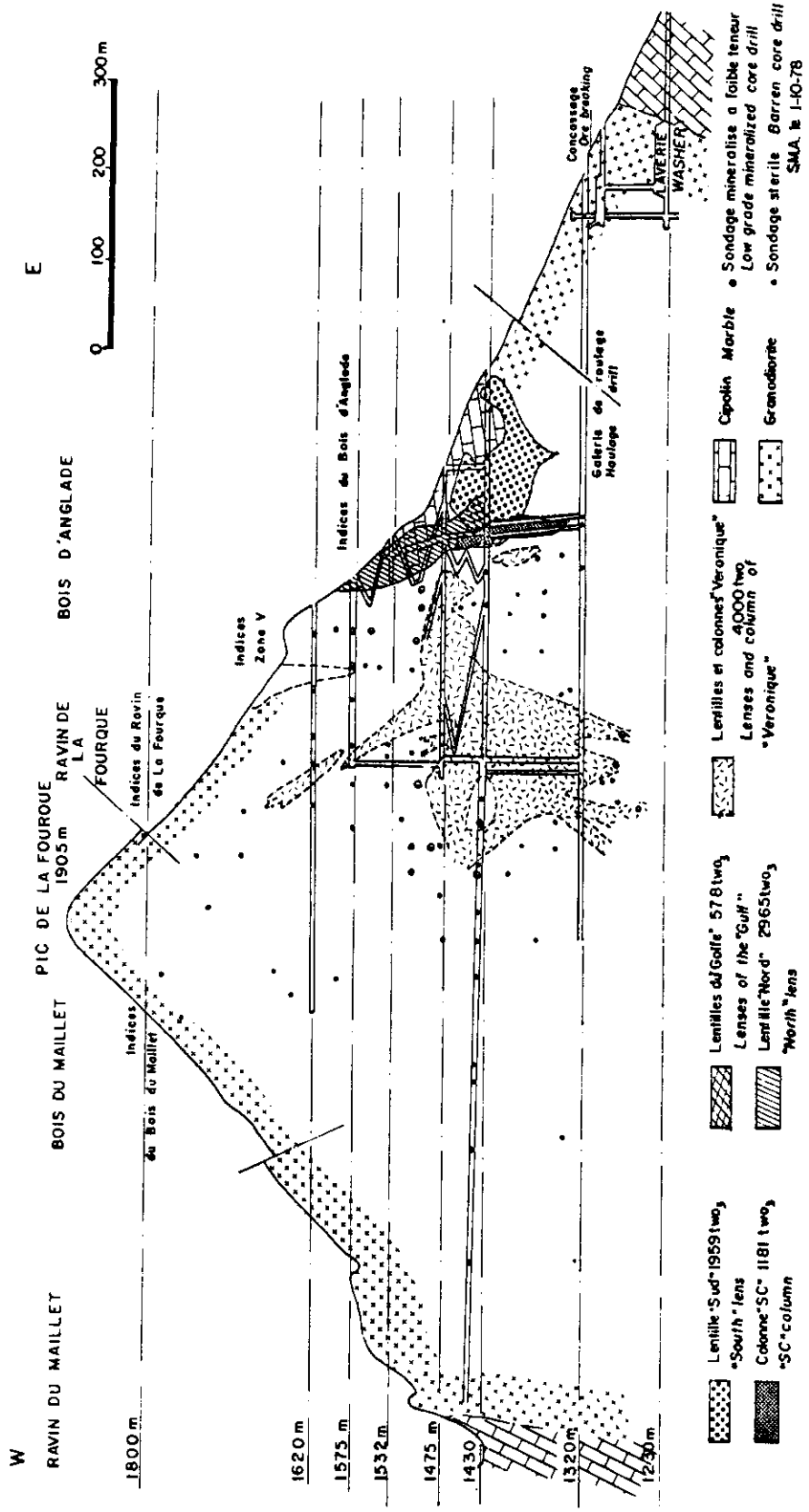


FIGURE 18

Coupe E-W projetée du gisement de Salau et du granite de la Fourque

E-W cross section of the Salau deposit and of the « La Fourque » granite

La scheelite est concentrée également dans une frange d'une dizaine de centimètres au contact skarn-cipolin;

— les lentilles ou colonnes situées dans le cipolin rubané gris et blanc se limitent surtout à la bordure de la granodiorite ou de ses apophyses.

Dans le premier golfe, la lentille « Sud » et la colonne « S. C. » ont des teneurs moyennes élevées (1,6 et 2 %), de même que la lentille Véronique-Est (2%) dans le troisième golfe.

La minéralisation exploitable est liée à plusieurs métallotectes :

lithologiques : la minéralisation se limite à la partie inférieure de la série carbonatée de Salau;

structuraux :

— les irrégularités de la bordure de la granodiorite formant des gouttières sont bien minéralisées si leur largeur ne dépasse pas 20 m;

— la localisation et la forme de la granodiorite et de la minéralisation sont contrôlées par :

- les discontinuités structurales antérieures (contacts lithologiques, répétitions par le plissement P 1),
- l'obliquité de la granodiorite sur les strates originelles; les skarns se développent en bande alternant avec les cipolins jusqu'à 25 m du contact, tandis qu'ils ne dépassent pas une dizaine de centimètres quand les strates sont parallèles à la bordure;

— la déformation (P 2), synchrone, contrôle la mise en place de la granodiorite et des skarns (avec 1re génération de scheelite) grâce aux décollements entre les roches de compétence différente. Les sulfures cristallisent un peu plus tardivement, et se concentrent vers les zones d'abri (gouttières, charnières de plis, zones d'extension).

À la fin du plissement P 2, l'aplatissement s'accompagne d'une recristallisation des sulfures, et des silicates suivant S 2, à une température plus basse. La scheelite de 2e génération se superpose aux bandes de 1re génération.

À la déformation P 3 est associée une fracturation avec cristallisation de quartz, sulfure et scheelite. Cette minéralisation de fracture peu importante est toutefois un guide vers des corps minéralisés situés latéralement.

3.2. *Stades d'évolution des roches calciques et quartzo-feldspathiques* (M. Fonteilles et P. Soler)

L'attribution du gîte de Salau au type skarn est justifiée par la construction d'une définition empirique des skarns, fondée sur la reconnaissance d'un certain nombre de caractères imposés par les lois de la métasomatose. L'examen des diverses particularités du gisement montre qu'il s'agit d'une métasomatose de percolation.

Divers stades successifs dans l'évolution des roches calciques sont reconnus et caractérisés minéralogiquement :

— un métamorphisme de contact isochimique, accompagné ou suivi de la silicification de certaines cornéennes rubanées (« barrégiennes »), sans autre apport que SiO_2,

— un stade de développement des skarns et skarnoïdes de percolation, caractérisé par un apport de fer (hédenbergite) et un dépôt de scheelite et pyrrhotite disséminées,

— enfin l'épisode principal de minéralisation avec pyrrhotite abondante et scheelite à teneur souvent exploitable est associé à une phase d'altération hydrothermale caractérisée notamment par le développement de ferro-actinote et d'épidote.

Dans les roches quartzo-feldspathiques, notamment la granodiorite, on observe des stades de transformations plus ou moins parallèles à ceux décrits dans les roches calciques;

— un stade relativement précoce et assez peu développé est du type greisen, avec veines de quartz-muscovite et de tourmaline;

— un stade hydrothermal, parfois accompagné de minéralisation exploitable en scheelite, les phénomènes les plus caractéristiques sont le développement d'albite, localement d'une biotite hystérogène et de microcline néoformé, ailleurs d'épidote dominante.

L'utilisation des résultats expérimentaux et le calcul thermodynamique permettent de préciser les conditions thermodynamiques régnant aux différents stades.

Stade 1 (métamorphisme de contact) :

$485\ ^\circ C < t < 540\ ^\circ C$, 400 bars $< fCO_2 < 900$ bars, $-24{,}7 < \log f_{O_2} < -22$

Stade 2 (skarns et skarnoïdes) :

$505\ ^\circ C < t < 540\ ^\circ C$, 450 bars $< fCO_2 < 1\,150$ bars, $-24{,}1 < \log f_{O_2} < -22$ et $-6{,}85 < \log f_{S_2} < -6{,}25$

Stade 4 (« altération hydrothermale ») :

$450\ ^\circ C$, $\log f_{O_2} = -27{,}5$ $fCO_2 = -1\,000$ bars et $\log f_{S_2} = 8{,}2$.

Des mesures isotopiques réalisées sur le soufre de la pyrrhotite, sur le carbone et l'oxygène des carbonates montrent l'origine profonde des fluides. Ceux-ci ne proviendraient pas de l'intrusion immédiatement adjacente à la minéralisation.

Le tungstène accompagnant ces fluides serait issu d'une source non identifiée dans l'état actuel de nos connaissances.

QUATRIÈME JOURNÉE : LE GISEMENT DE TALC DE TRIMOUNS PRÈS LUZENAC (ARIÈGE)

J.-P. FORTUNÉ *, B. GAVOILLE **, P. MOREAU **, J. THIÉBAUT ***

Le gisement de talc de Trimouns affleure dans le massif prépyrénéen du St.-Barthélemy, sur le flanc est du Pic du même nom, à 6 km au NE du village de Luzenac et à 95 km au sud de Toulouse. Du nord au sud, on le suit sur une longueur de 5 km, tandis que l'exploitation se développe sur 1 500 m. Il constitue la plus importante occurrence talqueuse française connue à ce jour, ses réserves étant de l'ordre de 18 millions de tonnes. L'exploitation s'effectue en carrière, seulement à la belle saison, en raison de l'altitude (1 800 m); le « talc » est trié manuellement, puis réparti en différentes catégories suivant sa couleur; on distingue ainsi, visuellement, une qualité supérieure blanche, soit schisteuse, soit compacte et des variétés de plus en plus grises, riches en chlorite. Il est extrait actuellement 300 000 t de « talc », l'exploitation devant faire face à de lourdes charges de mort-terrain (3 000 000 tonnes).

1. SITUATION GÉOLOGIQUE

Le gisement se développe entre un mur constitué par les formations cristallines du St.-Barthélemy, et un toit, représenté par des séries épimétamorphiques chloritographiteuses, à puissantes intercalations dolomitiques, et des séricito-schistes. Il occupe un plan de chevauchement, mettant en contact les formations épimétamorphiques sur la série cristallophyllienne mésozonale (Fig. 19).

1.1. Les *formations du mur*, étudiées notamment par ZWART (1953) et GUCHEREAU (1975), sont constituées par un ensemble de roches métamorphiques : migmatites, gneiss à sillimanite et silicates calciques, micaschistes à biotite et muscovite. La migmatisation a été accompagnée par la mise en place de leucogranites, mais aussi de pegmatites et de filons de quartz, tant dans les micaschistes que dans les séries de couverture.

1.2. Les *formations du toit* (THIEBAUT *et al.*, 1968) sont caractérisées par la présence de dolomies; elles affleurent de façon discontinue, en formant des lentilles de puissance variable, entre 5 et 80 m. Elles se présentent sous trois faciès : dolomie, appelée improprement « petit granite » par les mineurs, à cause de sa structure à grains équidimensionnels, engrénées les uns dans les autres, de couleur grise ou blanche; dolomie blanche ou légèrement jaunâtre et dolomies rubanées, formées par l'alternance de lits bleutés (dolomite) et de lits noirs (graphite, chlorite, talc, pyrite).

Le passage dolomie-schistes est souligné par une alternance régulière de lits dolomitiques et de lits phylliteux dont la puissance va du millimètre au centimètre. Les cristaux de dolomite allongés et très écrasés sont répartis dans une trame chloriteuse, où apparaissent fréquemment, des cristaux de pyrite.

Cette unité magnésienne pourrait être rattachée aux formations carbonatées de l'Ordovicien supérieur.

Elle est surmontée par une mince unité de séricito-schistes (Silurien) à laquelle succèdent les formations du Dévonien : marbres à phlogopite, quartzites, roches volcano-sédimentaires (tuffites), séricito-schistes.

1.3. *Cadre tectonique.* Les études microtectoniques ont permis de mettre en évidence cinq phases de déformations.

Les deux premières phases, contemporaines de la migmatisation des micaschistes avec mise en place des pegmatites et de leucrogranites, se marquent par l'existence de microplis à axe N-S, à plan axial plongeant vers l'est, avec le développement d'une schistosité de flux ou d'une foliation.

La troisième phase annonce le chevauchement des séries de couverture sur le socle qui prendra toute son ampleur lors de la 4e phase de déformation. Il se produit un écaillage important, au niveau des plans d'anisotropie antérieurs, responsable de l'écrasement des dolomies et des roches encaissantes. A cette phase serait liée la formation du talc et des chlorites qui lui sont associées.

La cinquième phase, d'âge tardi-hercynienne ou pyrénéenne, correspond à un coulissage sénestre du toit sur le mur, qui a provoqué une rotation des masses dolomitiques et des écailles du mur ainsi que des variations considérables de la puissance de la zone « talqueuse » (Fig. 20).

* Université Paul-Sabatier, Lab. Minéralogie-Cristallographie associé au CNRS (LA 67), 39, allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.
** Société des Talcs de Luzenac, 09250 Luzenac.
*** Université de Franche-Comté, Lab. Pétrographie-Minéralogie, 25030 Besançon.

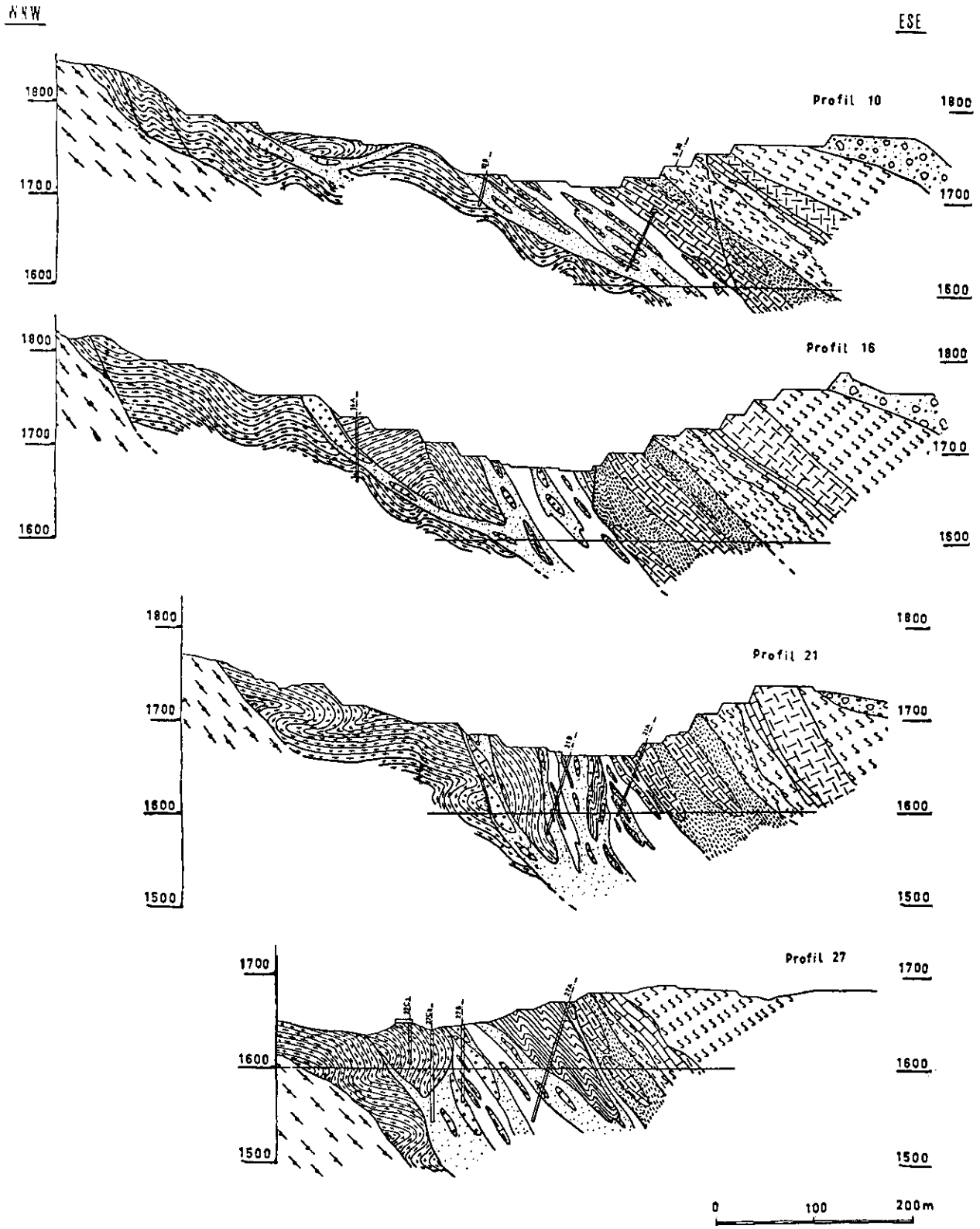


FIGURE 19

Profils géologiques du gisement de Trimouns (près de Luzenac) (même légende que Fig. 20)

Cross-sections of the talc deposits of Trimouns (near Luzenac) (same key as Fig. 20)

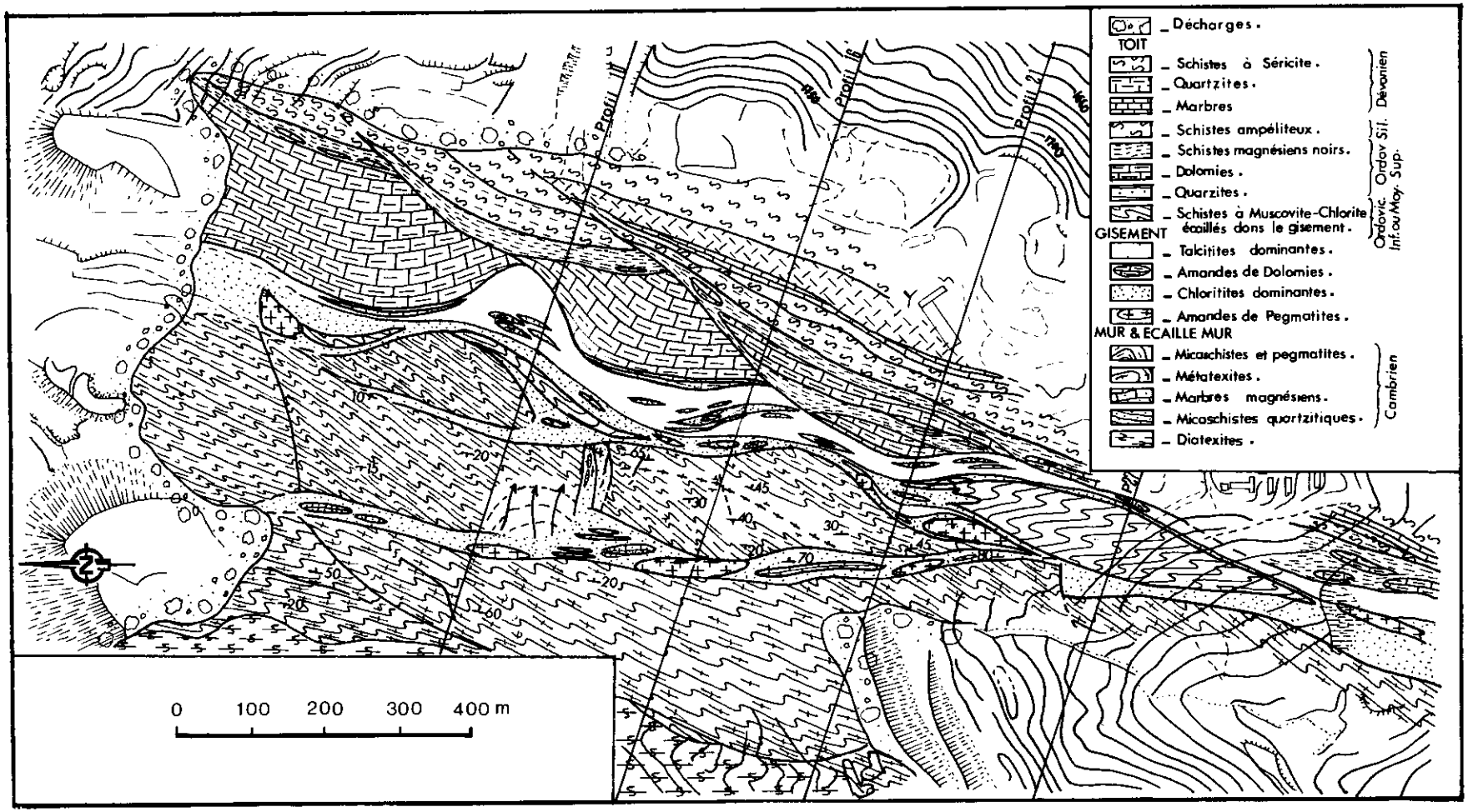


FIGURE 20

Carte géologique de la carrière de talc de Trimouns (près de Luzenac)

Geological map of the open talc mine of Trimouns (near Luzenac)

2. Les concentrations de talc

2.1. *Morphologie du gisement.* La minéralisation, constituée de talc associé à des proportions plus ou moins grandes de chlorite, se distribue entre un corps principal et des corps annexes, localisés essentiellement dans les formations du mur.

Le *corps principal* forme une couche complexe, d'aspect lenticulaire, orientée N 10° E, avec un pendage variable de 40 à 80° est (Fig. 19). La puissance de la zone « talqueuse » déduite des travaux de recherche (sondages, galeries) montre d'importantes variations (10 à 80 m). Le gisement est constituée par l'alternance irrégulière de couches de talc et de chloritoschistes, d'où le mode d'exploitation qui consiste en un triage manuel des différentes variétés. On peut cependant distinguer deux types minéralogiques, l'un à dominante talqueuse (80 à 97 % de talc), l'autre essentiellement chloriteuse (70 à 90 % de chlorite, 10 à 30 % talc). Au sein de ces formations apparaissent de nombreuses inclusions de nature différente : dolomies de préférence au toit du gisement, quartzites et micaschistes au mur, pegmatites dans toute la zone minéralisée.

Les *corps annexes,* d'une puissance n'excédant pas 5 à 10 m, apparaissent au niveau des plans de cisaillement qui mettent en contact anormal les micaschistes sur les migmatites. Il s'agit d'une minéralisation essentellement chloriteuse riche en inclusions stériles.

2.2. *Le talc et les minéraux associés.* Les études minéralogiques ont révélé, outre le talc et les chlorites, de la calcite, du quartz, de la trémolite, des sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite) et très accessoirement, dans les dolomies du toit, des carbonates et phosphates de terres rares et de la cassitérite.

Le talc le plus pur est lié aux dolomies et s'observe, de ce fait, au toit du gisement. On observe une épigénisation totale des dolomies, avec conservation des structures marquées, ici, par une alternance de lits blancs de talc et de lits sombres graphito-chloriteux. Mais du talc apparaît aussi en rétromorphose de trémolite (Pic d'Ourlès), dans les chloritoschistes ou en transformation de roches très siliceuses.

Les chlorites sont très abondantes et forment des chlorito-schistes. Leur couleur varie du gris verdâtre au gris foncé. Les études minéralogiques (Fortuné, 1971) ont montré la présence de shéridanite et de clinochlore; tandis que la première découle de la transformation des micaschistes et séricitoschistes, la deuxième apparaît dans les franges d'altération des pegmatites.

La calcite, en monocristaux très caractéristiques, porte « régulièrement la marque du glissement résultant d'actions mécaniques intenses postérieures à leur formation » (Capdecomme, 1950).

Le quartz, présent sous forme d'un filon très puissant au Pic d'Ourlès, est rare dans le gisement.

La trémolite, en fibres très développées au Pic d'Ourlès ou en fines aiguilles au contact des pegmatites incluses dans la couche de talc, est toujours, partiellement ou totalement, rétromorphosée en talc. Cette transformation témoigne de l'instabilité de cette amphibole dans les conditions de formation du talc.

Pyrite et pyrrhotite ont été décrites par Lacroix (1896); signalons que la pyrrhotite du toit est hexagonale tandis que celle de la couche de talc est composée par un mélange de pyrrhotite hexagonale et de pyrrhotite monoclinique. Si l'on admet que la pyrrhotite du toit est antérieure à la formation du « talc », la forme hexagonale aurait été transformée partiellement en forme monoclinique dans les conditions de température créées par les solutions qui donnaient naissance au talc. Ces températures seraient inférieures à 297 °C, qui est le point de transformation de la pyrrhotite.

3. Hypothèses génétiques

Les observations précédentes montrent que la formation de ce gisement implique des actions tectoniques, favorisant l'action de fluides hydrothermaux, et des dolomies emballées dans des roches silico-alumineuses, associées localement à des roches siliceuses.

Les transformations observées des micaschistes et des pegmatites en chloritoschistes, des roches siliceuses en talc, témoignent d'une métasomatose magnésienne. Au cours de la chloritisation des roches silico-alumineuses entre en solution la silice en excès dans ces roches, sous forme de quartz ou de silicates plus riches en silice que les phyllites formées. Cette silice a réagi sur les dolomies pour donner le talc massif, avec libération du calcium individualisé en partie sous forme de calcite (Capdecomme, 1950).

La rétromorphose de trémolite en talc, la transformation de pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique, jointes à des études thermométriques concourent pour attribuer à ce gisement une température de formation comprise entre 250 °C et 300 °C.

Lors des phases tardi-hercyniennes ou pyrénéennes se produisait un phénomène de coulissage qui donnait au gîte sa configuration actuelle.

CINQUIÈME JOURNÉE : LES GISEMENTS DE FLUORINE D'ESCARO ET DE SAHORRE (PYRÉNÉES-ORIENTALES)

A. CARTIER * et M. HUARD **

Ces gisements sont situés sur le flanc nord du massif pyrénéen du Canigou, à 40 km environ à l'ouest de Perpignan, entre Vernet-les-Bains et Olette.

Le gisement d'Escaro est exploité en carrière depuis 1955 par la société Denain-Anzin-Minéraux. À ce jour, la production a été d'environ 2 Mt de minerai à 55-60 % de fluorine. L'essentiel du minerai (80 %) est traité par flottation et fournit du spath acide; le reste (20 %) est utilisé à la fabrication de pellets métallurgiques qui titrent 45 % de CaF_2. La production annuelle — la première de France — est de l'ordre de 55 000 t de spath acide et de 20 000 t de pellets. Les réserves sont évaluées à 1,3 Mt de minerai à 55-60 % de fluorine (22 % des réserves françaises).

Le gisement de Sahorre est épuisé. Il a été exploité par la même société de 1959 à 1977 et a fourni 430 000 t de minerai à même teneur.

Deux autres gisements de fluorine de ce district, bien moins importants que les précédents (Vernet-les-Bains et col de la Manche), ont fait l'objet d'exploitations rudimentaires.

1. CADRE GÉOLOGIQUE

Le Canigou est l'un des massifs métamorphiques les plus orientaux de la zone axiale hercynienne des Pyré-

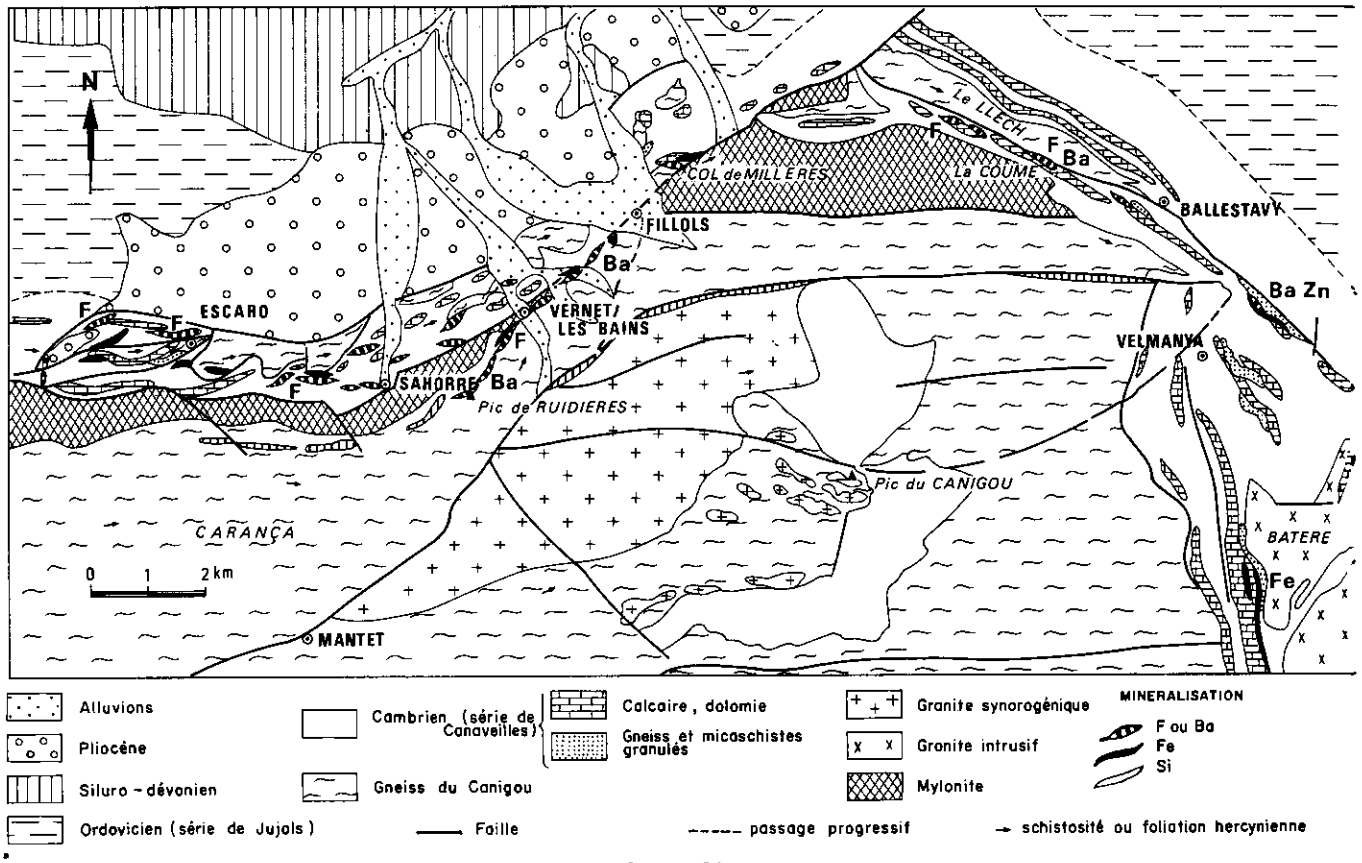


FIGURE 21

Carte géologique du massif du Canigou
Geological map of the Canigou Mountain

* Université d'Orléans, Laboratoire de Géologie appliquée, 45045 Orléans CEDEX.
** Aluminium Péchiney, Division Bauxite, B.P. 59, 13290 Les Milles.

nées. Il est constitué d'un socle d'orthogneiss auréolé d'une bordure micaschisteuse (Fig. 21).

La zonéographie (andalousite, biotite, chlorite) d'un métamorphisme de type « basse pression intermédiaire » affecte, au nord, les deux entités basales du synclinal de Villefranche-de-Conflent, à cœur dinantien :

— la série de Canaveilles, rapportée au Cambrien, essentiellement micaschisteuse dans laquelle s'intercalent des roches carbonatées (calcaires, dolomies, ankérites, sidérites), des schistes carburés et pyriteux, des gneiss ou des micaschistes « granulés » correspondant à des albitophyres et des paragneiss leucocrates;

— la série de Jujols rapportée à l'Ordovicien, constituée de schistes ardoisiers à intercalations rares, principalement quartzitiques.

Le socle gneissique comporte des occurrences granitiques de deux types :

— le granite profond du Canigou, synchrone des plis post-schisteux;

— les granites intrusifs tardi-hercyniens, mis en place lors de la phase de distension post-orogénique (granite de Costabonne et de Batère).

Tectonique hercynienne. — Elle s'exprime globalement par des plis et des failles associées. On distingue trois types de plis :

- les plis post-schisteux responsables des grandes structures régionales en brachy-anticlinaux et synclinaux de directions axiales préférentielles N125° et N65°E;
- les plis synchrones et les linéations synschisteuses d'orientation générale N50 à N80°E;
- les plis anté ou synchisteux de direction axiale N130° à N110°E.

La fracturation hercynienne, associée à des failles directes E-W et des failles inverses N120° à N40°E et N60° à N80°E, se manifeste par des filons à gangue quartzo-barytique.

Tectonique pyrénéenne. — La dernière phase pyrénéenne et la distension oligocène qui a suivi, ont confirmé la structuration hercynienne. Régionalement, la morphologie actuelle est alors préfigurée (effondrements de la Cerdagne), du Capcir et du Conflent, surrection des socles gneissiques de la zone axiale). Des réajustements isostasiques ont prolongé les effets de cette distension et ont induit une néotectonique superficielle d'âge plio-quaternaire. Des « collapse structures », panneaux allochtones de série de Canaveilles et, plus rarement, de gneiss, chevauchent sur une centaine de mètres les formations graveleuses pliocènes du Conflent.

Une séismicité importante et un thermalisme sulfuré-sodique manifestent à l'heure actuelle, le long de la faille nord-pyrénéenne, les prolongements de cette activité.

2. Gîtologie

2.1. *Localisation des gisements et contexte gîtologique*

Les gisements du district du Nord-Canigou sont localisés dans la série de Canaveilles, soit entièrement dans une unité allochtone (Escaro), soit en partie dans l'autochtone (Sahorre, Vernet-les-Bains, col de la Manche), ces derniers gîtes s'alignant selon une direction grossièrement E-W.

Tous ces gisements sont étroitement associés à des gisements d'oxydes de fer autrefois exploités qui se développent dans des niveaux carbonatés de la série de Canaveilles, par l'oxydation d'amas métasomatiques de sidérite (Guitard, 1970).

Dans ce même district, des indices à fluorine, barytine, sidérite et sulfures associés (galène, pyrite, blende, mispickel), de type filonien, s'alignent selon des directions NE-SW à E-W sur environ 7 km de longueur. Ils sont encaissés dans les gneiss du Canigou, à proximité du contact avec la série de Canaveilles (indices du col de Millères, du pic de Ruidières...).

Sur la bordure orientale du Canigou, on retrouve les mêmes paragenèses minérales. Les minéralisations sont également incluses dans la série de Canaveilles et elles sont toutes très étroitement associées à des bancs calcaréo-dolomitiques. Il s'agit principalement du gisement de sidérite de Batère, actuellement exploité, et de petits gîtes à barytine, fluorine, blende et sidérite stratiformes (Velmanya, le Llech) ou en amas (Ballestavy) qui ont fait l'objet de travaux anciens.

À l'échelle du massif, une zonalité régionale des minéralisations remplace progressivement, de l'est vers le nord, la barytine par la fluorine et la blende par la galène.

2.2. *Morphologie des gisements*

2.2.1. Escaro (Fig. 22 à 25)

Le gisement d'Escaro se compose de nombreux corps minéralisés qui se présentent sous forme de lentilles ou d'amas irréguliers orientés généralement E-W. Ces corps sont encaissés dans des micaschistes.

Dans la partie occidentale du gisement (Pla de Gante), exploitée entre 1959 et 1972, une dizaine de corps de ce type avaient été dénombrés. Le plus important — le gîte de la grande carrière — mesurait 130 m de longueur, 70 m de largeur et 5 à 35 m de puissance.

Dans la partie orientale du gîte, actuellement en cours d'exploitation (carrière d'Escaro-Est), la minéralisation se répartit en deux « amas » superposés. Le plus superficiel se développe sur 600 m de longueur, 100 m de largeur et 30 à 50 m de puissance. Le plus profond, d'un volume aussi important, se présente en forme grossièrement synclinale.

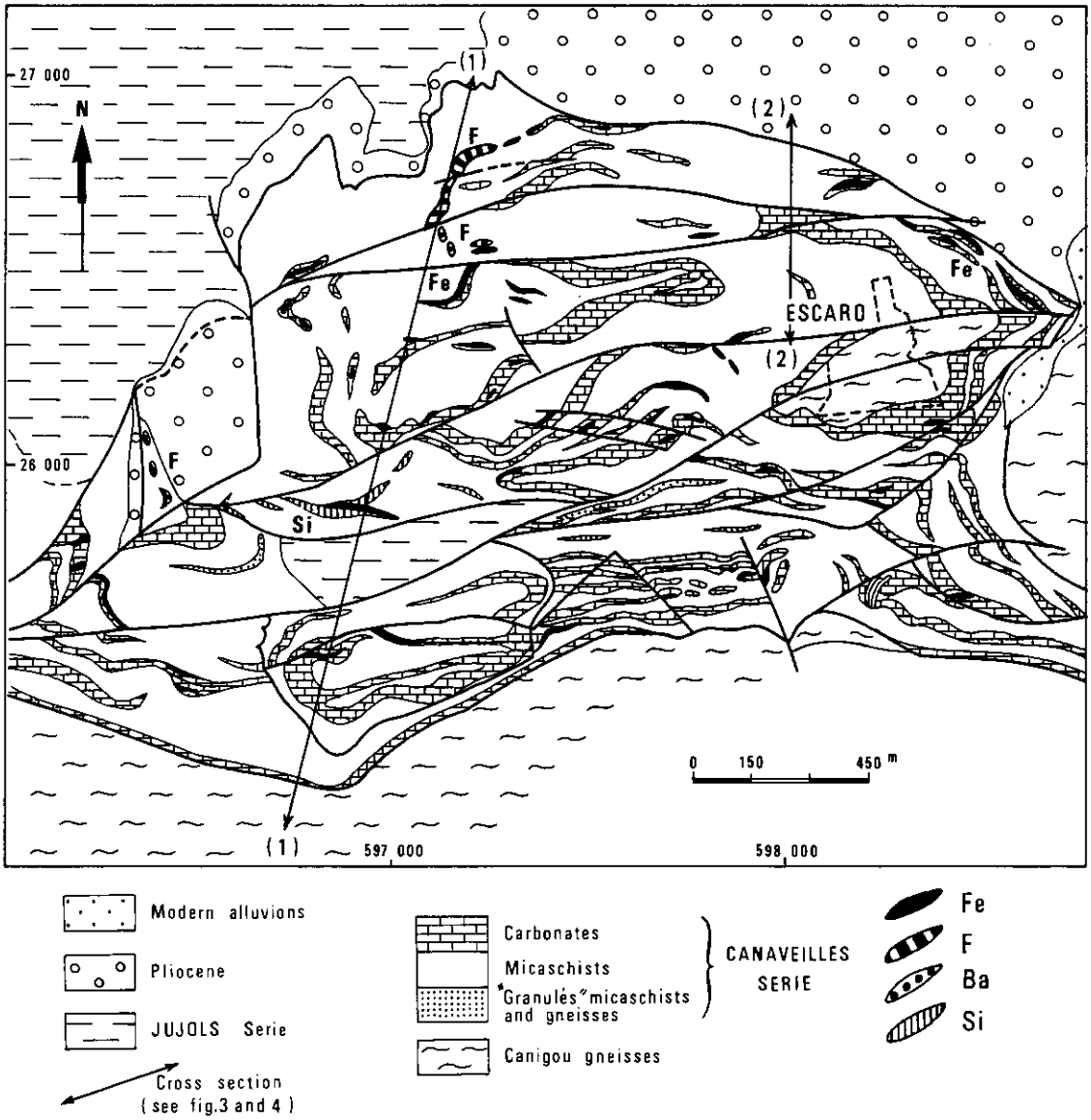


FIGURE 22
Escaro. Carte géologique détaillée
Escaro. Detailed geological map

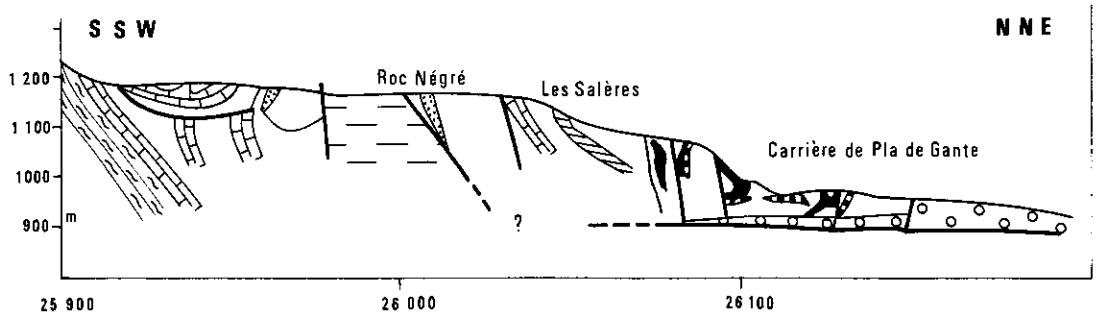


FIGURE 23
Escaro. Coupe n° 1. *Cross section No. 1*

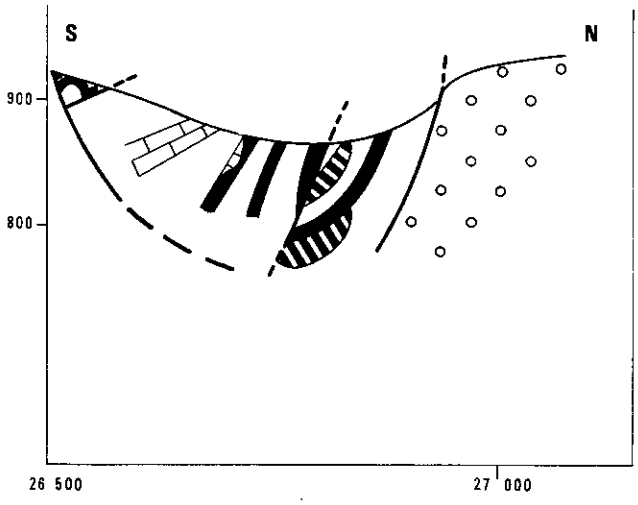


FIGURE 24
Escaro. Coupe n° 2. *Cross section No. 2*

2.2.2. Sahorre (Fig. 26 à 28)

Trois lentilles minéralisées principales constituaient le gisement de Sahorre. Comme celles d'Escaro, elles étaient alignées E-W et avaient des dimensions analogues : 100 à 200 m de longueur, 10 à 20 m de largeur et 30 m environ d'épaisseur. Ces lentilles, encaissées dans les micaschistes, étaient contrôlées par une faille E-W.

2.3. *Paragenèse et succession*

La fluorine d'un blanc jaunâtre est très cataclasée. Elle est très souvent associée à du quartz et envahie, dans les cassures, par des oxydes de fer (goethite, hématite, limonite). Ces derniers proviennent de l'oxydation de sidérite dont on trouve des reliques ou la trame cristalline pseudomorphosée.

Des occurrences de barytine, pyrite, galène, chalcopyrite, blende et oligiste apparaissent localement et rarement.

La sidérite semble toujours antérieure à la fluorine et au quartz. La barytine et les sulfures sont postérieurs. L'oligiste est le plus tardif.

2.4. *Interprétation*

L'interprétation des gisements d'Escaro et de Sahorre oppose, en partie tout du moins, les auteurs.

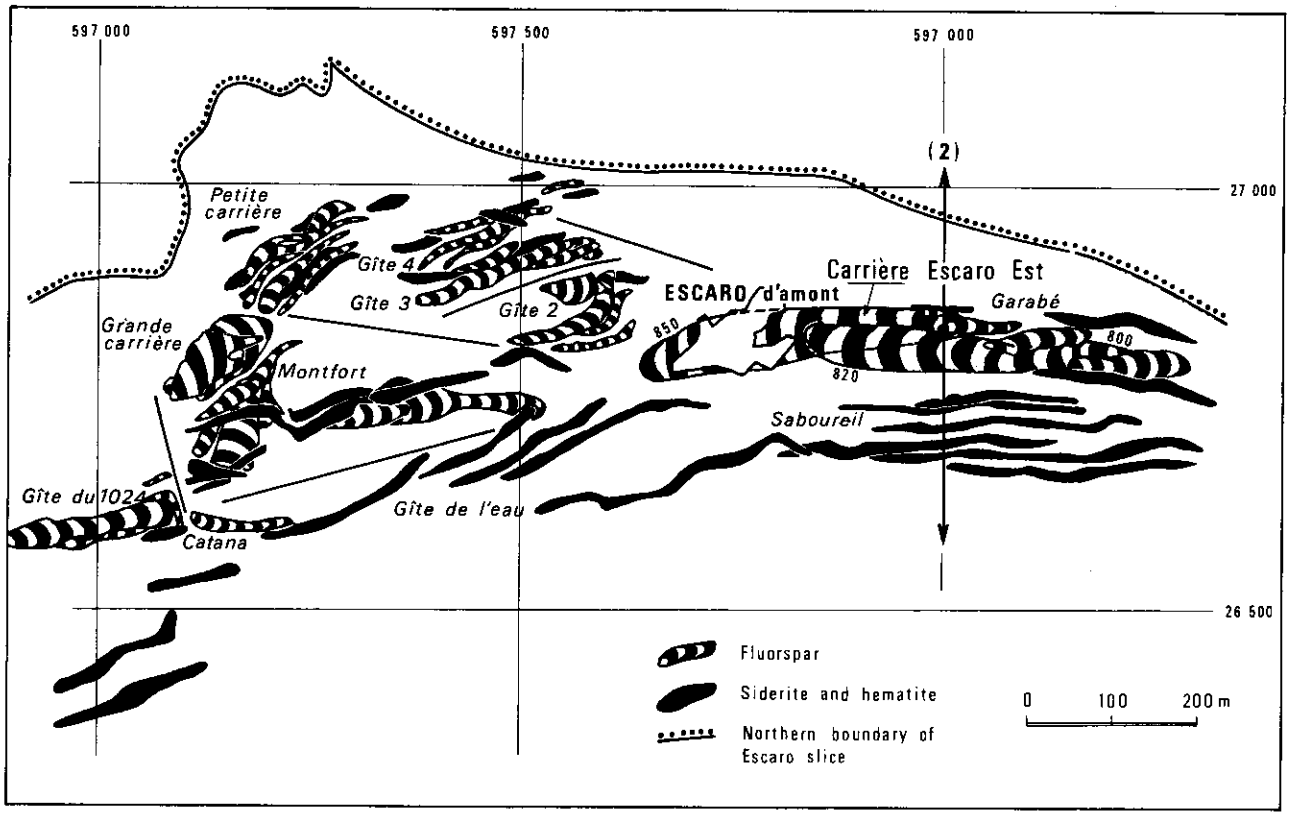


FIGURE 25
Escaro. Carte des corps minéralisés
Map of ore bodies

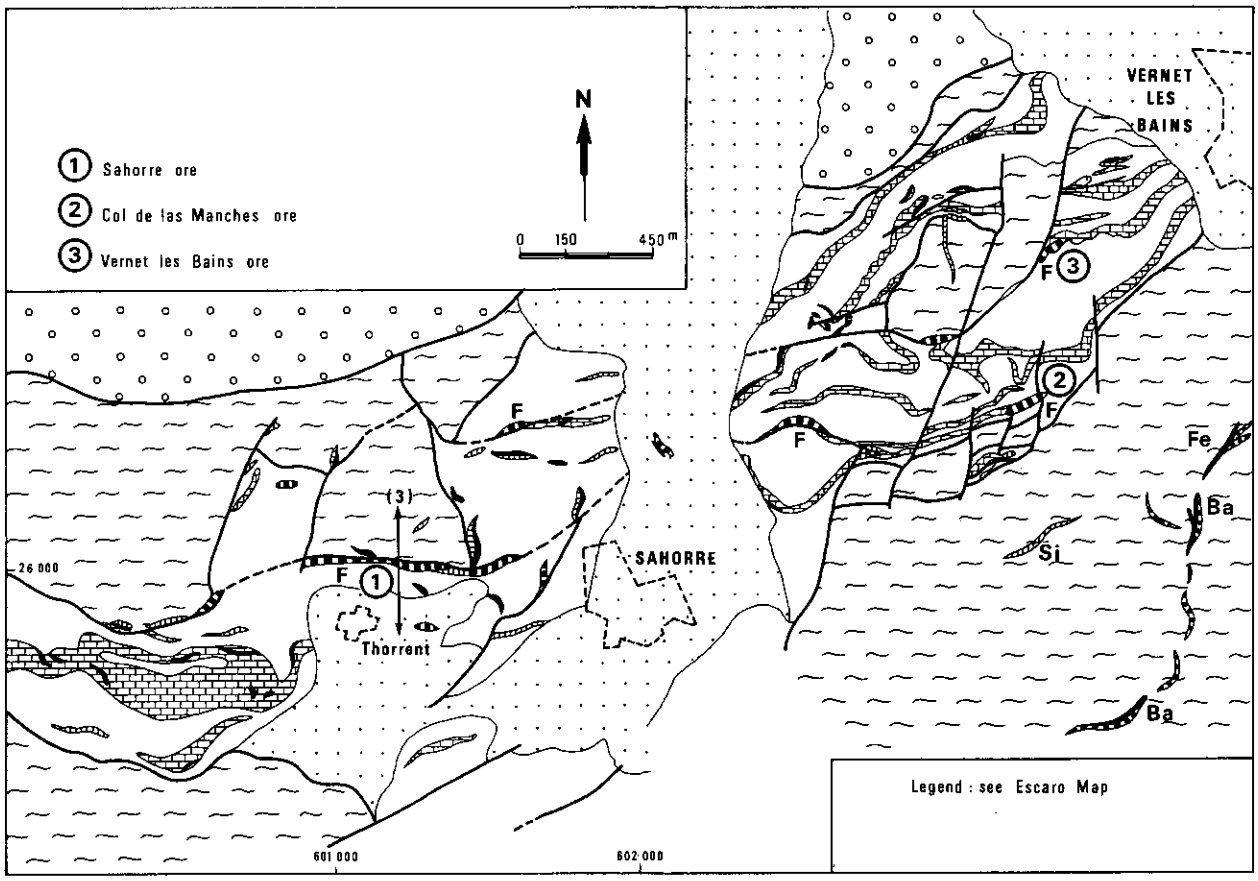


FIGURE 26
Sahorre-Vernet. Carte géologique détaillée. *Detailed geological map*

Pour HUARD (1972), les corps minéralisés s'orientent selon les grandes structures cassantes tardi-hercyniennes E-W, ce qui donne une indication quant à la première phase métallogénique. Les concentrations minérales auraient été ensuite déformées et remobilisées lors de l'orogenèse pyrénéo-alpine.

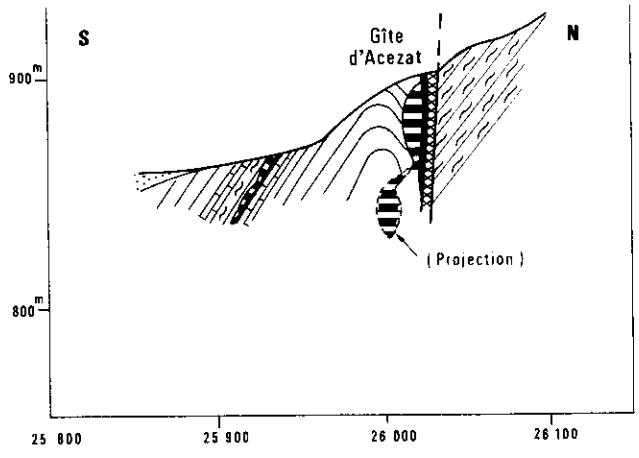


FIGURE 27
Sahorre-Vernet. Coupe n° 3. *Cross-section No. 3*

Des datations par dosages isotopiques Rb-Sr et K-Ar ont été effectuées sur des argiles d'altération hydrothermale prélevées aux épontes des corps minéralisés. Elles confirment la duplicité génétique appréhendée par la géologie : les âges des phases argilisantes sont 190 MA (Hettangien) et 90 MA (Turonien-Cénomanien) (ESQUEVIN *et al.*, 1976).

CARTIER soulève le problème posé par l'aspect très tourmenté et plus ou moins stratoïde des corps minéralisés que la tectonique cassante pyrénéo-alpine et la néotectonique ne peuvent expliquer de façon satisfaisante.

En outre, la discordance relative des corps minéralisés sur leur encaissant peut être expliquée par des différences de compétence aux diverses tectoniques. Par contre, la stricte concordance de certains corps minéralisés avec la schistosité et la dislocation de ceux-ci par des cassures hercyniennes, ne peuvent s'expliquer que par l'antériorité de la mise en place de la minérali-

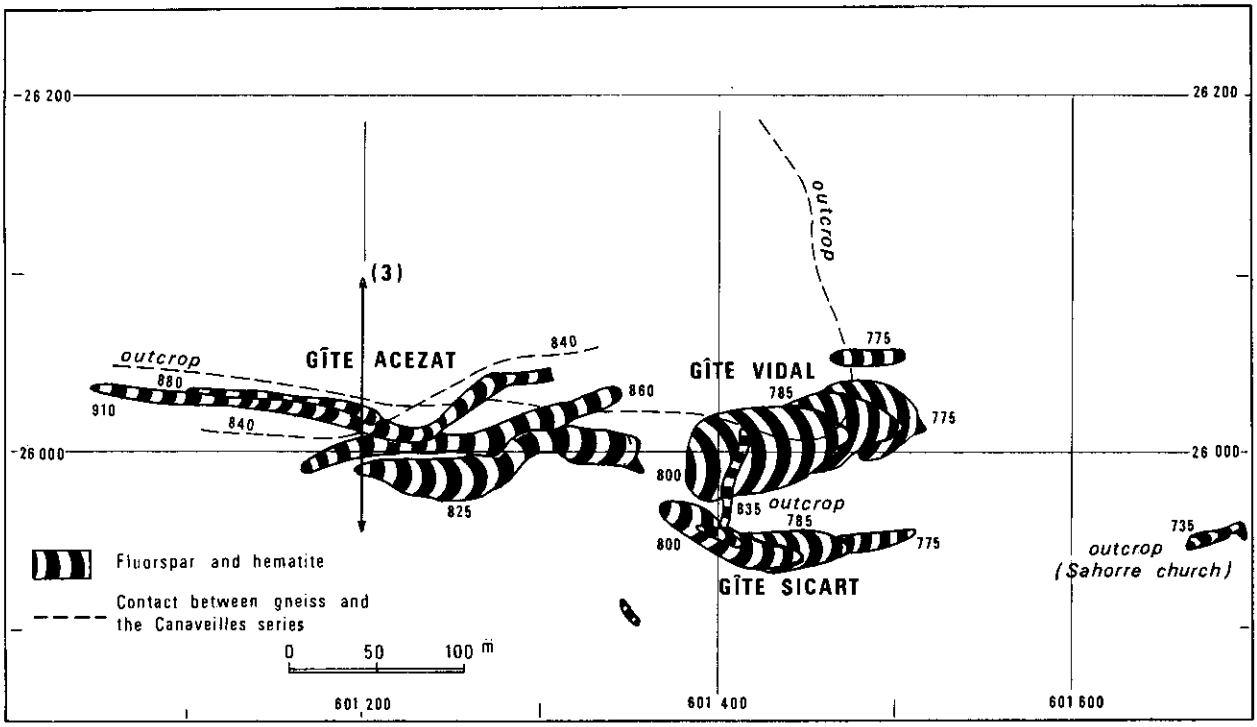


FIGURE 28
Sahorre. Carte des corps minéralisés. *Map of ore bodies*

sation par rapport à des épisodes tardi-hercyniens. La minéralisation a pu ensuite être remobilisée. Enfin, les relations entre ces gisements et ceux de même paragenèse de l'est du Canigou, décrits comme stratiformes, doivent être prises en compte. Elle ne sont pas actuellement éclaircies.

SIXIÈME JOURNÉE :
LE GISEMENT D'OR DE SALSIGNE (AUDE)

J. CROUZET * et F. TOLLON **

La mine d'or de Salsigne (Aude) est située sur le flanc sud de la Montagne Noire, terminaison méridionale du Massif Central français, à 15 km au nord de Carcassonne et à 100 km au sud-est de Toulouse.

L'or ne fut découvert dans le chapeau de fer, exploité sporadiquement pour fer depuis l'époque romaine, qu'à la fin du 19e siècle (par M. Esparseil). L'exploitation et le traitement ne commencèrent qu'en 1908. La mine est desservie par un puits de 360 m et par une descenderie qui permettent d'accéder aux 13 niveaux d'exploitation.

A ce jour, il a été extrait 700 000 t de minerais ayant donné 70 t d'or, 192 t d'argent, 17 000 t de cuivre; depuis 1950, 1 400 t de bismuth, 290 000 t d'arsenic et, depuis 1961, 320 000 t d'acide sulfurique. En 1979, les réserves sont estimées à 3 325 500 t de minerai ayant en moyenne : 10,9 g/t Au; 37 g/t Ag; 0,13 % Cu, 0,113 % Bi; 11,8 % S et 9,4 % As; plus 135 000 t à 25,2 g/t Au du stot du puits. Le gisement de Salsigne représente donc près de 110 t d'or et 315 t d'argent (extraites + réserves). En y ajoutant un potentiel de 10 000 000 t, composé en majeure partie de minerais des Schistes X, on peut estimer le potentiel métal de la mine à plus de 200 t d'or.

La mine occupe le centre du district aurifère de Salsigne couvrant une superficie de 200 km².

Ce district est limité à l'ouest par le granite de Brousses, au sud par les terrains tertiaires discordants sur le Paléozoïque, à l'est par la vallée nord-sud de l'Argent Double et au nord par les micaschistes et

* Société des Mines et Produits Chimiques de Salsigne, 11600 Conques-sur-Orbiel.
** Université Paul-Sabatier, Laboratoire Minéralogie-Cristallographie, associé au CNRS, 39 allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.

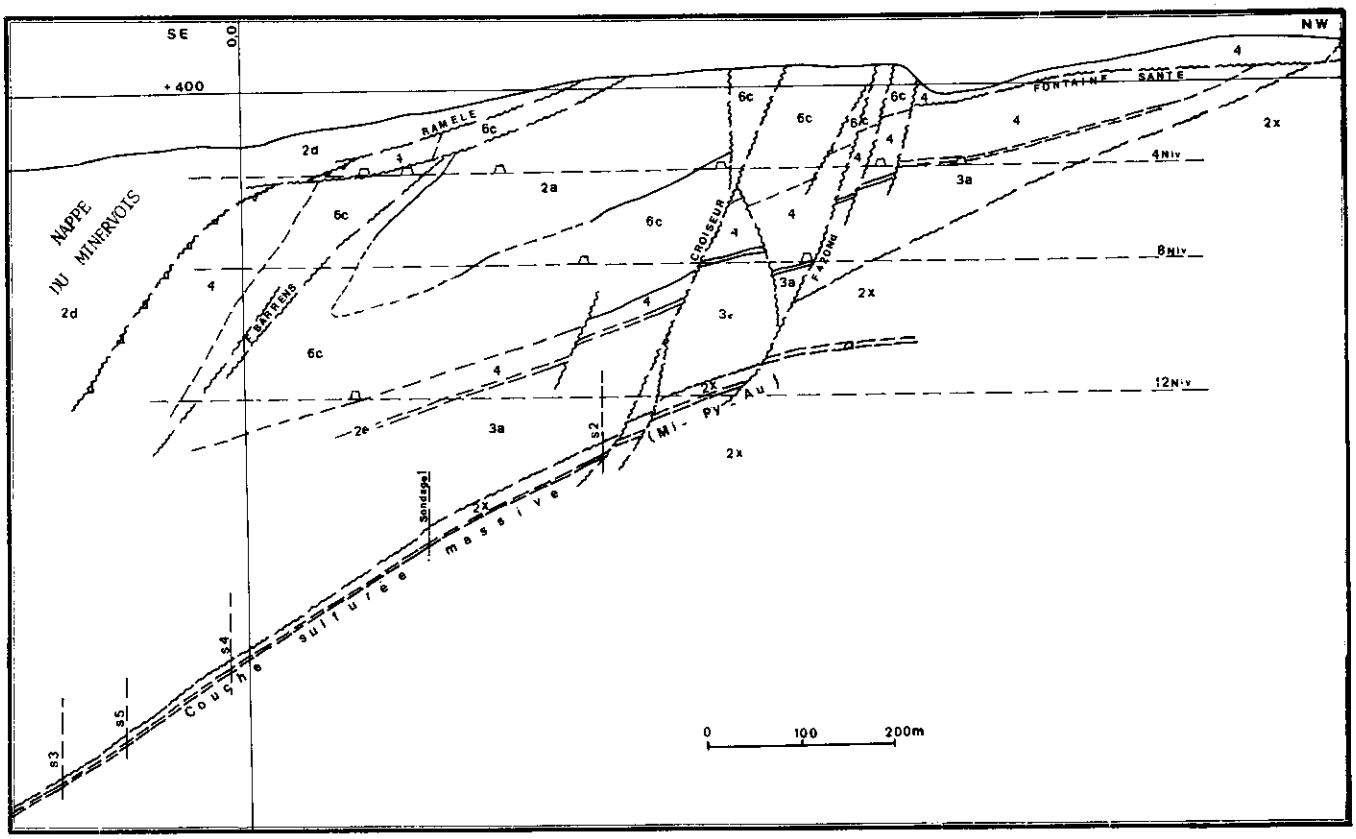


FIGURE 29

Coupe NW-SE de la structure de la mine

2d : schistes de l'écaille sud; 2a : schistes verts du cœur de l'anticlinal; 6c : grès (Géorgien); 4 : alternances de calcaires dolomitiques et grès; 2 : schistes dolomitiques beiges; 3a : calcschistes dévoniens; 2x : schistes X (volcano-sédimentaire ordovicien)
2 : schistes 3 : calcaires 4 : dolomies 6 : grès

Cross-section NW-SE of ore body

2d : schists of south scale; 2a : green schists at the heart of anticlinal; 6c : sandstones (Georgian); 4 : alternations of dolomitic limestones and sandstones; 2 : dolomitic schists; 3a : Devonian calcareous schists; 2 X : Schistes X (volcano-sedimentary Ordovician)
2 : schists 3 : limestones 4 : dolomites 6 : sandstones

gneiss de la zone axiale de la Montagne Noire. Les gîtes et indices aurifères sont encaissés dans les Schistes X du Cabardès et dans les terrains paléozoïques du Minervois, qui les surmontent en grands plis couchés déversés vers le sud.

À partir des travaux miniers et sondages réalisés à Salsigne (Fig. 29), on peut actuellement présenter la structure régionale suivante : les Schistes X, bâti régional bien individualisé, sont surmontés, en concordance régionale apparente, par un anticlinal en tête plongeante vers le sud, d'axe E-W, à cœur grésopélitique (Géorgien inférieur) puis à alternances de grès et calcaires dolomitiques (Géorgien supérieur) entourés de Gothlando-Dévonien calcschisteux reposant sur les Schistes X (Ordovicien ?) (GÈZE, 1949; MATTAUER *et al.*, 1963; ARTHAUD *et al.*, 1967; REYNOLDS, 1965).

Le flanc sud de cette synforme est tronqué par un deuxième pli, déversé vers le sud, de terrains fossilifères d'âge cambrien à dévonien : nappe du Minervois (BOYER, 1963, 1964).

Au sommet des Schistes X épimétamorphiques, près du contact avec les terrains paléozoïques datés, on suit, sur plus de 50 km d'est en ouest, une séquence volcano-détritique constituée de cendre, de « lithic crystal tufs » et de coulées tantôt rhyolitiques, tantôt kératophyriques (BOYER, 1974) souvent associés à des schistes noirs riches en sulfures de fer. Cet ensemble pourrait être attribué à l'Ordovicien (BOYER, 1963).

Cette structure générale est essentiellement due à la première phase tectonique souple, majeure hercynienne, responsable des grands plis-nappes du versant sud avec développement du métamorphisme général dans les

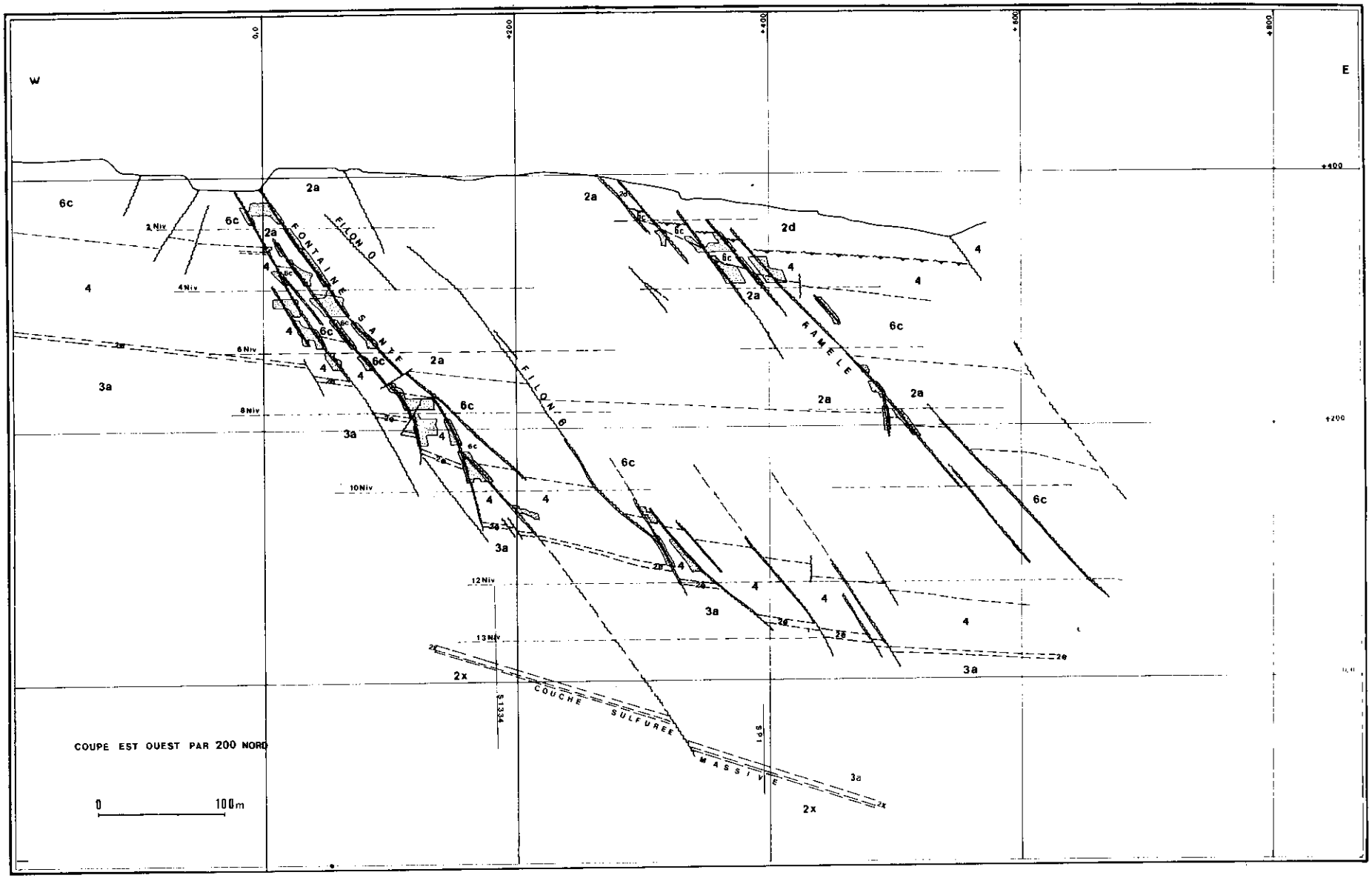


FIGURE 30

Coupe E-W à 200 m au nord du puits montrant les filons N-S et les zones exploitées (en grisé sur la coupe ou en trait renforcé sur les failles)

Cross-section E-W at 200 m at the north of the shaft with N-S veins and exploited zones (grey on the cross-section or with a thicker line on the faults)

Schistes X. Le granite de Brousses s'est mis en place à la fin de cette phase majeure, puis a été déformé par les phases souples postérieures qui ont replissé les grandes structures E-W.

Les phases cassantes tardi-hercyniennes ont joué essentiellement en décrochement pendant une période sans doute très longue (20 MA). Elles ont débuté avec une nette tendance à la distension E-W marquée par les failles normales N-S, à pendage est (apparition de biotite non orientée dans les roches et dans les fissures suivie par la minéralisation aurifère filonienne) et l'apparition de sills, de filons de leucogranites (2e granite de Brousses; DEBAT, 1974), et d'aplite et pegmatite au sein du granite de Brousses. Le raccourcissement NW-SE s'est poursuivi avec le développement de décrochements dextres, N70°E (peu minéralisés et non aurifères, fluorine dans les Schistes X), décalant et faisant rejouer les failles N-S en décrochements sénestres (stries et boudinages de la minéralisation filonienne sulfo-arséniée aurifère (FORNARI, 1974).

Ces failles N-S normales à pendage 55°E recoupent la synforme d'axe est-ouest en donnant, dans les grès et les alternances grésocarbonatées, des brèches dont la puissance augmente en même temps que l'importance du rejet vertical. Par contre, dans les calcschistes dévoniens ou les Schistes X, ces fractures s'amortissent très vite et se traduisent alors par des flexures. La nature minéralogique et la valeur économique de la minéralisation va donc dépendre de l'aptitude des roches à la fracturation. Le champ filonien (Fig. 30) de la mine de Salsigne (filons Fontaine de Santé et Ramèles) est reconnu, par plus de 80 km de galerie, sur plus de 1 km de longueur N-S, 600 m de largeur E-W et 400 m de profondeur; la puissance minéralisée économique varie de 2 à plus de 10 m (filon bréchique). Entre les deux grands systèmes filoniens N-S de Fontaine de Santé et Ramèles, distants de 300 m, existent de nombreux filons annexes relayant les filons principaux, et exploités en profondeur. Ces filons donnent des minerais à gangue quartzo-carbonatée et riches en chlorites comprenant 25 % de minéraux métalliques : mispickel, pyrite, chalcopyrite avec 10 à 50 g/t d'or (CROUZET *et al.*, 1974).

Aux épontes des filons N-S, on connaît des minéralisations stratiformes contrôlées strictement par la nature de la roche et la densité de microfractures qui s'y sont développées; elles ne contiennent de l'or qu'au voisinage des filons N-S;

— substitution dans les calcaires dolomitiques donnant des minerais à gangue carbonatée avec quartz et chlorites peu abondants et 35 % de minéraux métalliques : pyrite-pyrrhotite dominant sur mispickel avec 5 à 15 g/t d'or;

— dépôts (dans les microfractures et plan d'anisotropie des grès) de : mispickel, bismuth et or dans une gangue de biotite, chlorites et quartz (moins de 10 % de mispickel et teneurs en or de 50 à 300 g/t : minerai « grès riches » en quantité relativement abondante dans la mine) (TOLLON, 1969).

Indépendamment des filons N-S, il existe aussi des minéralisations liées aux strates et antérieures à la fracturation N-S.

Ce sont des couches sulfurées (pyrrhotite, pyrite, chlorites, carbonates, et traces de Cu, Zn, Pb) à la base des grès 6c et au sommet des alternances gréso-carbonatées à coulées ou sills dacitiques; elles sont affectées par les déformations souples et les fractures N-S et ne contiennent de l'or et du mispickel qu'au voisinage des filons N-S.

Une minéralisation sulfo-arséniée aurifère a été découverte par sondages (1970) au sommet des Schistes X dans la séquence volcano-détritique près du contact avec la synforme paléozoïque, puis a été reconnue plus récemment par de nombreux travaux. Il s'agit d'une couche sulfurée massive dont la puissance varie de 0,2 à plus de 6 m, passant sans transition aux schistes encaissants. On constate que cette couche est affectée par la schistosité majeure (laminage et redoublement en écaille) et décalée par les phases souples et cassantes N-S. Ce minerai comprend 35 % de mispickel, 25 % de pyrite-pyrrhotite dans une gangue de quartz et chlorite avec 2,5 g/t d'or en moyenne (CROUZET *et al.*, 1977; BONNEMAISON *et al.*, 1978).

Une altération hydrothermale affecte l'ensemble des roches atteintes par la fracturation N-S; elle précède et accompagne les différents stades de minéralisation filonienne. Elle est essentiellement marquée par le développement de biotite ($1 < Mg/Fe < 2$) et de rares feldspaths potassiques dans les fissures des grès, mais pouvant aussi, localement, envahir toute la roche. Dans les calcaires dolomitiques il y a parfois de la trémolite. Une chloritisation souvent intense, avec recristallisation des minéraux détritiques des grès (quartz et rares minéraux accessoires : zircon, tourmaline), se développe en même temps que la minéralisation métallique dans les fractures N-S (LAVILLE, 1974). Ces transformations et néoformations diminuent pour les mêmes terrains en s'éloignant vers l'est et le sud de la zone de la mine.

Dans les minéralisations filoniennes, on a dénombré six phases principales de dépôts constituées par plus de 30 minéraux différents dont la succession explique les différences minéralogiques et géochimiques (teneur en or) des différents types de minerais. Les trois premières phases à biotite, mispickel, bismuth et or existent dans toutes les fractures et fissures de toutes les roches, tandis que les dernières phases à pyrite (pyrrhotite) avec des sulfosels de Cu, Bi, Pb, Ag n'existent que dans les zones de fracturations majeures réactivées par de petits mouvements : filons N-S et leurs encaissants dolomitiques.

Des études statistiques réalisées à partir des résultats d'analyses chimiques effectuées sur des échantillons moyens représentatifs (800 à 5 000 t de minerais abattus) pour les éléments majeurs (As, S) et en trace (Au, Ag, Bi, Cu, Pb, Zn, Sb) montrent de bonnes corrélations entre Au-Bi (paragenèse 3) et entre Ag-Bi-Pb-Sb-Zn (paragenèse 5). Il n'existe aucune corrélation entre le mispickel et l'or. Dans la mine, il n'y a pas de zonalité filonienne verticale pour les minéraux majeurs ou pour les éléments trace.

La mine de Salsigne n'est pas l'unique concentration métallifère de la région. De nombreux indices sont localisés sur des fractures N-S, plus rarement E-W dans les Schistes X, près du contact Schistes X-Paléozoïque et dans les nappes paléozoïques du Minervois.

Leurs études permettent de mettre en évidence une zonalité minéralogique et géochimique filonienne régionale. Il est possible de tracer les aires de répartition des minéraux majeurs et des éléments en traces; elles ont une forme elliptique dont l'allongement (20 km en E-W) semble induit par le contact Schistes X-Paléozoïque; à l'aire des biotites néoformées se superpose celle de l'or.

L'hypothèse génétique retenue à l'heure actuelle est la suivante : les minéralisations filoniennes N-S proviendraient d'une remobilisation des éléments des minerais en couches, contenus dans les terrains volcano-sédimentaires du sommet des Schistes X, à la faveur de la fracturation N-S et de l'augmentation des gradients thermiques comme en témoignent les biotites non orientées.

SEPTIÈME JOURNÉE : LE GISEMENT DE ZINC DE ST.-SALVY (TARN)

P. BEZIAT *, J.C. CHABOT **, F. TOLLON ***

Le gisement filonien zincifère de Saint-Salvy découvert en 1965 par le BRGM et exploité depuis décembre 1975 par la SMMP, représente une concentration métallifère (métal extrait + réserves) de 450 000 t de zinc et de 400 t d'argent.

L'exploitation s'effectue à partir d'une descenderie par tranches horizontales descendantes avec remblais cimentés et suit un rythme journalier de 1 000 tonnes à une teneur moyenne de 12 % de zinc. La production annuelle atteint 240 000 t de tout venant, soit 47 000 t de concentré à 53 % de zinc, 500 g/t d'argent, 0,3 % de cadmium et 400 à 800 g/t de germanium (plomb non récupéré). En 1978, les réserves localisées sur 1 200 m d'allongement et 500 m d'aval-pendage s'élèvent à 3 millions de tonnes à 11 % de zinc.

Le gisement est situé au sud du Massif Central sur le versant nord de la Montagne Noire, à 12 km à l'est de Castres et à 70 km à l'ENE de Toulouse.

Le contexte lithologique du gisement se compose d'une série schisto-carbonatée riche en matière organique (série noire) surmontée par une série schisto-gréseuse (série verte) appartenant au Cambrien moyen. Ces séries épimétamorphiques sont recoupées par le granite du Sidobre (Fig. 31).

Les études pétrologiques, minéralogiques et géochimiques (sols et roches) montrent l'existence, à l'échelle régionale, d'un horizon porteur de minéralisations zincifères : niveaux gréso-carbonaté à blende disséminée et lits massifs de blende fine dans les schistes noirs du Cambrien moyen. Ces niveaux, centimétriques à métriques, sont connus, loin du gisement filonien et du granite du Sidobre, avec des teneurs voisines de 1 % en zinc et, localement, au sud du gisement filonien, avec des teneurs de 7 % en zinc (puissance métrique reconnue par sondage).

L'ensemble de cette série cambrienne est affectée par plusieurs phases de déformations souples et cassantes attribuées à l'orogenèse hercynienne et par des rejeux des directions principales héritées de cette orogenèse lors des mouvements pyrénéo-alpins. Les structures majeures (plis 2, schistosité S_2) ont guidé la mise en place du granite du Sidobre (datation : 290 MA, Stéphano-Westphalien). Elles sont déformées et recoupées par les phases souples et cassantes 3-4 : cisaillement, plis N-S, fracturation E-W correspondant à un serrage des structures majeures. La mise en place du granite débute dès la déformation souple majeure (P_2) (lame d'aplite dans S_2) et se poursuit durant la déformation souple tardive (P_3-P_4) par la mise en face des dernières lames d'aplite et de pegmatite dans S_3. Une shear-zone se développe sur la bordure sud et sud-est du granite en relation avec la déformation majeure et la mise en place du granite. Ensuite, lors du serrage oblique des structures majeures (serrage WNW-ESE), une partie de cette shear-zone se place dans une zone abritée au sud du granite (BÉZIAT, 1973). C'est dans cette zone abritée ou zone d'ombre tectonique, favorable aux phénomènes d'extension N-S, qu'est situé le gisement filonien de Saint-Salvy.

* BRGM, B.P. 6009, 45018 Orléans CEDEX.
** SMM Peñarroya, Mine de Saint-Salvy, 81100 Castres.
*** Université Paul-Sabatier, Laboratoire Minéralogie-Cristallographie, associé au CNRS, 39, allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.

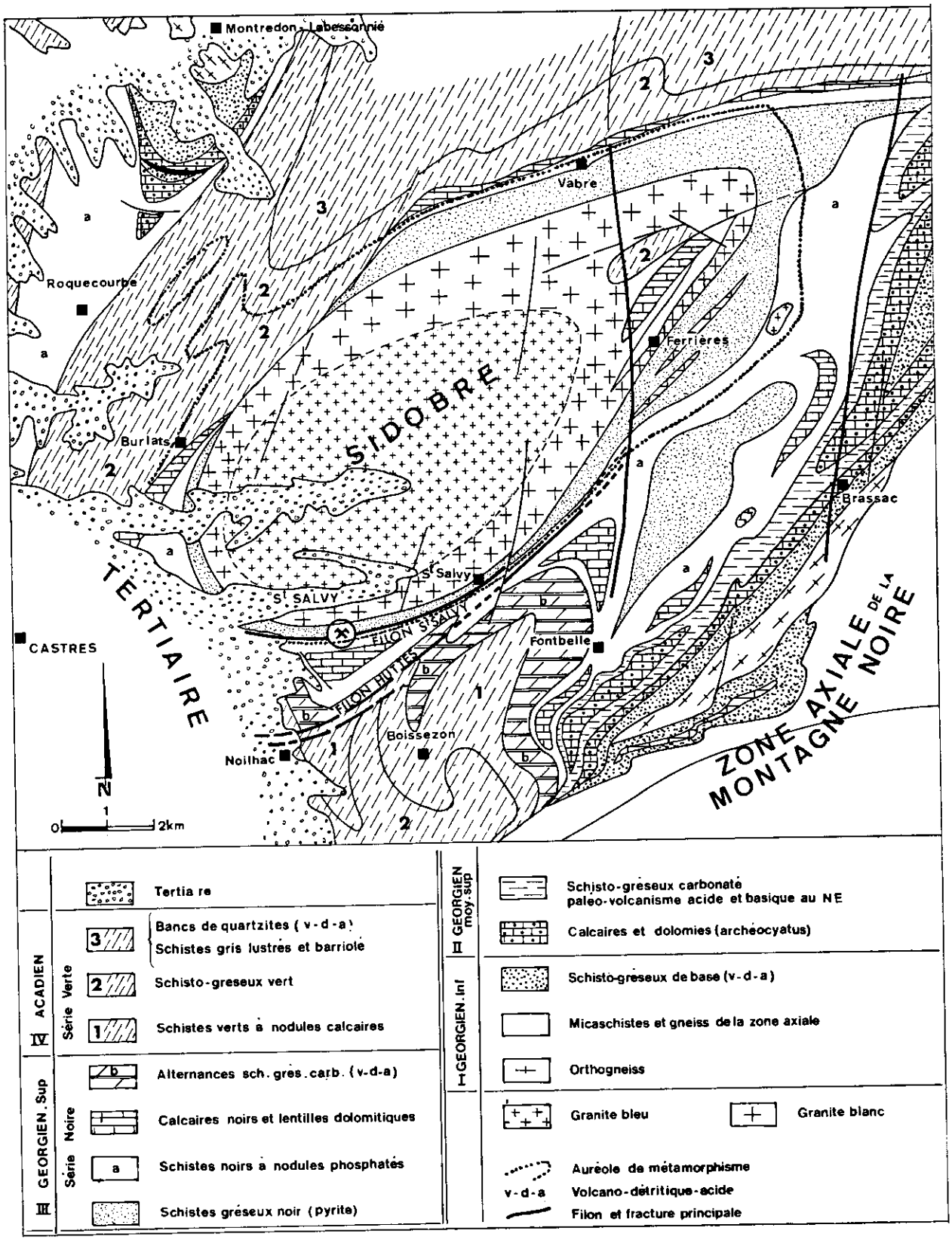


FIGURE 31

Carte lithologique de la région du Sidobre

Lithological map of the Sidobre area

Les schistes noirs et les niveaux porteurs en zinc sont donc recoupés par le granite du Sidobre qui développe un métamorphisme de contact figeant des plis 1 de blende au sein des cornéennes à grenat (plage de blende incluse dans les grenats). Les niveaux de blende sont aussi transposés dans la schistosité S_2 (pseudo-stratification).

La structure filonienne proprement dite de Saint-Salvy se développe sur plus de 4 km en direction WSW-ENE. L'exploitation se localise dans la partie ouest de la zone reconnue, en travaux miniers, sur 1 370 m en allongement et sur 400 m de dénivelé. La puissance moyenne de la caisse filonienne est de 25 m et son pendage moyen de 80 °S. La forme et la dimension des corps minéralisés sont essentiellement contrôlées par la tectonique importante entre les lames d'aplite dans S_2 et S_3, les zones quartzeuses dans S_2 et les schistes noirs peu compétents et ceux plus ou moins indurés par le métamorphisme de contact (zone des cornéennes).

Dans l'ensemble, la minéralisation zincifère se présente comme une suite de corps lenticulaires d'orientation générale N60°-N80°, reliés entre eux par le système de fracturation N80°-N110°. Les relations géométriques entre l'orientation des corps minéralisés et la fracturation majeure du toit et du mur de la caisse filonienne sont variables d'est en ouest et donnent aux ensembles minéralisés un style différent : minéralisation étroite et « massive » à l'est (lentilles de 200 m d'allongement et 1,5 m de puissance); éclatement de la minéralisation à l'ouest (lentilles de 25 m d'allongement et de 5 à 6 m de puissance). Les panneaux économiques sont localisés dans les zones où la structure filonienne recoupe les lames d'aplite et le niveau de blende stratiforme des schistes noirs (Fig. 32).

La minéralisation filonienne se présente sous quatre faciès principaux : faciès rubanés (rare) à blende disposée dans la schistosité S_2 des schistes noirs visible dans les zones les moins tectonisées de la caisse filonienne; faciès à blende en stockwerk dans les roches compétentes (lames d'aplite ou de quartz), faciès bréchique à ciment « massif » de blende et à éléments de quartz, d'aplite et de schistes silicifiés (*ces deux faciès représentant l'essentiel de la minéralisation économique*), enfin un faciès bréchique tardif (accidents N110°-N20°) remaniant des éléments des faciès minéralisés précédents cimentés par de la sidérite et de la blende claire. La galène, en petite quantité dans le gisement, apparaît surtout juste en-dessous de la zone oxydée, constituant en moyenne les 150 premiers mètres sous la surface topographique. Le chapeau de fer est composé d'oxydes de fer : limonite, goethite, hématite et d'oxydes de plomb à l'origine de la découverte du gisement : pyromorphite, wulfénite, cérusite, anglésite.

Il existe plusieurs paragenèses filoniennes (au moins 3) enchevêtrées présentant un caractère mésothermal à

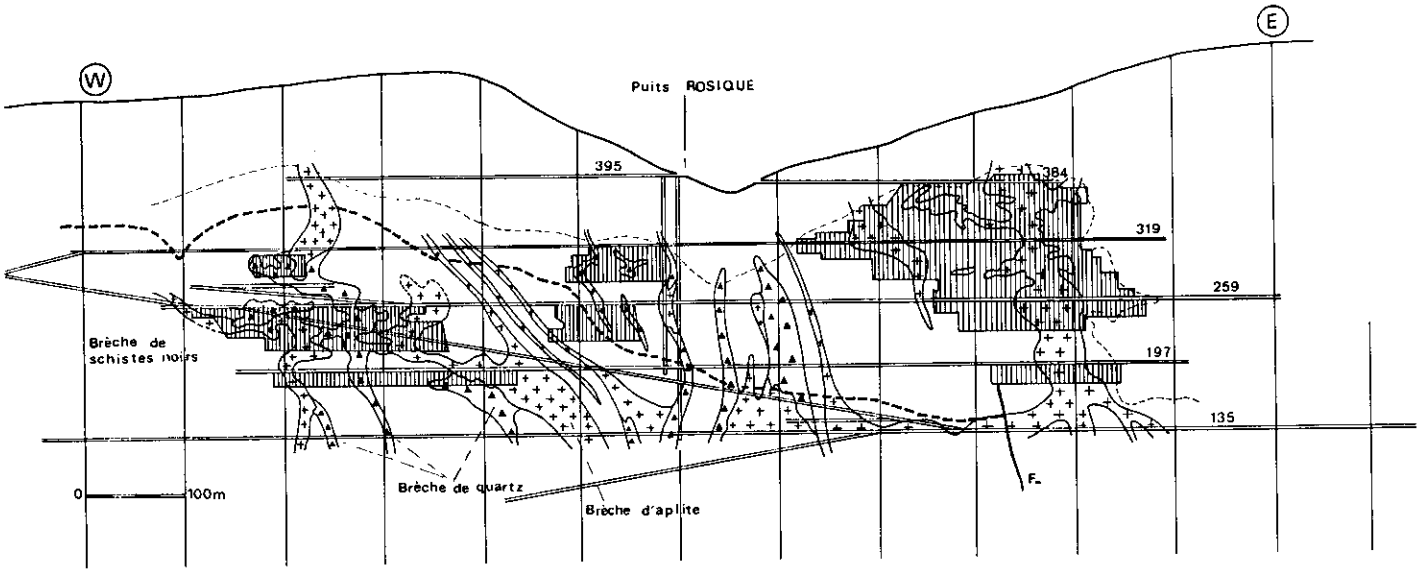


FIGURE 32

Coupe longitudinale E-W de la caisse filonienne : composition lithologique
Sont représentés dans le plan du filon les brèches d'aplite et de quartz développées au sein de la brèche de schistes noirs composant la majeure partie de la caisse filonnienne. En hachuré les zones exploitées

Longitudinal cross-section E-W of the lode : lithological composition
This cross-section shows aplite and quartz brecchia in the lode plane, developed in a cavity in the black schists composing the bulk of the ore body. The shaled part shows the exploitation areas

épithermal: elles sont dominées par la blende dans une gangue de quartz et sidérite, les autres sulfures étant en petite quantité : galène, greenockite, chalcopyrite, bornite, digénite, boulangérite, chalcocite, pyrite, marcasite.

Il faut signaler, dans de petits filonnets situés dans l'auréole de métamorphisme du granite et indépendants de la structure filonienne de Saint-Salvy, une paragenèse hypothermale à quartz, mispickel, bismuth natif, pyrrhotite, chalcopyrite, stannite, pentlandite, bismuthinite, tétradymite, cosalite, gersdorffite, blende, galène, millérite, nickéline, scheelite; elle n'a ici aucune valeur économique.

Les éléments en trace dosés dans les blendes filoniennes et stratiformes donnent, en moyenne, des spectres géochimiques assez comparables avec, cependant, de faibles variations de teneurs d'un type à l'autre pour certains éléments. Ge, Ag, Co et à un degré moindre Cu, Sn, Ba, sont le fait des blendes filoniennes tandis que V, Mn, Be et accessoirement Cr, Ni, Co caractérisent les blendes stratiformes.

Ces données confortent les observations précédentes sur les relations géométriques entre blendes stratiformes et blendes filoniennes et suggèrent une filiation entre ces deux présentations de la minéralisation zincifère.

L'étude détaillée des différentes générations de blende filonienne montre : que les teneurs en fer varient peu d'une génération à l'autre, que les teneurs en germanium atteignent 3 000 g/t et celles en cadmium évoluent de 2 000 g/t à près de 1 %. En outre, la présence d'antimoine et les faibles teneurs en étain correspondent à des blendes de basse température.

À l'échelle régionale, deux métallotectes de premier ordre sont mis en évidence : métallotecte d'ordre lithologique, horizon porteur en blende du sommet de la série noire, et un métallotecte d'ordre tectonique, rôle mécanique joué par le granite lors de la déformation hercynienne tardive. À l'échelle de la mine, deux métallotectes lithologiques favorisent, dans la caisse filonienne, la formation des concentrations zincifères économiques : métallotecte lames d'aplite dans S_2 et S_3 et zones quartzeuses dans S_2, et métallotecte minéralisations stratiformes reprises dans S_2.

Ainsi, on peut penser que, dans la zone d'ombre tectonique, les possibilités de remobilisation des minéralisations stratiformes pré-existantes ont été favorisées par une importante extension N-S (ouverture) et par les contacts entre roches de compétence différente aplite-schistes ou zone quartzeuse-schistes. La tectonique E-W et ses rejeux donnent au gisement sa configuration actuelle.

HUITIÈME JOURNÉE : LE GISEMENT DE FLUORINE DE MONT-ROC (TARN)

P. COUTURIER *, J.-P. FORTUNÉ * et M. VASSAL **

Mont-Roc est le gisement le plus important du gros district à fluorine du Tarn.

Il est exploité en carrière depuis 1973 par la Société générale de recherches et d'exploitations minières (SOGEREM) et a produit jusqu'à ce jour près de 280 000 t de spath acide. Le minerai, qui titre en moyenne 50 %, est traité par flottation. La production actuelle est de l'ordre de 40 000 t de concentrés par an. Les réserves sont évaluées à 800 000 t de minerai à 50 % exploitables en carrière, auxquelles s'ajoutent 80 000 t de minerai possible à même teneur exploitables par travaux souterrains.

1. CADRE GÉOLOGIQUE

Le district du Tarn s'étend dans la partie sud-ouest du Massif Central en bordure du bassin d'Aquitaine. Il est occupé pour plus de la moitié par des formations tertiaires qui recouvrent le socle hercynien. A l'est, ce dernier est masqué par le Bassin Permien de St.-Affrique (Fig. 33).

Les formations paléozoïques du socle sont divisées en 3 grands ensembles : la série noire (Acadien inférieur), la série verte (Acadien supérieur) et la série de l'Albigeois (Silurien).

La série noire est constituée par des schistes à séricite et chlorite riches en matière organique et comportant localement des passées carbonatées, phosphatées, volcaniques et volcano-détritiques.

La série verte est une puissante formation schisto-gréseuse présentant trois faciès qui alternent régulièrement : schistes sériciteux, grès et niveaux volcano-détritiques. Au sommet apparaissent des schistes lie-de-vin et de puissantes barres gréseuses.

La série de l'Albigeois est formée de schistes ardoisiers à quartz-chlorite-muscovite et comporte localement des roches vertes et des pointements de microgranites.

Au sein de ces formations apparaissent le massif de granite du Sidobre et son auréole de métamorphisme et le dôme d'orthogneiss de Montredon-Labessonnié avec son enveloppe de micaschistes à biotite.

* Université Paul-Sabatier, Laboratoire Minéralogie-Cristallographie, 39, allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.
** Université Paul-Sabatier, Laboratoire Géologie-Pétrologie, 38, rue des Trente-Six-Ponts, 31078 Toulouse CEDEX.

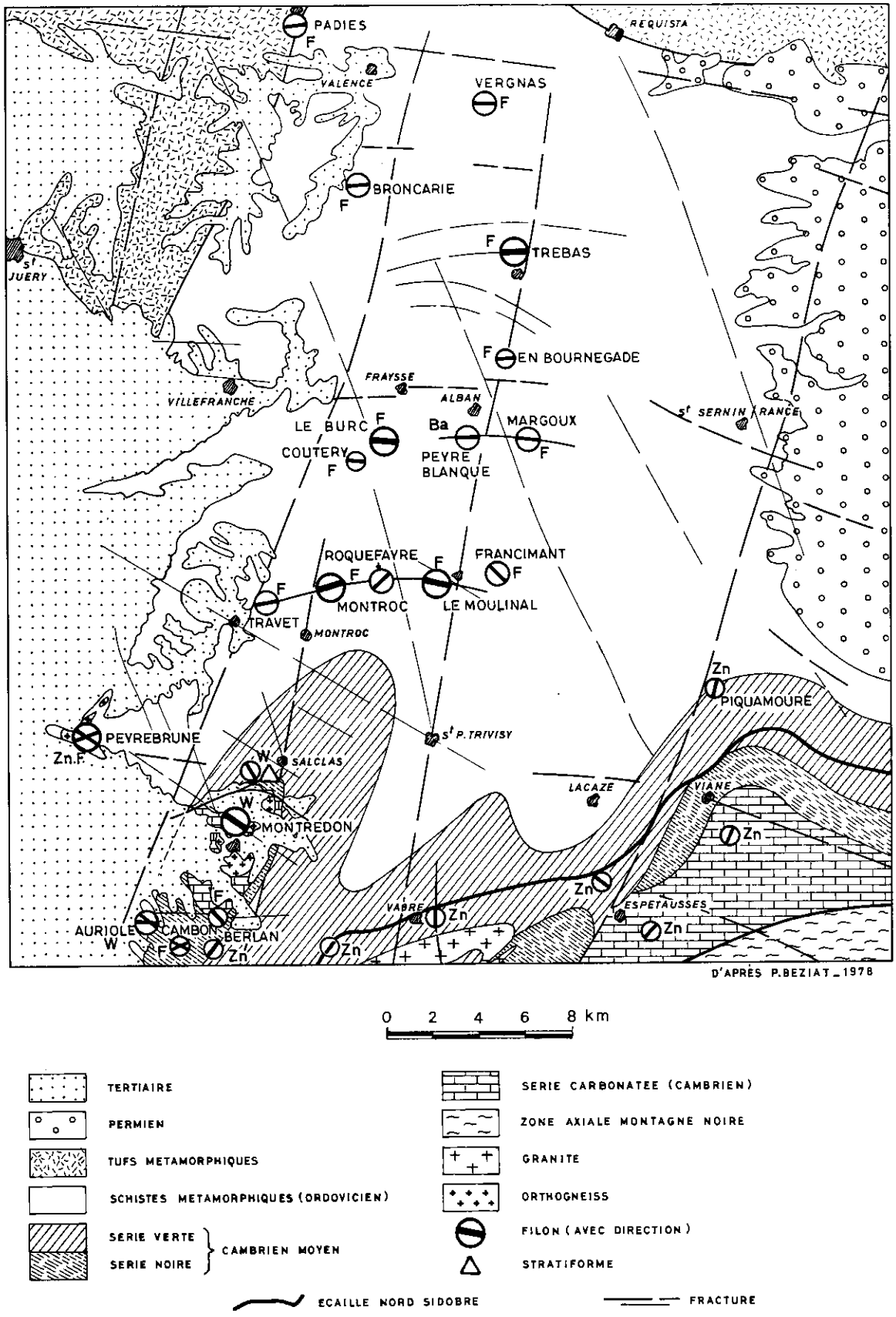


FIGURE 33

Carte géologique du district du Tarn

Geological map of the Tarn district

L'ensemble de ces terrains a subi quatre phases de déformations souples :

— la première induit une schistosité de flux et se confond avec la stratification;

— la deuxième donne des plis d'axe E-W à plan axial plongeant faiblement vers le sud;

— la troisième, la plus visible, est caractérisée par des plis dissymétriques d'axe N145° à N165°E à plongement sud;

— la quatrième induit des variations de direction de l'axe des plis 3.

Ces déformations ont été accompagnées ou suivies par des phases cassantes qui se traduisent par l'existence de grandes fractures dont les principales directions sont : N60°E, N20° et N140°E, N80° et N110°E.

Les minéralisations filoniennes ont emprunté ces différentes directions de fractures. Trois paragenèses sont distinguées :

— une paragenèse hypothermale à W-Sn, représentée dans la région de Montredon-Labessonnié, supportée par une gangue essentiellement quartzeuse et caractéristique des fractures N140° et N60°E;

— une paragenèse mésothermale à Pb-Zn, avec les gisements de Peyrebrune et de Saint-Salvy, ce dernier étant actuellement en exploitation; la gangue est constituée par du quartz, de la sidérite et localement de la fluorine;

— une paragenèse épithermale à fluorine-barytine bien représentée dans l'Albigeois cristallin.

Ces deux dernières paragenèses sont liées à des fractures N80° et N110°E.

2. Description du gisement

La minéralisation se présente sous forme d'un filon principal de direction moyenne E-W, de pendage 60-70°N. Il est encaissé dans les schistes noirs au sein desquels apparaissent des tufs quartzo-feldspathiques et qui sont surmontés au mur par des schistes verts et lie-de-vin et une barre gréseuse (Fig. 34).

La zone en cours d'exploitation s'étend sur 650 m de longueur avec une puissance moyenne de 7 à 8 m, pouvant atteindre localement 15 m; la hauteur moyenne est d'environ 100 m. Dans les schistes noirs du toit s'individualisent quelques petits filons minéralisés orientés N60°E, qui ont été suivis sur 10 m environ de longueur et qui ne dépassent pas 50 cm de puissance.

À l'est, le filon se digite en 4 branches; la richesse en fluorine y diminue tandis qu'augmente la teneur en quartz et on passe ainsi progressivement à la zone stérile. À l'ouest, le filon s'ennoie sous les schistes noirs encaissants.

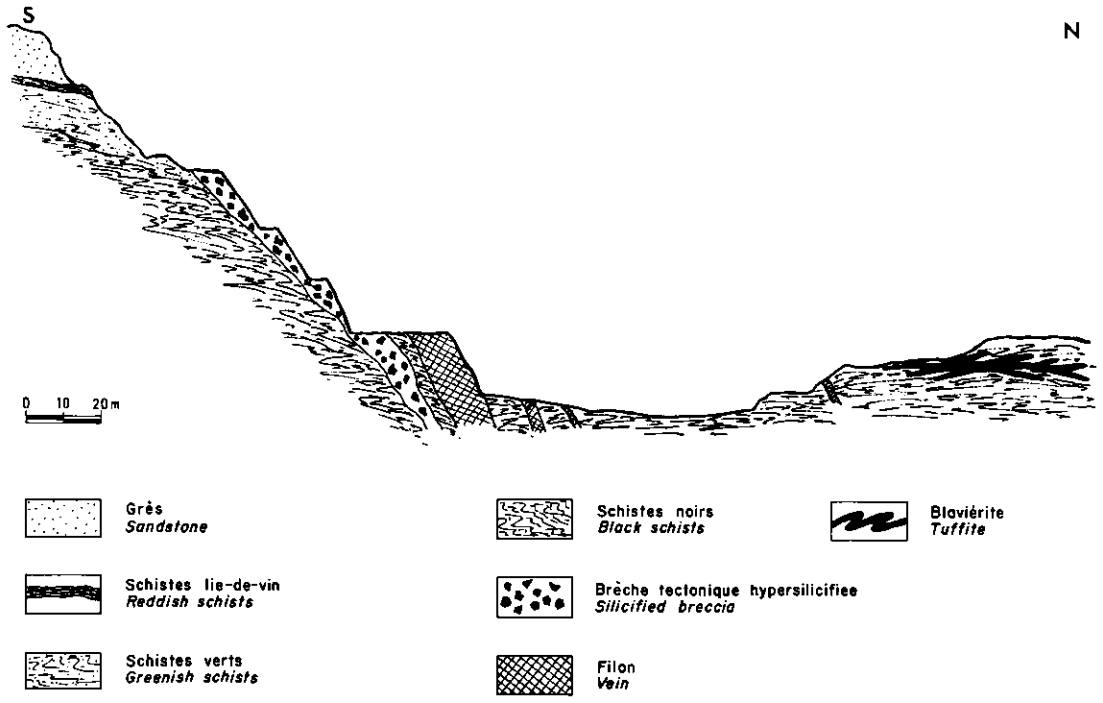


FIGURE 34

Mont-Roc. Coupe de la carrière. *Cross-section of the fluorite mine*

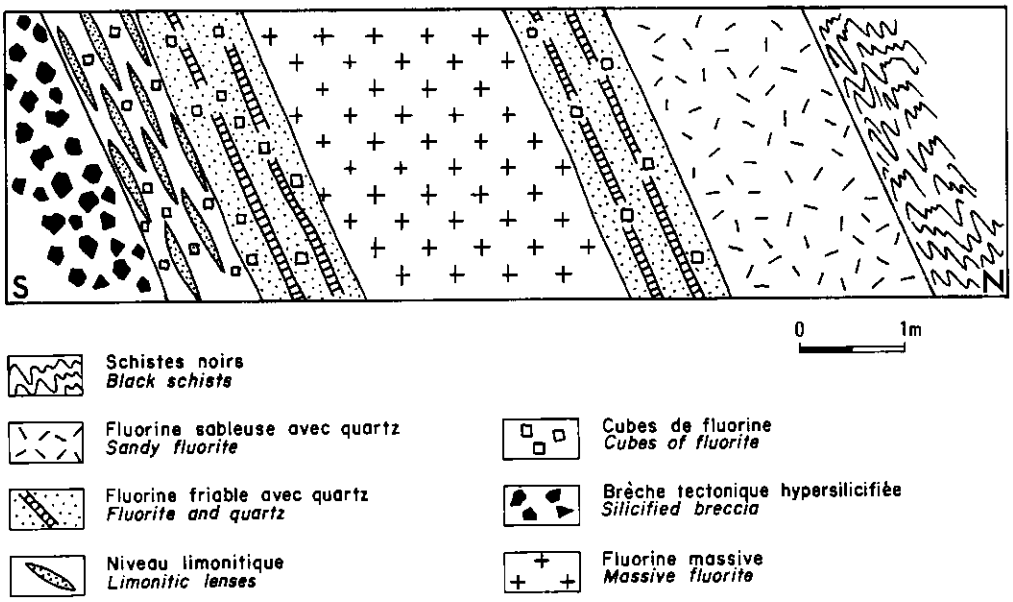


FIGURE 35
Mont-Roc. Coupe détaillée du filon. *Detailed section of the vein*

Une coupe du filon montre du mur au toit (Fig. 35) : a) une formation bréchique continue, d'une puissance métrique, formée de fragments de schistes très silicifiés, emballés dans du quartz ou de la calcédoine; le quartz présente une structure en peigne autour des éléments de la brèche ou apparaît en petits cristaux dans les géodes;

b) une zone métrique très limoniteuse, à alternances centimètriques de fluorine blanche ou mauve et de quartz comportant de nombreuses géodes avec fluorine:

c) un passage de 2 à 3 m de puissance constitué par une alternance de bandes de fluorine friable jaune de 30 à 40 cm de puissance et de lits de 10 cm d'épaisseur formés d'un mélange de fluorine bleu verdâtre et de quartz;

d) une partie centrale de 1 à 6 m de puissance formée tantôt de fluorine de couleur bleu verdâtre (partie ouest), tantôt d'un mélange de fluorine et de quartz à boxworks triangulaires de fluorine;

e) une zone d'alternance fluorine-quartz analogue à c);

f) une zone broyée de 1 à 5 m de puissance constituée de quartz et fluorine. Le contact avec les schistes encaissants est très irrégulier.

Outre la fluorine et le quartz, la paragenèse comporte des traces de minéraux cuprifères (chalcopyrite, chalcocite, covellite, bornite, malachite, cuivre natif) et ferrifères (pyrite, sidérite, goethite, limonite), ainsi que de la galène et de la blende.

La succession pourrait être la suivante :

— quartz I (silicification et quartz en peigne de la brèche du toit du filon);

— fluorine I, quartz II, sidérite, chalcopyrite, pyrite;

— fluorine II, quartz III.

3. INTERPRÉTATION

Bien qu'il soit prématuré de proposer une explication à l'origine de ces minéralisations fluorées, on pourrait penser les relier à un magma granitique sous-jacent dont la présence serait attestée par les microgranites rencontrés très notamment dans la carrière de Mont-Roc. Cependant, les études structurales ont montré que la mise en place du seul batholite de granite connu dans la région (Sidobre) était antérieure aux phases de tectonique cassante et il est donc difficile d'envisager une liaison directe entre granite et minéralisation, liaison qui n'apparaît jamais clairement dans les gîtes de fluorine inclus dans les socles. Par contre, la mise en évidence au sud de l'Albigeois de niveaux porteurs à W-Sn-F (3 % F) affectés par les phases de déformations souples permet d'envisager l'hypothèse selon laquelle les minéralisations filoniennes découleraient d'une remise en mouvement des éléments contenus dans les horizons porteurs et de leur dépôt dans les zones de fracture.

LE GISEMENT DE FLUORINE DU BURC (TARN)

P. COUTURIER * et M. VASSAL **

Ce gisement est situé dans le district du Tarn et forme après Mont-Roc, précédemment décrit, l'un des plus gros gisements de ce district.

Il est exploité, comme Mont-Roc, par la Société générale de recherches et d'exploitations minières (SOGEREM).

Les premiers travaux datent de l'époque romaine. Au Moyen-Age, la mine est en activité pour le cuivre. L'exploitation actuelle a débuté en 1953 et s'effectue par travaux miniers souterrains.

Le minerai de haute teneur (70 % de CaF_2) est traité en milieu dense pour l'obtention de spath métallurgique. Il a été produit jusqu'à ce jour 250 000 t environ de concentré. La production actuelle est de l'ordre de 8 000 t de spath métallurgique auxquelles s'ajoutent des fines qui sont traitées à l'usine de flottation de Mont-Roc.

Nous renvoyons le lecteur à la description du gîte de Mont-Roc pour le cadre géologique et gîtologique de ce gisement.

1. DESCRIPTION DU GISEMENT

Le gisement a été tracé à 4 niveaux (– 54, – 100, – 135 et – 170) sur une longueur de 800 m environ.

La minéralisation est de type lenticulaire et se répartit en trois panneaux orientés N110°E (panneaux ouest et est) ou N80°E (panneau central), décalés par des failles N20° et N80°E (Fig. 36).

La puissance moyenne est de 2,50 m. Le pendage varie de 60 à 80°N dans les panneaux ouest et est. Il est subvertical dans le panneau central.

Jusqu'au niveau – 110, le filon est encaissé dans la série des schistes noirs (cf. description du gisement de Mont-Roc) puis, en-dessous, dans les schistes verts.

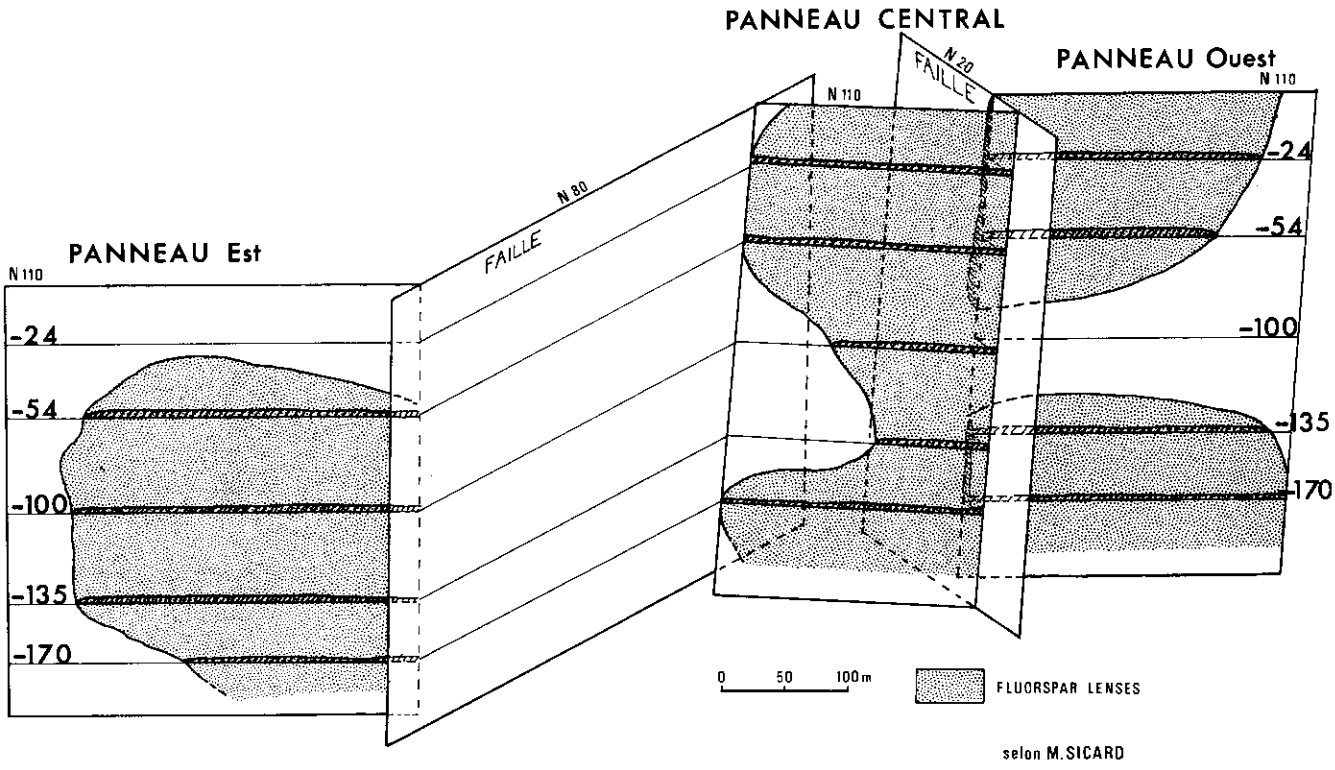


FIGURE 36
Le Burc. Croquis panoramique du filon. *Panoramic sketch of the lode*

* Université Paul-Sabatier, Lab. Minéralogie-Cristallographie, 39, allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.
** Université Paul-Sabatier, Laboratoire Géologie-Pétrologie, 38, rue des Trente-Six-Ponts, 31078 Toulouse CEDEX.

Le contact entre ces deux formations plonge de 10° vers l'est. Comme à Mont-Roc, les schistes sont intensément plissés et on retrouve ici les deux phases majeures de la tectonique souple, orientées respectivement E-W et N145° à N165°E.

Une coupe du filon fait apparaître :
— aux épontes et en profondeur de la chalcopyrite et de la sidérite;
— un dépôt de fluorine blanche et de sidérite, suivi par un dépôt de fluorine mauve, puis par une formation de fluorine pulvérulente de couleur miel.

Les zones peu affectées par les rejeux tectoniques montrent un rubanement très net de ces dépôts, ce qui indique un remplissage progressif de la fracture.

À l'inverse du gîte de Mont-Roc, la fluorine n'est pas ici associée de manière continue à un « dyke » quartzeux. Certes, le mur est parfois constitué par du quartz emballant des schistes mais on trouve fréquemment la fluorine au contact direct des schistes.

La paragenèse est plus complexe qu'à Mont-Roc puisque, outre la fluorine, le quartz, la sidérite, la chalcopyrite, la pyrite et leurs produits d'oxydation, on note la présence de minéraux de bismuth (bismuthinite, bismuth natif, cosalite), de nickel (bravoïte, gersdorffite, ullmanite), d'argent (stromeyerite) et d'antimoine (jamesonite).

La succession serait la suivante :
— quartz I — bismuth — nickel;
— quartz II — sidérite — chalcopyrite;
— sidérite — fluorine blanche;
— fluorine mauve et barytine.

2. Interprétation

Cf. description du gisement de Mont-Roc.

NEUVIÈME JOURNÉE : LE DISTRICT À W-Sn (F) DE MONTREDON-LABESSONNIÉ (TARN) FRANCE

P. Beziat * et F. Tollon **

Le district à W-Sn (F) de Montredon-Labessonnié (Tarn) représente un enjeu métal global d'environ 30 000 tonnes de WO_3 dont seulement 800 tonnes ont été exploitées entre 1955 et 1960 par la Compagnie Minière de Montredon. Ces 800 tonnes de WO_3 provenaient de 80 000 tonnes de minerai extrait de filons de quartz à wolframite, minéralisation la plus anciennement connue du district (1942). Les études effectuées depuis 1960 BRGM (1) — SMMP (2) — CMM (3) — SOMICA (4), en collaboration avec l'UPS (5), ont amené la découverte d'une part d'autres systèmes filoniens à wolframite-scheelite, d'autre part d'une minéralisation stratiforme en scheelite et fluorine dont l'ensemble définit le district à W-Sn (F) de Montredon-Labessonnié.

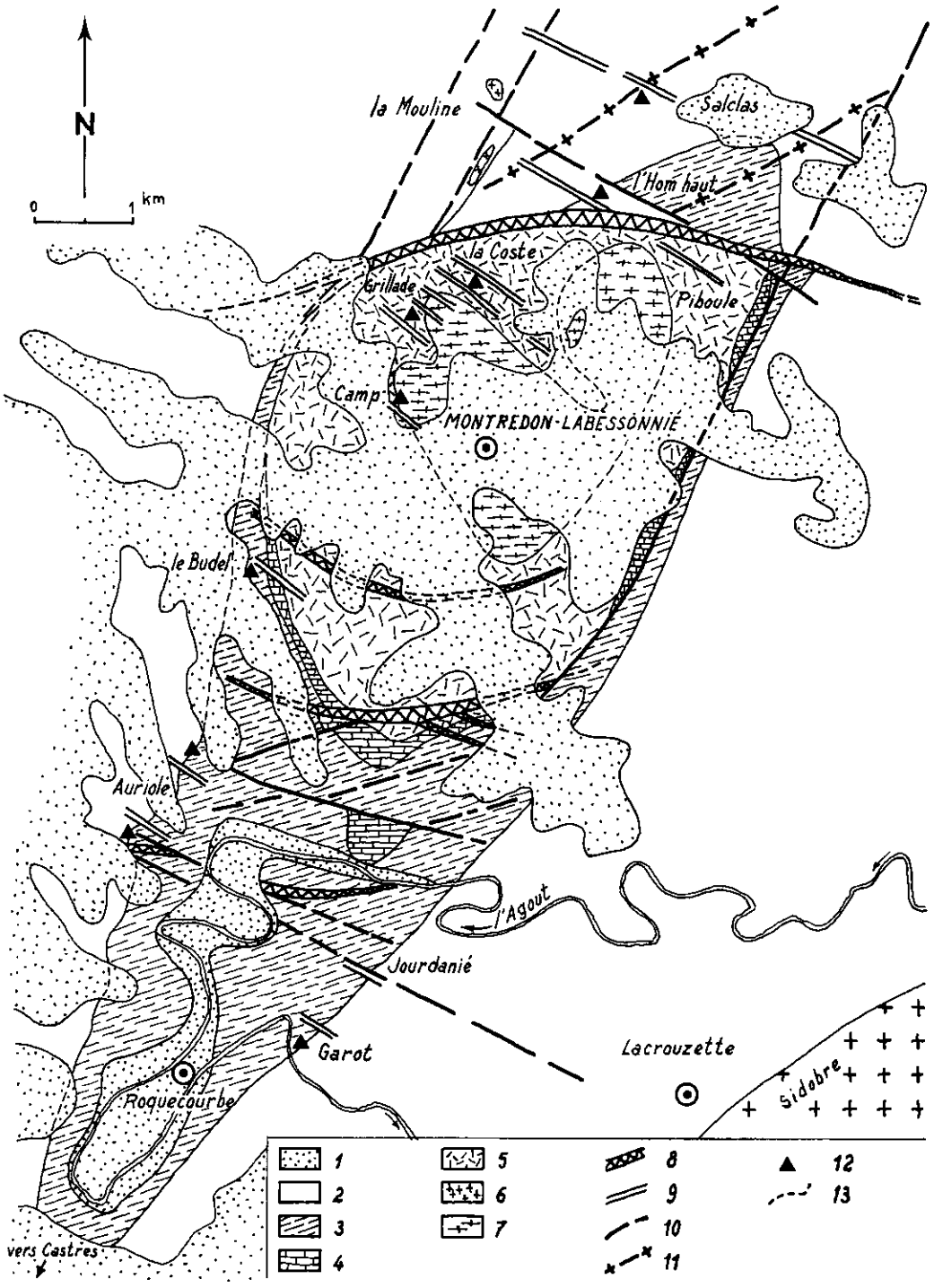
L'ensemble du district se superpose à une structure en dôme des terrains cambro-ordoviciens qui constituent le contexte lithologique régional (Albigeois cristallin). Ces terrains se composent d'une série schisto-gréseuse à niveaux volcano-détritiques (série verte) appartenant au Cambrien moyen. Le cœur de la structure est constitué par une série noire schisto-carbonatée, surmontant des micaschistes qui entourent un massif d'orthogneiss. Ces terrains sont affectés par des déformations souples et cassantes représentant des stades évolutifs de l'orogenèse hercynienne. Les structures souples majeures (plis 2 isoclinaux, schistosité S_2) affectent l'ensemble de ces terrains; l'orthogneiss admet une foliation cataclastique. Des décollements tangentiels importants se localisent dans le plan de la schistosité S_2. Des structures souples plus tardives (plis de serrage ou « buckling ») se superposent aux précédentes et donnent deux systèmes de plis : plis N30° de style chevrons; plis N110° de style kinks-bands. Les plis d'axe N30° sont responsables de la structure en dôme, d'échelle cartographique.

Parallèlement à cette tectonique évolutive, un magmatisme permanent se manifeste dans le district, depuis la mise en place de l'orthogneiss (530 MA) et ses faciès de bordure repris dans la schistosité majeure S_2 jusqu'à la mise en place de granodiorites (type Sidobre et Peyrebrune, 290 MA) et de filons aplitiques et pegmatiques sécants. Les massifs granodioritiques se mettent en place entre la déformation isoclinale majeure (schistosité de flux S_2 et minéraux de métamorphisme orientés dans S_2), et les déformations tardives (filons d'aplite et pegmatite dans les plans axiaux des plis P_3-P_4).

La tectonique cassante est étroitement contrôlée par la tectonique souple tardive et par la fin de mise en place des masses granitiques : fractures N130° perpendiculaires aux axes de granitisation, fractures N130° à N110° perpendiculaires aux axes de plis tardifs N30°.

* BRGM, Division Sud-Ouest, avenue P.-G. Latécoère, 31400 Toulouse.
** Université Paul-Sabatier, Lab. Minéralogie-Cristallographie, 39, allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse CEDEX.

(1) Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
(2) Société Minière et Métallurgique de Peñarroya.
(3) Compagnie Minière de Montredon.
(4) Société Centrale de Mines et Carrières Jean Guillams et C^ie.
(5) Laboratoire de Minéralogie, associé au CNRS, Université Paul-Sabatier, Toulouse.



1. Alluvions, Tertiaire; 2. Série schisto-gréseuse verte; 3. Série schisto-carbonatée noire; 4. dolomies; 5. Micaschistes; 6. Granites, microgranites; 7. Orthogneiss; 8. Filons à fluorine (E-W); 9. Filons à wolframite ou scheelite (N-130 °E); 10. Fracturation; 11. Brêches à tourmaline; 12. Principeles occurences minéralisées en W; 13. Contours géologiques supposés sous la couverture tertiaire.

FIGURE 37

Carte lithologique de la région de Montredon-Labessonnié (Tarn)
Lithological map of Montredon-Labessonnié area

fractures E-W parallèles aux plis tardifs E-W. Ces directions principales de fractures sont reprises par des décrochements horizontaux (décrochements tardihercyniens) et verticaux (tectonique pyrénéo-alpine).

Le district à W-Sn(F) de Montredon se place dans la zone de recouvrement de deux domaines métallogéniques régionaux : le domaine à Pb-Zn du versant nord de la Montagne Noire (district de St.-Salvy), au sud, et le domaine à F-Ba de l'Albigeois (Mines de Mont-Roc, le Burc et Trébas), au nord. Le district à W-Sn(F) est strictement localisé sur la structure en dôme de Montredon. Dans ce district, la zonalité des paragenèses filoniennes dans le temps apparaît conforme à l'évolution tectonique décrite précédemment : filons N130° à paragenèses hypothermales (W-Sn-As-F), filons E-W a paragenèses mésothermales (Pb-Zn) et/ou épithermales (F-Ba).

On constate régionalement que les minéralisations développées dans les strates du sommet de la série noire sont à blende dominante (jusqu'à plusieurs pourcents sur des puissances décimétriques à métriques) dans le versant nord de la Montagne Noire (district de St.-Salvy), alors que vers le nord, dans l'Albigeois, les teneurs en zinc y restent fortes (2 000 g/t), mais que la scheelite et la fluorine y sont minéralogiquement exprimées (L'Hom-Haut, Auriole). Les analyses géochimiques en roche montrent que la série noire est très nettement anomalique en Zn, Pb, Ba, F, B, Cu, Be, As, Sn, W, avec en outre un niveau repère à nodules phosphatés, alors que la série verte est banale. Les résultats des analyses de géochimie en sol confirment régionalement ces résultats et l'on dessine très exactement la série noire dans la région de Montredon par l'association F-W-Sn-As (Zn-Ba) tandis que dans le district de St.-Salvy c'est l'association Zn-Cd, P, (F) qui est dominante.

Les minéralisations filoniennes à W-Sn (F) : le champ filonien de la Frégère (Montredon-Labessonnié).

Le champ filonien du ravin de la Frégère est situé à 2 km au nord de Montredon-Labessonnié (Fig. 37 et 38). L'enveloppe économique du gisement actuellement reconnu (travaux miniers et sondages) est évaluée à 1,5 million de tonnes de quartz à 0,7 % de WO_3, dont 80 000 tonnes à 1,08 % ont déjà été exploitées (1935 à 1960; CMM). Une étude d'exploitabilité en carrière est actuellement en cours (1979; BRGM-SMMP).

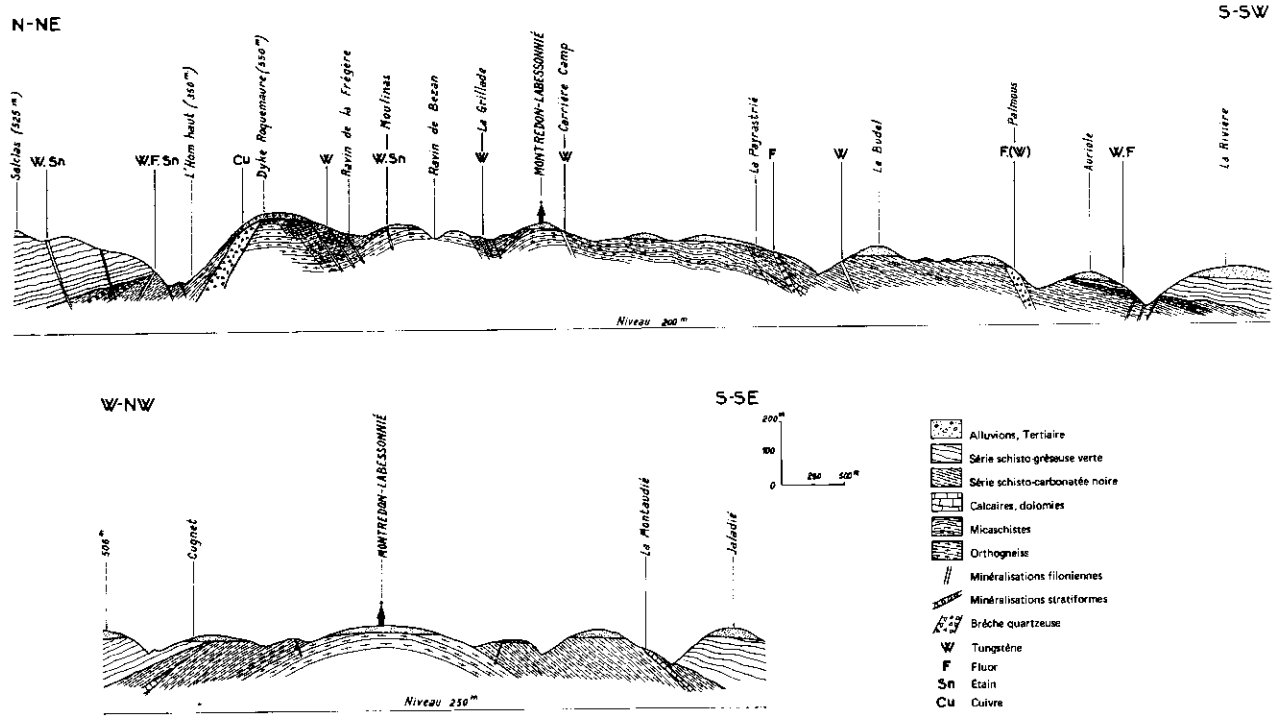


FIGURE 38
Coupes N-S et E-W du dôme de Montredon-Labessonnié
N-S and E-W cross-sections of Montredon-Labessonnié dome

L'encaissant du système filonien est formé par les micaschistes et l'orthogneiss (Fig. 33). Les micaschistes contiennent un matériel quartzo-feldspathique, localement abondant, qui évoque un apport tuffacé. Près du contact avec l'orthogneiss, ils se chargent en tourmalines.

L'orthogneiss présente des faciès grenus et porphyriques, au centre, et des faciès fins, à la périphérie.

Les filons de quartz N130°E recoupent l'orthogneiss et les micaschistes. Ils sont eux-mêmes recoupés, au nord, par le dyke quartzeux E-W (paragenèse F-Ba) de Roquemaure qui limite le gisement actuellement reconnu. Une couverture d'argiles à graviers éocènes recouvre les différentes formations lithologiques, dès la cote 500 m. La déformation souple majeure (plis P_2, schistosité S_2) affecte les micaschistes et l'orthogneiss : plis isoclinaux et figures de transposition S_1-S_2. La schistosité S_2 est elle-même déformée par les plis tardifs de serrage P_3-P_4 qui interfèrent en donnant des structures en dôme et bassins. C'est dans un de ces bassins (ou « cuvette»), préservé de l'érosion tertiaire, qu'affleure le champ filonien de la Frégère.

Celui-ci est actuellement connu (travaux miniers) sur 600 m de long (direction N130°E) et sur 300 m de large. La profondeur de l'orthogneiss, dans l'axe de la cuvette, est de 100 m.

Le champ filonien est formé par 2 groupes de filons (groupe A et groupe B), composé chacun par des filons épais (0,30 à 2 m de puissance) et par de minces filons (< 0,30 m). Les filons épais sont plus réguliers que les filons minces, qui présentent fréquemment des tracés en « baïonnettes » dans le plan horizontal ou vertical. La direction et le pendage moyen des filons sont de N130°E et de 60°S. Les micaschistes ont eux une direction et un pendage moyen de N100°E et de 35°N.

Les filons sont essentiellement formés de quartz, accompagné très localement de feldspaths et de tourmaline. Leurs épontes sont soulignés par un liseré de muscovite et un développement plus ou moins abondant de tourmaline. Le mineral principal de tungstène est la wolframite (FeO/MnO = 1,4), et la scheelite est rare. La répartition de la wolframite dans les filons est très hétérogène, conformément à ce type de gisement. Cassitérite, fluorine et béryl (rares) accompagnent la wolframite ainsi que des sulfures (0,01 %) qui sont, par ordre d'importance : pyrite, mispickel, marcasite, chalcopyrite, blende, stannite, bismuth natif, bismuthinite, cosalite et, en trace, or natif et électrum. La scheelite constitue le mineral d'altération de la wolframite le plus fréquent. En surface, une altération plus poussée conduit à une pseudomorphose de la wolframite par de la goethite et de l'hématite, puis aboutit à la formation de boxworks.

L'étude structurale du système filonien et de son encaissant conduit à une interprétation cinématique : les filons sont assimilés à des fentes de tensions précoces, orthogonales, à l'axe du bombement majeur P_3 (N30°) (diaclases ac). Ils sont ensuite déformés (fractures conjuguées) par les plis P_4, de style kinks-bands et par un diaclasage général N-S-E-W.

Minéralisations stratiformes : scheelite stratiforme d'Auriole et de l'Hom-Haut

Minéralisations d'Auriole

Les minéralisations d'Auriole (ferme d'Auriole) sont situées dans le ruisseau du Puget, affluent de rive droite de l'Agout, à 6 km à SSW de Montredon et à 12 km au NNE de Castres (Fig. 37). Découvertes en 1971 (SOMICA), les minéralisations font actuellement l'objet d'une étude économique (étude d'exploitabilité en carrière par la SMA (6)).

Les minéralisations d'Auriole sont localisées dans l'horizon d'alternances schisto-carbonatées du sommet de la série noire (Fig. 38). Le sommet de cette série est biseauté par un contact tangentiel situé à la base de la série schisto-gréseuse sus-jacente (série verte à niveaux volcano-détritiques). Le niveau minéralisé est constitué de passées quartzo-feldspathiques parallèles à schistosité S_2 et affectés par des plis mineurs P_3, N30° et P_4, N110°; son pendage est faible vers l'ouest (15 à 25°). La zone minéralisée, reconnue avant 1975, varie entre 5 et 10 m de puissance et dessine un V dans la topographie de la vallée du Pujet, correspondant à un allongement de 400 m. Le niveau minéralisé est localement surmonté par un horizon rubéfié, à rognons siliceux, provenant de l'altération de lentilles carbonatées sommitales. Au-dessous de la tranche minéralisée, se développe un système de filons de quartz à scheelite de direction N130°, leurs épontes tourmalinisées sur une puissance pouvant atteindre plusieurs décimètres renferment un peu de scheelite, fluorine et surtout des cristaux de mispickel. De rares filonnets de quartz sont minéralisés dans la série verte sus-jacente.

Les passées quartzo-feldspathiques sont essentiellement constituées par : feldspaths (microcline-albite), fluorine, quartz et muscovite (rare). La scheelite se présente en agrégats de taille millimétrique; la fluorine constitue jusqu'à 20 % de la roche; la cassitérite en grain centimétrique est rare. Les schistes encaissants contiennent des petites plages de fluorine et de scheelite disséminées dans les strates.

Dans les filons, la scheelite forme des cristaux centimétriques subautomorphes ou des placages centimétriques dans les fractures du quartz. Elle est accompagnée de cassitérite et de mispickel dans une gangue de quartz, tourmaline et muscovite. La paragenèse des minéraux en traces est identique à celle des filons à wolframite de Montredon : pyrite, pyrrhotite, fluorine,

(6) Société des Mines d'Anglade.

mispickel, stannite, bismuth, bismuthinite, chalcopyrite, blende, or natif.

Minéralisations de l'Hom-Haut

L'indice stratiforme de l'Hom-Haut est situé à 3 km au nord de Montredon, près de la ferme de l'Hom-Haut (Fig. 37). Les teneurs, données par l'échantillonnage en masse de l'affleurement et par les sondages, varient entre 0,18 et 0,20 % WO_3. L'importance économique de l'indice reste à évaluer.

Comme à Auriole, la minéralisation est localisée au sommet de la série noire, sous le contact tangentiel avec la série schisto-gréseuse verte. Cependant, la minéralisation est ici étroitement liée à la lithologie apparente (S_1-S_2). En effet, la scheelite et la fluorine sont essentiellement localisées dans les niveaux gréseux centimétriques des alternances schisto-gréso-carbonatées. Les niveaux carbonatés à pyroxène (salite) sont peu ou pas minéralisés. À côté de cette présentation stratiforme *sensu stricto* de la minéralisation, on note la présence de petites lentilles quartzo-feldspathiques minéralisées, étirées dans la schistosité S_2. L'ensemble des niveaux et des lentilles quartzo-feldspathiques est déformé par les plis chevrons P_3 (N20°) et par les plis et fractures P_4 (N110°). Un réseau de filons N60° et 130° recoupe la série noire et la série verte : les premiers, d'extension kilométrique, sont des brèches à tourmaline où la scheelite n'existe que dans la zone proche des minéralisations stratiformes de l'Hom-Haut, les seconds, dont les caractères structuraux sont les mêmes que ceux d'Auriole ou de Montredon, n'ont de concentration notable en W qu'à leur intersection avec le sommet de la série noire et sont localement minéralisés dans la série verte dans les mêmes conditions que les filons N60°.

Une première *paragenèse* correspond d'une part aux minéraux développés dans le litage du niveau lui-même : (1 a) quartz, biotite, chlorites, sidérite, dolomite et calcite rares, scheelite, fluorine, mispickel, blende, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, galène, pyroxène, tourmaline, allanite, anatase et d'autre part aux minéraux constituant les « amandes quartzo-feldspathiques» : (1 b) quartz, plagioclase (An 10), fluorine (jaune), scheelite, mispickel, cassitérite, blende, chalcopyrite.

Une deuxième *paragenèse* s'observe, d'une part dans les fractures N140°E à N120°E : quartz, microcline, biotite, tourmaline, scheelite, fluorine violette, mispickel, cassitérite, blende, galène, wolframite, pyrite, pyrrhotite, bismuthinite, chalcopyrite, et d'autre part, dans les épontes de ces fractures : biotite, chlorite, tourmaline. pyroxène (salite), pyrrhotite, mispickel, scheelite (rare).

L'étude géochimique des minéralisations stratiformes et de leur contexte lithologique (série noire) met en évidence, d'une part, le rôle métallogénique régional du sommet de la série noire et, d'autre part, l'existence d'au moins deux phases de cristallisation des minéraux : l'une antérieure ou contemporaine de la schistosité S_2, l'autre postérieure à cette schistosité (filons N130°).

Conclusion

Le district à W, Sn, F de Montredon est caractérisé par trois métallotectes d'ordre régional favorisant la présence des minéralisations tungstifères :

— un métallotecte d'ordre lithologique = niveau gréso-pélitique carbonaté du sommet de la série noire géochimiquement anormal en F-W-Sn-Zn-B-Be-As;

— un métallotecte d'ordre tectonique, fractures N60° et N130° liées aux bombements structuraux P_3 (N30°) sur lesquels se développera préférentiellement la fracturation N130° (fentes de tension);

— un métallotecte « granitique » pressenti, dans le district de Montredon, par ses effets thermiques (2e génération de minéraux de métamorphisme), par des manifestations péribatholitiques (aplites, rhyolites) et par la présence d'anomalies gravimétriques légères d'axes N60° parallèles aux axes des corps batholitiques voisins (Sidobre).

Il est possible d'envisager deux hypothèses génétiques pour les minéralisations stratiformes : soit W, Sn, F... sont introduits dans la série gréso-carbonatée du sommet à la série noire à la faveur de la mise en place d'un leucogranite orthogneissifié par la phase majeure (S_2) (orthogneiss de Montredon); soit W, Sn, F... sont contemporains de la sédimentation, régionalement anormale en ces éléments, du sommet de la série noire (manifestation du volcanisme acide dont le démentèlement constitue la série détrique supérieure (série verte): la mise en place d'apex granitique (anomalie géophysique) permet le développement des amendes quartzo-feldspathiques uniquement minéralisées en scheelite et fluorine dans le sommet de la série noire (Auriole, l'Hom-Haut).

Quelle que soit l'hypothèse retenue, il est logique de penser que ces minéralisations stratiformes aient pu constituer la source proche des minéralisations filoniennes : la phase de déformation cassante N130° permettant de remobiliser une partie de stock métal stratiforme pour donner les concentrations filoniennes de Montredon.