

## Le gisement tungstifère de Leucamp (Cantal, France). Contrôles géologiques et minéralisations

par MICHEL DEMANGE\*, \*\*\*, VINCENT A. NICOLAS\*, PIERRE SOLER\*\*, \*\*\* et HÉLÈNE GIOUSE\*

**Mots clés.** — Tungstène, Wolframite, Champ filonien, Tectonique souple, Fracturation hydraulique, Tectonique cassante, Paragenèse minérale, Massif central.

**Résumé.** — Le gisement de Leucamp a fourni entre 1916 et 1959 environ la moitié de la production de tungstène du district de la Châtaigneraie (Cantal, France) avec 1 700 tonnes de WO<sub>3</sub>. Les travaux récents du BRGM laissent augurer un potentiel de l'ordre de 7 000 tonnes de WO<sub>3</sub>.

Comme tous les gisements de tungstène de ce district, il s'agit de filons de quartz à wolframite associés spatialement à un granite carbonifère, ici le granite du Veynazès, et encaissés dans des schistes épimétamorphiques d'âge inconnu. Les contrôles du champ filonien sont à la fois lithologiques et structuraux : un encaissant pélitique semble plus favorable qu'un encaissant gréseux et la structure complexe du champ filonien peut s'expliquer par la réouverture et le remplissage simultanés, sans doute sous l'action des fluides, de toutes les structures planaires (schistosités et plans axiaux) créées par la tectonique souple polyphasée antérieure à la mise en place du granite. Les filons sont ultérieurement hachés par des failles normales, elles-mêmes scellées par différentes venues éruptives. Le tout est recoupé tardivement par des veines à carbonates et minéralisation type BPGC.

Tous les filons minéralisés présentent le même type de remplissage qui peut être décomposé en une venue à tourmaline (apatite-muscovite), puis après fracturation, du quartz; puis après une nouvelle fracturation, la minéralisation principale qui consiste pour l'essentiel en pyrite et wolframite accompagnées de minéraux mineurs de Bi, As, Zn et Au. A ce stade la wolframite a un rapport Fe/Fe + Mn de l'ordre de 0,80 et sa teneur en Mg peut atteindre 1,2%. La discussion thermochimique permet de reconstituer l'évolution des fluides dont la température varie de 500 à 420 °C pour une fS<sub>2</sub> de 10<sup>-4,5</sup> à 10<sup>-8</sup>. La minéralisation principale est remaniée dans des veines tardives dont la gangue est constituée essentiellement de dolomie, sidérite magnésienne et quartz avec une minéralisation sulfurée de type BPGC. A ce stade, les wolframites de la première venue sont corrodées et se transforment sur place en une wolframite plus riche en manganèse et plus pauvre en magnésium, une ferberite pratiquement pure et de la scheelite.

### The Leucamp tungsten ore deposit (Cantal, France). Geological controls and mineralization

**Key words.** — Tungsten, Wolframite, Vein swarm, Fold tectonics, Hydraulic fracturation, Brittle tectonics, Mineral association, French Massif central.

**Abstract.** — With an output of 1700 metric tons between 1916 and 1959, the Leucamp ore deposit supplied about half the tungsten produced from the « la Châtaigneraie district » (Cantal, France). Recent exploration by the French BRGM indicates a potential resource of 7000 metric tons WO<sub>3</sub>.

Typical of the economic tungsten deposits of this district, Leucamp ore deposit is composed of quartz-wolframite veins that crosscut epimetamorphic schists of unknown age and are spatially associated with a Carboniferous granite, the Veynazès granite in this case. The control of the vein system is both lithological and structural : a pelitic wall-rock seems to be more favorable than a psammitic one; the complex outcrop pattern may be due to fluid pressure and the simultaneous reopening and filling of planar structures (cleavages, axial planes,...) created by the polyphase folding that preceded the emplacement of the Veynazès granite. Subsequently, the veins are cut by numerous normal faults, which are sealed by various eruptive dikes. The final phase involves carbonate veining with a weak sphalerite-pyrite-galena-chalcocopyrite mineralization.

All the mineralized veins exhibit the same type of filling, in which different stages may be recognized : (1) an initial stage with tourmaline and accessory apatite and muscovite; (2) following an episode of fracturing, the bulk quartz filling; (3) after a second phase of fracturing, the occurrence of principal episode of mineralization, consisting of pyrite and wolframite accompanied by minor Bi, As, Zn and Au minerals. At this stage, wolframite presents a Fe/Fe + Mn ratio of 0.80 and a Mg content as high as 1.2%. The evolution of the mineralizing fluid is reconstructed based on thermochemical considerations. These relations indicate temperatures varying from 500 to 420° C with Log fS<sub>2</sub> = - 4.5 to - 8. The principal mineralization is reworked by later veining where the gangue is essentially made up of dolomite, magnesian siderite and quartz with a poor sphalerite-pyrite-galena-chalcocopyrite mineralization. At this stage, the previously formed wolframite is corroded, transforming into a complex assemblage of a more manganeseiferous and less magnesian wolframite, ferberite and some scheelite.

Au centre du Massif central français, le district de la Châtaigneraie regroupe les gisements d'Enguaylès (fermé en 1978, 1 500 tonnes de W), de Leucamp (exploité de 1916 à 1959, 1 700 tonnes de W), de Murols-Soubeyre et de Teissières-les-Bouliès (300 à 400 tonnes de W). Des travaux de recherche récents ont porté sur l'indice de Viala et surtout sur le gisement de Leucamp où, depuis 1975, le BRGM a pu mettre en évidence, par sondages et travaux miniers, un

potentiel de l'ordre de 7 000 tonnes de WO<sub>3</sub> à une teneur de 1,8 % WO<sub>3</sub> [Bogdanoff *et al.*, 1987].

Tous ces gisements sont des filons de quartz à wolframite à épontes tourmalinisées, encaissés dans des micaschistes et en relation spatiale avec des granites carbonifères. Le granite du Veynazès, proche du gisement de Leucamp, est daté à 320 ± 25 Ma (Rb/Sr) [Duthou *et al.*, 1986].

#### I. — STRUCTURE DU CHAMP FILONNIEN DE LEUCAMP.

La Châtaigneraie, telle que la délimitent les recouvrements stéphaniens et plus récents, est un segment de l'orogène hercynien constitué d'une série grésopélitique épi- à mésométamorphique indifférenciée (« schistes X »)

\* CGGM, Ecole des Mines, 60 Bd. Saint-Michel, 75006 Paris.

\*\* ORSTOM, 213 rue Lafayette, 75010 Paris.

\*\*\* UA 384 CNRS « Pétrologie et Métallogénie ».

Note déposée le 6 avril 1987, présentée à la séance du 18 mai 1987; manuscrit définitif accepté le 21 décembre 1987.

ORSTOM Fonds Documentaire

Bull. Soc. géol. Fr., 1988, n° 4

102

N° : 25660 ex 1 M

Cote : B

24 OCT. 1988

[Chèze, 1975; Boesse, 1980; Nicolas, 1985; Bogdanoff *et al.*, 1987], intrudée par des granitoïdes (essentiellement des monzogranites) tardi-tectoniques.

### 1) Les formations encaissantes.

Nos levés limités au voisinage immédiat des gisements permettent de regrouper les formations qui encaissent la partie nord-est du granite du Veynazès en deux ensembles : — au nord (série de Manhaval) et au sud (série des Cazottes) du secteur des gisements apparaissent des formations essentiellement gréseuses qui s'organisent en séquences de différents ordres depuis des quartzwackes plus ou moins arkosiques et parfois calcareuses (gneiss à silicates calciques) jusqu'à des pélites parfois graphiteuses. Localement s'observent également de véritables arénites feldspathiques et même, à Manhaval, des microconglomérats. Dans ces roches, les feldspaths (plagioclase acide et

feldspath potassique) se présentent dans la matrice, mais aussi parfois en ocelles millimétriques qui posent le problème de l'existence de tufs acides plus ou moins remaniés; — au centre, dans le secteur des gisements, sans doute en position synforme, la série des Fontilles montre le passage de ces séries gréseuses à des micaschistes pélitiques beaucoup plus monotones parfois riches en porphyroblastes d'albite.

Un premier contrôle des minéralisations de la région de Leucamp est d'ordre lithostratigraphique. En effet, les filons du quartz à wolframite sont encaissés dans les micaschistes de la série des Fontilles tandis que les séries de Manhaval et des Cazottes ne renferment que des indices de scheelite disséminée associés aux gneiss à silicates calciques. Les travaux actuels ne permettent pas d'étendre sans ambiguïté cette lithostratigraphie à l'ensemble de la Châtaigneraie. Néanmoins la répartition régionale des indices de wolframite et de scheelite selon des bandes NW-SE (fig. 1) apparaît conforme à la structure régionale.

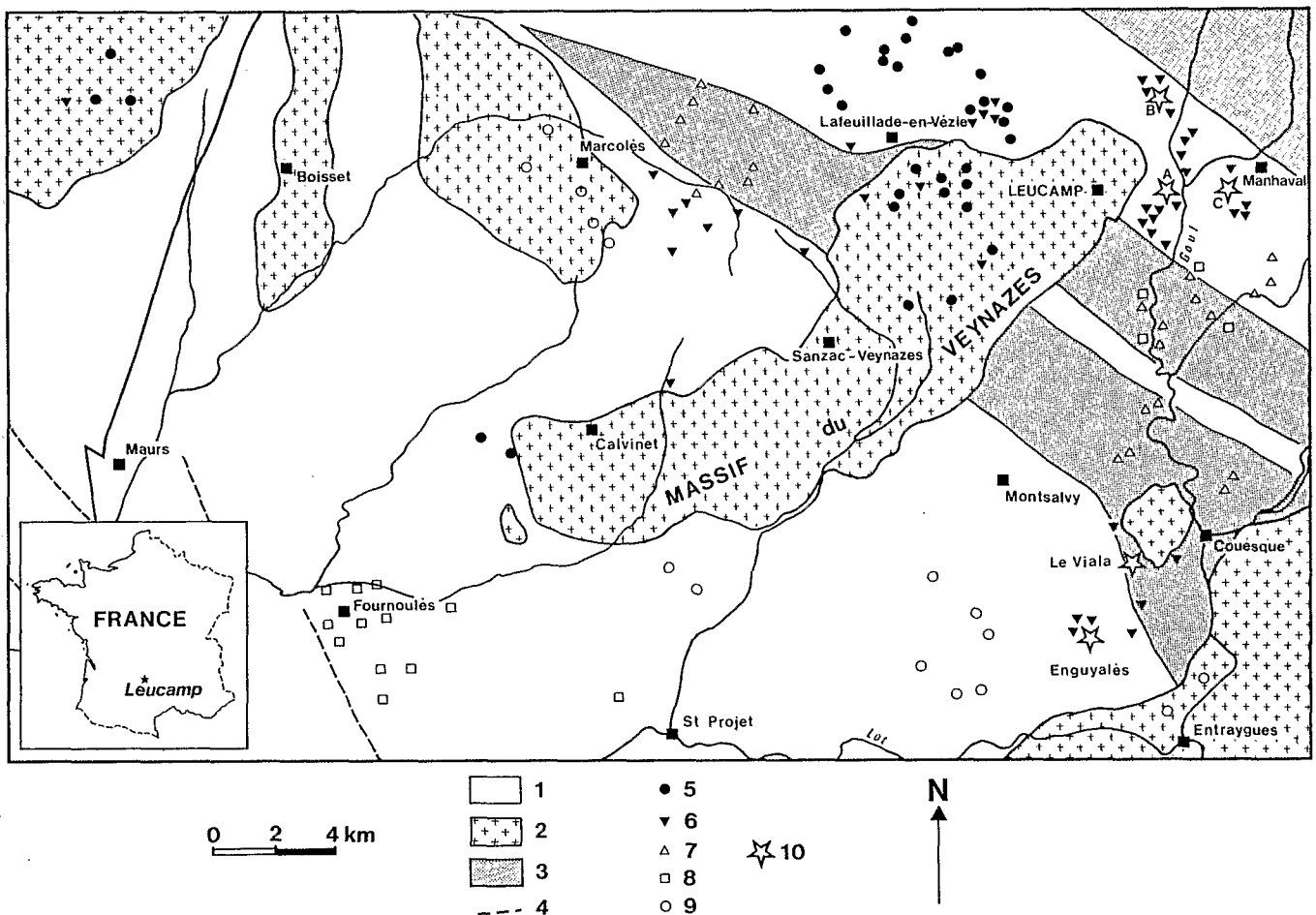


FIG. 1. — Carte de situation des gisements de W et des indices alluvionnaires du district de la Châtaigneraie. [d'après document BRGM in Joubert, 1978]. 1 : socle cristallophyllien; 2 : massifs granitiques; 3 : séries a dominante gréseuse avec niveaux de gneiss à silicates calciques et niveaux graphiteux [d'après Bogdanoff *et al.*, 1987, modifié]; 4 : failles. Indices alluvionnaires : 5 : cassitérite; 6 : wolframite; 7 : scheélite; 8 : barytine; 9 : plomb-zinc. 10 : gisements de wolframite : A : Leucamp; B : Tessières les Bouliès; C : Murols-Lantuéjols.

FIG. 1. — W deposits and alluvial showings of the Châtaigneraie district [from Joubert, 1978, modified]. 1 : crystalline basement; 2 : post-tectonic granites; 3 : sandstones (mostly) with calc silicate gneiss and graphitic intercalations [from Bogdanoff *et al.*, 1987, modified]; 4 : faults. — Alluvial showings : 5 : cassiterite; 6 : wolframite; 7 : scheelite; 8 : barite; 9 : lead-zinc. — 10 : wolframite deposits : A : Leucamp; B : Tessières les Bouliès; C : Murols-Lantuéjols.

## 2) La tectonique souple.

La « série de la Châtaigneraie » a subi une tectonique souple polyphasée. Après une possible phase  $P_1$  représentée par de rares plis isoclinaux marqués par des lentilles de quartz [Demange et Nicolas, 1983; Nicolas, 1985] nous avons pu distinguer, dans le secteur de Leucamp, cinq phases :

— la phase  $P_2$  donne des plis en chevrons fermés à isoclinaux (axes N070 à N100 subhorizontaux) accompagnés d'une schistosité de flux ou de « strain slip » selon le matériel affecté. La cartographie de la région de Manhaval où la série est bien différenciée montre que cette phase peut créer des structures plurihectométriques; dans cette zone, où la série semble renversée, ces plis montrent un sens de déversement apparent vers le nord. La fréquente discordance entre schistosité  $S_2$  et stratification dans les travaux miniers laisse supposer l'existence de structures  $P_2$  importantes dans ce secteur; il n'a cependant pas été possible de mettre en évidence de grande structure régionale;

— en effet la phase  $P_3$ , prépondérante dans le secteur de Leucamp, oblitère très largement les éléments structuraux antérieurs. Cette phase donne des plis en genou dissymétriques à flanc long peu penté et à flanc court verticalisé très fortement microplissé, où se développe la schistosité pénétrative  $S_3$  (dont la direction N070 à N100 et le pendage sub-horizontale à peu penté nord varient en fonction des phases tardives). Ces plis  $P_3$  ont donc une vergence sud. A l'échelle de la carte, les plis  $P_3$  se disposent en couloirs déca- à hectométriques dans lesquels la série se verticalise et où la schistosité  $S_3$  s'exprime vigoureusement;

— les phases tardives génèrent des plis droits relativement mous et/ou des kinks accompagnés d'une schistosité, de fracture; elles interfèrent dans les zones restées plates après la phase  $P_3$ , en structures en dômes et bassins; dans les zones verticalisées par  $P_3$ , elles produisent des virgations. Six directions, deux à deux conjuguées, ont été reconnues : N105 et N135 ( $P_4$ ), N015 et N165 ( $P_5$ ) et moins important N060 et N080 ( $P_6$ ).

A l'échelle régionale comme à celle des travaux miniers, les filons tungstifères apparaissent étroitement contrôlés par les structures engendrées par la tectonique souple. Les filons se situent préférentiellement : (1) dans les zones verticalisées par la phase  $P_3$ ; (2) en plan axial de kinks et dans les diaclases créées par les phases tardives, en particulier  $P_4$  et  $P_5$ .

## 3) Les filons minéralisés.

Le gisement de Leucamp est essentiellement formé de deux faisceaux filoniens, celui de Roquefeuil au sud où se sont développées les recherches du BRGM et celui de Bancarel au nord, antérieurement exploité et actuellement inaccessible pour lequel nous avons réinterprété les archives et l'étude de Weppe [1951] en fonction de nos observations à Roquefeuil et en surface. La minéralisation exploitable est constituée de filons à quartz-wolframite; ceux-ci sont affectés par une tectonique cassante tardive qu'il importe de bien comprendre afin de reconstituer le champ filonien initial. Encore plus tardives apparaissent des venues mineures à carbonates et sulfures.

### a) La tectonique cassante tardive et les veines à carbonates.

La tectonique cassante tardive est polyphasée : décrochements senestres N160 à N010 subverticaux puis N100 à N130 subverticaux, failles normales successivement N160 à N020 E 40 à 70 puis N120 à N150 NE 30 à 60 [Gros, Guérangé et Martin, 1981; Gros, 1984; Nicolas, 1985]. Ce dernier système de failles normales est extrêmement important tant dans les travaux miniers récents qu'anciens [Weppe, 1951]: ces failles se regroupent en faisceaux plurimétriques qui tronçonnent un même filon subvertical en de multiples fragments abaissés sensiblement à la même cote, ce qui dans les travaux miniers d'exploration donne parfois l'illusion de filons multiples (fig. 2 et 3). Ces failles tardives, en particulier les failles normales 140 NE 50, sont parfois scellées par des roches éruptives (microdiorites et microgranitoïdes).

Encore plus tardives apparaissent les venues à carbonates et sulfures. Ces minéralisations remplissent les fractures des filons de quartz à wolframite, imprègnent les brèches de failles et recourent les filons de roches éruptives tardives. Il s'agit de veines millimétriques à centimétriques qui se regroupent en faisceaux méridiens larges de quelques mètres qui recourent l'ensemble des travaux miniers récents.

### b) Les filons de quartz à wolframite.

La reconstitution du champ filonien antérieurement à la tectonique cassante tardive permet de classer les filons minéralisés en trois types en fonction de leur morphologie.

— *Type 1-filons « E-W » à pendage sud.* — Ce sont les filons les plus importants du point de vue économique en raison de leur puissance (0,2 m en moyenne, jusqu'à plus d'un mètre à Bancarel); les travaux récents les ont suivis sur plus de 100 m, leur hauteur est difficile à estimer à cause de l'action des failles normales tardives. Ils suivent une direction N100 à 110 avec des pendages variables dans le détail, en général sud (70 N à 50 S). Un examen attentif de leurs rapports avec la stratification et les schistosités montrent qu'ils sont étroitement contrôlés par la tectonique souple (fig. 3 et 4) : — ils se localisent dans les zones verticalisées par la phase  $P_3$ , leur puissance étant maximale dans les zones de charnières des plis 3 et s'amenuisant lorsque l'on passe dans une zone de flanc; — leurs épontes sont fréquemment voisines de la foliation  $S_0$ - $S_2$ ; même lorsqu'elles recourent cette foliation, les épontes dessinent fidèlement des plis  $P_3$ , jusqu'à former des genoux dans les charnières où ils peuvent alors se ramifier en plusieurs branches. Parfois, sur ces filons, se branchent des filons en plateaux concordants sur la schistosité  $S_3$  et qui peuvent atteindre 2 à 3 mètres d'extension latérale à Leucamp; — ils présentent un diaclasage subhorizontal important en prolongement de la schistosité  $S_3$ . Ce diaclasage n'est sans doute dû qu'à un rejeu tardif de  $S_3$ . Les épontes des filons de type 1 sont en général peu tourmalinisées. La tourmalinisation, qui se développe en peigne à partir du filon dans toutes les discontinuités possibles, n'apparaît intense qu'au croisement de filons d'autres types, aux charnières de plis  $P_3$  et aux extrémités des filons. Longitudinalement ces filons passent à un fil de tourmaline; ils présentent souvent un système de relais : un filon situé au sud et en aval-pendage relayant vers l'ouest un filon situé au nord et en amont (fig. 2).

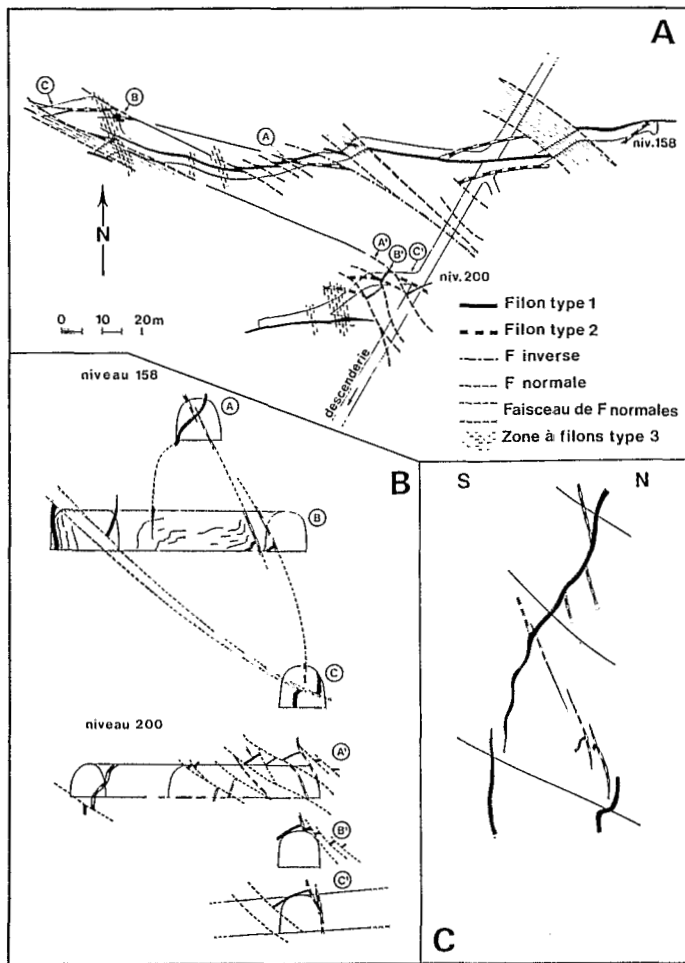


FIG. 2. — Exemple de géométrie des filons à Bancarel. A : en plan; B : en coupe; C : reconstitution en coupe du champ filonien avant la fracturation tardive.

FIG. 2. — An example of the pattern of the veins at Bancarel. A : map; B : vertical section; C : vertical section of the veins as reconstituted prior to the late fracturation.

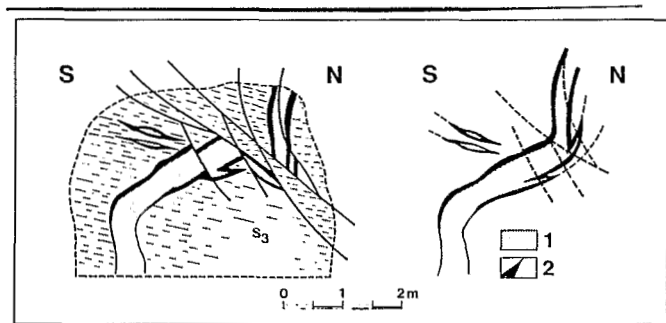


FIG. 3. — Exemple de fracturation d'un filon de type 1 (niveau 158W — fond 16/2/1983). — 1 : quartz-wolframite; 2 : tourmalinisation.

FIG. 3. — An example of the fracturation of a type 1 vein (158W level, 16/2/1983). — 1 : quartz-wolframite; 2 : tourmalinisation.

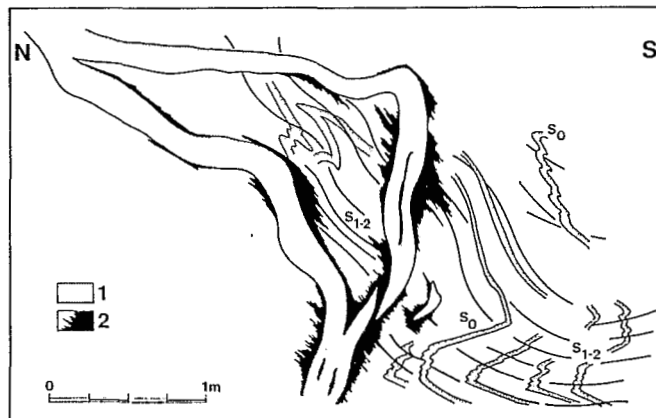


FIG. 4. — Géométrie d'un filon de type 1 (niveau 286E, 18/11/1982 — figurés comme pour figure 3).

FIG. 4. — An example of type 1 vein (286E level, 18/11/1982 — symbols as in figure 3).

— Type 2-filons « E-W » à pendage nord. — Ces filons moins puissants (10 à 20 cm) n'ont pas été systématiquement suivis par les travaux miniers. Ils ont une direction N080 à 110 et un pendage 50 à 70 N. Ils sont plus réguliers et plus nettement sécants sur  $S_{0,2}$  que les filons de type 1. La tourmalinisation y est aussi plus développée et plus régulière. Ces filons présentent le même diaclasage sub-horizontale que les filons de type 1. Ils peuvent former également un système de relais mais dans le cas de ces filons de type 2, le filon situé au nord et en aval-pendage relaie vers l'ouest un filon situé au sud et en amont. Lorsque ces filons de type 2 croisent les filons de type 1, aucun des deux types ne recoupe ou décale l'autre et le remplissage filonien semble bien continu et identique de l'un à l'autre (fig. 5).

— Type 3-filons « N-S ». — Bien que peu abondants dans les travaux du BRGM, ces filons ont fourni une production importante à Bancarel. Ce sont des filons sub-verticaux, de direction N150-160 et N010-030 qui se

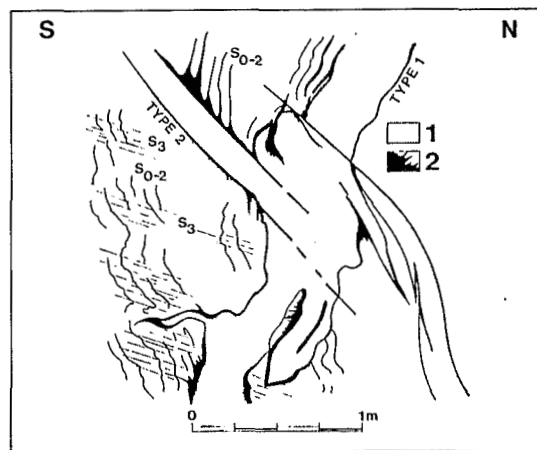


FIG. 5. — Croisement d'un filon de type 1 et d'un filon de type 2 (figurés comme pour figure 3).

FIG. 5. — A crossing of veins of types 1 and 2 (symbols as in figure 3).

placent dans les diaclases qui marquent les plans axiaux des kinks  $P_3$ . Ce sont des filons de faible puissance (de l'ordre de 10 cm), mais très réguliers et accompagnés d'une intense tourmalinisation. Ces filons se connectent, sans les décaler, aux filons des autres types et présentent un remplissage identique (fig. 6).

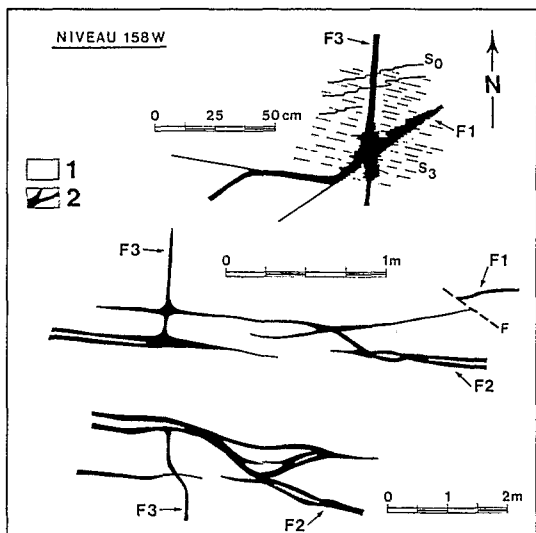


FIG. 6. — Géométrie d'un filon de type 3 (F1 : filon de type 1; F2 : filon de type 2; F3 : filon de type 3; F : faille).

FIG. 6. — An example of type 3 vein (F1 : type 1 vein; F2 : type 2 vein; F3 : type 3 vein; F : fault).

c) *Interprétation tectonique du champ filonien de Leucamp.*

La reconstitution du champ des filons de quartz à wolframite de Roquefeuil, antérieurement à la tectonique cassante tardive, montre le contrôle de la géométrie de ces filons par les structures engendrées par la tectonique souple précoce : les filons de type 1, les filons en plateau qui leur sont liés et les filons de type 3 se mettent en place respectivement dans la foliation  $S_2$ , la schistosité  $S_3$ , et la schistosité de fracture  $S_4$  (fig. 7). Il est clair que les différents filons ne sont pas contemporains de ces différentes phases tectoniques compressives mais utilisent les zones de discontinuité — qui apparaissent comme les zones de moindre résistance à la traction — créées par celles-ci.

Plusieurs modèles de formation de ce champ filonien complexe peuvent être proposés. Il est tentant a priori d'interpréter la géométrie des filons de type 1 et surtout de type 2 comme des systèmes de joints de tension créés par la succession de deux systèmes successifs en compression où la contrainte normale principale  $\sigma_1$  serait subhorizontale et voisine du plan des filons. Cette hypothèse d'ouverture successive des différents filons ne saurait cependant être retenue, puisqu'il est impossible à la vue des affleurements d'établir un ordre de succession clair entre les différents types de filons (fig. 5 et 6) et que l'étude métallographique montre que les remplissages sont identiques : les ouvertures et remplissages des filons apparaissent bien simultanés (il

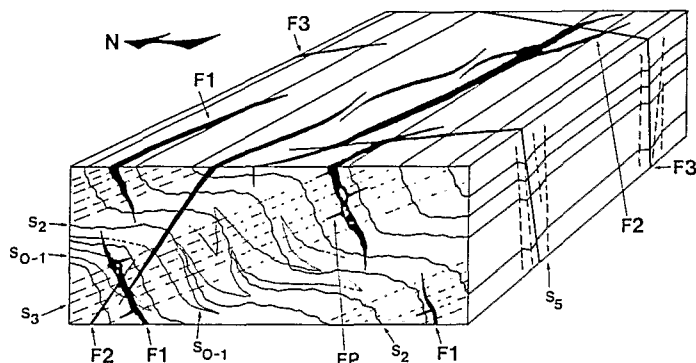


FIG. 7. — Bloc diagramme synthétique : les différents types de filons et leurs relations aux structures de l'encaissant (F1 : filon de type 1; FP : filon en plateau; F2 : filon de type 2; F3 : filon de type 3).

FIG. 7. — Synthetical block-diagram : the different types of veins and their relations with the structures of the wall rock (F1 : type 1 vein; FP : subhorizontal vein; F2 : type 2 vein; F3 : type 3 vein).

est d'ailleurs difficile voire impossible de reconnaître qu'elles ont été les fractures nourricières). La variété des structures filoniennes provient de ce que l'unique champ de contrainte à l'origine du champ filonien s'est exercé non pas sur un milieu isotrope mais sur un bâti déjà structuré par une histoire tectonique complexe en provoquant ainsi la réouverture de nombreuses structures préexistantes.

On peut imaginer un unique système de compression où la contrainte normale principale  $\sigma_1$  serait subhorizontale et légèrement oblique par rapport aux axes des plis  $P_3$  : un tel système établirait préférentiellement dans les zones de ce bâti anisotrope où  $S_2$  est subhorizontal un système de joints de tension conforme au modèle de Mohr, qui formeront les filons de type 2. Simultanément dans les zones verticalisées se produisent des réouvertures par glissement et décollement selon la foliation, qui constitueront les filons de type 1. Toutefois ce modèle explique difficilement l'ouverture simultanée des filons en plateau.

Un autre modèle consiste à expliquer l'ouverture simultanée des filons de type 1 et des filons en plateau, qui sont pratiquement orthogonaux, par un système de compression où la contrainte normale principale  $\sigma_1$  coïnciderait avec l'intersection de ces filons. Mais un tel système n'explique pas l'ouverture des filons de type 2.

De toutes façons, aucun des systèmes de compression précédents ne peut expliquer l'ouverture des filons de type 3 qui sont presque perpendiculaires à la fois aux filons de type 1, 2 et en plateau et qui se trouvent par là dans le dièdre en compression des modèles précédents.

Aucun modèle de compression — ni d'ailleurs de distension — ne peut rendre compte de l'ouverture simultanée selon des directions aussi différentes, aussi est-il plus satisfaisant d'imaginer que toutes ces réouvertures et remplissages simultanés sont dus à une forte pression hydraulique engendrée par les fluides minéralisateurs, pression isotrope et supérieure à toute contrainte propre au bâti. Nous parvenons ainsi dans le cas du champ filonien complexe de Leucamp où la plupart des filons sont subverticaux, à une conclusion analogue à celle établie pour les champs filoniens subhorizontaux de Guanajuato (Mexique) par Wandke [1931] et de Pannaqueira (Portugal) par Kelly et Rye [1979].

II. — LES MINÉRALISATIONS.

En ce qui concerne la minéralisation principale, les minéraux de gangue, de salbande et d'altération des épontes ainsi que les minéraux métalliques sont les mêmes dans les différents types de filons (1, 2 et 3). Outre les minéraux de gangue (quartz essentiellement, tourmaline accessoire, anatase et apatite très peu abondantes), de salbande et d'altération des épontes (tourmaline, muscovite, chlorite et argiles très accessoires), les seules espèces fréquentes sont la pyrite et la wolframite (dans une proportion moyenne de 4 à 1 en faveur de la pyrite).

Les veines tardives sont constituées de carbonates auxquels est associée une discrète minéralisation de type BPGC. Une remobilisation du tungstène est contemporaine de cette venue tardive.

1) La succession paragénétique (tableau I).

On peut distinguer trois stades pour la minéralisation principale; la venue tardive à carbonates constitue un quatrième stade.

a) *Stade 1* : altération aux épontes des plans de faiblesse avec développement de tourmaline, d'apatite, de muscovite et de chlorite. La tourmaline noire est omniprésente aux épontes des filons en fines aiguilles millimétriques à centrimétriques, contiguant parfois une véritable tourmalinite. Elle s'observe aussi dans le filon lui-même soit sous forme de soleils cimentés par le quartz soit sous forme d'une ou plusieurs trainées parallèles aux épontes. Elle s'observe aussi en peignes d'extension métrique guidés par la stratification et les schistosités  $S_2$  et surtout  $S_3$ . Il s'agit d'une schorlite (Fe/Mg = 3), très pauvre en lithium, présentant des teneurs notables en tungstène (60-120 ppm) (dosage par ICP au BRGM). Le mica blanc, en général peu abondant, est disséminé en petites lames millimétriques

TABLE I. — Succession paragénétique  
TABLE I. — *Paragenetic succession*

		①	②	③	④	altération supergène	
Minéraux de gangues et salbandes	Tourmaline	—	—	—	—		
	Chlorite	—	—	—	—		
As	Löllingite			—	—	Pharmacosidérite	
	Mispickel			—	—	Scorodite	
	U			—	—		
	Bi	Bismuth		—	—	—	
		Bismuthinite		—	—	—	
		Wittichénite		—	—	—	
	Te	Hessite		—	—	—	
		Tétradymite		—	—	—	
	Au	Maldonite		—	—	—	
		Electrum		—	—	—	
W	Ferbérite		—	—	—	Psilomélane	
	Hübnerite		—	—	—	Goethite	
	Wolframite		—	—	—		
	Scheelite		—	—	—		
	Tungstite		—	—	—		
Mo	Molybdénite		—	—	—		
	Fe	Melnicovite		—	—	—	Goethite
		Marcasite		—	—	—	
		Pyrrhotite		—	—	—	
		Magnétite		—	—	—	
		Hématite		—	—	—	
Pyrite 1, 2, 3		—	—	—			
Zn	Sphalérite		—	—	—		
	Cu	Cubanite		—	—	—	
Chalcopyrite			—	—	—		
Bornite			—	—	—		
Digénite			—	—	—		
Pb	Covellite		—	—	—		
	Galène		—	—	—		

associées ou non à la tourmaline dans l'encaissant des filons comme dans la salbande. Il apparaît quelquefois en placages de grandes lames (2-3 cm) perpendiculaires aux épontes filoniennes. Il s'agit d'une muscovite riche en fluor (jusqu'à 2 %) et tungstène (60 ppm) mais très pauvre en lithium (< 20 ppm) (dosage par ICP au BRGM). L'apatite, en cristaux subautomorphes très peu abondants, est postérieure à la tourmaline mais probablement antérieure à la muscovite. Son chimisme n'a pas été étudié.

b) *Stade 2* : ouverture des structures et remplissage par du quartz blanc à gris laiteux. Ce quartz est esquilleux, souvent cataclasé et forme l'essentiel des filons. Il cimente les fractures de la tourmaline. L'anatase, disséminée en plages microscopiques xénomorphes dans ce quartz ou dans des fractures au sein de la tourmaline est vraisemblablement contemporaine de la venue principale de quartz.

c) *Stade 3* : la minéralisation métallique principale apparaît clairement postérieure à cette première venue de quartz; en effet elle est contrôlée par des diaclases affectant le quartz de stade 2 et la wolframite peut même s'observer en ciment de grains de quartz (fig. 8). Néanmoins le quartz continue à cristalliser pendant tout le stade 3 et même au delà puisqu'il peut cimenter les minéraux métalliques. Le quartz du stade 3, subordonné par rapport au quartz du stade 2, est indistinguable à l'oeil de celui-ci et leur distinction ne peut se faire qu'au vu de leurs relations texturales différentes avec les minéraux métalliques. L'évolution des paragenèses métalliques montre une sulfuration progressive : de la löllingite, du bismuth natif, de l'uraninite et de la hessite cristallisent tout d'abord en très petites quantités; cristallise ensuite la wolframite, en lames de clivage centimétriques (3 à 10 cm en moyenne mais variant de quelques millimètres à 35 cm), assemblées en faisceaux polycristallins; elle est surtout abondante près des épontes

des filons les plus puissants; son chimisme sera discuté plus loin (§II.1.); elle est accompagnée principalement de pyrrhotite (contenant de 46,6 à 47,5 % at. Fe-dosages microsonde Camebax Ecole des Mines de Paris) qu'elle englobe parfois, de molybdénite, de tétradymite, de mispickel, de bismuthinite, d'une blende 1 puis de pyrite, qui constitue l'essentiel de la minéralisation métallique. La blende présente des compositions assez groupées (Fe : 9,75-11,33 % at.; Mn : 0,17-0,23 % at.; Cd : 1,07-1,11 % at. atteignant exceptionnellement 1,45 % at. — fig. 9).

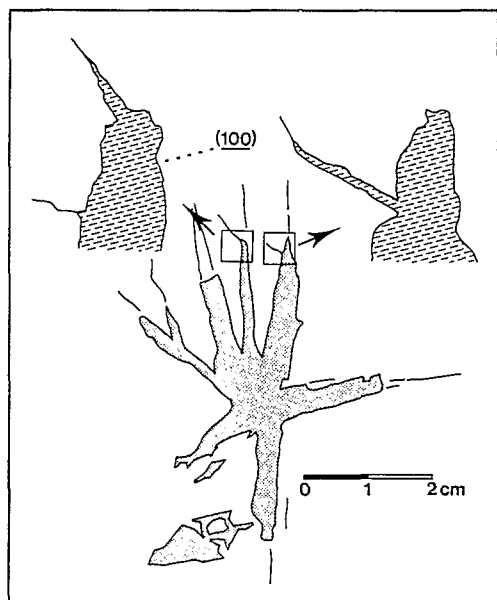


FIG. 8. — Un exemple des relations entre wolframite et quartz.  
 FIG. 8. — An example of the relations between wolframite and quartz.

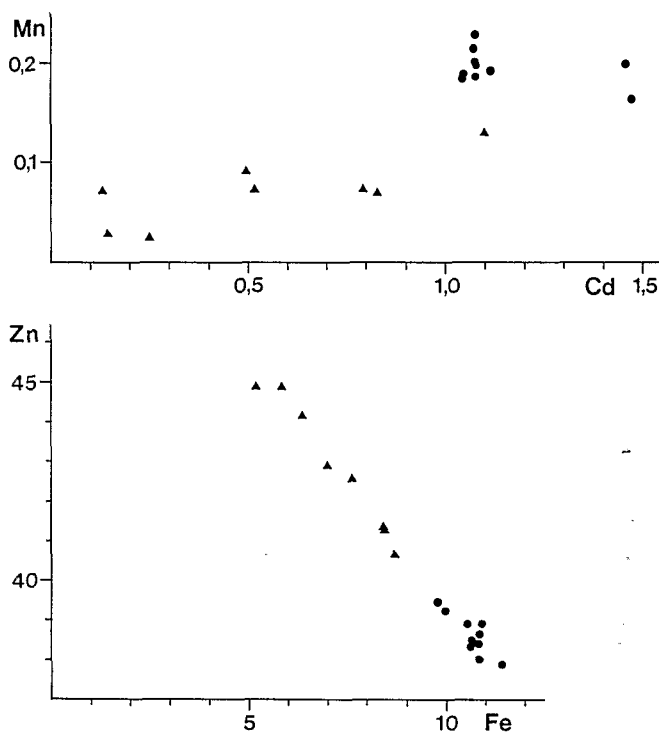


FIG. 9. — Compositions des blendes. ronds : blende 1; triangles : blende 2.  
 FIG. 9. — Compositions of the sphalerite. — circles : sphalerite 1; triangles : sphalerite 2.

En revanche, deux groupes de composition ont été reconnus pour le mispickel : le premier avec 34,5 à 35 % at. As regroupe les mispickels les plus primaires, (associés ou non à la löllingite), le second avec 32 à 33 % at. As regroupe les mispickels plus tardifs associés en général à de la pyrite (fig. 10). Plusieurs types de pyrite ont été observés : (1) une pyrite souvent associée au mispickel (et éventuellement à la löllingite) mais tardive par rapport à ces minéraux; (2) une pyrite en masses xénomorphes grumeleuses composées d'agrégats microcristallins associant pyrite, marcasite, melnicovite, magnétite ou en masses polycristallines poreuses contenant de la marcasite ou encore en « bird's eyes » avec inclusions de marcasite semble provenir de la transformation de la pyrrhotite dont elle contient très souvent des reliques.

d) Le *stade 4* correspond à la venue tardive à carbonates; le fait que les veines à carbonates soient postérieures à la tectonique cassante et à la mise en place des filons de microdiorite suggère que cette venue est totalement séparée

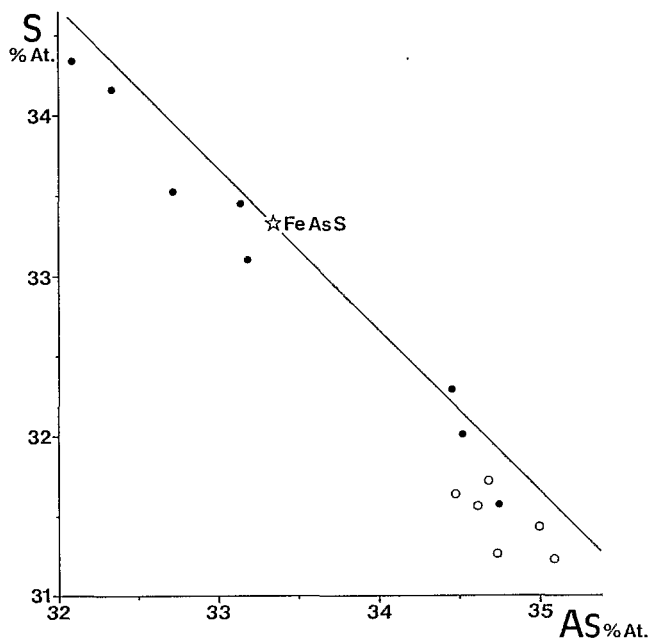


FIG. 10. — Compositions des mispickels. — ronds blancs : mispickel associé à la löllingite; ronds noirs : mispickel associé à pyrrhotite et/ou pyrite.

FIG. 10. — Compositions of the arsenopyrite. — open circles : arsenopyrite associated with löllingite; black circles : arsenopyrite associated with pyrrhotite and/or pyrite.

de la venue principale et est peut-être beaucoup plus récente. Le remplissage est principalement constitué de dolomite accompagnée d'une sidérite plus tardive et de quartz très accessoire. Les minéraux métalliques associés sont pyrite, blende 2 avec exsolutions (ou inclusions?) [Barton, 1979; Scott, 1983; Sugaki *et al.*, 1987] de chalcoppyrite, chalcoppyrite (contenant exceptionnellement de l'électrum et parfois transformée en covellite, beaucoup

plus rarement en bornite ou digénite) et un peu de galène. Les blends 2 sont de composition assez variable (Fe : 8,47-5,12 %; Cd : 0,83-0,14 %; Mn : 0,07-0,02 %) et définissent un trend depuis les blends 1, beaucoup plus homogènes chimiquement, vers un pôle ZnS pur (fig. 9).

Lorsqu'elle recoupe les filons de quartz à wolframite cette venue remanie en partie leur contenu minéralogique : apparition de wittichénite aux dépens de la bismuthinite et surtout corrosion des wolframites, modification de leur chimisme et apparition de ferberite puis de scheelite (cf. ci-dessous § II.2.). Les solutions responsables de cette venue tardive ne semblent apporter que Cu, Pb et les carbonates.

## 2) Le chimisme des wolframites.

Les 170 dosages effectués à la microsonde électronique (Camebax — Ecole des Mines de Paris) sur une trentaine de cristaux provenant de divers filons démontrent l'existence d'énormes variations de composition des wolframites, et ce, même à l'intérieur d'un même cristal [Nicolas, 1985]. L'ensemble des mesures est porté sur la figure 11.

Trois groupes de composition peuvent être distingués.

**Groupe 1** (88 mesures) : wolframites *s.s.* présentant un rapport Fe/Fe + Mn de 0,66 à 0,91 et une teneur en Mg comprise entre 0,2 et 1,2%. Elles correspondent à de grandes plages à l'intérieur desquelles le rapport Fe/Fe + Mn varie de manière tranchée mais tout à fait irrégulière. Ce groupe de composition correspond vraisemblablement aux compositions initiales des wolframites.

**Groupe 2** (38 mesures) : quelques rares hubnérites et surtout wolframites *s.s.* plus riches en Mn (Fe/Fe + Mn < 0,66) que les précédentes, avec des teneurs en Mg en général plus faibles et pouvant même être nulles. Elles correspondent à des enrichissements en Mn le long de micro-fractures et sur les bords des cavités de cristaux de wolframites 1. Aucun petit cristal libre ayant cette composition n'a été observé.

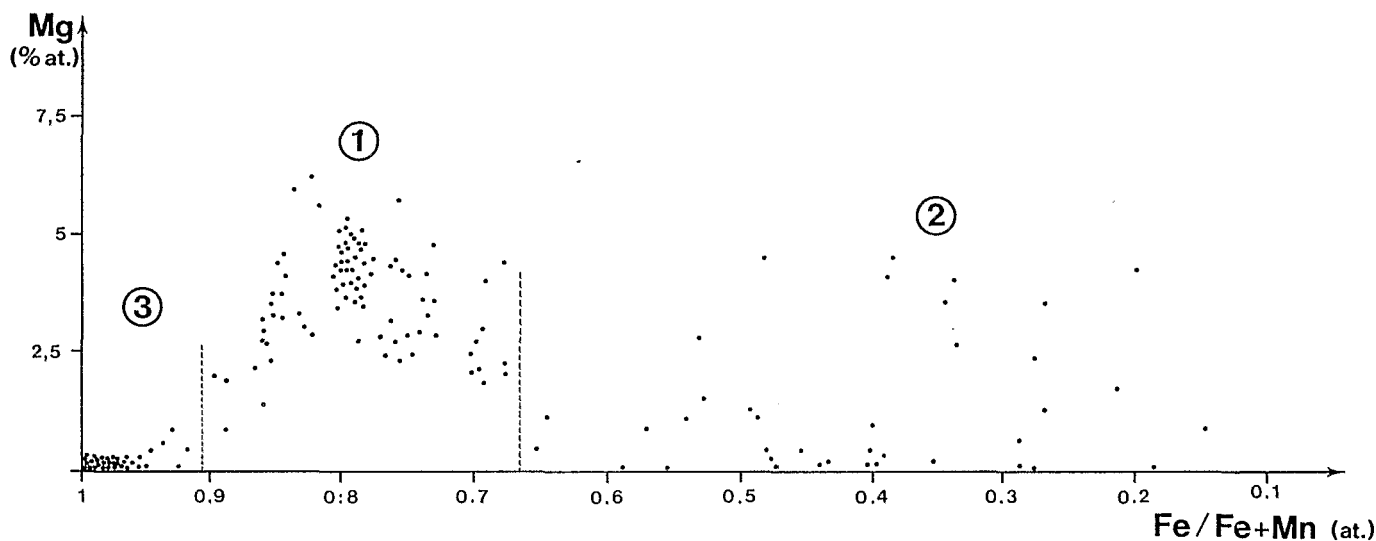


FIG. 11. — Composition des wolframites (discussion dans le texte).

FIG. 11. — Composition of the wolframite (see text for discussion).



**Groupe 3** (44 mesures) : ferbérîtes pratiquement pures. Elles correspondent soit à des enrichissements en Fe le long de micro-fractures ou au voisinage de zones carriées dans les wolframites du groupe 1 soit à de petits cristaux automorphes indépendants. Ces derniers se développent soit en bordure des wolframites 1 soit dans des fractures du quartz postérieures au dépôt de la wolframite soit encore dans les microgéodes des carbonates des veines tardives où ils sont associés à pyrite et quartz. Une scheelite pratiquement pure, postérieure à la ferbérîte, peut être associée à cette dernière. Elle pseudomorphose localement la wolframite 1.

Le fait qu'au sein des plages de wolframite 1 les variations de composition ne soient pas organisées selon des éléments cristallographiques d'une part et d'autre part le fait que les enrichissements les plus importants en Fe et Mn (wolframites 2 et 3) jalonnent préférentiellement les microfractures et les cavités au sein des cristaux de wolframite 1 impliquent que les hétérogénéités dans le chimisme des wolframites ont été produites après la cristallisation et même après la fracturation des cristaux. Il est exclu qu'elles soient associées à une démixion de type démixion sub-solidus.

Il faut voir dans ces phénomènes l'effet de la percolation dans les zones minéralisées d'un (ou de plusieurs) fluide en déséquilibre avec la wolframite. L'un de ces fluides est clairement le fluide responsable de la venue à carbonates comme le montre l'association préférentielle de la ferbérîte en petits cristaux automorphes aux carbonates et l'existence de zones carriées dans la wolframite primaire qui est dissoute et remplacée par des carbonates. Ce fluide redistribue le stock métal contenu dans la wolframite 1 : le fer, le magnésium et une partie du tungstène passent en solution et peuvent se redéposer ultérieurement sous forme de ferbérîte, carbonates (sidérite, dolomite) et éventuellement scheelite; le manganèse est soit inerte et se concentre sur place par soustraction, soit faiblement mobile et est incorporé dans les carbonates : les teneurs en Mn des sidérites sont notablement plus élevées (2 % au lieu de 0,5 %) quand les carbonates se développent en remplissage tardif des filons à quartz-wolframite et non en veinules indépendantes. Le fluide responsable de ce phénomène est visiblement sous-saturé en tungstène (et en fer) et ces phénomènes de redistribution locale du stock métal de la wolframite 1 ne peut se faire que dans les microfractures et les petites cavités, c'est-à-dire là où la vitesse de percolation du fluide est suffisamment faible pour que ce soit l'assemblage minéralogique primaire qui impose en partie les potentiels chimiques (et non le fluide) et que la saturation en tungstène soit localement atteinte. L'absence de cristaux indépendants de hubnérîte lors de ces remobilisations tardives indique un pH acide et des températures relativement faibles (inférieures à 250 °C) [Horner, 1979].

L'existence de zones enrichies en Fe le long de microfractures de la wolframite 1 pose le problème de l'intervention d'un éventuel autre fluide qui au contraire du précédent aurait dissout préférentiellement le manganèse et enrichi par différence la wolframite en fer. A moins que ces enrichissements le long de microfissures ne soient simplement l'effet d'une redéposition à partir du fluide carbonaté, analogue à la précipitation de la ferbérîte en cristaux automorphes.

Les hétérogénéités de composition des wolframites et la présence de ferbérîte tardive ne sont pas particulières au gisement de Leucamp. Dans le même district, des phénomènes tout à fait similaires ont été montrés à Puy-les-Vignes [Weppe, 1951], Enguaylès [Derré, 1983] et à l'indice du Bousquet près de Laguiole [Nicolas, 1985]. Des hétérogénéités de même type ont été décrites par divers auteurs pour d'autres districts [Il'in et Ivanova, 1972; Moore et Howie, 1978].

Une des conséquences majeures de l'existence de ces hétérogénéités de composition est d'exclure toute tentative d'utilisation du rapport Fe/Mn des wolframites comme géothermomètre, si tant est que celui-ci ait une valeur certaine [Amossé, 1978; Taylor et Hosking, 1970; Groves et Baker, 1972; Hsu, 1976, Horner, 1979; Voyevodin, 1981].

### 3) Les conditions physico-chimiques du dépôt des minéralisations.

En l'absence d'étude d'inclusions fluides sur les quartz des différentes générations et les compositions des wolframites étant écartées comme géothermomètre potentiel, les seuls éléments permettant une approche des conditions physico-chimiques du dépôt des minéralisations sont les assemblages minéralogiques.

Les données expérimentales permettent de caractériser les conditions de dépôt de la minéralisation principale (stade 3) et de la venue à carbonates (stade 4). Il s'agit d'estimations préalables (fig. 12) qui, compte tenu des incertitudes sur les reconstitutions paragénétiques, les compositions des phases et les équilibres expérimentaux, demanderont à être confirmées par des méthodes indépendantes, en particulier par des études microthermométriques.

Le début du stade 3 correspond à peu près à l'équilibre mispickel + As = löllingite avec un mispickel dont la teneur en As varie de 34,50 à 35,10 atomes %. Les conditions (A) sont alors 480 °C < T < 500 °C et  $-8,0 < \log f_{S_2} < -7,0$  [Barton Jr., 1979; Kretschmar et Scott, 1976]. A ce stade la pyrrhotite, même la plus riche en Fe, n'est pas stable [Toulmin et Barton, 1964; Barton et Skinner, 1979] et le bismuth est stable par rapport à la bismuthinite [Craig et Barton, 1973]. Ensuite apparaît la pyrrhotite (47,5 à 46,6 % at. Fe) et la bismuthinite, puis la blende 1 à 22 % FeS molaire. Ceci implique [Scott et Barnes, 1971; Barton et Skinner, 1979; Scott, 1983] des conditions de températures de l'ordre de 500 °C, très légèrement supérieure à celle du stade précédent, mais surtout une augmentation très nette de la fugacité en soufre ( $\log f_{S_2} = -4,5$  en B).

La wolframite apparaît à ce stade et continue à cristalliser avec la pyrrhotite et un mispickel à 32-33 % at. As. La fin de la cristallisation de la wolframite se situe autour de l'équilibre pyrite-pyrrhotite [Toulmin et Barton Jr., 1964; Barton et Skinner, 1979] à l'intersection avec la courbe à 32 % at. As dans le mispickel [Kretschmar et Scott, 1976], soit T = 420 °C et  $\log f_{S_2} = -6,5$  (C). La présence de pyrrhotite et sa composition sont compatibles avec ces conditions mais n'apportent pas de contrainte supplémentaire à ce stade.

En résumé, l'évolution (A)—(B)—(C) du fluide serait donc caractérisée d'abord par une augmentation isotherme ( $\pm 500$  °C) de la fugacité en soufre puis par un abaissement progressif de la température (de 500 à 420 °C) et de la

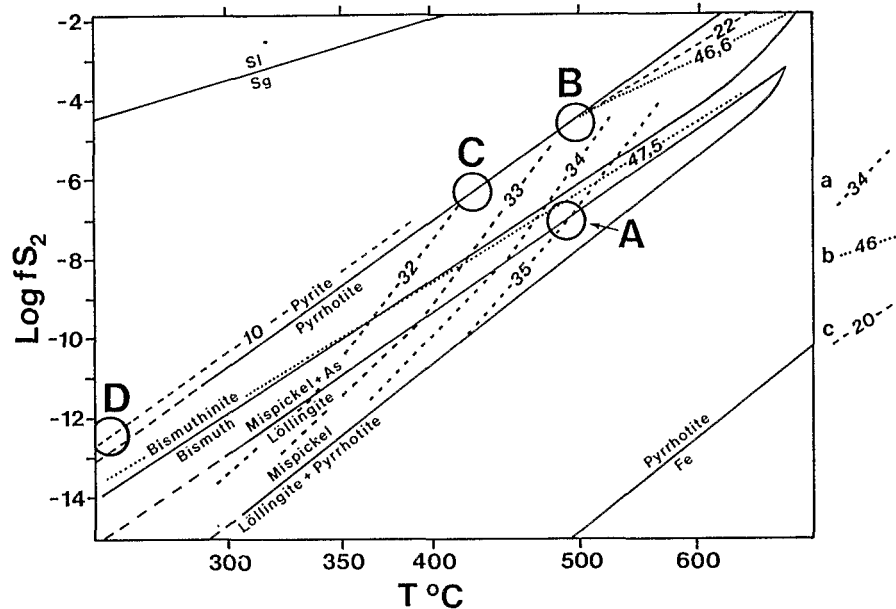


FIG. 12. — Diagramme T-Log  $fS_2$  de l'évolution des fluides minéralisateurs (discussion dans le texte). — a : courbes d'isoteneurs en As (% at.) du mispickel d'après Kretschmar & Scott [1976]; b : courbes d'isoteneurs en Fe (% at.) de la pyrrhotite d'après Toulmin & Barton [1964]; c : courbes d'isoteneurs en FeS (% mol.) de la blende d'après Scott & Barnes [1971].

FIG. 12. — T-Log  $fS_2$  diagram of the mineralizing fluids (see text for discussion). — a : iso As contents (% at.) of arsenopyrite from Kretschmar & Scott, [1976]; b : iso Fe contents (% at.) of pyrrhotite from Toulmin & Barton [1964]; c : iso FeS (% mol.) contents of sphalerite from Scott & Barnes [1971].

fugacité en soufre (de  $-4,5$  à  $-6,5$ ) le long du tampon pyrite-pyrrhotite. Les températures obtenues pour le dépôt de la wolframite ( $500-420$  °C) apparaissent élevées et demanderont à être confirmées par une méthode indépendante.

En ce qui concerne le stade tardif à carbonates et à minéralisation de type BPGC, les relations entre les minéraux sont généralement difficilement observables. La présence de pyrite et la composition de la blende qui lui est associée ( $\pm 10$  % mol. FeS) donnent une relation T-Log  $fS_2$ . L'assemblage chalcopryrite-covellite-pyrite et l'absence d'idaïte suggèrent des températures inférieures à  $240$  °C [Barton & Skinner, 1979] mais les données expérimentales montrent que dans ce domaine de température les phénomènes de métastabilité sont extrêmement importants dans le système Fe-Cu-S. Les modifications du chimisme des wolframites sont compatibles avec des températures inférieures à  $250$  °C [Horner, 1979] et un pH acide. La présence de marcasite indique également une température inférieure à  $240$  °C et un pH inférieur à 5 [Murowchik et Barnes, 1986]. Le stade tardif à carbonates serait donc caractérisé par  $T = 200, 240$  °C,  $\text{Log } fS_2 = -12,5, -14$  et un pH acide (point D de la figure 12).

#### CONCLUSION : CONTRIBUTION DE L'EXEMPLE DE LEUCAMP À L'ÉTUDE DES GÎTES PÉRIBATHOLITIQUES.

À une échelle locale, le gisement de Leucamp apparaît comme un modèle pour le district de la Châtaigneraie et les résultats acquis sur ce gîte sont susceptibles de guider la prospection minière. Soulignons l'apport essentiel de la géologie structurale fine, incluant le gisement mais aussi en

débordant assez largement et rappelons l'importance des failles normales tardives qui peuvent conduire à surévaluer les gisements.

D'un point de vue plus général, le gisement de Leucamp apparaît comme un exemple caractéristique des gisements filoniens à quartz-wolframite péribatholitiques.

Au-delà de la classique association spatiale entre ce type de gisement et un granite et sans vouloir nous prononcer sur l'origine ultime du stock métal l'exemple de Leucamp permet de montrer le rôle fondamental du granite dans la formation de ce type de gisement :

- rôle mécanique tout d'abord : l'ouverture des structures filoniennes est due à une fracturation hydraulique et seul un départ de fluide tardimigmatique peut expliquer une montée aussi rapide de la pression fluide :

- rôle thermique car seuls des fluides périplutoniques peuvent expliquer les températures élevées mises en évidence lors des stades précoces et le gradient de température défini par la voie des fluides.

Il est remarquable que le gisement de Leucamp, comme les autres gîtes et indices de wolfram de la Châtaigneraie, soit entièrement encaissé dans les schistes, d'ailleurs à plusieurs centaines de mètres du contact, à l'exclusion de toute minéralisation intragranitique (mis à part quelques indices alluvionnaires). Plusieurs explications complémentaires peuvent être avancées :

- l'encaissant est formé de métapélites relativement imperméables et non réactives par rapport aux formations gréseuses et aux gneiss à silicates calciques, ce qui autorise la mise sous pression, la fracturation hydraulique brutale et un fort gradient de dépôt;

- à la différence du granite, l'encaissant montre une structuration interne importante avec création de surfaces

de faible résistance à la traction qui pourront s'ouvrir rapidement lors de la montée de la pression fluide;

— l'existence de forts gradients de température (et de pression) dans le temps et dans l'espace (la löllingite devient plus abondante lorsque l'on s'approche du granite) suggère que la saturation en tungstène des fluides n'était pas atteinte à l'intérieur du granite et que la wolframite ne pouvait précipiter qu'en aval à des températures plus faibles.

**Remerciements.** — Cette étude a bénéficié d'un financement de l'Action Concertée DGRST « Métallogénie de

l'étain et du tungstène dans le Massif central » (A.C. 81 D 1190).

Nous remercions la division minière Massif central du BRGM en la personne de MM. L. Renaud, chef de division, J.C. Delille, J.R. Le Chapelain et J. Pépin pour leur accueil dans le gisement et les nombreux documents aimablement communiqués.

Les critiques et suggestions que MM. A. Autran et Ch. Marignac ont apportées à la première version du présent article ont été grandement appréciées et utilisées par les auteurs.

### Références

- AMOSSÉ J. (1978). — Variation in wolframite composition according to temperature at Boralha, Portugal, and Enguayalès, France. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 73, 6, pp. 1170-1175.
- BARTON P.B. Jr. (1979). — Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe Mine, Akita prefecture, Japan. — *Min. geol. J.*, Tokyo, 28, pp. 293-300.
- BARTON P.B. Jr. & SKINNER B.J. (1979). — Sulfide mineral stabilities. In: BARNES H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. — J. Wiley & sons, New York, 7, pp. 278-403.
- BOESSE JM. (1980). — Lithologie, structure et métamorphisme de la Châtaigneraie septentrionale (Cantal), Massif central français. — Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris Sud-Orsay, 129 p.
- BOGDANOFF S., CIRRODE J.L., PLOQUIN A., RAMBOZ C., LE CHAPELAIN J.R. & MIGNON R. (1987). — Recherche du tungstène dans le district de la Châtaigneraie (Cantal, Aveyron, Massif central français); Géochimie des schistes de la Châtaigneraie. Une décennie de recherche minière dans la Châtaigneraie. — *Chron. Rech. Min.*, Orléans, 487, pp. 11-30.
- CHÈZE Y. (1975). — Étude géologique de la Châtaigneraie au nord d'Entraygues (Aveyron). Pétrographie, structure et métallogénie. — Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 143 p.
- CRAIG JR. & BARTON Jr. P.B. (1973). — Thermochemical approximation for sulfosalts. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 68, pp. 493-506.
- CZAMANSKE G.K. (1974). — The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity fubber. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 69, pp. 1328-1334.
- DEMANGE M. & NICOLAS V.A. (1983). — La tectonique en Châtaigneraie aux abords du district wolframifère de Leucamp (Massif central, France). Contrôle structural des minéralisations filonniennes. — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, (11), pp. 807-810.
- DEMANGE M., NICOLAS V.A., SOLER P. & GIOUSE H. (1988). — Le batholite composite du Veynezès (Cantal, France) : pétrographie, géologie et géochimie. Relations avec le gisement tungstifère de Leucamp. — *Bull. Soc. Géol. France*, Paris (sous presse).
- DERRÉ C. (1983). — La province à Sn-W Ouest européenne. Histoire des divers types de gisements du Massif central, des Pyrénées et du Portugal. Distribution des gisements. — Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 2 vol., 345 p. + annexes.
- DUTHOU J.L., BOGDANOFF S., CIRRODE J.L. & NICOLAS V.A. (1986). — Chronologie Rb-Sr du granite du Veynazès environnant le gisement wolframifère de Leucamp (Cantal, Massif central français). In: 11<sup>e</sup> R.S.T., Clermont-Ferrand p. 58. — Livre en dépôt à la SGF.
- GROS Y. (1984). — Evolution tectonique de la Châtaigneraie (Cantal et Aveyron). — Rapport interne BRGM, Orléans, 84 SGN 097 GÉO.
- GROS Y., GUERANGE B. & MARTIN P. (1981). — Le champ filonien (WO<sub>3</sub>) de Leucamp (Cantal). Étude structurale (déformation souple et fracturation) dans les travaux BRGM et leur environnement. — Rapport interne BRGM, Orléans, 81 SGN 734GEO, 44 p.
- GROVES D.I. & BAKER W.E. (1972). — The regional variation in composition of wolframites from Tasmania. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 67, pp. 362-368.
- HORNER Ch. (1979). — Solubility and hydrolysis of FeWO<sub>3</sub> and MnWO<sub>3</sub> in the 25 °C—300 °C range and the zonation of wolframite. — *Chem. Geol.*, Amsterdam, 27, pp. 85-97.
- HSU L.C. (1976). — The stability relations of the wolframite series. — *Amer. Mineral.*, Washington, 61, pp. 944-955.
- IL'IN N.P. & IVANOVA G.F. (1972). — X-ray microanalysis of muscovites from zones with tungsten mineralization. — *Geochem. Internat.*, Washington, 9, pp. 186-193.
- JOUBERT E. (1978). — Étude pétrographique, structurale et métallogénique de la Châtaigneraie (secteur du Veynazès, Cantal), Massif central français. — Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 242 p.
- KELLY W.C. & RYE R.O. (1979). — Geologic, fluid inclusion and stable isotopic studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 74, pp. 1721-1822.
- KRETSCHMAR U. & SCOTT S.D. (1976). — Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. — *Canad. Mineral.*, Toronto, 14, pp. 364-386.
- MOELO Y., MARCOUX E., MAKOVICKY E., KARUP-MOLLER S. & LEGENDRE O. (1987). — Homologues de la lillianite (gustavite, vivingite, heyrovskyite riche en argent et bismuth, ...) de l'indice à W-As-(Pb, Bi, Ag) de la Roche-Balue (Loire Atlantique, France). — *Bull. Mineral.*, Paris, 110, pp. 43-64.
- MOORE F. & HOWIE R.A. (1978). — On the application of the hübnerite-ferberite ratio as a geothermometer. — *Min. Deposita*, Berlin, 13, pp. 391-397.
- MUROWCHIK J.B. & BARNES H.L. (1986). — Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, oxford, 50, pp. 2615-2629.
- NICOLAS V.A. (1985). — Le gisement wolframifère de Leucamp dans son environnement géologique (Châtaigneraie du Cantal, France). — Thèse 3<sup>e</sup> cycle, E.N.S. des Mines, Paris, 384 p.
- SCOTT S.D. (1983). — Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. — *Mineral. Mag.*, London, 47, pp. 427-435.
- SCOTT S.D. & BARNES H.L. (1971). — Sphalerite geothermometry and geobarometry. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 66, pp. 653-659.

- SHARP Z.D., ESSENE E.J., KELLY W.C. (1985). — A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and application to natural assemblages. — *Canad. Mineral.*, Toronto, 23, pp. 517-534.
- SUGAKI A., KITAKAZE A. & KOJIMA S. (1987). — Bulk composition of intimate intergrowth of chalcopyrite and sphalerite and their genetic implications. — *Mineral. Deposita*, Berlin, 22, pp. 26-32.
- TAYLOR R.G. & HOSKING K.F.G. (1970). — Manganese-iron ratios in wolframite, South Crofty Mine, Cornwall. — *Econ. Geol.*, New Haven (Connecticut), 65, pp. 47-53.
- TOULMIN P. III & BARTON P.B. Jr. (1964). — A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, 28, pp. 641-671.
- VOYEVODIN V.N. (1981). — The relationship between the chemical composition of wolframite and the geological conditions of their formation. — *Intern. Geol. Rev.*, Silver Spring (Maryland), 2-3, (5), pp. 561-570.
- WANDTKE A. (1931). — Ore deposition in open fissures formed by solution pressure. — *Am. Inst. Mining Engineers Trans.*, Washington, General Volume, pp. 291-304.
- WEPPE M. (1951). — Contribution à l'étude des gîtes de tungstène français. Puy-les-Vignes (Haute Vienne). La Châtaigneraie (Cantal). — *Geol. Appl. et Prosp. Min.*, Paris, III, 1-2-3, 228 p.